

Alma Mater Studiorum - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Facoltà di Ingegneria

---

Corso di Laurea in  
INGEGNERIA CIVILE

**Applicazioni del telerilevamento  
satellitare termico in ambito urbano**

Tesi di Laurea in  
Telerilevamento LS

Presentata da:  
**Giovanni Mazza**

Relatore:  
Prof. **Gabriele Bitelli**

Correlatori:  
Ing. **Emanuele Mandanici**  
Ing. **Paolo Conte**

---

Sessione II  
Anno Accademico 2008/2009



# INDICE:

Introduzione .....	v
<b>1 – Thermal Remote Sensing .....</b>	<b>da pag. 1</b>
1.1 Generalità .....	1
1.2 Lo spettro elettromagnetico ed il telerilevamento termico.....	3
1.3 Finestre atmosferiche nella regione dell'infrarosso termico.....	5
1.4 Riscaldamento solare e ciclo di temperatura diurno.....	7
1.5 Il concetto di temperatura.....	10
1.6 Il corpo nero.....	15
1.7 L'immagine termica ed il concetto di emissività.....	17
1.7.1 L'importanza della risoluzione geometrica .....	22
1.8 Le leggi fisiche nell'infrarosso termico.....	24
1.9 Sensori e piattaforme satellitari.....	29
1.10 Land Surface Temperature (LST).....	42
1.10.1 Considerazioni sull'inquinamento atmosferico.....	52
1.10.2 Considerazioni sulla pendenza topografica, albedo ed inerzia termica.....	54
1.10.3 Considerazioni sugli effetti direzionali.....	57

<b>2 – Isola di calore urbano e Thermal Remote Sensing.....</b>	<b>da pag. 60</b>
2.1 Urban Heat Island: isola di calore urbano .....	60
2.1.1 Considerazioni sull'isola di calore urbano.....	66
2.2 Il telerilevamento dell'isola di calore urbano.....	68
2.3 L'ambiente urbano.....	75
2.3.1 Alta risoluzione spaziale nell'infrarosso termico.....	79
2.3.1.1 Un esempio applicativo: analisi dei sistemi di condotte a vapore.....	84
<b>3 – Applicazioni pratiche di Telerilevamento Termico.....</b>	<b>da pag. 89</b>
3.1 Introduzione.....	89
3.2 Approccio multi-scala all'analisi termica urbana.....	89
3.2.1 I dati.....	91
3.2.2 Metodologia.....	92
3.2.3 Risultati e conclusioni.....	98
3.3 Analisi delle caratteristiche termiche urbane in relazione alla copertura del territorio.....	103
3.3.1 La misurazione della percentuale urbana di Impervious Surface Areas.....	104
3.3.2 Il pre-processamento dell'immagine.....	105
3.3.3 Determinazione della temperatura e dell'indice NDVI.....	106
3.3.4 Risultati.....	107
3.3.5 Analisi dei risultati ottenuti a Tampa Bay.....	108
3.3.6 Analisi dei risultati ottenuti a Las Vegas.....	111
3.3.7 Impermeabilità, NDVI e Tb.....	116
3.3.8 Conclusioni.....	119
3.4 Combinazioni di immagini termiche e dati LIDAR per la mappatura urbana.....	120
3.4.1 La visualizzazione dei dati.....	122
3.4.2 Il Thermal-LIDAR mapping.....	123
3.4.3 Integrazioni con i dati LIDAR.....	124
3.4.4 Risultati ed analisi.....	126
3.4.5 Conclusioni.....	128
3.5 Mappe di dispersione del calore: il caso di Londra.....	129
3.5.1 Come creare una Heat Loss Map.....	130

<b>4 – Una sperimentazione di analisi termica sulla città di Bologna</b> .....	da pag. <b>137</b>
<b>4.1</b> Introduzione.....	137
<b>4.2</b> Esempio di valutazione dell'isola di calore urbano nella città di Bologna mediante misure terrestri.....	137
4.2.1     Materiali e metodi.....	137
4.2.2     Risultati.....	139
<b>4.3</b> Analisi con dati satellitari.....	141
<b>4.4</b> Pre-processamento.....	143
<b>4.5</b> Il confronto fra le temperature rilevate.....	159
Conclusioni .....	ix
Appendici .....	xiii
Bibliografia .....	xvi



## Introduzione

Il *Thermal Remote Sensing*, ovvero l'esplorazione della superficie terrestre dallo spazio nell'intervallo di lunghezze d'onda corrispondenti all'infrarosso termico, non è una metodologia nuova: i primi dati termici sono stati acquisiti addirittura 44 anni fa dai satelliti TIROS 7 e 8 (1963). Le applicazioni meteorologiche sono state le prime ad attirare l'attenzione della comunità scientifica, per passare poi a quelle terrestri (Landsat 3, 1978) e a quelle oceanografiche (Nimbus-7 sensore CZCS, 1978). L'importanza della banda termica classica (10-12 micron) è anche dovuta al fatto che in quelle regioni il contributo dell'energia solare riflessa è minimo rispetto all'emissione della Terra; inoltre, si deve precisare che lo studio "termico" della superficie terrestre è svincolato e complementare rispetto a qualunque aspetto "visibile" delle superfici.

Le applicazioni in questo settore sono molteplici e di grande interesse, e coinvolgono anche problematiche di carattere globale o comunque di impatto molto ampio. Alla fine degli anni 2000, circa il 45% della popolazione mondiale viveva in aree urbane, di cui la maggior parte, il 75%, in paesi sviluppati. Si prospetta che nei prossimi anni più della metà della popolazione mondiale avrà la propria abitazione in città; mentre il tema del riscaldamento globale scuote da anni e con notevole interesse il mondo scientifico ed i mezzi d'informazione, ciò non è altrettanto vero per il tema delle dispersioni energetiche e del riscaldamento nelle aree urbanizzate, fenomeno legato allo strato limite atmosferico, cioè alla porzione di atmosfera più vicina al suolo, la cui altezza varia da poche decine di metri a circa 1000-2000 metri.

Il crescente interesse per gli studi delle temperature superficiali e per le caratteristiche del bilancio energetico urbano mediante l'utilizzo del Thermal

Remote Sensing è dovuto al fatto che la conoscenza degli scambi energetici della superficie urbana, nonché dell'isola di calore urbano, è significativa per tutta una serie di questioni come la climatologia urbana, i cambiamenti ambientali globali, le interazioni uomo-ambiente ed è anche importante per la pianificazione e la gestione del territorio. Infatti, nella società attuale, dove il concetto di sostenibilità è ormai diventato di fondamentale importanza, un più attento e controllato approccio alla progettazione urbana è un grande passo in avanti per la promozione delle energie rinnovabili, dato che il settore della costruzione, sia essa residenziale, industriale o commerciale, ha un enorme potenziale di risparmio energetico, che spesso non viene sfruttato e necessita quindi di una migliore gestione. A tal proposito, il telerilevamento termico, in particolare grazie alle immagini ottenute ad elevate risoluzioni con sistemi aerotrasportati, può consentire di fornire, oltre ai dati sulla temperatura della città, anche le temperature relative ai singoli isolati ed edifici, permettendo di individuare eventuali sprechi e malfunzionamenti e comunque di valutare l'effetto delle politiche energetiche adottate.

I recenti avanzamenti nello studio dell'ecologia del paesaggio hanno facilitato la caratterizzazione delle componenti della superficie urbana ed i loro collegamenti quantitativi con il processo di evoluzione ambientale, ad esempio l'isola di calore urbano, le cui ricerche sono da sempre condotte in località ben definite ed isolate mediante misurazioni in situ della temperatura dell'aria; con l'avvento del telerilevamento e di tutta la tecnologia inerente, si è reso possibile lo studio a distanza su scale più ampie, fornendo un quadro sinottico del fenomeno.

Il primo capitolo di questo elaborato è volto all'introduzione del Thermal Remote Sensing, con particolare attenzione alla sua definizione ed alle caratteristiche che lo contraddistinguono rispetto al telerilevamento effettuato nel campo del visibile. Inoltre, viene introdotto il concetto di temperatura e mostrata la differenza tra l'aspetto cinetico e quello radiometrico.

Viene quindi sottolineata l'importanza dell'emissività e come questa sia legata indissolubilmente con l'immagine termica, essendo il ponte che unisce la temperatura radiante con la temperatura cinetica, tenendo sempre in considerazione come la risoluzione geometrica di una scena possa influenzare enormemente i risultati finali. Si passa quindi ad una breve rassegna delle piattaforme satellitari operanti nel termico ed ai relativi sensori, concentrandosi su quelli attualmente maggiormente utilizzati: ASTER e Landsat. Al termine del capitolo, si richiama l'attenzione all'LST, ovvero alla temperatura superficiale del territorio, cercando di evidenziare le problematiche relative alla sua misurazione, effettuando considerazione inerenti all'inquinamento atmosferico, all'albedo, all'inerzia termica ed alla pendenza topografica.

Il secondo capitolo tratta il fenomeno dell'isola di calore urbano e di come questo possa essere affrontato attraverso il telerilevamento termico. L'aumento di temperatura all'interno dell'ambiente antropizzato è causato da diversi fattori, principalmente riconducibili alla sostituzione del suolo naturale con superfici artificiali (strade, edifici ecc...). Il telerilevamento, grazie alle sue capacità di rilievo a scale differenti, spaziali, temporali e radiometriche, offre una capacità unica di creare conoscenze quantitative sulle caratteristiche dell'ecosistema urbano ed il suo funzionamento; inoltre si è visto come attraverso immagini termiche aeree ad elevate risoluzioni, si abbia la possibilità di indagare la superficie in un modo fino ad ora sconosciuto.

Nel terzo capitolo sono riportate delle applicazioni pratiche di telerilevamento termico che analizzano e descrivono quantitativamente le temperature superficiali e le relazioni con le caratteristiche di copertura e morfologia urbana. Inoltre, vengono mostrati esempi di evoluzione dei processi di osservazione dei dati termici mediante la combinazione di informazioni provenienti da diverse metodologie di acquisizione.

Nel quarto ed ultimo capitolo, è riportata una parte sperimentale. Viene svolta un'analisi termica della città di Bologna mediante immagini da satellite, in gran parte ASTER, con lo scopo di verificare l'accuratezza delle informazioni di temperatura ricavate, mettendo in luce le problematiche relative al processo di estrapolazione del dato. In seguito, è stato evidenziato il fenomeno dell'isola di calore urbano presente nella città, dapprima attraverso il confronto di una serie di misurazioni puntuali di temperatura tra il centro urbano e l'ambiente rurale, in seguito attraverso un valore medio stimato su tre diverse aree corrispondenti alle zone del centro e della periferia.

# CAPITOLO PRIMO

## Thermal Remote Sensing

### 1.1 Generalità

La scoperta dell'infrarosso risale al 1800 per merito dell'astronomo William Herschel, il quale, partendo dalla considerazione che la luce del sole è composta da tutti i colori dello spettro elettromagnetico e che, allo stesso tempo, rappresenta anche una fonte di calore, cercò di individuare quali fossero i colori che, investendo un oggetto, procuravano un aumento di temperatura. Attraverso un esperimento, che comprendeva un prisma, cartone ed alcuni termometri con il bulbo dipinto di nero, l'astronomo cercò di misurare le temperature dei diversi colori. Herschel osservò un aumento della temperatura mentre spostava il termometro dal viola al rosso, nell'arcobaleno creato dalla luce del sole che passava attraverso il prisma. In definitiva Herschel giunse ad affermare che le temperature più elevate corrispondevano al colore rosso e che la radiazione che causava tale riscaldamento non era visibile, da cui il nome originale datogli dall'astronomo: "raggi calorifici". Oggi, tale radiazione è conosciuta come infrarosso.

Il telerilevamento effettuato nella regione dello spettro elettromagnetico corrispondente all'infrarosso termico ( TIR ) è detto: *telerilevamento termico*.

I dati ricavati dallo studio di questa particolare lunghezza d'onda sono fortemente correlati con gli aspetti termici del corpo rilevato. Il Thermal Remote Sensing (TRS) è una branca complementare al telerilevamento nel campo del visibile e a quello delle microonde.

Nel telerilevamento ottico si misura la radiazione elettromagnetica riflessa dalla superficie terrestre nelle lunghezze d'onda del visibile, mentre nel TRS, viene misurata la quantità di radiazione elettromagnetica emessa dalla superficie

terrestre nelle lunghezze che appaiono invisibili all'occhio umano e che rimangono nella regione dell'infrarosso termico dello spettro elettromagnetico.

Le immagini ottenute in questa finestra spettrale consentono di individuare univocamente i materiali e le caratteristiche della superficie investigata come ad esempio la composizione minerale, l'umidità del terreno, anomalie geotermiche ecc. Tutti i corpi al di sopra dello zero assoluto emettono energia a causa del loro status termico. La quantità di energia emessa dipende dalla lunghezza d'onda e dalla temperatura del corpo in questione. Una maggior temperatura superficiale significa una maggior vibrazione delle molecole che compongono l'oggetto, il che a sua volta corrisponde ad una maggiore intensità radiativa a lunghezze d'onda minori.

Il trasferimento di calore avviene secondo tre principali modalità: conduzione, convezione e radiazione. La conduzione termica è il processo che si attua in un mezzo solido, liquido o gassoso nel momento in cui, a causa di una differenza di temperatura, viene provocato un trasferimento di energia cinetica da una molecola a quella adiacente che possiede una velocità di vibrazione minore, essendo la velocità di vibrazione delle particelle indice della temperatura del corpo. Questa modalità, molto comune nei solidi, richiede quindi un contatto diretto fra i due corpi (*Boschetto, 2001*).

La convezione termica avviene solamente in presenza di un fluido, ad esempio aria o acqua. Tale fluido a contatto con un corpo la cui temperatura è maggiore di quella dell'ambiente che lo circonda, si riscalda e, per l'aumento di temperatura si espande molto velocemente (nella maggior parte dei casi). A causa della spinta di Archimede, questo fluido sale, essendo meno denso del fluido circostante che è più freddo. Contemporaneamente, il fluido più freddo scende e prende il posto di quello più caldo che sale; in questo modo si instaura una circolazione convettiva (*Boschetto, 2001*). In questo caso quindi, non vi è la necessità di un contatto diretto ma un intervento, anche se di media, entità risulta necessario (*Quattrochi, Luvall, 2009*).

La radiazione termica indica la radiazione elettromagnetica emessa dalle superfici di un corpo che si trova ad una certa temperatura. Tutti gli oggetti emettono radiazioni elettromagnetiche, che sono frutto dell'eccitazione termica della superficie del corpo, legata alla condizione energetica dei suoi atomi (*Boschetto, 2001*). Quindi, nella radiazione non è necessaria alcuna interazione fra i corpi perché vi sia uno scambio di calore, ma addirittura fra i due corpi vi si può interporre un vasto tratto di vuoto interstellare (*Quattrochi, Luvall, 2009*). Quest'ultimo è proprio il meccanismo con cui il calore proveniente dal Sole raggiunge la superficie terrestre.

Viaggiando attraverso il vuoto, la radiazione elettromagnetica si muove alla velocità della luce, 300.000 km/s, con lunghezze d'onda diverse e la radiazione calorifica risiede principalmente nella porzione dell'infrarosso termico dello spettro elettromagnetico.

## **1.2 Lo spettro elettromagnetico e il telerilevamento termico**

Lo spettro elettromagnetico è una distribuzione monodimensionale continua dell'energia elettromagnetica ordinata normalmente per lunghezze d'onda  $\lambda$  crescenti, ed anche se la realtà fisica dello spettro elettromagnetico nella distribuzione dei vari tipi di energia è a tutti gli effetti un continuum, è comodo per motivi pratici ed anche teorici suddividerlo in diversi intervalli o bande (*Brivio, Lechi, Zilioli, 2006*). L'energia termica, o infrarossa, consiste nella luce la cui lunghezza d'onda risulta troppo grande per essere individuata dall'occhio umano; si tratta di quella porzione dello spettro elettromagnetico che viene percepito come calore. La regione del visibile, compresa tra 0,4 e 0,7  $\mu m$ , è seguita da un incremento della lunghezza d'onda che termina nell'infrarosso, che a sua volta è suddivisa in porzioni più piccole.

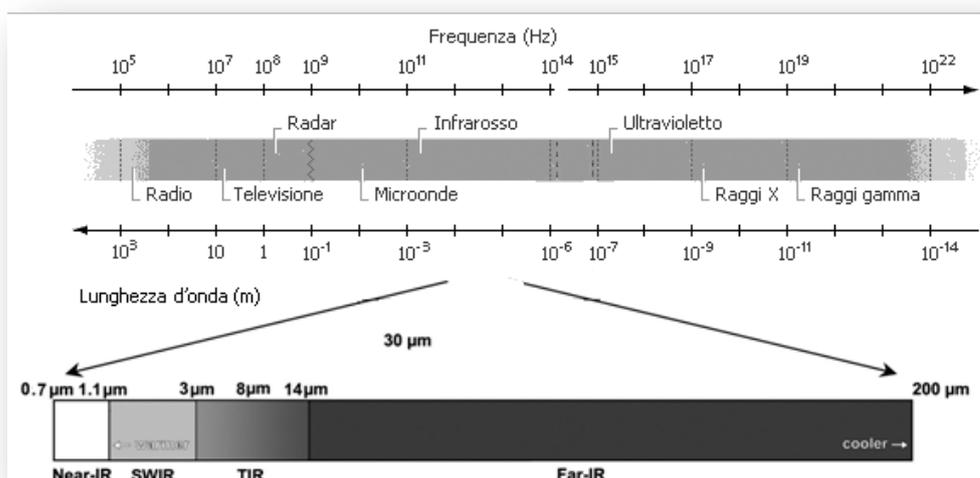


Figura 1 Spettro elettromagnetico con il range dell'infrarosso in dettaglio

Queste sotto-classi, i cui confini e la cui nomenclatura sono spesso variabili in funzione dell'autore considerato, possono essere così raggruppate:

- NIR: Near Infrared
- MIR: Mid Infrared
- FIR: Far Infrared
- SWIR: Shortwave Infrared
- RefIR: Reflective Infrared
- TIR: Thermal Infrared

Di tutte le nomenclature proposte, due sono gli schemi più frequentemente utilizzati in letteratura (*Quattrochi, Luvall, 2009*):

- Nomenclatura 1: la più popolare nella comunità mondiale di Remote Sensing, comprende le regioni NIR, MIR e FIR, ed i confini, seppur flessibili, sono generalmente accettati:
  - a) NIR: 0,7-1,1  $\mu\text{m}$
  - b) MIR: attorno a 5 – (25÷40)  $\mu\text{m}$
  - c) FIR: (25÷40) – (200÷350)  $\mu\text{m}$

- Nomenclatura 2 : questa nomenclatura è maggiormente utilizzata dalla comunità di telerilevamento terrestre:
  - a) NIR: 0,7-1,1  $\mu m$
  - b) SWIR: 1,1-3  $\mu m$
  - c) TIR: 3 o 8 – 14  $\mu m$
  - d) FIR: 14(o 35) - 103  $\mu m$

La regione SWIR è a volte indicata come la regione riflettente dell'infrarosso a causa della presenza di una forte componente di riflessione assieme alla parte di radiazione emessa. Solitamente, lo studio delle caratteristiche termiche del suolo, delle acque e delle nuvole si basa su dati raccolti nella regione dello spettro elettromagnetico compresa tra i 3  $\mu m$  ed i 35  $\mu m$  riferendosi a questa come la regione dell'infrarosso termico (*Quattrochi, Luvall, 2009*). In questo intervallo di lunghezze d'onda, le radiazioni emesse dalla superficie terrestre sono predominanti rispetto alla componente di radiazione solare riflessa.

### **1.3 Finestre atmosferiche nella regione dell'infrarosso termico**

Le finestre atmosferiche sono regioni spettrali in cui vi è una particolare trasparenza dell'atmosfera, dove quindi l'assorbimento è minimo e la trasmissione con l'atmosfera terrestre è massima.

All'interno della regione dell'infrarosso termico TIR , 3-35  $\mu m$ , vi sono tre distinte finestre atmosferiche:

- 3-5  $\mu m$  (prima finestra)
- 8-14  $\mu m$  (seconda finestra)
- 17-25  $\mu m$  (terza finestra)

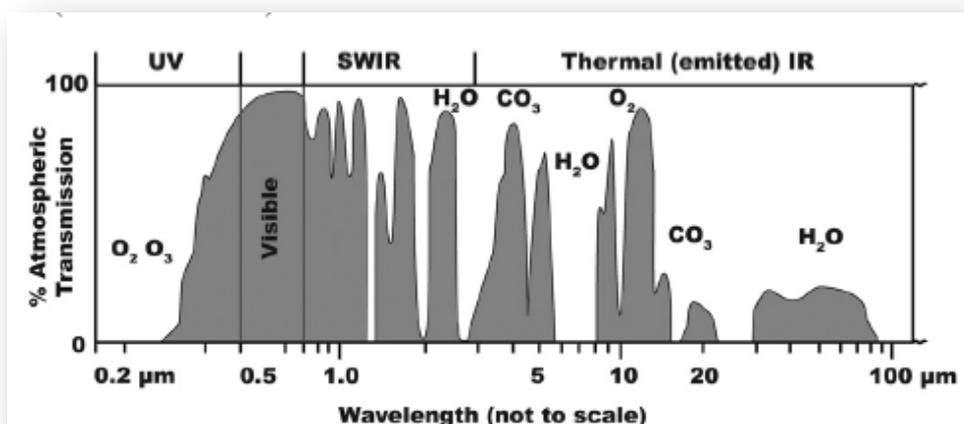


Figura 2 Finestre atmosferiche

L'interpretazione della prima finestra risulta essere complicata a causa della forte influenza della riflessione solare durante il giorno, ad esempio, nella banda 3,5-5,2  $\mu\text{m}$  all'interno dell'infrarosso medio l'energia raggiante emessa dalle superfici terrestri è generalmente confrontabile con quella riflessa dalle medesime proveniente dal Sole: un rilievo effettuato in questa banda necessita quindi di una particolare interpretazione, come si può desumere dal diagramma seguente:

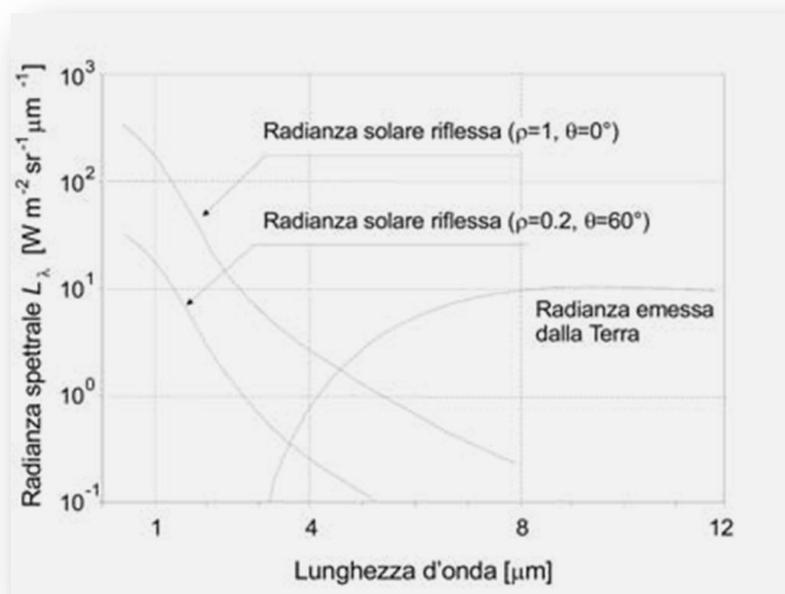


Figura 3 Intervallo spettrale dell'infrarosso medi, confronto tra la radianza emessa e riflessa dalle superfici terrestri

Ad esempio, in riprese diurne effettuate nella banda spettrale 3,5-5,2  $\mu\text{m}$  l'informazione conterrà tutti e due i tipi di informazione, sia di tipo emesso che riflesso, e risulterà più complesso separare i due contributi, mentre in una ripresa effettuata di notte, sempre nello stesso intervallo, mancando l'irradianza del Sole, sarà registrata soltanto la radianza emessa dalle superfici indagate in funzione della loro temperatura assoluta (Lechi, 2007).

Per quanto riguarda la terza finestra, questa non è ancora ben investigata, pertanto non è molto utilizzata nelle ricerche scientifiche. In definitiva, la finestra maggiormente adoperata per il telerilevamento termico è la seconda, ovvero quella compresa tra 8-14  $\mu\text{m}$ . Fortunatamente, anche il picco di radiazione emessa dalla superficie terrestre si trova in questo range di lunghezze d'onda, rendendo questa finestra una scelta eccellente per studiare le caratteristiche termiche della superficie terrestre e dell'atmosfera. L'unico inconveniente di questa regione spettrale è l'interruzione a 9,6  $\mu\text{m}$ , dove vi è un massimo di assorbimento dovuto all'ozono presente nell'atmosfera. Per questo motivo, quando possibile, i sensori vengono progettati per evitare di registrare questa particolare lunghezza d'onda.

#### **1.4 Riscaldamento solare e ciclo di temperatura diurno**

La radiazione solare entrante riscalda la superficie terrestre. La temperatura radiante delle superfici dipende da diversi fattori come la conduttività termica, l'emissività, l'angolo solare, la riflettanza della superficie ed il partizionamento di energia tra evaporazione e flusso di calore sensibile, ecc. A causa di questa combinazione di fattori, differenti materiali sulla superficie terrestre si riscaldano e si raffreddano in maniera differente durante le ore del giorno e della notte. Questa variazione di temperatura radiante dei materiali della superficie terrestre ha da sempre avuto una caratteristica di ciclicità quotidiana conosciuta come *ciclo di temperatura diurno* o *variazione di temperatura diurna* (Quattrochi, Luvall, 2009).

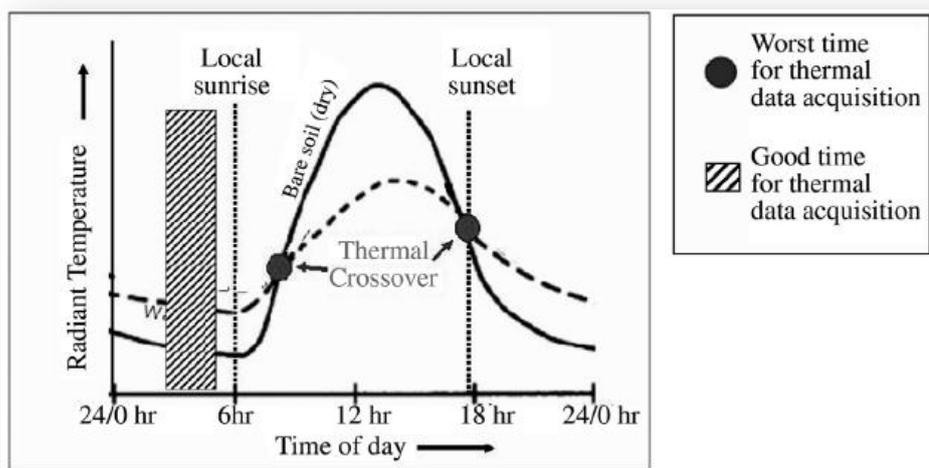


Figura 4 Variazione di temperatura diurna

Come il sole sorge, la radiazione in arrivo viene in parte assorbita ed in parte riflessa. La componente assorbita riscalda i materiali che compongono la superficie terrestre, i quali col passare delle ore continuano ad emettere radiazioni con lunghezze d'onda maggiori, anche dopo il tramonto. Quindi, l'aumento della temperatura radiante a causa dell'assorbimento della radiazione solare non è istantaneo, ma richiede qualche ora prima di essere al massimo dell'efficacia. Come risultato, anche se il picco della radiazione solare avviene durante il mezzogiorno locale, il massimo riscaldamento dei materiali superficiali lo si ottiene poche ore più avanti (tipicamente tra le 2.00 pm e le 4.00 pm). Mentre il sole tramonta, la radiazione solare incidente e la componente riflessa hanno una drastica diminuzione e dopo il tramonto, il materiale continua ad emettere radiazioni a lunghezze d'onda TIR. La radiazione emessa rimane dominante fino all'alba del giorno dopo, quando la componente solare riflessa torna ad essere preminente. In ogni caso, il telerilevamento termico può essere effettuato sia di giorno che di notte, in funzione dell'oggetto di studio. Anche se le ore diurne sono quelle ottimali per i sistemi di rilevamento ottici a distanza, il TRS, per le motivazioni fin qui esposte, fornisce le massime prestazioni durante le ore notturne, nonostante ciò è sempre comunque utile per la valutazione di numerosi fenomeni.

Dopo il tramonto fino all'alba successiva, l'emissione di onde lunghe è dominante e questo particolare momento è riservato al solo rilevamento termico, in quanto gli strumenti ottici adoperati, in genere, non sono abili nelle ore notturne.

Guardando secondo un'ottica differente il comportamento dei materiali della superficie terrestre, ovvero attraverso la variazione di temperatura radiometrica, è possibile scorgere delle differenze durante il ciclo diurno, ad esempio i nudi terreni mostrano una maggior fluttuazione della temperatura radiante rispetto all'acqua, i quali si riscaldano molto di più durante il giorno e si raffreddano maggiormente durante la notte. Solo in due occasioni, durante le 24 ore giornaliere, la temperatura radiante dei nudi terreni è comparabile con quella dell'acqua e questi periodi vengono chiamati: *crossover times*. Numerosi studi rivelano che la temperatura radiante della maggior parte dei materiali sulla superficie terrestre è confrontabile con i periodi di crossover (Quattrochi, 2009). Questo significa che in tali momenti, materiali molto differenti possono sembrare molto simili, all'interno di un'immagine termica, rendendo assai difficile la classificazione degli stessi. È possibile ottenere il maggior contrasto termico effettuando il rilievo tra le ore 2.00 pm e le ore 4.00 pm. Questi contrasti sono possibili soprattutto grazie alla differenze di riscaldamento del terreno. Le facciate esposte a nord e a sud dello stesso corpo, solitamente, generano calore diversamente ed appaiono differenti in un'immagine termica, e come risultato, si ottiene una esaltazione degli effetti topografici. Tuttavia, terreni costituiti con materiali differenti e con diverse proprietà termiche, rendono molto difficile il riconoscimento delle varie tipologie in base alla sola firma termica.

Dopo il tramonto, i vari materiali della superficie terrestre si raffreddano molto rapidamente e raggiungono una condizione di relativa stabilità prima dell'alba, quando il diverso effetto di riscaldamento dovuto all'illuminazione solare è ormai al minimo. Questo è il periodo migliore per l'acquisizione dei dati termici perché la variazione di temperatura radiante mostrata dai differenti tipologie di terreno è caratterizzata al meglio dalle diverse proprietà termiche delle singole superfici. Il ciclo di temperatura diurno appena descritto è valido in un giorno privo di nubi, ma esso può variare in funzione delle condizioni climatiche, del ciclo stagionale nonché dal grado di umidità delle superfici.

## 1.5 Il concetto di temperatura

Il trasporto di energia avviene per convezione, conduzione e irraggiamento. Benché questi tre processi siano fundamentalmente diversi fra di loro, la temperatura è un elemento comune a tutti e tre e la sua conoscenza è di fondamentale importanza in diversi settori della modellistica ambientale (circolazione globale degli oceani, studi sui cambiamenti climatici ecc.). Solo mediante l'utilizzo delle osservazioni della Terra fatte con i satelliti è possibile ottenere delle misure della temperatura di superficie a scala regionale o globale da utilizzare nello studio dei processi ambientali (*Brivio, Lechi, Zilioli, 2006*).

La temperatura è la misura in gradi del calore o del raffreddamento di un corpo (*Quattrochi, Luvall, 2009*). Questa a sua volta è legato, a livello atomico/molecolare, all'attività interna del corpo, infatti, le molecole che costituiscono un oggetto, sono perennemente in movimento, o per dire meglio, sono in costante vibrazione e questo le porta ad urtarsi vicendevolmente. L'energia sprigionata da questo movimento casuale delle molecole è detta *energia cinetica* e produce un calore detto *calore cinetico* (che è pur sempre una forma di energia). La *temperatura cinetica* è la misura della concentrazione di questo calore cinetico all'interno del corpo e quindi è riferita alla temperatura interna del corpo, temperatura reale, vera temperatura o temperatura in situ del corpo.

Quando le molecole si scontrano cambiano il loro stato energetico e l'energia viene rilasciata sottoforma di radiazione elettromagnetica, la quale costituisce il cosiddetto *flusso radiante*. In definitiva la *temperatura radiante* non è altro che la misurazione del flusso radiante uscente da un corpo, ed è proprio quella misurata nel telerilevamento termico. Tale temperatura può essere vista anche come il valore della temperatura esterna del corpo, la temperatura apparente o la ex temperatura in situ dell'oggetto. In termini assoluti, la temperatura radiante di un corpo naturale è sempre inferiore alla temperatura cinetica del medesimo corpo. In termini relativi, si ha che la maggior temperatura cinetica del corpo corrisponde ad una maggior temperatura radiante. Tuttavia, questa relazione tra temperatura radiante e temperatura cinetica è una relazione non lineare e varia per materiali differenti sulla base di un'unica proprietà del corpo detta *emissività* (*Quattrochi,*

Luvall, 2009), in cui il coefficiente di emissione spettrale  $\epsilon_\lambda$  condiziona fortemente l'interpretazione dei dati in termini di temperatura superficiale, ma da queste, per ricavare l'effettiva temperatura delle superfici, bisogna conoscere - dato per dato - il corrispondente valore di  $\epsilon_\lambda$ . Esiste un caso, tra le superfici naturali terrestri, dove questo coefficiente è ben noto, almeno nella finestra dell'infrarosso termico: è quello dell'acqua, dove esso varia da 0,97 a 0,98, quasi indipendentemente dalla lunghezza d'onda, dalla salinità e dalla temperatura. Quindi, qualunque rilievo in banda termica sull'acqua può essere facilmente interpretato anche in termini di temperatura reale senza commettere grandi errori (Lechi, 2007). Inoltre, la temperatura radiante descrive solo la condizione termica della superficie (o "pelle") del corpo, mentre la temperatura cinetica può riferirsi alla pura temperatura interna. La temperatura cinetica della superficie di un corpo può essere misurata mediante strumenti a contatto, come i comuni termometri, mentre, la temperatura radiante può essere rilevata mediante radiometri.

### La temperatura cinetica

La temperatura cinetica di un corpo, come pure quella reale, dipende da innumerevoli fattori che possono essere raggruppati in due grandi classi:

- 1) Bilancio di calore
- 2) Proprietà termiche del materiale

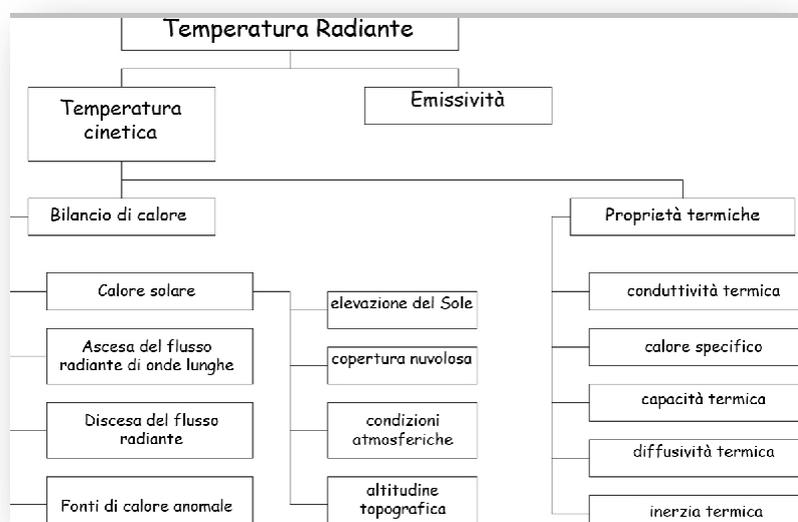


Figura 5 Fattori governanti la temperatura radiante

1) Bilancio di calore

Il bilancio termico Terra descrive come il calore entra ed esce nel sistema Terra. Esso dipende dall'irraggiamento solare, dalla differenza netta tra *ascesa e discesa del flusso radiante*, dal raffreddamento dovuto all'evaporazione e dal calore proveniente da sorgenti anomale come i vulcani, sorgenti termale ecc.

Il riscaldamento dovuto alla radiazione solare, come è noto, è la principale fonte di energia per la Terra. L'energia proveniente dal sole entra nell'atmosfera e raggiunge la superficie terrestre sotto forma di radiazione elettromagnetica secondo una vasta gamma di lunghezze d'onda che costituiscono lo spettro elettromagnetico. Parte di questa radiazione viene riflessa dall'atmosfera terrestre, parte viene re-irradiata dall'atmosfera e parte è re-irradiata dalla superficie terrestre, una parte viene assorbita aumentando la temperatura della superficie ed una parte viene assorbita sotto forma di calore latente <sup>1</sup> durante l'evaporazione dell'acqua.

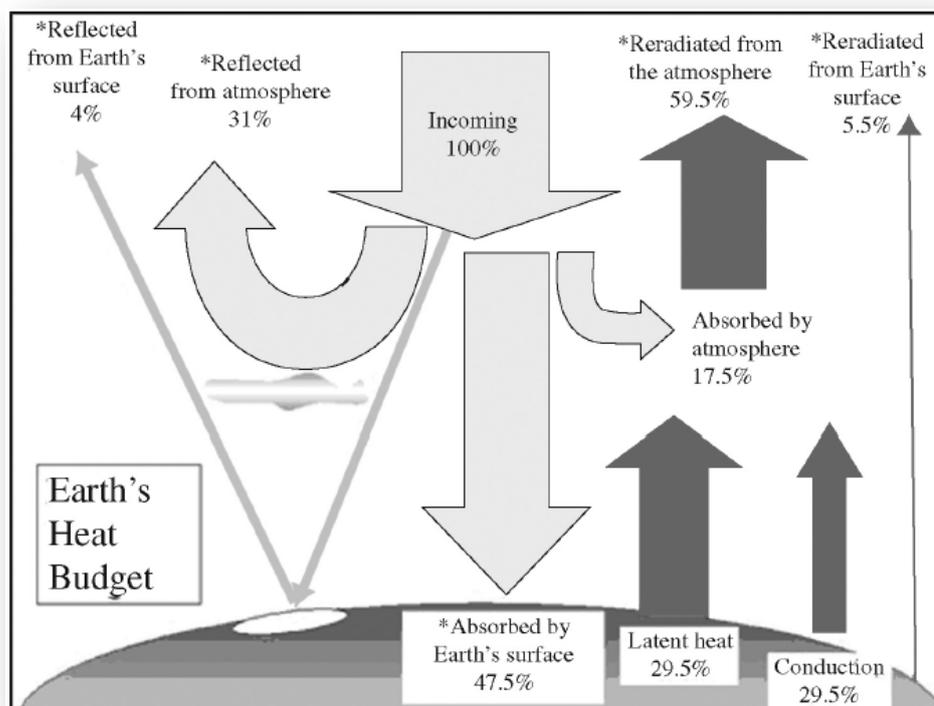


Figura 6 Bilancio di calore della Terra

<sup>1</sup> **Calore latente:** è la quantità di energia per unità di massa necessaria per ottenere una transizione di fase (o passaggio di stato) di una sostanza ad un'altra (ad esempio, per far passare la sostanza dallo stato solido a quello liquido).

La “re-immissione” di energia proveniente dalla superficie terrestre in questa immagine è in realtà la differenza tra l’effettiva radiazione termica emessa dalla Terra e la radiazione termica effettiva dell’atmosfera, che assume un valore pari circa al 5,5%. La conduzione termica invece include anche tutti i processi di convezione.

La radiazione elettromagnetica che entra dalla superficie terrestre è detta irradianza discendente (*downwelling radiation*), la cui parte proveniente dal sole (detta *primary downwelling radiation*) è composta da onde corte, mentre la parte emessa principalmente dai gas serra (*secondary o re-radiated downwelling radiation*) è composta da onde relativamente lunghe.

La radiazione elettromagnetica che lascia la superficie terrestre è detta irradianza ascendente (*upwelling radiation*), e la parte che proviene dalla superficie terrestre è formata da onde lunghe, mentre la parte che è riflessa è ad onde corte. Inoltre, vi è un certo calore interno nel sistema terrestre dovuto sia a cause naturali come, il gradiente geotermico terrestre o eruzioni vulcaniche, sia a cause umane come, incendi sotterranei di carbone, incendi boschivi e riscaldamento di origine antropica, che costituiscono le fonti di calore anomale per il bilancio termico della Terra ed ammontano circa allo 0,1% dell’intero budget di calore.

Il bilancio della radiazione superficiale può essere espressa dall’equazione (Quattrochi, 2009):

$$Q = SW_{up} + SW_{down} + LW_{up} + LW_{down} + H_{other}$$

dove:

$Q$  = è la radiazione superficiale netta ( $Wm^{-2}$ )

$SW_{up}$  = è la quantità di upwelling solare riflessa in onde corte

$SW_{down}$  = è la quantità di downwelling proveniente dal sole trasmessa attraverso l’atmosfera in onde corte

$LW_{up}$  = è la quantità di upwelling emessa dalla superficie terrestre in onde lunghe (IR)

$LW_{down}$  = la quantità di downwelling diffusa, tipicamente emessa dai gas serra nell’atmosfera

$H_{other}$  = è il termine che comprende le sorgenti anomale di calore

In questa equazione, i flussi verso il basso sono negativi mentre i flussi verso l'alto sono positivi, così come i contributi forniti dalle sorgenti anomale. La quantità di riscaldamento solare della superficie terrestre varia in tutto il mondo, perché varia la quantità di radiazione solare in entrata, essendo maggiore all'equatore e minore ai poli, con ciclicità annuale. La radiazione incidente varia da stagione a stagione a causa dell'inclinazione dell'asse terrestre, essendo maggiore nei mesi estivi e minore nei mesi invernali. Tuttavia, vi è un equilibrio tra l'energia che la Terra riceve e l'energia che si diparte da essa verso lo spazio, il che rende sostenibile la vita sulla Terra.

## 2) Proprietà termiche

Le proprietà termiche di un materiale sono le sue proprietà interne od intrinseche, le quali influenzano la temperatura del materiale stesse e principalmente sono: la conducibilità termica, inerzia termica, diffusività termica, capacità termica, calore specifico e densità. L'unità fisica di base, o unità di misura, del calore è la caloria (cal). Essa è comunemente definita come la quantità di calore necessaria ad elevare da 14,5 a 15,5°C la temperatura della massa di un grammo di acqua distillata a livello del mare (pressione di 1 atm).

- Conducibilità termica (K): è la misura dell'attitudine di una sostanza a trasmettere il calore e dipende solo dalla natura del materiale e non dalla sua forma. Rappresenta la quantità di calore che passa attraverso un corpo di dimensioni 1cm x 1cm x 1cm in un secondo ad un gradiente di temperatura di 1°C. Viene espressa in calorie.
- Densità ( $\rho$ ): rappresenta la massa per unità di volume ( $\text{g/cm}^3$ ) di un corpo di dimensioni 1cm x 1cm x 1cm.
- Capacità termica (C): viene misurata in cal o °C e rappresenta l'incremento di energia termica contenuta in un corpo (Q) dovuto all'aumento di temperatura di 1°C, quindi la capacità termica è il rapporto tra la quantità di calore fornito, in calorie, e l'aumento di temperatura che ne è derivato.

- Calore specifico ( $c$ ): è una grandezza adimensionale, definita come la quantità di calore necessaria per aumentare di  $1^{\circ}\text{C}$  la temperatura di un'unità di massa del materiale.

$$C = \frac{c}{\rho}$$

- Inerzia termica ( $I$ ): è misurata in  $\text{cal o cm}^2/\text{s}^{1/2}$  e rappresenta la tendenza del materiale a non cambiare temperatura. Nel telerilevamento terrestre questa proprietà è valutata in un arco di tempo di 24 ore, quindi una forte inerzia termica implica che il materiale resiste ai cambiamenti di temperatura e mostra perciò, meno variazioni durante l'intero ciclo di 24 ore.

$$I = \sqrt{(K\rho C)}$$

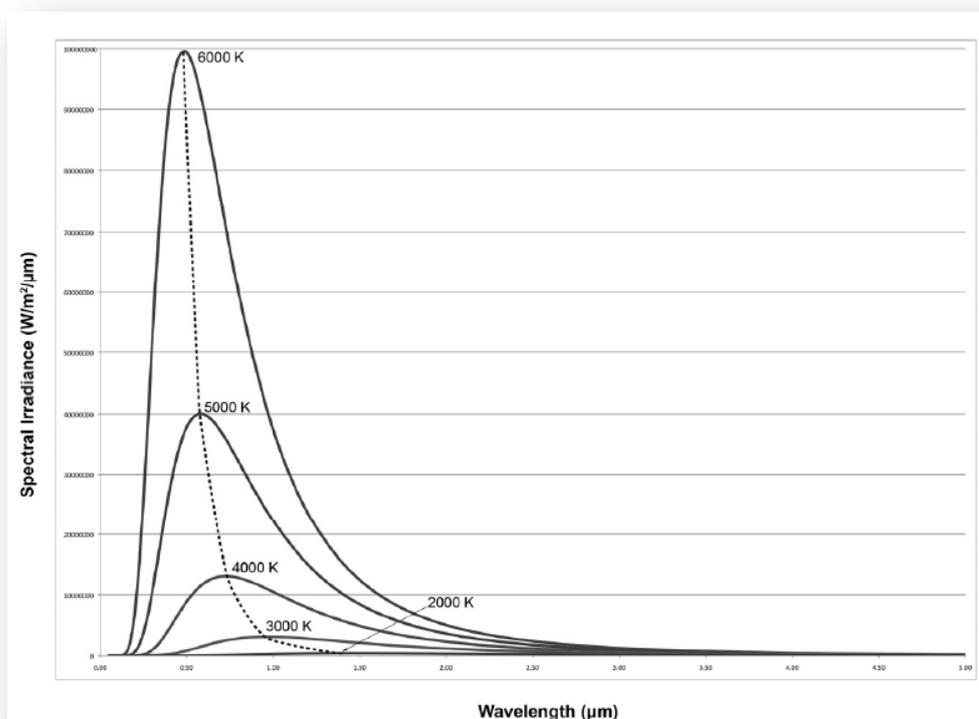
## 1.6 Il corpo nero

Come già accennato, per tutti i corpi naturali, la temperatura radiante è sempre inferiore alla temperatura cinetica. In contrapposizione al corpo naturale, il *corpo nero* è un modello teorico, un corpo perfetto o ideale per il quale la temperatura radiante coincide con la temperatura cinetica. Un corpo nero ha la proprietà di assorbire tutte le radiazioni incidenti indipendentemente dalla lunghezza d'onda considerata. Un'altra proprietà di questo modello è che, successivamente emette tutte le radiazioni assorbite in precedenza, e così come è in grado di assorbire tutte le radiazioni in tutte le lunghezze d'onda possibili, è in grado di emettere a tutte le lunghezze d'onda possibili. In effetti, il limite teorico della lunghezza d'onda in cui un corpo nero può emettere è praticamente infinito.

Ad una particolare temperatura, il corpo nero emetterebbe la massima quantità di energia possibile per quella temperatura. Questo valore è noto come *radiazione del corpo nero*. Esso emette quindi una quantità definita di energia ad ogni lunghezza d'onda per una particolare temperatura, è così possibile modellare delle curve standard della radiazione di un corpo nero generate per ogni temperatura, mostrando l'energia radiante per ogni lunghezza d'onda.

A lunghezze d'onda molto elevate la quantità di energia emessa è molto piccola. Per un corpo nero questa energia emessa diventa sempre più piccola (vicino allo zero). La curva di radiazione di un corpo nero per temperature molto basse tende ad appiattirsi avvicinandosi molto all'asse delle ascisse senza però mai intersecarlo, in quanto vi è sempre una piccola quantità di energia emessa in qualsiasi lunghezza d'onda.

Per ricavare la temperatura, si confrontano i valori misurati di emissività con una tabella di calibrazione generata da sorgenti costituite da corpi neri. L'assunzione implicita è che il target sia un corpo grigio (*graybody*), ovvero un corpo con emissività inferiore per qualsiasi lunghezza d'onda considerata rispetto a quella del corpo nero. La maggior parte delle volte questo è vero, ma per una più accurata misura, dovrebbe individuare la natura spettrale (cioè la lunghezza d'onda) dell'obiettivo. Max Planck fu il primo a sviluppare il modello matematico del corpo nero. La figura seguente mostra la quantità di radiazione emessa per determinate lunghezze d'onda, in funzione di diverse temperature.



**Figura 7** Distribuzione spettrale dell'energia irradiata da un corpo nero alle varie temperature

È da notare come le curve non si intersechino in nessun punto, questo significa che un corpo nero ad elevate temperature, emetterà più radiazioni rispetto ad uno che si trova a temperatura inferiore, per qualsiasi lunghezza d'onda considerata.

Dall'analisi della radiazione di un corpo nero si può dunque concludere che:

- all'aumentare della temperatura del corpo nero, aumenta anche la quantità di energia emessa, rappresentata dall'area sottesa dalla curva di radiazione;
- la lunghezza d'onda alla quale il corpo nero emette il massimo delle radiazioni è inversamente proporzionale alla temperatura assoluta del corpo;

All'aumentare della temperatura del corpo nero, il picco di emissione si sposta verso le onde corte in modo non lineare (rappresentato dalla linea tratteggiata).

### 1.7 L'immagine termica ed il concetto di emissività

Le camere ad infrarossi catturano la radianza del target che si sta osservando. La radianza è definita in questo caso, come l'energia nell'infrarosso, proveniente dal target e modificata dagli interventi atmosferici, intendendo quindi tutte e tre le possibili componenti della radiazione elettromagnetica: riflessa, emessa, e trasmessa. Per meglio comprendere ciò che cattura una termo camera analizziamo la figura seguente, essa mostra tre lattine di metallo (una calda, una fredda ed una a temperatura ambiente) con una striscia di nastro isolante su ognuna.



**Figura 8** Tre lattine di alluminio con superficie parzialmente ossidata ed una striscia di nastro isolante. La lattina di sinistra è calda, quella a destra fredda e quella al centro è a temperatura ambiente

L'immagine di sinistra è nel campo del visibile mentre quella di destra è nel campo dell'infrarosso. La superficie metallica e il nastro sono alla stessa temperatura in tutti e tre i casi ma nell'immagine a infrarossi si può notare come il nastro sembri più caldo della superficie di metallo della lattina calda ed allo stesso tempo sembri più freddo della superficie di metallo della lattina fredda. Tutto ciò è dovuto al fatto che, il nastro isolante ha una emissività superiore della superficie metallica, il che significa che il nastro ha una maggiore efficienza come radiatore rispetto a metallo che a sua volta ha una riflettività superiore rispetto al nastro. Così il nastro indica la temperatura in maniera più precisa, mentre il metallo indica, con una migliore approssimazione, la temperatura dell'ambiente circostante e quindi ciò che è riflesso dalla lattina. Quindi, se la lattina è più calda che lo sfondo, il nastro sembra più caldo rispetto al metallo, ma se la lattina è più fredda dello sfondo il nastro sembra più freddo del metallo. Se la temperatura della lattina è la stessa dello sfondo (inteso come la temperatura dell'ambiente) allora il nastro e il metallo hanno lo stesso aspetto.

Questo è un concetto estremamente importante. I termografi rilevano questo comportamento contrastante di emissività ogni giorno in molti casi diversi, come ad esempio, una barretta di metallo nudo su una superficie dipinta, come un interruttore di un circuito ad olio od un commutatore sotto carico, oppure potrebbe essere un pezzo di nastro isolante posto sulla barra degli autobus per consentire un'accurata lettura della temperatura, ecc. L'emissività, indicata con  $\epsilon$ , è la proprietà caratteristica di un mezzo materiale di emettere una radiazione elettromagnetica. Si definisce come il rapporto tra la radiazione emessa da una superficie e quella emessa da una pari superficie di un corpo nero alla stessa temperatura (*Brivio, Zani*). L'emissività dipende da vari fattori, uno dei quali è la lunghezza d'onda, tant'è che viene anche definita la cosiddetta *emissività spettrale* ( $\epsilon_\lambda$ ), ovvero quando ci si riferisce ad un determinato intervallo di lunghezza d'onda dell'energia emessa (*Brivio, Zani*) e si può esprimere come:

$$\epsilon_\lambda = \frac{\text{Energia emessa da un corpo ad una data lunghezza d'onda e temperatura}}{\text{Energia emessa da un corpo nero alla medesima lunghezza d'onda e temperatura}}$$

Nel caso di oggetti opachi l'emissività e la riflettività sono complementari:

$$\varepsilon + \rho + \tau = 1$$

dove:

$\varepsilon$  = Emissività

$\rho$  = Riflettività

$\tau$  = Trasmissività

Generalmente, per i corpi opachi la trasmissività è pari a zero e quindi l'equazione si riduce a:

$$\varepsilon + \rho = 1$$

Quest'ultima equazione è un grande risultato, essa esprime che ad un'alta riflettività corrisponde una bassa emissività e viceversa. Ovviamente, le termocamere “preferiscono” che l'emissività sia la più alta possibile. Esse allora producono una lettura della radianza tanto più accurata quanto più è l'energia radiante emessa dal target. Moderne fotocamere ad infrarossi correggono l'emissività con un modico intervento dell'utente, ma le incertezze nelle misurazioni si accrescono col diminuire dell'emissività. Solitamente, le incertezze sulle misure sono troppo elevate per target con emissività al di sotto di 0,5.

Essendo l'emissività un rapporto fra due energie simili essa è una grandezza adimensionale, i cui valori possono teoricamente variare da 0 a 1. Un'emissività pari ad 1 significa che il materiale può assorbire tutta l'energia incidente e successivamente emetterla, come se l'oggetto fosse un corpo nero. In tal caso, la misura della temperatura radiante coincide con la temperatura reale (o cinetica). Un'emissività pari a zero implica che il corpo non assorbe nessuna radiazione all'interno dello spettro elettromagnetico. Questo sarebbe il caso di un riflettore ideale o, per contrario, di un ideale *corpo bianco*. Un altro termine che compare spesso in letteratura è il cosiddetto corpo grigio, ovvero un corpo ideale che emette radiazioni con la stessa distribuzione spaziale di un corpo nero alla stessa temperatura, ma il cui potere emissivo è minore. La sua emissività non è selettiva, cioè non dipende dalla lunghezza d'onda, ed è minore di 1 (*Brivio, Zani*).

Ovviamente, i materiali naturali non sono né emettitori ideali né riflettori ideali. Sebbene la maggior parte delle superfici naturali hanno un'emissività piuttosto elevata, 0.9 o superiore, vi sono materiali, come il metallo levigato, che possono mostrare valori di emissività ben più bassi.

Metalli e loro ossidi		Temp °C	Emissività
Alluminio	Foglio di alluminio	20	0.04
	Patinato (per esposizione all'aria)	20	0.83-0.94
Rame	Lucidato	100	0.05
	Molto ossidato	20	0.78
	Stampo ossidato	100	0.64
	Foglio, molto arrugginito	20	0.69-0.96
Nichel	Placcato, lucidato	20	0.05
Acciaio inossidabile (tipo 18-8)	Lucidato	20	0.16
	Ossidato	60	0.85
Acciaio	Lucidato	100	0.07
	Ossidato	200	0.79
Altri materiali		Temp °C	Emissività
Mattone	Rosso comune	20	0.93
Fuliggine		20	0.95
Calcestruzzo	Asciutto	35	0.95
Vetro	Trasparente	35	0.97
Olio	Lubrificante	17	0.87
	Spessore 0.03 mm	20	0.27
	Spessore 0.13 mm	20	0.72
	Strato spesso	20	0.82
Vernice, olio	Media di 16 colori	20	0.94
Carta	Bianca	20	0.07-0.90
Intonaco		20	0.86-0.90
Gomma	Nero 5	20	0.95
Pelle	Umana	32	0.98
Suolo	Asciutto	20	0.92
	Saturo d'acqua	20	0.95
Acqua	Distillata	20	0.96
	Cristalli di ghiaccio	-10	0.98
	Neve	-10	0.85
Legno	Quercia piallata	20	0.90

Figura 9 Emissività di alcuni materiali comuni

Dal momento che i corpi naturali non riescono né ad assorbire tutta l'energia incidente né ad emettere tutta quella immagazzinata, i loro valori di emissività sono sempre inferiori a 1, e la temperatura radiante misurata è sempre minore dell'attuale temperatura cinetica superficiale registrata in situ. La relazione numerica tra la temperatura radiante e la temperatura cinetica, nonché il ruolo dell'emissività è ben evidenziato dalla seguente espressione:

$$T_R = \varepsilon_\lambda^\mu T_K$$

dove:

$T_R$  = è la temperatura radiante

$\epsilon_{\lambda}^{\mu}$  = è l'emissività spettrale

$T_K$  = è la temperatura cinetica

È subito evidente l'importanza dell'emissività nella stima della temperatura cinetica di un corpo basata sulla misurazione della temperatura radiante mediante Remote Sensing. Generalmente, più è alto il valore di emissività, e minore è la differenza tra la temperatura radiante e la temperatura cinetica dell'oggetto indagato. I bassi valori di emissività risultano essere difficili da accertare e quindi per i materiali con questa caratteristica, la temperatura cinetica calcolata da telerilevamento mostra una maggiore imprecisione (Quattrochi, 2009).

