



*Stefania Argentini*

*Istituto di Scienze dell' Atmosfera e del Clima  
Area di Ricerca di Roma Tor Vergata  
Via del Fosso del Cavaliere, 100  
00133 Roma*

*email: [s.argentini@isac.cnr.it](mailto:s.argentini@isac.cnr.it)*

*Contributi: G. Mastrantonio, I. Petenko, F. Scanzani, I. Pietroni, A. Viola*

## RAZIONALE PER USO TELESENSORI: COMPLESSITÀ DEI PROCESSI ATMOSFERICI

- La modellistica numerica è uno strumento essenziale nello studio della dinamica atmosferica.
- Un modello numerico, per quanto sofisticato, non garantisce la corretta riproduzione dei moti, e dei processi atmosferici senza un set completo ed accurato di dati per l' inizializzazione.
- La modellistica meteorologica utilizza come dati di input i radiosondaggi e le misure alla superficie (l' assimilazione dati non convenzionali poco frequente in Italia).
- La bassa risoluzione spazio-temporale delle grandezze in input ai modelli contribuisce alla scarsa rappresentazione delle forzanti alla mesoscala.
- Le misure nello strato superficiale sono fondamentali, ma non sufficienti.



## RAZIONALE PER USO TELESENSORI: COMPLESSITÀ DEI PROCESSI ATMOSFERICI

- Su terreni ad orografia complessa le misure nello strato superficiale possono essere poco rappresentative dei processi che si presentano alle quote più alte.
- Sensori su torri meteorologiche di qualche centinaio di metri per misure continue dispendioso; inoltre l'istallazione può perturbare la misura.
- I profili sono maggiormente confrontabili (soprattutto alle quote più alte) con i risultati dei modelli perché costituiscono il risultato dell'effetto integrato di aree comparabili con le dimensioni del punto griglia dei modelli.
- I profili (ground-based) danno una migliore rappresentazione degli scambi energetici superficie-atmosfera su aree limitate e non omogenee.
- I profili (ground-based) possono essere utilizzati come input nei modelli (assimilazione), e per la verifica della loro accuratezza.

## **RAZIONALE PER USO TELESENSORI: COMPLESSITÀ DEI PROCESSI ATMOSFERICI**

E' importante avere misurazioni h24 dei profili delle principali grandezze meteorologiche con tecniche automatiche:

**DA ASSIMILARE NELLA MODELLISTICA NUMERICA  
PER VALIDARE LA MODELLISTICA NUMERICA**

# TELESENSORI

**I SISTEMI DI REMOTE SENSING DA TERRA POSSONO OPERARE PER TEMPI LUNGI SENZA IL CONTROLLO DI UN OPERATORE ED IN QUASI TUTTE LE CONDIZIONI METEOROLOGICHE**

**ALCUNI TELESENSORI PER LA MISURA DEI PROFILI DELLA VELOCITA' DEL VENTO E DELLA TEMPERATURA NELLA BASSA TROPOSFERA**

- SODAR
- WIND PROFILER
- RADIOMETRI NELLE MICROONDE
- RASS

## TELESENSORI ATTIVI

Il funzionamento di un telesensore attivo si basa sul fenomeno fisico dello scattering di un'onda quando questa attraversa un mezzo in cui varia l'indice di rifrazione



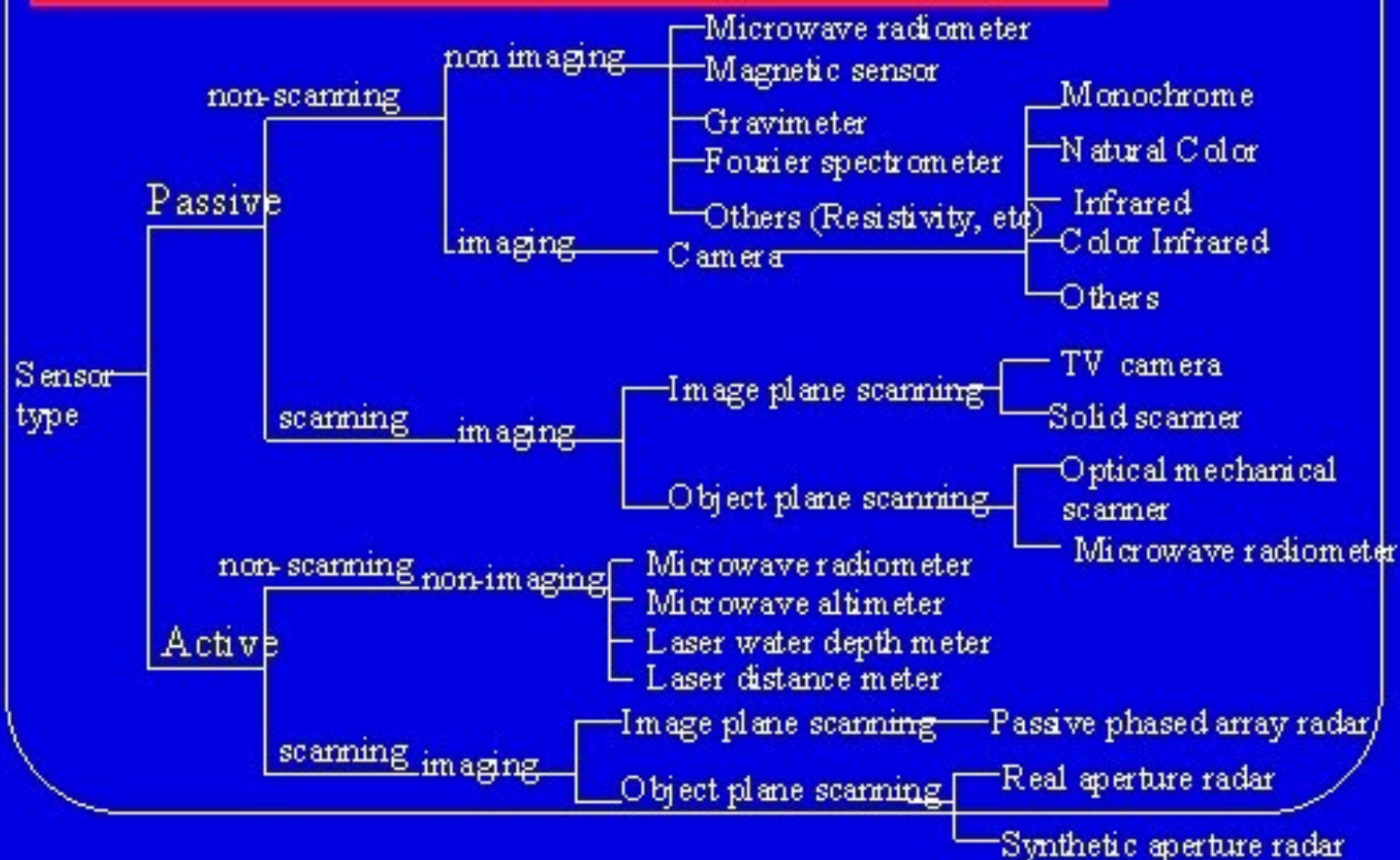
## TELESENSORI ATTIVI

La radiazione di ritorno può essere rilevata dall'antenna ricevente dopo un tempo  $t$  pari al doppio del tempo di propagazione antenna-target.

Usando la velocità di propagazione dell'onda nell'aria è possibile risalire alla distanza ed alla posizione angolare (azimuth) dell'oggetto diffondente rispetto al sistema di riferimento in maniera pressoché continua nel tempo operando una scansione periodica dello spazio circostante tramite antenne ad elevata direttività.

# TELESENSORI

*There are many remote sensors*



## TELESENSORI

Un telesensore può essere:

Monostatico: utilizza la stessa antenna per trasmettere e ricevere il segnale,

o

Bistatico/multistatico: con due o più antenne, di cui una preposta alla trasmissione del segnale e le altre preposte alla ricezione dell'eco diffuso.

Si distinguono inoltre **impulsi** e ad **onda continua**.