L'emissività di un corpo è quindi una grandezza dinamica e varia con:

- la lunghezza d'onda
- la composizione del materiale
- la geometria superficiale.

Per superfici di grandi dimensioni, l'emissività può variare sia spazialmente che temporalmente. Per calcolare la temperatura cinetica di un corpo basandosi sulla temperatura radiante rilevata da satellite, è necessario specificare l'emissività che corrisponde alla lunghezza d'onda alla quale l'osservazione termica è stata acquisita. La dipendenza dalla lunghezza d'onda dell'emissività è importante dal momento che, generalmente, il telerilevamento termico è condotto solo in particolari intervalli di lunghezza d'onda. Solitamente, i dati termici sono acquisiti all'interno di una vasta gamma spettrale ( ad esempio 8-14  $\mu\text{m}$ ) e non ad una lunghezza d'onda discreta. Per i calcoli, si deve quindi utilizzare un valore di emissività medio o comunque integrato su tutto l'intervallo di lunghezze d'onda considerato. Solitamente i valori di emissività pubblicati, sono quindi dei valori medi e non possono rappresentare con cura il valore reale di emissività ad una particolare lunghezza d'onda. Inoltre, anche la composizione della superficie di uscita è un fattore determinante per la stima della  $\epsilon$ , infatti un sottile strato di superficie, come l'umidità del suolo, una pellicola di olio in acqua, del muschio su una roccia o uno strato di ruggine su corpi metallici possono cambiare

completamente l'emissività di una superficie, così come la rugosità della superficie stessa. Infatti a parità di materiale, l'emissività risulterà assai maggiore se la superficie è ruvida piuttosto che levigata, tuttavia se la superficie di uscita è convessa, il valore di emissività subirà un crollo.

La superficie di un materiale, in un'immagine termica, potrebbe mostrare una variazione di emissività all'interno di un singolo pixel, e non esiste un modo facile per poter stimare questa variazione, detta *sub-pixel variation emissivity*.

In aggiunta, si deve considerare che anche le variazioni temporali di temperatura cinetica di un corpo possono modificare la sua emissività. A causa di tutti questi fattori, e della difficoltà insita nella misurazione, la stima dei valori di emissività di un corpo sono solo delle approssimazioni ai valori reali e perciò debbono essere usati con cautela nei processamenti numerici.

Se sommiamo a queste incertezze sulla stima dell'emissività anche quelle causate da una complicata modellazione dell'influenza degli effetti atmosferici e quelli dovute alla componente solare riflessa nei dati termici, si può capire come l'estrarre temperature cinetiche da immagini satellitari, benché termiche, sia estremamente difficile. Fortunatamente, in molte delle applicazioni in cui si utilizza il rilevamento dell'infrarosso, la stima esatta della temperatura non è così importante come conoscere la differenza di temperatura relativa tra l'ambiente circostante e l'oggetto della rilevazione.

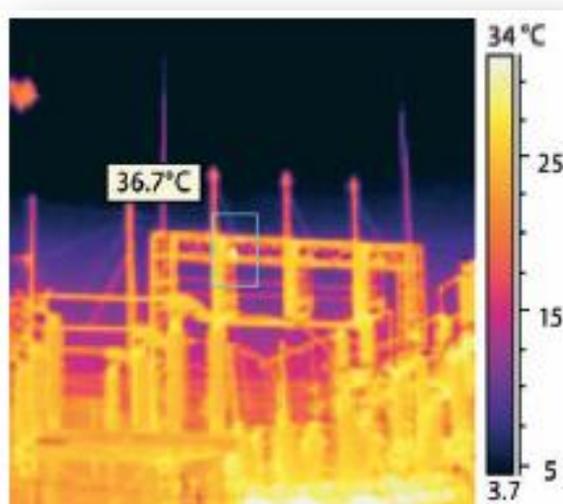
### **1.7.1 L'importanza della risoluzione geometrica**

La risoluzione geometrica, o spaziale, all'interno di un progetto di rilevamento termico è di fondamentale importanza, in quanto influisce enormemente sulla qualità dell'immagine.

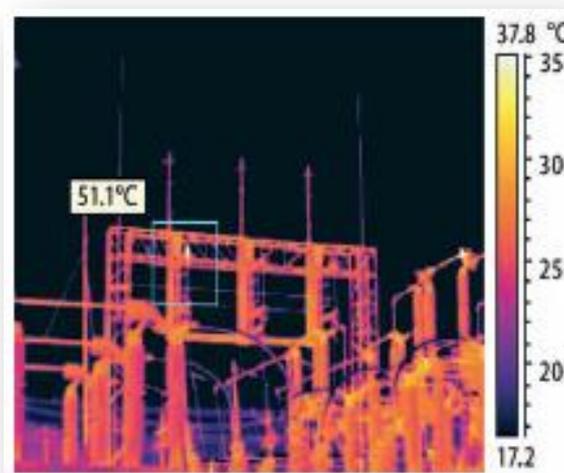
Se si pensa al caso in cui l'individuazione della temperatura è il parametro con il quale si valuta il rischio, la pericolosità e l'urgenza di un eventuale intervento, ci si accorge immediatamente come una risoluzione superiore, che consente una misurazione più precisa della temperatura, sia una condizione molto importante.

La bontà ed il livello di precisione delle immagini sono direttamente proporzionali al numero di pixel, nel caso di una termocamera per riprese terrestri, od alla dimensione del pixel al suolo, nel caso di ripresa satellitare o aerea. Nel secondo caso infatti, una maggiore risoluzione spaziale permette di diminuire la quantità di superficie ripresa all'interno del singolo pixel e con essa, l'eterogeneità dei materiali che la compongono.

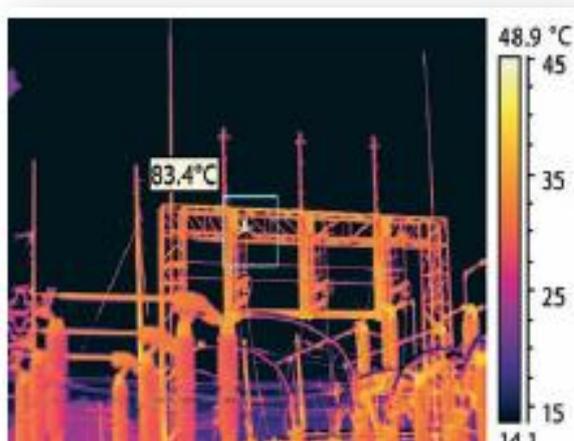
Per capire meglio l'effetto della risoluzione geometrica su di un'immagine termica, è riportato di seguito, una situazione in cui si mostra come questa possa condizionare fortemente il valore finale di temperatura.



**Figura 10** Immagine realizzata con una risoluzione di 120x120 pixels



**Figura 7** Immagine realizzata con una risoluzione di 320x240 pixels



**Figura 8** Immagine realizzata con una risoluzione di 640x480 pixels. si noti come il punto più caldo sia chiaramente visibile e la temperatura letta sia più accurata

Ovviamente, nel caso di Thermal Remote Sensing, la migliore risoluzione spaziale coincide con una migliore analisi ed interpretazione dei dati raccolti senza, andare ad incidere sui fattori di sicurezza, a meno di considerare quelle applicazioni che hanno scopo di prevenzione dai rischi ambientali.

## 1.8 Le leggi fisiche nell'infrarosso termico

Le leggi fisiche nell'infrarosso termico sono una serie di leggi che valgono in generale per un corpo nero, il quale è un perfetto radiatore. Queste leggi, definiscono l'interazione tra la radiazione elettromagnetica e la materia.

### La legge di Stefan Boltzmann

Fornisce la quantità totale di potenza emessa dalle superfici in funzione della lunghezza d'onda e della loro temperatura. Essa precisa che l'emittanza<sup>2</sup> (M)

---

<sup>2</sup> **Emittanza**: indica la densità di energia elettromagnetica emessa dall'unità di superficie di un corpo. Si misura in  $Wm^{-2}$

complessiva di una superficie fisica è un funzione della quarta potenza della temperatura assoluta della superficie (*Brivio, Lechi, Zilioli, 2006*):

$$M = \varepsilon \sigma T^4$$

dove:

M = emittanza totale uscente dalla superficie

$\sigma$  = costante di Stefan Boltzmann =  $5.6697 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

T = temperatura assoluta (K) della superficie

$\varepsilon$  = emissività della superficie

La legge esprime l'energia totale emessa da un corpo nero a tutte le lunghezze d'onda da un corpo nero ( cioè con  $\varepsilon = 1$ ). Quindi, dalla legge si evince che più è alta la temperatura del corpo, e maggiore sarà la quantità di calore che esce dalla sua superficie. Ciò, rende coerente la brusca crescita in altezza della curva di radiazione all'aumentare della temperatura, essendo il tutto proporzionale alla quarta potenza. ( vedi figura)

### La legge di Wien

La legge di Wien, o dello spostamento, indica il valore della lunghezza d'onda ove l'emissione elettromagnetica è massima per una certa temperatura. Più precisamente essa dice che la lunghezza d'onda corrispondente al massimo valore di emissione elettromagnetica  $\lambda_{\text{MAX}}$  di una superficie di corpo nero decresce al crescere della temperatura T (*Brivio, Lechi, Zilioli, 2006*). Essa quindi aiuta ad individuare la lunghezza d'onda in cui vi è il massimo grado di emissione di una particolare temperatura:

$$\lambda(\text{max}) = \frac{A}{T}$$

dove:

$\lambda_{\text{MAX}}$  = lunghezza d'onda alla massima emittanza ( $\mu\text{m}$ )

A = 2898  $\mu\text{mK}$

T = temperatura (K)

In altre parole, la legge di Wien fornisce la lunghezza d'onda del picco della distribuzione delle radiazioni. (vedi figura)

### La legge di Planck

La legge di Planck descrive l'andamento della potenza emessa dalle superfici in funzione della lunghezza d'onda e della loro temperatura.

È considerata la legge generale dell'emissione elettromagnetica, in quanto descrive in termini quantitativi le modalità con cui viene prodotta l'energia elettromagnetica, fenomeno che si realizza per ogni corpo con temperatura assoluta maggiore di 0 K. La legge di Planck permette di calcolare, per unità di superficie e di lunghezze d'onda, la densità di flusso radiante spettrale  $L_\lambda$  emessa da qualunque corpo, mediante la seguente espressione (*Brivio, Lechi, Zilioli, 2006*):

$$L_\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \left( \frac{1}{\pi \left( e^{\frac{ch}{\lambda KT}} - 1 \right)} \right) \varepsilon_\lambda$$

dove:

$\lambda$  = lunghezza d'onda in metri

$L$  = radianza spettrale

$h$  = costante di Planck =  $6.62 \times 10^{-34}$  Js

$k$  = costante di Boltzmann =  $1.38 \times 10^{-23}$  JK<sup>-1</sup>

$T$  = temperatura in K

$c$  = velocità della luce =  $3 \times 10^8$  ms<sup>-1</sup>

$\varepsilon_\lambda$  = emissività spettrale

In questa equazione i fattori come  $\pi$ ,  $h$ ,  $c$  e  $k$  sono tutti delle costanti, ed è quindi possibile esprimere tutto in funzione di due sole costanti  $C_1$  e  $C_2$ :

$$L_\lambda = \frac{C_2}{\lambda^5} \left( \frac{1}{\pi \left( e^{\frac{ch}{\lambda T}} - 1 \right)} \right) \varepsilon_\lambda$$

dove:

$$C_2 = \frac{hc}{k} = 0.00144mk$$

La legge di Planck regola l'intensità della radiazione emessa dall'unità di superficie in una direzione fissata (angolo solido<sup>3</sup>) proveniente dal corpo nero come una funzione della lunghezza d'onda per una temperatura fissata. (vedi figura)

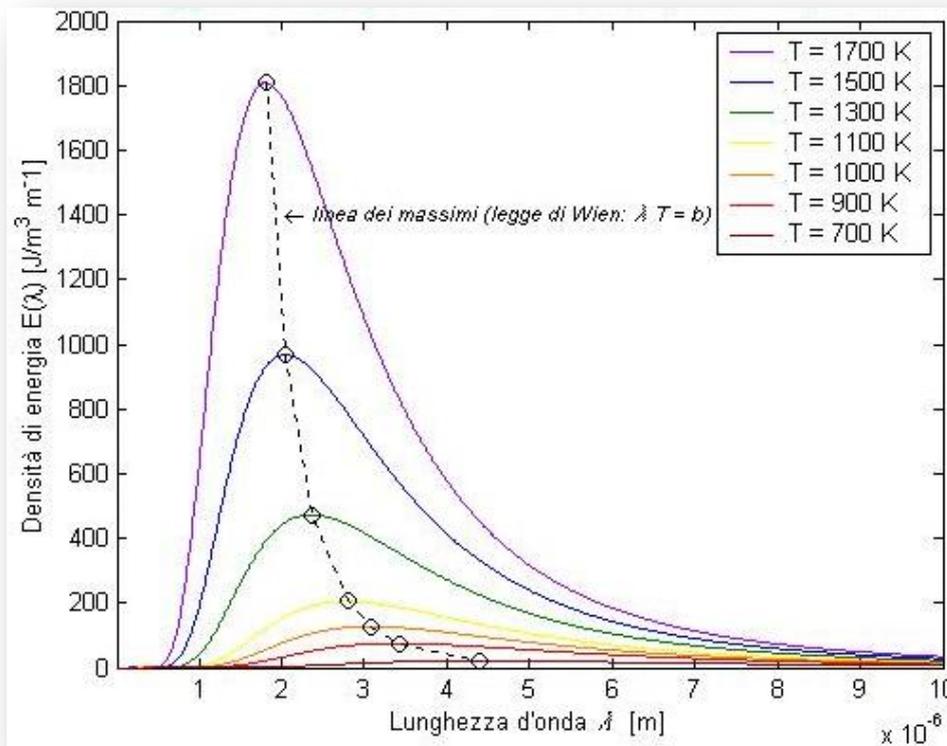


Figura 9 Legge di Planck

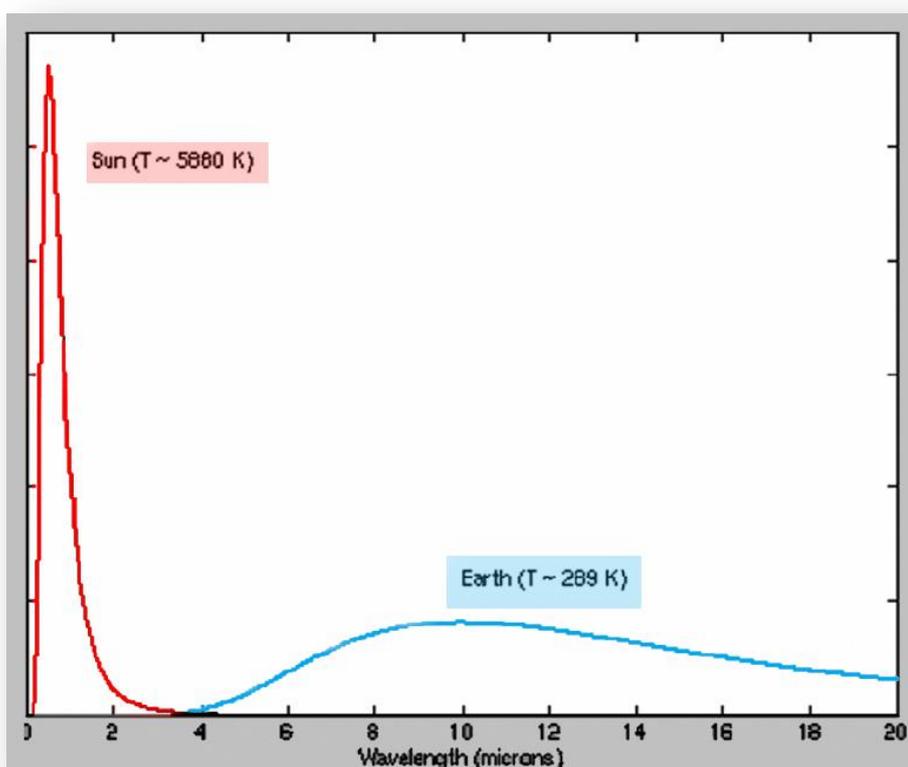
La figura denota chiaramente che all'aumentare della temperatura il picco di radiazione emessa si sposta verso le lunghezze d'onda minori, inoltre l'area sottesa dalla curva (cioè l'energia totale) cresce rapidamente.

Un'ulteriore analisi della legge di Planck mostra che uno spettro di emissione può rivelare la temperatura del corpo che ha generato la curva. Per i corpi con basse temperature questo spettro è situato principalmente nella regione delle onde

<sup>3</sup> **Angolo solido:** è definito come ciascuna delle due regioni in cui viene suddiviso lo spazio dalla superficie formata dalle semirette passanti per uno stesso punto (detto vertice dell'angolo solido) e per i punti di una curva chiusa semplice tracciata su di una superficie non contenente il vertice. L'unità di misura è lo steradiante.

lunghe, al contrario per corpi ad alta temperatura lo spettro è concentrato nella regione delle onde corte.

La superficie terrestre con una temperatura ambientale di circa 300 K, se considerata come un corpo nero, nell'intervallo di massima emissione 9-11  $\mu\text{m}$  (all'interno della banda infrarosso termico) emette  $61.88 \text{ Wm}^{-2}$ , mentre il sole, considerato come un corpo nero ad una temperatura media di 5000-6000 K, emette  $32.90 \times 10^6 \text{ Wm}^{-2}$  nel suo intervallo di massima emissione, quello del visibile.



**Figura 10** Spettro di distribuzione dell'energia irradiata da un corpo nero con la stessa temperatura del Sole e della Terra

In teoria non è da pensare comunque che la Terra ed il Sole irrragino rispettivamente soltanto attorno ai 10 micron l'una ed attorno alla luce visibile l'altro, ma tenendo conto della legge di Planck si dimostra che le energie emesse nelle bande reciproche sono di piccolissima intensità: la Terra emette energia

visibile praticamente nulla, mentre il Sole emette pochissima energia nel dominio dell'infrarosso termico (Lechi, 2007).

## 1.9 Sensori e Piattaforme satellitari

Ad accorgersi delle potenzialità del telerilevamento termico fu per primo l'ambiente militare, che iniziò lo sviluppo di questa tecnologia attorno agli anni '50 nella banda compresa tra 3-14 micron. Verso la metà degli anni '60 le immagini termiche iniziarono ad acquisire anche scopi civili. Una tappa di sviluppo importante è stata segnata dalla NASA attraverso la Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) che, nel 1978, raccolse immagini termiche sia diurne che notturne ad una risoluzione spaziale di 600m per applicazioni geologiche. In seguito, gli strumenti operanti nel termico montati sui satelliti, hanno iniziato a registrare dati in modo periodico per lunghi periodi di tempo, a risoluzioni variabili da 5 a 1 km come : AVHRR, Meteosat, Geos e MODIS, ma anche a risoluzioni ben maggiori come i 60 o 90 m, rispettivamente del Landsat ETM+ e del sensore ASTER.

Quest'ultimo è in funzione dal 2000 ed è il primo sensore multispettrale per scopi civili, con 5 canali nel TIR ( 90 m di risoluzione) su un totale di 14 canali. Da questo sensore sono ricavati svariati prodotti tra cui :

- AST\_08 : che mostra la temperatura superficiale cinetica
- AST\_05: che mostra l'emissività per le cinque bande TIR

Entrambe le strumentazioni ASTER e MODIS sono montate sul satellite Terra, collezionando dati sia in *daytime* che in *nighttime* dal febbraio 2000. Un secondo sensore MODIS è stato installato sul satellite Aqua, lanciato nel 2002. Entrambe

le piattaforme Terra e Aqua hanno orbite quasi polari<sup>4</sup>, eliosincrone<sup>5</sup> con tempi di attraversamento equatoriale pari a 10:30 (discendente) e 1:30 (ascendente), rispettivamente. Anche se la risoluzione spaziale di ASTER nell'infrarosso (90m) è migliore di quella del MODIS (1 km), il tempo di rivisitazione è di 16 giorni, e le scene non sono collezionate ad ogni passaggio. Al contrario, i valori di temperatura superficiale (Land Surface Temperature, LST) registrati dal MODIS, sia dalla piattaforma Terra che Aqua sono accessibili quattro volte al giorno di una qualsiasi area (due durante il giorno e due durante la notte, copertura nuvolosa permettendo).

Short Name	Level	Parameter Name	Production Mode	Units	Absolute Accuracy	Relative Accuracy	Horizontal Resolution (m)
AST_06V	2	Decorrelation stretch -VNIR	routine	none	N/A	N/A	15
AST_06S	2	Decorrelation stretch -SWIR	routine	none	N/A	N/A	30
AST_06T	2	Decorrelation stretch -TIR	routine	none	N/A	N/A	90
AST_04	2	Brightness temperature	on-demand	degrees C	1-2 C	0.3 C	90
AST_07	2	Surface reflectance VNIR,SWIR	on-demand	none	4%	1%	15, 30
AST_09	2	Surface radiance -VNIR, SWIR	on-demand	W/m <sup>2</sup> /sr/ µm	2%	1%	15, 30
AST_09T	2	Surface radiance -TIR	on-demand	W/m <sup>2</sup> /sr/ µm	2%	1%	90
AST_05	2	Surface emissivity	on-demand	none	0.05-0.1	0.005	90
AST_08	2	Surface kinetic temperature	on-demand	degrees K	1-4 K	0.3 K	90
AST13POL	2	Polar surface and cloud classification	on-demand	none	3%	3%	15, 30, 90
AST14DEM	3	Digital elevation model (DEM)	on-demand	m	>= 7 m	>= 10 m	30

Figura 11 La tabella mostra i vari prodotti ASTER e le relative caratteristiche

<sup>4</sup> **Orbita polare:** orbite con inclinazione di 90° rispetto al piano dell'equatore del pianeta. Il piano orbitale è nominalmente fisso rispetto al piano inerziale: ciò significa che il satellite percorre praticamente sempre la stessa orbita mentre il pianeta ruota sotto di esso. In questo modo il satellite è in grado di osservare ogni punto della Terra in un ben determinato numero di orbite, in funzione del campo di vista di ogni singolo strumento.

<sup>5</sup> **Orbite eliosincrone:** a causa della non sfericità della Terra il piano orbitale di un satellite subisce un moto di precessione. La velocità di questo moto dipende dall'altezza e dall'inclinazione dell'orbita. In un'orbita eliosincrona ideale i parametri orbitali sono tali che la precessione avvenga con lo stesso periodo orbitale del pianeta. In queste condizioni il satellite attraversa un parallelo sempre alla stessa ora solare locale. Solitamente, come dato orbitale di un satellite, viene fornita l'ora di passaggio all'equatore.

Anno	Satellite	Sensore	Satellite	Sensore	Satellite	Sensore	Satellite	Sensore	Satellite	Sensore	Satellite	Sensore
1960	TIROS 1											
1960	TIROS 2											
1961	TIROS 3											
1962	TIROS 4, 5, 6											
1963	TIROS 7, 8	1° esper. IR termico										
1964			NIMBUS 1									
1965	TIROS 9, 10											
1966					ESSA 1, 2, 3							
1967					ESSA 4, 5, 6							
1968			NIMBUS B		ESSA 7, 8	IR atmosf.						
1969			NIMBUS 3	HRIR-MRIR	ESSA 9	IR atmosf.						
1970	ITOS 1		NIMBUS 4									
1970	ITOS A (poi NOAA 1)	VHRR + SR										
1971	ITOS B	VHRR + VI PR + SR										
1972	ITOS D (poi NOAA 2)		NIMBUS 5	SCMR			ERTS-1					
1973	ITOS E											
1973	ITOS F (poi NOAA 3)											
1974	ITOS G (poi NOAA 4)											
1975			NIMBUS 6	HRIRS					LANDSAT-2			
1976	ITOS H (poi NOAA 5)											
1977												
1978	TIROS N (poi NOAA 6)	AVHRR	NIMBUS 7	CZCS-HRIRS	SEASAT	VIRR	AEM-1	HCMM	LANDSAT-3	RBV + MSS		
1981	NOAA 7	AVHRR										
1982		AVHRR							LANDSAT-4	TM		
1983	NOAA 8	AVHRR										
1984	NOAA 9	AVHRR							LANDSAT-5	TM		
1986	NOAA 10	AVHRR										
1988	NOAA 11	AVHRR										
1989												
1991	NOAA 12	AVHRR									ERS 1	ATSR 1
1993	NOAA 13	AVHRR										
1994	NOAA 14	AVHRR							LANDSAT-6		ERS 2	ATSR 2
1995											TRMM	VIRS
1997												
1998	NOAA 15	AVHRR										
1999												
2000	NOAA 16	AVHRR							LANDSAT-7	ETM+		ASTER, MODIS
2001												
2002	NOAA 17	AVHRR									METOP JM	SIR
2005	NOAA 18	AVHRR							AQUA	CEPES, MODIS	ENVISAT	AAATSR
2006	METOP	AVHRR/3 + HIRS/4										

Figura 12 Principali piattaforme satellitari per usi civili con a bordo sensori all'infrarosso termico ( in grigio) della NASA e della NOAA in orbita polare ed eliosincrona



Le principali piattaforme utilizzate in ambito termico nei meriti di uno studio dell'ambiente urbano sono generalmente due: Landsat TM/ETM+ ed ASTER.

### Landsat

Lo scopo del programma Landsat è quello di fornire un flusso continuo di dati telerilevati per il monitoraggio e la gestione delle risorse della Terra.

Il programma Landsat consiste in una serie di missioni satellitari per l'Osservazione della Terra portato avanti congiuntamente dalla NASA e dall'USGS. I dati da loro collezionati sono stati usati per oltre 30 anni per studiare l'ambiente, le risorse, e i cambiamenti naturali e artificiali avvenuti sulla superficie terrestre. Il primo satellite Landsat fu lanciato nel 1972 mentre il più recente, il Landsat 7, nel 1999. Ancora oggi il Landsat 5 e il Landsat 7 continuano ad acquisire ogni giorno centinaia di immagini sulla superficie terrestre.

I satelliti Landsat 1, 2 e 3 orbitavano ad una altitudine di circa 920 km e impiegavano approssimativamente 103 minuti per effettuare un giro completo intorno alla Terra. I primi due Landsat erano dotati di due sensori a bordo. Il primo era l'RBV (Return Beam Vidicon) caratterizzato da tre macchine da ripresa (TV-like) che utilizzavano particolari filtri che centrassero le bande multispettrali nel verde-blu, giallo-rosso e rosso-infrarosso. Il secondo strumento a bordo è il Multi Spectral Scanner (MSS) operativo su tutti i satelliti Landsat e caratterizzato da 2 bande nel visibile (rosso e verde) e da 2 bande nell'infrarosso e nell'infrarosso vicino. Il Landsat 3 includeva anche una quinta banda nel termico.

Un sensore multispettrale più sofisticato chiamato Thematic Mapper , è stato aggiunto al Landsat 4 (1982), 5 (1984), e 6 (missione fallita per non aver raggiunto l'orbita durante il lancio), mentre l'ultima missione, Landsat 7, iniziata il 15 aprile 1999, monta il sensore ETM+ (Enhanced Thematic Mapper), un radiometro multispettrale a otto bande. Questi si trovano su di una piattaforma a tecnologia più avanzata. Sebbene simile in modalità operativa al MSS (che è stato montato anche nella navicella 4 e 5, per una certa continuità), il TM possiede 7 bande (3 nel visibile e 4 nell'infrarosso, di cui una nel termico).

Satellite	Launch Date	End Mission	Altitude	Inclination	Revisit at equator	Sensors
Landsat 1	23-Jul-72	6-Jan-78	920 km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 2	22-Jun-75	5-Feb-82	920 Km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 3	5-Mar-78	31-Mar-83	920 Km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 4	16-Jul-82	Jul 87	705 Km	98,2°	16 days	MSS, TM
Landsat 5	1-Mar-85	operational (TM)	705 Km	98,2°	16 days	MSS, TM
Landsat 6	lost on launch					
Landsat 7	15-Apr-99	operational	705 Km	98,2°	16 days	ETM+

MSS				
Band	4	5	6	7
$\mu\text{m}$	.5-.6	.6-.7	.7-.8	.8-1.1
Pixel size(m)	80	80	80	80

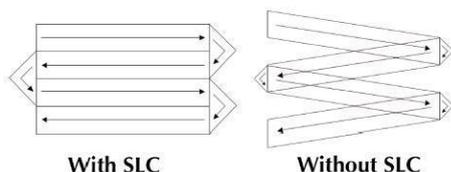
TM & ETM+							ETM+	
Band	1	2	3	4	5	6 (Thermal IR)	7	8 (Pan)
$\mu\text{m}$	.45-.52	.52-.60	.63-.69	.76-.90	1.55-1.75	10.42-12.50	2.08-2.35	.52-.90
Pixel size(m)	30	30	30	30	30	120 (ETM+: 60)	30	15

For Landsat 7, Band 6 (thermal IR) is provided in both high and low gain. Data from ESA stations has the thermal band resampled to 30 metre pixels.

Figura 14 Tabella riassuntiva con le caratteristiche dei sensori

Il Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) ha un tempo di rivisitazione di 16 giorni e purtroppo a causa di un malfunzionamento occorso alla piattaforma il 31 maggio 2003, ha acquisito dati ininterrottamente in modalità SLC-On<sup>6</sup> solamente fino al 14 luglio 2003. Il problema sembra essere permanente e pertanto il Landsat 7 continua ad acquisire in modalità SLC-Off. Ciò produce delle anomalie nelle immagini (dei veri e propri buchi) che risultano più evidenti lungo i margini della scena mentre non creano problemi nella parte centrale dell'immagine.

<sup>6</sup> *Scan Line Corrector (SLC)* : è un meccanismo elettro-ottico composto da due specchi paralleli placcati con nickel-berillio montati su un'asta di supporto. Tale asta, ruota attorno ad un asse normale all'asse della scansione dello specchio. La SLC è posizionata dietro l'ottica primaria e compensa le strisciate di acquisizione per tutta la lunghezza della scansione.



La dimensione della scena registrata è approssimativamente di 170 km a nord-sud e 183 km est-ovest.

### ASTER

ASTER, acronimo di Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflected Radiometer, è la strumentazione ottica montata a bordo di Terra, un satellite lanciato nel dicembre del 1999 come parte di un più ampio studio della NASA, l'Earth Observing System (EOS). Il progetto ASTER è comunque una collaborazione fra l'agenzia americana della NASA, il ministero dell'economia giapponese, del commercio e dell'industria (METI) nonché dell'agenzia giapponese Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC).

I dati ASTER sono stati utilizzati per ottenere mappe dettagliate della temperatura superficiale dei territori, riflettanza e quote. Le tre piattaforme EOS fanno parte della NASA's Science Mission Directorate e l'Earth-Sun System, il cui obiettivo è quello di osservare e capire come la terra sta cambiando, e quindi prevedere le conseguenze dirette sullo stile e la qualità della vita.

La strumentazione ASTER cattura immagini ad alta risoluzione spaziale in 14 bande dello spettro elettromagnetico, dal visibile alle lunghezze d'onda dell'infrarosso termico, ed offre la possibilità di una visione stereografica per la creazione di un modello digitale di elevazione (DEM). Inoltre grazie all'alta risoluzione, i dati ASTER sono spesso utilizzati per la calibrazione e la validazione di informazioni ottenute con altri sensori.

Sottosistema	Band No.	Range spettrale ( $\mu\text{m}$ )	Risoluzione spaziale (m)	Livelli di quantizzazione
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
	9	2.360-2.430		
TIR	10	8.125-8.475	90	12 bits
	11	8.475-8.825		
	12	8.925-9.275		
	13	10.25-10.95		
	14	10.95-11.65		

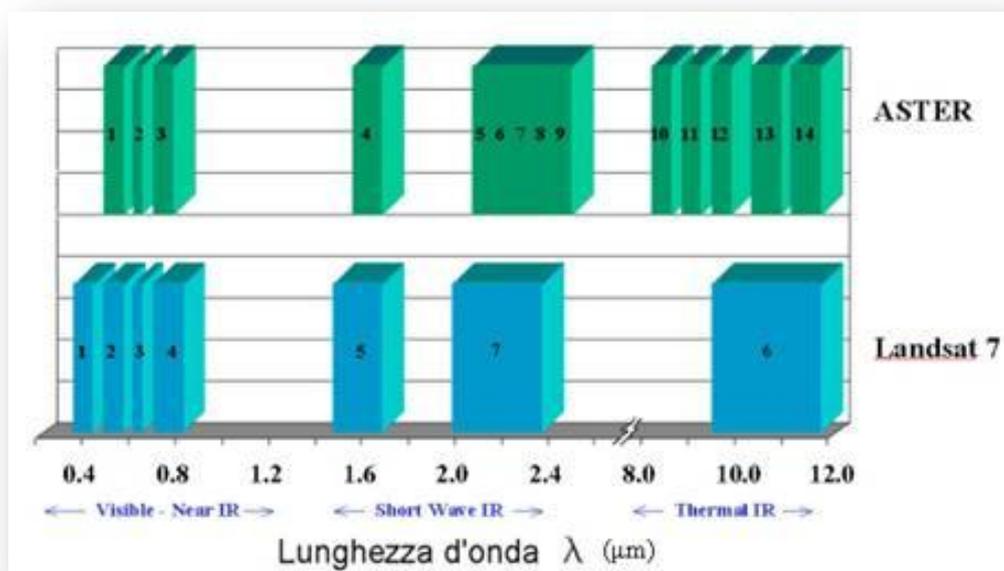


Figura 15 Confronto tra le bande spettrali dell'ASTER e del Landsat 7 TM

La strumentazione ASTER consiste in tre sottosistemi separati, ognuno dei quali operante in una differente regione dello spettro elettromagnetico. Essi sono:

- 1) VNIR : opera in tre bande spettrali alle lunghezza d'onda del visibile e del vicino infrarosso, con una risoluzione spaziale di 15m. Si compone di due telescopi, uno nadir, e l'altro in backward che offre una seconda vista della zona indagata per le osservazioni stereo.
- 2) SWIR : questo sottosistema opera in sei bande spettrali nella regione del vicino infrarosso attraverso un singolo telescopio nadirale, con una risoluzione di 30m.
- 3) TIR : questo sottosistema opera in cinque bande nella regione dell'infrarosso termico, utilizzando un singolo telescopio nadirale, a posizione fissata, con una risoluzione spaziale di 90m. A differenza delle altre strumentazioni, si avvale di una scansione di tipo "whisk-broom"<sup>7</sup>.

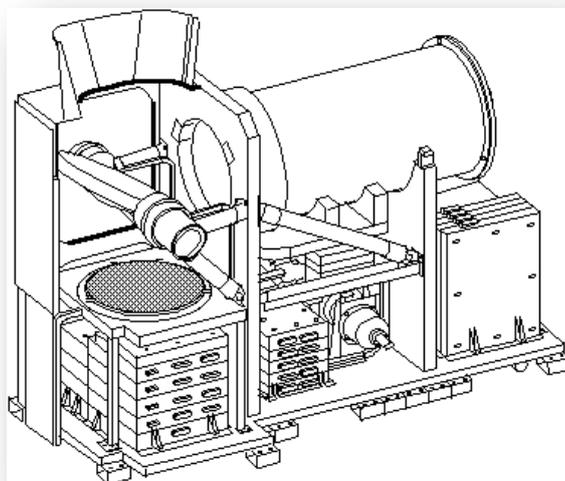


Figura 16 Sottosistema TIR

L'impronta di ogni scena ASTER è di 60 x 60 km. Il satellite Terra ha un ciclo di ripetizione di 16 giorni (233 orbite), e questo limita la frequenza massima di

<sup>7</sup> **Scanner whisk-broom:** sono dispositivi a scansione ottico-meccanica, in cui è presente uno specchio inclinato di 45° rispetto all'asse del moto del vettore (aereo o satellite), mantenuto in rotazione a numero di giri costante da un motore, il quale devia le radiazioni provenienti dal suolo verso un sistema ottico principale di raccolta delle radiazioni. Solitamente, il sistema ottico, in genere a riflessione, è costituito da uno specchio parabolico principale che convoglia le radiazioni verso un piccolo specchio divergente il quale a sua volta le rinvia (attraverso un foro nella parabola principale) dietro al sistema ottico, per andare a colpire, a fuoco, il detector. La combinazione dei moti rotatorio dello specchio rotante di scansione e traslatorio del vettore permettono l'esplorazione del suolo in modo sequenziale e ordinato tramite una serie di strisce contigue, in opportuni e determinati casi di rapporto velocità-altezza (Brivio, Lechi, Zilioli, 2006)

disponibilità dei dati ASTER. Tuttavia, è possibile ottenere immagini di *subset area* in giorni e notti consecutive. A meno di un concordato programma di rilevazione, il sensore registra solamente durante un piccolo tratto dell'orbita satellitare, che come già accennato, è di tipo eliosincrona, in modo che il satellite si trovi ad osservare la medesima area alla stessa ora ogni giorno per qualsiasi latitudine.

### Scanner nel termico

Si dicono *scanner* tutti quei sistemi a scansione che attraverso una sequenza ordinata di misure nello spazio, riescono a riprodurre una scena bidimensionale, restituendola sottoforma di immagine, oramai quasi sempre digitale, secondo una matrice di celle elementari che corrisponderanno poi ai pixel dell'immagine. I metodi di rilevamento a scansione si suddividono principalmente in due categorie principali: whisk-broom e push-broom, dove il primo è un sistema ottico-meccanico basato sulla combinazione del moto rotatorio di uno specchio rotante, che convoglia le radiazioni su un detector, e del moto traslatorio della piattaforma; mentre il secondo è un dispositivo a scansione elettronica o statica costituito, generalmente, da una serie di sensori CCD allineati ed uguali fra di loro, i quali vengono interrogati singolarmente e l'insieme ordinato delle risposte costituisce la linea di acquisizione formata da un numero di pixel pari al numero dei rivelatori (Brivio, Lechi, Zilioli, 2006).

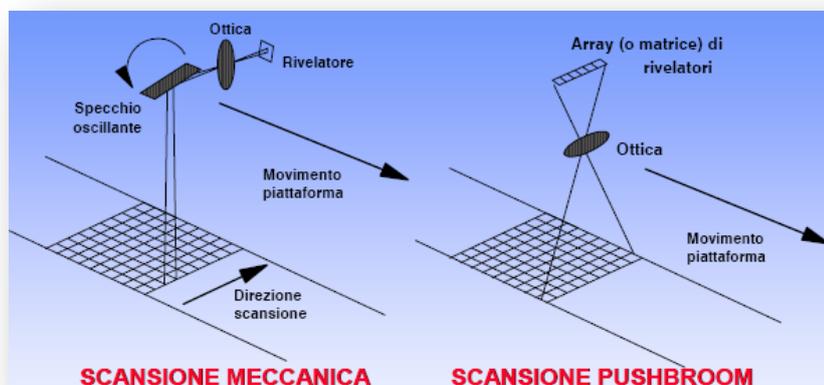
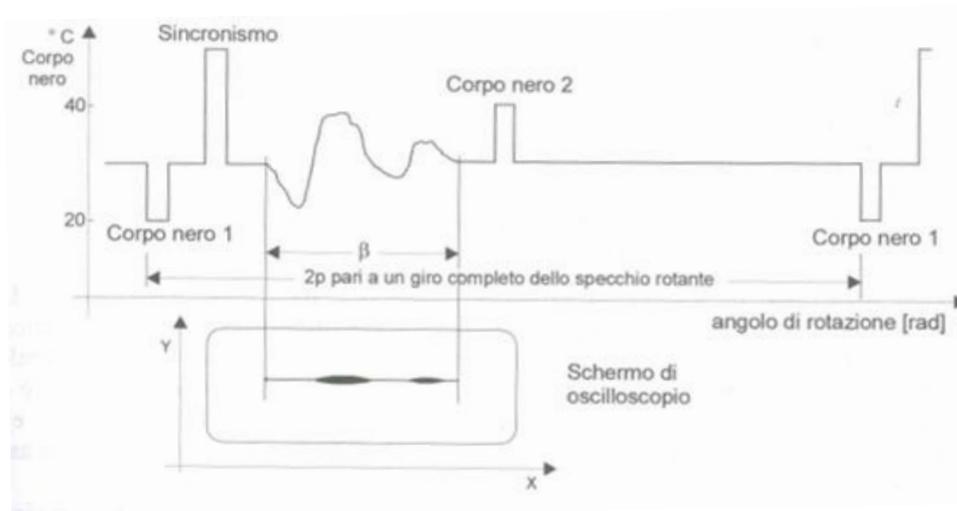


Figura 17 Principali metodi di scansione

Nel caso dell'infrarosso termico, gli scanner operanti in questa regio dello spettro elettromagnetico sono di tipo whisk-broom ma con una particolarità: sono presenti, a lato dello specchio di scansione, due superfici a temperatura ed emissività  $\epsilon$  note, con la funzione di corpi neri di calibrazione, nel senso che la loro radianza (una "alta" ed una "bassa") viene inviata una volta al giro verso il detector producendo due riferimenti, i quali consentono di poter stabilire una scala di temperature di corpo nero entro cui il segnale di scansione può essere letto in maniera quantitativa. In questo modo durante la rotazione, lo specchio rileva la presenza delle due superfici ed invia al sensore delle radiazioni già in parte calibrate.



**Figura 18** Profilo elettrico nel dominio del tempo di un segnale completo di scansione e la sua rappresentazione in termini di intensità luminosa sullo schermo di un tubo a raggi catodici. Si possono osservare chiaramente i riferimenti relativi al segnale di corpo nero, che permettono di interpretare quantitativamente il segnale di scansione dal momento che determinano una scala di lettura.

Per aumentare la qualità della scansione è opportuno migliorare il rapporto segnale/disturbo nonché cercare di evitare il "drift" termico del sensore stesso (ovvero il cambiamento della risposta in funzione della sua temperatura). Queste migliorie sono possibili raffreddando le aree circostanti gli scanner, e se nel caso di piattaforme aeree ciò è reso possibile attraverso i vasi Dewar<sup>8</sup>, nel caso di

<sup>8</sup> **Vaso di Dewar:** o semplicemente Dewar, è un contenitore, che prende il nome dal suo inventore James Dewar (1892), che mantiene il suo contenuto più caldo o più freddo dell'ambiente esterno frapponendo con l'ambiente circostante delle aree di vuoto che consentono un isolamento termico

piattaforme satellitari, il raffreddamento dei detector avviene attraverso l'uso di batterie di Peltier<sup>9</sup> in cui la superficie fredda è a contatto con il detector e quella calda disperde calore per irraggiamento verso lo spazio.

Per eseguire contemporaneamente rilievi su numerose bande dello spettro, si possono interporre dei prismi o dei filtri dicroici<sup>10</sup> tra la parabola che raccoglie le radiazioni e il suo fuoco. In questo modo è possibile scomporre le radiazioni di tutto lo spettro visibile fino all'infrarosso prossimo, a questo punto basta inserire una fotocellula su ogni "colore" per ottenere le varie misurazioni.

Con un'immagine termografica si intende la visualizzazione bidimensionale della misura del calore emesso per irraggiamento, per mezzo di un codice in toni di grigio o di colore.

L'acquisizione del dato avviene raccogliendo la radiazione termica punto per punto dalla superficie da rilevare per dirigerla poi su un rilevatore che la converte in segnale elettrico. Si ha quindi lo scambio di energia fra due superfici, quella da rilevare e quella del sensore: tale scambio provoca un'alterazione nel sensore che viene sfruttata per rendere in forma di dato puntuale (radiometro) o di immagine (scanner) l'intensità della radiazione raccolta (*Briovio, Lechi, Zilioli, 2006*).

Solitamente sono molto utilizzate due particolari bande nella regione dell'infrarosso termico, data la buona trasparenza atmosferica, e sono:

- Banda 3 – 5  $\mu\text{m}$  : più adatta per temperature superiori a quella ambiente, anche se risente molto dell'attenuazione provocata dall'atmosfera e dalla radiazione solare riflessa;

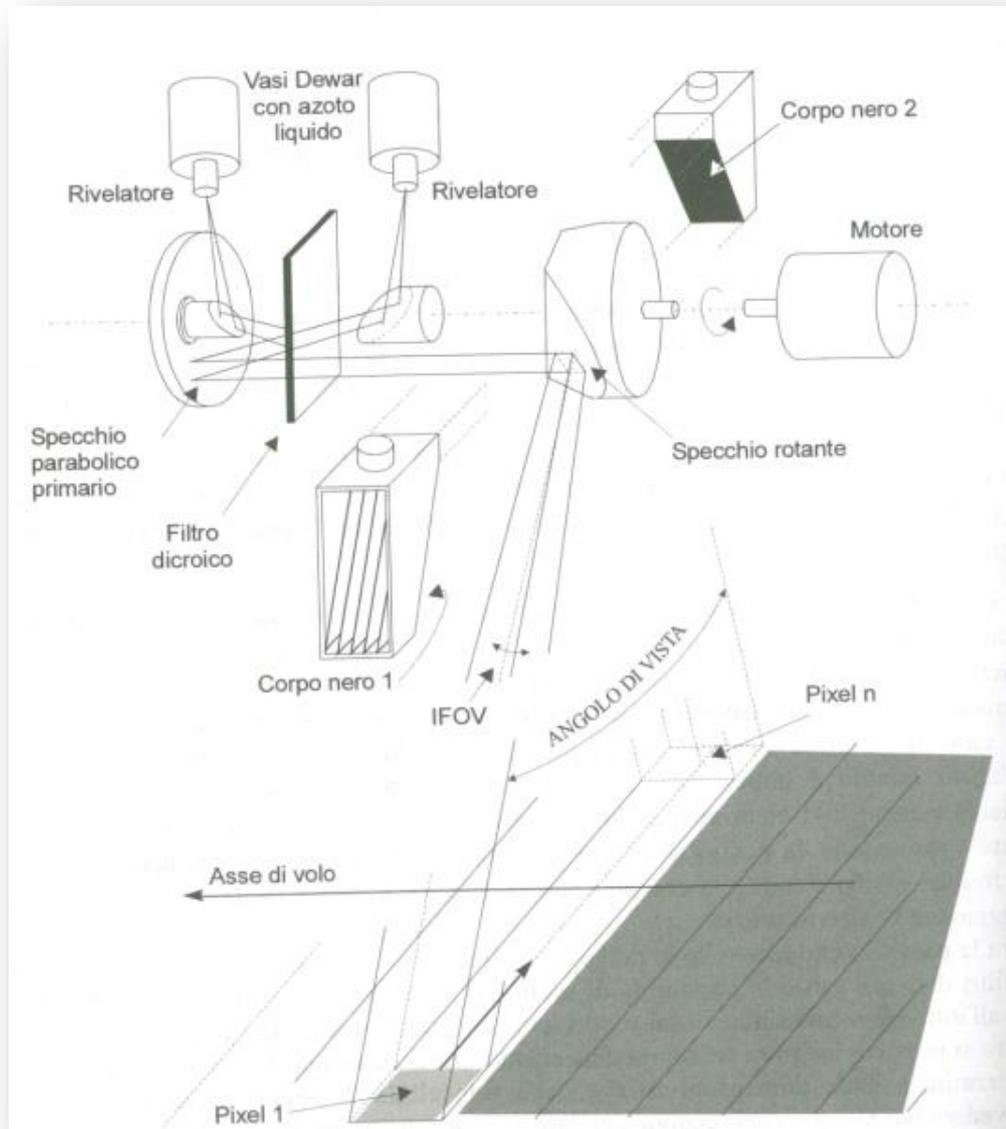
---

*tra il contenuto e l'ambiente. Il vuoto è usato solo per l'isolamento termico, il contenuto non è sottovuoto.*

<sup>9</sup> **Batteria di Peltier**: o cella di Peltier, è un dispositivo termoelettrico costituito da molte giunzioni ad effetto Peltier ( fenomeno termoelettrico per cui una corrente elettrica che scorre tra due metalli o semiconduttori differenti posti in contatto produce un trasferimento di calore) in serie. Fondamentalmente è una pompa di calore a stato solido dal'aspetto di una piastrina sottile con una superficie da cui il calore è assorbito, ed una da cui il calore è emesso.

<sup>10</sup> **Filtri dicroici** : sono filtri composti da uno strato di vetro su cui viene disposta una successione alternata di strati di materiale dielettrici, il cui numero ed il cui spessore determinano la soglia di lunghezza d'onda limite, che rappresenta la lunghezza d'onda massima che può attraversare il filtro.

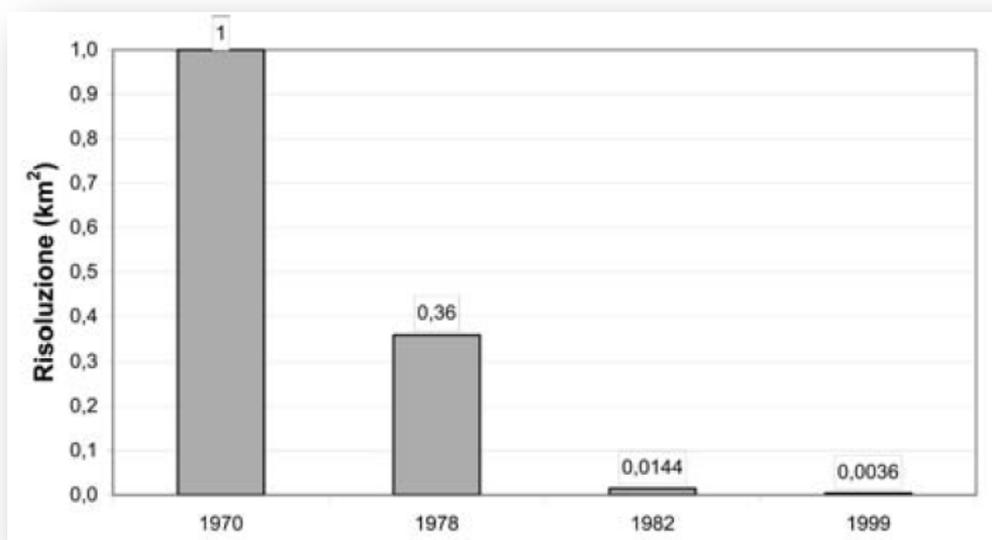
- Banda 8 – 14  $\mu\text{m}$  : più adatta per temperature attorno a quella ambiente, inoltre risente meno sia dell'effetto della radiazione solare riflessa che dell'attenuazione dovuta all'atmosfera



**Figura 19** Schema di scansione ottico-meccanica di uno scanner all'IR termico

Effettuando una ripresa con scanner a due o più canali, si ha il vantaggio di poter disporre di tutti i segnali relativi alle varie bande esattamente in fase fra loro in modo da rendere possibile le varie combinazioni matematiche dei segnali.

Fra le caratteristiche più importanti dei sistemi di osservazione sono le diverse specifiche di risoluzione legate alle capacità di descrivere la scena rilevata in termini di dettaglio geometrico (o spaziale), termico, di contenuto spettrale, di sensibilità radiometrica dei rilevatori e, infine di frequenza temporale o ripetitività del rilievo. Sfortunatamente la risoluzione geometrica è contrapposta a quella termica, per dare un'idea con 2,5 milliradiani di risoluzione geometrica, istante per istante, da 1.000 metri di quota si osserva un'area di 2,5 x 2,5 mq e si può avere una risoluzione termica di 0,1°C, cioè distinguere pixel che differiscono fra di loro almeno per un decimo di grado centigrado, mentre con una risoluzione geometrica di 1,7 milliradiani la risoluzione termica scende a 0,2°C (Brivio, Lechi, Zilioli, 2006). ovviamente col passare degli anni la risoluzione geometrica è andata migliorando, passando da  $10^6$  m<sup>2</sup> a 3600 m<sup>2</sup> come dimensione nominale del pixel al suolo al nadir.



**Figura 20** Andamento della risoluzione spaziale dei sensori termici su satellite a partire dagli anni '70 fino alla fine degli anni '90, in termini di area di pixel al suolo. Dopo una grande evoluzione, sembra ormai essere vicini ad un limite asintotico.

### 1.10 Land Surface Temperature (LST)

Con il termine LST si intende la temperatura misurata sulla superficie terrestre ed è considerata come una temperatura di “pelle”. Tuttavia, la superficie terrestre ben lungi dall'essere considerata assimilabile ad una pelle o comunque ad una entità

bidimensionale, in quanto è composta da materiali diversi con varie geometrie, che sono entrambe caratteristiche che complicano la stima della LST.

Nel telerilevamento, la *Land Surface Temperature* è definita come la temperatura radiometrica superficiale corrispondente al campo di vista istantaneo del sensore (Prata, 1995) o, più precisamente, come l'effetto complessivo e direzionale della temperatura radiometrica superficiale (Norman e Becker, 1995). Con il concetto di "effetto complessivo" si vuol intendere il contributo casuale fornito da pixel non omogenei. Per una determinata direzione di visualizzazione del sensore si ha che, la LST dipende dalla distribuzione di temperatura e di emissività all'interno di un singolo pixel e dal canale spettrale di misurazione (Becker e Li, 1995).

Teoricamente solo in caso di superfici omogenee ed isoterme si ottengono valori di temperatura radiometrica o termodinamica equivalenti, ma essendo l'LST la rappresentazione dell'integrazione dell'effetto complessivo all'interno di un pixel si può affermare che la Land Surface Temperature non è confinata alle sole superfici isoterme ed omogenee (Dash, 2002). Generalmente, i sensori satellitari misurano la radianza in uscita dalla superficie modificata dall'interazione con l'atmosfera in differenti canali spettrali, e le corrispondenti temperature di brillantezza (*brightness temperatures*) sono calcolate invertendo la funzione di Planck.

La temperatura superficiale del terreno (LST) è un importante parametro per comprendere l'ambiente termico urbano e le sue dinamiche, esso infatti, modula la temperatura dell'aria dello strato più basso dell'atmosfera urbana ed è il fattore principale nella determinazione degli scambi radiativi ed energetici, del clima interno degli edifici e del comfort percepito dalla popolazione (Voogt e Oke, 1998). La *Land Surface Temperature* è generalmente considerata una funzione di quattro proprietà della superficie (Goward, 1981):

- albedo
- emissività
- proprietà termiche dei materiali che compongono gli edifici urbani (inclusa l'umidità)
- composizione e struttura dell'*urban canopy layer*

La temperatura superficiale del terreno può essere modellata basandosi su alcuni fattori come: la quantità di superfici impermeabili, la presenza e l'abbondanza di coperture vegetate ed altre variabili biofisiche che sono state identificate per relazionare, direttamente od indirettamente, la radiazione termica, l'umidità e le proprietà aerodinamiche nella superficie urbana (Oke, 1982). Questo perché la risposta spettrale termica per ogni pixel è largamente controllata dalle relazioni dinamiche tra queste variabili biofisiche, che producono un effetto complessivo sul bilancio energetico della superficie.

Esistono vari algoritmi per stimare l'LST che utilizzano come dati di partenza i valori di temperatura radiometrica, ma tutti devono tenere in considerazione i tre principali effetti distorcenti a cui è sottoposta la radiazione elettromagnetica nel corso del suo viaggio dalla superficie terrestre al detector installato sulla piattaforma satellitare, ovvero:

- 1) Atmosfera
- 2) Angolo di ripresa
- 3) Emissività

L'emissività della superficie terrestre, a differenza delle acque, può differire in modo significativo all'interno del singolo pixel in funzione della vegetazione, dell'umidità superficiale e della rugosità (Nerry 1988, Salisbury e D'Aria 1992).

I principali effetti dell'atmosfera sono: assorbimento, emissione ascendente nell'atmosfera, e l'irradiamento discendente della radiazione riflessa dall'atmosfera proveniente dalla superficie. Nella regione termica dello spettro elettromagnetico corrispondente a 8-12  $\mu\text{m}$ , l'assorbimento e la dispersione causata dall'aerosol<sup>11</sup> sono trascurabili e generalmente vengono ignorate (Prata, 1995). Tuttavia, vi sono alcune teorie che sostengono che questo effetto potrebbe non essere trascurabile in aree inquinate. Il vapore acqueo è considerato come il

---

<sup>11</sup> **Aerosol** : tipo di colloide in cui un liquido o un solido sono dispersi in un gas. Il diametro delle particelle è normalmente compreso fra  $10^{-9}$  m e 1  $\mu\text{m}$ , ma nel caso in cui vi siano moti turbolenti anche particelle di dimensioni maggiori possono essere incluse in un aerosol. Esempi tipici di aerosol naturali sono le nuvole, la nebbia (esteso addensamento di gocce d'acqua), la foschia (leggero offuscamento dovuto a vapore, pulviscolo o fumo), il pulviscolo atmosferico. L'aerosol atmosferico è composto da particelle e corpuscoli in sospensione all'interno dell'atmosfera la cui natura chimica è variabile e dipende dall'origine dell'aerosol che può essere immesso in atmosfera dall'azione dei venti sui deserti con conseguente trasporto di sabbie sottilissime, oppure dall'azione dei venti sugli oceani con conseguente trasporto di spume marine.

principale responsabile degli effetti atmosferici. Quindi l'acqua precipitabile (PW) dovrebbe essere presa in considerazione nei calcoli di LST.

Altri gas, ad esempio l'ozono ( $O_3$ ) e l'anidride carbonica ( $CO_2$ ) possono influenzare la trasmissione atmosferica ma a differenza del vapor acqueo, variano lentamente, inoltre, l'anidride carbonica è distribuita in maniera uniforme nell'atmosfera, mentre l'ozono troposferico ha un'importanza di tipo locale. Siccome i sensori satellitari osservano la superficie terrestre a geometrie di visualizzazione diverse, le temperature di brillantezza stimate devono essere compensate per l'angolo di zenith. I diversi algoritmi di LST deve tenere conto di questo effetto e fornire risultati che siano indipendenti dalla geometria di osservazione.

Come descritto da Voogt e Oke (1997), le temperature telerilevate dalle superfici urbane sono soggette a forti variazioni a causa dei modelli di riscaldamento differenziale creati dall'interazione fra sole, superfici e configurazione geometrica dell'ambiente urbano, soprattutto le costruzioni urbane modificano le proprietà termiche della superficie, contribuendo alla formazione dell'isola di calore urbano in termini di albedo<sup>12</sup> ed emissività. Densità di edifici creano un effetto "canyon" o "effetto di cavità," in cui le molteplici riflessioni interne derivanti dalla geometria della copertura urbana, riducono l'albedo aumentando l'emissività rispetto alle superficie di nudo terreno (Jin, 2005).

L'equazione di trasferimento radiativo nell'infrarosso termico si basa sulle ipotesi che l'atmosfera è in condizioni di equilibrio termodinamico locale, che approssimativamente è un'ipotesi valida per distanze fino a circa 50 -70 km e la superficie terrestre è considerata una superficie lambertiana<sup>13</sup> nel range termico. Il

---

<sup>12</sup> *L'albedo (dal latino albēdo, "bianchezza", da album, "bianco") di una superficie è la frazione di luce o, più in generale, di radiazione incidente che viene riflessa indietro. L'esatto valore della frazione dipende, per lo stesso materiale, dalla lunghezza d'onda della radiazione considerata. L'albedo massima è 1, quando tutta la luce incidente viene riflessa. L'albedo minima è 0, quando nessuna frazione della luce viene riflessa. In termini di luce visibile, il primo caso è quello di un oggetto perfettamente bianco, l'altro di un oggetto perfettamente nero. Valori intermedi significano situazioni intermedie.*

<sup>13</sup> *Superficie Lambertiana : è una superficie il cui valore di radianza osservata risulta costante per qualunque combinazione di geometria tra la sorgente ed il punto di osservazione. Tale superficie assume il significato di diffusore integrale ed è quindi un modello soltanto ideale.*

Remote Sensing dell'LST si basa sulla funzione di Planck, che riguarda l'energia radiante emessa da un corpo nero ( $\varepsilon = 1$ ) alla sua temperatura. Tuttavia, gli oggetti naturali non sono corpi neri ( $0 < \varepsilon(\lambda) < 1$ ), in cui l'emissività spettrale  $\varepsilon(\lambda)$  è il rapporto tra la radianza emessa da un oggetto a  $\lambda$  lunghezza d'onda e quella emessa da un corpo nero alla stessa temperatura. La funzione di Planck per i corpi naturali, e quindi non ideali, è moltiplicata per  $\varepsilon(\lambda)$ :

$$R(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda)B(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda) \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi(\exp(c_2 / \lambda T) - 1)}$$

dove (la dipendenza dalla direzione è stata omessa per semplicità):

$B(\lambda, T)$  è la radianza spettrale di un corpo nero ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ) alla temperatura  $T$  (K),

$R(\lambda, T)$  è la radianza spettrale di un corpo naturale ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ ),

$\varepsilon(\lambda)$  è l'emissività spettrale di un corpo alla lunghezza d'onda  $\lambda$ ,

$c_1 = 2\pi hc^2 = 3.7418 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$  and  $c_2 = hck^{-1} = 1.4388 \times 10^{-2} \text{ mK}$ .

Potendo assumere l'emissività come un dato noto, che la superficie terrestre e l'atmosfera siano localmente in equilibrio termodinamico, e che gli effetti atmosferici (upwelling e downwelling) siano separati, allora la temperatura di un riflettore lambertiano può essere determinato dall'inversione dell'equazione precedente:

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln \left[ \frac{\varepsilon(\lambda)c_1}{\pi\lambda^5 R} + 1 \right]}$$

I sensori satellitari misurano la radianza nello strato superiore dell'atmosfera (*Top of the Atmosphere*, TOA), dove le temperature di brillantezza corrispondenti possono essere ottenute attraverso la formula precedente. Le *brightness temperatures* di TOA sono generalmente più basse rispetto alle corrispondenti temperature superficiali, ma ciò potrebbe essere invertito nel caso di un'atmosfera più calda rispetto alla superficie (inversione termica). Nella regione compresa tra

10-12  $\mu\text{m}$ , la differenza tra queste temperature è variabile da 1-5 K in funzione delle condizioni atmosferiche (Prata, 1995). L'effetto dell'atmosfera varia con la temperatura e il profilo verticale di umidità. In realtà, la maggior parte della superficie terrestre ha un comportamento intermedio tra quello di una superficie lambertiana e quello di un riflettore speculare<sup>14</sup>. Infatti, l'atmosfera non è completamente trasparente anche nelle finestre atmosferiche, perciò la radiazione in uscita dalla superficie terrestre è sempre influenzata dalla composizione e dalla condizione termica dell'atmosfera. La radiazione misurata da un sensore è (Wan e Dosier, 1996; Sobrino, 2003):

$$R_i = \varepsilon_i \tau_i(\theta) B_i(T_s) + L_i^\uparrow(\theta) + (1 - \varepsilon_i) \tau_i(\theta) \frac{L_i^\downarrow}{\pi}$$

dove:

$\theta$  è lo zenith del satellite

$\varepsilon_i$  è l'emissività (direzionale) superficiale nel canale spettrale  $i$ ,

$\tau_i(\theta)$  è la trasmittanza spettrale terreno-sensore,

$B_i(T_s)$  è la radianza spettrale di un corpo nero alla temperatura  $T_s$ . È l'integrazione spettrale della

$$B_i(T_s) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f_i B(\lambda, T_s) d\lambda$$

funzione di Planck  $B(\lambda, T_s)$ . È quindi la radianza emessa da un corpo nero con temperature superficiali  $T$  e lunghezza d'onda  $\lambda$ , dove  $f_i$  è la funzione di risposta del canale  $i$  i cui limiti di lunghezza d'onda sono indicati da  $\lambda_1$  e  $\lambda_2$ .

$L_i^\uparrow$  è il flusso di irradianza ascendente (upwelling), vale a dire, la radianza emessa e dispersa dai differenti strati del volume d'aria tra il sensore e la terra

$L_i^\downarrow$  è il flusso di irradianza discendente (downwelling irradiance).

Il primo termine dell'equazione di  $R_i$  denota l'emissione superficiale di radianza attenuata lungo il percorso ascendente, il secondo termine rappresenta il contributo atmosferico sempre nel percorso ascendente mentre l'ultimo termine rappresenta l'irradianza atmosferica riflessa dalla superficie e attenuata lungo il percorso verso lo spazio. Al fine di valutare la radianza al sensore  $R_i$ , devono

<sup>14</sup> **Riflettore speculare:** parte di un apparecchio di illuminazione progettato per riflettere il flusso luminoso nella direzione richiesta, per mezzo di una riflessione speculare, ovvero di una riflessione senza diffusione.

essere note le grandezza  $\epsilon_i$  e  $\tau_i(\theta)$ , così come pure la radianza in upwelling ed in downwelling. Anche se l'emissività e la trasmittività dipendono dalla temperatura, la variazione di  $\epsilon_i$  con  $T_s$  è trascurabile (*Becker and Li, 1990, Dash, 2002*).

Per la maggior parte delle superfici vegetate, l'emissività nell'intervallo spettrale 8-12  $\mu\text{m}$  ha valori compresi tra 0,95 e 0,99. Di conseguenza, il flusso riflesso di downwelling contribuisce solo in minima parte al segnale finale. Mentre il ruolo dell'aerosol è ininfluenza nella regione dell'infrarosso termico, a causa della lunghezza d'onda, quindi il fattore predominante, nel processo di correzione atmosferica, è dato dal valore di acqua precipitabile (PW). Così il PW, ed in misura minore la profondità ottica<sup>15</sup> dell'aerosol, determinano il valore di radianza  $L_i^\uparrow$  e di  $\tau_i$ . Inoltre, se  $\epsilon$  è conosciuta, è possibile ottenere  $T_s$  invertendo la formula di Planck, come mostrato dall'equazione precedente.

L'ordine relativo di grandezza delle correzioni da apportare ad ogni sensore (AVHRR, MODIS, ASTER, Landsat) può essere stimato utilizzando un codice di trasferimento radiativo e simulando il recupero dell'LST in casi di emissività estrema per le varie tipologie di coperture urbane e sub-urbane. Per ogni sensore, si deve accoppiare la rispettiva funzione di risposta spettrale del suo canale termico con il modello di trasferimento radiativo. Ad esempio, per un'immagine AVHRR con risoluzione di 1 km, in buone condizioni atmosferiche, un'emissività urbana di 0,96, ed angolo di vista del satellite di circa 30 gradi, il margine di errore potrebbe essere compreso tra 0,5°C e 1°C di notte, e da 2°C a 3°C durante il giorno, a seconda della posizione del sole rispetto all'angolo di ripresa.

Nell'intervallo spettrale 10-12  $\mu\text{m}$ , l'emissività urbana è tipicamente compresa tra 0,85 e 0,98. Le temperature superficiali di brillantezza sono quindi inferiori alle temperature superficiali reali del terreno, e l'errore commesso può essere approssimato mediante la linearizzazione della legge di Planck. Ad una temperatura di 20°C la correzione è di 0,6°C per ogni % di emissività inferiore a

---

<sup>15</sup> **Profondità ottica (optical depth)** : è una misura di trasparenza, ed è definita come la frazione di radiazione ( o luce) che è diffusa o assorbita su un percorso.

1. Quindi un pixel con una emissività media di 0,96 porterà ad una correzione di + 2,4 °C.

Gli effetti direzionali, da off-nadir, possono variare da 0 a 4°C, o maggiori se combinati con gli effetti dovuti alle tempeste di radiazione elettromagnetica solare (*the sun hot spot effect*).

La temperatura della superficie terrestre (LST) deve essere determinata insieme all'emissività della superficie stessa, infatti, non è possibile ottenere, dalle sole misurazioni radiometriche passive, né la temperatura né l'emissività, in quanto il numero di incognite è sempre superiore al numero di misurazioni: per un sensore con N canali spettrali (cioè N equazioni), ci sono sempre N+1 incognite ( N valori di emissività spettrale più il valore di temperatura superficiale). In questo caso infatti, il sistema di equazioni trovato avrebbe un numero infinito di soluzioni, pertanto, devono essere aggiunte ulteriori ipotesi.

Come discusso da Wan e Dosier (1996), il successo di un algoritmo di LST dipende da:

- elevata precisione nella registrazione dell'emissività superficiale
- elevata precisione nel valutare gli effetti atmosferici
- la qualità dei dati termici include: la stabilità della funzione di risposta spettrale, il rapporto segnale/rumore, la risoluzione radiometrica e la precisione di calibrazione.

Jimenez-Munoz e Sobrino (2006) analizzarono l'errore commesso nell'equazione di trasferimento radiativo, durante la valutazione dell'LST, mediante dati telerilevati nella regione dell'infrarosso termico. Essi scoprirono che, la sola incertezza sull'emissività della superficie terrestre comportava un errore di 0,4 K, riducibile a 0,2 K considerando misure di convalidazione in situ, mentre le correzioni atmosferiche introducevano un errore variabile tra 0,2 e 0,7 K a seconda che vengano utilizzati dati telerilevati o in situ, rispettivamente. Così, in condizioni ottimali, e con la possibilità di disporre dati raccolti in situ, si commette un errore minimo di 0,3 K, mentre se si dispone solamente di dati da remote sensing l'errore minimo ottenuto è di 0,8 K ma nel caso fossero

considerate altre fonti di errori, come quella fornita dal rumore del segnale o l'incertezza della lunghezza d'onda, si può aumentare la precisione della stima dell'LST fino ad un errore minimo di 0,5 K.

L'emissività di una superficie, varia principalmente in funzione: della percentuale e della tipologia di copertura vegetativa, del contenuto di umidità nonché del variare dell'angolo di visualizzazione (Wan e Dosier, 1996), ed è quindi uno dei principali ostacoli nella stima dell'LST, tuttavia, i cambiamenti non sono significativi nel breve periodo, a meno che non intervenga la pioggia o la neve, in particolare ciò è vero per i nudi terreni in ambienti aridi e semi-aridi, per i quali la superficie del suolo è normalmente asciutta (*Kerr* 1992, *Wan* 2002). Nonostante tutte queste variazioni, le caratteristiche di emissività spettrale per le coperture terrestri sono relativamente stabili nell'intervallo di lunghezze d'onda 10,5-12,5  $\mu\text{m}$ , dove sono indirizzati i canali 4 e 5 dell'AVHRR, 31 e 32 del MODIS, il 6 del TM/EMT+ ed i canali 10,11,12,13 e 14 dell'ASTER. Inoltre, il contrasto spettrale dell'emissività superficiale, solitamente decresce con l'aumentare dell'aggregazione territoriale. Salisbury e D'Aria (1992) pubblicarono una lista di 79 materiali di cui ne avevano verificato la riflettanza e giunsero alla conclusione che, sebbene fossero necessarie ulteriori misurazioni in situ per convalidare i dati ottenuti mediante telerilevamento, l'emissività ottenuta dai sensori ASTER e MODIS era relativamente stabile con un errore di  $\pm 0,01$  per dense coperture di vegetazione, ghiaccio, neve o la maggior parte dei suoli.

Per quanto riguarda l'emissività di superfici urbane esse hanno valori differenti, che spaziano da 0,87 (Balling e Brazel, 1988) a 0,98 (Dousset 1989, Henry 1989), con la maggior parte dei valori che ricadono all'interno dell'intervallo 0,92-0,95. Purtroppo, le osservazioni dirette di emissività urbana disponibili, per migliorare la stima e la veridicità dei dati ottenuti, sono davvero poche. Inoltre, anche se alcuni progressi sono stati ottenuti nella recupero delle temperature superficiali terrestri, le ipotesi adottate non possono essere applicati nei casi in cui sia presente, anche nella piccola scala, una forte eterogeneità urbana.

Come discusso da Chrysoulakis (2009), il ruolo dell'aerosol non è importante nell'infrarosso termico, a causa della lunghezza d'onda che si sta considerando, quindi PW è il parametro dominante nel processo di correzione atmosferica. Così il PW, e in senso minore la profondità ottica dell'aerosol, determinano i valori della trasmittanza atmosferica nell'infrarosso termico ed il percorso della radiazione. I valori di PW possono essere ottenuti dalla integrazione verticale delle misurazioni di radiosonda<sup>16</sup> (Elliott e Gaffen, 1991; Gaffen, 1992; Bony e Duvel, 1994; Cartalis e Chrysoulakis, 1997; Chrysoulakis e Cartalis, 2000; Chrysoulakis et al., 2001). Le misurazioni ottenute da radiosonde sono uno degli strumenti principali per la misurazione del vapore acqueo atmosferico, tuttavia, ci sono alcuni problemi legati al loro uso come dati atmosferici. In primo luogo, la frequenza temporale delle rilevazioni è generalmente limitata a due lanci al giorno. In secondo luogo, la strumentazione utilizzata all'interno di una radiosonda, in genere, può misurare solo la temperatura e l'umidità relativa con una precisione di circa 0,2 K e 3,5%, rispettivamente, con un conseguente errore in PW che varia tra il 5 e il 10%. Tuttavia, le radiosonde rappresentano ancora il mezzo più accurato per verificare la quantità di vapore d'acqua atmosferico (Motell, 2002). La stima di PW, con un sensore MODIS operante nel vicino infrarosso, si basa sulla rilevazione dell'assorbimento da parte del vapor d'acqua della radiazione solare riflessa dopo che è stata trasmessa alla superficie. L'importo verticale totale del vapore acqueo, è derivato da un confronto tra la radiazione solare riflessa nel canale di assorbimento, e la radiazione solare riflessa nelle vicinanze dei canali di non assorbimento (Gao e Kaufman, 2003; Sobrino, 2003). PW è stimato su aree che hanno superfici riflettenti nelle zone del vicino

---

<sup>16</sup> **Radiosonda:** la radiosonda consta di un minuscolo radiotrasmettitore automatico allo stato solido, funzionante sulla gamma delle ultrafrequenze (U.H.F.); il trasmettitore è collegato ad elementi sensibili alla temperatura, alla pressione ed alla umidità atmosferica che ne modulano variamente i segnali, permettendo di risalire ai valori dei predetti parametri. Col progredire degli studi meteorologici, si è palesata sempre più la necessità di non limitare le osservazioni agli strati più bassi dell'atmosfera, ma di estenderli a quelli più alti, dove avvengono movimenti di grandi masse d'aria e di sistemi che esercitano un'influenza determinante sui fenomeni atmosferici degli strati inferiori. Lo strumento che ha reso possibile tale estensione dei rilevamenti meteorologici è la radiosonda, inventata fin dal 1927, ma giunta molto più tardi ad un conveniente stadio di perfezionamento, con il progredire della tecnica elettronica. La radiosonda viene lanciata nel cielo appesa ad un pallone, che può raggiungere quote anche oltre i 30000 metri. Un sensibilissimo ricevitore posto a terra provvede a raccogliere i segnali trasmessi dall'apparecchio e a decodificarli.

infrarosso, come le zone di terra chiara, le nuvole, e particolari aree oceaniche investite dal bagliore solare (King, 2003). Le principali fonti di errore nella stima dell'acqua precipitabile PW mediante dati ottenuti nel vicino infrarosso sono le incertezze nella riflettanza spettrale della superficie, la calibrazione radiometrica e spettrale del sensore, la registrazione dei pixel tra diversi canali, la temperatura atmosferica e i profili di umidità, e la quantità di nebbia (Kaufman e Gao, 1992 ; Bouffies, 1997). Un certo numero di algoritmi sono stati proposti per ricavare il valore di PW attraverso dati AVHRR nell'infrarosso termico (Dalu, 1986; Jedlovec, 1990; Kleespies e McMillin, 1990; Goward, 1994; Principe e Goward, 1995; Andersen, 1996; Roger e Vermote , 1998). I valori di PW ottenuti, sono spesso convalidati attraverso misurazioni con radiosonde e generalmente si riscontra un ottimo accordo, specialmente con i dati AVHRR.

La prova della validità di ogni metodo di stima dell'LST necessita un campo di dati rilevati in situ da confrontate con quelli satellitari. Tuttavia, vi è una notevole mancanza di misure *hand-held* di buona qualità descrittive la temperatura della superficie terrestre. Come notato da Vazquez nel 1997, i problemi principali sono la difficoltà di sincronizzare i due tipi di misurazioni e l'impossibilità di coprire una vasta gamma di condizioni atmosferiche. Un ulteriore problema poi è quello che sulla terra la scala di variabilità della temperatura è molto più piccola rispetto a quella radiometrica.

### **1.10.1 Considerazioni sull'inquinamento atmosferico**

Anche se molti ricercatori ritengono che la presenza di solidi e liquidi atmosferici (ad esempio, aerosol) non dovrebbero svolgere un ruolo importante nei calcoli di LST, alcuni ritengono che la presenza di aerosol possa attenuare parte dell'energia emessa dalla Terra e che possa ridurre notevolmente la temperatura radiativa registrata da satellite. In base a tale parere, l'inquinamento atmosferico è come se creasse una "coperta termica" il cui effetto è quello di diminuire la temperatura

apparente o al satellite (vs reale o in superficie), mentre una lieve diminuzione della radiazione solare incidente che raggiunge il terreno può inasprire il meccanismo precedente di riduzione della temperatura superficiale (*Finzi e Lechi* 1991). Questo “effetto serra” locale, grazie ad una diminuzione della temperatura apparente, permette di individuare e delineare le aree in cui sono presenti alti carichi di inquinamento, un esempio è il caso di Atene, mediante l'utilizzo di immagini Landsat (*Sifakis*, 1992). Questo effetto è stato chiamato “*effetto di screening*”.

Come discusso da Gomes nel 2008, l'aerosol in aree urbane riduce, in misura significativa (valori di esempio possono aggirarsi attorno a  $-30 \text{ Wm}^{-2}$ ), l'energia solare che raggiunge la superficie, principalmente attraverso l'assorbimento della radiazione solare nell'atmosfera. Nello strato atmosferico superiore (TOA), il contributo dovuto all'aerosol può anche risultare positivo. Ciò conferma che l'effetto locale dell'aerosol nell'atmosfera urbana è principalmente dovuto all'assorbimento.

Anche se nessuna correlazione lo ha ancora confermato, è chiaro che un aumento delle concentrazioni di inquinanti nell'atmosfera urbana tenderà a diminuire la temperatura apparente al satellite secondo un meccanismo di attenuazione. Sifakis nel (1998) ha utilizzato la seguente equazione per quantificare l'effetto di screening associato alla presenza di aerosol atmosferico attraverso le variazioni di temperatura radiante ( $\Delta T$ ) a livello di pixel su immagini satellitari Landsat.

$$\Delta T = T_1 - T_2 = TE_1 - TE_2 + \Delta T_{a1} - \Delta T_{a2} + \Delta T_{g1} - \Delta T_{g2}$$

dove:

$T_1, T_2$  = sono le temperatura radianti osservate sulle due immagini

$TE_1, TE_2$  = sono le temperature radianti del target al momento dell'acquisizione dell'immagini

$\Delta T_{a1}, \Delta T_{a2}$  = sono le variazioni locali della temperatura radiante dovute alla presenza dell'aerosol

$\Delta T_{g1}, \Delta T_{g2}$  = sono le variazioni della temperatura radiante dovute al cambiamento della concentrazione dei gas

Si è constatato che il valore di  $\Delta T$  potrebbe raggiungere, nel caso di forte inquinamento, valori anche maggiori di  $4-5^\circ\text{C}$ .

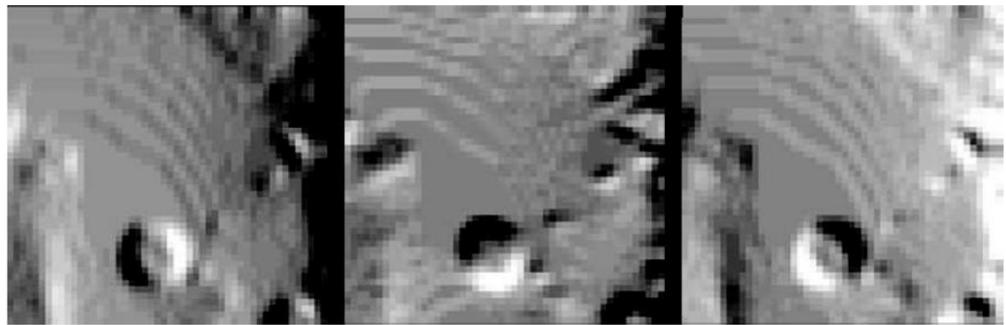
In conclusione, è bene prestare notevole attenzione quando si cerca di interpretare valori di temperature radiative al satellite di aree inquinate, come nel caso di aree urbane, soprattutto quando vi sono considerevoli fluttuazioni nella distribuzione orizzontale dell'inquinamento atmosferico.

### **1.10.2 Considerazioni sulla pendenza topografica, albedo e inerzia termica**

La topografia e l'albedo di una superficie possono avere un effetto significativo su di un'immagine termica perché entrambi influenzano l'ammontare complessivo dell'energia disponibile per il riscaldamento. L'orientamento della pendenza topografica è molto importante, basti pensare al fatto che il versante sud nell'emisfero settentrionale riceve un flusso di irraggiamento maggiore rispetto alle pendici orientate a nord. Alti valori di albedo indicano una maggiore riflessione e conseguentemente una riduzione dell'energia disponibile alla produzione di calore, così le superfici chiare rimangono più fredde rispetto a quelle scure. Entrambi gli effetti sono più evidenti nelle immagini termiche acquisite durante il giorno, persistendo comunque anche nelle immagini notturne. L'inerzia termica è significativamente influenzata dalla porosità e indica quanto velocemente un materiale si riscalda o raffredda sotto specifiche condizioni al contorno. Bassi valori sono indicativi di alte velocità di raffreddamento durante la notte. La stima dell'inerzia termica può essere un valido strumento per caratterizzare le proprietà di un materiale, in altri casi, può essere più importante rimuovere il suo effetto per rivelare anomalie termiche (ad esempio durante la ricerca di risorse geotermiche). L'inerzia termica può essere approssimativamente stimata mediante coppie di immagini satellitari termiche acquisite sia di giorno che di notte.

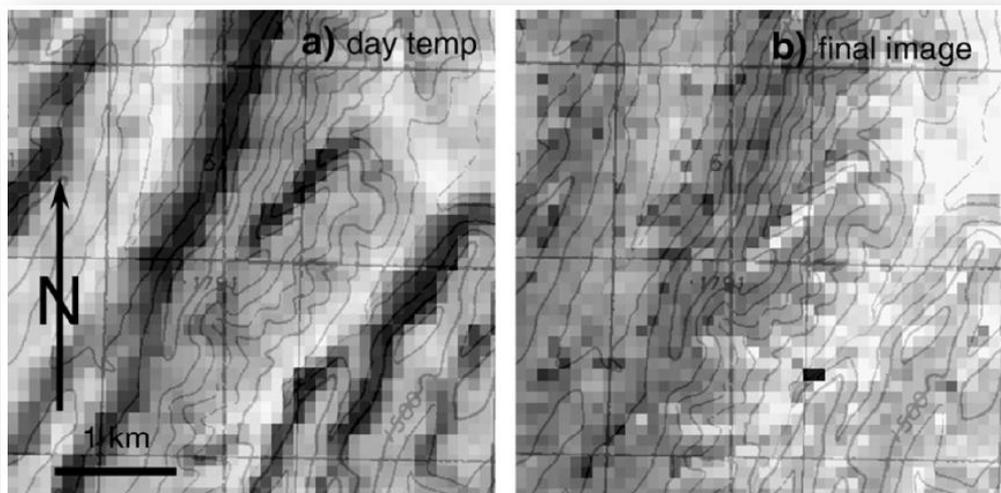
In figura, la parte ombreggiata è stata calcolata sulla base di un modello digitale del terreno, ed essa dipende dall'angolo di incidenza della radiazione solare ovvero dal coseno dell'angolo compreso tra la normale alla superficie e il raggio solare. Il suo valore è compreso tra 0 e 1, dove con 1 si indica il massimo flusso di

calore possibile. È evidente che, per ogni dato pixel, a seconda della sua posizione rispetto alla topografia locale, la quantità di irraggiamento solare può variare rispetto a quello ricevuto dal pixel adiacente, e cambiare durante il giorno.



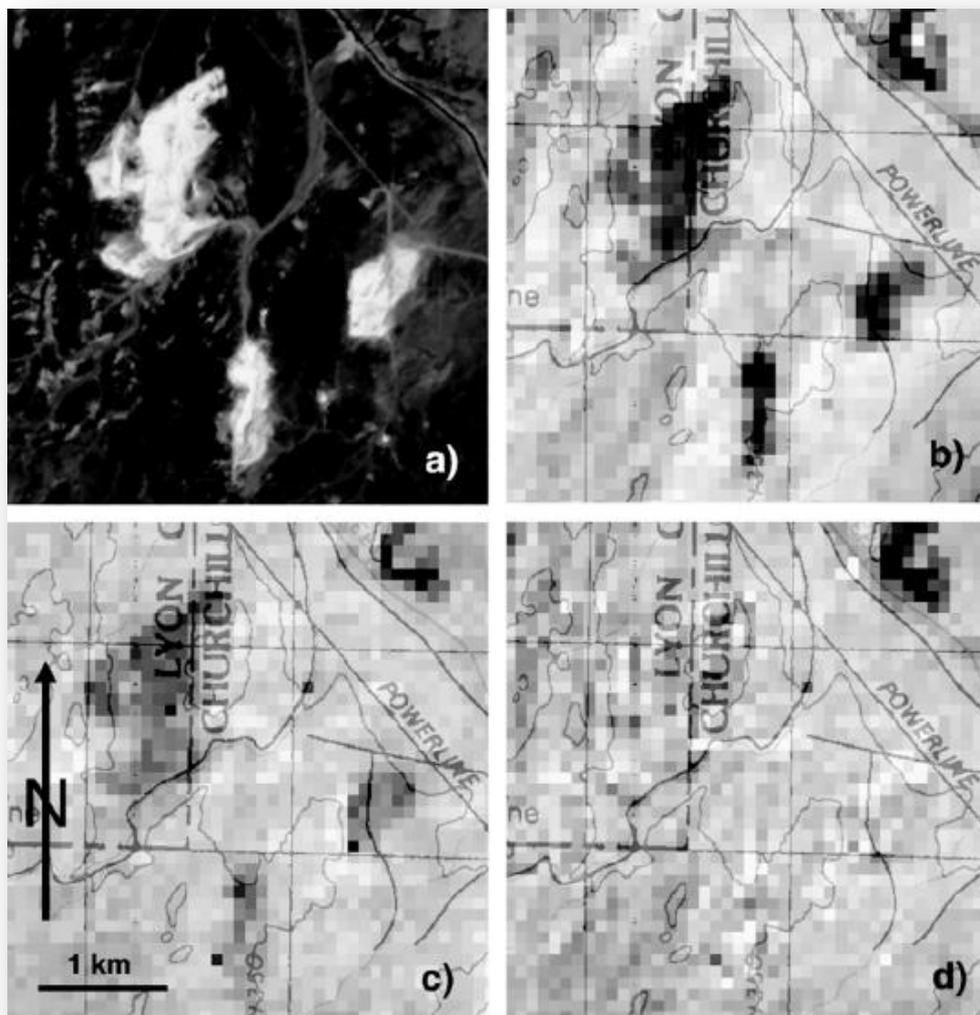
**Figura 21** Esempio del cambiamento dell'irraggiamento solare durante il giorno, a seconda della pendenza topografica. L'elemento circolare è una calotta di riolite di circa 1 km di diametro, situata nella zona orientale della California. L'incremento della luminosità indica un maggior irraggiamento solare, il che si dovrebbe tradurre in un aumento delle temperature superficiali recuperate dalle immagini termiche. Da sinistra a destra: un'ora dopo il tramonto, 6 ore dopo l'alba/7 ore prima del tramonto, e 4 ore prima del tramonto. È da notare la migrazione delle alte temperature della cupola da est, attraverso sud-est, fino a sud-ovest.

Questo effetto si traduce in zone limitrofe più calde o più fredde all'interno dell'immagine termica, come mostrato dalla figura seguente.



**Figura 22** La figura mostra l'effetto causato dalla pendenza topografica in una immagine termica diurna. Le aree più chiare indicano temperature superficiali superiori. L'immagine a sinistra mostra la temperatura superficiale cinetica (AST\_08) mentre a destra notiamo la medesima immagine processata con le correzioni per albedo, pendenza topografica e inerzia termica. Nell'immagine non corretta, i pendii rivolti a sud-est sono le aree più calde ma nell'immagine di destra si può notare che le temperature sono in gran parte funzione dell'elevazione della superficie e non dell'orientamento dei pendii.

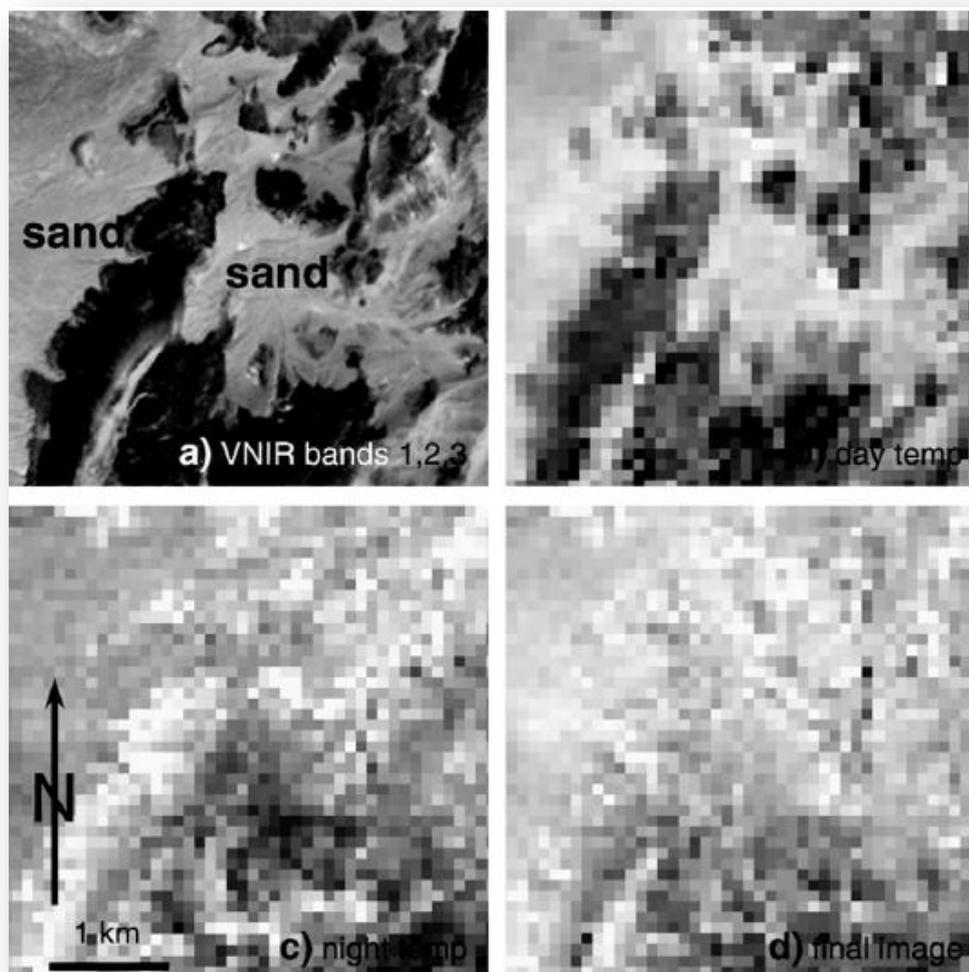
La figura mostra l'effetto dell'albedo sull'LST (*Land Surface Temperature*). Le superfici con albedo elevato sono relativamente più fredde, sia nella ripresa diurna che in quella notturna, anche se l'effetto diminuisce. Possiamo notare che, nell'immagine d), ovvero quella corretta, vi è ancora una zona scura nell'angolo in alto a destra, in questo caso però ciò è dovuto alla presenza di vegetazione e non all'elevato valore di albedo.



**Figura 23** Effetti dovuti all'albedo: (a) distribuzione dell'albedo fornita da un'immagine ASTER composita acquisita nelle bande 1,2 e 3 (VNIR); (b) AST\_08 distribuzione diurna delle temperature; (c) distribuzione notturna delle temperature; (d) immagine finale a cui sono state applicate le correzioni per albedo, pendenza topografica ed inerzia termica.

Nella figura seguente si mostra l'effetto dell'inerzia termica. L'elevata porosità della sabbia comporta una bassa inerzia termica, quindi, risulta relativamente caldo durante il giorno e relativamente fresco durante la notte. Si noti come nelle

immagini, sia diurne che notturne AST\_08, figure (b) e (c), corrette dagli effetti di albedo e pendenza topografica, sia ancora visibile l'effetto dell'inerzia termica.



**Figura 24** Effetti dovuti all'inerzia termica: (a) immagine ASTER composita acquisita nelle bande 1,2 e 3 (VNIR); (b) immagine AST\_08 della distribuzione diurna delle temperature a cui sono state applicate le correzioni per albedo e pendenza topografica; (c) immagine della distribuzione notturna delle temperature a cui sono state applicate le correzioni per albedo e pendenza topografica; (d) immagine finale corretta dagli effetti dovuti ad inerzia termica. A causa della sua bassa inerzia termica, la sabbia nelle vallate appare calda durante il giorno (b) e relativamente fresca durante la notte.

### 1.10.3 Considerazioni sugli effetti direzionali

Le variazioni di temperatura radiante rilevata da remote sensing dovute all'angolo di ripresa dipendono dalla struttura 3D della temperatura all'interno dell'urban canopy, insieme con le proprietà direzionali dei materiali presenti in superficie. Vi

sono due principali fattori che contribuiscono a tali variazioni: il primo riguarda la presenza del sole e degli elementi in ombra all'interno della copertura urbana, e all'interno di esso la configurazione di visualizzazione e la posizione del sole, il secondo fattore è legato alla maggior dispersione che si verifica all'interno dell'ambiente urbano (denominato "effetto cavità"). Le misurazioni della temperatura di superficie sono pertanto soggette a diverse fonti di errore, e nel caso di superfici ruvide sono soggette a variazioni angolari che sorgono a causa del sottocampionamento tridimensionale (Voogt e Oke, 1997). Di conseguenza, le condizioni geometriche di acquisizione possono variare drasticamente per il luogo e la data. Gli effetti angolare devono quindi essere rimossi, da quei dati considerati affidabili, se si vuole valutare le variazioni spaziali o temporali delle temperature superficiali. Li, nel 1999, ha proposto un modello concettuale per l'emissività direzionale di superfici non isoterme. Egli propone di combinare all'emissività gli effetti della geometria ottica (di aree soleggiate ed in ombra a differenti temperature viste dal sensore) e di *multiple scattering*<sup>17</sup>. In questo modo tutta la dipendenza angolare è condensata all'interno dell'emissività ed il recupero della temperatura superficiale non mostrerà più distorsioni dovute all'angolo di ripresa. Lagouarde (2004) suggerì un approccio alternativo che consisteva nel considerare arbitrariamente l'emissività come lambertiana con valori grossolani ed uniformi, concentrando tutti gli effetti direzionali nella temperatura superficiale, attribuendo all'emissività le sole variazioni di dispersione relative al multiple scattering.

La configurazione di veduta di un satellite su di una specifica area di studio, ad ogni data permette di determinare la differenza tra la temperatura di off-nadir e nadir. La differenza può quindi essere aggiunta alla temperatura atmosferica corretta per derivare il valore di temperatura che vi sarebbe stata al nadir. Tuttavia, una correzione accurata necessiterebbe la conoscenza continua delle

---

<sup>17</sup> *Scattering (diffusione):* quando un'onda elettromagnetica di opportuna lunghezza colpisce una particella sospesa in un fluido, una parte dell'energia incidente viene diffusa e quindi ridistribuita in altre direzioni. Il problema di fondo della diffusione è la conoscenza della probabilità di ridistribuzione del flusso radiante nello spazio, sulla base di meccanismi che possono essere singoli, coinvolgendo cioè una singola particella, o multipli, attraverso una serie di interazioni a catena che coinvolge più particelle, in un percorso di tipo conservativo, per cui risulta essere minimale la frazione di energia assorbita e una parte va comunque a ricongiungersi o continua la sua trasmissione secondo la direzione originale di propagazione (Brivio, Lechi, Zilioli 2006).

variazioni angolari, il che attualmente non è disponibile (Lagouarde, 2004). In pratica, per correggere questo effetto in un progetto che abbia come obiettivo la rilevazione dell'isola di calore urbano, si devono adottare angoli di visualizzazione compreso tra  $0^\circ$  a  $30^\circ$ , in ogni caso comunque non superiori a  $40^\circ$ , oppure si deve tenere in considerazione tutti gli angoli utilizzati per le riprese, senza eccezioni. Nel primo caso, il numero di immagini di buona qualità potrebbero essere limitate, nel secondo, è necessario applicare una accurata correzione fino a  $3^\circ\text{C}$  o  $4^\circ\text{C}$ , nel terzo, anche se viene applicata una correzione adeguata fino a  $6^\circ$  o  $7^\circ\text{C}$ , il pixel sarà completamente distorto. In quest'ultimo caso può essere utilizzato il modello parametrico proposto da Lagouarde ed Irvine (2008):

$$T_S(\theta_v, \varphi_v) - T_{Snadir} = (T_{HS} - T_{Snadir}) \frac{e^{-kf} - e^{-kf_N}}{e^{-kf_{HS}} - e^{-kf_N}}$$

dove:

$T_{HS}$ ,  $k$  = sono due parametri in funzione della temperatura superficiale

$\theta_v$  = è l'angolo zenitale solare

$\varphi_v$  = è la differenza tra il sole e ...

$f_N$  e  $f_{HS}$  = sono i valori al nadir ( $f_N = \tan \theta_s$ ) e all'hot spot ( $f_{HS} = 0$ ) della funzione  $f$  espressa come :

$$f = \sqrt{\tan^2 \theta_s + \tan^2 \theta_v - 2 \tan \theta_s \tan \theta_v \cos \varphi}$$

## CAPITOLO SECONDO

### Isola di calore urbano e Thermal Remote Sensing

#### 2.1 Urban Heat island: isola di calore urbano

Una particolarità climatica dell'ambiente urbano è la frequente presenza di un'anomalia di temperatura che prende il nome di "isola di calore urbano" ("Urban Heat Island": *Geiger*, 1961): una città presenta spesso valori di temperatura di qualche grado superiori rispetto all'ambiente circostante, e questa differenza può essere molto marcata, specialmente nella stagione invernale, in presenza di condizioni di alta pressione e calma di vento. Nel ciclo diurno la differenza è particolarmente apprezzabile a partire da qualche ora dopo il tramonto, in quanto l'ambiente urbano comincia a raffreddarsi con notevole ritardo, rispetto a quello rurale circostante, e più lentamente, a causa del calore accumulato principalmente dagli edifici.

Le possibili cause che portano alla formazione dell'isola di calore sono state investigate da *Oke* (1987) e più recentemente da *Christen & Vogt* (2004), e possono essere riassunte nei seguenti processi:

- raffreddamento radiativo minore a causa della riduzione del fattore di vista del cielo ( *sky view factor* ) causato dalla presenza di edifici elevati;
- aumento dell'assorbimento della radiazione solare a causa di un differente albedo, unito a riflessioni multiple nei canyon urbani;
- grande accumolo diurno di calore negli edifici e successiva cessione notturna;
- aumento del rapporto di Bowen<sup>18</sup> ( *Bowen Ratio*,  $B_0$  ) fra flusso di calore latente e sensibile, a causa della scarsa presenza di vegetazione e dell'elevata impermeabilità dei materiali;

---

<sup>18</sup> **rapporto di Bowen** (  $\beta$  ),: il metodo di Bowen è un metodo per individuare l'evapotraspirazione

basato sul rapporto: 
$$\lambda E = -\frac{Rn + G}{1 + \beta}$$

- immissione diretta o indiretta di calore nei canyon urbani;
- riduzione del mescolamento atmosferico a causa della scarsa ventilazione provocata dalla presenza di edifici alta che aumentano la scabrezza.

I fenomeni che generano queste variazioni nella distribuzione orizzontale del campo di temperatura producono anche modificazioni della struttura verticale dello strato limite atmosferico (SLA).

In ambito urbano lo strato limite atmosferico, detto anche *Boundary Layer*, è condizionato dalla presenza dell'*Urban Canopy Layer*, ovvero lo strato climatico che va dalla linea di terra (0 metri) fino all'altezza degli edifici, che presenta caratteristiche intrinseche e differenti (altezza degli edifici, materiali da costruzione di facciate e tetti, tessuto urbano, rapporto tra aree verdi, aree libere e aree edificate) tra città e città.

Il risultato dell'interazione tra il *Boundary Layer*, il *Canopy Layer* e la superficie urbana (Surface Layer) è la presenza sopra la città di un'Isola di Calore (*Urban Heat Island*), il cui effetto più evidente è la presenza di un gradiente di temperatura positivo rispetto alle aree non urbanizzate. All'interno del *Canopy Layer* l'intensità dell'isola di calore, e quindi la temperatura, cresce durante la giornata con un massimo nelle ore notturne, effetto del rilascio di calore assorbito durante il dì dai materiali che compongono la città.

Come descritto da Oke nel 1979, è possibile distinguere, in funzione dei metodi di misurazione della temperatura utilizzati, due tipologie differenti di isole di calore: la *urban canopy layer heat island* (UCL) e la *urban boundary layer heat island* (UBL). La prima tipologia consiste nello strato di aria compreso tra la rugosità degli elementi (ad esempio, edifici e copertura alberata) ed i tetti delle costruzioni. L'altra situazione invece, considera quello strato di atmosfera che parte dall'ULC e termina dove l'influenza del calore emesso dalla superficie terrestre.

---

dove:  $R_n$  è la quantità netta di radiazione alla superficie della coltura,  $G$  è la densità del flusso di calore nel terreno,  $\lambda$  è la costante psicrometrica ( $kPa^\circ C^{-1}$ ),  $E$  è l'evaporazione dal terreno sottostante. È possibile ottenere il flusso di evapotraspirazione al di sopra di una superficie misurando la temperatura  $T$  a due quote sopra la superficie.

Durante il giorno l'intensità è relativamente bassa con dei minimi in presenza di zone ombreggiate o in presenza di materiali che assorbono calore.

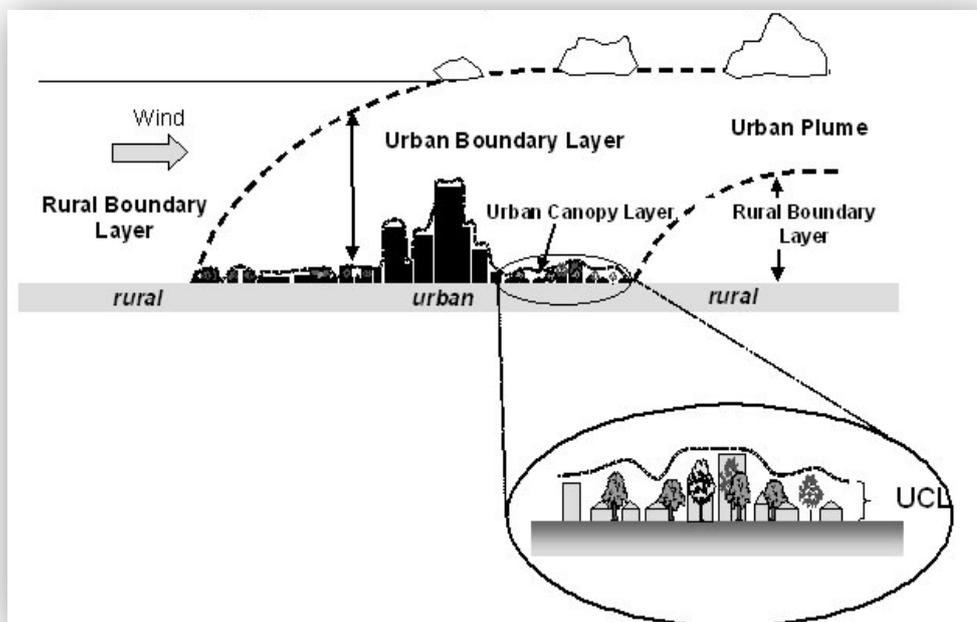


Figura 1 Rappresentazione schematica dei principali strati dell'atmosfera urbana

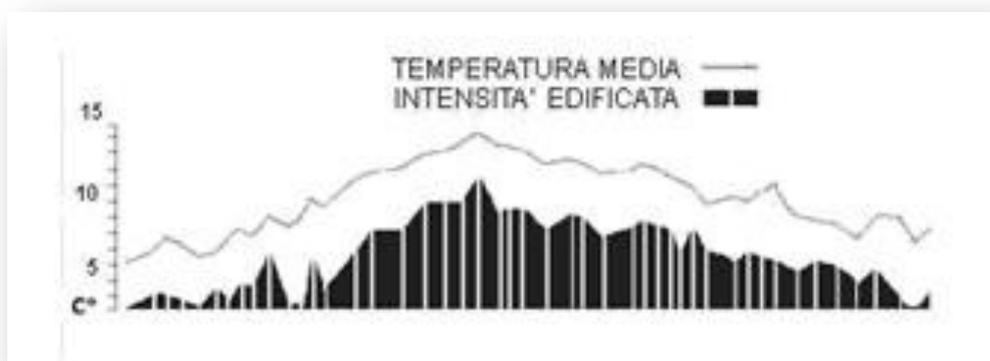


Figura 2 Relazione tra urbanizzazione e temperatura

La presenza della città agisce prevalentemente sull'albedo, frazione della radiazione solare riflessa verso lo spazio.

Infatti, nel caso di vegetazione spontanea o coltivata, l'albedo è dell'ordine del 20-30%, mentre nelle città il valore è mediamente più basso, fino a valori inferiori al 5% nel caso di superfici asfaltate.

In altri termini la superficie urbana assorbe più energia solare rispetto alle aree rurali. La questione è in realtà più complessa, perché differenze di colore, rugosità, umidità e capacità di intrappolare la radiazione a onda lunga (effetto di *canyoning stradale*) possono assumere un'importanza pari o superiore rispetto alla natura delle superfici. Inoltre, la città stessa è fonte di produzione di energia, che si va a sommare a quella della radiazione solare incidente, a causa delle attività antropiche principalmente legate al riscaldamento, o più in generale condizionamento della temperatura indoor, e trasporti. In complesso dunque la città è più ricca d'energia rispetto alla campagna e tale squilibrio si acuisce ulteriormente in virtù delle citate fonti di calore primarie.

Il planning e l'architettura degli spazi pubblici riflette l'identità della realtà urbana: la localizzazione, l'orientamento, i dettagli, le forme i colori, i materiali hanno come soggetto principale l'uomo. Una particolarità presentata dai nostri centri urbani è quella di vedere una integrazione tra città, città/storica e moderna difficilmente riscontrabile in altre realtà geografiche europee e ancor meno extraeuropee. Il profondo legame che lega il centro, la piazza ed il vivere quotidiano viene normalmente scandito nelle nostre città da comportamenti sociali caratteristici dell'interazione propria cittadino-materiali: i nostri selciati, le nostre piazze, il nostro modo di fare la spesa. Questo stretto legame viene oggi fortemente messo in discussione da nuovi modi di vivere importati da altri paesi (grandi megastore) e si va piano piano sempre più affermando. . Possiamo così ipotizzare una realtà urbana particolarmente sensibile al problema, fisicamente sensibile, vuoi per fascia di età vuoi per oggettivo modo diverso di rapportarsi con l'ambiente sociale circostante. Si riscontra a oggi non solo un nuovo modo comportamentale, che ha avuto influenza sia sul piano scientifico

(heat islands, boundary layer, etc.) che sul piano urbanistico-economico (piani energetici, pianificazioni lungimiranti, piani paesistici dettagliati), ma anche un cambiamento nei modelli insediativi tradizionali.

Nelle aree di nuova espansione infatti, vanno affermandosi schemi a bassa densità, costruiti sulla iterazione del tipo monofamiliare, annullando qualsiasi forma di differenziazione tra città e campagna. Il terreno subisce così una forte pressione e, non solo, negando la campagna viene meno anche l'effetto mitigante della stessa sul Boundary Layer, lasciando solo piccoli spazi verdi (pertinenze private) che da sole non sono in grado di sopperire alle necessità microclimatiche della città.

L'attività costruttiva (attività antropica) sta lentamente portando alla scomparsa dall'ambiente urbano della vegetazione, che tramite la *evapotraspirazione*<sup>19</sup> è una

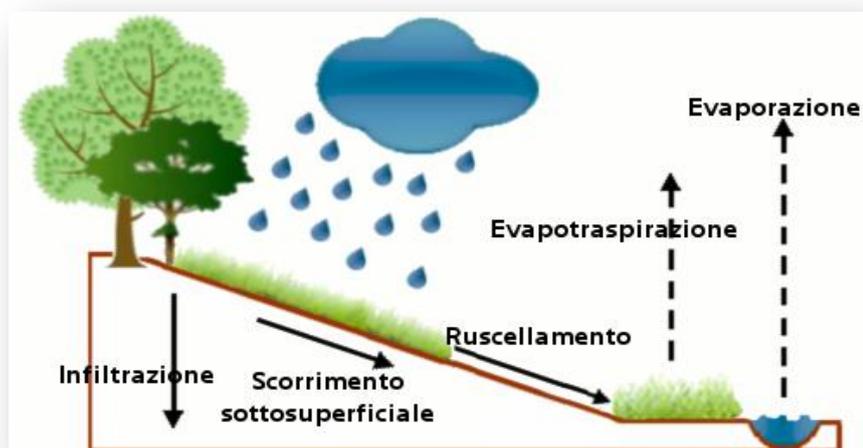


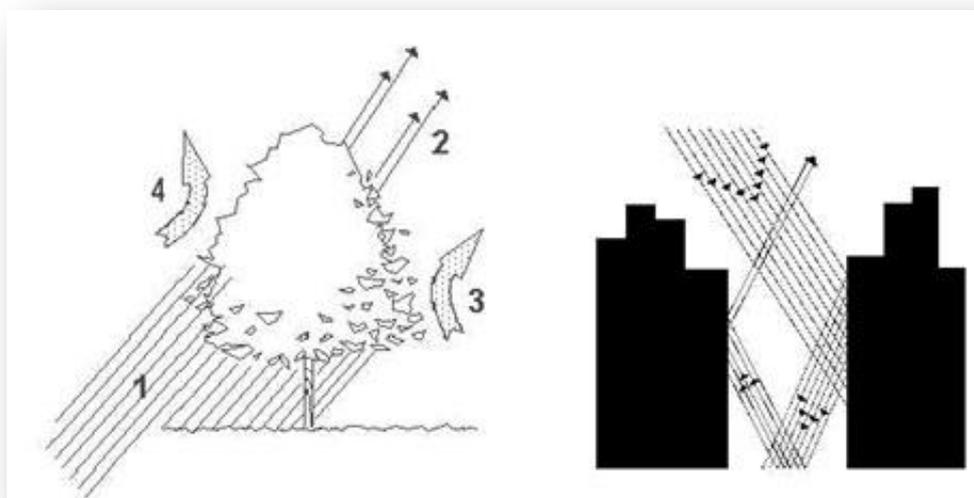
Figura 27 Processo dell'evapotraspirazione

L'evapotraspirazione delle piante è legata al fenomeno di fotosintesi clorofilliana, durante il quale la pianta, assumendo anidride carbonica dall'atmosfera, deve

<sup>19</sup> L'*evapotraspirazione* (ET) è una grandezza fisica usata in agrometeorologia. Consiste nella quantità di acqua che nell'unità di tempo passa dal terreno all'aria allo stato di vapore per effetto congiunto della traspirazione, attraverso le piante, e dell'evaporazione, direttamente dal terreno. Il concetto ingloba due processi nettamente differenti, in quanto l'evaporazione esulerebbe a rigore dalla coltura, tuttavia non è possibile attualmente scorporare i due fenomeni e trattarli distintamente in modo attendibile. D'altra parte ai fini pratici interessa il consumo effettivo sia per evaporazione sia per traspirazione.

mantenere gli stomi aperti e in questo modo rilasciano acqua sotto forma di vapore.

Per far sì che l'acqua cambi di stato, da liquido a vapore, viene assunta dalle piante una grande quantità di energia termica, per ogni grammo di vapore occorrono 633 cal. Ad esempio un'area di 100 mq a piante ad alto fusto può raggiungere un livello di traspirazione di 50.000 lt al giorno, sottraendo all'ambiente circostante circa 31.650.000 cal, altrimenti assorbite dagli edifici e rilasciate come calore.



**Figura 3** Interazione della radiazione solare con la vegetazione, a sinistra, e degli edifici, a destra.

L'energia solare incidente su ampie zone verdi viene in gran parte utilizzata dalla vegetazione per processi traspiratori e fotosintetici, provocando un sensibile abbassamento della temperatura dell'aria.