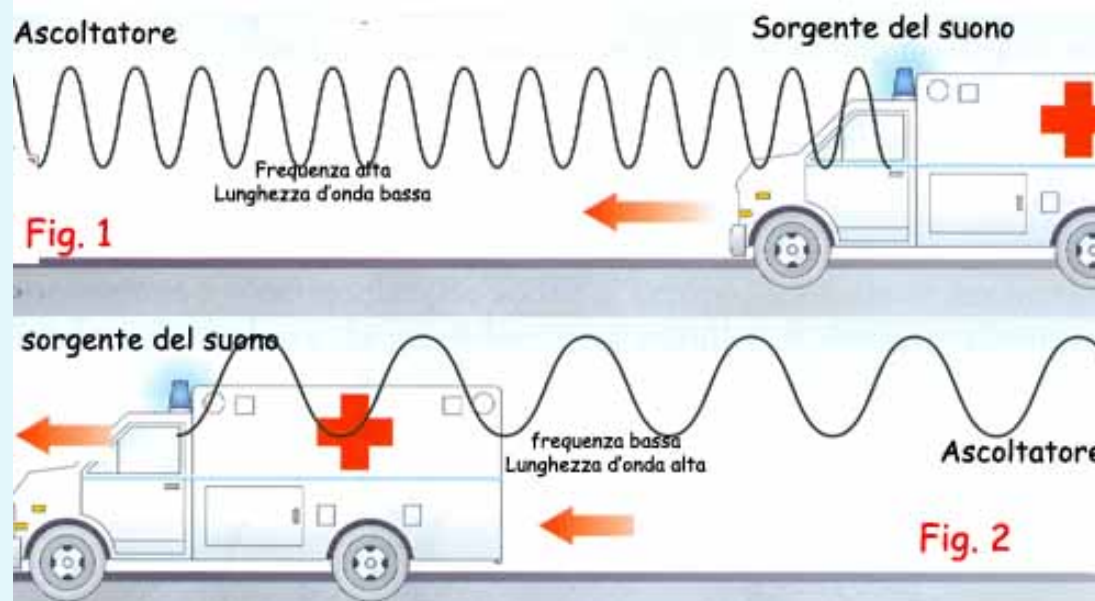
## TELESENSORI DOPPLER

I telesensori progettati per la misura della **velocità** di un target, oltre che della posizione, vengono detti telesensori Doppler

si basano sull'effetto di slittamento in frequenza, detto appunto, **effetto Doppler**, dell'eco diffuso.



# TELESENSORI: EFFETTO DOPPLER



dipende  
dal  
Sistema  
di Riferimento

velocità relativa  
tra sorgente  
e ricevente

$$f_1 - f_0 = f_0 \left( 1 \pm \frac{v}{c} \right)$$

dipende  
dal  
Sistema  
di Riferimento

velocità  
del suono

# **SODAR**

## **(Sound Detection and Ranging)**

SODAR

# Sodar



## Applicazioni del **SODAR** nello studio dello strato limite atmosferico

- Circolazione atmosferica
- Micrometeorologia

## Sistemi **SODAR**

- SODAR ISAC PC-MT
- LM - SODAR ISAC

## Il Sodar è un acronimo di SOund Detection And Ranging

Il SODAR è “**UN RADAR ACUSTICO**”, che consente di correlare intensi echi acustici alla presenza di fluttuazioni termiche e meccaniche presenti in atmosfera

Ricordiamo che :

il **meccanismo base per la propagazione dell' onda acustica** è lo scambio continuo tra energia cinetica del fluido ed energia potenziale immagazzinata nella compressione

## SODAR

Poiché l'indice di rifrazione dell'onda acustica nell'atmosfera è una funzione della:

temperatura, velocità del vento e, in misura minore, dell'umidità.

La diffusione del suono è causata dalla disomogeneità di questi parametri



l'eco di backscatter contiene informazioni relative alle disomogeneità nella temperatura, ed in misura minore, dell'umidità che l'onda attraversa nella sua propagazione.

- Il SODAR invia in atmosfera dei brevi ma potenti toni acustici (beep)
  - Gli echi di ritorno vengono acquisiti, analizzati e registrati in modo simile a quanto avviene per un sonar
  - Per ridurre il rumore acustico ambientale, che potrebbe oscurare l'eco, l'antenna viene usualmente rivestita con schermi fonoassorbenti
- Poiché la velocità del suono è minore di quella delle onde elettromagnetiche, la strumentazione usata è di semplice realizzazione e poco costosa.
- Le tecniche impiegate per l'analisi dei dati non richiedono apparecchiature costose e/o sofisticate.



- Il SODAR (in configurazione monostatica) utilizza come tracciante le fluttuazioni termiche rende quindi possibile la visualizzazione di quei fenomeni che nelle prime centinaia di metri producono o si accompagnano a fluttuazioni di temperatura.
  - Visualizza le termiche che si sviluppano in uno strato limite convettivo e, in presenza di uno strato di inversione sufficientemente intenso sopra le termiche, **visualizza anche quest' ultimo se nel raggio d' azione dello strumento.**
  - Usualmente, in presenza di stratificazioni termiche e shear di vento il SODAR visualizza le stratificazioni e le loro oscillazioni associabili generalmente ad onde di gravità
- Poiché il suono si attenua molto velocemente il raggio d' azione dello strumento difficilmente supera un chilometro.



### **McAllister nel 1968 realizza il prototipo del moderno SODAR**

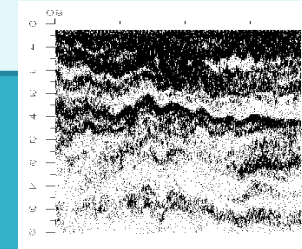
In questo sistema brevi treni di onde acustiche, aventi durata tra 50 a 300 ms, vengono inviati in atmosfera con una frequenza di ripetizione che dipende dalla quota massima che si desidera sondare.

- Se si vogliono, ad esempio, ricevere echi fino ad una quota massima di 1000 m, una frequenza di 6 s per l'emissione è quella più opportuna.

Subito dopo l'emissione la stessa antenna viene posta in ricezione per rilevare gli echi che provengono dall'interazione del pacchetto acustico con l'atmosfera mentre questo si propaga.

Questi echi vengono amplificati e corretti mediante moltiplicazione per una funzione a rampa lineare, per tenere conto della divergenza sferica dell'onda.

L'intensità dell'eco viene quindi registrata in formato facsimile,



l'eco ricevuto in funzione del tempo ( e quindi della quota da cui proviene) viene riprodotto in una traccia verticale in cui la gradazione di grigio è funzione della intensità del segnale ricevuto.

L'accostamento sequenziale di queste tracce consente di visualizzare la struttura dell'atmosfera nella sua evoluzione temporale, in modo simile alla visualizzazione del fondo marino e dei banchi di pesci nel caso dell'ecoscandaglio.

L'innovazione fondamentale è costituita dalla registrazione degli echi in formato facsimile cioè nella stessa forma in cui i sonar, montati sulle navi, registrano fin dal 1920 il profilo dei fondali marini.

## SODAR

Il **SODAR** invia periodicamente nell'atmosfera un treno di onde acustiche di frequenza compresa generalmente tra 1 e 3 kHz, (3-6 kHz per i mini sodar).

Trascurando il contributo della variazione di umidità, la teoria della diffusione del suono nel caso di turbolenza omogenea ed isotropa fornisce la seguente espressione per la **sezione d'urto acustica differenziale per unità di volume**, per unità di angolo solido

$$\eta(\vartheta) = \frac{1}{8} k^4 \cos^2 \vartheta \left( \frac{\Phi_T(x)}{T_0} + \frac{\cos^2(\vartheta/2) E(x)}{\pi c^2 x^2} \right)$$

$\Theta$  l'angolo, nel volume diffondente, tra l'asse del fascio trasmesso e la direzione di diffusione;

$x$  numero d'onda che soddisfa le condizioni di Bragg per la diffusione, cioè  $2k \sin \vartheta/2$ : in particolare in caso di diffusione a  $180^\circ$  solo le disomogeneità spaziate di  $\lambda/2$  contribuiscono in modo costruttivo a formare l'onda retrodiffusa;

$T_0$  temperatura media nel volume diffondente;

$c$  velocità del suono;  $k = 2\pi/\lambda$  è il numero d'onda acustico;

$E(x), \Phi(x)$  densità spettrali tridimensionali di potenza delle fluttuazioni della velocità del vento e della temperatura relative al numero d'onda  $x$

## SODAR

$E(x)$ ,  $\Phi(x)$  caratterizzano il campo delle disomogeneità termiche e meccaniche e sono collegate alle **funzioni di struttura**  $DT(r)$  e  $DV(r)$

**definite come:**

$$DT(r) = \langle [T(p+r) - T(p)]^2 \rangle$$

$$DV(r) = \langle [V(p+r) - V(p)]^2 \rangle$$

ove  $\langle \rangle$  indica una media di ensemble,  $p$  denota il punto in cui la funzione è calcolata, ed  $r$  è la distanza tra i sensori.

Per i numeri d'onda acustica utilizzati, è ragionevole supporre di trovarsi nel subrange inerziale dello spettro della turbolenza cioè in quella parte dello spettro in cui non vi è né produzione, né dissipazione d'energia cinetica ma solo trasferimento di energia dai vortici di grandi dimensione verso i più piccoli. In questo caso argomenti che si basano su analisi dimensionali e risultati sperimentali mostrano che è possibile scrivere:

$$D_T(r) = C_T^2 r^{2/3}$$

$$D_V(r) = C_V^2 r^{2/3}$$

$C_T^2 \dots \dots C_V^2$  sono i parametri di struttura della temperatura e la velocità.

$$\eta(\vartheta) = \frac{1}{8} k^4 x^{-11/3} \cos^2 \vartheta \left( \frac{0.033 C_T^2}{T_0} + \frac{\cos^2(\vartheta/2)}{\Pi c^2} 0.76 C_V^2 \right)$$

L' energia acustica diffusa è la somma di due termini, uno dovuto alle **fluttuazioni del vento**, l'altro dovuto alle **fluttuazioni di temperatura**.