In figura possiamo riconoscere:

- 1) ombreggiamento;
- 2) riflessione;

- 3) convezione;
- 4) evapotraspirazione e processi foto sintetici.

Mentre nella parte destra della stessa figura si può vedere che, in aree urbane densamente edificate, l'energia solare viene riflessa ed assorbita dalle pareti verticali degli edifici, aumentandone così il carico termico.

Considerando quindi che la quantità di calore dissipato dalla traspirazione delle piante è alta si può concludere che la presenza di aree verdi in ambito urbano può drasticamente contribuire alla diminuzione della temperatura su scala locale. Perciò risulta fondamentale creare un effetto mitigatorio attraverso l'integrazione su piccola scala (quartieri, singoli edifici, piccoli conglomerati) del verde, inteso come piante arboree, green roof, serre e giardini d'inverno, con la struttura urbana al fine di ottenere un rapporto bilanciato tra verde e costruito. Il fenomeno di mitigazione delle aree verdi non può da solo contribuire alla diminuzione del calore urbano, ma basti pensare che il raffrescamento dato da una pianta di grandi dimensioni è confrontabile con quello ottenuto da cinque condizionatori domestici che lavorano in continuo per 20 ore al giorno, per concludere che l'apporto dato da una pianificazione sostenibile, nonché una progettazione paesistica ottimizzata, possono portare ad un considerevole miglioramento delle condizioni microclimatiche urbane e il conseguente miglioramento del benessere dei cittadini.

### **2.1.1 Considerazioni sull'isola di calore urbano**

L'isola di calore non ha effetti diretti e visibili sul riscaldamento globale poiché è un fenomeno su piccola scala e che copre solo una frazione limitata della superficie terrestre. Nonostante ciò è necessario considerare alcuni aspetti, spesso trascurati, che non solo mettono in relazione questi due fenomeni, ma anche che enfatizzano l'importanza del fenomeno del riscaldamento delle città:

- Circa metà della popolazione attualmente vive nelle città, con proiezioni di ulteriore crescita (si prevede che nel 2030 la percentuale salga al 63%, fonte: United Nations Population Fund. 1999. The State of World Population 1999). L'alto tasso di urbanizzazione significa che nel futuro un sempre maggior numero di persone saranno esposte al fenomeno dell'isola di calore.
- Le aree urbane sono state storicamente il sito delle stazioni di osservazione utilizzate per ricostruire i record di temperatura superficiale globale. Gli effetti dell'urbanizzazione, e conseguentemente dell'isola di calore, nel corso del tempo possono portare a "contaminazione" delle temperature registrate. A tutt'oggi non sono ancora disponibili strumenti scientifici completamente adeguati per rimuovere l'effetto della città sulla misura effettuata.
- Le principali fonti dei gas che influenzano l'effetto serra e i cambiamenti climatici sono all'interno delle aree urbane; tali emissioni contribuiscono quindi a variazioni climatiche sia su scale locali che su scala globale. È necessario quindi analizzare il problema del Global Change su scala urbana, investigando gli effetti su grande scala delle emissioni urbane e attuando politiche urbanistiche e socio-economiche locali che tengano conto di tali fenomeni.
- I cambiamenti climatici occorsi nelle grandi città mostrano similitudini in termini di velocità ed intensità con quelli attesi per il Global Change. Le città quindi possono servire anche come modello anche su scala globale per le proiezioni future sia dei cambiamenti climatici che per gli effetti delle strategie di adattamento e mitigazione.

Questi fattori sottolineano quindi l'importanza del clima urbano non solo per tematiche ambientali locali, ma anche per lo stato dell'ambiente a livello globale.

## 2.2 Il telerilevamento dell'isola di calore urbano

È ben noto che i sensori del telerilevamento termico osservano la superficie dell'isola di calore urbano (*Surface Urban Heat Island, SUHI*) o, più specificatamente, essi “vedono” la struttura spaziale del flusso di radianza termica che investe il sensore satellitare (più spesso la temperatura radiometrica). *Roth* (1989) sollevò alcune perplessità sulla metodologia da utilizzarsi per l'applicazione delle immagini telerilevate nel termico allo studio del clima urbano. *Gallo* (1995) esaminò le procedure per la valutazione degli effetti dell'UHI e le prospettive future per l'utilizzo del telerilevamento per la stima ed il monitoraggio dell'UHI.

Particolare attenzione è stata posta sull'uso delle differenze urbano-rurali nell'indice di vegetazione come una misura della differenza delle proprietà della superficie, come ad esempio la capacità di stoccaggio del calore e l'evaporazione, per la stima della temperatura minima urbana e rurale.

Tuttavia, la revisione di *Voogt e Oke* (2003) ha dimostrato che, mentre alcuni progressi sono stati compiuti negli ultimi 15 anni, il telerilevamento termico di aree urbane ha avuto una evoluzione lenta, che non è andata oltre la descrizione qualitativa dei modelli termici e delle semplici correlazioni.

Sono state utilizzate una grande varietà di combinazioni, fra sensori e piattaforme, per ottenere stime della SUHI, o della temperatura superficiale urbana la quale contribuisce in più modi alla SUHI.

Si ritiene che le osservazioni derivanti da satellite siano molto ben corrispondenti al strato di copertura (*canopy layer*) dell'isola di calore (*Nichol*, 1994), nonostante una precisa funzione di trasferimento tra la temperatura superficiale del suolo (*Land Surface Temperature, LST*) e la temperatura dell'aria vicina al terreno non sia ancora disponibile.

Sono stati numerosi, gli studi che hanno utilizzato il telerilevamento per esaminare l'UHI, come rivisto da *Voogt e Oke* (2003). Un diretto confronto della

temperatura radiometrica<sup>20</sup> superficiale con la temperatura dell'aria<sup>21</sup> dovrebbe considerare le diverse aree di origine delle due misurazioni come spiegato da *Voogt e Oke* (2003). Inoltre, le temperature dell'aria nei centri urbani sono influenzate anche da diversi altri processi del *canopy layer* urbano.

L'impatto delle micro-avvezioni (movimento orizzontale massivo d'aria tra zone con valori diversi di temperatura o pressione, che porta ad un mutamento meteorologico) è stato indagato da *Stoll e Brazel* (1992), i quali riscontrarono che le correlazioni tra la temperatura superficiale e quella dell'aria, misurate mediante una stazione terrestre, potrebbero essere largamente spiegate attraverso la miscela atmosferica, velocità media del vento e delle proprietà termiche dei materiali costituenti la superficie.

Quando si estende l'analisi ad una scala più ampia mediante osservazioni aeree della temperatura di brillantezza<sup>22</sup> (*brightness temperature*) le correlazioni diventano più povere a causa della miscela di superfici presenti all'interno del campo di vista istantaneo (*Istantaneous Field Of View*, IFOV). Alle scale tipiche dei sensori satellitari, il campo di vista istantaneo di un sensore termico osserverà un sostanziale mix di superfici che incorporano una significativa quantità di avvezione, in questo modo le correlazioni attese includeranno un rumore consistente.

La correlazione della temperatura superficiale con la temperatura dell'aria è nettamente migliorata nelle ore notturne, dove l'avvezione nella microscala atmosferica<sup>23</sup> è alquanto ridotta. Nelle ipotesi di cielo sereno e calma di vento,

---

<sup>20</sup> **Temperatura radiometrica:** è il valore di temperatura ottenuta mediante una misura di radianza e coincide con la temperatura che avrebbe un corpo nero con una radianza pari a quella misurata dal sensore ( *Brivio, Lechi, Zilioli, 2006*)

<sup>21</sup> **Temperatura dell'aria:** detta anche temperatura di superficie in meteorologia, è la temperatura ambiente indicata da un termometro a contatto con l'aria, ma al riparo dalla radiazione solare diretta. Generalmente la stima della temperatura dell'aria è molto complessa a causa dell'emissione atmosferica, essa avviene con un termometro posto in uno strumento riparato posto ad un'altezza di circa 2 metri rispetto al suolo.

<sup>22</sup> **Temperatura di brillantezza:** o temperatura di radianza o di corpo nero, è una misura descrittiva della radiazione in termini di temperatura di un ipotetico corpo nero che emette la stessa identica quantità di radiazione alla stessa lunghezza d'onda. In pratica è la temperatura che un corpo nero, in equilibrio termico con l'ambiente circostante, dovrebbe avere per poter emettere radiazioni di intensità osservata alla lunghezza d'onda determinata.

<sup>23</sup> **Microscala atmosferica:** è uno dei livelli della scala planetaria utilizzati nella meteorologia. La microscala atmosferica, a dispetto del nome, non riguarda fenomeni microscopici, bensì strutture

quando la UHI ha la sua massima espressione, i processi nella microscala atmosferica dipendono dalle proprietà termiche della superficie, *sky view factor* (indica il rapporto tra l'area visibile del cielo e la zona coperta da strutture urbane) e l'avvezione in microscala saranno più evidenti laddove aumenteranno le differenze tra UHI e SUHI (Voogt e Oke, 2003).

La natura tridimensionale della superficie urbana, associata a considerazioni geometriche a proposito di sensori e di irraggiamento solare, implica che (Voogt e Oke, 2003):

- Le superfici urbane contengono schemi di temperatura molto ben modellizzati nella microscala, che sono influenzati dal relativo orientamento della superficie urbana stessa verso il sole (o verso il cielo durante la notte), così come per le proprietà termiche delle superfici che solitamente variano anche con la loro ubicazione ed il loro orientamento, ad esempio, le proprietà dei tetti sono differenti dalle proprietà dei muri perimetrali.
- Una visione più esatta della superficie urbana è garantita quando si utilizzino sensori con un basso valore di IFOV per visualizzare in 3D le superfici ruvide. Congiuntamente, queste proprietà conducono ad una efficace anisotropia del flusso di radiazioni di onde lunghe dalla superficie urbana; cioè a variazioni direzionali del sensore nella rilevazione della radianza di onde lunghe. Il termine "efficace" anisotropia, è usato per indicare che si tratta di una funzione della struttura della superficie distinta dalle proprietà (supposte) delle superfici lambertiane di ogni singolo componente della superficie.

In alcuni casi, gli effetti derivanti dall'anisotropia, dovuti alla differenza di temperatura non sono distinguibili dagli effetti dell'emissività dovuti alla rugosità della superfici.

---

*con lunghezze caratteristiche dell'ordine di qualche chilometro, o poche centinaia di metri. La meteorologia e la climatologia della microscala, ad esempio, si occupano degli effetti prodotti dal tessuto urbano sui venti e sulle temperature, come l'isola di calore urbano.*

Molti studi hanno utilizzato il telerilevamento nell'infrarosso termico per esaminare la struttura spaziale dei modelli di temperatura urbana e le loro relazioni con le caratteristiche della superficie urbana. Le tecniche multi-spettrali sono ora più frequentemente utilizzate perché permettono di eseguire una stima dell'uso del suolo o indagare la tipologia di copertura dello stesso ed al medesimo tempo, ottenere un'immagine termica dell'area investigata.

Studi passati di SUHI sono stati effettuati principalmente mediante AVHRR<sup>24</sup> ( *Advanced Very High Resolution Radiometer* ) o MODIS<sup>25</sup> ( *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* ) mentre per esaminare le variazioni di temperatura intra-urbane e la relazione delle stesse con le relative caratteristiche delle superfici di copertura sono stati utilizzati immagini satellitari a media risoluzione nell'infrarosso termico come quelle ricavate dai satelliti Landsat TM/ETM+ , ASTER<sup>26</sup> ( *Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer* ) e immagini aeree ATLAS ( *Advance Thermal and Land Application Sensor* ).

*Carnahan e Larson* (1990) usarono immagini nell'infrarosso termico ricavate dal satellite Landsat TM (120m di risoluzione spaziale) per osservare le differenze di temperatura di mesoscala<sup>27</sup> tra le aree urbane e rurali della città di Indianapolis, mentre *Kim* (1992) studiò simili fenomeni nella città di Washington, DC.

*Nichol* ( 1994) utilizzò i dati termici del Thematic Mapper (TM) per monitorare il microclima delle residenze estive in Singapore, ed in seguito calcolò le temperature superficiali dei muri costituenti gli edifici basandosi su di un modello tridimensionale GIS (*Nichol*, 1996).

---

<sup>24</sup> Il sensore AVHRR è un radiometro a scansione nadirale operante in 5 bande che coprono l'intervallo spettrale dal visibile all'infrarosso termico.

<sup>25</sup> Il sensore MODIS è un sensore installato a bordo dei satelliti Terra e Acqua che acquisiscono dati in 36 bande spettrali in un'area compresa fra i 400 e 14400 nm con una risoluzione radiometrica di 12 bit/canale.

<sup>26</sup> Il sensore ASTER è un avanzato sensore multi spettrale che è stato lanciato a bordo della navicella Terra e consta di tre separati sottoinsiemi: VNIR, SWIR e TIR.

<sup>27</sup> La mesoscala: è una dimensione geografica dei sistemi meteorologici, intermedia tra la scala sinottica e la microscala. L'estensione orizzontale va da una decina di chilometri a qualche centinaio di chilometri. La brezza è un esempio di fenomeno di mesoscala.

*Aniello* ed altri (1995) usarono le immagini Landsat TM per mappare le micro isole di calore urbano (*hot spots*, "macchie di luce") in Dallas. *Weng* (2001,2003) esaminò le strutture della temperatura superficiale del suolo e le loro relazioni con le coperture dello stesso nella città di Guangzhou, Cina.

*Lo e Quattrochi* (2003) studiarono la SUHI di Atlanta in merito ai cambiamenti dell'utilizzo/copertura del suolo in un periodo di 25 anni. Essi osservarono la correlazione negativa che intercorre tra la LST e l'indice NDVI, come pure l'impatto avuto dai cambiamenti nell'uso del territorio o nella tipologia di copertura sulla LST.

*Weng e Yang* (2004) studiarono la relazione tra la crescita urbana e la SUHI in Guangzhou, Cina attraverso immagini Landsat TM e dibatterono sull'effettiva efficacia che poteva avere una città "verde" nel mitigare gli effetti della SUHI. *Weng* ed altri (2004) utilizzarono immagini Landsat ETM+ (60m di risoluzione nell'infrarosso termico) per esaminare il rapporto tra la LST e l'abbondanza di vegetazione nella città di Indianapolis.

*Kato e Yamaguchi* (2005) proposero un nuovo metodo per calcolare l'incremento di flusso di calore sensibile causato dal rilascio di calore di origine antropica. Essi conclusero che, questo aumento di flusso di calore sensibile, poteva essere ragionevolmente dedotto da immagini ASTER e ETM+. Più avanti nel 2007 gli stessi autori utilizzarono dati ASTER per stimare l'accumulo di flusso di calore nelle aree urbane.

*Yuan e Bauer* (2007) esplorarono e confrontarono, la relazione tra la LST e l'indice NDVI con la percentuale di aree di superficie impermeabili (% *Impervious Surface Areas*, %ISA) adoperando dati Landsat e ETM+. Essi trovarono che la %ISA era un accurato indicatore per gli effetti della SUHI con una forte correlazione lineare con la LST per tutte e quattro le stagioni. Questa relazione suggerì che, le aree di superficie impermeabile, hanno un'importanza maggiore rispetto alle variazioni dinamiche della temperatura superficiale del terreno. Il ché

induce ad utilizzare la %ISA può essere utilizzata come elemento complementare all'indice NDVI per analizzare in modo quantitativo la LST, indipendentemente dalle stagioni per gli studi della superficie dell'isola di calore urbano.

Altri studi hanno utilizzato le immagini ad alta risoluzione spaziale (10m) derivanti dal sensore ATLAS per valutare l'effetto dell'isola di calore urbana durante il giorno e la notte in diverse città, accertando l'affidabilità dei risultati nel caratterizzare con precisione la struttura dell'isola di calore urbano ( *Lo e Quattrochi*, 1994).

Alcuni recenti lavori, hanno incominciato ad affrontare problematiche relative alla rugosità delle superfici in tre dimensioni, attraverso una combinazione di osservazioni radiometriche della temperatura, di tipo terrestre e di tipo satellitare, allo scopo di generare una stima della temperatura radiometrica urbana più rappresentativa (*Iino e Hoyano*, 1996; *Nichol*,1998; *Voogt e Oke* 1997).

Questi combinarono il telerilevamento termico con vari database di dati dettagliati sulla morfologia della superficie urbana, allo scopo di valutare gli effetti causati dalla direzione delle osservazioni di temperatura radiometrica nelle aree urbane.

*Pu* e altri (2006), valutarono i dati provenienti da tre sensori termici con differenti risoluzioni spaziali, vale a dire: TABI ( Thermal Airborne Broadband Imager), ASTER e MODIS. Essi conclusero che il sensore termico MODIS poteva essere usato per ottenere una vista sinottica dell'area urbana, mentre il sensore ASTER, con un sottosistema nell'infrarosso termico TIR a risoluzione spaziale di 90m, poteva essere usato per una più accurata determinazione dei modelli termici e della LST. Il sensore termico TABI, con una risoluzione spaziale di 2m, può essere adoperato per la complessa stima degli ambienti termici urbani e per determinare la LST dei singoli edifici.

Il raffreddamento urbano, anche chiamato “*isola di calore negativa*”, può semplicemente essere considerato come una breve fase nello sviluppo dell'UHI che si verifica durante il mattino e verso il periodo di mezzogiorno a causa della differenza di riscaldamento tra l'ambiente urbano e l'ambiente rurale (*Oke*, 1987).

Con l'avvento delle immagini termiche ad infrarossi, è stato quindi possibile valutare anche la perdita di calore nelle aree urbane. Questo fenomeno si crea principalmente durante il mattino nelle zone urbane circondate da vegetazione sparsa, ed è stato osservato in città con clima temperato, tropicale, semi-aride e climi aridi (*Carnaha e Larson, 1990*). L'isola di calore negativa è un processo che, si sviluppa maggiormente in quelle zone che hanno superfici dotate di una elevata inerzia termica nonché, di aree ombreggiate e riparate dalla radiazione solare. Anche l'albedo potrebbe essere un elemento che contribuisce alla formazione del raffreddamento urbano, infatti in alcune città vengono utilizzati materiali da costruzioni e vernici che aumentano la riflessione della radiazione elettromagnetica, e la gestione del territorio, in termini di pianificazione urbana, è disegnata in modo tale da minimizzare la penetrazione dei raggi solari sulle strade, favorendo l'abbassamento della temperatura della superficie urbana (*Oke, 1987*). L'analisi di *Pena (2008)* ha mostrato che una città circondata da aree rurali con terreni asciutti e nudi ( naturali o agricoli ) è una situazione ottimale per favorire la dissipazione di calore, in modo particolare al mattino, quando la superficie urbana non è stata ancora riscaldata a sufficienza.

Attualmente gli studi inerenti il telerilevamento termico sono indirizzati verso una più completa e dettagliata comprensione della superficie dell'isola di calore urbano ( SUHI ) ma, malgrado i progressi degli ultimi 15 anni del telerilevamento nello spettro dell'infrarosso termico per lo studio della temperatura della superficie del terreno e delle isole di calore urbano, l'utilizzo di questa tecnologia, è stato notevolmente limitato alla sola descrizione qualitativa dei modelli termici ed alla semplice correlazione con la tipologia di copertura del territorio (*Weng e Quattrochi, 2006*).

Questo è stato parzialmente causato dalla tendenza a ricorrere soprattutto ad un uso tematico del suolo, senza utilizzare degli indici di superfici quantitativi per descrivere i paesaggi urbani. Inoltre la relazione tra le misurazioni superficiali terrestri, espresse in termini di pixel-based (ossia l'analisi dell'immagine è fatta pixel per pixel) ed i parametri dell'isola di calore urbano ( es. dimensioni, posizionamento spaziale e posizione centrale) non stati totalmente esplorati. Una volta stabiliti questi limiti, è possibile risolvere l'annoso problema, ovvero quello

di ottenere un campo di dati e di misurazioni dei bilanci energetici urbani, riducendo il divario tra un approccio di campo (terrestre) ed un approccio basato sullo studio del bilancio energetico dell'isola di calore urbano tramite rilievi satellitari (*Weng e Quattrochi, 2006*).

### **2.3 L'ambiente urbano**

Nel corso degli ultimi 50 anni, il mondo ha assistito ad un drammatico aumento della popolazione urbana, di conseguenza, l'urbanizzazione ed il suo impatto sul paesaggio è diventata una delle maggiori cause di alterazione della superficie terrestre provocata dall'uomo. L'espansione delle città, sia nel numero delle persone che dal punto di vista areale, sembra essere un processo inarrestabile, si prevede infatti che nel 2030 la popolazione mondiale raggiunga i 5 miliardi di individui (UNIS, 2004) e che più del 61% di questi risieda all'interno di zone urbane.

Con questa tendenza verso l'urbanizzazione mondiale, si è giunti al concetto di megalopoli, ovvero quelle città che hanno più di dieci milioni di abitanti. Nel 1975 vi erano cinque megalopoli in tutto il mondo, attualmente ve ne sono 19, ed entro il 2015 si prevede arrivino a 23 (UNFPA, 2001). In aggiunta al numero sempre crescente di abitanti, si deve considerare che l'ambiente urbano è molto complesso, essendo una miscela di materiali e di terre differenti, e tenendo presente che tra due città vi sono differenze morfologiche, geografiche, culturali, climatologiche. Tuttavia, è possibile riscontrare nella maggior parte delle città una comune struttura interna (pavimenti, tetti, strade ecc..).

Quindi, nonostante la complessità del tessuto urbano trascenda la biofisica ed i processi biofisici che avvengono in tutto il paesaggio, è possibile studiare l'ambiente antropizzato dal punto di vista degli ecosistemi, cioè le interconnessioni dei singoli sistemi che si uniscono a formare l'intero ambiente urbano.

Il telerilevamento, grazie alle sue capacità di rilievo a scale differenti, spaziali, temporali e radiometriche, offre una capacità unica di creare conoscenze quantitative sulle caratteristiche dell'ecosistema urbano ed il suo funzionamento. Inoltre, la possibilità di osservare dati multispettrali permette di meglio comprendere gli aspetti legati agli scambi energetici sia locali che globali.

Il telerilevamento termico in particolare, ha dimostrato di essere un'ottima risorsa per identificare le trasmissioni di energia termica che stanno modificando l'intero ecosistema urbano. Purtroppo, l'estrema eterogeneità del tessuto urbano complica, non poco, la raccolta di dati sinottici che hanno lo scopo di evidenziare l'influenza delle varie componenti sul bilancio e sul flusso energetico dell'area indagata. Tuttavia, i dati ottenuti da satellite o da piattaforma aerea, possono essere efficacemente utilizzati sia ad una scala più fine che ad una più grossolana (si guardi per esempio i risultati ottenuti da *Weng e Quattrochi, 2007, Ridd e Hipple, 2006, Jensen, 2000*). Le informazioni quantitative ottenute mediante telerilevamento termico, sono quindi importanti per poter modellare e comprendere come le componenti del paesaggio urbano influenzino le dinamiche della radiazione termica, espresse dalle differenti coperture e tipologie di superfici impiegate su tutto l'ambiente urbano.

Le interazioni tra radiazione solare, atmosfera e superfici terrestri possono essere così descritte (*Landsberg, 1981*):

$$\pm R_{\text{net}} = K^{\downarrow}(1 - \alpha) + L^{\downarrow} - L^{\uparrow} = LE + H + P_s \pm G$$

dove:

$R_{\text{net}}$  = bilancio energetico netto di radiazione

$K^{\downarrow}$  = radiazione ad onde corte incidente sulla superficie ( sia diretta che diffusa)[di notte il termine  $K^{\downarrow}(1 - \alpha)$  è pari a zero]

$\alpha$  = albedo della superficie (vale a dire, riflettività)

$L^{\downarrow}$  = flusso discendente sulla superficie di radiazioni ad onde lunghe

$L^{\uparrow}$  = flusso ascendente dalla superficie di radiazioni ad onde lunghe

$G$  = flusso di calore in entrata ed in uscita dal terreno o da altre superfici

$H$  = trasferimento sensibile di energia tra atmosfera e superficie

$LE$  = perdita di calore per evaporazione proveniente dalla superficie ( o dalla vegetazione) o guadagno per condensazione ( formazione di rugiada )

$P_s$  = produzione di calore o rigetto di calore proveniente da sorgenti umane come le centrali elettriche, impianti di condizionamento o automobili, includendo anche il metabolismo umano ed animale

Sebbene non è escluso che l'attuale tecnologia possa contribuire alla misurazione di tutte le componenti della precedente equazione, il fattore  $L^\uparrow$  è il più soggetto ad essere misurato come un flusso distinto (Landsberg, 1981). Numerosi studi hanno dimostrato che l'*upwelling radiation* ( $L^\uparrow$ ) proveniente dalla superficie urbana, può essere osservata mediante telerilevamento termico (Quattrocchi, 1990; Quattrocchi e Luvall, 1999, Weng e Quattrocchi, 2006). Considerando l'estrema eterogeneità della superficie urbana, sia dal punto di vista spaziale che dal punto di vista della copertura del suolo, la misura della risposta termica attraverso il Thermal Remote Sensing offre due vantaggi:

- 1) Consente una quantificazione sinottica e discreta dell'energia termica proveniente dalle coperture e dalle superfici urbane
- 2) Fornisce una base più solida nel momento in cui pensa ad una progettazione ecologica delle strutture, avendo a disposizione dati riguardanti la qualità dell'aria, i flussi di umidità, flussi di energia in generale ecc..

I dati ottenuti nell'infrarosso termico sono stati applicati per l'analisi di un'ampia gamma di processi ecologici che si riferiscono, direttamente o indirettamente, alle aree urbane (Quattrocchi e Luvall, 1999). Inoltre, la reale utilità dei dati TIR applicati al paesaggio urbano per una prospettiva pratica, è legata all'analisi degli effetti dell'*Urban Heat Island* (UHI), che com'è noto deriva da una progressiva sostituzione delle "naturali" superfici terrestri (come alberi, erba, ecc..) con superfici artificiali create dall'uomo, come le pavimentazioni in genere, e gli edifici. Le coperture antropiche sono molto differenti, dal punto di vista delle proprietà termiche, dalle superfici vegetate o naturali e generalmente hanno un raffreddamento da evaporazione molto minore.

L'*urban canopy* è caratterizzato dall'immagazzinare energia solare durante il giorno e dal convertire la stessa in calore sensibile. Questo calore in eccesso viene

rilasciato nell'aria e si traduce in un sorta di "cupola" disposta sopra la città, all'interno della quale l'aria si trova a temperature maggiori rispetto alle zone rurali circostanti. Quest'effetto perdura per circa 2-3 ore dopo il tramonto ed è amplificato nei giorni con intensa radiazione solare e vento assente.

In un contesto urbano, dove un processo di evaporazione è quasi o del tutto assente, la maggior parte dell'energia verrebbe consumata, dispersa o convertita, dall'evapotraspirazione delle aree ricoperte di vegetazione ( $LE$ ), come descritto dall'equazione di Landsberg, soprattutto per l'aumento del trasferimento di calore sensibile tra superficie e atmosfera ( $H$ ). Parte delle energie  $LE$  inutilizzate sono convertite in una grande quantità di  $L^{\uparrow}$  a causa della maggior temperatura superficiale, che agisce da moderatore nell'aumento di temperatura dell'aria. Sebbene, l'isola di calore urbano è un fenomeno conosciuto ed esistente da più di 150 anni, esso non è ancora del tutto compreso, in particolare, su come le differenze nelle risposte termiche dell'*urban canopy* interagiscano fra di loro per produrre l'UHI, in particolare a differenti scale spaziali, o come la variabilità di queste risposte provenienti da differenti tipologie superficiali guidino lo sviluppo dell'UHI (Landsberg, 1981; Oke, 1987). Inoltre si può ipotizzare che, come le città crescono nel tempo così anche le rispettive isole di calore.

I dati satellitari, in particolare quelli del Landsat Thematic Mapper, sono stati ampiamente utilizzati per osservare e misurare l'UHI (Weng e Quattrochi, 2006), in quanto forniscono un quadro sinottico eccellente della UHI, con la possibilità di ripetere le osservazioni in maniera più o meno frequente. In aggiunta, vengono spesso adoperate le informazioni ottenute da sensori TIR montati su piattaforme aeree, tipo ATLAS, per poter quantificare e validare le temperature superficiali urbane, che contribuiscono allo sviluppo dell'isola di calore (Quattrochi e Ridd, 1994, Lo, 1997; Quattrochi, 2000, Gluch, 2006).

### 2.3.1 Alta risoluzione spaziale nell'infrarosso termico

L'applicazione di dati telerilevati nell'intervallo spettrale dell'infrarosso termico per l'analisi delle caratteristiche termiche del paesaggio urbano può essere dimostrato attraverso un'esempio. Prendiamo in considerazione la figura seguente, ad alta risoluzione spaziale. Il sensore ATLAS ha un range spettrale simile a quello del Landsat TM, ma con sei bande all'interno dell'intervallo di lunghezze d'onda 8-12  $\mu\text{m}$  e con una risoluzione geometrica ben più alta, pari a 10m in termini di pixel al suolo. Dalla figura si può notare come la superficie urbana abbia una vasta gamma di risposte termiche. Le superfici che emettono temperature elevate sono raffigurate in bianco o grigio chiaro, mentre le superfici che emettono una bassa energia termica sono rappresentate in toni di grigio scuro fino ad arrivare al nero. Questi dati sono stati ottenuti nell'arco temporale fra le 11.00 a.m. e le 2.00 p.m., al momento dell'acquisizione la temperatura dell'aria era di circa 29°C.

Vicino al centro dell'immagine si può notare, sulla destra, la presenza di un grande centro commerciale, ed il parcheggio che lo circonda è composto di asfalto (e dai toni chiari si può aggiungere che si trovi ad alte temperature). I "punti" più scuri all'interno del parcheggio sono alberi, i quali si trovano ad una temperatura assai minore. Nella parte inferiore si può scorgere uno stagno, che ovviamente a causa delle basse temperature è di colore scuro, e così dicendo si possono man mano individuare le varie strutture che compongono il tessuto urbano. Si deve notare che probabilmente le maggior parte delle superfici "nere" non sono realmente più fredde rispetto agli altri elementi dell'immagini, ma che appaiono tali solo a causa della loro bassa emissività, come per esempio quella esibita dalle coperture in metallo o in alluminio. In ogni caso, un'immagine ad infrarossi offre una prospettiva unica per valutare la struttura e la distribuzione spaziale delle varie superfici, sia naturali che artificiali, in tutto il paesaggio urbano.

Come mostra la figura, l'energia termica che viene distribuita tra i vari tipi di materiale ovunque nella città è molto variabile, e dipende da proprietà quali la conduttività termica, la capacità termica, la diffusività termica, l'emissività e l'albedo di ogni singola superficie.

Un'altra importante domanda che ci si può porre è, quale sia la distribuzione dell'energia termica durante la notte, cioè, in che modo incide l'abbassamento delle temperature nella complessa variabilità spaziale di uno schema urbano in relazione alle dinamiche dell'energia termica?

La figura successiva mostra la medesima porzione di città acquisita durante la notte, approssimativamente nell'arco di tempo che va dalle 11.00 p.m. alle 1.00 a.m. dove la temperatura dell'aria al momento dell'osservazione era di circa 21°C. Rispetto all'immagine diurna appaiono evidenti alcune differenze, e se il parcheggio del centro commerciale risulta ancora più caldo rispetto alle altre superfici, così come le strade e gli altri parcheggi all'interno dell'area, nonostante siano passate diverse ore dopo il tramonto, vi sono delle zone che appaiono completamente differenti. È il caso dello stagno, che ha immagazzinato del calore durante la giornata ed ora è descritto con toni di grigio chiaro, il che conferma il suo innalzamento di temperatura. Ciò riflette l'elevata capacità termica dell'acqua, la quale impiega molto tempo per accumulare energia durante il giorno, per poi successivamente, cederla, altrettanto lentamente, durante le ore notturne. Le zone vegetate, erbose, alberate o coltivate si presentano, durante la notte, piuttosto fredde mantenendo fra di loro all'incirca la stessa temperatura, come si può vedere dal colore grigio uniforme che le rappresenta.

Il confronto fra i dati notturni con quelli diurni, nell'intervallo delle lunghezze d'onda dell'infrarosso termico, quindi, è utile per valutare la dinamica complessiva delle risposte termiche delle superfici dell'intero paesaggio urbano, a loro volta queste informazioni sono utili per osservare e quantificare la potenza termica delle singole superfici e l'impatto che queste hanno sull'ambiente e sull'ecosistema urbano. Inoltre il confronto tra immagini diurne e notturne, specialmente nel caso di elevate risoluzioni spaziali come quelle ottenibili da piattaforme aeree (ATLAS), offrono la possibilità di misurare i flussi di energia uscenti dalla superficie urbana che possono essere usati sia per visualizzare, quantificare e distinguere le dinamiche termiche per ogni singola tipologia di copertura all'interno del paesaggio urbano. In aggiunta, questi dati possono agevolare la stima e la modellazione di come questi flussi portino allo sviluppo dell'isola urbana di calore.



**Figura 29** Immagine diurna acquisita dal sensore ATLAS a 5m di risoluzione spaziale. L'immagine ritrae una parte della città di Huntsville, Alabama, il 7 settembre 1994. Le superfici con una risposta ad alta energia termica appaiono bianche o grigie chiaro, mentre le superfici con una risposta a bassa energia termica si presentano con toni di grigio scuri fino al nero.

Un altro aspetto virtuoso offerto dal sensore ATLAS, è quello di unire ad una elevata risoluzione geometrica la multispettralità, ovvero il poter osservare, oltre che nelle bande dell'infrarosso termico, anche nelle lunghezze d'onda del visibile, e quindi poter usare il tutto per calcolare l'albedo delle superfici urbane. Infatti la

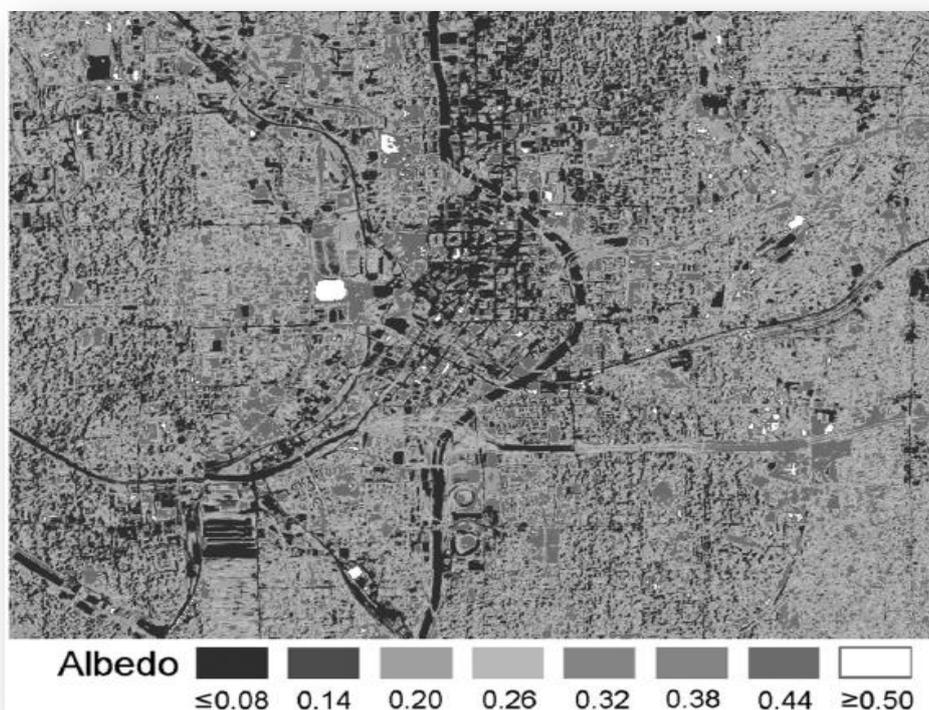
stima dell'albedo, è notevolmente importante all'interno della comprensione globale dell'UHI perché esso illustra l'impatto della riflettività delle onde corte, di particolari superfici, sulla temperatura superficiale.



**Figura 30** Immagine notturna acquisita dal sensore ATLAS a 5m di risoluzione spaziale. L'immagine ritrae la medesima parte della città di Huntsville, Alabama, il 7-8 settembre 1994.

La figura seguente mostra l'albedo per la città di Atlanta, recuperato a partire da immagini ATLAS. Dato che l'albedo è la frazione di energia solare riflessa dalla terra verso l'atmosfera, il range in cui può variare è compreso tra 0 e 1, dove i

valori bassi indicano superfici con una bassa riflettività delle onde corte, al contrario, valori alti sono indicativi di superfici con grande capacità di riflettere l'energia solare. Come si può vedere, l'albedo più basso corrisponde alle strade, coperte di asfalto, ed ai tetti degli edifici. Al contrario, alti valori di albedo sono espressi da aree residenziali attorno al quartiere centrale, dove è presente un'estesa zona alberata ed un'area pavimentata in calcestruzzo. Se si esegue un confronto con le temperature superficiali, della medesima area, appare evidente che le temperature superficiali maggiori si identificano con le zone di albedo minore. Quindi, un confronto tra temperature superficiali ed albedo è in grado di fornire ulteriori informazioni riguardanti le caratteristiche del paesaggio urbano che conducono allo sviluppo dell'isola di calore urbano.



**Figura 31** Albedo recuperato da scanner multi spettrale ATLAS della città di Atlanta

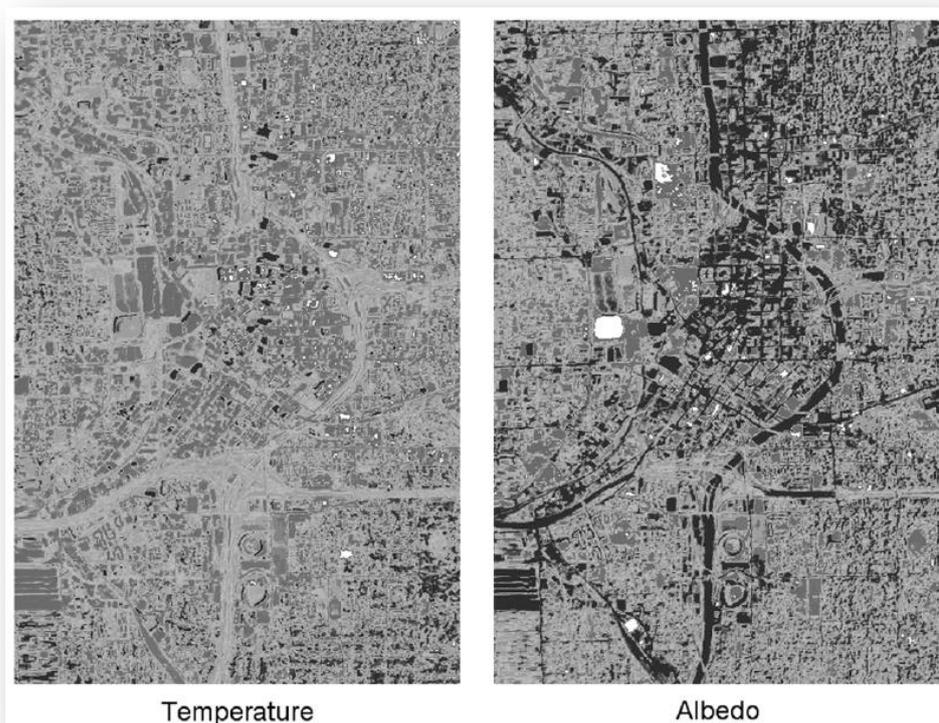


Figura 32 Confronto fra temperature superficiali ed albedo

### 2.3.1.1 Un esempio applicativo: analisi dei sistemi di condotte a vapore

Attraverso il telerilevamento termico ad alte risoluzioni spaziali è possibile controllare i sistemi di distribuzione di calore, ad esempio le condotte di vapore nel sottosuolo sono quasi sempre ben visibili se investigate con immagini ad infrarossi, anche quando non esistono particolari problemi. Ciò è dovuto al fatto che nonostante sia presente un buon isolamento, vi sarà sempre una perdita di calore che si diparte dalle tubazioni e si fa strada verso la superficie. Generalmente, il problema di alcune aree è piuttosto evidente, in quanto appaiono zone piene di luce bianca con firme nell'IR superiore alla norma. I guasti, normalmente, appaiono come una linea surriscaldata o come una macchia di luce di grandi dimensioni, o in alternativa, come se vi fosse un rigonfiamento lungo la linea. Nei sistemi di condotte, raggruppati all'interno di tunnel, si ha che in caso di perdita della linea, la fuga di vapore riscalderà l'intero condotto, rendendolo ben visibile nell'immagine termica. Se una linea di vapore è direttamente

seppellita sotto terra con un cappotto isolante, un'eventuale perdita andrà a saturare l'isolante rendendolo completamente inefficace, a questo punto inizierà il trasferimento di calore nel terreno intorno alla fuga, che produrrà una zona calda a cavallo della condotta creando un rigonfiamento facilmente identificabile.

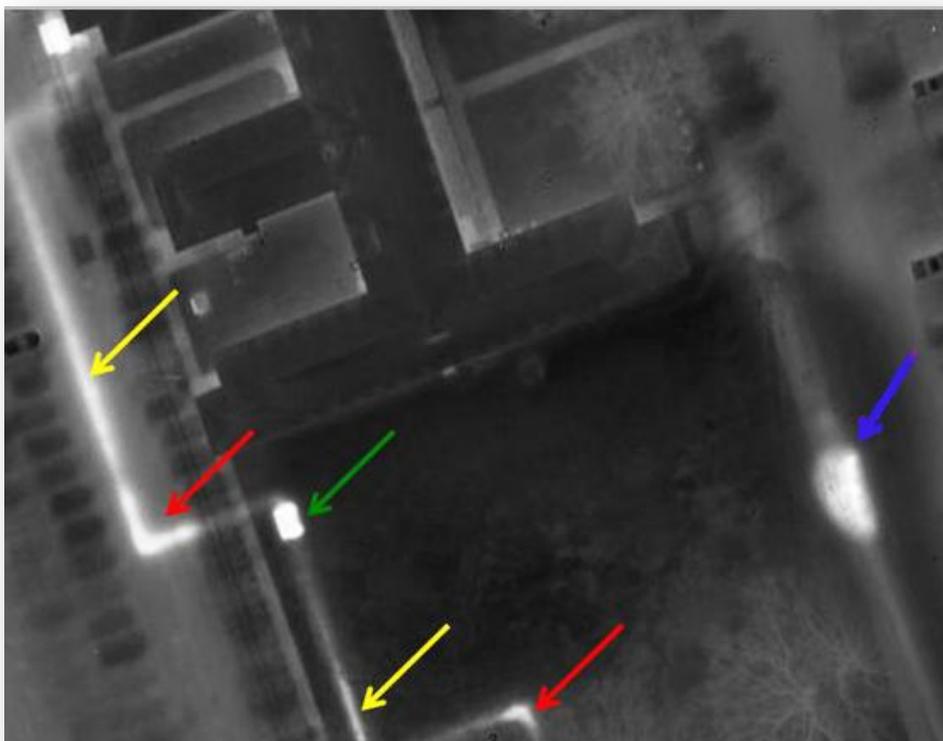


**Figura 33** Nell'immagine a destra, ottenuta nello spettro del visibile, non è possibile intravedere nulla di anomalo, mentre l'immagine a sinistra, termica, offre la possibilità di individuare le perdite di vapore grazie alla dispersione termica che si crea attorno alle condotte.

Le stazioni di controllo interrate mal funzionanti, che contengono le apparecchiature di manovra del sistema a vapore, quindi con delle perdite, sono spesso ad una temperatura maggiore rispetto a quella normale e come nel caso delle semplici condotte sono agevolmente rintracciabili.

Le immagini delle condotte di vapore possono essere un po' fuorvianti, a meno che non si interpreti in maniera corretta la luminosità e la relativa temperatura di una determinata linea. Ad esempio una tubazione, che teoricamente è alla stessa temperatura per tutta la sua lunghezza ma che passa al di sotto di diverse superfici e materiali, può mostrare una serie di variazioni di temperatura. Per esempio, appariranno 5 differenti temperature dalla medesima linea che corre sotto un prato, un parcheggio d'asfalto, un molo di carico in cemento, una superficie coperta di ghiaia e terreno agricolo. Linee di acqua calda ad alta, media o bassa temperatura, si comportano similmente ad un sistema di distribuzione di vapore o ad uno di raccolta di condensa, con associato un maggiore grado di difficoltà nel

rilevamento a causa della decrescente differenza di temperatura che tende a quella della superficie.



**Figura 34** Linee di ritorno di vapore e di condensa. Il calore surriscalda il terreno circostante creando gli aspetti tipici mostrati in figura. Esempio di isolamento inefficacie.

Nel caso di forniture di acqua refrigerata con recupero, le linee sono generalmente più fredde rispetto alla temperatura superficiale e possono essere indagate tenendo presente che in questo caso l'anomalia risiede in un abbassamento localizzato della temperatura.

Discorsi analoghi possono esser fatti per quanto riguarda la fuoriuscita di acque di scolo da collettori di depurazione, lo scarico di acque piovane e la illegale connessione agli scarichi delle stesse, spesso, è possibile identificare tutti questi fenomeni, dalle proprie firme spettrali nel campo dell'infrarosso termico durante alcuni periodi dell'anno. Queste fonti di inquinamento, penetrano e riempiono ruscelli, torrenti, fiumi e laghi, e di conseguenza la firma termica varia a causa dell'ambiente circostante, rendendo possibile l'identificazione aerea. Sono richieste però temperature fredde (più basse di 40° F) e asciutte (niente pioggia nelle ultime 48 ore). Come regola generale, tanto minore è la superficie del

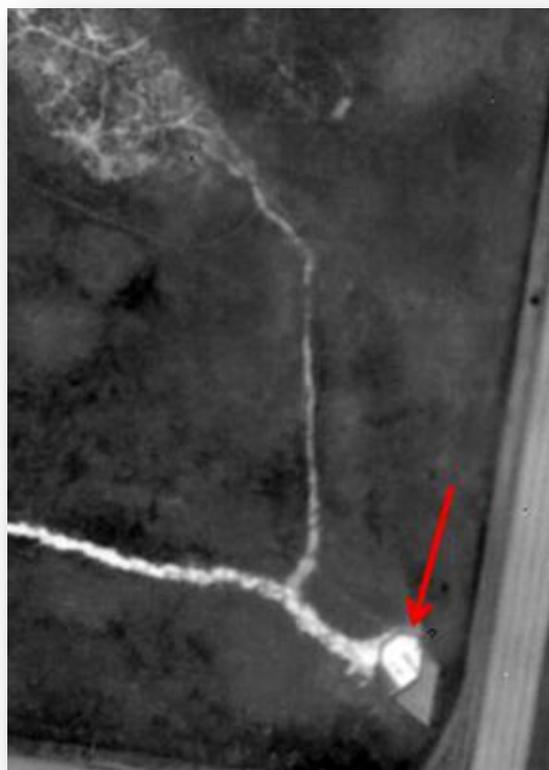
terreno e la temperatura superficiale dell'acqua, tanto maggiore sarà il contrasto nell'immagine.



**Figura 35** Le condotte di acqua refrigerata sono visibili grazie al raffreddamento del terreno posto immediatamente al di sopra

Una determinata area di corsi d'acqua esibirà dei modelli di temperatura piuttosto omogenei ad eccezione per le aree dove un altro liquido si è unito al flusso. Questo flusso di liquidi appare più caldo rispetto alla superficie dell'acqua di un ruscello, torrente, fiume o lago – in particolare durante i periodi più freddi dell'anno, a causa del relativo calore del terreno a breve distanza sotto la superficie. Le perdite provenienti da condotte attigue spesso affiorano in superficie attraverso degli spostamenti laterali verso ruscelli, torrenti, fiumi, fondo di laghi o di un pendio che scende verso la superficie dell'acqua. Queste zone di fuga insieme al pennacchio caldo di liquido si uniscono al corpo idrico che scorre verso valle e tutto ciò è visibile nello spettro dell'infrarosso termico a causa della differenza di temperatura dei due liquidi. Il tardo autunno, l'inverso e l'inizio della primavera ben si adattano a questo tipo di controllo grazie alle temperature più fredde dell'acque (acque sotterranee e superficiali) ed anche perché l'interferenza del fogliame è ridotta al minimo. L'infiltrazione di acque

sotterranee e scarichi di ogni tipo sono facilmente distinguibili per ragioni analoghe.



**Figura 36** Immagine agli infrarossi della perdita di un canale di scolo

## CAPITOLO TERZO

### Applicazioni pratiche di Telerilevamento Termico

#### 3.1 Introduzione

I paragrafi successivi analizzeranno il fenomeno dell' Urban Heat Island ed in più generale il telerilevamento delle aree urbane attraverso una serie di esempi applicativi, che possono essere raggruppati in quattro grandi categorie:

- 1) Descrizione quantitativa ed analisi delle temperature superficiali del suolo e delle isole di calore urbano, e loro relazioni con le caratteristiche della copertura superficiale e la morfologia urbana.
- 2) Validazione della radianza termica e delle temperature superficiali mediante misurazioni in situ e calibrazione delle immagini termiche per una migliore quantificazione ed analisi delle temperature superficiali dei suoli e analisi dei dati termici raccolti sulle aree urbane
- 3) Evoluzione dei processi di osservazione dei dati termici mediante una combinazione di dati provenienti da diverse metodologie di telerilevamento.

#### 3.2 Approccio multi-scala all'analisi termica urbana

Quest'esempio è tratto dall'articolo di *Renee Gluch, Dale A. Quattrochi e Jeffrey C. Luvall*, intitolato: "A multi-scale approach to urban thermal analysis" pubblicato all'interno del volume 104 di *Remote Sensing of Environment* (2006). Il fenomeno dell'UHI è il risultato di una progressiva sostituzione dei suoli naturali con superfici impermeabili, come ad esempio il cemento e l'asfalto, con

conseguente impatto ambientale ed economico. Allo scopo di meglio comprendere il microclima urbano, è necessaria una precisa stima del modello termico complessivo, che includa anche l'analisi delle proprietà termiche di ciascuna copertura superficiale.

A tale scopo si divide l'area di riferimento (Salt Lake City, Utah) in due differenti scale:

- 1- Scala a livello comunale
- 2- Scala a livello regionale

Per il primo livello vengono utilizzate le immagini e i dati forniti esclusivamente dal sensore Atlas ad elevata risoluzione (10 m), i quali sono appropriati a contenere la concentrazione di diverse coperture superficiali. Mentre a livello regionale vengono utilizzati: i dati forniti dal Landsat per lo studio delle coperture superficiali ed i dati Atlas per l'analisi termica.

L'uso del telerilevamento per la mappatura e la misurazione della UHI è decisamente appropriato e necessario per lo studio di grandi aree urbane. Molti dei recenti studi sull'isola di calore utilizzano le mappe in macroscala<sup>28</sup> ricavate dal satellite NOAA<sup>29</sup>.

Da un punto di vista meteorologico, l'utilizzo di risoluzioni spaziali grossolane per lo studio delle UHI è un requisito necessario per comprendere i suoi effetti sui modelli climatici. Su un campo più piccolo, tuttavia, la comprensione della risposta termica delle singole superfici all'interno della città è ugualmente preziosa per individuare ad esempio il trasferimento radiativo, il quale varia notevolmente nello spazio, a causa della diversità dei terreni urbani e delle loro coperture, le quali hanno differenti proprietà fisiche.

---

<sup>28</sup> La **macroscala**: è una dimensione geografica dei sistemi meteorologici, comprende tutti quei fenomeni che si svolgono su lunghezze orizzontali dell'ordine delle migliaia di chilometri. Esempi comuni sono i cicloni extra-tropicali e i sistemi frontali che vi sono associati.

<sup>29</sup> **NOAA** ( *National Oceanic and Atmosphere Administration* ): piattaforma satellitare con orbite polari eliosincrone ad una quota di circa 850 Km ed un periodo orbitale dell'ordine dei 100 minuti. Caratteristica delle orbite polari eliosincrone è quella di ripassare nello stesso punto alla stessa ora locale. Nel caso della costellazione dei satelliti NOAA questo permette il monitoraggio dello stesso punto diverse volte al giorno ( fino a 10 con i cinque satelliti oggi operativi). Sui satelliti NOAA è installato il sensore AVHRR ad alta risoluzione.

### 3.2.1 I dati

Come già accennato i dati utilizzati in questo approccio sono stati di due tipi:

- Landsat Thematic Mapper con risoluzione spaziale di 30 m
- ATLAS con risoluzione spaziale di 10 m

I rilievi da Landsat sono stati effettuati il 4 settembre del 1998 e sono stati usati per l'indagine a livello regionale, mentre i dati ATLAS sono stati acquisiti il 15 settembre 1998 come parte di un progetto più esteso, lo U.S. EPA's Urban Heat Island Pilot Project. I dati ATLAS sono stati utilizzati per studiare entrambi i livelli, sia per l'analisi della copertura del suolo, sia per l'analisi termica.

La figura sottostante mostra le specifiche tecniche del sensore ATLAS:

Channel	Band width ( $\mu\text{m}$ )
1	0.453–0.518
2	0.525–0.592
3	0.588–0.630
4	0.626–0.685
5	0.685–0.749
6	0.758–0.8967
7	1.526–1.763
8	2.090–2.389
9	Dropped
10	8.321–8.673
11	8.735–9.131
12	9.169–9.580
13	9.632–10.393
14	10.446–11.490
15	11.548–12.028

Figura 37 ATLAS : canali e larghezze di banda

I canali 1-9 sono simili alle larghezze di banda del Landsat TM, mentre il canale 13 è stato utilizzato per l'analisi termica, in quanto in questo canale vi era l'SNR (Signal to Noise Ratio), ovvero la relazione tra segnale e rumore espressa in decibel più alto rispetto a tutti gli altri set di dati.

La misurazione e la modellazione della correzione atmosferica, necessaria per produrre una serie di dati calibrati, è un procedimento molto complesso. Essa richiede misure dirette dell'atmosfera, coefficienti di estensione delle lunghezze d'onda e profili di temperatura atmosferica nonché del vapor d'acqua.

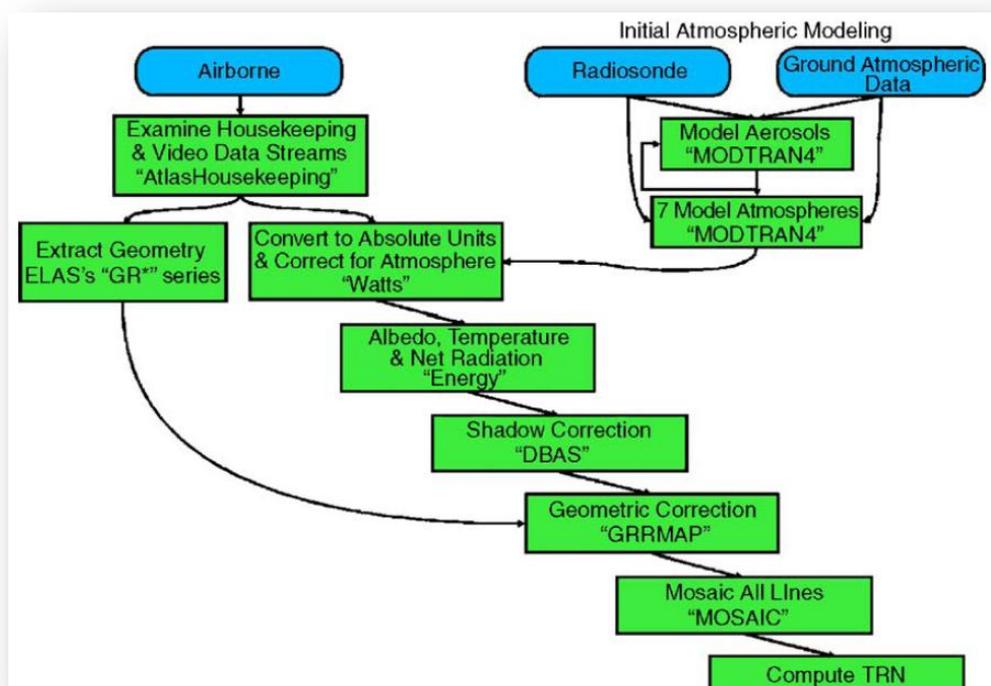


Figura 38 Processo di calibrazione dei dati

### 3.2.2 Metodologia

Gli studi sull'isola di calore urbano solitamente vengono eseguiti utilizzando dati con basse risoluzioni che coprono una grande area, semplicemente a causa delle dinamiche fisiche del vento e delle precipitazioni. In questo esempio però, si vuole esaminare i processi che avvengono nella microscala in maniera più dettagliata, usando immagini nell'infrarosso termico ad alta risoluzione spettrale. Le risposte termiche in questa scala sono confrontate con le risposte fornite in mesoscala, nell'ottica di un processo di "scaling-up".

Nel 1995 *Ridd* delinea un metodo per poter confrontare le città dal punto di vista ecologico, in diverse scale spaziali e con fonti di dati differenti, includendo quelle multispettrali e termiche.

Il modello noto come V-I-S ( Vegetazione – Superfici Impermeabili – Suolo ), si basa sulla differenziazione spettrale di tre tipologie di coperture: vegetazione, superfici impermeabili e suolo, con l'acqua trattata separatamente. Viene distinta anche la composizione chimica di ciascuna copertura, infatti ogni superficie ha

una reazione unica con l'energia e l'umidità all'interno dell'ecosistema urbano. Concentrandosi sulla risposta termica di ogni singolo rivestimento del terreno nell'ambiente urbano, il modello V-I-S può essere utilizzato come un quadro concettuale e schema di classificazione per identificare la risposta termica urbana. Per comprendere meglio la superficie complessiva del modello termico dell'area di studio, la risposta termica dei terreni viene suddivisa, come già accennato in precedenza, in due livelli: 1) il livello comunale 2) il livello regionale.

Il primo livello si riferisce ad una larga scala territoriale, come ad esempio un singolo quartiere o una combinazione di un paio di quartieri. Al contrario, il livello regionale, comprende l'intera valle di Salt Lake.

Esaminando gli scambi energetici tra le singole coperture del suolo e collegando questi processi con modelli termici a livello comunale e regionale, si può ottenere un'ottima comprensione dei processi climatici urbani in macroscale.

I risultati che si possono ottenere sono quindi molteplici:

- a) Quantificare la risposta termica della specifica copertura del terreno basata sul flusso di energia giornaliero proveniente dalla superficie urbana, come misurata dal sensore ATLAS
- b) Determinare e mappare il modello spaziale termico nei due livelli

È importante puntualizzare che, gli effetti dell'isola di calore urbano operano a livello di superficie urbana, quindi, un'analisi termica delle tipologie di superficie a livello comunale permette di comprendere bene lo sviluppo e le caratteristiche dell'UHI. I cambiamenti nella copertura urbana evocano dunque cambiamenti nelle risposte atmosferiche. Sia per l'analisi in microscala (livello comunale) che per quella in mesoscale (livello regionale) è necessario definire una classificazione della copertura del suolo (in questo caso si è preferito utilizzare una classificazione supervisionata). Il metodo utilizzato per la classificazione segue il modello V-I-S: otto classi, suddivise in base alla differenziazione spettrale.

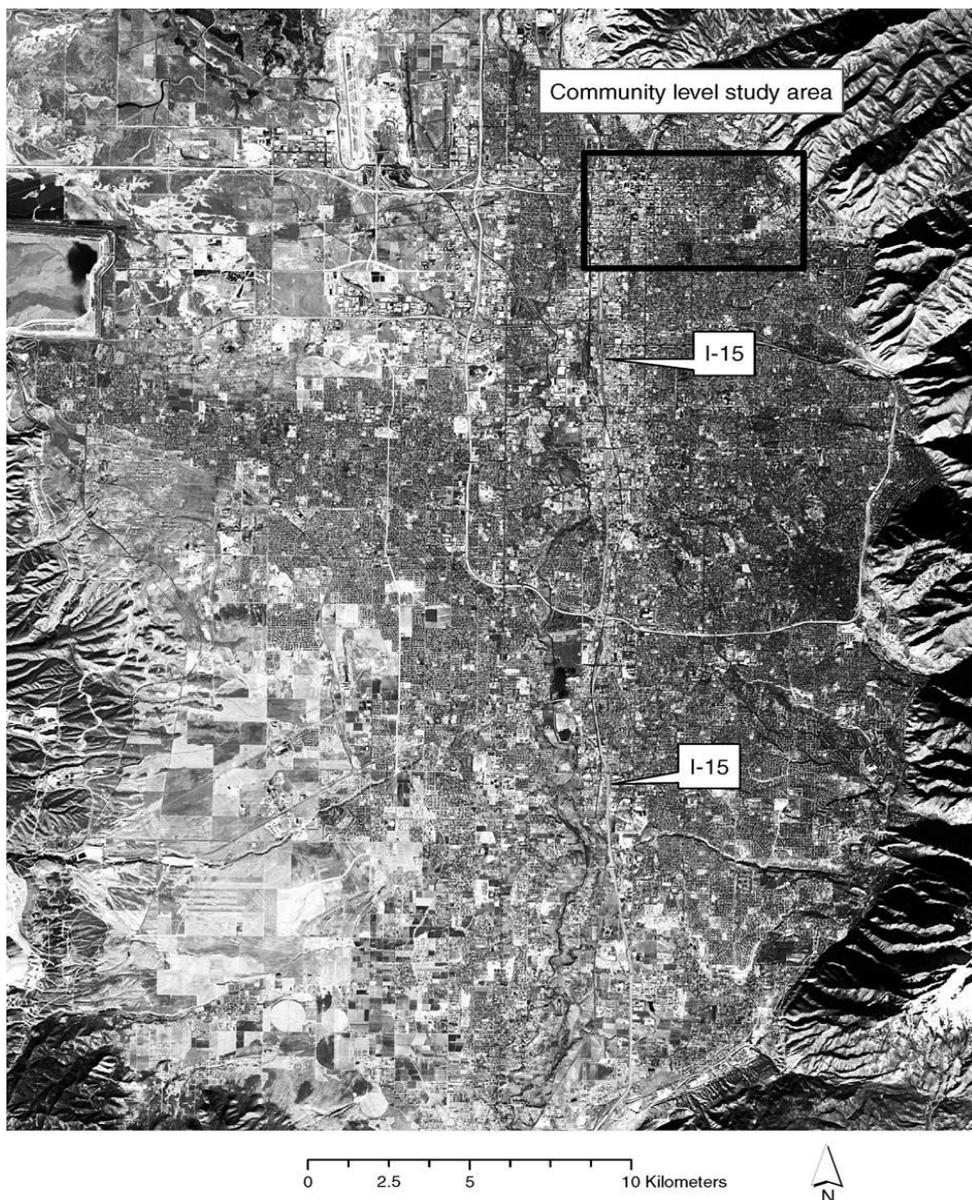


Figura 39 Immagine SPOT-P della valle di Salt Lake

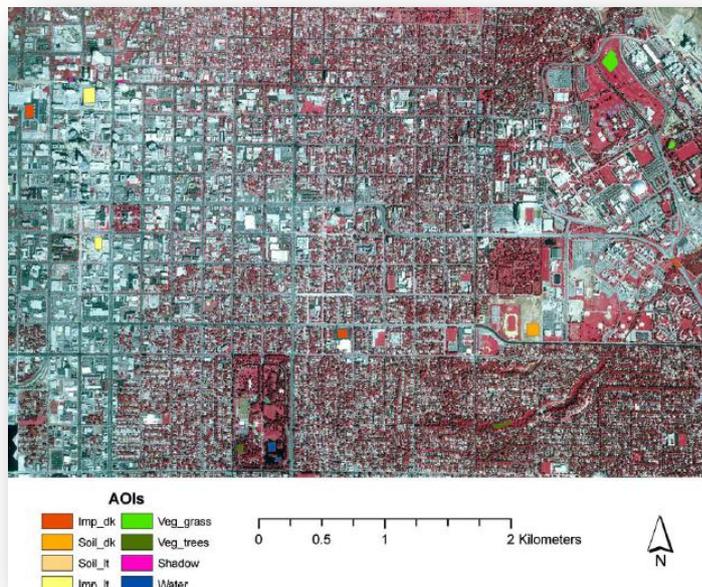
Sono state perciò scelte delle *aree di interesse* (AOIs), o campioni rappresentativi, per ciascuna delle otto categorie, relative al modello V-I-S: erba, alberi/arbusti, terreni chiari, terreni scuri, superfici impermeabili chiare, superfici impermeabili medio/scure, acqua e ombra. Queste classi sono così descritte:

- *Vegetazione – erba*: prati, campi, parchi, giardini. Questa classe, ha il più alto valore di riflettanza nell’infrarosso vicino a causa della sua continua fotosintesi.

- *Vegetazione – alberi/arbusti*: questa categoria comprende qualsiasi tipo di vegetazione che potrebbe offrire un'ombra.
- *Superficie impermeabile – chiara*: in questo caso si fa riferimento a quelle superfici con albedo elevato, come ad esempio i lastricati di cemento o cls ma includono anche quei tetti altamente riflettenti
- *Superficie impermeabile – medio/scuro*: in questo caso si intendono le tipiche vie del centro con superficie asfaltata.
- *Terreno – chiaro*: le indagini sul campo mostrano che i suoli chiari sono principalmente dei terreni alcalini ( come quelli che si trovano nei letti asciutti dei laghi o nelle aree agricole incolte). A volte, quando l'albedo è molto alto, è più appropriato sostituire il termine "chiaro" con "brillante".
- *Terreno – scuro*: sono quei terreni con un elevata presenza di materia organica, e si trovano spesso nelle zone in cui le precipitazioni sono elevate, il che induce una maggiore vegetazione e conseguentemente un aumento del materiale organico.
- *Ombra*: questa è una categoria *stand-alone*. È stata introdotta con lo scopo di evitare la confusione creata con il concetto di buio impenetrabile, in quanto le due classi sono suscettibili di grandi differenze nelle proprietà termiche. L'ombra degli edifici è rilevata a livello comunale, mentre l'ombra delle montagne è individuata a livello regionale.
- *Acqua*: in questa classe sono compresi tutti i corpi idrici, a prescindere dalla loro profondità.

La classificazione guidata a livello comunale è stata effettuata mediante la *regola (non parametrica) del parallelepipedo*, ed i pixel non classificati sono stati trattati attraverso la *legge (parametrica) della minima distanza*. Poi per ogni classe sono state raccolte un minimo di tre firme spettrali, andando via aumentando nelle zone in cui vi era una forte confusione spettrale, come ad esempio per le categorie di superficie impermeabile. Mentre le firme spettrali per l'acqua ed i terreni chiari, data la scarsa disponibilità nell'area d'interesse, non è stato possibile individuare più di due firme ciascuna. Infine si è ritenuto sufficiente una sola firma spettrale nel caso delle ombre. Il numero di pixel per ogni area di interesse è variabile in funzione del tipo di copertura della superficie e della disponibilità geografica.

L'esattezza della classificazione, è stata valutata sulla base di un campionamento statistico unitamente ad una verifica visiva della fotografia ad infrarossi, con una precisione complessiva della classificazione del 87%.



**Figura 40** Aree d'interesse utilizzate nella classificazione guidata e nella generazione delle firme spettrali

Nella classificazione a livello comunale, la maggior parte degli errori si è verificata a causa della confusione tra i suoli chiari e le superfici impermeabili chiare. Infatti i terreni dell'area indagata, come già accennato, hanno una elevata componente alcalina, il che provoca una risposta termica molto simile a quella derivante da superfici con albedo molto alto, tipico delle superfici impermeabili chiare.

Classified	Reference									Commission errors (%)	User's accuracy (%)
	Imp_dk	Imp_lt	Soil_dk	Soil_Lt	Trees	Grass	Water	Shadow	Sum		
Imp_dk	22	1	1		2			1	27	18.5	81.5
Imp_lt		14							14	0.0	100.0
Soil_dk	2		11		1				14	21.4	78.6
Soil_Lt		4		7					11	36.4	63.6
Trees					16				16	0.0	100.0
Grass						10			10	0.0	100.0
Water							1		1	0.0	100.0
Shadow	1							6	7	14.3	85.7
Sum	25	19	12	7	19	10	1	7			
Omission errors (%)	12.0	26.3	8.3	0.0	15.8	0.0	0.0	14.3			
Producer's accuracy (%)	88.0	73.7	91.7	100.0	84.2	100.0	100.0	85.7			Overall accuracy 87%

**Figura 41** Accuratezza della classificazione a livello comunale

La classificazione a livello regionale è stata effettuata con un procedura del tutto simile a quella appena vista, utilizzando il modello V-I-S come guida nella selezione delle tipologie di coperture. In questo caso però, è stato creato un nuovo set di aree d'interesse per poter generare le firme spettrali per i dati forniti dal TM.

Classified	Reference									Commission errors (%)	User's accuracy (%)
	Imp_dk	Imp_lt	Soil_dk	Soi_lt	Trees	Grass	Water	Shadow	Sum		
Imp_dk	21						1		22	4.55	95.45
Imp_lt		7		5					12	41.67	58.33
Soil_dk		1	24	3					28	14.29	85.71
Soil_lt	1		1	10			2		14	28.58	71.42
Trees					20				20	0.00	100.00
Grass						2			2	0.00	100.00
Water							0		0	0.00	100.00
Shadow								2	2	0.00	100.00
Sum	22	8	25	18	20	2	3	2	2		
Omission errors (%)	4.55	12.50	4.00	44.45	0.00	0.00	100.00	0.00			
Producer's accuracy (%)	95.45	87.50	96.00	55.55	100.00	100.00	0.00	100.00	Overall accuracy	88%	

**Figura 42** Accuratezza della classificazione a livello regionale

È da sottolineare che la classe corrispondente all'acqua ha prodotto una accuratezza pari a 0% , ciò è dovuto in parte al fatto che la copertura d'acqua è una percentuale molto piccola dell'intera area di studio ed, eccetto in alcuni casi, si verifica in piccoli appezzamenti che, alla risoluzione di 30 m del TM potrebbe essere identificata come pixel misto.

Come per il livello comunale, i problemi maggiori sono stati causati dalla confusione tra terreni chiari e superfici impermeabili chiare.

Durante l'acquisizione delle classi di copertura sono stati generati due set di firme termiche, una a livello comunale ed una a livello regionale. Nel primo caso, i valori termici derivano dal canale 13 del sensore ATLAS. Le aree d'interesse, utilizzate per generare le firme multi-spettrali per la supervisione del livello comunale, sono state utilizzate anche per derivare le firme termiche della medesima area, all'incirca da 2 a 5 aree per classe, con la sola eccezione dell'ombra. Quindi, entrambe le firme sono ricavate dallo stesso set di dati.

A livello regionale invece il procedimento è stato leggermente diverso, perciò, al posto di utilizzare i dati termici Landsat ( a causa della loro bassa risoluzione spaziale) sono stati adoperati dati ATLAS supplementari (sono state aggiunte due

linee di volo nord-sud per tutta l'intera lunghezza dell'area di studio, una sul lato est della valle e l'altra sul lato ovest).

La mappa della classificazione delle coperture della valle (TM) e le immagini ad infrarossi ad alta risoluzione sono state usate come guide per raccogliere le firme termiche provenienti dai dati ATLAS per ciascuna delle otto categorie di coperture. Le firme termiche sono state quindi generate dall'individuazione di AOIs corrispondenti tra i due voli supplementari (utilizzando solo il canale 13). Sono stati selezionati circa dodici aree d'interesse per ciascuna classe di copertura, con le solite eccezioni di acqua ed ombra.

Una volta generate le firme termiche vengono calcolate le grandezze statistiche di riferimento, valore massimo e minimo, media e deviazione standard. Le mappe termiche vengono quindi create, sia a livello regionale che a livello comunale, assegnando il valore termico medio di ogni copertura alla classificazione guidata.

### 3.2.3 Risultati e conclusioni

I risultati sono esposti nelle tabelle seguenti sia a livello regionale che a livello comunale.

	Min	Max	Mean	SD	
Imp_dk	27.82	38.78	31.77	3.43	Impervious mean=29.97
Soil_dk	28.98	32.94	30.37	0.58	
Soil_lt	27.58	30.70	28.96	0.64	Soil mean=29.81
Imp_lt	26.07	32.54	28.53	1.69	
Veg_grass	23.06	27.41	26.08	0.64	Vegetation mean=25.0
Veg_trees	22.31	27.54	23.78	0.89	
Shadow	20.64	24.88	23.04	1.08	
Water	20.65	24.60	21.96	0.72	

**Figura 43** Statistiche termiche a livello comunale ( $Wm^{-2}$ )

	Min	Max	Mean	SD	
Imp_dk	21.20	38.94	30.79	2.74	↑ Impervious mean=29.71 Soil mean=29.46 Vegetation mean=25.45
Soil_lt	23.26	34.52	29.52	1.78	
Soil_dk	23.63	34.72	29.39	1.99	
Imp_lt	24.89	33.01	28.55	1.34	
Veg_grass	22.59	31.44	25.90	1.82	
Veg_trees	21.17	38.79	24.87	2.17	
Shadow	20.60	23.36	22.01	0.63	
Water	20.73	22.89	21.88	0.25	

**Figura 44** Statistiche termiche a livello regionale ( $Wm^{-2}$ )

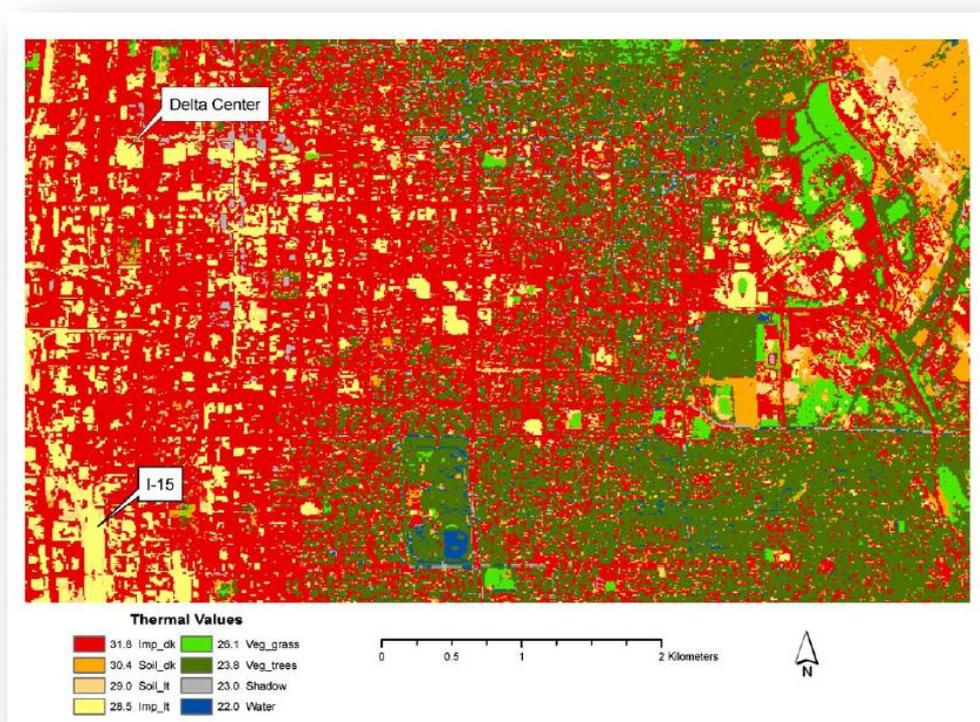
È possibile notare un graduale incremento della risposta termica nel passaggio da acqua a vegetazione, e da questa alle superfici impermeabili.

L'alto valore della deviazione standard è probabilmente causato dal fatto che "scuro" è un termine piuttosto relativo. Le superfici oggetto di questa classe comprendono sia asfalti nuovi che vecchi, e conseguentemente una grande variabilità di albedo. Quelle superfici con un albedo più scuro, come ad esempio una nuova strada appena asfaltata, assorbono molta più radiazione incidente, trasferendo poi l'energia in deposito in un secondo momento.

È poi interessante notare che la risposta termica dei suoli è simile a quella delle superfici impermeabili. Questo è senza dubbio dovuto all'ambiente desertico circostante. In questo caso un piccolo deposito di energia viene assorbita mentre gran parte dell'energia viene dissipata sotto forma di calore sensibile.

La somiglianza di tutti i valori termici nei due livelli rafforza tutti gli altri risultati, essendo i due processi per la generazione delle firme termiche indipendenti. I valori termici ottenuti a livello comunale, sono stati utilizzati nella classificazione guidata per creare la mappa termica del centro di Salt Lake City.

L'abbondanza di superfici impermeabili (medio/scure) causa una concentrazione di "rosso" ( $31.8 Wm^{-2}$ ), che spiega in maniera molto eloquente l'influenza delle superfici asfaltate, e di tutte quelle simili, sull'energia irradiata.



**Figura 45** Mappa termica della copertura del suolo a livello comunale. Ad ogni copertura è stato assegnato il valore termico medio.

In contrasto, è possibile individuare quelle superfici impermeabili con albedo elevato, come ad esempio il tetto del Delta Center ( campo di pallacanestro) che emettono una minore quantità di energia termica. Vegetazione e acqua forniscono invece una fonte di raffreddamento nelle aree urbane come ad esempio i parchi pubblici. La risposta termica nelle zone residenziali è fornita da un mix di superfici diverse, ed è particolarmente influenzata dalla presenza di vegetazione, dall'età del quartiere ( in quanto i quartieri più antichi sono sede anche della vegetazione più matura) e dalla densità degli edifici.

La mappa termica a livello regionale mostra come il passaggio verso est del nucleo urbano, la diminuzione della densità abitativa e il conseguente aumento di vegetazione portino ad un generale abbassamento delle temperature. La mappa è stata realizzata assegnando il valore medio della firma termica alla classificazione guidata del TM.

Sebbene la procedura sia volta al riconoscimento delle diverse firme termiche, essa ha mostrato che i risultati delle analisi termiche in entrambi i livelli sono sorprendentemente simili.

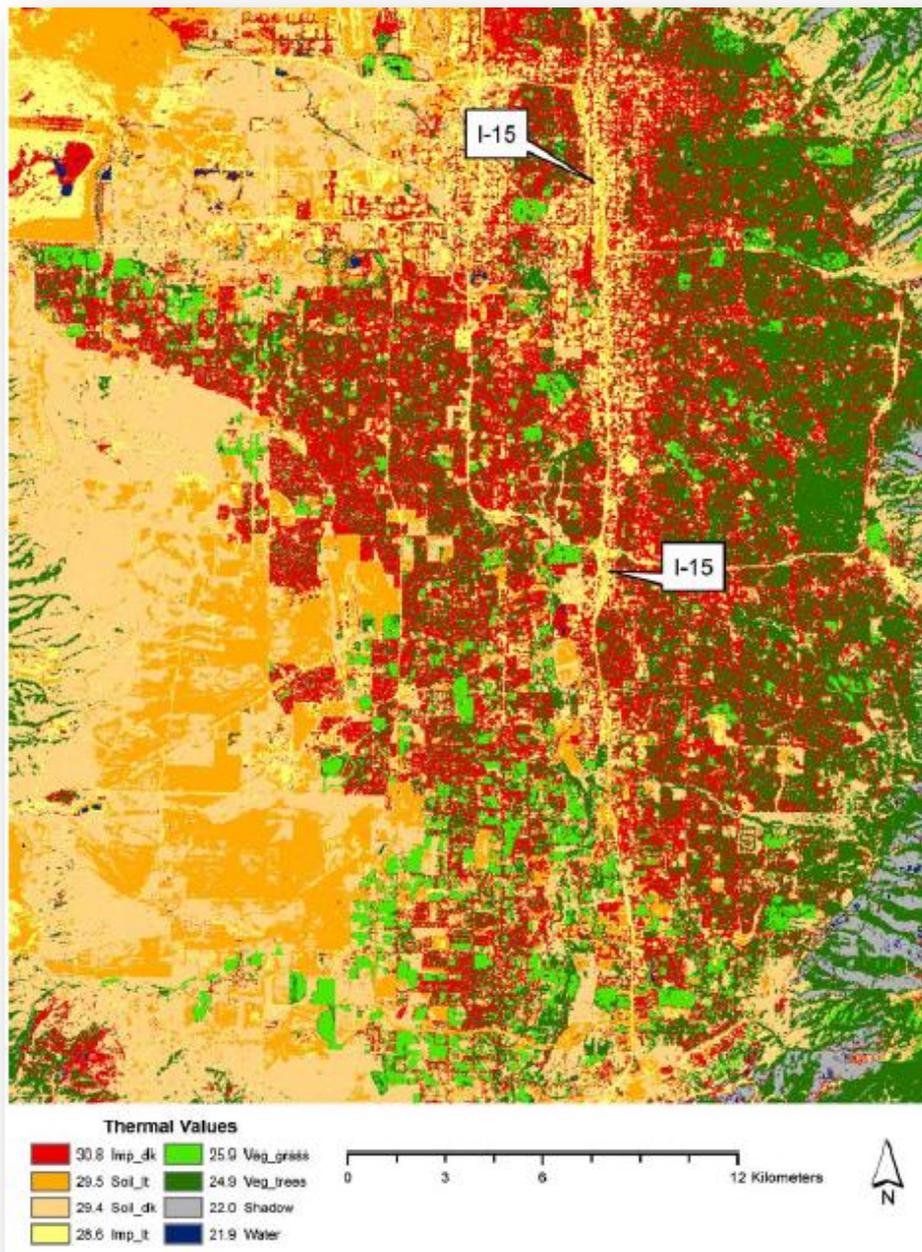


Figura 46 Mappa termica della copertura del suolo a livello regionale. Ad ogni copertura è stato assegnato il valore termico medio.

In ciascun livello infatti, si è potuto registrare un graduale decremento della risposta termica proveniente da superfici impermeabili scure, suoli, vegetazione, ombra e acqua. L'unica differenza, nella gradazione tra la scala comunale e quella regionale, è stata riscontrata tra i terreni chiari e scuri, che appaiono invertiti. Ciò è sicuramente dovuto, almeno in parte, ad una confusione nella classificazione

delle coperture del suolo (*Land Cover Classification*), e più in particolare alla difficoltà di distinguere le superfici impermeabili da i terreni chiari.

È altresì evidente che la maggior emissione termica si è verificata in quelle zone ove vi era una notevole concentrazione di superfici impermeabili. Purtroppo, l'escursione massima rilevata tra i valori termici provenienti dai dati ATLAS, è stata probabilmente diminuita a causa della stagione estiva appena trascorsa, il che sottolinea anche il problema temporale delle immagini satellitari nell'infrarosso termico.

I dati Atlas non sono molto performanti per lo studio di grandi aree (livello regionale), a causa delle complicità dovute all'accuratezza geometrica. Il dover fondere diverse linee di volo per ottenere una vasta copertura geografica si è rivelato complicato e oneroso, tuttavia, essi forniscono l'eccellente opportunità di svolgere studi a livello comunale, in termini di copertura del suolo e scambi termici.

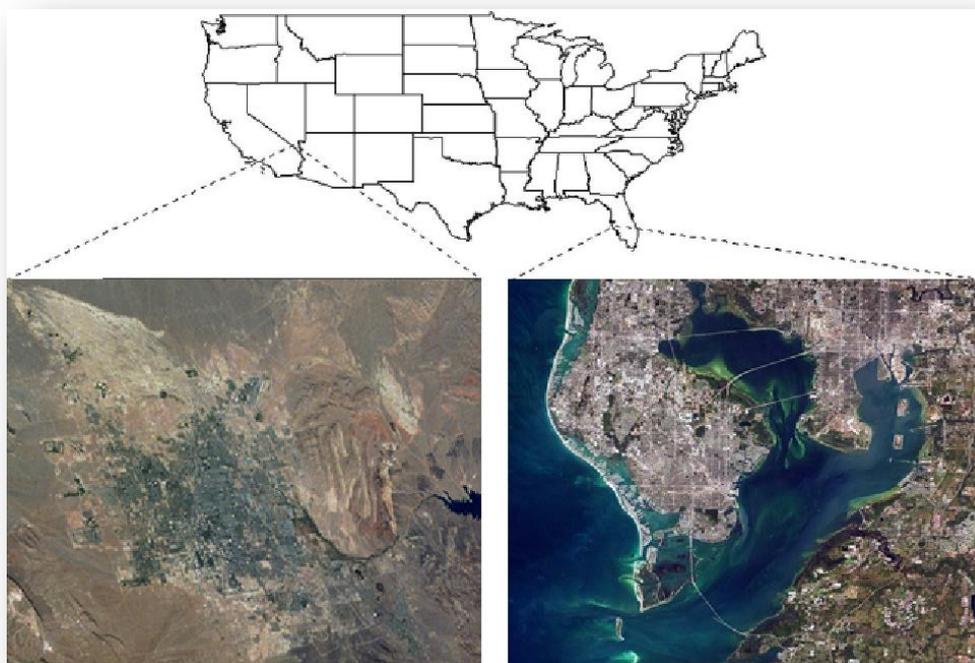
Inoltre, i dati ATLAS ad alta risoluzione, sono risultati molto utili per poter assegnare i valori termici alla singole superfici di copertura, che successivamente sono stati applicati con successo ai dati Landsat in mesoscala.

In definitiva, esiste il potenziale per estendere alla macroscale il modellamento della risposta termica attraverso il procedimento appena visto, con conseguenti miglioramenti nelle valutazioni quantitative degli effetti del flusso di calore che si libera dalle superfici urbane.

### 3.3 Analisi delle caratteristiche termiche urbane in relazione alla copertura del territorio

In questo esempio si è analizzato un progetto svolto da George Xian e Mike Crane, intitolato “An analysis of urban thermal characteristics and associated land cover in Tampa Bay and Las Vegas using Landsat satellite data” pubblicato all’interno del volume 104 di Remote Sensing of Environment (2006).

I dati provenienti dai satelliti LDS5 e LDS7 sono stati entrambi utilizzati per valutare le caratteristiche termiche a Tampa Bay, considerata la spartiacque della Florida centro occidentale, e la valle di Las Vegas del Nevada meridionale.



**Figura 47** Le aree di studio: Las Vegas a sinistra e Tampa Bay a destra

Tampa Bay è situata sulla costa del golfo della parte centro occidentale della Florida e si estende su un’area di circa 6.600 km<sup>2</sup>. È caratterizzata da un clima umido sub-tropicale con elevate temperature, estati umide e inverni miti e secchi. L’utilizzo del suolo in questa regione è aumentato di circa sette volte nel corso dell’ultimo secolo. La regione è caratterizzata da un alta percentuale di superfici

impermeabili ( ISA) mista a vegetazione, e aree non-urbane costituite da una fitta vegetazione ed acqua.

Al contrario, la valle di Las Vegas si trova nel sud del Nevada e si estende per circa 1320 km<sup>2</sup> all'interno delle quali si trovano le città di Las Vegas, Henderson, North Las Vegas, e Boulder City. L'area possiede un clima desertico, estremamente caldo e secco in estate e relativamente fresco e umido in inverno. La vegetazione non è molto abbondante, non di meno le aree ghiaiose ed il nudo suolo sabbioso appaiono simili a cemento. Nonostante le differenze fra le due regioni, entrambe, hanno registrato una notevole trasformazione della destinazione e della copertura dei suoli urbani negli ultimi 50 anni.

### **3.3.1 La misurazione della percentuale urbana di *Impervious Surface Areas***

Per monitorare i cambiamenti in ambito urbano in modo tempestivo ed efficace, sia in termini di uso del territorio che in termini di copertura dello stesso, spesso si fa riferimento ad un indicatore in particolare: la percentuale di area con superficie impermeabile ( % of Impervious Surface Areas, ISA).

Solitamente le caratteristiche d'uso e di copertura dei suoli nelle aree urbane sono eterogenee, e di conseguenza numerosi pixel, ripresi da satellite, sono costituiti da una miscela di più superfici. Perciò per stimare con precisione le varie tipologie di superfici urbane si utilizza un metodo particolare per quantificare i cambiamenti e le trasformazioni delle coperture urbane: Subpixel Imperviousness Change Detection ( SICD ).

Mentre le immagini digitali ad alta risoluzione sono utilizzate per lo sviluppo dei dati di training per rappresentare l'eterogeneità delle coperture, le immagini a media risoluzioni, come quelle del Landsat, sono impiegate per estrapolare l'indice ISA su aree più ampie.

Il processo di mappatura della percentuale di ISA con le relative coperture del territorio, utilizzando il metodo SICD, comporta lo sviluppo di dati di training

attraverso ortofoto digitali ad alta risoluzione ( DOQQs<sup>30</sup>) per un procedimento di regression tree<sup>31</sup> , in cui la percentuale di ISA è vista come una variabile predittiva. Le ortofoto DOQQ sono state acquisite da scansioni di fotografie ad infrarossi e comprendevano tre colori : verde, rosso e vicino infrarosso, con una risoluzione spaziale di 1 metro.

I pixel di training classificati come urbani e non urbani in una griglia di 1 metro provenienti dalle immagini DOQQ sono stati usati per calcolare la percentuale di ISA e convertiti a 30 m di risoluzione per ogni pixel Landsat. Il risultato è stata un'immagine raster con risoluzione di 30 m raffigurante la percentuale di ISA del territorio investigato, che rappresenta le caratteristiche generali dell'area urbana.

### 3.3.2 Il pre-processamento dell'immagine

In questo esempio vengono utilizzate le immagini Landsat TM / ETM+ del 1994-1995 e 2002 con correzioni radiometriche e geometriche, livello 1G, fornite dall'istituto USGS *Center for Earth Resources Observation and Science (EROS)*. Possibili errori di georeferenziazione causati dagli effetti del terreno sono stati corretti utilizzando il *National Elevation Dataset*. Tutte le immagini sono rettificate al sistema di coordinate UTM ( Universal Transverse Mercator).

Sono state adoperate le bande 1-2-3-4-5 e la banda 7 con una risoluzione spaziale di 30 m, mentre la banda termica alla risoluzione originaria di 120 m per il TM e di 60 m per l'ETM+ ricampionata a 30 m mediante il metodo del *prossimo più vicino* per adeguare la dimensione dei pixel alle altre bande spettrali.

---

<sup>30</sup> **DOQQs** : Digital Orthophoto Quarter Quadrangle è una fotografia a colori realizzata da aereo, dove la pellicola è registrata nell'infrarosso invece che nel visibile. Ogni fotografia si estende su una superficie di circa 4 miglia. Le immagini sono molto dettagliate, infatti l'area a terra di un pixel è variabile da 1 a 3 metri

<sup>31</sup> **Regression Tree** : è considerato come una variazione del cosiddetto "Albero di decisioni" ovvero un grafo di decisioni e delle loro possibili conseguenze, solitamente utilizzato per creare un piano d'azione mirato ad uno scopo preciso

### 3.3.3 Determinazione della Temperatura e dell'indice NDVI

Le correzioni applicate lavorano sul valore dei Digital Number (DN) dell'immagine, i quali non sono altro che le misurazioni, a satellite, della radianza della superficie investigata. I DN di ogni banda sono stati prima convertiti in radianza e poi in riflettenza usando la seguente equazione:

$$L_{\lambda} = Gain_{\lambda} \cdot DN_{\lambda} + Bias_{\lambda}$$

$$\rho_{\lambda} = (\pi L_{\lambda} d^2) / (ESUN_{\lambda} \cdot \sin(\theta))$$

dove :  $L_{\lambda}$  è la radianza

$Gain_{\lambda}$  è la pendenza della radianza/ la funzione di conversione del DN

$Bias_{\lambda}$  è l'intercetta della radianza/ la funzione di conversione del DN

I valori di Gain e Bias sono forniti attraverso i metadati che accompagnano ogni immagine TM/ETM+, mentre  $\rho_{\lambda}$  è un valore adimensionale di riflettenza,  $\theta$  è l'angolo di elevazione del sole e  $ESUN_{\lambda}$  è l'irraggiamento solare medio exoatmosferico<sup>32</sup>. I valori di  $\rho_{\lambda}$  provenienti dalle sei bande (1-5, 7) sono stati implementati nel modello di regressione per ottenere una vasta area di sub-pixel con la percentuale di ISA. I valori di radianza provenienti dalla banda 6 (banda termica) sia del TM che del ETM+, sono stati trasformati in valori di temperatura superficiale, nel caso di Tampa Bay. La banda termica è stata prima convertita dal valore del Digital Number alla radianza acquisita dal satellite attraverso la prima equazione e poi all'effettivo valore di temperatura recepito dal satellite,  $T_d$ , (*Temperatura di Brillanza* o temperatura della superficie radiante), mediante la seguente equazione:

$$T_b = K2 / (K1 / L_{\lambda} + 1)$$

dove:  $K2$  è una costante di calibrazione ( 1260.56 per il TM e 1282.71 per l'ETM+)

$K1$  è una costante di calibrazione ( 607.76 per il TM e 665.09 per l'ETM+)

<sup>32</sup> *Exoatmosferico* : è la regione di spazio immediatamente al di fuori dell'atmosfera terrestre

L'unità di valore di  $T_b$  è espressa in Kelvin (K) ed i valori assunti sono stati ricalibrati al fine di ottenere una risoluzione spaziale di 30m congruentemente con i risultati della percentuale di ISA.

I valori di riflettanza provenienti dalle bande del visibile ( $\rho_1$ ) e dell'infrarosso vicino ( $\rho_2$ ) del Landsat sono state impiegate per valutare l'indice NDVI attraverso la formula :

$$NDVI = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$$

I risultati finali sono stati poi normalizzati ad una scala di 1:200.

### 3.3.4 Risultati

L'ispezione delle “mappe di impermeabilità” mostra che il valore di soglia del 10% è stato raggiunto da quasi tutte le area siano queste a bassa, a media od alta densità residenziale. I pixel sono stati classificati come urbani quando la percentuale di ISA era uguale o superiore al 10% , mentre i pixel con valori inferiori al 10% sono stati classificati come non urbani. La densità di sviluppo urbano è stata definita in funzione della percentuale di ISA utilizzata in studi precedenti (*Xian e Crane, 2005*) : 10-40% per basse densità, 41-60% per medie densità e >60% per alte densità.

Per isolare le caratteristiche termiche in ogni immagine, si è mascherata l'acqua prima di stimare il valore di  $T_b$ . Dopo che i pixel inerenti all'acqua sono stati eliminati, si è spalmato la temperatura sui pixel rimanenti in accordo con ciascun gruppo di ISA.

A questo punto, per ogni mappa di temperatura di brillantezza, sono stati creati degli istogrammi delle temperature, mantenendo anche alcuni picchi di temperatura ( sia in positivo che in negativo), ad esempio le basse temperature causate da ombre in aree ad alta densità urbana o le alte temperature causate dal rumore dell'immagine. La mappa finale della temperatura radiante superficiale è stata prodotta attraverso la rimozione di quei pixel con temperature superiori a due volte la deviazione standard oltre la media.

### 3.3.5 Analisi dei risultati ottenuti a Tampa Bay

All'interno della regione di Tampa Bay è stato assegnato un valore medio di temperatura  $\overline{T}_b$  per ciascuna categoria di superfici impermeabili, ed è stato calcolato che l'area in cui la percentuale di ISA era superiore al 10% è aumentata, passando da 1000 kmq nel 1995 a 1800 kmq nel 2002.

In tabella sono rappresentate le differenze fra i valori medi di temperatura  $\overline{T}_b$  di ogni categoria per le zone considerate aree urbane (cioè quelle con una percentuale di ISA maggiore del 10%) ed i valori di  $\overline{T}_b$  per le zone considerate rurali (cioè quelle con una percentuale di ISA inferiore al 10%)

Year	ISA <10%	ISA 10-40%	ISA 41-60%	ISA >60%	ISA ≥10%
1995	290.76 (0.74)	291.16 (0.68)	291.21 (0.81)	291.24 (0.99)	291.19 (0.80)
$\Delta\overline{T}_b$	0	0.40	0.45	0.48	0.43
2002	289.88 (1.73)	291.46 (1.31)	292.30 (1.40)	292.29 (1.81)	291.77 (1.49)
$\Delta\overline{T}_b$	0	1.56	2.42	2.41	1.89

Figura 48 Confronto tra le temperature  $T_b$  negli anni 1995 e 2002

Una prima differenza riscontrabile nel valore di  $\overline{T}_b$  la si può notare tra la %ISA maggiore del 10% ed inferiore del 10%, infatti in questo caso vi è un incremento della temperatura di circa 0,4°C e 1,9°C, rispettivamente per il 1995 e il 2002, nel passaggio da aree rurali ad aree urbane. Inoltre, sono aumentate anche le temperature delle zone con differenti densità di sviluppo urbano. Nel 2002, la differenza tra la  $\overline{T}_b$  per l'area con la massima densità urbana e l'area rurale, aveva raggiunto i 2,41°C. Generalmente, la massima percentuale di ISA corrisponde anche alla massima temperatura  $\overline{T}_b$ , eccetto per il 2002, dove la temperatura di brillantezza media per le zone di massima densità ha assunto valori pressoché uguali a quelli per le zone a media densità urbana. La deviazione standard di  $\overline{T}_b$  riscontrata è piuttosto elevata nelle aree con percentuale ISA maggiore del 60% (

0,99 K nel 1995 e 1,81 K nel 2002), suggerendo che in queste zone, fortemente eterogenee, vi siano numerose e differenti strutture edilizie costruite con una vasta gamma di materiali. Al contrario, nelle aree con %ISA compresa tra il 10% ed il 40%, la deviazione standard è stata relativamente minore, grazie anche all'omogeneità delle tipologie costruttive presenti. Il valore della deviazione standard, per le aree urbane, è stato inferiore nel 1995 rispetto a quello calcolato nel 2002, questo è probabilmente dovuto al fatto che la  $T_b$  nel 1995 è stata calcolata a partire dalla banda termica del Landsat TM e convertita, dalla risoluzione originale di 120m, ad una risoluzione spaziale di 30m. Mentre, il valore di  $T_b$  calcolato nel 2002 è stato ottenuto dalla banda termica del Landsat ETM+ ed adattato alla risoluzione di 30m partendo da quella originaria di 60m. Quindi nel 2002, la temperatura  $T_b$ , può aver avuto variazioni leggermente maggiori anche a causa della maggior risoluzione del sensore ETM+ il quale era in grado di percepire maggiori dettagli.

La figura seguente mostra l'entità e la variazione della  $T_b$  per differenti percentuali di ISA.

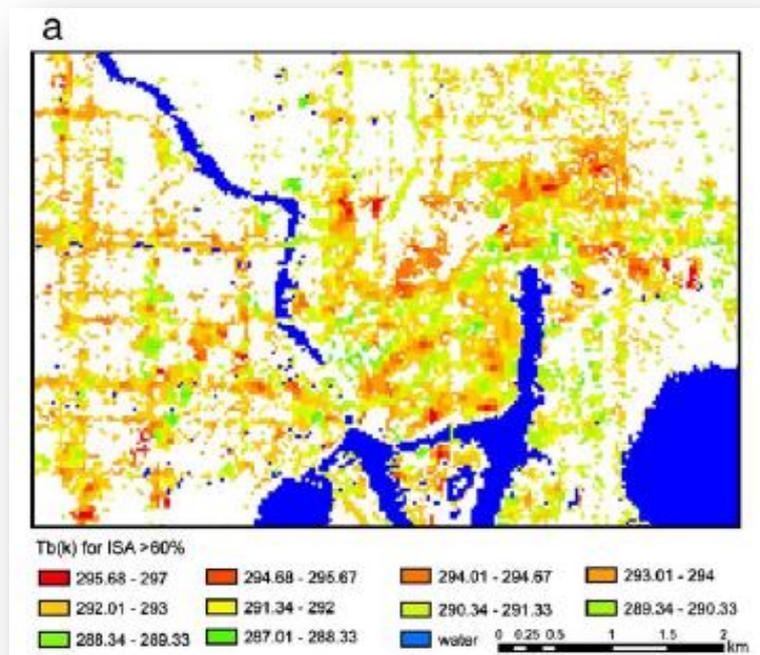


Figura 49  $T_b$  associata alla categoria di ISA > 60%

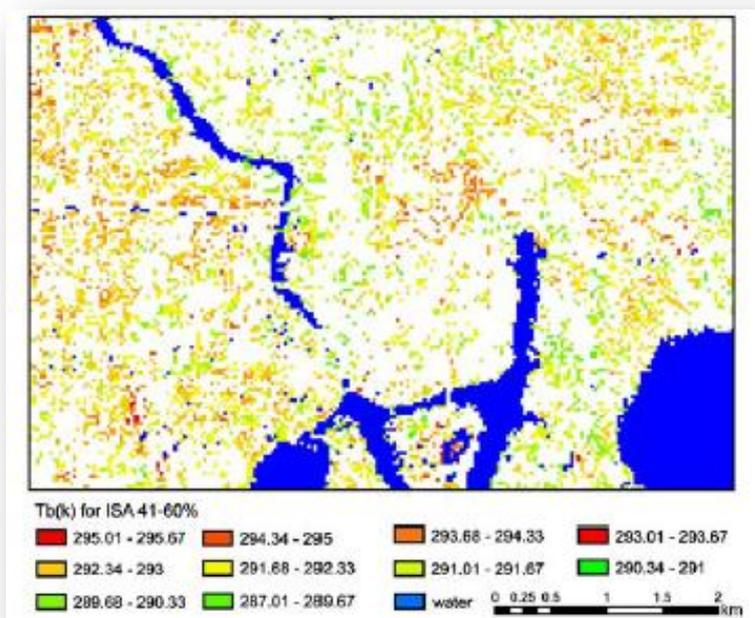


Figura 50  $T_b$  associata alla categoria di ISA 41-60%

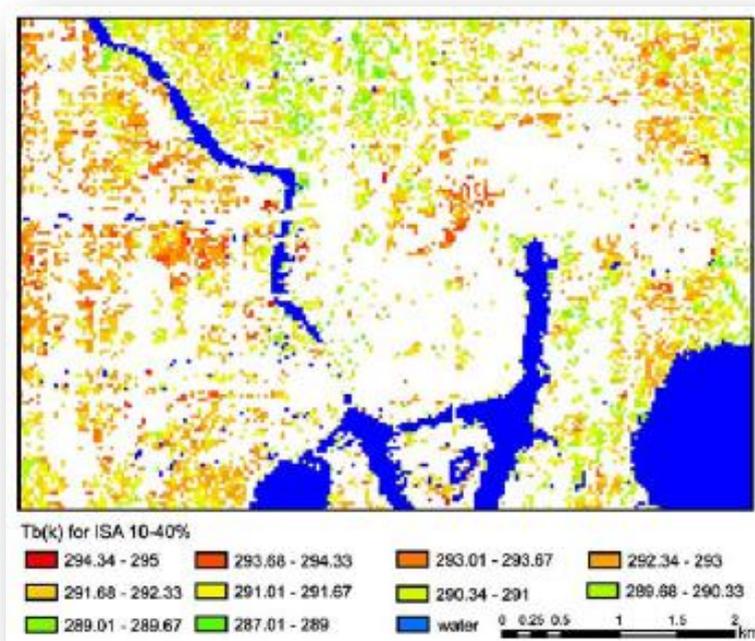


Figura 51  $T_b$  associata alla categoria di ISA 10-40%

La distribuzione spaziale della  $T_b$  suggerisce un aumento della stessa causato dalla sostituzione dei terreni naturali con superfici impermeabili, come il cemento, la

pietra o il metallo. La percentuale di superfici impermeabili associata alla temperatura media  $\bar{T}_b$  può essere espressa attraverso anche gli effetti generali dell'isola di calore urbano, come mostrato in figura.

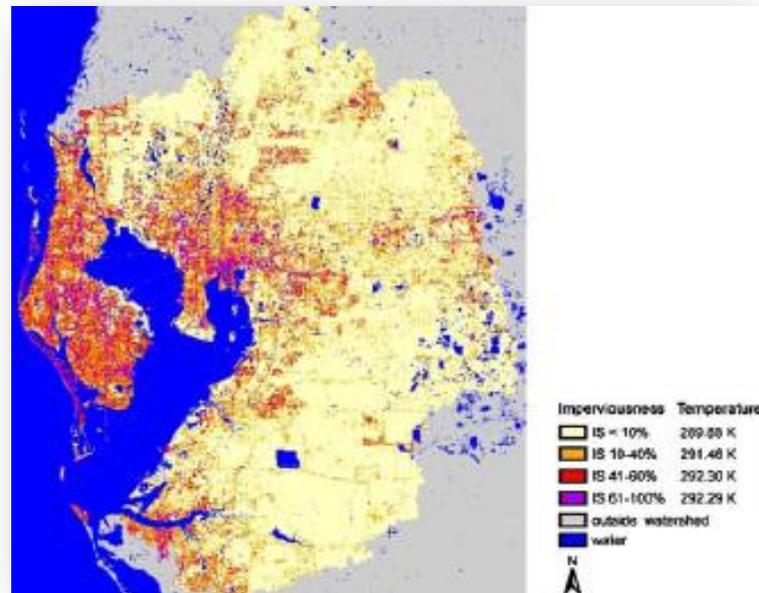


Figura 52 Temperatura media in relazione con le tre densità urbane

### 3.3.6 Analisi dei risultati ottenuti a Las Vegas

I valori di ISA sono stati calcolati per la valle di Las Vegas attraverso le immagini Landsat del 1984 e del 2002. L'estensione dell'area con un percentuale di superfici impermeabili maggiori del 10% era di 290 kmq nel 1984, mentre nel 2002 (anno in cui è stato realizzato l'analisi) è diventata pari a 620 kmq. La temperatura media  $\bar{T}_b$  calcolata per ogni categoria di impermeabilità è stata ricavata adottando lo stesso metodo utilizzato per Tampa Bay.

Year	ISA <10%	ISA 10-40%	ISA 41-60%	ISA >60%	ISA ≥10%
1984	305.20 (2.19)	303.74 (2.28)	304.21 (1.38)	304.64 (1.43)	304.35 (1.56)
$\Delta\bar{T}_b$	0	-1.46	-0.99	-0.56	-0.84
2002	312.85 (2.48)	312.09 (2.19)	312.26 (2.25)	313.0 (2.51)	312.50 (2.35)
$\Delta\bar{T}_b$	0	-0.76	-0.60	0.15	-0.35

Figura 53 Confronto tra le temperature  $T_b$  negli anni 1984 e 2002

Una sostanziale differenza con i risultati ottenuti per Tampa Bay è che in questo caso sono apparse delle differenze negative tra  $\overline{T_b}$ , nel caso di %ISA maggiore del 10% , e  $\overline{T_b}$  nel caso di %ISA minore del 10%. L'entità delle differenze sono all'incirca di  $-0,84^\circ\text{C}$  per il 1984, e di  $-0,35^\circ\text{C}$  per il 2002. In generale, l'area urbana è stata trovata più fredda rispetto all'ambiente rurale circostante.

La deviazione standard per la categoria rurale è stata di 2,19K nel 1984 e di 2,48K nel 2002, suggerendo che, esistono variazioni moderate di temperatura ma che sostanzialmente non cambiano nel tempo. Tuttavia, il valore di  $\sigma$  per l'area urbana è stato pari a 1,56K nel 1984 e di 2,35K nel 2002, indicando le variazioni di temperatura come una conseguenza diretta dei cambiamenti degli usi e delle coperture del territorio nell'area investigata.

La deviazione standard della temperatura media  $\overline{T_b}$  nelle classi di bassa densità, media densità ed alta densità urbana, assume rispettivamente i seguenti valori: 2,19K, 2,25K e 2,51K nel 2002, indicando le variazioni delle proprietà strutturali comprese in queste zone. I valori di temperatura media in queste aree valutate nel 2002 appaiono maggiori rispetto a quelli del 1984. Osservazioni terrestri, raccolte prima del 1990 mostravano che la maggior parte dei tetti delle abitazioni residenziali a Las Vegas erano stati costruiti con elementi singoli costituiti di asfalto. Da allora, la maggioranza delle coperture delle strutture residenziali e commerciali furono costruite con tegole in argille/fibra di cemento. Gli edifici nelle vicinanze di Las Vegas ed anche il centro della città sono, com'è noto, principalmente alberghi e strutture di intrattenimento, questo può aiutare a capire l'eterogeneità termica che caratterizza quest'area, specialmente nelle zone di media ed alta densità di superfici impermeabili.

La figura seguente mostra la distribuzione della temperatura  $T_b$  nel 1984 e nel 2002 in relazione con le zone ad alta densità urbana.

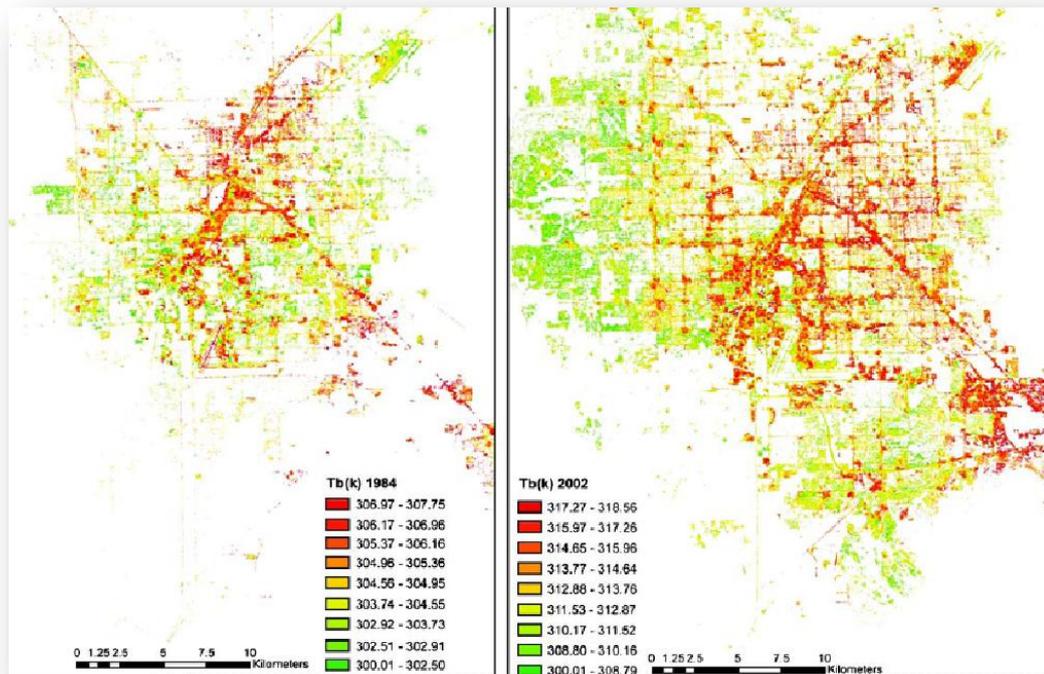


Figura 54  $T_b$  in aree con %ISA>60 nel 1984 a sinistra e nel 2002 a destra

Molti “hot spots” (*punti caldi*) osservati dal satellite nel 1984, erano ubicati nel centro della città ma, a causa dell’estesa urbanizzazione subita dalla città in questi ultimi anni, nuovi “hot spots” sono apparsi in direzione sud-est (come si può notare nella seconda immagine di fig.25).

Nuove aree di costruzione sul lato ovest di Las Vegas non hanno causato un forte innalzamento della temperatura, pur avendo ampie aree ad alta densità di superfici impermeabili. È possibile spiegare questo fenomeno di “raffreddamento” dall’utilizzo di materiali da costruzione meno assorbenti dal punto di vista del calore, nonché dal largo impiego di vegetazione. Al contrario, una centrale elettrica ed alcune industrie sul lato sud-est della città hanno contribuito ad innalzare il valore di  $T_b$ .