I due termini contengono la dipendenza da  $\cos^2 \theta$  pertanto non vi è diffusione ad angoli di  $90^\circ$ .

Il termine legato alle fluttuazioni meccaniche include un fattore  $\cos^2 \theta/2$ ; di conseguenza queste non producono diffusione a  $180^\circ$ .

La diffusione a  $180^\circ$  (backscattering) è dovuta al solo contributo delle fluttuazioni termiche. Per angoli diversi da  $180^\circ$  è possibile ricevere anche un contributo legato alle fluttuazioni meccaniche.

## SODAR

I sistemi SODAR più comunemente usati utilizzano la stessa antenna per emettere i toni acustici e per riceverne gli echi.

In questa configurazione, che viene definita **monostatica**, **l'eco ha la sua origine nelle fluttuazioni termiche che il treno di onde acustiche incontra durante la sua propagazione**. L'equazione che descrive la diffusione acustica diventa in questo caso:

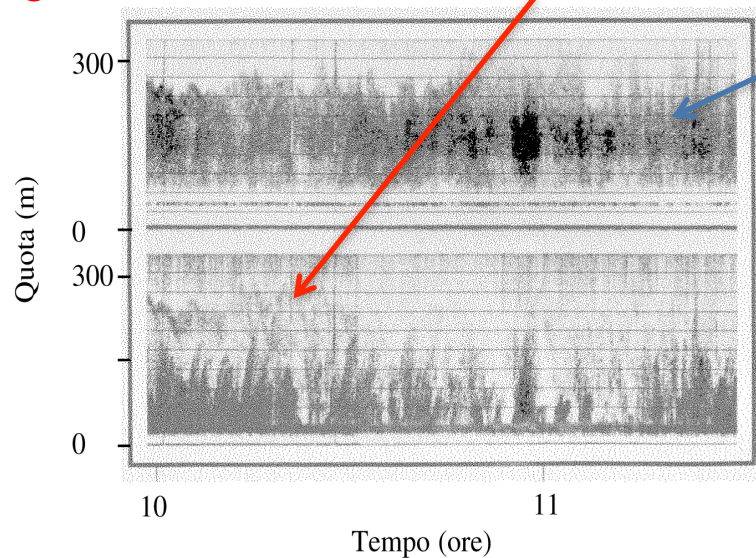
$$\eta(180^\circ) = 0.004k^{1/3} \frac{C_T^2}{T_0}$$

L'eco ricevuto è quindi dovuto all'esistenza di fenomeni che danno luogo o che si accompagnano a fluttuazioni di temperatura in un intervallo di numeri d'onda centrato su  $2k$  (per soddisfare le condizioni di Bragg per la diffusione), dove la larghezza dell'intervallo viene determinata dal troncamento dell'impulso sonoro.

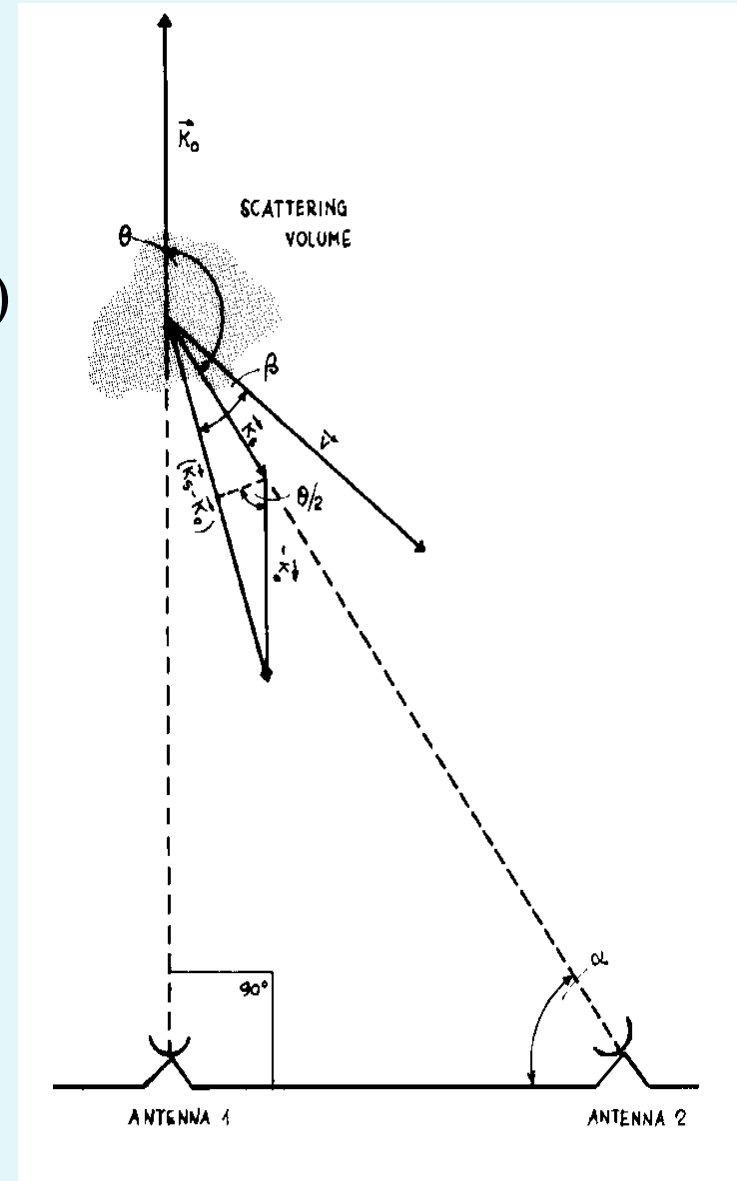
Differential scattering cross-section per unit volume, per unit solid angle

$$\eta(\vartheta) = \frac{1}{8} k^4 \cos^2 \vartheta \left( \frac{\Phi_T(x)}{T_0} + \frac{\cos^2(\vartheta/2) E(x)}{\pi c^2 x^2} \right)$$

Registrazione echi da monostatico e da bistatico



Registrazione facsimile di echi sodar ottenuti in condizioni di instabilità convettiva. In alto sono visualizzati gli echi prodotti ad un angolo di 150°. In basso, ove le termiche sono chiaramente identificabili, sono riprodotti gli echi ottenuti a 180° [3]. Dalla registrazione dell'eco bistatico si deduce che ambedue le antenne sono a fascio stretto.



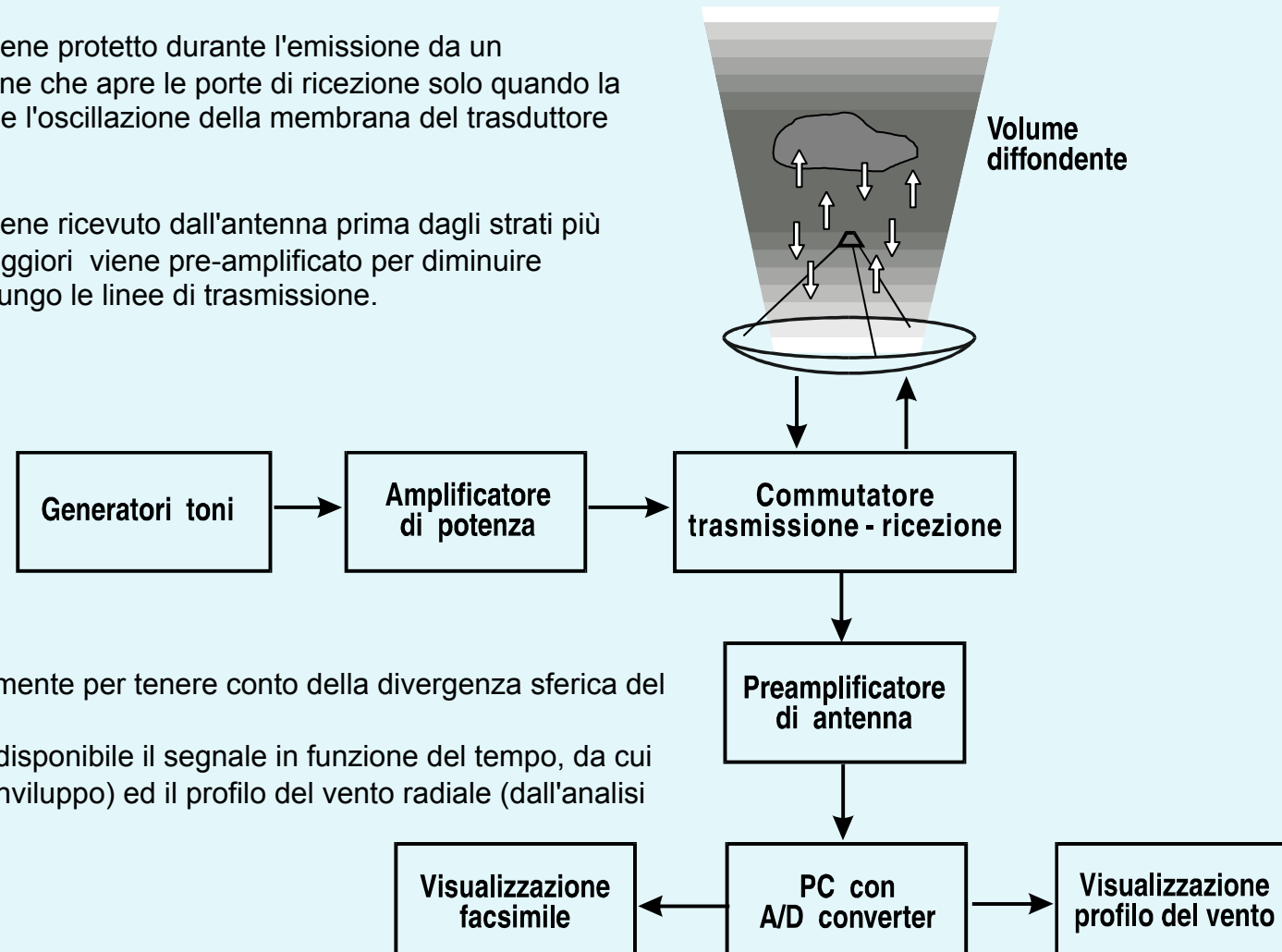
# SODAR

## SCHEMA DI UN SISTEMA SODAR

Un tono acustico di durata 50 - 300 ms viene amplificato ed emesso

La parte ricevente dell'apparato viene protetto durante l'emissione da un commutatore trasmissione-ricezione che apre le porte di ricezione solo quando la trasmissione del tono é terminata e l'oscillazione della membrana del trasduttore acustico si é attenuata.

Il segnale contenente l'eco, che viene ricevuto dall'antenna prima dagli strati più bassi, quindi da quote sempre maggiori viene pre-amplificato per diminuire l'influenza del rumore elettronico lungo le linee di trasmissione.



***Schema semplificato di una sonda acustica monostatica, comprendente i componenti essenziali.***



Il tempo di ritardo  $t$  con il quale il segnale viene ricevuto determina la quota  $z$  di provenienza dell'eco

$$z = c t/2 \quad c = 340 \text{ m/s} = \text{velocità del suono (funzione della temperatura)}$$

La lunghezza temporale del segnale sulla quale è fatta l'analisi armonica determina, per ogni quota, lo spessore dello strato al quale si associa la velocità radiale

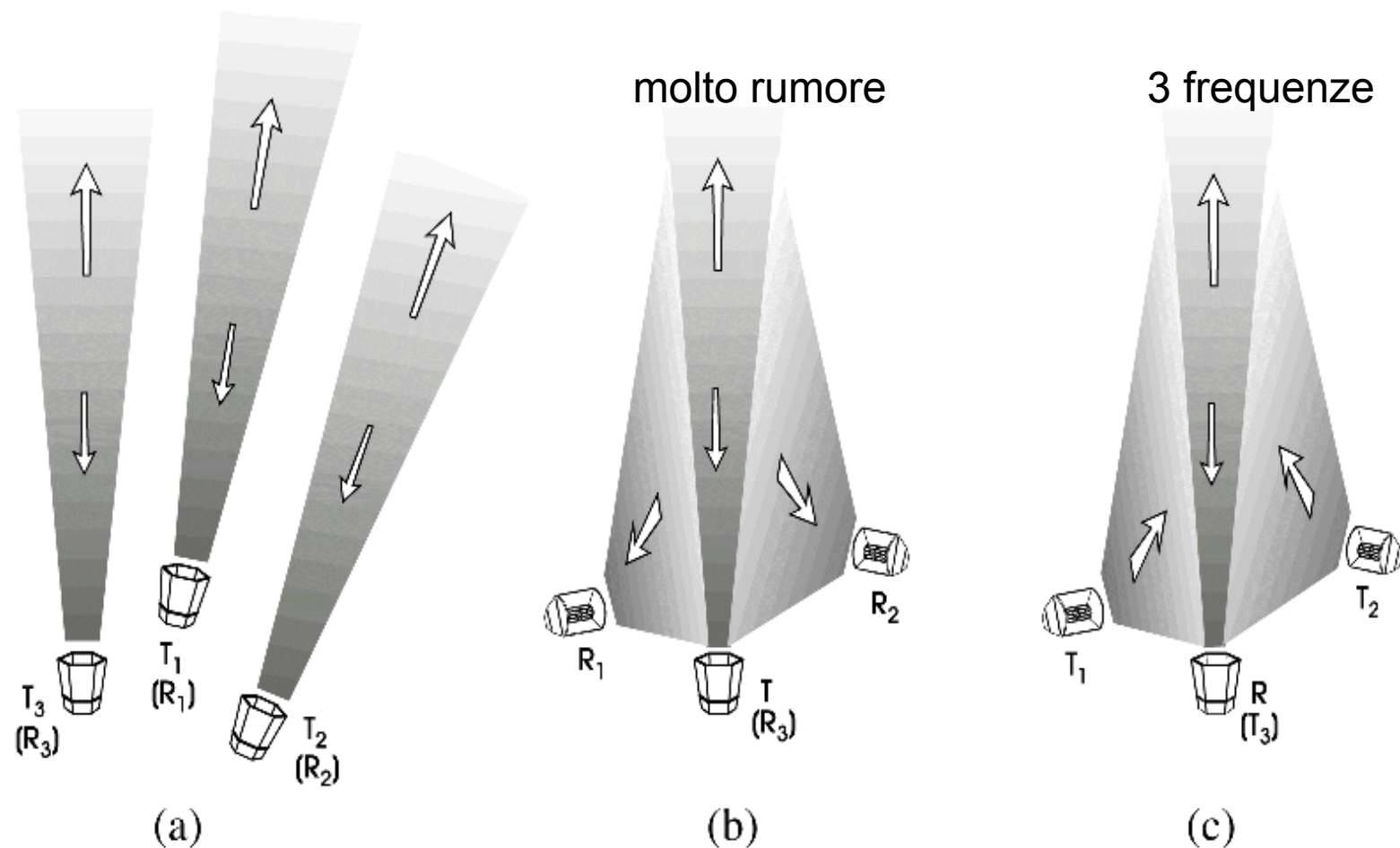
La lunghezza temporale  $\tau$  del burst acustico emesso determina la risoluzione verticale dello strumento

$$\text{Risoluzione } \Delta z = c \tau / 2$$

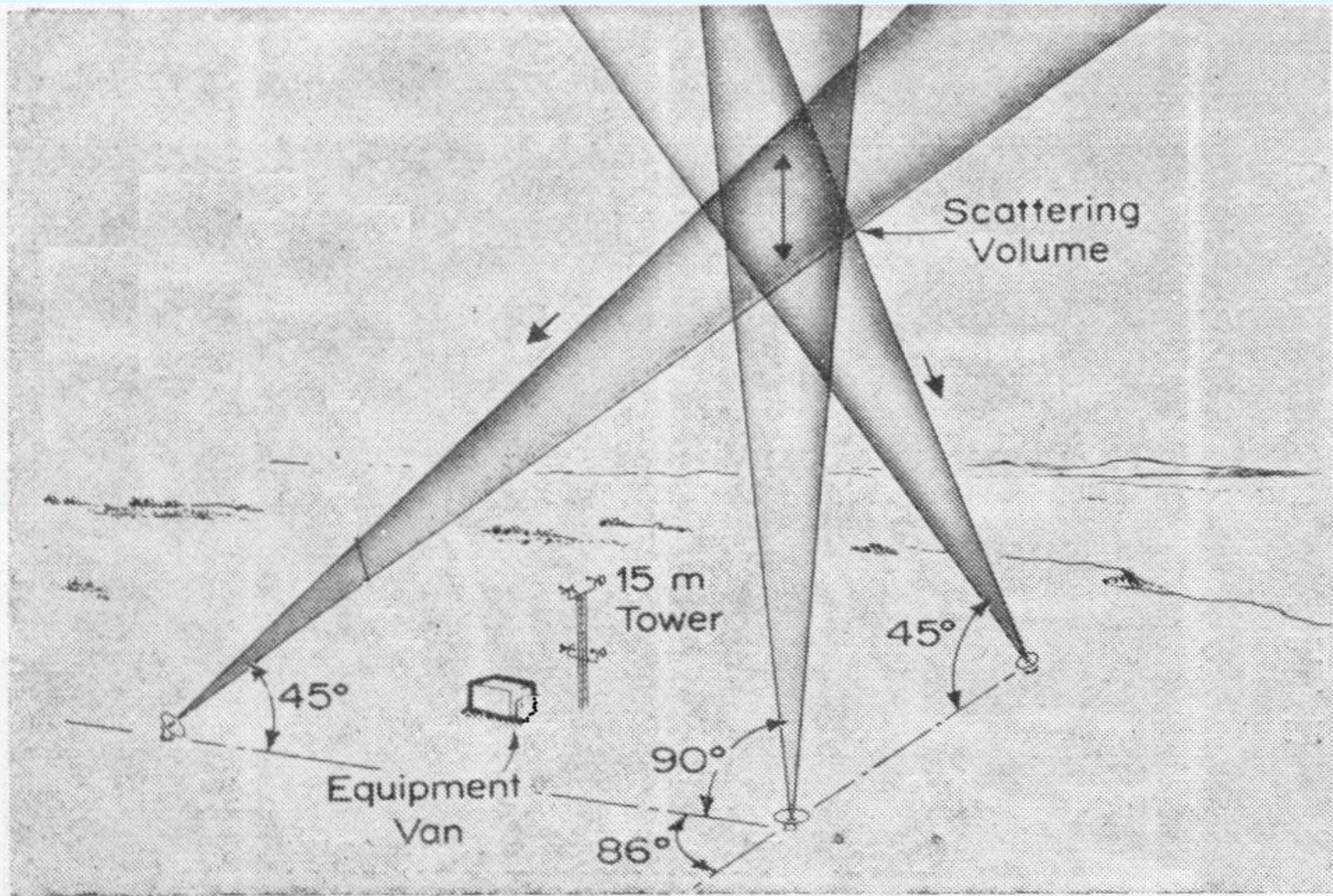
La quota massima teorica è determinata dal rate di emissione del burst acustico "burst repetition rate"