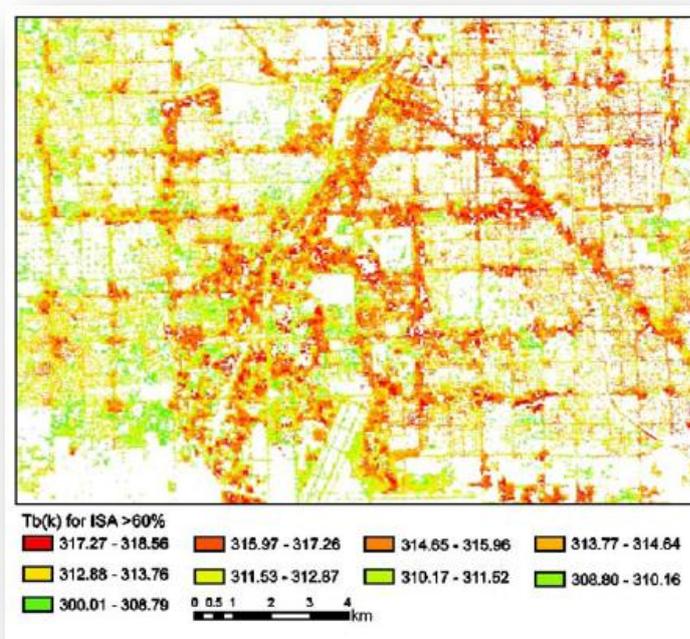


Figura 55  $T_b$  associata alla categoria di ISA > 60%

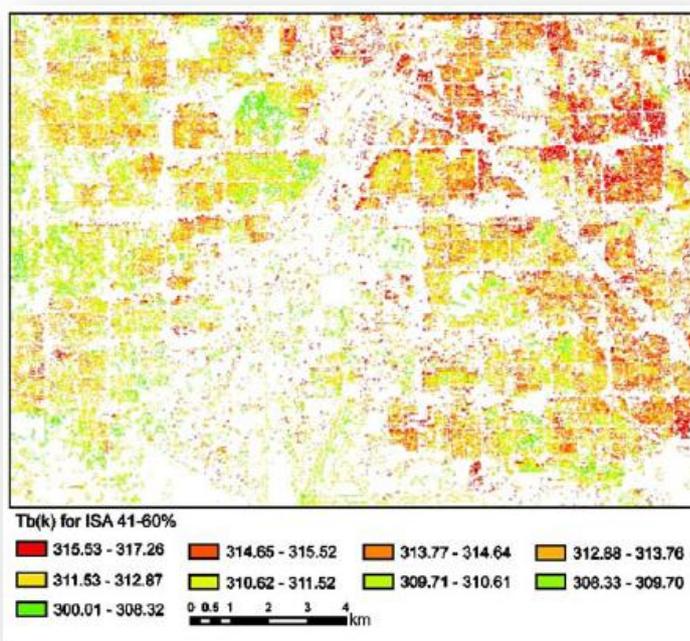


Figura 56  $T_b$  associata alla categoria di ISA 41-60%

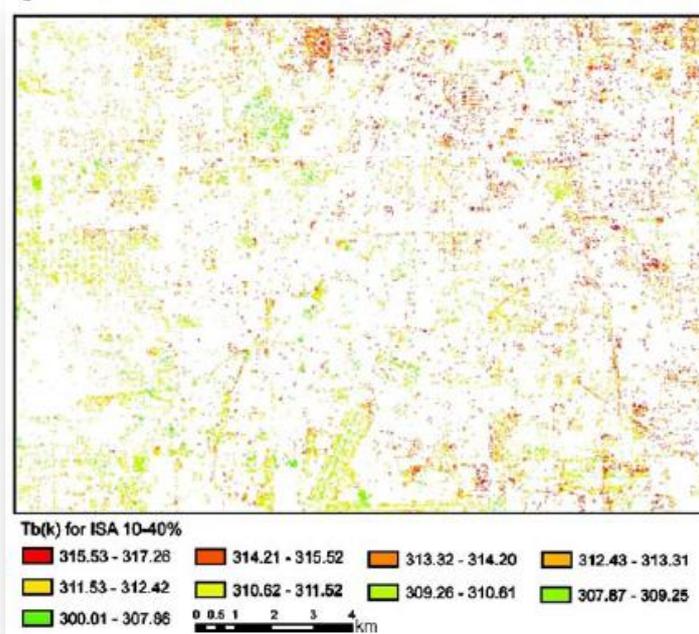


Figura 57  $T_b$  associata alla categoria di ISA 10-40%

Gran parte del centro di Las Vegas è classificato come zone a media-alta densità di sviluppo urbano e l'effetto termico generale per la valle è mostrato dalla figura seguente.

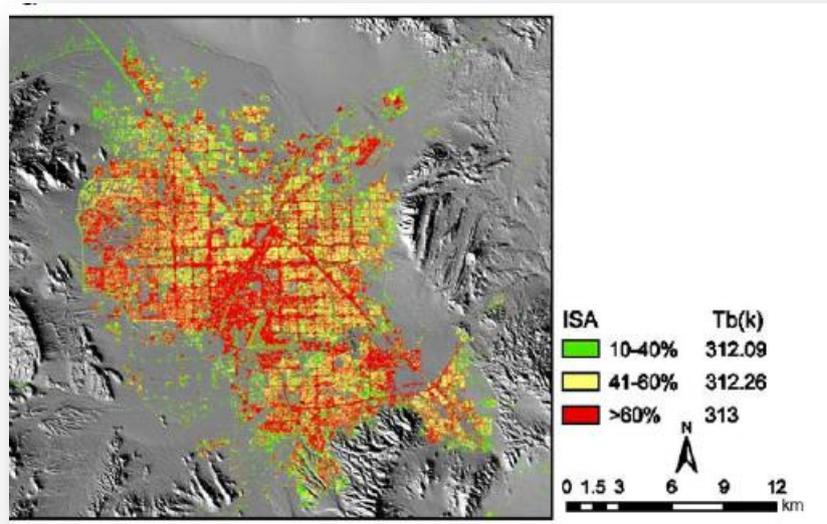


Figura 58 Temperatura media in relazione con le tre densità urbane

Il gradiente termico proveniente dal centro e diretto verso il bordo della città può essere riassunto dalla transizione di calore dalle zone ad alta percentuale di ISA, alle zone con valori medi di superfici impermeabili fino alle aree “fredde” con basse percentuali di ISA.

La temperatura media  $\overline{T_b}$  per le aree non urbane è maggiore di quella individuata nei territori antropizzati, ma inferiore rispetto a quella delle aree ad alta intensità di sviluppo urbano. In generale, i cambiamenti di destinazione dei suoli e la trasformazione delle coperture degli stessi ha creato un effetto di raffreddamento giornaliero nelle zone a bassa-media densità urbana, ed accentuato l'isola di calore urbano nelle aree ad alta densità urbana.

### 3.3.7 Impermeabilità, NDVI e $T_b$

L'indice NDVI può essere visto come un surrogato per esprimere la quantità di copertura vegetale, in cui la misurazione della temperatura superficiale è influenzata dalle differenze di  $T_b$  tra il suolo ed il *canopy layer*. Per le aree non vegetate, il sensore del satellite misura la temperatura radiometrica delle superfici illuminate dal sole, come ad esempio le rocce. Tuttavia, per le aree vegetate, la temperatura radiativa registrata dal sensore è molto vicina alla temperatura della superficie fogliare.

Per una migliore comprensione della relazione che intercorre tra l'indice NDVI, le diverse categorie di ISA, e la temperatura  $T_b$ , è stato confrontato il valore medio di NDVI per le diverse classi di densità urbana, sia per la valle di Las Vegas che per la regione di Tampa Bay.

Year	ISA <10%	ISA 10–40%	ISA 41–60%	ISA >60%	ISA ≥ 10%
1995	151.76 (11.85)	146.94 (11.38)	139.51 (11.77)	128.94 (16.24)	142.29 (14.11)
2002	148.25 (12.33)	139.55 (11.56)	130.33 (10.68)	118.02 (14.95)	133.94 (14.98)

Figura 59 Valor medio di NDVI ( e deviazione standard) per diverse %ISA in Tampa Bay

Si possono riscontrare generalmente dei valori più bassi di NDVI per le aree urbane rispetto alle zone rurali, inoltre vi è una costante diminuzione del valore medio dell'indice con l'aumentare della percentuale di superfici impermeabili.

Come è facile prevedere, una bassa impermeabilità corrisponde ai più alti valori di NDVI a causa del predominio della vegetazione in queste aree rispetto alle altre tipologie di coperture.

Al contrario, le aree ad alta densità di sviluppo urbano, comprese le strutture di tipo commerciale, industriale ed alcune residenziali che sono costituite da una minor quantità di verde, forniscono bassi valori dell'indice NDVI. È inoltre evidente, dalla tabella precedente, che la deviazione standard  $\sigma$  per l'area urbana è maggiore che per la zona rurale, infatti la vegetazione urbana è costituita dall'unione del *canopy layer* urbano con il verde residenziale, dando origine ad una vegetazione decisamente irregolare. Questo fenomeno è ben visibile nelle zone con percentuale di ISA e lo si può apprezzare dalla figura seguente.

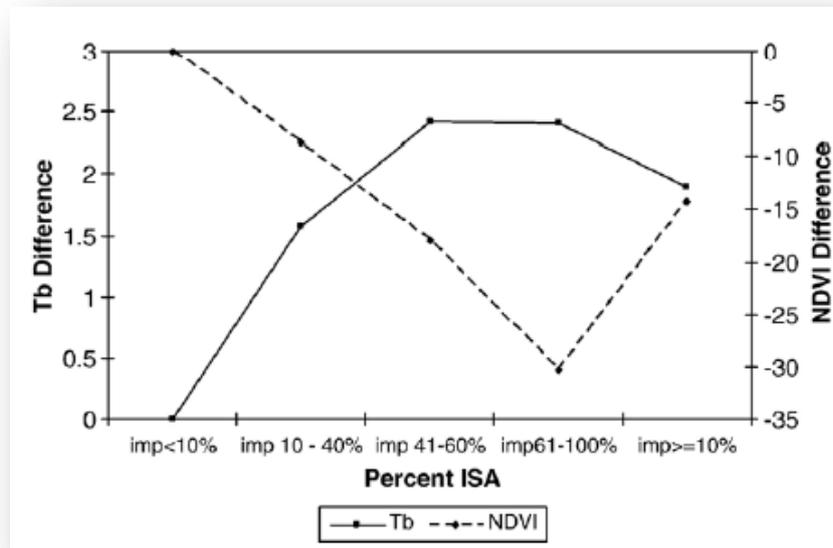


Figura 60 Valori medi di temperatura e di NDVI in funzione della percentuale di ISA nel 2002 in Tampa Bay

Nelle zone rurali, la folta vegetazione naturale riduce la temperatura registrata dal sensore provocando un relativo abbassamento di  $T_b$ . Al crescere della densità di

sviluppo urbano, il valore medio di NDVI diminuisce e la temperatura  $T_b$  aumenta progressivamente.

Al contrario, la valle di Las Vegas si comporta molto diversamente da Tampa Bay, dove la vegetazione naturale è disposta in modo sparso nelle zone rurali, mentre nelle aree urbane, la maggior parte di vegetazione è costituita da verde residenziale e quindi da alberi e prati erbosi. La vegetazione delle zone commerciali invece è un aggregato di prati, alberi ed arbusti.

Year	ISA <10%	ISA 10–40%	ISA 41–60%	ISA >60%	ISA ≥10%
1984	107.25 (4.31)	111.92 (9.81)	112.29 (7.96)	107.26 (7.14)	110.32 (8.46)
2002	110.36 (7.44)	112.92 (10.3)	117.31 (9.50)	112.16 (8.48)	114.08 (9.55)

Figura 61 Valor medio di NDVI ( e deviazione standard) per diverse %ISA in Las Vegas

Come si può vedere, la distribuzione del valor medio di NDVI a Las Vegas è inversa a quella precedentemente trovata per Tampa Bay, infatti le aree urbane possiedono un maggior quantità di verde rispetto alle zone rurali circostanti, e questo fattore esiste indipendentemente dall'anno a cui facciamo riferimento. Inoltre le aree urbane di Las Vegas hanno anche deviazioni standard maggiori rispetto alle zone rurali, il che indica una maggior dispersione delle aree vegetate. La massima variazione di densità di vegetazione è stata riscontrata nelle aree con una percentuale di superfici impermeabili compresa tra il 40% ed il 60%.

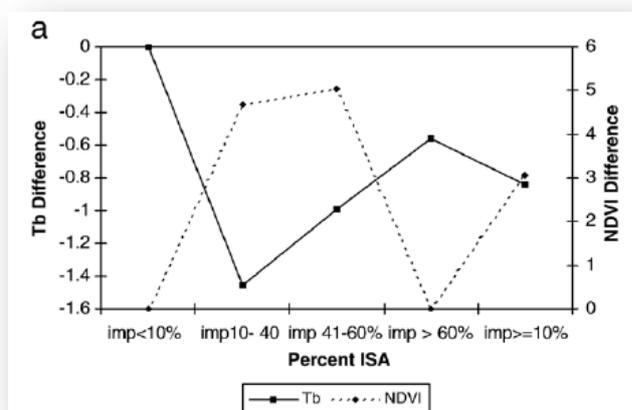
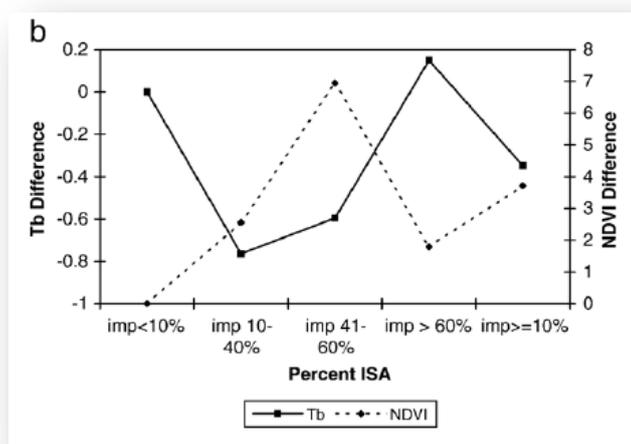


Figura 62 Valori medi di temperatura e di NDVI in funzione della percentuale di ISA nel 1984 a Las Vegas



**Figura 63** Valori medi di temperatura e di NDVI in funzione della percentuale di ISA nel 2002 a Las Vegas

L'effetto di "raffreddamento" nelle zone a bassa-media densità di sviluppo urbano sembra essere causato da una copertura vegetativa costituita soprattutto da alberi. In queste zone, l'alto valore di media dell'indice NDVI ha contribuito ad abbassare la temperatura  $\overline{T}_b$  di quasi un grado nel 1984, e di circa un grado e mezzo nel 2002. Al contrario nel 2002, non si è registrato alcun abbassamento di temperatura nelle aree ad alta densità di sviluppo urbano, anche se il valor medio dell'indice NDVI è risultato più rispetto alle zone rurali. Molto probabilmente, la predominanza di parcheggi, alti edifici (come gli hotel) e le strutture di intrattenimento, hanno impedito l'effetto di raffreddamento portato dalla maggiore vegetazione. La *vegetazione urbana* in questo caso non è stato in grado di contrastare l'alta percentuale di ISA.

### 3.3.8 Conclusioni

Le variazioni di temperatura  $T_b$  che determinano i modelli termici della superficie e la loro intensità, sono profondamente influenzati dall'estensione delle aree urbane, dalla densità di sviluppo nonché dai cambiamenti di destinazione dei suoli e delle loro coperture. Quindi una conseguenza diretta, della trasformazione dei

terreni naturali in superfici impermeabili è una netta variazione delle proprietà termiche, come la capacità e la conduttività termica, sia dal punto di vista spaziale che temporale. I risultati presentati in questo studio mostrano che la densità di sviluppo urbano, definita dalla percentuale di superficie impermeabile, ha significativi effetti sulla temperatura radiante.

La temperatura media  $\overline{T_b}$  emessa dalle superfici, ottenuta mediante immagini ad infrarossi Landsat, può essere utilizzata come un mezzo di aggregazione per rappresentare le caratteristiche termiche delle superfici indagate. Quindi, i modelli che descrivono la distribuzione delle temperature sulla superficie urbana, permettono la comprensione delle condizioni climatiche dell'ecosistema circostante, e sono direttamente collegati agli impatti antropici dell'area.

Quindi, il simultaneo utilizzo dei dati ottenuti dalla percentuale di ISA, dall'indice NDVI e dalle temperature superficiali possono descrivere efficacemente la distribuzione spaziale e temporale della struttura termica urbana.

### **3.4 Combinazioni di immagini termiche ed immagini LIDAR<sup>33</sup> per la mappatura urbana**

In questo paragrafo si analizza lo studio svolto da Daniel O'Donohue, Steven Mills, Simon Kingham, Phil Bartie, and David Park espresso nell'articolo: "Combined Thermal-LIDAR Imagery for Urban Mapping" e pubblicato nell'Image and Vision Computing New Zealand, International Conference (2008). Se il concetto di termografia inizia ad essere un ormai noto e fortemente studiato, lo stesso non si può dire della raccolta di dati aerei su vasta scala in ambito

---

<sup>33</sup> **LIDAR** : acronimo di *Light Detection and Ranging*, è una tecnica di telerilevamento attiva, che permette di individuare la distanza di un oggetto attraverso l'utilizzo di un impulso laser, misurando il tempo di volo fra l'emissione dell'impulso e la ricezione del segnale retro diffuso. Le caratteristiche che distinguono un sistema LIDAR ed uno radar, risiedono sostanzialmente nella tipologia di impulso emesso, se da una parte si utilizza un raggio laser, quindi operante ad una lunghezza d'onda pari a quella del visibile o dell'infrarosso vicino, dall'altra si lavora attraverso onde radio. La scansione laser (LiDAR) rappresenta una tecnologia efficiente per l'acquisizione dei modelli digitali del terreno e di superficie (DTM e DSM) di ampie porzioni di territorio. Questa tecnica, data la piccola lunghezza d'onda in cui agisce, consente di effettuare il profiling di parametri atmosferici di interesse meteorologico e climatologico con elevata risoluzione spaziale e temporale.

urbano, essendo questo ancora un progetto in fase di sperimentazione. In questo caso infatti sono necessarie alte risoluzioni spaziali su aree ragionevolmente estese. L'esempio seguente mostra le tecniche per ottenere ed utilizzare la termografia aerea ad alta risoluzione allo scopo di individuare in modo accurato le differenze di temperatura nell'ambiente urbano. L'utilizzo di un modello di elevazione, ricavato attraverso un sistema LIDAR, è servito soprattutto a dimostrare il potenziale della visualizzazione del paesaggio termico urbano, ma anche per prevedere la quantità di radiazione solare incidente su tutta la città.

L'utilizzo di immagini termiche come strumento di mappatura dell'ambiente urbano è in gran parte ristretto all'uso di piattaforme da satellitari ed aeree, sebbene alcune ricerche stiano tentando di utilizzare strutture elevate come piattaforme (Chudnovsky, Ben-Mor, Saaroni, "Diurnal Thermal Behaviour of Selected Urban Objects Using Remote Sensing Measurements" 2004). I satelliti, generalmente, forniscono dettagliate firme spettrali ma ad una bassa risoluzione geometrica, soprattutto nell'intervallo dell'infrarosso termico, perciò per utilizzare tali piattaforme per una mappatura termica, l'utente deve prendere in considerazione il territorio, la risoluzione temporale richiesta, l'effetto di diffusione ed assorbimento atmosferico ecc.

Sebbene, l'uso di piattaforme aeree non sopperisca a tutte le difficoltà incontrate con le immagini satellitari, esse forniscono una maggiore flessibilità per quanto riguarda i tempi di volo e la frequenza. Inoltre, grazie alle minori distanze che separano i sensori aerei dagli obiettivi, questi sono meno sensibili agli effetti atmosferici e hanno la possibilità di registrare dati ad una risoluzione spaziale migliore. La tabella seguente mostra il confronto tra le principali caratteristiche delle piattaforme aeree e satellitari.

	Piattaforma satellitare	Piattaforma aerea
<b>Risoluzione spettrale</b>	Alta	Bassa
<b>Risoluzione spaziale</b>	Bassa	Alta
<b>Stabilità della piattaforma</b>	Alta	Bassa
<b>Frequenza delle immagini</b>	Bassa	Alta

Quindi, per le motivazioni appena citate, nelle applicazioni di *urban thermal mapping*, risultano più indicate le immagini aeree nonostante queste comportino altri tipi di difficoltà. Il maggior difetto che esse hanno è nell'ambito della georeferenziazione, infatti le piattaforme aeree viaggiano secondo percorsi definiti dall'utente, a varie altezze e velocità, con un continuo adattamento al fine di mantenere una prospettiva verticale. Questa imprevedibilità nella traiettoria di volo complica ogni tentativo di automatizzare il processo (manuale) di georeferenziazione, d'altro canto, la maggior risoluzione spaziale potrebbe aiutare a meglio identificare la posizione dei GCP. Tuttavia, questo quasi sempre comporta una riduzione della *footprint image*, il che risulta un notevole svantaggio quando si considerano larghe aree omogenee.

#### **3.4.1 La visualizzazione dei dati**

La cattura e l'accuratezza della georeferenziazione di immagini termiche dettagliate fornirà un denso reticolato di informazioni, ma solo in due dimensioni. Se lo scopo è quello di mostrare il dato termico nel miglior modo possibile allora sarà necessario passare ad una rappresentazione a 2,5 dimensioni, o idealmente a 3. Questo può essere ottenuto combinando i database dei Sistemi Informativi Territoriali con un adeguato modello di elevazione digitale (DEM). Supponendo che sia i dati termici che quelli LIDAR siano stati acquisiti sulla medesima area e siano stati sottoposti alla stessa procedura di georeferenziazione, utilizzando un sistema di coordinate comune, allora è lecito adoperare il DEM per ottenere le informazioni di altezza da inserire nella mappa termica bi-dimensionale. Dal punto di vista grafico, un'immagine termica di un'area urbana in 2,5 dimensioni, risulta molto più accessibile ed interpretabile per qualsiasi tipologia di utenza, senza necessitare l'intervento di alcun specialista del settore.

### 3.4.2 Il Thermal-LIDAR mapping

Gli strumenti utilizzati sono principalmente due termocamere operanti nell'intervallo di lunghezze d'onda 7.5÷14 µm in formato video con sistema auto calibrante. La sensibilità nominale delle camere indicata è di 0.08°C.



**Figura 64** Una delle due termocamere montate sull'aereo: la pathfindIR

I percorsi dei voli sono stati progettati per riuscire ad includere un'alta varietà di ambienti urbani, attraversando l'intera città di Christchurch City (Nuova Zelanda) da est ad ovest. La distanza tra due percorsi è stata calcolata dall'impronta della scena proveniente dal campo di vista da ogni telecamera. Il risultato di questo calcolo è stato quindi utilizzato per determinare la risoluzione spaziale basata su una risoluzione d'immagine di 320 x 240 pixel, il che ha portato a realizzare percorsi di volo distanti 300 metri l'uno dall'altro, ad un'altezza di 2500 piedi. I voli sono stati realizzati il 14 luglio 2008.

Il pre-processing consiste in una conversione dei frame video in immagini, mentre il passaggio da radianza a temperatura è stato eseguito attraverso la formula:

$$T = \frac{P - P_{\min}}{T_{\max} - T_{\min}} + T_{\min}$$

dove:

T = è la temperatura misurata della superficie

P = è il valore misurato del pixel

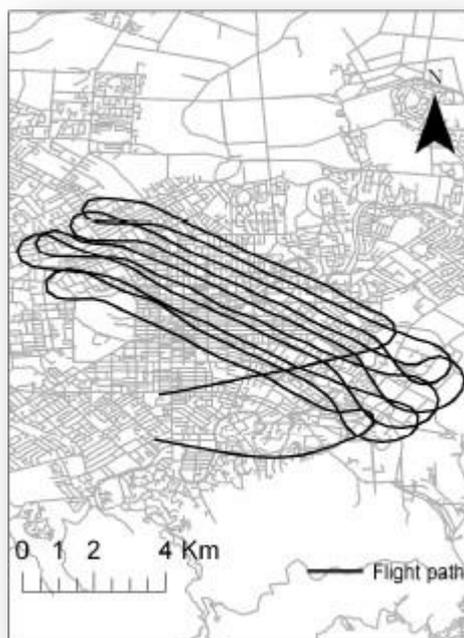
P<sub>min</sub> = è il valore del pixel più basso assegnato nella scala

T<sub>max</sub> = è la temperatura massima sulla scala

T<sub>min</sub> = è la temperatura minima sulla scala

Ciò, presuppone che vi sia una correlazione lineare a la temperatura superficiale e l'intensità registra dell'immagine.

A questo punto il set di immagini deve essere cucito in un unico elemento, ed è stato realizzato attraverso lo strumento Photomerge di Photoshop, in quanto esso offriva la possibilità di riposizionare le immagini in un piano. Questo ha ridotto notevolmente la distorsione di linearità che si avrebbe avuto utilizzando altri metodi di mosaicatura, i quali assemblano le immagini nell'intorno del punto centrale.

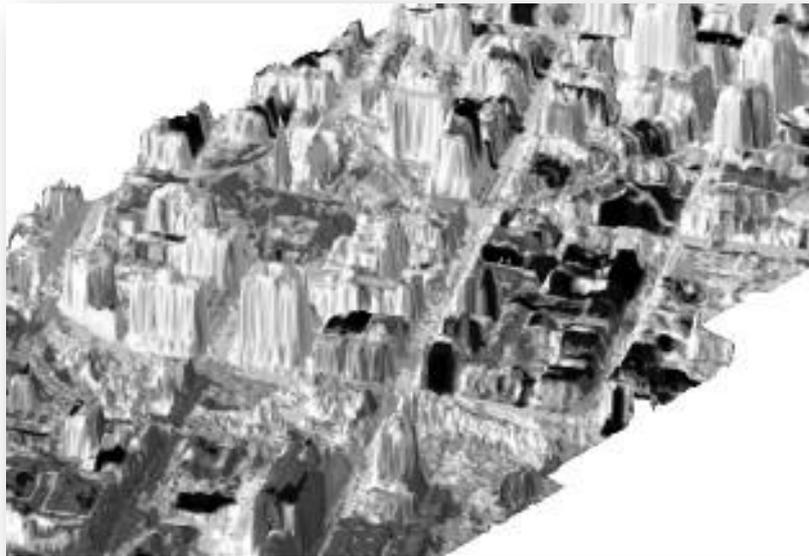


**Figura 65** Le linee nere mostrano i percorsi di volo per l'acquisizione di Christchurch.

Il panorama risultante è stato quindi georeferenziato utilizzando una rete stradale esistente come riferimento in ArcGIS, che perciò, ha creato una mappa termica di lunghezza pari a 3,2 Km e 443 metri di larghezza.

### 3.4.3 Integrazione con i dati LIDAR

L'immagine finale è stata poi caricata in ArcGIS e combinata con una mappa LIDAR della città di Christchurch. I risultati sono mostrati nella figura successiva.



**Figura 66** Mosaico dell'immagini termiche spalmato sul modello di elevazione digitale LIDAR

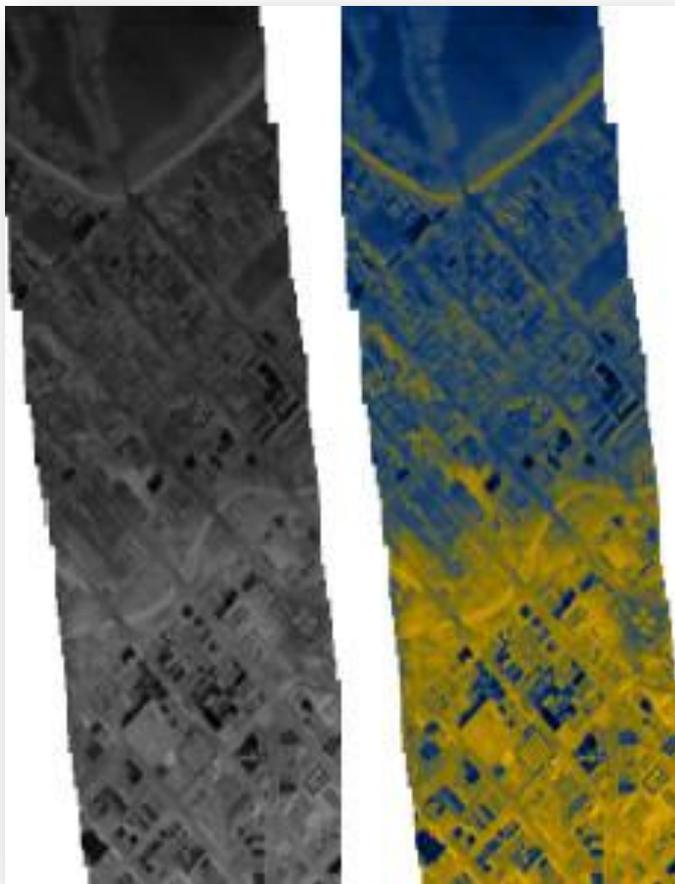
I dati LIDAR sono stati utilizzati anche per produrre mappa di previsione della radiazione solare incidente in input per ogni pixel. In questo caso, sono stati tenuti in considerazioni numerosi fattori come l'altezza, la superficie, la posizione e lo skyview relativo al percorso solare.



**Figura 67** Mappa della radiazione solare derivata dai dati LIDAR. Copre all'incirca la stessa area dell'immagine precedente.

### 3.4.4 Risultati ed Analisi

Dalle immagini si evidenzia l'esistenza del fenomeno dell'isola di calore urbano, difatti le temperature registrate nelle aree lontane dal centro sono di circa 2°C più basse rispetto a quelle del centro.

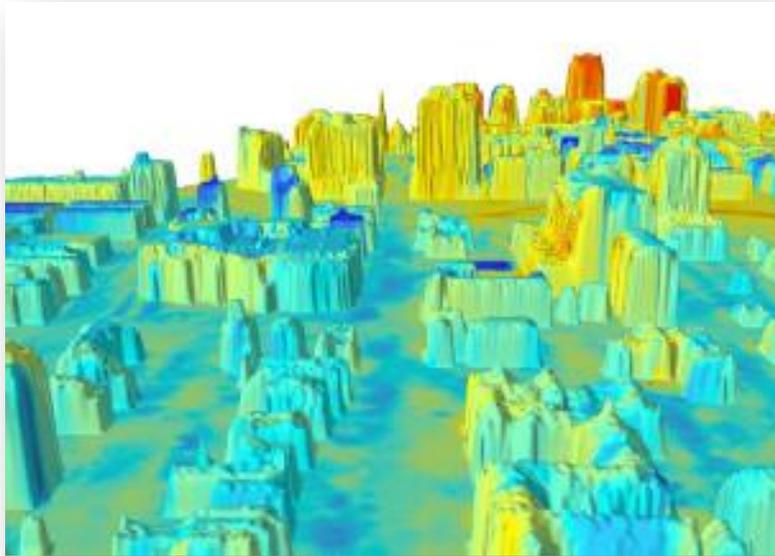


**Figura 68** Nell'immagine di sinistra è rappresentata la temperatura attraverso una scala di grigi in cui si nota la differenza di temperatura tra il centro urbano( in basso) ed il parco (in alto). All'immagine di destra è stata applicata una palette di colori che rende più evidente il gradiente termico (giallo=caldo, blu=freddo)

Sebbene, i valori assoluti non siano propriamente coerenti, queste immagini offrono anche all'utente occasionale una rappresentazione grafica delle proprietà termiche della superficie urbana. Combinando i dati territoriali ad immagini ad alta risoluzione con i dati di elevazione LIDAR, è quindi possibile creare una rappresentazione più realistica dell'ambiente cittadino, attraverso una visione a 2.5 dimensioni dell'andamento della temperatura.

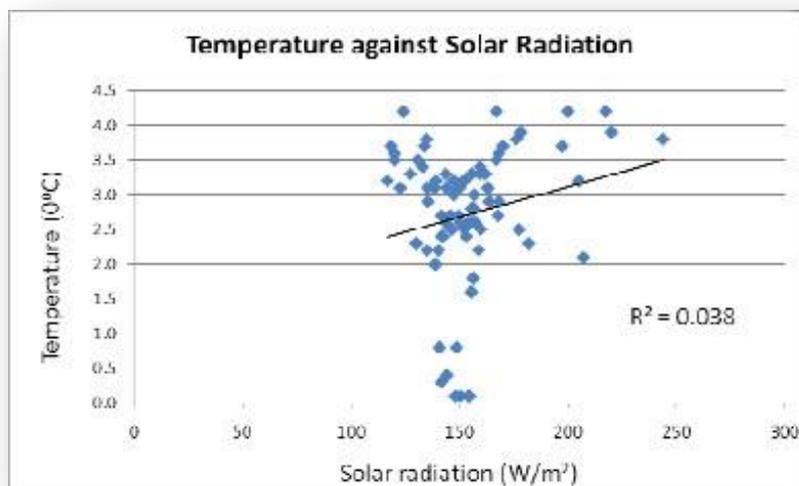
In prima analisi si sono individuati gli edifici con temperature più elevate rispetto a quella dell'aria, notando successivamente, la loro posizione centrale rispetto al

centro urbano. Attraverso operazioni di buffering e procedimenti di classificazione, si è cercato di esporre i pixel che rappresentavano gli edifici, ed anche se limitato, tale metodo ha permesso di creare una mappa raffigurante le costruzioni alle quali corrispondono le massime dispersioni di calore.

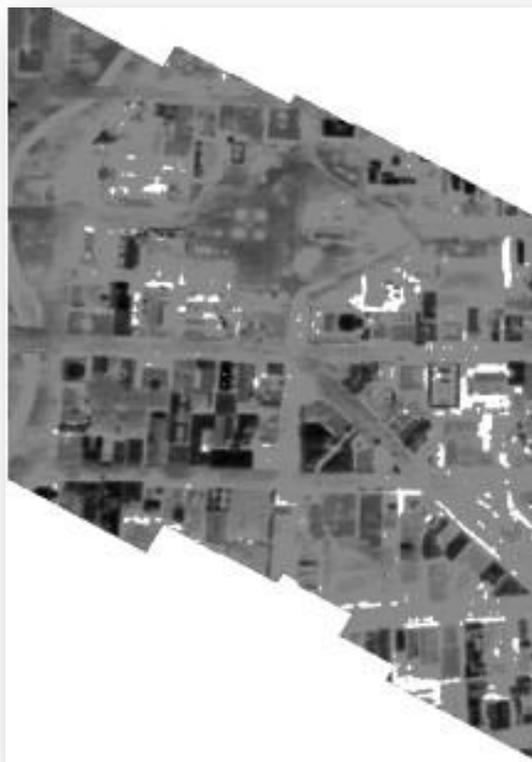


**Figura 69** L'immagine a 2.5 dimensioni offre una veduta più realistica dell'ambiente urbano

Nonostante, l'analisi delle mappe di temperatura, risultino di difficile comprensione, a causa dei molteplici fattori che influenzano il valore misurato, è stata svolta una prima analisi sugli effetti della radiazione solare.



**Figura 70** Radiazione solare vs. Temperature osservate



**Figura 71** Mappa delle aree con temperature maggiori di quelle ambientali (in bianco)

### 3.4.5 Conclusioni

Al fine di acquisire le immagini termiche di Christchurch City, due camere termiche hanno sorvolato la città, ottenendo delle immagini che hanno permesso di costruire mappe di temperatura assoluta e relativa. I dati di elevazione LIDAR sono stati utilizzati per creare una rappresentazione realistica dell'ambiente urbano a 2.5 dimensioni. L'analisi dei valori di temperatura, ha portato chiaramente alla luce le differenti proprietà termiche della superficie indagata, oltre all'identificazione del fenomeno dell'isola di calore urbano. Attraverso l'isolamento di pixel con valori di temperatura maggiori di quella dell'aria, è stata mappata la dispersione di calore proveniente dalle costruzioni. In ultimo, per le medesime aree, sono stati confrontati i valori di temperatura misurati con le rispettive previsioni di radiazione solare, i cui risultati hanno portato alla conclusione che la radiazione solare incidente non è un indicatore sufficiente per spiegare l'andamento della temperatura all'interno di un ambiente urbano. In futuro, si auspica la possibilità di analizzare una più ampia serie di dati attraverso

anche un processo automatizzato. Inoltre, ci si concentrerà sulla separazione dei diversi fattori che influenzano la temperatura osservata, compresi i materiali da costruzione, il consumo di energia e la tipologia di isolamento.

### **3.5 Mappe di dispersione del calore: il caso di Londra**

La maggior parte dell'energia elettrica e dell'energia termica vengono utilizzate in ambito urbano, residenziale e commerciale. Buona parte di queste fonti energetiche sono destinate alla climatizzazione dei locali (riscaldamento invernale e raffrescamento estivo). Altra voce importante di spesa energetica è rappresentata dagli elettrodomestici ed apparati elettrici ed elettronici come tv radio, computer ecc., mentre l'illuminazione rappresenta una piccola quota dei consumi totali (circa il 2%) ma non irrilevante, in quanto rappresenta comunque il 15% dei costi dell'energia elettrica mediamente consumata in interni civili. Quindi, sul 100% di energia finale consumato in casa, soltanto il 2% serve all'illuminazione, il 5% per cucinare e per gli elettrodomestici, mentre il 15% per il rifornimento di acqua calda e il 78% per il riscaldamento, se poi si ha un impianto di raffrescamento/condizionamento estivo si deve aggiungere un buon 25% in più di consumi energetici (dati Energoclub, 2009).

Recenti studi hanno mostrato che, in una tipica abitazione inglese circa un terzo del calore prodotto da un sistema centralizzato di riscaldamento è velocemente disperso attraverso il tetto, pareti, muri perimetrali, porte e finestre. Questo significa che, per un'abitazione monofamiliare, il 33% del riscaldamento viene sprecato, con tutte le conseguenze negative che ciò apporta.

Questo ha posto il problema di una più attenta pianificazione territoriale nonché progettuale, ma per meglio comprendere la reale dispersione di calore di ogni singolo edificio ed il contesto termico nel quale esso è immerso, è stata introdotta una mappa di dispersione del calore (*Heat Loss Map*) che integra all'interno di

una cartografia i dati termici acquisiti a più livelli, satellite, aereo e termocamere terrestri.



**Figura 72** Passaggio da un'immagine termica (parte in grigio) a una Heat Loss Map ( parte colorata)

### 3.5.1 Come creare una Heat Loss Map

Le fasi pratiche per la realizzazione di una mappa di dispersione del calore sono:

- 1) Raccolta dei dati: generalmente lo studio delle perdite di calore viene eseguita nei mesi invernali, mentre l'orario ottimale per l'acquisizione dei dati è circa due ore dopo il tramonto. In questo modo è garantita, contemporaneamente una buona dispersione della radiazione solare, la presenza di una qualsiasi tipologia di riscaldamento artificiale, la cui dispersione è l'obiettivo della mappa. Generalmente, il dettaglio spaziale richiesto per questo tipo di applicazioni è molto elevato, così che risulta preferibile, ove possibile, ottenere le osservazioni termiche mediante piattaforme aeree ad elevata risoluzione geometrica (ad esempio ATLAS). In questo esempio i dati sono stati raccolti mediante il sensore di Horton

Levi, un sensore militare montato all'interno di camere Pilkington Optronics con sistema stabilizzante e guida satellitare.

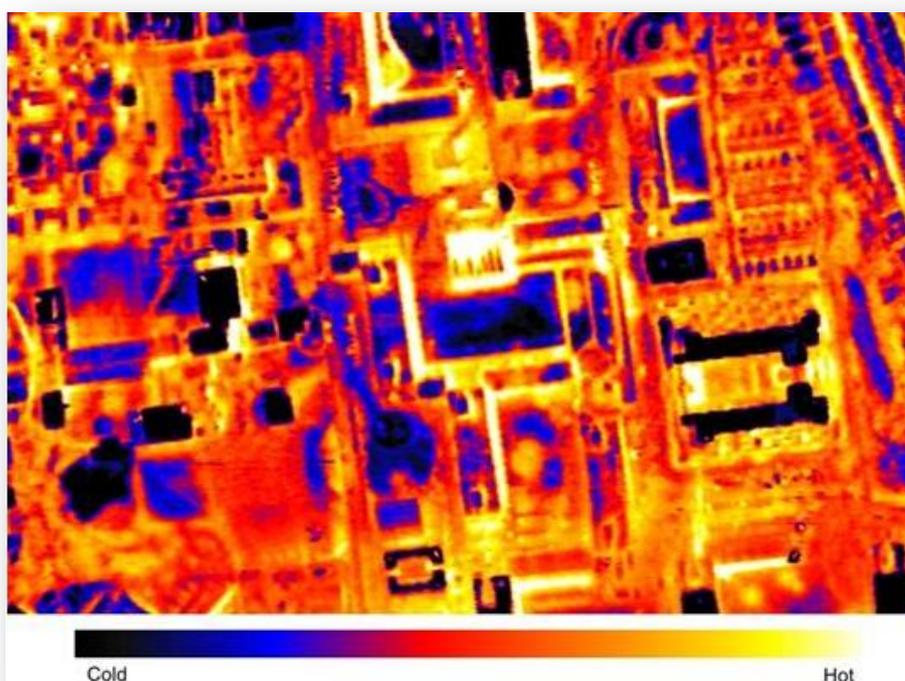


Figura 73 Dato grezzo catturato dopo l'indagine

La ripresa è avvenuta ad una altitudine di circa 2000 metri, realizzando strisciate parallele lungo tutta l'area di indagine con larghezza di 400 metri. Ogni fascia consente una sovrapposizione di 50 metri su entrambi i lati. Una volta realizzato il video in scala di grigi, esso viene convertito in singole scene mediante l'utilizzo di un software. Il risultato, nel caso di Londra, è stato poco più di 36.000 immagini, di cui la figura seguente ne è un esempio.

- 1) Analisi dei dati grezzi: dall'immagine precedente si può vedere come sia difficile per un semplice utente, quindi senza una grande esperienza in questo campo, dare un'interpretazione sensata ai dati grezzi. Certo, risulta evidente che i grandi edifici in nero sono "freddi" e quelli bianchi invece "caldi", ma cercando di analizzare una casa qualsiasi all'interno di un quartiere ad occhio nudo tutto ciò si complica notevolmente. Per questo motivo la soluzione migliore è l'uso di software professionali in grado di leggere, processare e analizzare le informazioni ottenute da immagini geospaziali. L'immagine è in scala di grigi con 256 livelli di intensità ed

ognuna di queste tonalità rappresenta una diversa perdita di calore, dal nero (corrispondente ai valori più bassi di temperatura ed indicato con 000) al bianco (corrispondente ai valori più alti di temperatura ed indicato con 255). Utilizzando lo strumento “contagocce” (*eyedropper*) presente in un qualsiasi software di imaging, l’utente può, al passaggio del mouse su di un qualsiasi pixel, individuare immediatamente il valore corrispondente nella scala di grigi. L’occhio umano naturalmente, è più propenso ad una visualizzazione a colori, perciò, sempre con l’aiuto di un software, è possibile applicare una palette a colori all’immagine, permettendo una ben più rapida ed accattivante visione d’insieme.



**Figura 74** Applicazione di una palette a colori per aiutare l’individuazione delle zone a maggior temperatura

- 2) Georettificazione: un altro problema pratico che si deve affrontare durante la manipolazione dei dati grezzi è quello di riuscire ad individuare l’immagine particolare che si desidera osservare. Anche l’indagine di un quartiere di piccole dimensioni come Haringey, di soli 30 km<sup>2</sup>, ha più di 600 singole immagini contenute in 16 differenti percorsi, quindi trovare una qualsiasi via potrebbe richiedere molto tempo. Fortunatamente, è

possibile mosaicare le immagini in modo tale ottenere un'unica mappa senza soluzione di continuità che può poi essere sovrapposta ad una cartografia già esistente. La georettificazione è il processo di allineamento dei dati grafici su di una superficie bidimensionale in modo che corrisponda esattamente con un sistema di proiezione cartografica. Le immagini aeree richiedono questo tipo di processamento per correggere le distorsioni apportate dal volo dell'aeromobile, dall'alterazione nel livello del terreno e dalla curvatura terrestre. Attualmente purtroppo, per le immagini termiche non vi è alcun modo di automatizzare queste operazioni, in pratica, ciò significa che i punti di riferimento, GCP (punti doppi o *Ground Control Points*), vengono riportati manualmente su ogni singola immagine insieme ai loro corrispettivi omonimi sulla mappa. La scelta dei punti di riferimento è di notevole importanza perché la bontà, espressa in termini di precisione, con la quale si rilevano le coordinate di questi punti, si ripercuoterà in seguito su tutti gli altri punti georeferenziati.

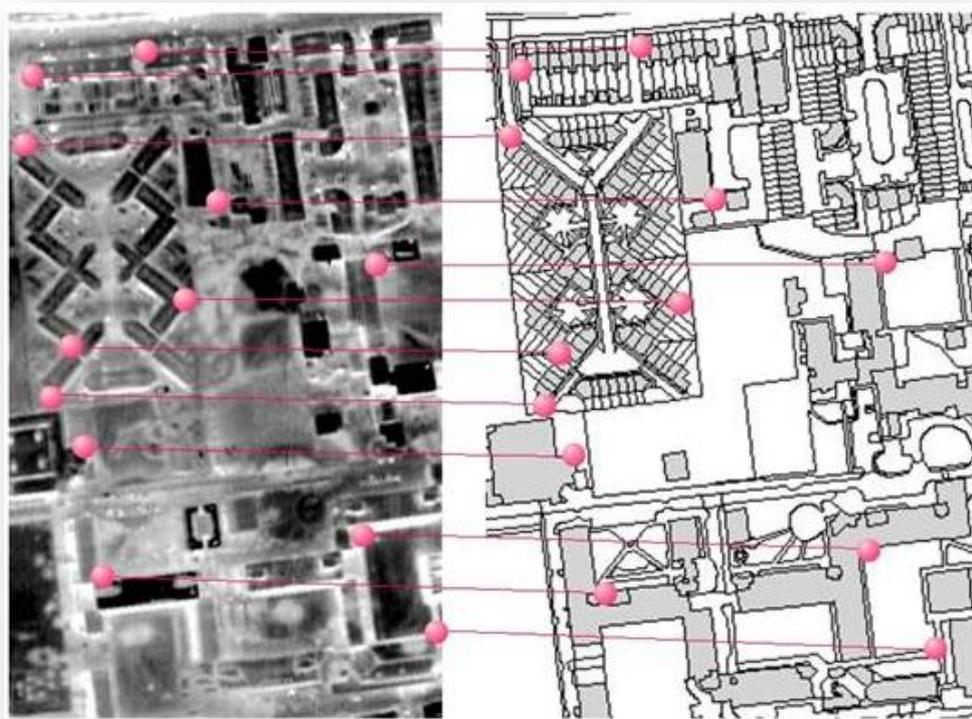
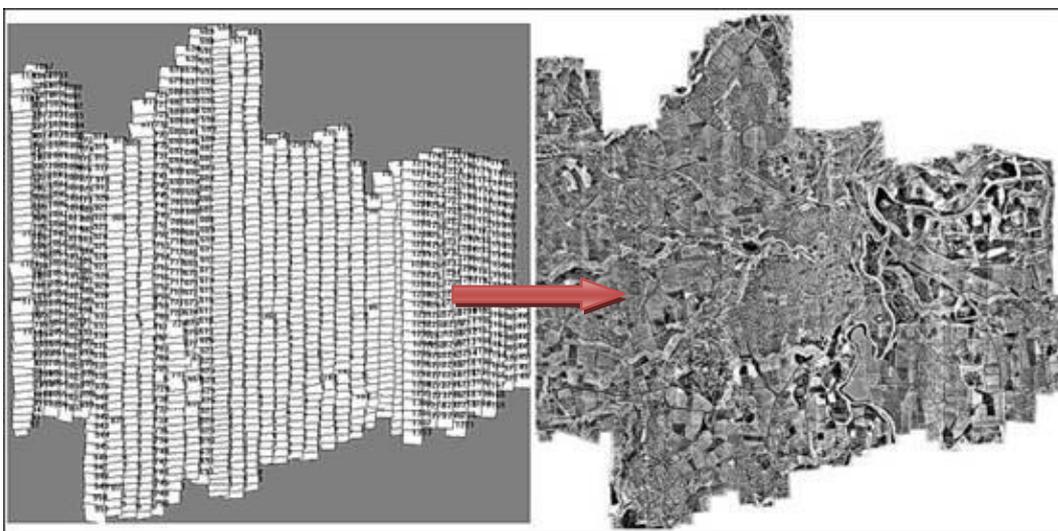


Figura 75 *Inserimento manuale dei GCP*

I punti doppi migliori sono quei punti in cui vi è un contrasto maggiore, dove quindi si riesce ad isolare il singolo pixel (nella migliore delle ipotesi), in modo preciso e netto, per questo sono spesso utilizzati gli spigoli degli edifici o qualsiasi altra singolarità all'interno dell'immagine. Maggiore è il numero di ground control points e maggiore sarà la precisione finale del processo. Solitamente è bene, quando è possibile, individuare i punti di riferimento in modo equidistante per non replicare un eventuale errore commesso in un singolo punto. Nel caso in esempio sono stati individuati circa 13.000 GCP per il solo quartiere di Haringey. Una volta completata la georettifica, i singoli punti di ogni immagine sono referenziati fra di loro così come le immagini stesse, questo consente di mosaicare la totalità delle scene riprese al fine di ottenere un quadro termico complessivo unendo interi quartieri senza soluzione di continuità. Fortunatamente questo processo è automatizzato mediante l'uso di software. La figura successiva mostra la "cucitura" di 1.300 immagini per un totale di 70 km<sup>2</sup>. Successivamente, questi dati possono essere implementati in un software GIS andando a costituire un vero e proprio layer termico della città, dove l'utente può individuare gli edifici d'interesse in modo semplice e veloce attraverso la cartografia GIS.



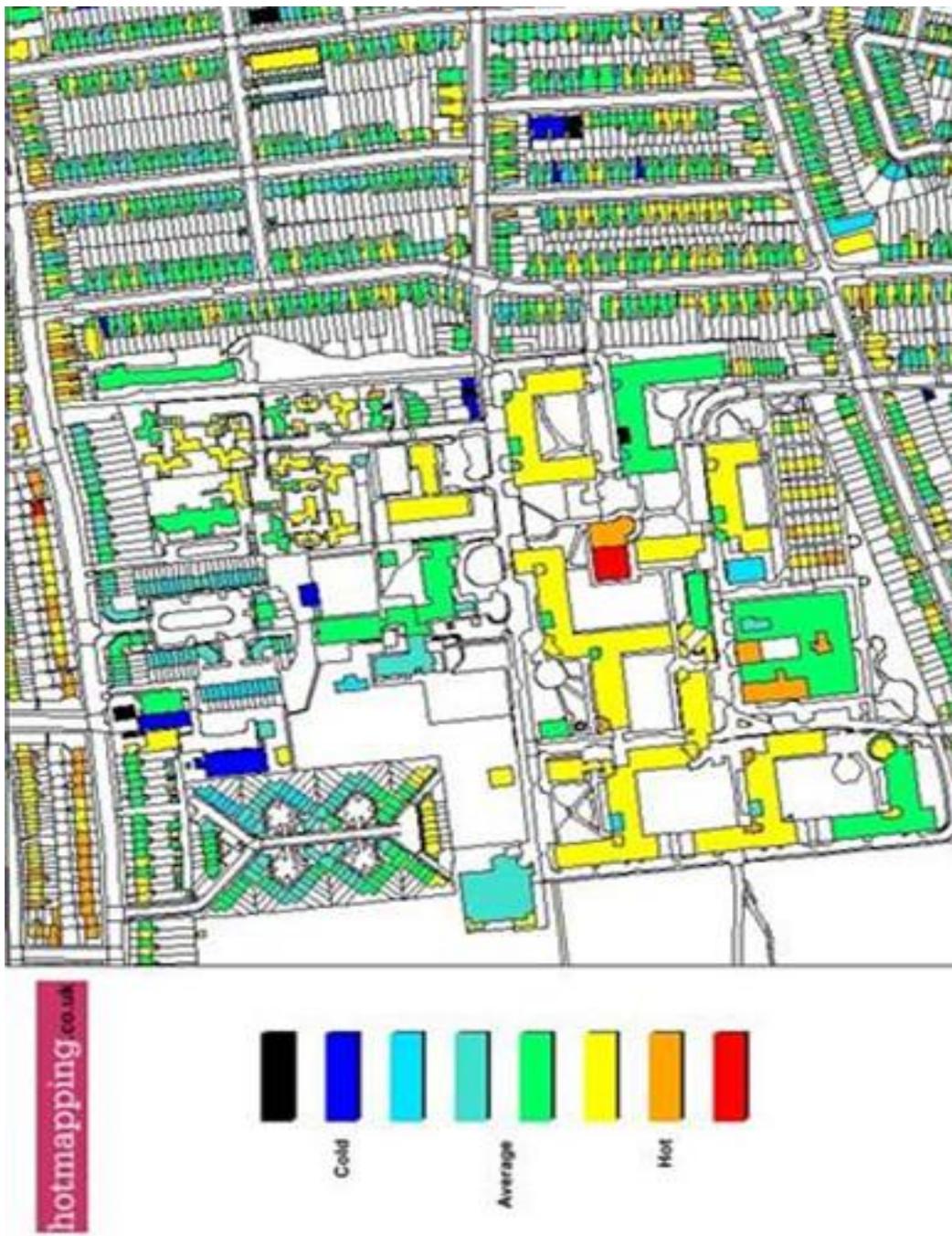
**Figura 76** Mosaicatura delle 1.300 immagini

- 3) Analisi termica e spaziale: nel novembre 2001, Ordnance Survey ha lanciato il suo nuovo sistema di mappatura, OS MasterMap<sup>34</sup>, rivoluzionando lo studio della dispersione di calore per via aerea. Esso consiste in un database digitale guidato in cui ad ogni edificio del Regno Unito è stato assegnato un numero di 16 cifre detto TOID ( Topographical Identifier) che costituisce una riga nel database, e contiene informazioni come il tipo di funzione, l'ubicazione ecc. Utilizzando i classici software di analisi spaziale per dati telerilevati, Hotmapping.co.uk ( la società che ha svolto l'intero progetto) ha unito i dati termici con quelli già esistenti nei server di MasterMap, creando così delle Heat Loss Map di intere città. In sostanza il processo è abbastanza semplice, prima di tutto si convertono i dati dell'Ordnance Survey in modo che possano essere utilizzati all'interno di file topografici, pur continuando a mantenere tutte le informazioni, come il TOID, l'ubicazione ecc. Di seguito viene aggiunta una nuova colonna di dati contenente la dispersione del calore, in questo modo, si ottiene una sovrapposizione delle due sorgenti di informazione. A questo punto, ogni edificio ( individuato da un poligono all'interno del software ) indagato attraverso una *query* può mostrare anche l'informazione termica, intesa come la media dei valori in scala di grigio dei pixel interni al poligono. Poiché i dati mantengono come unico codice di identificazione il TOID, i files possono facilmente inserirsi in un sistema compatibile con OS MasterMap. Si possono quindi creare a questo punto delle mappe a colori, come da figura, e per esempio, impostare facilmente una query che mostri tutti gli edifici che hanno un dispendio di calore superiore alla media. Potendo evidenziare anche gli edifici "freddi" questa metodologia offre anche la possibilità di verificare l'efficienza dei vari sistemi isolanti utilizzati, evidenziando le costruzioni che necessitano di un intervento. La virtù principale di questo progetto, non è solo l'innovazione che esso apporta al mondo della termografia, ma soprattutto

---

<sup>34</sup> **OS MasterMap**: è un servizio di mapping aereo lanciato dall'Ordnance Survey, ovvero l'agenzia di mappatura nazionale della Gran Bretagna. Praticamente, è un database che contiene una serie di informazioni strutturate in diversi prodotti, utilizzato in una vasta gamma di applicazioni per diversi settori industriali diversi, tra cui analisi geografica, gestione del rischio, applicazioni ambientali, associazione di dati e pianificazione territoriale.

la facilità con la quale si posso ottenere ed interpretare il dato, difatti ora, qualsiasi utente, esperto o non, può capire che l'edificio colorato in rosso è un edificio con una forte dispersione di calore al contrario della costruzione colorata in blu.



**Figura 77** Ogni edificio può essere identificato attraverso una scala di colori che ne indicato l'attitudine alla dispersione di calore

## **CAPITOLO QUARTO**

# **Una sperimentazione di analisi termica sulla città di Bologna**

### **4.1 Introduzione**

Il capitolo riporta una sperimentazione condotta sull'area urbana di Bologna mediante immagini multi spettrali a moderata e media risoluzione, con lo scopo di evidenziare la presenza di un'isola di calore sulla città. Preliminarmente alla presentazione dei risultati ottenuti nella sperimentazione si è ritenuto opportuno riportare le conclusioni di uno studio condotto mediante misure terrestri da ricercatori dell'Università di Bologna.

### **4.2 Esempio di valutazione dell'isola di calore urbana nella città di Bologna mediante misure terrestri.**

Nel presente paragrafo si riporta una sintesi del lavoro svolto nel 2008 da Ventura, Gaspari, Piana e Rossi Pisa in merito alla variazione dell'isola di calore urbana sulla città di Bologna negli ultimi 30 anni.

Lo scopo di questo lavoro è di verificare come l'UHI della città di Bologna si sia modificata negli ultimi trenta anni (1978 – 2007), attraverso l'innalzamento delle temperature medie in due stazioni agrometeorologiche, una urbana ed una rurale, e la variazione nel tempo delle differenze di temperatura tra le due.