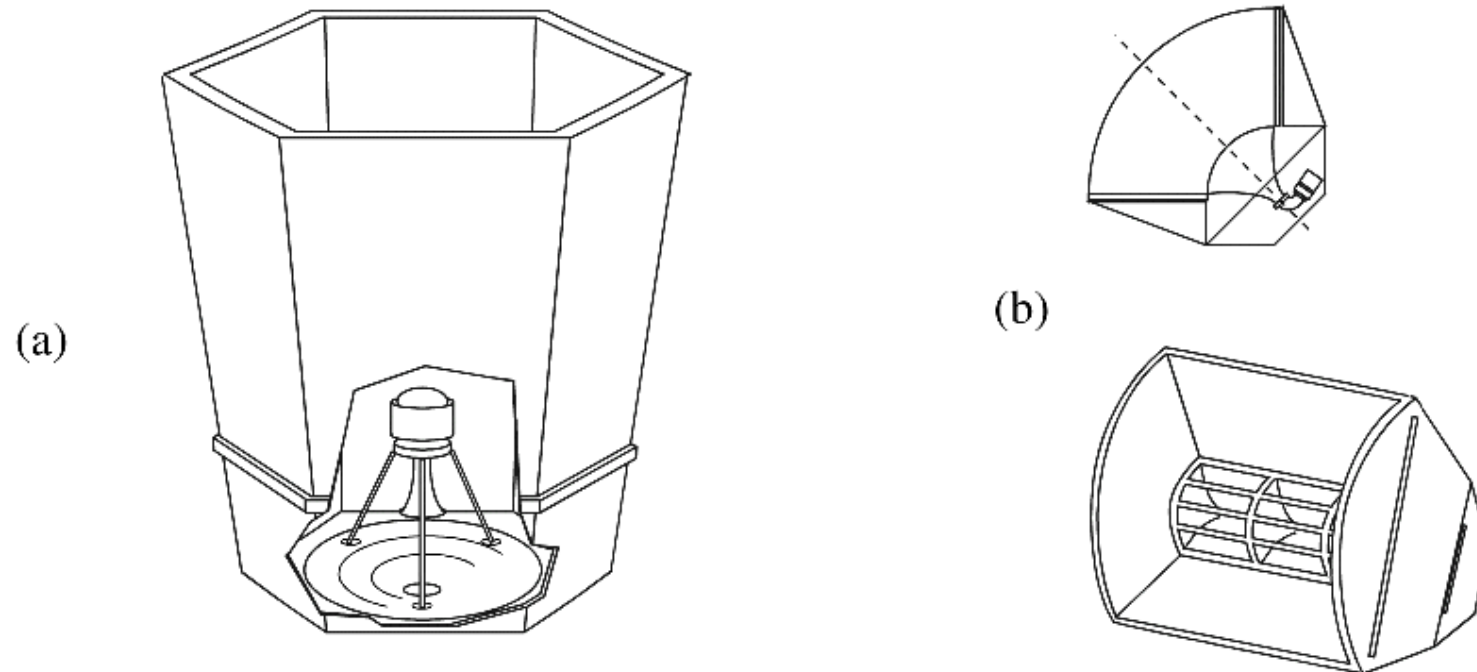
La quota minima (zona oscura) è funzione del tempo di smorzamento della membrana





*Possibili configurazioni per la misura delle tre componenti del vento: (a) tre antenne monostatiche, (b) una antenna verticale in trasmissione e ricezione, e 2 antenne a fascio largo in ricezione, (c) due antenne a fascio largo in emissione ed una verticale in trasmissione e ricezione. gli echi.*





*Schemi di antenne acustiche a fascio stretto (a), ed a fascio largo per la configurazione bistatica.*

**ANTENNE + antenne ad array**



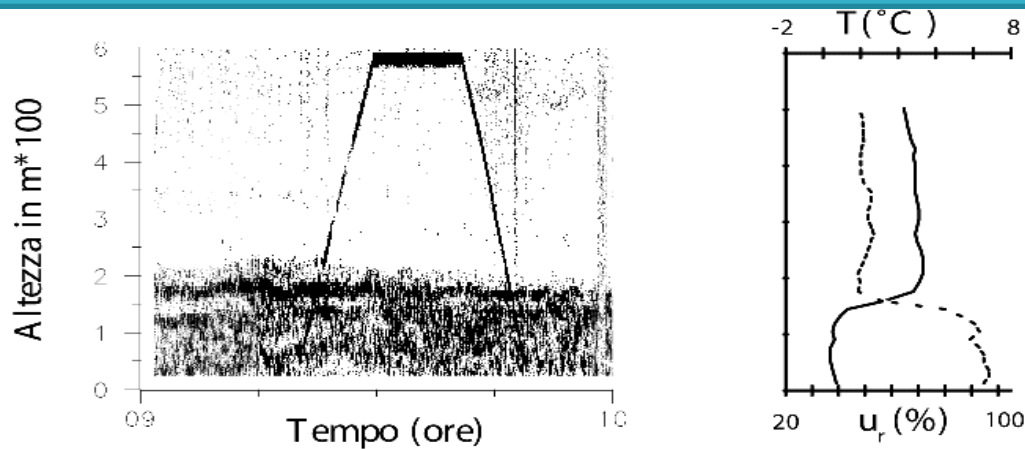


Figura X.2- Esempio di registrazione facsimile di echi sodar in presenza di stabilità. Accanto sono riportati i profili di temperatura (linea continua) e di umidità relativa ottenuti con radiosondaggio da pallone frenato. Le tracce oblique visibili sul facsimile sono dovute agli echi causati dal pallone frenato in fase di ascesa e di discesa.