#### **4.2.1 Materiali e metodi**

I dati di temperatura dell'aria sono stati raccolti in due stazioni agrometeorologiche del Dipartimento di Scienze e Tecnologie Agroambientali (Facoltà di Agraria) dell'Università di Bologna. La stazione di Bologna-Urbana

(sita in via Imerio 42, 44° 30' 05"N, 11° 21' 18" E) si trova all'interno di un'area verde dell'università. Al suo intorno si trovano diversi alberi di alto fusto, e conseguentemente la stazione viene ombreggiata nelle ore vicine ad alba e tramonto, rendendo i dati non standard, come d'altronde è molto comune tra le stazioni urbane. La stazione contiene un termoigrografo ed un pluviografo meccanici, in funzione a partire dal 1975. Gli strumenti vengono regolarmente mantenuti e ricalibrati. La stazione di Bologna-Cadriano è situata a circa 9 km dalla prima, nell'azienda sperimentale dell'Università di Bologna (44° 33' 03" N, 11° 24' 36" E), al di fuori dei confini della città. La stazione è standard, contiene strumenti meccanici ed elettronici, per questo studio sono stati utilizzati i dati registrati dagli strumenti meccanici (termoigrografo) in modo da confrontare due serie di dati quanto più omogenee possibile. La stazione è stata installata nel 1972, per questo studio sono stati considerati i trenta anni di dati dal 1978 al 2007. Dalle foto aeree attuali si vede che i due siti sono separati da una zona ad uso prevalentemente agricolo, al di fuori dei confini della città. Per entrambe le stazioni i dati sono stati controllati per la qualità: i dati vengono verificati manualmente quando uno dei seguenti criteri è verificato:

- $T_{max} < T_{min}$
- $T_{max} > 34^{\circ}\text{C}$
- $T_{min} < -10^{\circ}\text{C}$
- La variazione di  $T_{max}$  e di  $T_{min}$  tra un giorno e il successivo  $> 10^{\circ}\text{C}$

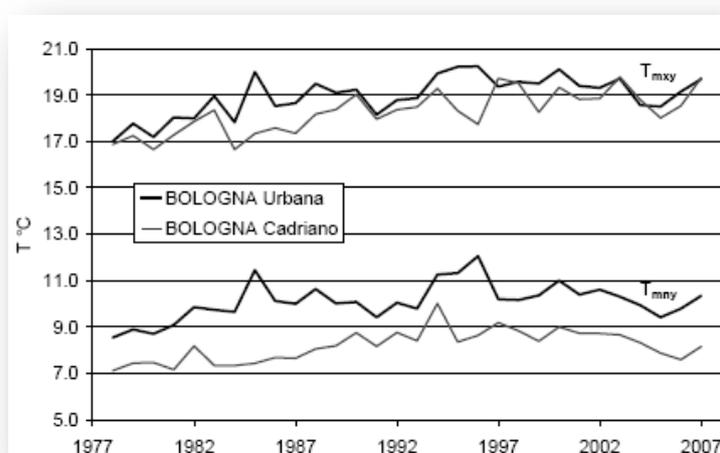
Dati mancanti: fino a 3 giorni in un mese vengono costituiti dalla media dei dati precedente/successivo; nel caso manchino più di 3 giorni, il dato mensile è considerato mancante. Il dato annuale viene ottenuto dalla media dei dati giornalieri: l'anno è considerato mancante se sono assenti più del 10% dei dati giornalieri (ovvero 36 giorni). La media viene fatta su tutti gli altri dati. Nessun anno è risultato mancante.

Per entrambe le stazioni sono state calcolate le seguenti quantità, a partire dai valori giornalieri:  $T_{mxy}$  = temperatura massima media annua,  $T_{mmy}$  = temperatura media annua,  $T_{mny}$  = temperatura minima media annua,  $\Delta T_{maxy} = T_{max}(u) - T_{max}(r)$

differenza tra le temperature massime della stazione di Bologna-Urbana ( $T(u)$ ) e di quella di Bologna- Cadriano ( $T(r)$ ), e analogamente  $\Delta T_{medy}$  e  $\Delta T_{miny}$ . Inoltre sono stati calcolati  $T_{mm}$  = media delle medie di ciascun mese,  $T_{mxm}$  = media delle massime e  $T_{mmm}$  = media delle minime di ciascun mese; a partire dai dati mensili sono stati calcolati valori stagionali di  $\Delta T_{max}$  e  $\Delta T_{min}$ , considerando: Inverno = GFM, Primavera = AMG, Estate = LAS, Autunno = OND, seguendo le indicazioni del WMO ( *World Meteorological Organization* ). Tutti i trend sono stati verificati mediante il test statistico di Mann-Kendall.

#### 4.2.2 Risultati

I dati della temperatura media annua di entrambe le stazioni mostrano un incremento significativo (al 99%) nel trentennio, sia in media che negli estremi, come mostrato nella figura 5. Osservando la figura è possibile fare alcune considerazioni: innanzitutto le temperature registrate nella stazione di Cadriano sono sempre inferiori a quelle registrate a Bologna–Urbana, la differenza è più pronunciata nelle minime che nelle massime. Questo dato è confermato da moltissima letteratura sull’argomento (vedi ad es. Agnese et al., 2008) poiché l’innalzamento di  $T$  dovuto alla più grande inerzia termica dei materiali componenti le superfici tipiche delle città si evidenzia soprattutto sulle temperature minime.



**Figura 77** Temperature dell'aria medie annue, minime e massime, delle stazioni di Bologna-Urbana e Bologna-Cadriano dal 1978 al 2007

Inoltre la temperatura cresce di più nella stazione rurale che in quella urbana, ed in particolare  $T_{mny}$  in città cresce del 10.4% nel trentennio rispetto al valore iniziale, mentre a Cadriano cresce del 14.1%; per  $T_{mny}$  troviamo rispettivamente 11.5% e 16.4%. I valori assoluti delle variazioni sono riportati in tabella 1. L'aumento di temperatura dell'aria è sempre maggiore nella stazione rurale che in quella urbana.

Quindi dal grafico deduciamo che esiste un effetto UHI rilevabile tra le due stazioni considerate, e a partire dai dati della tabella sembrerebbe che questo effetto diminuisca nel tempo.

Variazione temperatura	Bologna - Urbana	Bologna - Cadriano
Nei 30 anni	°C	°C
$T_{mxy}$	+1.7	+2.2
$T_{mny}$	+1.4	+1.7
$T_{mny}$	+1.1	+1.2

**Figura 78** Variazioni delle temperature annue nelle due stazioni Bologna-Urbana e Bologna-Cadriano nel periodo 1978-2007

In effetti  $\Delta T$ , sia esso calcolato sulle temperature minime, medie o massime annue, non mostra alcuna tendenza significativa, ovvero l'effetto UHI si mantiene pressoché costante nel trentennio. Risultati simili sono stati trovati anche in altre zone urbane (Rosenzweig et al., 2005).

Entità UHI	°C	Valore massimo registrato (nel 1985)
$\Delta T_{maxy}$	$0.7 \pm 0.7$	2.7 °C
$\Delta T_{medy}$	$1.3 \pm 0.7$	3.3 °C
$\Delta T_{miny}$	$1.9 \pm 0.7$	4.0 °C

**Figura 79** Entità dell'isola di calore urbano misurata tra Bologna-Urbana e Bologna-Cadriano

Anche dall'esame dei dati stagionali si deduce che la temperatura dell'aria cresce in ambedue le stazioni. La massima cresce in tutte le stagioni, come trovato anche da altri autori (Tomozeiu et al., 2006), in maniera significativa in primavera ed estate. In primavera anche  $T_{min}$  cresce significativamente, in entrambe i siti. Si nota però che tutte le temperature crescono più velocemente a Cadriano che in città. Questo porta ad una diminuzione di  $\Delta T_{max}$  e  $\Delta T_{min}$ . In particolare in estate la

decrecita è statisticamente significativa al 99% per  $\Delta T_{\max}$ . L'unico caso di aumento è relativo al  $\Delta T_{\min}$  estivo, quando nella stazione cittadina la temperatura cresce più velocemente che in quella rurale.

In conclusione, dall'analisi di un trentennio di dati di temperatura dell'aria in due stazioni agrometeorologiche, urbana e rurale, nei pressi della città di Bologna, si deduce che l'isola di calore urbano non si è modificata nel tempo in maniera significativa, se non nel caso del  $\Delta T_{\min}$  estivo, che aumenta a causa della più alta  $T_{\min}$  cittadina.

### 4.3 Analisi con dati satellitari

Nel presente paragrafo si riportano i risultati di un'analisi termica condotta sulla città di Bologna, attraverso lo studio di immagini satellitari riprese nell'intervallo di lunghezze d'onda corrispondente all'infrarosso termico.

Lo scopo di questa indagine è stato quello di individuare la caratteristica di temperatura con l'ausilio di dati telerilevati e di verificare le possibilità di utilizzo di tali informazioni, quindi la precisione ed eventuali inconvenienti connessi al processamento delle informazioni. Successivamente, si è cercato di esplicitare il fenomeno dell'isola di calore urbano, primariamente attraverso dati puntuali corrispondenti al singolo pixel ed in seconda battuta mediante una stima media della temperatura delle zone d'interesse. L'analisi è stata condotta, mediante il software professionale ENVI, su immagini satellitari termiche di differente tipologia e con diverse date di acquisizione:

<i>Sensore</i>	<i>Prodotto</i>	<i>Risoluzione</i>	<i>Data acquisizione</i>	<i>Day/Night</i>
ASTER	AST_L1B AST_08	90 metri	20 agosto 2004	Night
	AST_L1B AST_08	90 metri	16 febbraio 2007	Day
	AST_L1B AST_08	90 metri	25 marzo 2009	Day
	AST_L1B AST_08	90 metri	22 luglio 2009	Day

	AST_L1B	90 metri	25 agosto 2009	Day
	AST_08			
Landsat	L1T	60 metri	20 giugno 2000	Day
ETM+	L1T	60 metri	21 febbraio 2009	Day

**Figura 80** La tabella mostra le immagini a disposizione per l'analisi termica della città di Bologna

Le immagini sono fornite in differenti formati: se nel caso del Landsat si ha a disposizione un formato molto comune come quello TIFF (*Tagged Image File Format*), i dati ASTER vengono rilasciate in formato HDF (*Hierarchical Data Format*). Entrambe le tipologie di immagini sono fornite insieme al file di metadati contenente diverse informazioni utili:

- tipologia di prodotto (es. L1B, L1T ecc...)
- origine del dato (es. U.S.Geological Survey)
- data di produzione
- data di acquisizione
- path e row della scena in oggetto
- coordinate geografiche dei quattro vertici dell'immagine
- coordinate cartesiane dei quattro vertici dell'immagine
- valori minimi e massimi di radianza per tutte le bande di acquisizione
- valori minimi e massimi di Digital Number
- informazioni sul tipo di ricampionamento utilizzato
- informazioni sul sistema cartografico utilizzato

Inoltre, se il livello del prodotto è tale da prevedere che l'immagine sia fornita già georeferenziata, insieme al file dei metadati è rilasciato anche un file di testo (nel caso di un'immagine Landsat) che riporta al suo interno la posizione dei Ground Control Points e le statistiche inerenti alla precisione ottenuta.

```

GROUP = L1_METADATA_FILE
GROUP = METADATA_FILE_INFO
ORIGIN = "Image courtesy of the U.S. Geological Survey"
REQUEST_ID = "0100911097015_00001"
PRODUCT_CREATION_TIME = 2009-11-09T08:58:59Z
STATION_ID = "EDC"
LANDSAT7_XBAND = "4"
GROUND_STATION = "ASN"
LPS_PROCESSOR_NUMBER = 1
DATE_HOUR_CONTACT_PERIOD = "0905213"
SUBINTERVAL_NUMBER = "01"
END_GROUP = METADATA_FILE_INFO
GROUP = PRODUCT_METADATA
PRODUCT_TYPE = "L1T"
ELEVATION_SOURCE = "GLS2000"
PROCESSING_SOFTWARE = "LPGS_10.1.2"
EPHEMERIS_TYPE = "DEFINITIVE"
SPACECRAFT_ID = "Landsat7"
SENSOR_ID = "ETM+"
SENSOR_MODE = "BUMPER"
ACQUISITION_DATE = 2009-02-21
SCENE_CENTER_SCAN_TIME = 09:48:43.9712893Z
WRS_PATH = 192
STARTING_ROW = 29
ENDING_ROW = 29
BAND_COMBINATION = "123456678"
PRODUCT_UL_CORNER_LAT = 45.5898460
PRODUCT_UL_CORNER_LON = 10.0358660
PRODUCT_UR_CORNER_LAT = 45.5164282
...

```

Figura 81 Estratto di un file.MTL

#### 4.4 Pre-processamento

L'apertura di ogni singola immagine avviene attraverso il comando "Open Image File" che dà l'accesso ad una finestra di gestione, la "Available Band List", dalla quale è possibile eseguire diverse operazioni, fra le quali quella di poter combinare i dati corrispondenti alle diverse bande di acquisizione, al fine di ottenere un'immagine a veri o falsi colori.

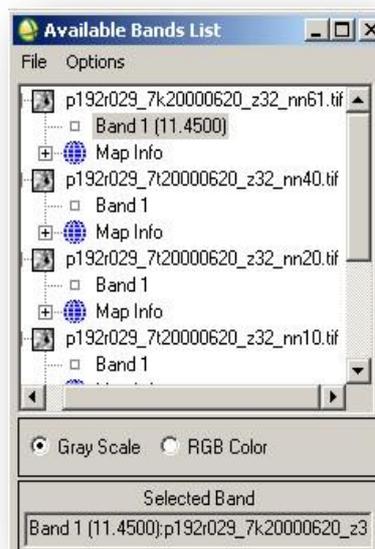


Figura 82 Finestra di caricamento dell'immagine

Sempre nella stessa finestra, è possibile ottenere informazioni circa le coordinate pixel o geografiche dell'immagine, ed eventualmente convertirle in un diverso sistema di proiezione. Una volta caricata la banda (o le tre bande, nel caso si voglia aprire un'immagine a colori RGB) prescelta, il software apre tre diverse finestre, una contenente la fotografia dell'intera scena registrata, *Scroll*, la quale permette di avere una visione sinottica dell'area indagata, un'altra contenente l'immagine vera e propria, *Image* ed infine una finestra *Zoom* con la quale si può lavorare sul singolo pixel in maniera estremamente precisa.



Figura 83 Al momento dell'apertura dell'immagine vengono aperte simultaneamente tre finestre, *Image*, *Scroll* e *Zoom*

A questo punto, in funzione del tipo di dato che si vuole processare, si deve procedere alla calibrazione dell'immagine, che ha lo scopo di trasformare i Digital Number in valori di radianza o riflettanza.

Nel caso delle Landsat ETM+, il software procede a convertire i DN attraverso l'equazione:

$$L_{\lambda} = LMIN_{\lambda} + \left( \frac{LMAX_{\lambda} - LMIN_{\lambda}}{QCALMAX} \right) QCAL$$

dove:

QCAL è il valore di radianza calibrato e quantizzato in scala in unità di Digital Number

LMIN<sub>λ</sub> = è la radianza spettrale per QCAL = 0

LMAX<sub>λ</sub> = è la radianza spettrale per QCAL = QCALMAX

QCALMAX = è il range di radianza adattato alla scala espresso in DN

I dati da inserire sono tutti ricavabili dal file di metadati che accompagna l'immagine. Solitamente, QCALMAX è assunto pari a 255 per tutti i dati derivati dal sensore Thematic Mapper (TM), e 127 per quelli ricavati dal Multi Spectral Sensor (MSS) eccetto per la banda 4 (0.8÷1.1 μm) a cui viene assegnato il valore 63. La radianza risultante è espressa in  $W / (m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$ .

La riflettanza exoatmosferica è espressa da:

$$\rho_p = \frac{\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta_s}$$

dove:

L<sub>λ</sub> = è la radianza spettrale

d = è la distanza Terra-Sole in unità astronomiche

ESUN<sub>λ</sub> = è l'irradianza solare exoatmosferica media

θ<sub>s</sub> = è l'angolo di zenith solare in gradi

Le possibilità per accedere alla funzione di calibrazione sono diverse:

- *Basic Tools* → *Preprocessing* → *Calibration Utilities* → *Landsat TM*
- *Basic Tools* → *Preprocessing* → *Data-Specific* → *Utilities* → *Landsat TM* → *Landsat TM Calibration*
- *Spectral* → *Preprocessing* → *Calibration* → *Utilities* → *Landsat TM*
- *Spectral* → *Preprocessing* → *Data-Specific* → *Utilities* → *Landsat* → *TM Calibration*

In primo luogo il software richiede il file di input, dopodiché appare la finestra nella quale inserire i dati relativi all'immagine.

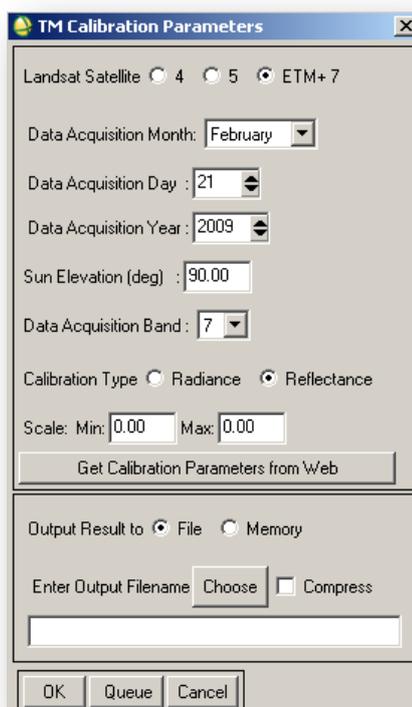


Figura 84 Finestra di calibrazione di un'immagine Landsat TM/ETM+

Nel caso dell'AST\_L1B, questo procedimento è già stato effettuato perciò, non richiede alcuna calibrazione.

A questo punto, il passo successivo è quello di applicare un algoritmo di correzione atmosferica, in questo caso il *Thermal Atm Correction*, per rimuovere l'effetto di distorsione dovuto alla presenza dell'atmosfera, all'interno dei dati termici. Per ottenere i migliori risultati è consigliato eseguire questa procedura prima di convertire il dato in emissività, ma dopo averlo convertito in radianza. Questo particolare algoritmo è valido soltanto per immagini acquisite nell'intervallo spettrale 8÷14  $\mu\text{m}$ .

L'algoritmo assume che l'atmosfera sia uniforme su tutto il territorio considerato, che la superficie si comporti approssimativamente come un corpo nero e che la posizione geografica e l'elevazione non siano rilevanti ai fini del calcolo. Inoltre, si trascurano eventuali flussi discendenti di radianza riflessa. In prima battuta viene calcolata una lunghezza d'onda di riferimento, e cioè quella alla quale corrisponde la massima temperatura di brillantezza, successivamente, per ogni lunghezza d'onda dell'intervallo spettrale vengono confrontati i valori di radianza, derivati dal corpo nero, con quelli misurati. Riportando i risultati di questo confronto in un diagramma ed interpolando una linea sui punti più alti dello stesso, si ottiene una retta dalla quale si estraggono direttamente la pendenza e l'offset.

Riassumendo, il flusso ascendente di radianza e la trasmissione atmosferica sono approssimati mediante il seguente metodo:

- 1) la temperatura della superficie di ogni singolo pixel è stimata sulla base dei dati e usata per stimare la temperatura di brillantezza attraverso la funzione di Planck, assumendo un'emissività pari a 1
- 2) diagrammando la radianza in funzione della temperatura di brillantezza si costruisce una retta. Il flusso ascendente e la trasmissione sono quindi derivati dalla pendenza e dall'offset di questa retta.

Per accedere alla funzione di correzione atmosferica vi sono vari percorsi:

- *Basic Tools*→*Preprocessing*→*Calibration*→*Utilities*→*Thermal Atm Correction*
- *Basic Tools*→*Preprocessing*→*Data-Specific*→*Utilities*→*Thermal IR*→*Thermal Atm Correction*
- *Basic Tools*→*Preprocessing*→*Data-Specific*→*Utilities*→*TIMS*→*Thermal Atm Correction*

A questo punto il software richiede il file di input dopodiché appare una finestra di dialogo, all'interno della quale è necessario inserire alcune informazioni, tra cui:

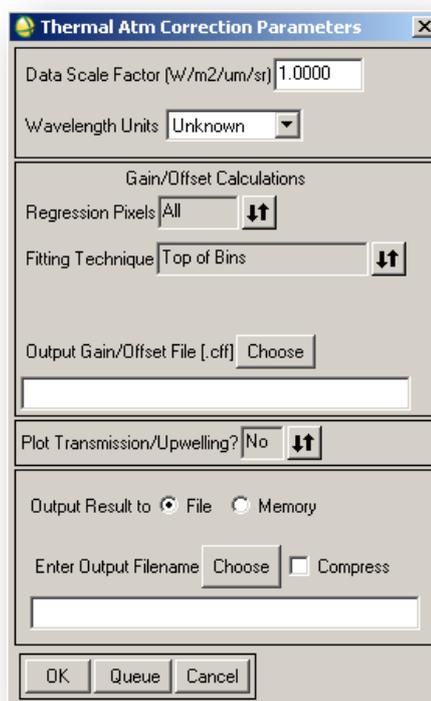


Figura 15 Finestra di dialogo per la correzione atmosferica

- *Regression Pixel*: si ha l'opportunità di scegliere quali pixels usare nella stima per regressione della temperatura superficiale. Selezionando *All* si stimerà la temperatura superficiale per ogni pixel utilizzando il valore massimo di temperatura di brillantezza trovato per tutta la lunghezza d'onda in ingresso. Selezionando *Max Hit* invece, verrà stimata la temperatura superficiale solo per alcuni pixel che hanno il massimo di temperatura di brillantezza a particolari lunghezze d'onda

- *Fitting Technique*: anche in questo caso la scelta è fra due possibili tecniche che si differenziano per il modo di costruzione del diagramma di dispersione, dal quale poi vengono calcolati parametri per la compensazione. Selezionando *Top of Bins* si ricava una curva che congiunge i punti più alti del diagramma che confronta la radianza versus la temperatura di brillantezza. La parte alta del diagramma corrisponde a quei pixel che hanno emissività vicina a 1.

Questo metodo non è altro che un'applicazione di una regressione ai minimi quadrati sulla parte superiore del diagramma (5%). Selezionando *Normalized Regression*, il software procede ad una prima regressione ai minimi quadrati, dalla quale ricava una prima curva nel diagramma che mette in relazione la radianza e la temperatura di brillantezza. I residui di questo primo step sono poi comparati con una curva gaussiana delle probabilità, eseguendo un'ulteriore regressione. I punti che sono situati ad una distanza pari o superiori a tre volte la risposta equivalente di rumore al sensore (NESR) sono considerati anomali e rimossi. Questo metodo utilizza tutti i punti del diagramma di dispersione che non sono anomali e non considera solamente la parte superiore del diagramma, dove l'emissività è vicina a 1.

In merito a questo argomento, sono state verificate le variazioni subite dalla radianza calcolata in funzione della differente combinazione di processamento:

RADIANZA W/(m <sup>2</sup> ·sr·μm)	Aster TIR Banda 10	Aster TIR Banda 11	Aster TIR Banda 12	Aster TIR Banda 13	Aster TIR Banda 14
Valore originale	6.455	6.746	7.051	7.531	7.367
All + Top of Bins	6.738	6.918	7.184	7.532	7.264
Max Hit + Top of Bins	6.700	6.936	7.175	7.531	7.424
All + Normalized Regression	6.831	7.063	7.321	7.540	7.385
Max Hit + Normalized Regression	6.842	7.051	7.307	7.531	7.392

**Figura 86** La tabella mostra il valore di radianza del pixel che corrisponde alla Torre Garisenda a seconda della combinazione di correzione atmosferica eseguita

La tabella, ed il relativo grafico, mostrano che la banda 13 (10.25÷10.95 μm) risulta essere la meno sensibile al metodo applicato, inoltre, tutti valori di radianza ricavati sono maggiori di quello originale (eccetto un caso nella banda 14), il che evidenzia che lo strato di atmosfera interposto fra la superficie terrestre ed il sensore, diminuisce il flusso ascendente di radiazione elettromagnetica.

La radiazione emessa dalla superficie nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso termico è funzione della temperatura superficiale tanto quanto dell'emissività, la

quale costituisce un legame con la composizione della superficie e quindi viene spesso utilizzata per mappare i materiali di cui è composta.

ENVI utilizza due tecniche per separare, dall'informazione di radianza misurata con il sensore termico, l'emissività dalle temperature.

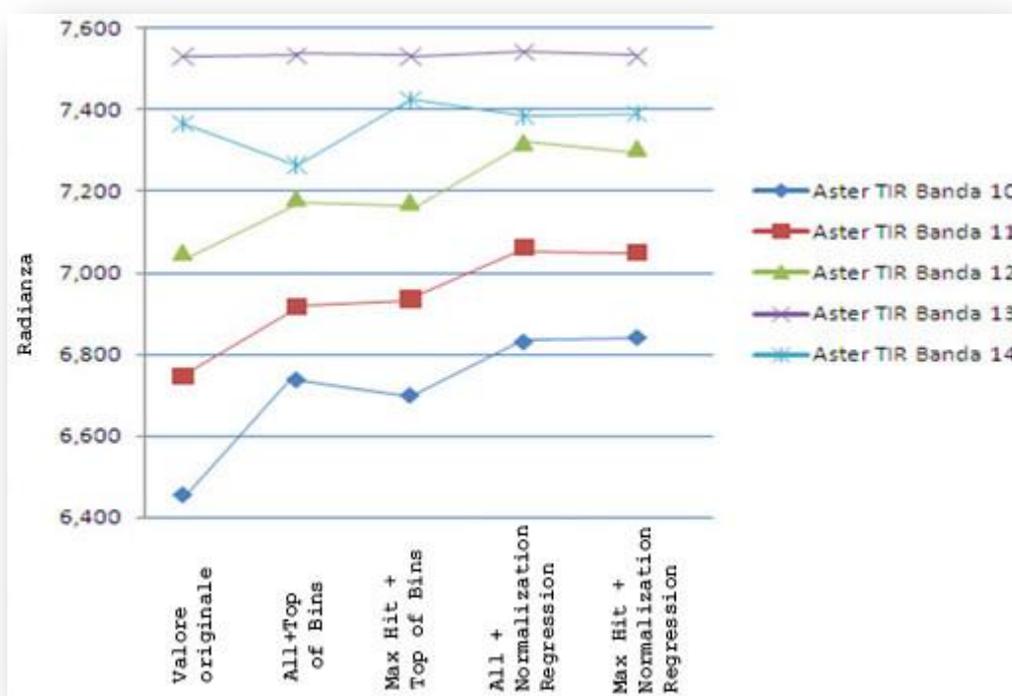


Figura 87 Variazioni di radianza in funzione della combinazione di processamento prescelta

Ognuno di questi metodi assume un fissato valore di emissività e produce come risultati due file, uno contenente la temperatura superficiale e l'altro l'emissività stessa. Infatti, se la radianza proveniente dalla superficie è misurata in  $N$  canali spettrali, avremo sempre  $N+1$  incognite:  $N$  emissività (una per canale), ed una singola incognita per la temperatura superficiale. Il sistema di equazioni descritto da un set di misurazioni di radianza in  $N$  canali è quindi indeterminato, e così si rendono necessarie delle ipotesi di base per ridurre il numero delle incognite.

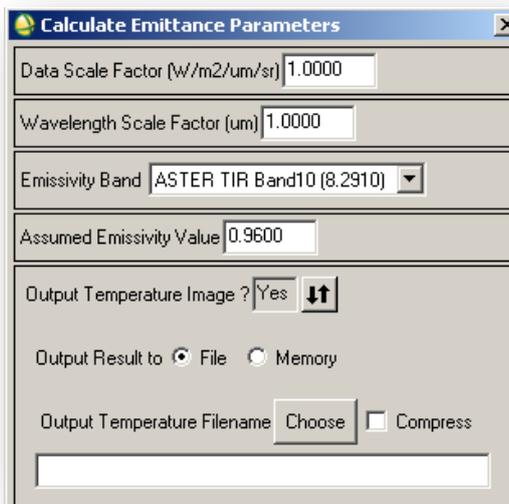
#### Reference Channel Emissivity

Questa tecnica assume che tutti i pixel di un canale (banda) dell'infrarosso termico abbiano un'emissività costante. Usando quest'ipotesi, viene calcolata

l'immagine che mostra le temperature superficiali, le quali a loro volta, vengono impiegate per produrre le informazioni di emissività nelle altre bande attraverso le funzione di Planck. È possibile selezionare la banda da considerare costante ed immettere il valore di emissività.

- *Basic Tools*→*Preprocessing*→*Data-Specific*→*Utilities*→*Thermal IR*→*Reference Channel Emissivity*
- *Basic Tools*→*Preprocessing*→*Calibration*→*Utilities*→*Calculate Emissivity*→*Reference Channel Emissivity*

Una volta selezionata l'opzione appare la seguente finestra di dialogo:



**Figura 88** Finestra di dialogo per il calcolo della temperatura attraverso il Reference Channel Emissivity

Il valore di emissività da inserire, non è fissato dalla comunità scientifica, è perciò a discrezione dell'utente stabilirne l'entità. In letteratura, Peter S. Kealy e Simon J. Hook nel 1993, consigliano di utilizzare un valore pari a 0.96 che rappresenta una ragionevole media dei valori probabili. In merito a ciò, è possibile effettuare altre considerazioni che tengano debitamente conto dell'esperienza, così dal momento che l'emissività è fortemente correlata alla tipologia di materiale considerato e che la temperatura ne è una diretta conseguenza, attraverso il confronto fra tabelle di emissività e immagine satellitare, si riesce ad individuare il valore più adatto alla scena ripresa.

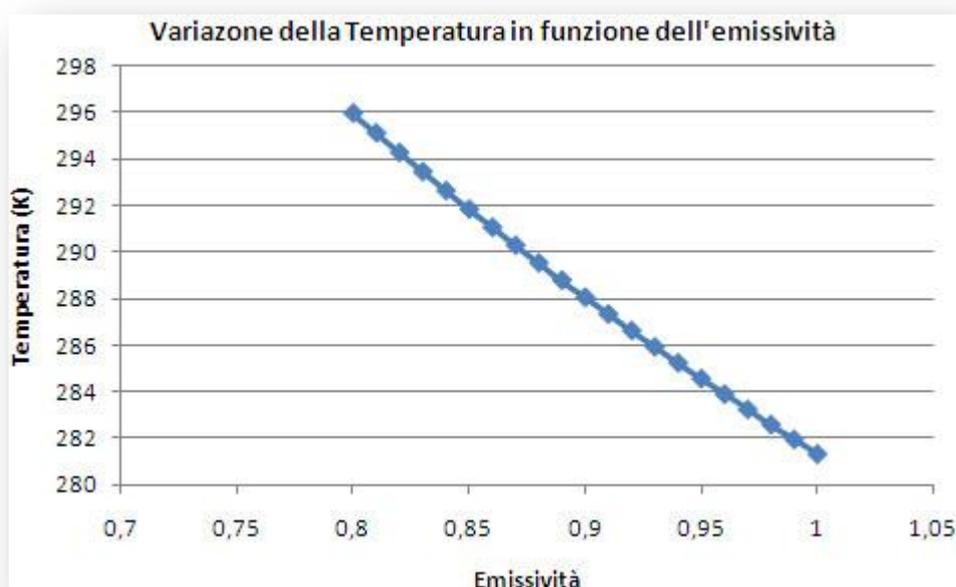
Material	Emissivity Value	Material	Emissivity Value
Aluminum-unoxidized	0.02–0.03	Granite-rough	0.90
Aluminum-highly polished	0.04	Grass	0.98
Chromium - polished	0.08–0.36	Ice	0.95–1.00
Concrete	0.85	Iron, not oxidized	0.05
Asphalt	0.95	Iron, oxidized	0.74
Red brick	0.93	Limestone	0.95–1.00
Lime clay brick	0.43	Soil, dry	0.92
Glass	0.85	Soil, wet	0.95
Clay	0.95	Sand	0.90
Clay tiles	0.33	Sandstone	0.67
Cloth	0.95	Snow	0.80 to 0.90
Copper, polished	0.07	Water	0.90–0.95
Copper, oxidized	0.87	Wood	0.80–0.95

**Figura 2** Emissività dei materiali tipici riscontrabili in immagini satellitari

In merito, sono state svolte una serie di prove per indagare l'effettiva influenza di questo valore sul risultato finale di temperatura. Quindi, di una stessa immagine si è calcolata, mediante il metodo *Reference Channel Emissivity*, il valore di temperatura di un medesimo punto (Torre Garisenda, Bologna) variando l'emissività in input ed ottenendo i seguenti risultati:

Emissività	Temperatura (K)	Emissività	Temperatura (K)
1.00	281.33	0.88	289.51
0.99	281.95	0.87	290.27
0.98	282.60	0.86	291.03
0.97	283.24	0.85	291.81
0.96	283.89	0.84	292.61
0.95	284.56	0.83	293.41
0.94	285.23	0.82	294.23
0.93	285.92	0.81	295.07
0.92	286.61	0.80	295.92
0.91	287.32	0.70	305.38
0.90	288.04	0.60	317.05
0.89	288.77	0.50	332.00

**Figura 90** La tabella mostra per ogni valore fissato di emissività il corrispettivo valori temperatura



**Figura 3** Andamento inversamente proporzionale tra il valore di emissività costante e la temperatura

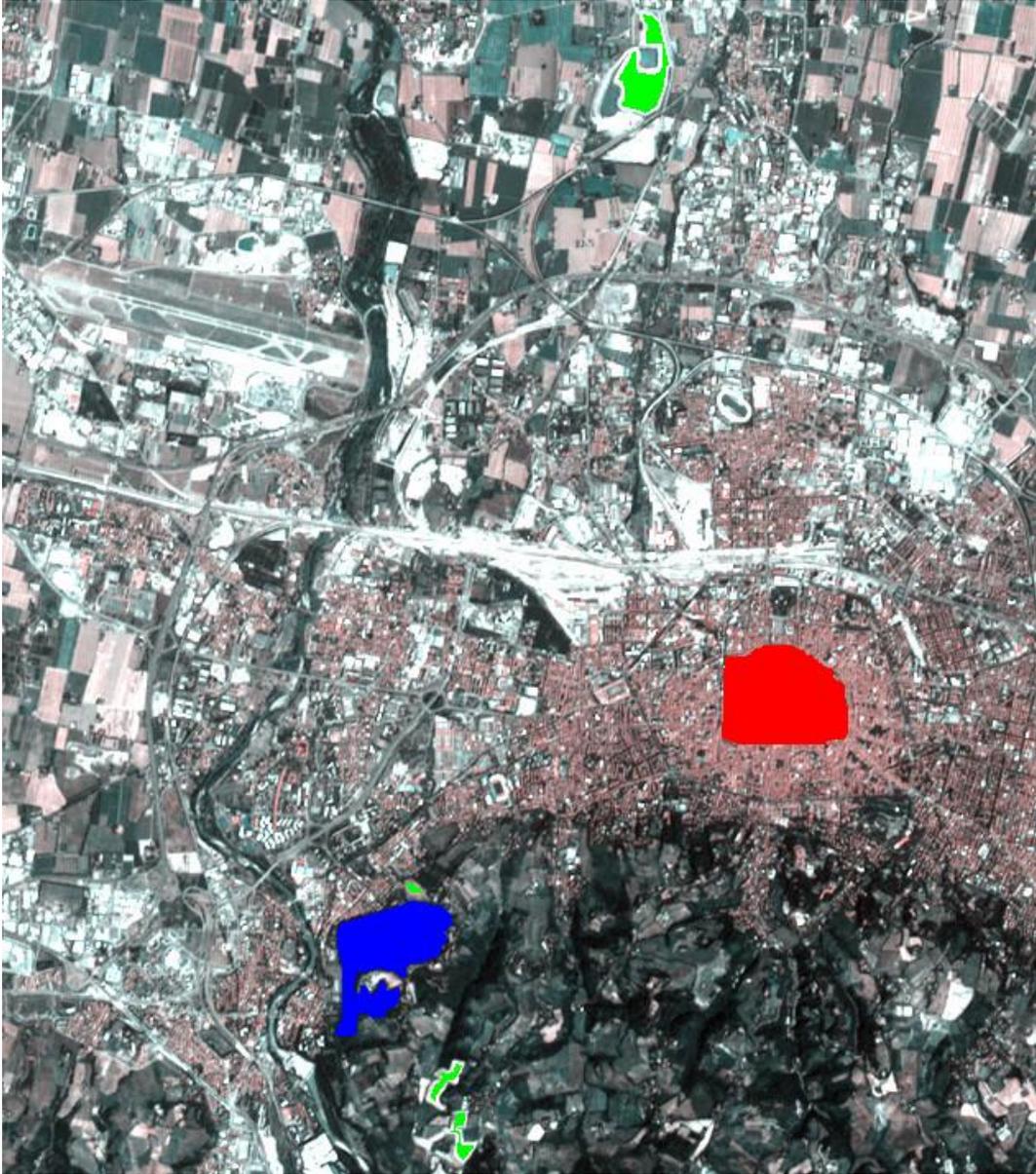
A tal proposito si è effettuata un'ulteriore verifica di come l'emissività influenzi il valore finale di temperatura. Quindi, prendendo in considerazione la medesima immagine ASTER del 22 luglio 2009, sono state ricavate tre regioni di interesse corrispondenti alle principali tipologie di superficie presenti all'interno della scena, ed assegnati i valori propri di emissività:

- Superficie urbana   ⇒ 0.93
- Suolo nudo           ⇒ 0.92
- Superficie vegetata   ⇒ 0.98

A questo punto, è stato ricavata la temperatura media esclusivamente delle regioni di interesse e confrontata con quella ricavata utilizzando il valore di emissività medio consigliato da Kealy, Simon e Hook.

	Temperature con emissività pari a 0.96		Temperature con emissività variabile
	AST_08	AST_L1B	AST_L1B
Sup. urbana	316.70	318.80	313.05
Suolo nudo	311.30	306.80	309.77
Sup. vegetata	305.80	302.65	301.27

**Figura 91** Confronto delle temperature ricavate con emissività differenti



**Figura 92** Regioni di interesse: in blu è indicata la superficie vegetata, in rosso la superficie urbana ed in verde il suolo nudo

I risultati mostrano un'aspettata correlazione al variare dell'emissività, essendo questa legata alla temperatura attraverso l'inversione della legge di Planck:

$$T_R = \frac{C_2}{\lambda_R \ln \left[ \frac{\varepsilon_R C_1}{L_R \lambda_R^5 \pi} + 1 \right]}$$

dove:

$T_R$  = temperatura relativa al canale R espressa in Kelvin

$C_1$  = prima costante di radiazione =  $3.74151 \times 10^{-16}$  ( $\text{Wm}^2$ )

$C_2$  = seconda costante di radiazione = 0.0143879 (m·K)

$\epsilon_R$  = emissività relativa al canale R

$L_R$  = radianza relativa al canale R

$\lambda_R$  = lunghezza d'onda relativa al canale R

Quindi, pur assegnando un valore di emissività per ciascuna tipologia di superficie, non si notano significative variazioni di temperatura relativa tra le diverse categorie rispetto ai valori ricavati attraverso il valor medio di 0.96 proposto in letteratura che quindi si è deciso di mantenere ai fini della sperimentazione.

### Emissivity Normalization

Questo è il secondo metodo proposto dal software ENVI per recuperare le informazioni di temperature dai valori di radianza catturati dal sensore satellitare. Esso non si differenzia molto dall'algoritmo precedente, infatti utilizza allo stesso modo un valore fissato e costante di emissività per poter ridurre temporaneamente il numero di incognite (emissività e temperatura), attraverso poi il quale ricavarsi le informazioni di temperatura (al pixel è assegnato il valore maggiore di temperatura ricavato da ogni banda di cui è composta l'immagine, in questo modo il layer di temperatura in uscita è unico, al contrario del *Reference Channel Method*) e successivamente ancora quelle di emissività.

Gli studi condotti da Peter S. Kealy e Simon J. Hook nel 1993, mostrano che il metodo Emissivity Normalization conduce a risultati più accurati rispetto alla precedente tecnica.

A tal proposito si è cercato di verificare le possibili differenze, tra i due metodi appena esposti, confrontando puntualmente due immagini in termini di temperatura di brillantezza. I risultati sono mostrati nella tabella seguente.

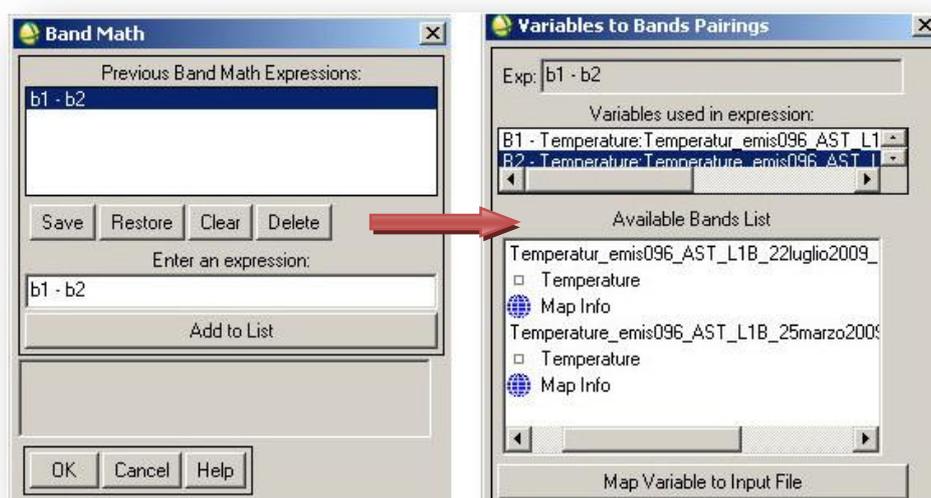
TEMPERATURA (K)	Aster TIR Banda 10	Aster TIR Banda 11	Aster TIR Banda 12	Aster TIR Banda 13	Aster TIR Banda 14
Valore AST_08	Valore unico pari a		285.500		
Reference Channel Emissivity	285.473	285.112	285.206	286.442	285.549
Normalization Emissivity	Valore unico pari a		286.442		

**Figura 93** La tabella mostra il confronto tra il valore di temperatura di uno stesso punto (Torre Garisenda, Bologna) ricavata attraverso i due algoritmi Reference Channel Emissivity e Normalization Emissivity, nonché con il prodotto ASTER corrispondente alla temperatura cinetica

Innanzitutto, si può affermare che le differenze espresse dalle due tecniche sono piuttosto limitate, infatti lo scarto fra le due metodologie varia in un range compreso fra  $0 \div 1.33^\circ$ , e se preso in considerazione il prodotto AST\_08<sup>34</sup> (dato ASTER fornito già processato che mostra direttamente la temperatura cinetica della zona ripresa) questo intervallo si abbassa ulteriormente. È importante notare che in accordo all'ideologia del metodo, il valore di temperatura corrispondente alla tecnica di *Normalization Emissivity*, è il più alto.

Per una migliore comprensione e visualizzazione dei risultati, sono stati ricavati gli istogrammi delle differenze fra i layer di temperatura ricavati con il *Normalization Emissivity* e il *Reference Channel Emissivity*. Per realizzare quest'operazione è necessario innanzitutto utilizzare lo strumento di ENVI: “*Band Math*”, il quale permette di inserire espressioni matematiche di vario genere, associando successivamente, le variabili alle immagini (bande) di interesse.

<sup>34</sup> **AST\_08** : Particolare tipologia di prodotto generato a partire dal sensore ASTER. Gli algoritmi utilizzati per il processamento dei dati sono creati dall'ASTER Science Team ed implementati nel Land Processes DAAC. L'algoritmo, si basa sulla radianza in uscita dalla superficie terrestre e sul flusso di irradianza discendente dall'atmosfera che investe ogni singolo pixel. La stima dello spettro di emissività è eseguita mediante il Normalized Emissivity Method il quale normalizza lo spettro di emissività attraverso il valore medio di emissività di ogni pixel. In seguito si calcola la differenza min-max (MMD) dello spettro normalizzato e si stima la minima emissività mediante un processo di regressione. A questo punto si applica un processo di correzione atmosferica e si utilizzano i valori risultanti per ottenere le temperature attraverso l'inversione della legge di Planck.

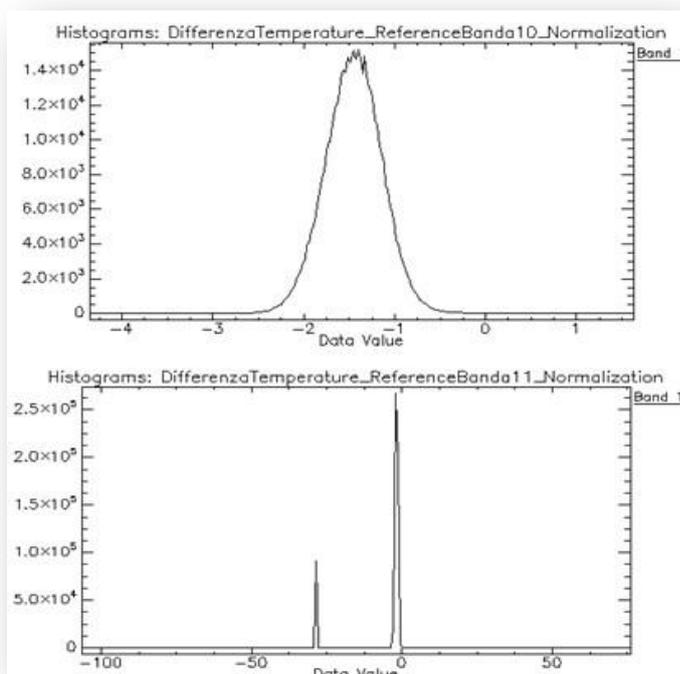


**Figura 94** Applicazione dello strumento Band Math per applicare la differenza fra due immagini

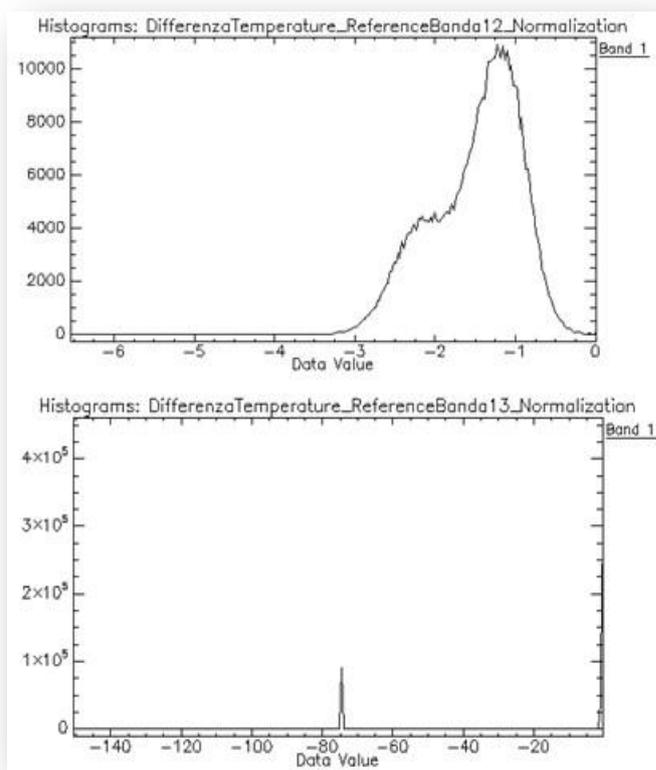
A questo punto, ottenuta l'immagine che rappresenta la differenza fra i due layer di temperatura, attraverso il comando "Statistics→Compute Statistics" è possibile oltre che visualizzare gli istogrammi, ottenere i valori delle statistiche corrispondenti. Ciò che si evince subito, è l'anomalia presente nelle differenze effettuate con le bande 11 e 13 dove, oltre ad essere completamente spostate all'interno di un intervallo a valori negativi, presentano deviazioni standard di notevole entità, tanto da far supporre la presenza, in queste immagini, di pixel errati a cui sono attribuiti valori di temperatura decisamente improbabili. Questo comportamento è visivamente ben supportato dai relativi istogrammi, che mostrano un andamento alquanto particolare, delineato da un picco improvviso e molto acuto della curva.

	Min.	Max.	Media	Deviazione Standard
RefB10 - Norm	-4.35	1.62	-1.43	0.31
RefB11 - Norm	-106.41	75.89	-5.61	9.81
RefB12 - Norm	-6.54	0.00	-1.48	0.54
RefB13 - Norm	-150.65	0.00	-11.79	27.03
RefB14 - Norm	-78.09	0.00	-0.42	0.66

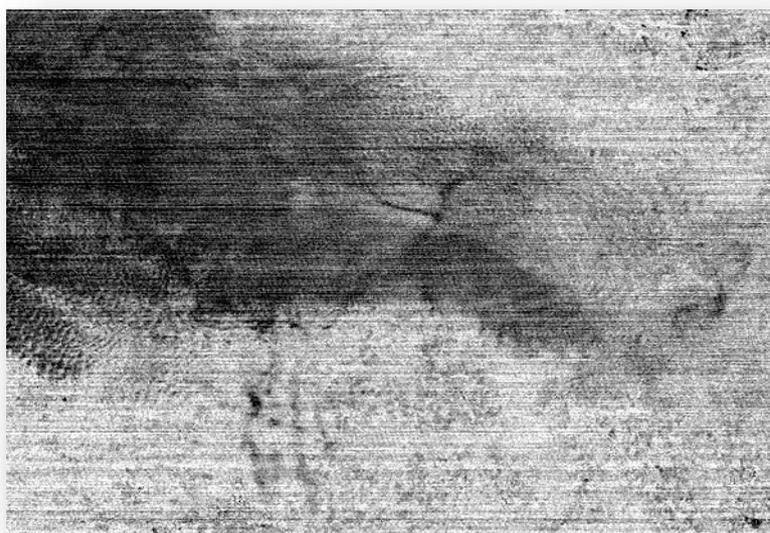
**Figura 95** La tabella mostra le statistiche inerenti alle differenze tra i layer di temperatura calcolati con i due metodi proposti dal software ENVI



**Figura 96** Istogrammi relativi alla differenza tra i layer di temperatura ottenuti mediante Normalization Emissivity e Reference Channel Emissivity mantenendo rispettivamente costanti le bande 10 ed 11



**Figura 97** Istogrammi relativi alla differenza tra i layer di temperatura ottenuti mediante Normalization Emissivity e Reference Channel Emissivity mantenendo rispettivamente costanti le bande 12 ed 13



**Figura 98** Un esempio dell'immagine risultante dalla differenza tra bande

#### **4.5 Il confronto fra le temperature rilevate**

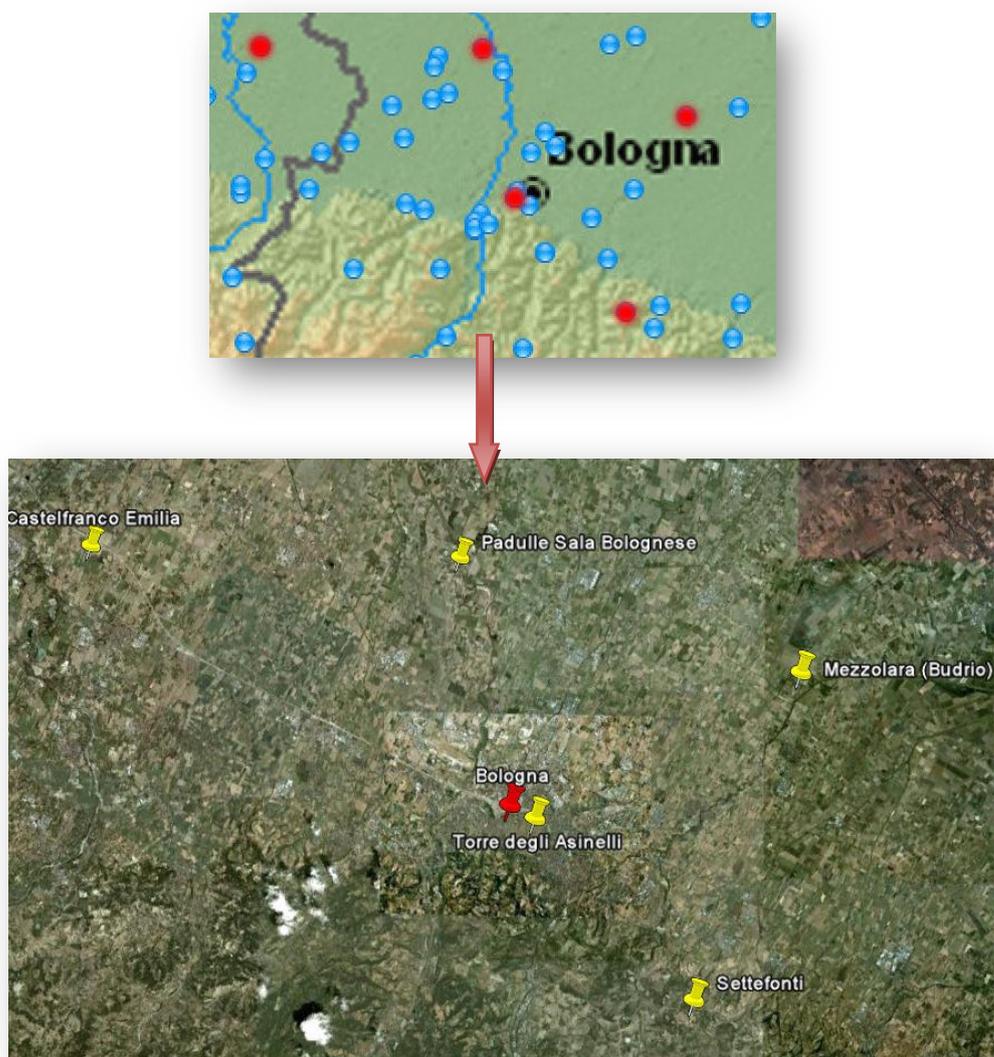
Giunti a questo punto, dopo aver eseguito la calibrazione ed il pre-processamento del dato, si ha a disposizione una serie di immagini di vario genere (AST\_L1B, AST\_08, Landsat\_B61,B62) raffiguranti l'andamento delle temperature sopra la città di Bologna e l'ambiente rurale circostante. Quindi, si sono confrontati i valori, dapprima puntuali ed in seguito medi, di temperatura localizzati in punti ben precisi del territorio corrispondenti con le stazioni di rilevazione meteo dell'Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente dell'Emilia-Romagna (ARPA). È da sottolineare innanzitutto, prima ancora di esporre i risultati e le possibili considerazioni, che l'agenzia in questione utilizza stazioni di monitoraggio poste ad un'altezza che si pone al di sotto di una qualsiasi ed eventuale coltre di nubi e relativamente vicine alla superficie terrestre, inoltre, le misurazioni avvengono in maniera puntuale nel senso più stretto del termine mediante un termoigrografo<sup>35</sup>,

---

<sup>35</sup> **Termoigrografo:** strumento di precisione per misurare e registrare simultaneamente la temperatura e l'umidità ambiente, funzionante in maniera autonoma. La temperatura viene espressa in gradi centigradi (-50 °C ~ 50 °C) mentre l'umidità relativa viene indicata in percentuale( 0% ~ 100 %) Lo strumento è attualmente in uso presso le stazioni meteorologiche di tutto il mondo essendo riconosciuto dal W.M.O. (World Meteorological Organization ) quale strumento ufficiale per la registrazione di queste due grandezze fisiche. Gli elementi sensibili sono collegati in modo solidale ad un pennino attraverso alcuni leveraggi, che hanno la funzione di amplificare le oscillazioni che gli elementi producono per effetto delle variazioni di temperatura e umidità, il pennino registra queste oscillazioni tracciando una cartina diagrammata. Il sistema di

detto ciò, le temperature rinvenute dai dati ARPA sono considerate in questo elaborato come prive di errore e quindi è ad esse che si fa riferimento nel calcolare la precisione dei risultati riscontrati attraverso le immagini satellitari.

Le stazioni a cui in seguito si farà riferimento sono localizzate sia all'interno della città che all'esterno, in modo tale da poter riscontrare oltre all'accuratezza in generale dei rilievi, anche l'eventuale presenza dell'isola di calore urbano presente nell'ambiente antropizzato.



**Figura 99** In alto è mostrata la disposizione delle stazioni ARPA nel territorio limitrofo alla città di Bologna. In rosso sono le stazioni utilizzate in questa ricerca, visualizzate su immagine satellitari (recuperate da Google Earth) nella figura in basso

*registrazione incorporato traccia separatamente su un foglio di carta diagrammata le due curve, che rappresentano l'andamento nel tempo delle grandezze misurate. E' disponibile in differenti modelli, sia meccanici che elettronici, dotati anche di display, sonde remote, allarmi, ecc.*

La ricerca delle stazioni e dei dati ARPA sono state effettuate attraverso il client, Dexter, messo a disposizione dalla stessa agenzia il quale permette di realizzare una ricerca incrociata inserendo la data di acquisizione voluta, la variabile di cui si è interessati a conoscere il valore e la posizione della stazione più vicina all'obiettivo dell'indagine. La scelta delle stazioni, in questo caso, è stata obbligata a quelle riportate in tabella a causa della concomitanza di numerosi fattori tra cui: il periodo di attivazione della stazione, la posizione rispetto alle immagini possedute e la possibilità di misurazione della variabile temperatura.