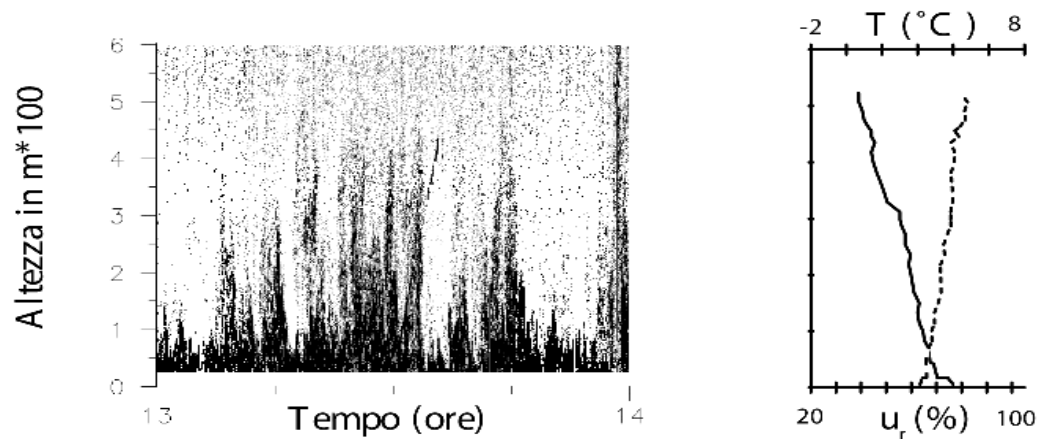


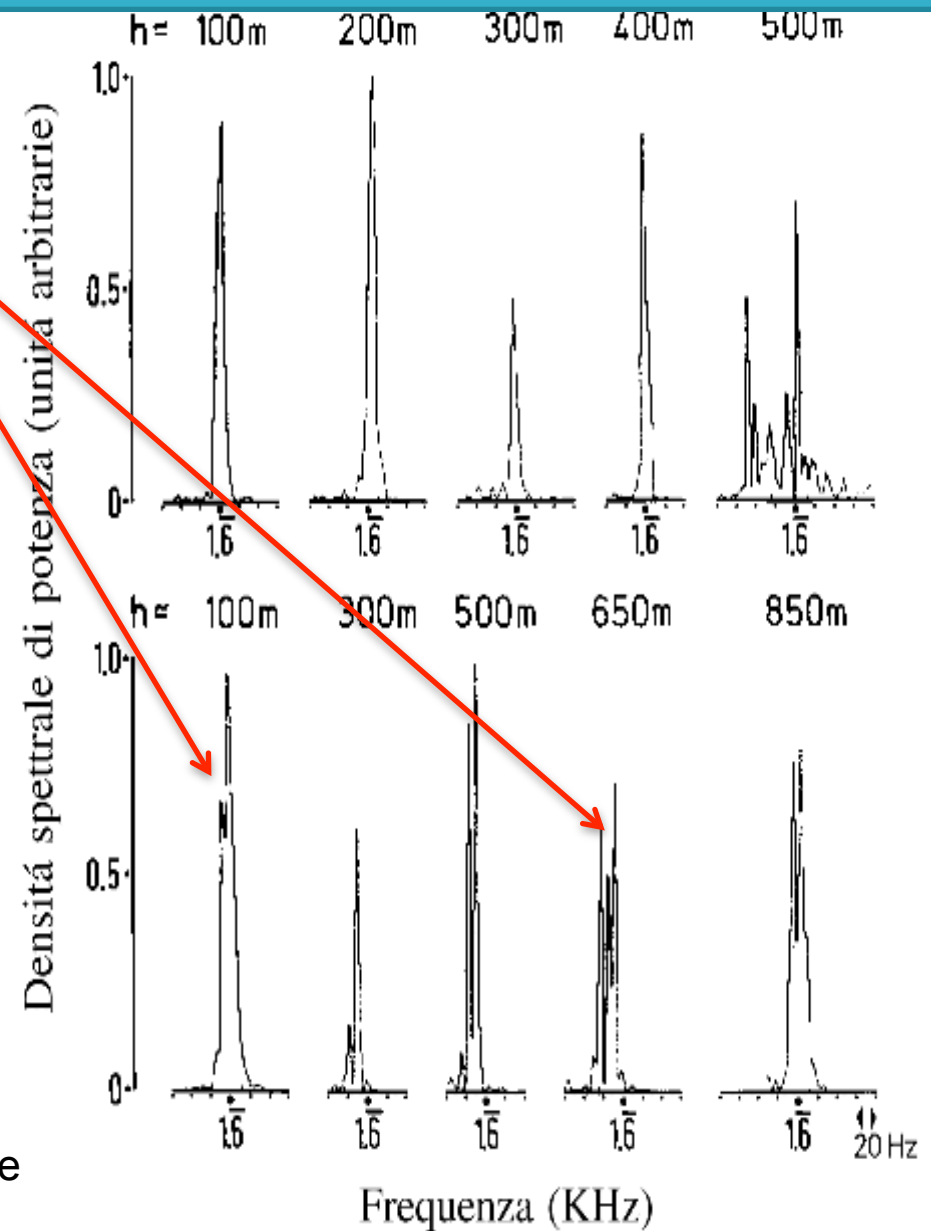
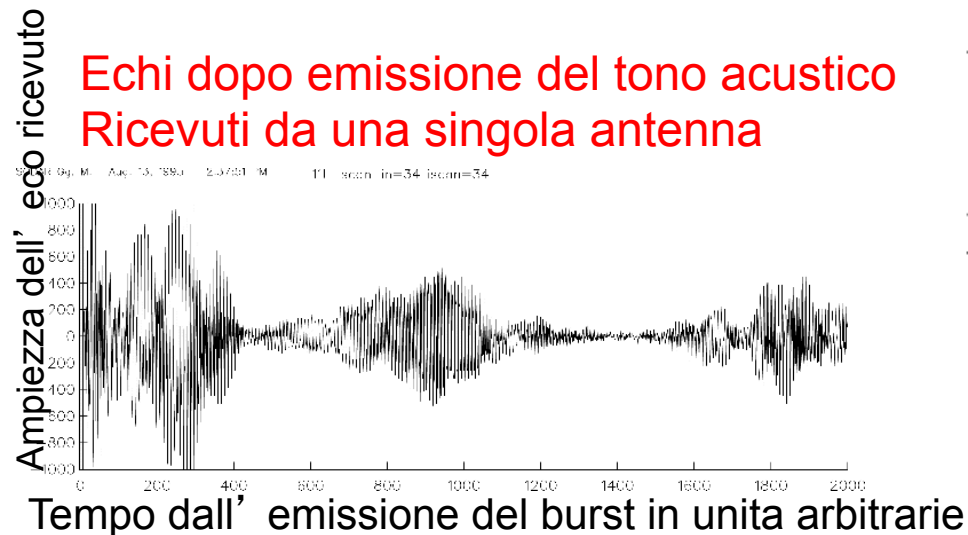
Figura X.3- Esempio di registrazione facsimile di echi sodar in condizioni di rimescolamento termico. Come per la figura X.2 sono riportate le misure ottenute con radiosondaggio da pallone frenato.

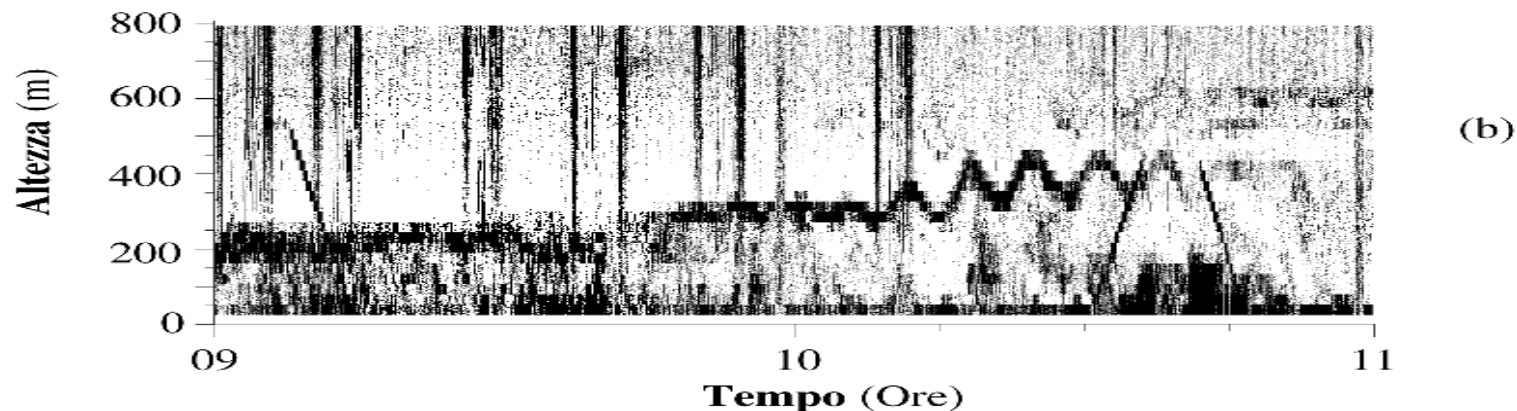
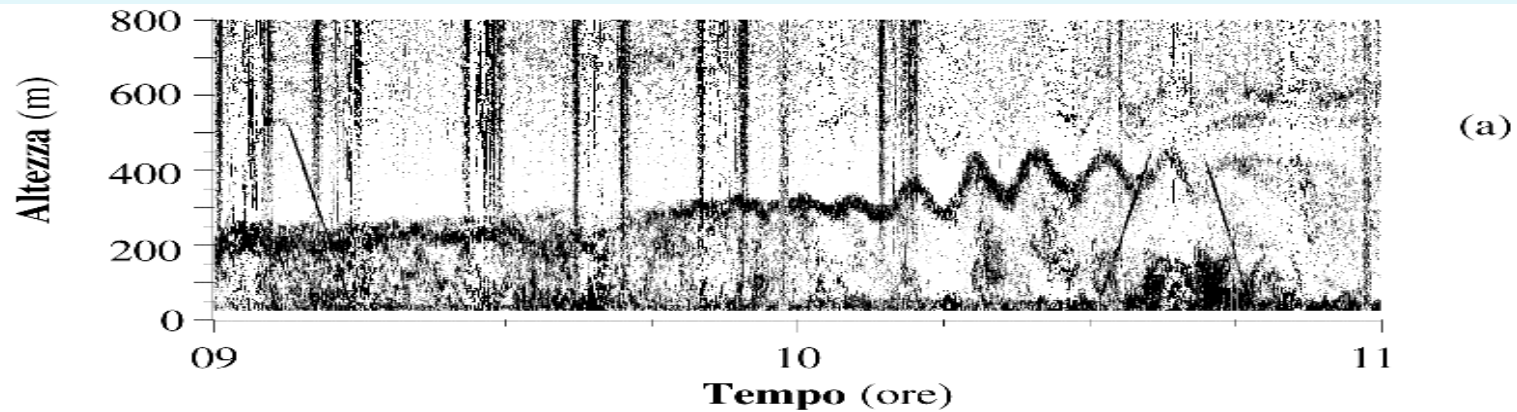
# SODAR

# ANALISI DEL SEGNALE

In presenza di termiche si può osservare un doppio picco come risultato del contributo Doppler dei diversi vortici turbolenti

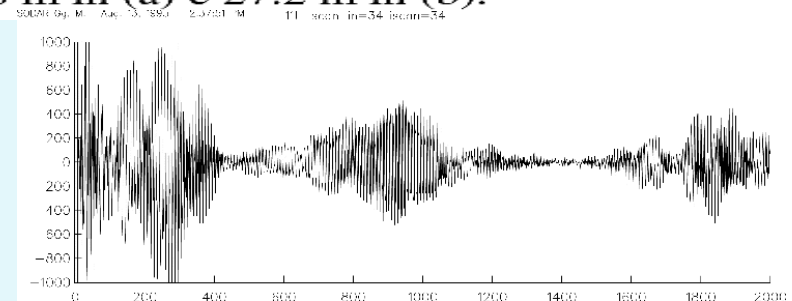
*Aspetto degli spettri di echi di singole scansioni ottenuti in condizioni di stabilità (in alto) e di convezione sviluppata (in basso). Il tono trasmesso è di 1666.6 Hz [40]*



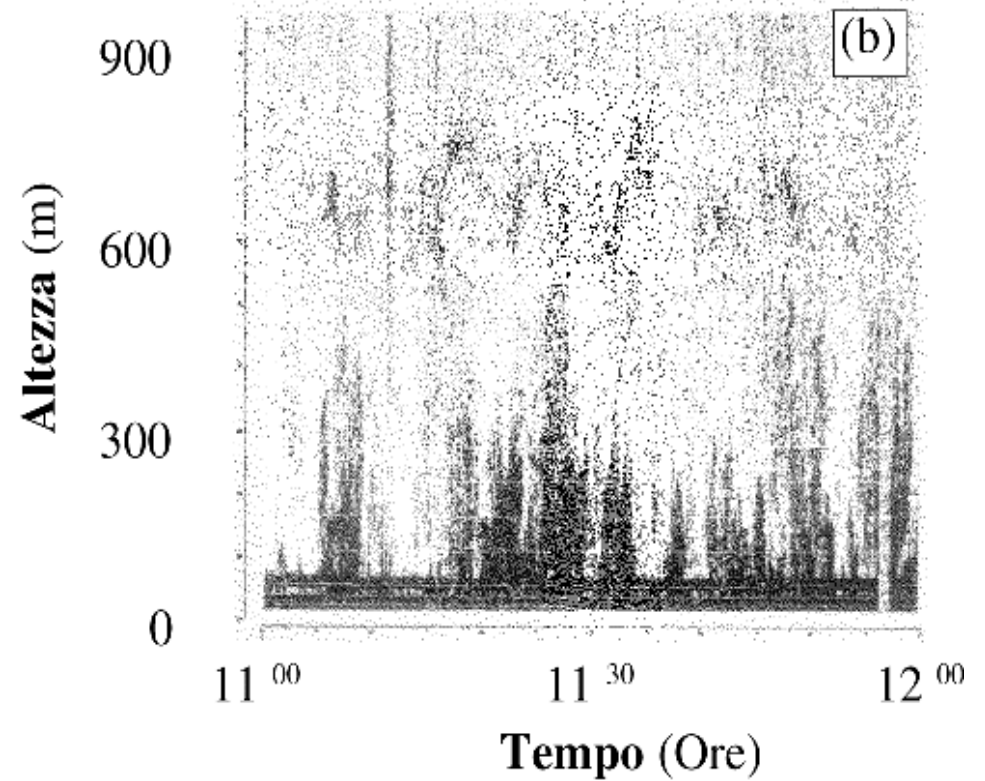
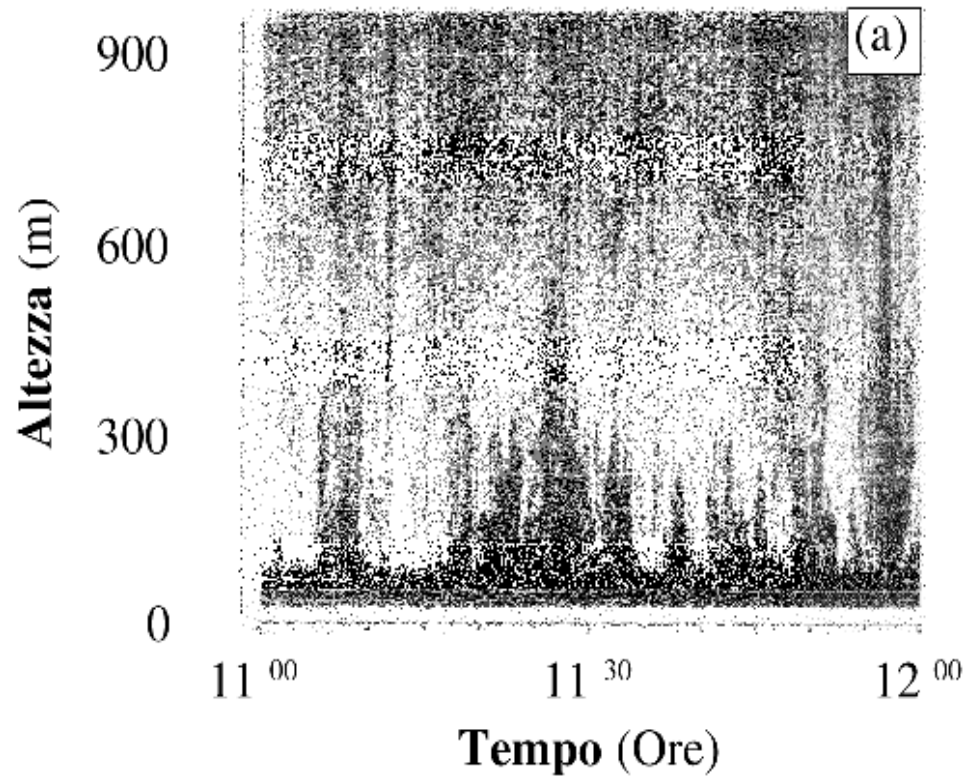


Miglioramento nella riproduzione digitale facsimile dell'eco sodar con la procedura illustrata nel testo. La dimensione verticale del pixel è 6.8 m in (a) e 27.2 m in (b).

Per ottenere una rappresentazione con una maggiore risoluzione l'intensità dell'eco viene calcolata su uno spessore che è un quarto di quello utilizzato per il calcolo della velocità del vento







*Registrazione facsimile ottenuta in ambiente rumoroso senza (a) e con (b) il processamento che limita il calcolo dell'intensità alla zona spettrale in cui è localizzato l'eco.*

## SODAR

## Potenzialità delle tecniche di analisi

3 antenne poste verticali mostrano che il tempo di spostamento degli oggetti diffondenti è diverso dal vento di fondo si tratta quindi di target non atmosferici

**UCCELLI** E' importante distinguere echi atmosferici da quelli non atmosferici per evitare possibili bias nel calcolo dei parametri atmosferici