Stazione ARPA	Longitudine	Latitudine	EST (m)	NORD (m)
<b>Bologna</b>	Lon. 11.328782°	Lat. 44.500752°	E 685132	N 4930131
<b>Mezzolara</b>	Lon. 11.533782°	Lat. 44.571051°	E 701186	N 4938424
<b>Settefonti</b>	Lon. 11.461578°	Lat. 44.402582°	E 696017	N 4919535
<b>Padulle</b>	Lon. 11.290551°	Lat. 44.62775°	E 681696	N 4944152
<b>Castelfranco</b>	Lon. 11.02745°	Lat. 44.630086°	E 660819	N 4943858

**Figura 100** Le coordinate sono espresse sia in coordinate geografiche che nel sistema di riferimento UTM-WGS84

È importante sottolineare che le misurazioni dell'ARPA sono orarie, allora tenendo in considerazione che le immagini satellitari sono riferite al fuso orario di Greenwich (UTC+0), mentre l'Italia si trova ad UTC+1, è stato necessario riferirsi ai valori di temperatura dell'ora successiva. Questo elemento, è di non poca importanza, infatti i risultati ricavati in seguito mostrano una variazione di circa  $1\div 2^{\circ}\text{C}$ , ovvero un  $\Delta T$  che a volte può essere pari o inferiore a quello misurato in due ore consecutive, soprattutto durante le ore più calde, e quindi una mancata considerazione di questo fattore può portare a formulare conclusioni completamente errate.

Come accennato precedentemente, in un primo momento si è confrontato il valore di temperatura puntuale relativo alle stazioni sopra citate, ove presenti nell'immagine, mediante l'uso combinato degli strumenti di ENVI, "Pixel Locator" e "Cursor/Location Value" che permettono di rintracciare un determinato pixel e leggerne il valore di temperatura, in questo caso, ad esso associato.

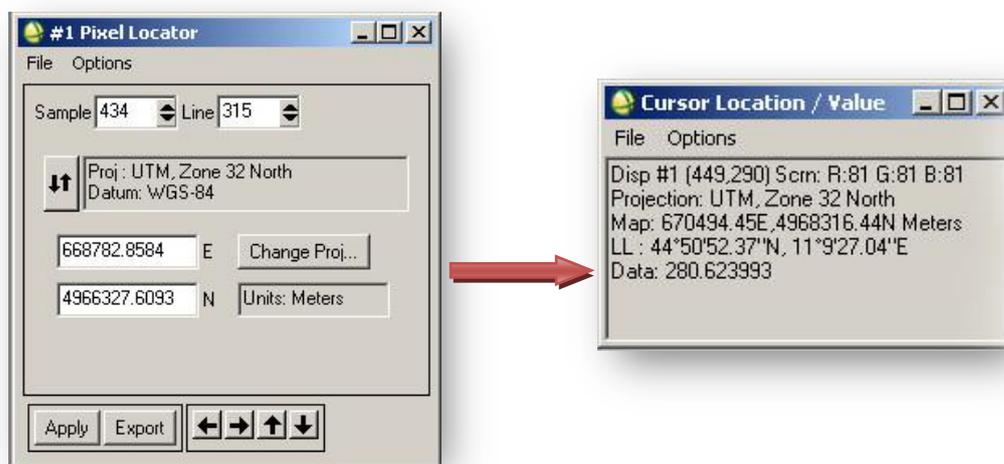


Figura 101 Strumenti per il recupero della temperatura di uno specifico punto

Confrontando quindi le varie immagini si sono riscontrati i valori esposti nelle seguenti tabelle.

Temperatura (K)	Landsat7	Landsat7	ARPA	AST_L1B	AST_L1B	AST_08	ARPA
	ETM+ B61	ETM+ B62	21 febbraio 2009	senza correzione ATM	con correzione ATM		16 febbraio 2007
Bologna	278.82	278.40	280.50	283.33	283.36	282.70	282.80
Settefonti	280.07	279.44	279.30	Non presente nell'immagine	Non presente nell'immagine	Non presente nell'immagine	282.50
Padulle Sala Bolognese	274.96	274.81	279.70	286.20	285.89	285.80	280.20
Mezzolara	274.31	274.07	280.40	Non presente nell'immagine	Non presente nell'immagine	Non presente nell'immagine	280.20

Figura 102 La tabella mostra il confronto fra le temperature rilevate nel mese di febbraio del 2007 e 2009 (indicate dai diversi colori) con differenti dati in diverse stazioni

Benché le rilevazioni dell'ARPA mostrino chiaramente la presenza sulla città dell'isola di calore urbano (anche se la differenza di temperatura può essere

minima come nel caso del 21 febbraio 2009 fra la stazione di Bologna e Mezzolara), le immagini satellitari processate non permettono un riscontro palese di tale situazione, ne dal punto di vista visivo, ne da quello oggettivo attraverso la misurazione del pixel. Infatti, a colpo d'occhio è impossibile distinguere l'ambiente antropizzato da quello rurale e ciò avviene per diverse ragioni:

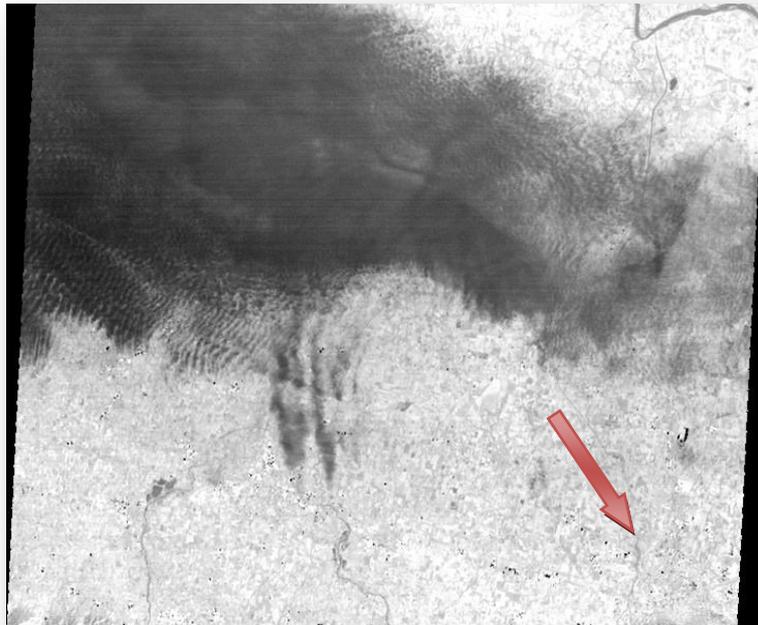
- in entrambe le immagini sono presenti grandi corpi nuvolosi che data la loro bassa temperatura appaiono di colore scuro. Il telerilevamento ottico (di cui fa parte il Thermal Remote Sensing) è una tecnica di rilievo passiva, ovvero esso capta la radiazione elettromagnetica proveniente dalla superficie terrestre che è liberamente emessa o riflessa, al contrario dei sistemi radar, il che lo rende fortemente assoggettato alle condizioni meteorologiche presenti al momento dell'acquisizione. Quindi, la presenza di nuvole può compromettere la rilevazione della temperatura, abbassando il valore registrato rispetto a quello reale. Al contrario, le stazioni meteo dell'agenzia per l'ambiente, sono dislocate al di sotto della coltre nuvolosa, e possono rilevare senza problemi di sorta la temperatura anche in giornate coperte. Risulta quindi necessario, per indagini termiche di questo tipo, che le immagini adoperate siano completamente libere da nubi;
- i dati di temperatura forniti dall'ARPA sono ad orario pieno mentre le immagini satellitari sono riferite al secondo in cui è stata ripresa la scena, quindi, per ottenere una maggior precisione sarebbe opportuno effettuare una interpolazione dei valori di temperatura;
- le immagini in questione, come la quasi totalità di quelle a disposizione, sono state acquisite durante le ore del mattino (ad esempio 9:48 per le Landsat), e per tutto quello finora descritto sul fenomeno dell'isola di calore urbano, è facile capire come questo sia uno dei peggiori orari in cui effettuare una ripresa. Infatti, l'Urban Heat Island è un processo che si manifesta nelle prime ore dopo il tramonto, quando il calore accumulato

durante il giorno viene lentamente rilasciato dall'ambiente antropizzato, rendendo il centro urbano più caldo rispetto alle aree rurali circostanti. Quindi, il maggior contrasto, ovvero il massimo  $\Delta T$ , lo si ha nel momento in cui, al rapido abbassamento di temperatura dovuto al calar del sole si contrappone la diffusione di calore immagazzinato dalle superfici impermeabili, fortemente addensate all'interno dell'ambiente urbano. È chiaro quindi come un'immagine ripresa durante il giorno non riesca a cogliere al meglio questo fenomeno che comunque permane anche se in maniera minore;

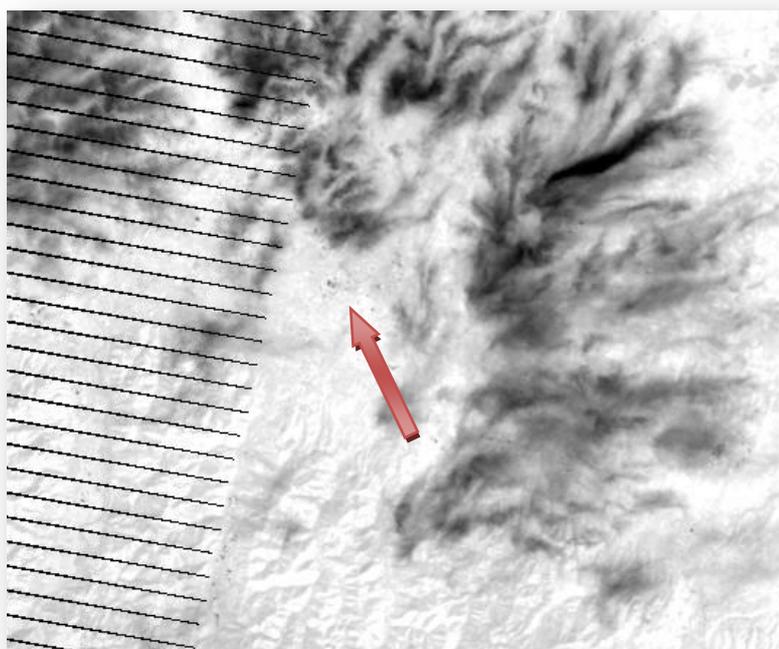
- il confronto che si sta effettuando mette in relazione i valori di temperatura registrati puntualmente, trascurando quindi due importanti fattori. Il primo riguarda la risoluzione geometrica delle immagini satellitari che concentrano in un singolo pixel i valori di temperatura di un'area misurata a terra di 8100 m<sup>2</sup>, per il dato ASTER, e di 3600 m<sup>2</sup>, nel caso del Landsat7 ETM+ (rispettivamente 90 x 90m e 60 x 60m). Al contrario, la rilevazione della stazione ARPA è estremamente circoscritta e minimamente influenzata dalle fonti di calore circostante. Il secondo fattore deriva dal concetto stesso di isola di calore urbano, infatti, ciò che si vuole riscontrare è un effetto globale che investe un'intera area e quindi un fenomeno che è al di sopra delle possibili fluttuazioni di temperatura causate da eventuali particolarità del territorio, le quali, escludendo il contributo fornito in termini di media, possono ingannare riguardo l'entità del valore finale;
- un ultimo fattore, anche se legato maggiormente alla visualizzazione, è quello derivante dal fatto che le escursioni di temperatura a cui si sta facendo riferimento sono comprese in intervalli davvero esigui, nell'ordine massimo di qualche grado centigrado, è perciò assai difficile poter riconoscere ad occhio nudo, senza effettuare alcune operazioni *stretching*, l'eventuale presenza di una bolla di calore sopra la città. Infatti, può spesso capitare che il centro urbano sia più caldo della periferia adiacente, e

quindi apparire con un tono di grigio più chiaro, ma nella globalità dell'immagine essere più scuro di altre zone, perciò, attraverso una semplice lettura visiva si può rimanere fuorviati se non si presta particolare attenzione.

Le immagini a cui si fa riferimento possono meglio mostrare ciò di cui si è parlato.



**Figura 103** Immagine di temperatura ricavata da AST\_L1B del 16 febbraio 2007. La freccia indica all'incirca la posizione della città di Bologna



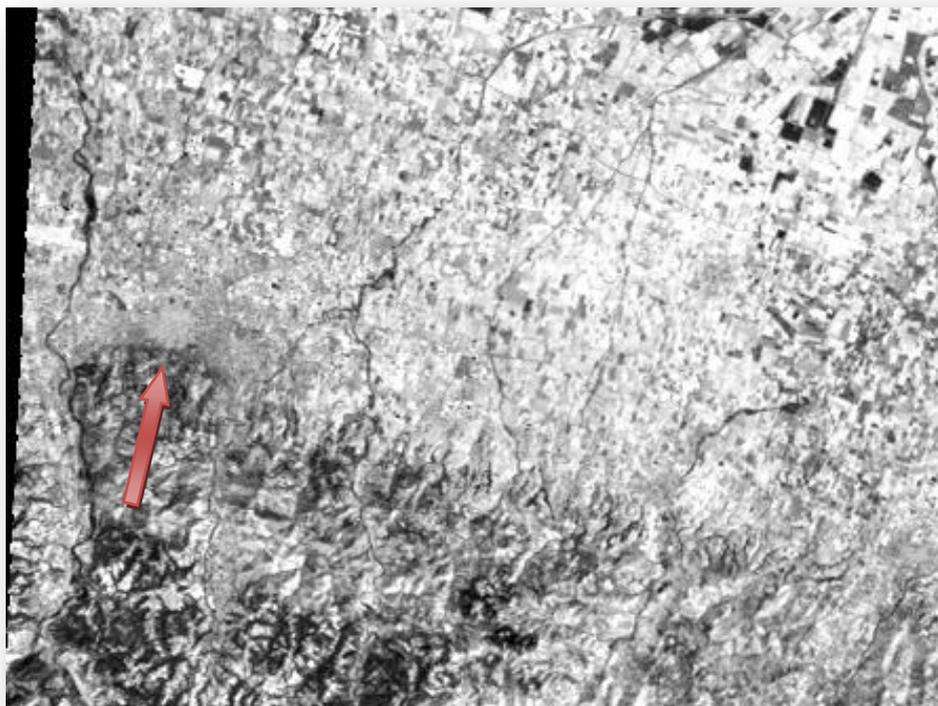
**Figura 104** Immagine di temperatura ricavata da Landsat ETM+ del 21 febbraio 2009. La freccia indica all'incirca la posizione della città di Bologna

Sebbene queste immagini siano inadatte, per i motivi appena esposti, a rappresentare il fenomeno dell'isola di calore urbano, esse fungono egregiamente da esempio nell'evidenziare la maggior parte dei problemi ed inconvenienti che si possono incontrare nella ricerca dell'UHI.

Al contrario, utilizzando un differente set di immagini, dove non vi siano problemi di copertura nuvolosa, le temperature recuperate mostrano una maggiore congruenza sia nell'individuazione del fenomeno dell'isola di calore urbano, sia nell'accordo con i dati rilevati dall'ARPA.

Temperatura (K)	AST_L1B	AST_08	ARPA 25 marzo 2009	AST_L1B	AST_08	ARPA 22 luglio 2009	AST_L1B	AST_08	ARPA 25 agosto 2009
Bologna	290.60	291.9	287.50	308.50	313.3	304.00	307.67	314.70	301.40
Settefonti	288.90	290.1	286.50	306.45	308.20	303.10	307.90	314.60	301.20

**Figura 105** Confronto fra le temperature rilevate in una sequenza storica nel corso dello stesso anno



**Figura 106** Immagine AST\_08 del 25 agosto 2009. La freccia indica la posizione del centro urbano di Bologna

In questo esempio, risulta subito evidente la presenza di un'area a temperatura maggiore localizzata sul centro urbano della città, essa infatti appare con una tonalità di grigio più chiara rispetto alla periferia circostante. La differenza di temperatura però è molto limitata e questo è confermato oltre che visivamente, anche dai dati rilevati puntualmente e riportati nella tabella precedente. In tutte e tre le misurazioni, ciò che rimane pressoché costante è la differenza relativa di temperatura tra il centro della città e le aree rurali, dando origine ad uno *shift* rispetto alle rilevazioni dell'ARPA.

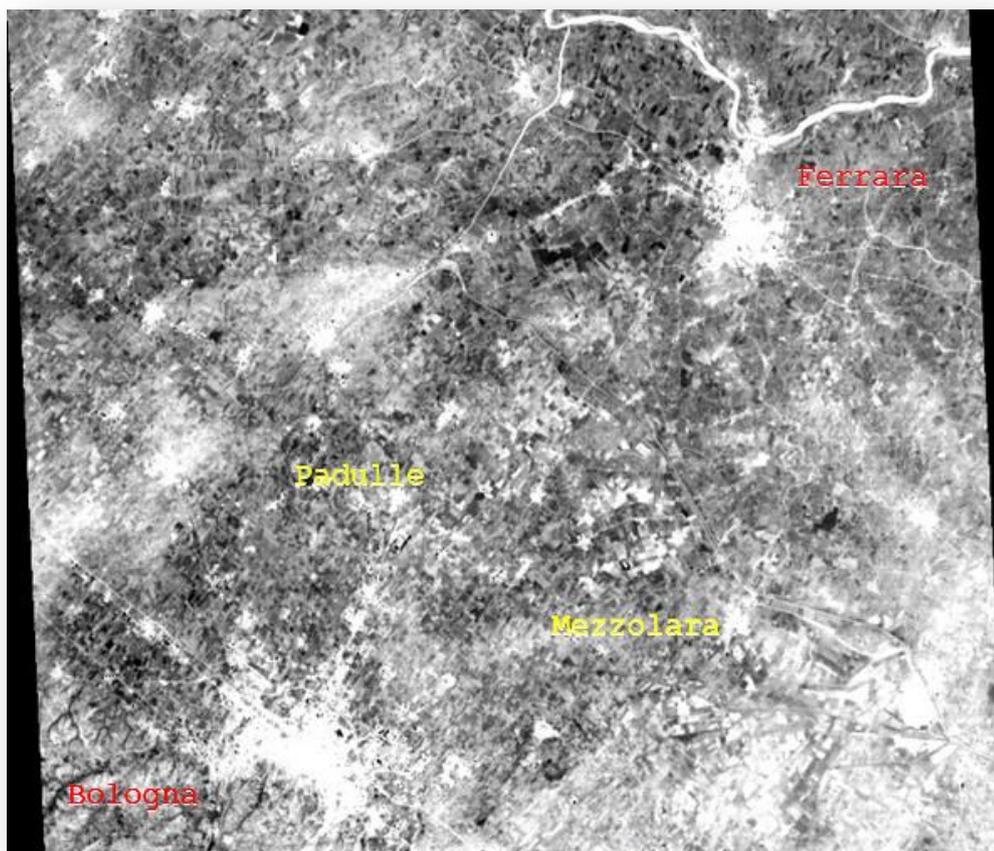
Ovviamente, permangono molti dei problemi precedentemente citati, ma seppur si stia utilizzando un'immagine con: risoluzione del pixel a terra di 90m, acquisita durante le ore di immagazzinamento del calore e non durante la sua re-immissione nell'ambiente, ed effettuando un confronto circostanziale delle informazioni di temperatura, i risultati ottenuti sono soddisfacenti soprattutto perché mostrano un andamento uniforme tra di loro, anche se spesso mostrano dei valori assoluti eccessivamente difforni dal dato considerato privo di errori, ovvero quello dell'agenzia per l'ambiente.

Utilizzando un'immagine notturna le cose migliorano sensibilmente. I risultati sono esposti di seguito.

Temperatura (K)	AST_L1B	AST_08	ARPA 20 agosto 2004
Bologna	298.54	300.00	298.80
Mezzolara	294.30	295.00	296.30
Padulle	293.15	292.70	293.50

Figura 107 Confronto delle temperature registrate il 20 agosto 2004 alle ore 21 UTC+0

Sfortunatamente, la reperibilità di immagini acquisite dopo il tramonto è limitata e non è quindi stato possibile confrontare scene riprese da satelliti differenti, ma già attraverso una singola fotografia si riscontrano netti miglioramenti, sia dal punto di vista dell'accuratezza del valore assoluto di temperatura, sia dal punto di vista dell'individuazione dell'isola urbana di calore, quest'ultima chiaramente visibile anche ad occhio nudo. Come discusso nel capitolo primo, la rilevazione della temperatura attraverso una misura radiometrica è un processo che si basa sulla sola porzione di radiazione elettromagnetica emessa dall'oggetto. È semplice perciò intuire come, durante le ore notturne, si possano ottenere dei risultati molto più precisi essendo nulla l'influenza della componente riflessa della radiazione. Inoltre, dopo il tramonto, il calore immagazzinato dagli edifici, dalle pavimentazioni e da tutte le *impervious surfaces* viene lentamente rilasciato contrastando l'abbassamento delle temperature dovuto al calar del sole, mentre, l'ambiente rurale circostante che possiede, oltre ad una minor densità abitativa, una maggior quantità di vegetazione, tende a diminuire più velocemente la propria temperatura.

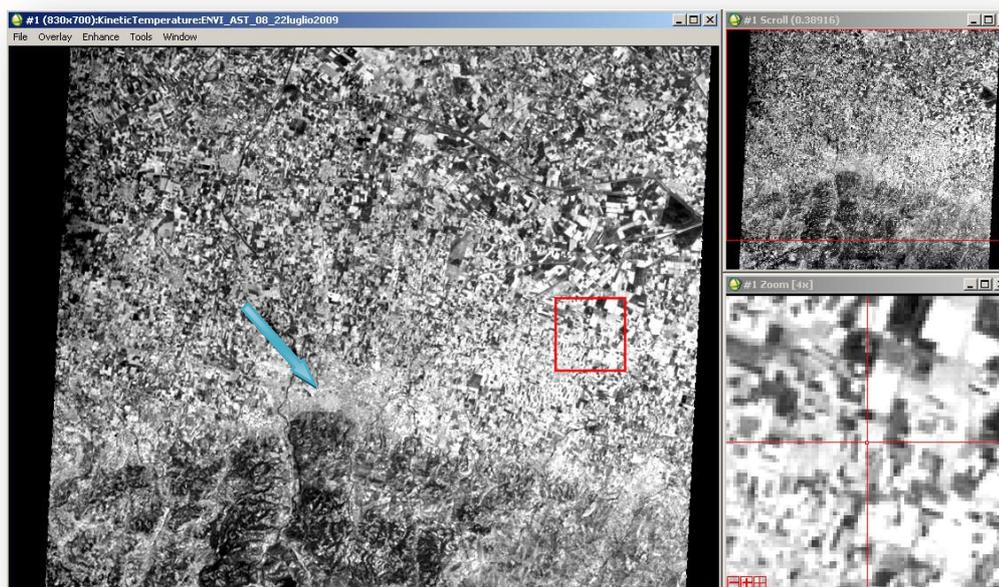


**Figura 108** Immagine notturna della territorio limitrofo alla città di Bologna. In rosso sono segnati i principali centri urbani, mentre in giallo sono indicate le località delle stazioni ARPA utilizzate come riferimento di temperatura dell'ambiente rurale.

Dall'immagine sono molto ben visibili i centri urbani che appaiono come macchie di luce rispetto all'ambiente circostante, così come i fiumi ed i percorsi d'acqua in generale, che grazie alla loro grande inerzia termica richiedono molto tempo per riscaldarsi ma anche per raffreddarsi. Essendo un'immagine acquisita durante le ore della sera e nel mese di agosto, è ragionevole pensare che il calore riscontrato sia per la maggior parte quello rilasciato dai materiali, derivante dai raggi solari incidenti durante tutta la giornata, senza alcuna influenza dovuta agli impianti artificiali di riscaldamento. Ovviamente, le attività antropiche di un centro urbano generano sempre una certa quantità di calore e solitamente maggiore rispetto alla periferia, ma durante le ore notturne questo divario si appiattisce e permette una più corretta individuazione del fenomeno dell'isola di calore urbano.

Un ulteriore modalità di raccogliere l'informazione riguardante l'Urban Heat Island, è quella che si svincola dalle misurazioni puntuali della temperatura volgendo verso un concetto di globalità che termina in un'informazione mediata di un'intera area. Infatti, come esposto all'interno di questo capitolo, la comparazione di due misurazioni estremamente circostanziate, come quelle dell'ARPA e quelle derivate dalla lettura attraverso lo strumento *Cursor/Location Value*, possono facilmente indurre in errore soprattutto a causa dell'immagine satellitare, dato che il valore di temperatura all'interno del pixel può subire considerevoli variazioni anche per minimi spostamenti.

Nella figura sottostante, si ha un lampante esempio di quanto appena esposto, infatti nel riquadro rosso è indicata una zona di territorio ad uso agricolo che mostra elevate differenze di temperatura tra appezzamenti adiacenti. Questo, è probabilmente causato dal fatto che un campo è costituito da nudo terreno mentre quello contiguo è ricoperto di vegetazione, il che comporta una differente emissività nelle due superfici, il che si ripercuote in modo direttamente proporzionale sulla temperatura rilevata a satellite. Quindi, supponendo che la stazione di rilevamento dell'ARPA fosse situata all'interno di appezzamento piuttosto che di quello attiguo, si otterrebbero dei risultati finali che potrebbero essere diametralmente opposti. Inoltre, ciò sposta l'attenzione su di un'altra differenza tra la natura delle due misurazioni. Mentre, il termoigrografo acquisisce la temperatura dell'aria ovvero la temperatura ambiente indicata dal termometro a contatto con l'aria, il sensore satellitare registra la radiazione elettromagnetica emessa dalla superficie terrestre, che attraverso opportune trasformazioni (solitamente legate all'inversione della legge di Planck) viene convertita in temperatura radiometrica quindi coincidente a quella di un corpo nero con radianza pari a quella misurata dal sensore. È quindi legittimo cercare di spostare il confronto da valori puntuali a valori medi.



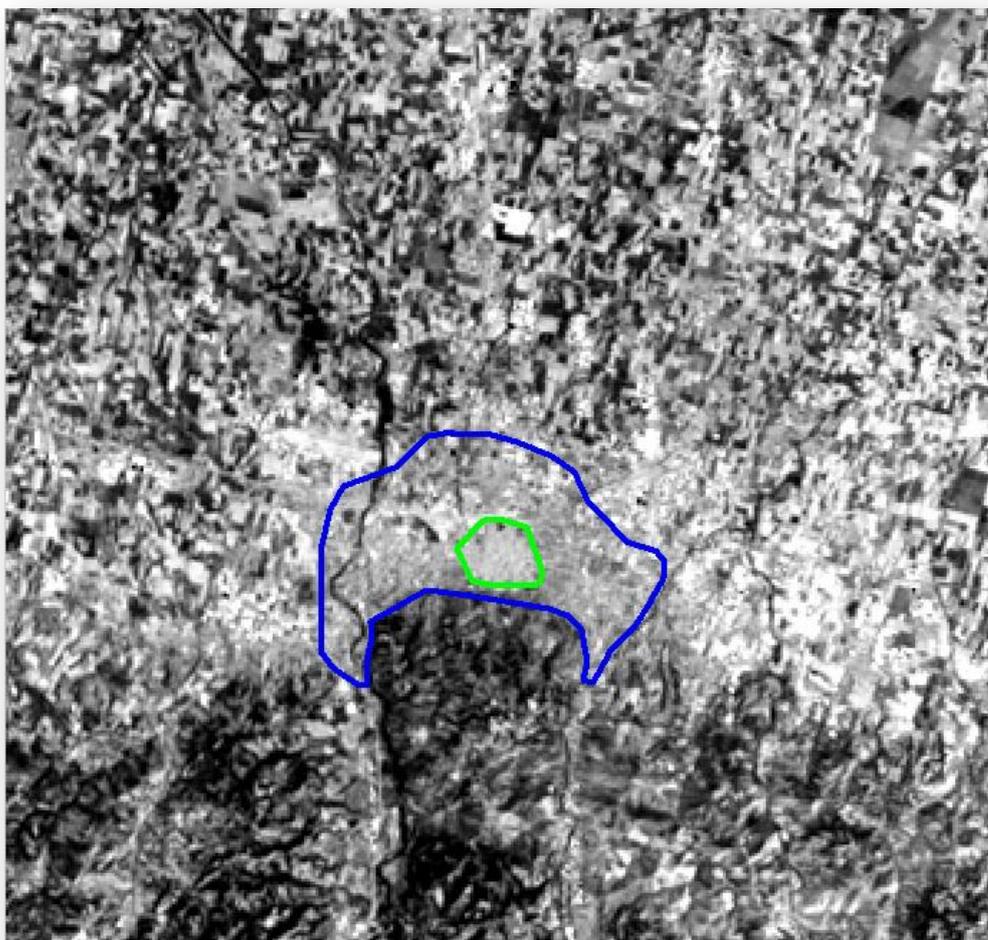
**Figura 109** Layer di temperatura ricavato da un'immagine AST\_L1B del 22 luglio 2009. La città di Bologna è indicata dalla freccia azzurra, mentre nel riquadro è indicata un'area agricola che mostra un'elevata variazione di temperatura da pixel adiacenti.

A tal proposito, si è cercato di evidenziare l'effetto del surriscaldamento urbano ritagliando l'immagine originale in modo tale da avere la città di Bologna al centro della scena, escludendo gli altri grandi agglomerati urbani e suddividendo la città in tre livelli:

- centro : costituito dall'area compresa all'interno della terza cinta muraria di Bologna
- periferia : costituito dall'area compresa all'interno della tangenziale escludendo le zone dell'Appennino
- esterno : costituita dall'intera immagine ritagliata

I livelli sono stati creati mediante lo strumento *ROI Tool*, il quale permette di selezionare delle regioni di interesse (Region of Interest) che solitamente hanno la funzione di database per identificare la firma spettrale delle varie classi all'interno di un processo di classificazione guidata dell'immagine. Il software consente di scegliere una qualsiasi combinazione di poligoni, vettori, o punti con la possibilità

di definire più di una regione di interesse che successivamente, può essere salvata come tale e poi riutilizzata su altre immagini.



**Figura 110** La figura mostra le aree corrispondenti ai livelli utilizzati per il confronto delle temperature, il verde indica il centro, mentre in blu la periferia. Il livello esterno corrisponde a tutta l'immagine.

Una volta selezionate le aree, è possibile esportarle in formato vettoriale (ENVI Vector File, .EVF) e se il file su cui sono state generate è georeferenziato, il layer vettoriale mantiene le informazioni geografiche di modo che sia possibile in seguito applicarlo nuovamente nella stessa posizione ma su immagini differenti.

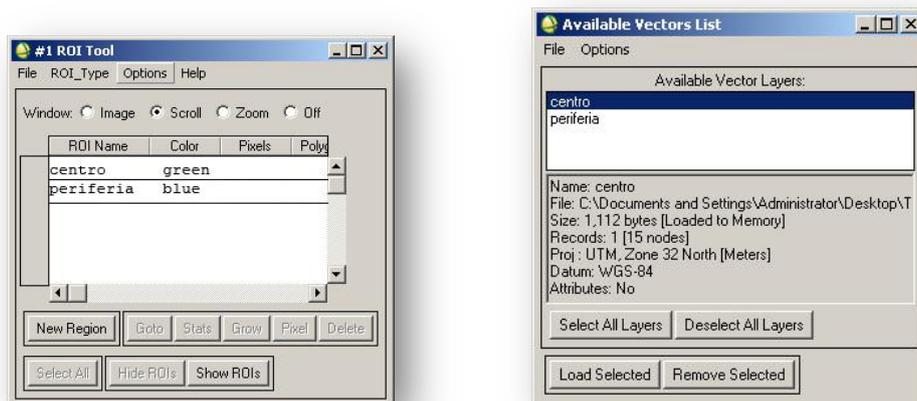


Figura 111 Strumento ROI Tool per inserire le regioni di interesse all'interno dell'immagine e finestra Available Vector List per re-inserire il layer vettoriale all'interno di qualsiasi altra immagine

Giunti a questo punto, il procedimento è analogo a quanto visto per la differenza di bande, infatti per ottenere il valore medio delle aree introdotte attraverso la definizione delle ROIs, si applica nuovamente lo strumento *Statistics* avendo l'accortezza di caricare il layer vettoriale su l'immagine, e di utilizzare la funzione *Stat Subset* per far sì che il software esegua i calcoli e le statistiche solamente per quei pixel all'interno della regione di interesse selezionata.

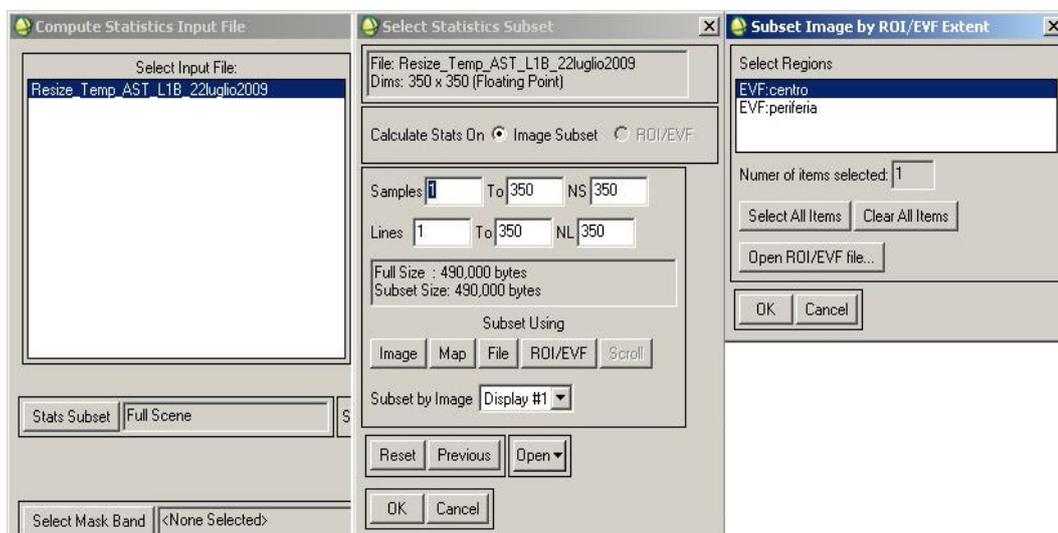


Figura 112 Procedimento per selezionare il computo delle statistiche solamente del layer vettoriale selezionato

In questo caso si sono considerate due immagini, una diurna (22 luglio 2009) e una notturna (20 agosto 2004), cercando ancora una volta di confrontare la bontà dei risultati in condizioni di acquisizione differenti. Mentre, come stazioni ARPA di riferimento sono state utilizzate quella centrale di Bologna, e quelle rurali di Settefonti e Mezzolara. Sfortunatamente, non esistono stazioni intermedie localizzate all'interno dell'area considerata come periferia perciò, il riscontro della differenza di temperature può essere effettuato solo tra il layer corrispondente al centro e all'esterno.

I risultati di tale procedimento sono esposti nelle seguenti tabelle:

Layer	AST_08	AST_L1B	ARPA
Centro	315°.26	309°.65	-
Periferia	312°.85	307°.94	-
Esterno	311°.67	307°.00	-
$\Delta T_{C-E}$	3°.59	2°.65	0°.9
$\Delta T_{P-E}$	1°.18	0°.94	-

**Figura 113** Confronto tra le temperature ricavate dall'immagine ASTER del 22 luglio 2009

Layer	AST_08	AST_L1B	ARPA
Centro	300°.15	309°.65	-
Periferia	297°.37	307°.94	-
Esterno	295°.00	307°.00	-
$\Delta T_{C-E}$	5°.15	3°.27	2°.5
$\Delta T_{P-E}$	2°.37	1°.51	-

**Figura 114** Confronto tra le temperature ricavate dall'immagine ASTER del 20 agosto 2004

In entrambi i casi vi è una sovrastima della temperatura reale, maggiore nel caso dell'immagine notturna, anche se è rispetto il trend che vuole l'ambiente urbano surriscaldato rispetto alle zone rurali. È comunque da sottolineare che utilizzando questa tecnica, i valori ricavati dalle immagini di temperatura cinetica AST\_08

risultano coerenti con il livello di accuratezza prescritto dal fornitore ( $\pm 1 \div 4$  K) mentre nei riscontri precedenti superavano nettamente questa soglia. Sfortunatamente, questo metodo anche se concettualmente corretto risente fortemente dell'arbitrarietà con la quale si individuano le regioni di interesse. In questo caso si è cercato di selezionare le zone corrispondenti alla descrizione aiutandosi attraverso immagini satellitari acquisite nel visibile, per scindere con maggiore precisione le aree con diversa densità abitativa.



## Conclusioni

Grazie al telerilevamento, per la prima volta nella storia dell'umanità, si ha a disposizione una descrizione globale, sintetica ed al tempo stesso analitica del pianeta, che non sia solo di tipo cartografico. Inoltre, l'osservazione ripetuta consente l'esame di fenomeni dinamici a scala territoriale, alcuni dei quali difficilmente esplorabili e descrivibili con mezzi tradizionali: basti pensare al controllo dello scioglimento dei ghiacci, alla misura della desertificazione, alla mappatura degli incendi delle foreste, alla meteorologia, all'oceanografia (è possibile tracciare la dinamica e la geometria delle correnti attraverso una stima precisa della temperatura superficiale dei mari e degli oceani), alla geologia ecc.

Le possibili applicazioni scientifiche del rilevamento nel campo termico, in ambiti legati alle Scienze della Terra e all'Ingegneria Ambientale, sono molto ampie e diversificate. Esse variano dall'interpretazione delle interazioni fra la Terra e l'atmosfera alla determinazione delle proprietà del substrato geologico, dal monitoraggio dei rischi naturali come eruzioni vulcaniche ed incendi boschivi all'osservazione degli effetti dovuti all'impatto antropico sull'ambiente.

Ultimamente, l'utilizzo di informazioni termiche all'interno del paesaggio urbano si è mostrato fondamentale per comprendere lo sviluppo e l'interazione di tale energia con lo strato atmosferico più prossimo alla superficie terrestre. Infatti, le variazioni di temperatura che determinano i modelli termici della superficie e la loro intensità sono profondamente influenzate dall'estensione delle aree urbane, dalla densità di sviluppo nonché dai cambiamenti di destinazione dei suoli e delle loro coperture.

Il dato termico rilevato sui grandi centri urbani, anche se funzione della risoluzione spaziale considerata, permette di fornire informazioni utili, soprattutto nel periodo invernale, circa la dispersione termica degli edifici e di

valutare, nel corso degli anni, l'effetto della applicazione di leggi che impongono l'obbligatorietà della coibentazione termica delle coperture, ma più in generale si può estendere questo concetto alla valutazione della dispersione di calore di un'intera città. Un esempio di grande interesse è il lavoro eseguito sulla città di Londra, sulla quale sono state create delle *Heat Loss Map* incrociando i dati contenuti nei sistemi informati territoriali con le informazioni termiche acquisite attraverso immagini aeree ad elevate risoluzioni spaziali che, anche se inadeguate allo studio di grandi aree a causa delle complicità dovute all'accuratezza geometrica (il dover fondere diverse linee di volo per ottenere una vasta copertura geografica risulta difficile ed oneroso), permettono di approcciare efficacemente l'analisi termica a livello comunale.

Esiste quindi il potenziale per estendere alla macroscale il modellamento della risposta termica attraverso una combinazione di dati provenienti da piattaforme differenti e con diverse risoluzioni geometriche, con conseguenti miglioramenti nelle valutazioni quantitative degli effetti del flusso di calore che si libera dalle superfici urbane.

Il *Thermal Remote Sensing* permette inoltre di studiare efficacemente il fenomeno dell'isola di calore che si crea in corrispondenza dei grandi centri urbani, dando la possibilità di esplorarne gli effetti su più livelli e con diversi gradi di accuratezza.

Grazie al simultaneo utilizzo di differenti indici, propri del mondo del telerilevamento, come i dati ottenuti dalla percentuale di ISA, dall'indice NDVI e dalle temperature superficiali, si può descrivere e visualizzare la distribuzione spaziale e temporale della struttura termica urbana, ed anche se a volte il valore assoluto di temperatura ricavato si può discostare da quello reale misurato a terra, nella maggior parte delle applicazioni in cui si utilizza il rilevamento dell'infrarosso la stima esatta della temperatura non è così importante come invece il conoscere la differenza relativa che intercorre tra l'oggetto della stima e l'ambiente circostante.

I recenti studi di Jimenez-Muñoz e Sobrino del 2006 dimostrano che, in condizioni ottimali e con la possibilità di disporre dati raccolti in situ, si commette un errore minimo di 0.3 K, mentre se si dispone solamente di dati da remote sensing l'errore minimo ottenuto è di 0.8 K, ma nel caso fossero considerate altre fonti di errori, come quella fornita dal rumore del segnale o l'incertezza della lunghezza d'onda, si può aumentare la precisione della stima dell'LST fino ad un errore minimo di 0.5 K.

A seguito dell'esperienza di analisi termica condotta sulla città di Bologna, si sono messe in luce le possibili problematiche relative al processo di conversione dei valori di radianza misurata in valori di temperatura. Nell'ambito della sperimentazione è stata evidenziata l'importanza di operare su di un'immagine priva di corpi nuvolosi, che possono compromettere la precisione dei risultati finali, sia in termini assoluti (un pixel in cui è presente uno strato, seppur lieve, di nubi appare più "freddo" che nella realtà) che in termini relativi (rapportare le temperature di due aree parzialmente coperte potrebbe falsare il confronto). Inoltre, si sono mostrate due modalità di raccolta dati per evidenziare la presenza del fenomeno dell'isola di calore urbana. La prima, fondata sulla misurazione puntuale dell'informazione di temperatura e la seconda attraverso una stima dei valori medi inerenti alle aree del centro e della periferia. Se concettualmente questo secondo metodo risulta più coerente nello spirito della definizione dell'*Urban Heat Island*, esso porta con sé tutte le incertezze legate alla definizione delle regioni di interesse ed alla loro possibile disomogeneità interna, essendo la temperatura poi calcolata come una media dei valori presenti su tutti i pixel delle regioni.

Le immagini notturne forniscono lo strumento migliore per poter confermare la presenza dell'isola di calore, essendo acquisite in un periodo della giornata in cui la radiazione elettromagnetica risulta priva della sua componente riflessa. In questi casi, è anche possibile un riscontro visivo fortemente esplicativo del fenomeno, mentre un'analisi termica effettuata con l'ausilio di immagini diurne

può essere fuorviante, data la piccola differenza di temperatura esistente tra l'ambiente antropizzato e quello rurale durante le ore del giorno. La disponibilità di immagini satellitari notturne è tuttavia molto limitata.

In conclusione, con il continuo miglioramento della tecnologia si stanno iniziando ad acquisire un numero sempre crescente di informazioni quantitative anche nello spettro dell'infrarosso termico. Il telerilevamento termico di aree urbane, fino a pochi anni fa considerato di secondario interesse dalla comunità scientifica, anche a causa delle limitazioni delle immagini in termini di risoluzione geometrica e radiometrica e della stessa complessità del tessuto superficiale urbano, può godere oggi, con la disponibilità delle moderne piattaforme satellitari e di nuovi sensori, di interessanti opportunità.

## Appendici

Si riportano le tabelle di emissività dei materiali più comuni utilizzate anche durante la sperimentazione di analisi termica sulla città di Bologna.

Material	Emissivity Value	Material	Emissivity Value
Aluminum-unoxidized	0.02–0.03	Granite-rough	0.90
Aluminum-highly polished	0.04	Grass	0.98
Chromium - polished	0.08–0.36	Ice	0.95–1.00
Concrete	0.85	Iron, not oxidized	0.05
Asphalt	0.95	Iron, oxidized	0.74
Red brick	0.93	Limestone	0.95–1.00
Lime clay brick	0.43	Soil, dry	0.92
Glass	0.85	Soil, wet	0.95
Clay	0.95	Sand	0.90
Clay tiles	0.33	Sandstone	0.67
Cloth	0.95	Snow	0.80 to 0.90
Copper, polished	0.07	Water	0.90–0.95
Copper, oxidized	0.87	Wood	0.80–0.95

**Tabella 1** Fonte: Manual of Remote Sensing, Quattrochi 2009

Oggetto	Emissività	T cinetica °K (°C)	T radianza °K (°C)
Corpo nero	1,00	300 (27)	300 (27)
Vegetazione	0,98	300 (27)	298,5 (25,5)
Suolo umido	0,95	300 (27)	296,2 (23,2)
Suolo asciutto	0,92	300 (27)	293,8 (20,8)

**Tabella 2** Fonte: Sistemi di Telerilevamento, Unifi

<b>Metalli e loro ossidi</b>		<b>Temp °C</b>	<b>Emissività</b>
Alluminio	Foglio di alluminio	20	0.04
	Patinato (per esposizione all'aria)	20	0.83-0.94
Rame	Lucidato	100	0.05
	Molto ossidato	20	0.78
	Stampo ossidato	100	0.64
	Foglio, molto arrugginito	20	0.69-0.96
Nichel	Piaccato, lucidato	20	0.05
Acciaio inossidabile (tipo 18-8)	Lucidato	20	0.16
	Ossidato	60	0.85
Acciaio	Lucidato	100	0.07
	Ossidato	200	0.79
<b>Altri materiali</b>		<b>Temp °C</b>	<b>Emissività</b>
Mattone	Rosso comune	20	0.93
Fuliggine		20	0.95
Calcestruzzo	Asciutto	35	0.95
Vetro	Trasparente	35	0.97
Olio	Lubrificante	17	0.87
	Spessore 0.03 mm	20	0.27
	Spessore 0.13 mm	20	0.72
	Strato spesso	20	0.82
Vernice, olio	Media di 16 colori	20	0.94
Carta	Bianca	20	0.07-0.90
Intonaco		20	0.86-0.90
Gomma	Nero 5	20	0.95
Pelle	Umana	32	0.98
Suolo	Asciutto	20	0.92
	Saturo d'acqua	20	0.95
Acqua	Distillata	20	0.96
	Cristalli di ghiaccio	-10	0.98
	Neve	-10	0.85
Legno	Quercia piallata	20	0.90

**Tabella 3** Fonte: Istituto di Sostenibilità Applicato all'Ambiente Costruito

<b>METALLI</b>	<b>Emissività</b>		<b>Emissività</b>
Acciaio, Laminato a freddo	0.7 - 0.9	Haynes	0.3 - 0.8
Lamiera molata	0.4 - 0.6	Inconel, Ossidato	0.7 - 0.95
Lamiera levigata	0.1	Sabbiato	0.3 - 0.6
Ossidato	0.7 - 0.9	Molibdeno, Ossidato	0.2 - 0.6
Inossidabile	0.1 - 0.8	Nickel, Ossidato	0.2 - 0.5
Alluminio Ossidato	0.2 - 0.4	Ottone, Brunito	0.3
Lega A3003, Ossidata	0.3	Ossidato	0.5
Ruvida	0.1 - 0.3	Piombo, Ruvido	0.4
Ferro, Ossidato	0.5 - 0.9	Platino, Nero	0.9
Arrugginito	0.5 - 0.7	Rame, Ossidato	0.4 - 0.8
Ferro, Fucinato	0.9	Titanio, Ossidato	0.5 - 0.6
Ghisa, Ossidata	0.6 - 0.95		
Non Ossidata	0.2		

<b>NON-METALLI</b>	<b>Emissività</b>		<b>Emissività</b>
Acqua	0.93	Gesso	0.8 - 0.95
Argilla	0.95	Ghiaccio	0.98
Asbesto	0.95	Ghiaia	0.95
Asfalto	0.95	Gomma	0.95
Basalto	0.7	Legno, Naturale	0.9 - 0.95
Calcare	0.98	Neve	0.9
Carbonio Non Ossidato	0.8 - 0.9	Plastica ( opaca, $\geq 20$ mils )	0.95
Grafite	0.7 - 0.8	Sabbia	0.9
Carborundum	0.9	Suolo	0.9 - 0.98
Carta ( qualsiasi colore )	0.95	Tessuto	0.95
Cemento	0.95	Vernice ( non Alluminio)	0.8 - 0.95
Ceramica	0.95	Vetro	0.85

**Tabella 4** Fonte: Orionesrl

## ***Bibliografia***

- Lora C., De Franceschi M., Sitta M., Zardi D.,**: “Determinazione dell’effetto ‘Isola di Calore Urbana’ in una città alpina mediante utilizzo di reti di sensori a basso costo” (2006).
- Ventura F.,**: “Metodi di stima e di misura della Evapotraspirazione” Corso di Agrometeorologia (2005).
- Ventura F., Gaspari N., Piana S., Rossi Pisa P.,**: “Variazione dell’isola di calore urbana sulla città di Bologna negli ultimi 30 anni” (2008)
- Souza L., Rodrigues D., Mendes J.,**: “Sky view factors estimation using a 3D-GIS extension” University of Barau, Brazil (2003)
- Quattrochi D., Weng Q.,**: “Editorial Board of Thermal Remote Sensing of Urban Areas”, Remote Sensing of Environment, vol. 104 (2006)
- Giugliacci M.,**: “Manuale di meteorologia” edito da Alpha Test (2003)
- Gluch R., Quattrochi D., Luvall J.,**: “A multi-scale approach to urban thermal analysis” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Xian G., Crane M.,**: “An analysis of urban thermal characteristics and associated land cover in Tampa Bay and Las Vegas using Landsat satellite data” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Chen X., Zhao H., Li P., Yin Z.,**: “ Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover changes” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Lu D., Weng Q.,**: “Spectral mixture analysis of ASTER images for examining the relationship between urban thermal features and biophysical descriptors in Indianapolis, Indiana, USA” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Small C.,**: “Comparative analysis of urban reflectance and surface temperature” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Hartz D.A., Prasad L., Hedquist B.C., Golden J., Brazel A.J.,**: “Linking satellite images and hand-held infrared thermography to observed neighborhood climate conditions” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Rigo G., Parlow E., Oesch D.,**: “Validation of satellite observed thermal emission with in-situ measurements over an urban surface” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Pu R., Gong P., Michishita R., Sasagawa T.,**: “Assessment of multi-resolution and multi-sensor data for urban surface temperature retrieval” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Sugawara H., Takamura T.,**: “Longwave radiation flux from an urban canopy: Evaluation via measurements of directional radiometric temperature” Remote Sensing of Environment vol. 104 (2006)
- Manganelli F., Rossi S., Georgiadis T.,**: “Il riscaldamento della città” Scienzaonline, anno 3, numero 30 (2006)
- Quattrochi D. A.,**: “Manual of Remote Sensing” edito da CRC Press (2009)
- Quattrochi D. A., Luvall J. C.,**: “Thermal Remote Sensing in Earth Science Research” edito da Timothy A. Warner (2009)

**Quattrochi D. A., Luvall J. C.,** : “Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes” edito da CRC Press (2004)

**Brivio P.A., Lechi G., Zilioli E.,** : “Principi e metodi di Telerilevamento” edito da Città Studi (2006)

**Lechi G.,** : “Principali satelliti con sensori termici” Rivista Italiana Telerilevamento vol.39 (2007)

**Lagouarde J.P., Irvine M.,** : “Directional anisotropy in thermal infrared measurements over Toulouse city centre during the CAPITOUL measurement campaigns: first results” Meteorology and Atmospheric Physics vol.102 (2008)

**Quattrochi D.A.,** : “Urban Thermal Energy Exchanges” *Manual of Remote Sensing*, vol. 5 (2006)

**O’Donohue D., Mills S., Kingham S., Bartie Park P.,** : “Combined Thermal-LIDAR Imagery for Urban Mapping” Geospatial Research Centre (2008)

**Hook S.J., Gabel A.R., Grenn A.A., Kealy P.S.,** : “A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geologic studies” *Remote Sensing Environment*, vol.42 (1992)

**Kealy P.S., Hook S.J.,** : “Separating temperature and emissivity in thermal infrared multispectral scanner data: Implications for recovering land surface temperature” *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.31 (1993)

**Johnson B. R., Young S. J.,** : “In-Scene Atmospheric Compensation: Application to SEBASS Data Collected at the ARM Site,” Technical Report, Space and Environment Technology Center, The Aerospace Corporation (1998)

**Hernandez-Baquero, E.,** : “Characterization of the Earths Surface and Atmosphere from Multispectral and Hyperspectral Thermal Imagery,” Ph.D. Dissertation, Rochester Institute of Technology, Chester F. Carlson Center for Imaging Science (2000)

**Peres L. F., DaCamara C. C.,** : “Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data” *Remote Sensing of Environment* vol.91, (2004)

**Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J.,** : “A. Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data” *International Journal of Remote Sensing*, vol.27, (2006)

## ***Sitografia:***

**NASA :** <http://www.nasa.gov/>  
(ultima consultazione: Settembre 2009).

**SCIENZA ONLINE :** [http://www.scienzaonline.org/ambiente/riscaldamento\\_della\\_città](http://www.scienzaonline.org/ambiente/riscaldamento_della_città)  
(ultima consultazione: Settembre 2009).

**WIKIPEDIA :** <http://www.wikipedia.org>  
(ultima consultazione: Ottobre 2009)

**PLANETEK :** <http://www.planetek.it>  
(ultima consultazione: Ottobre 2009)

**REMOTE SENSING LAB** : <http://legacy.ingv.it/labtel2/avhrr/avhrr2/piattaforma.htm>

(ultima consultazione: Ottobre 2009)

**DIGITAL ORTHOPHOTO QUARTER QUADRANGLES** : <http://atlas.lsu.edu/doqqhelp>

(ultima consultazione Ottobre 2009)

**TRASMISSIONE DEL CALORE** : [http://www.fmboschetto.it/didattica/pdf/Trasmissione\\_del\\_calore.PDF](http://www.fmboschetto.it/didattica/pdf/Trasmissione_del_calore.PDF)

(ultima consultazione Ottobre 2009)

**ASSOCIAZIONE ITALIANA TELERILEVAMENTO**: <http://www.aitonline.it>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**GLOSSARIO TELERILEVAMENTO**: <http://milano.irea.cnr.it/3gloss/glossario.htm>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**ISTITUTO DI SOSTENIBILTA' APPLICATA ALL'AMBIENE COSTRUITO**:

<http://www.isaac.supsi.ch> (ultima consultazione Novembre 2009)

**LAMMA RICERCA E INNOVAZIONE** : <http://www.lamma.rete.toscana.it/ita/teleril/orbite.html>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)** :

<http://asterweb.jpl.nasa.gov>

consultazione Novembre 2009)

(ultima

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI BARI - Geomorfologia**: <http://geomorph.geologia.uniba.it>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI ROMA- Telerilevamento** : <http://www.die.uniroma1.it/telerilevamento>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**GOBOSERVICE** : [http://www.goboservice.it/DichroicFilter\\_i.html](http://www.goboservice.it/DichroicFilter_i.html)

(ultima consultazione Novembre 2009)

**LANDSAT-7 ETM+** : [http://eros.usgs.gov/#/Find\\_Data/Products\\_and\\_Data\\_Available/ETM](http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/ETM)

(ultima consultazione Novembre 2009)

**LANDSAT MISSION** : [http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook\\_toc.html](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_toc.html)

(ultima consultazione Novembre 2009)

**SCAN LINE CORRECTOR**:

[http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook\\_htmls/chapter3/htmls/slc](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_htmls/chapter3/htmls/slc) (ultima consultazione Novembre 2009)

**ZANINO TEMALUCE** : <http://www.zanino.it/C/14/Glossario/M-Z.html>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**CORSO BASICO DI METEOROLOGIA** : [http://digilander.libero.it/vvillas/la\\_radiosonda.htm](http://digilander.libero.it/vvillas/la_radiosonda.htm)

(ultima consultazione Novembre 2009)

**THERMAL IMAGING** : <http://www.haringey.gov.uk>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**HOTMAPPING** : <http://www.hotmapping.co.uk/london/index.htm>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**HORTON LEVI** : <http://www.hortonlevi.co.uk/welcome/default.htm>

**ENERGOCLUB :**

[http://www.energoclub.it/doceboCms/page/122/risparmio\\_energetico\\_edifici\\_residenze.html](http://www.energoclub.it/doceboCms/page/122/risparmio_energetico_edifici_residenze.html) (ultima consultazione Novembre 2009)

**GREEN CROSS :** <http://www.greencrossitalia.it>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**ENVI :** <http://www.itvis.com>

(ultima consultazione Novembre 2009)

**THERMAL MAPPING :** <http://www.anchorelite.com/GSA/thermalmapproducts.html>

(ultima consultazione Novembre 2009)