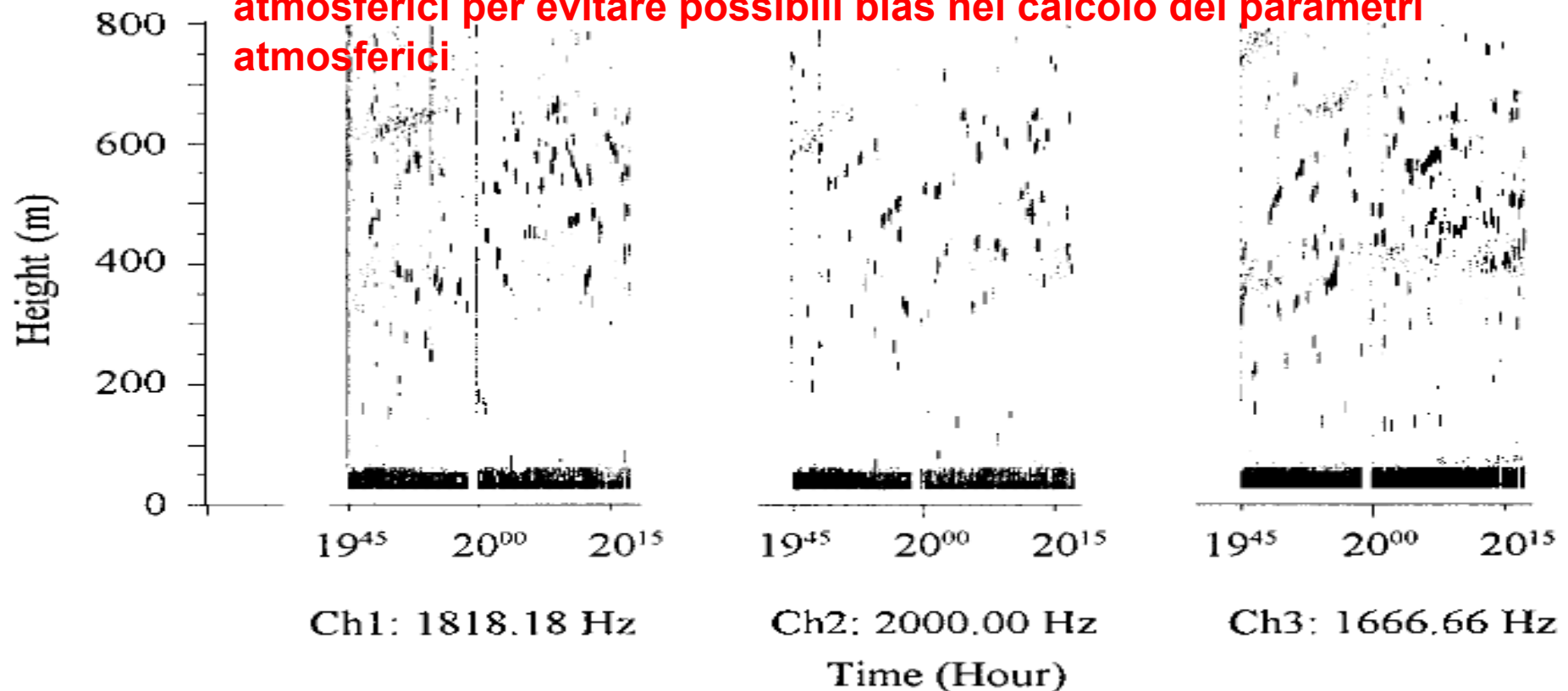


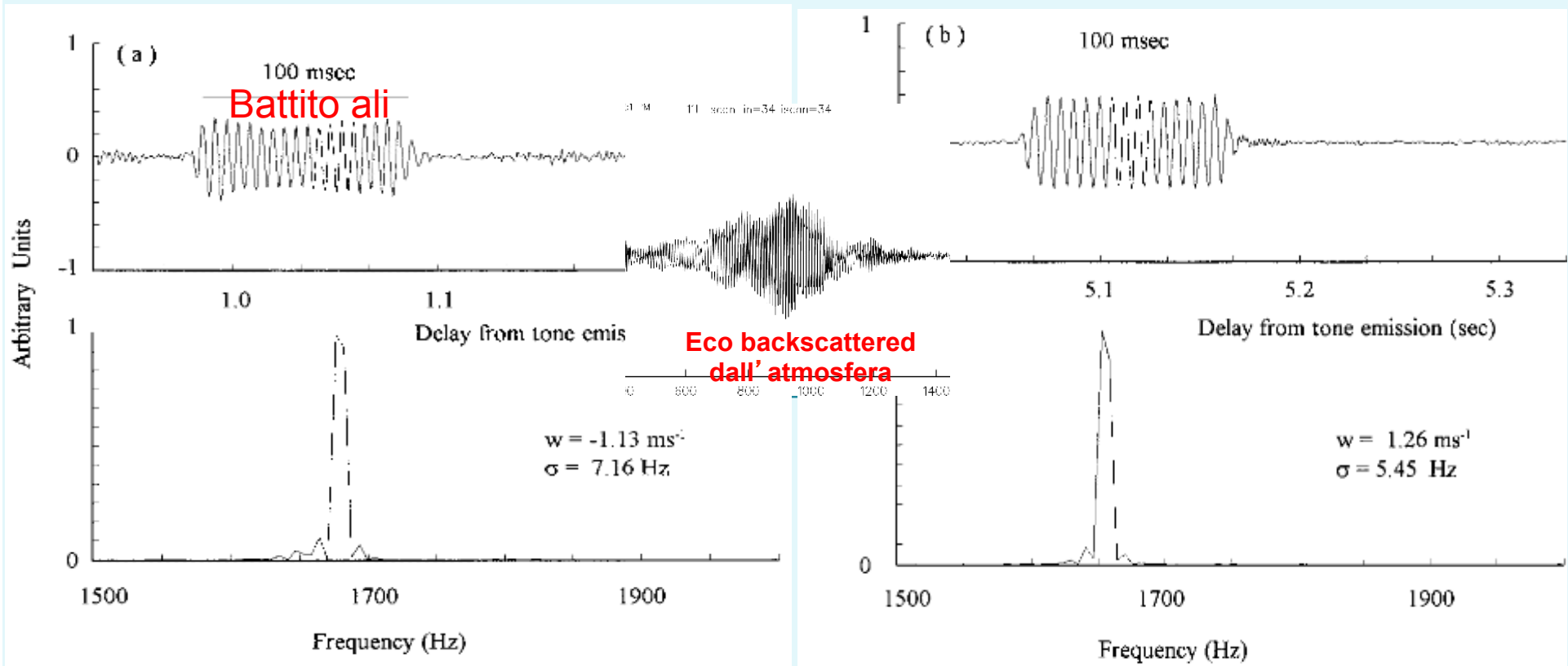
FIG. 2. Echograms recorded by the three antennas for the period used in the present study. Dot echoes are clearly visible together with weak atmospheric echoes due to thermal stratifications.

## SODAR

## Potenzialità delle tecniche di analisi

L'eco è dovuto ad una riflessione prodotta da una superficie compatta come mostrato dalla durata del tono backscattered (uguale a quella del tono emesso).

Una volume atmosferico diffondente produrrebbe una durata del tono acustico diversa perché il contributo sarebbe dovuto ad un oggetto "non compatto"



Eco backscattered da un uccello

Eco backscattered dal pilot

Pilot meteorologico attraverso il fascio acustico.  
Il pallone che sale a velocità costante produce  
un rimescolamento delle masse di aria

Velocità radiale di  
salita del pilot

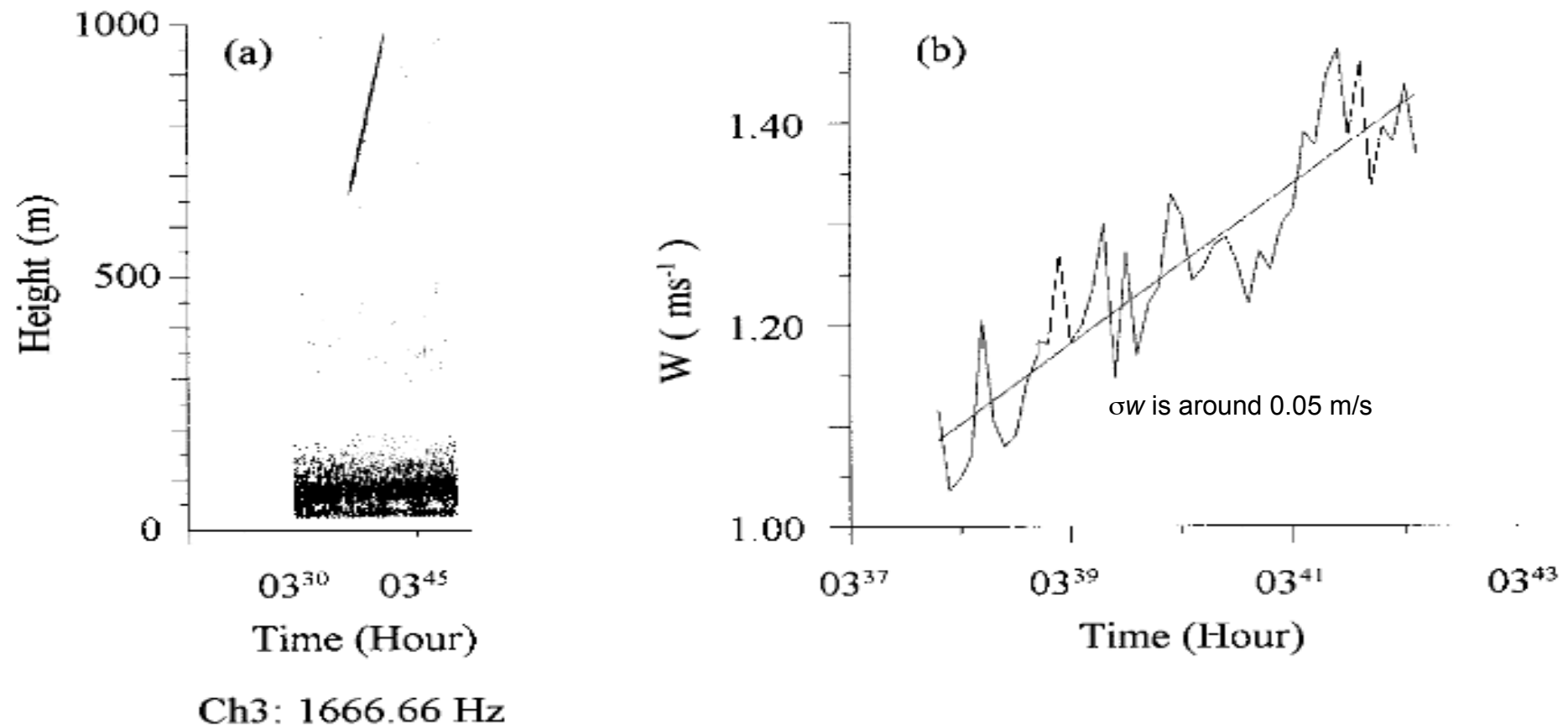
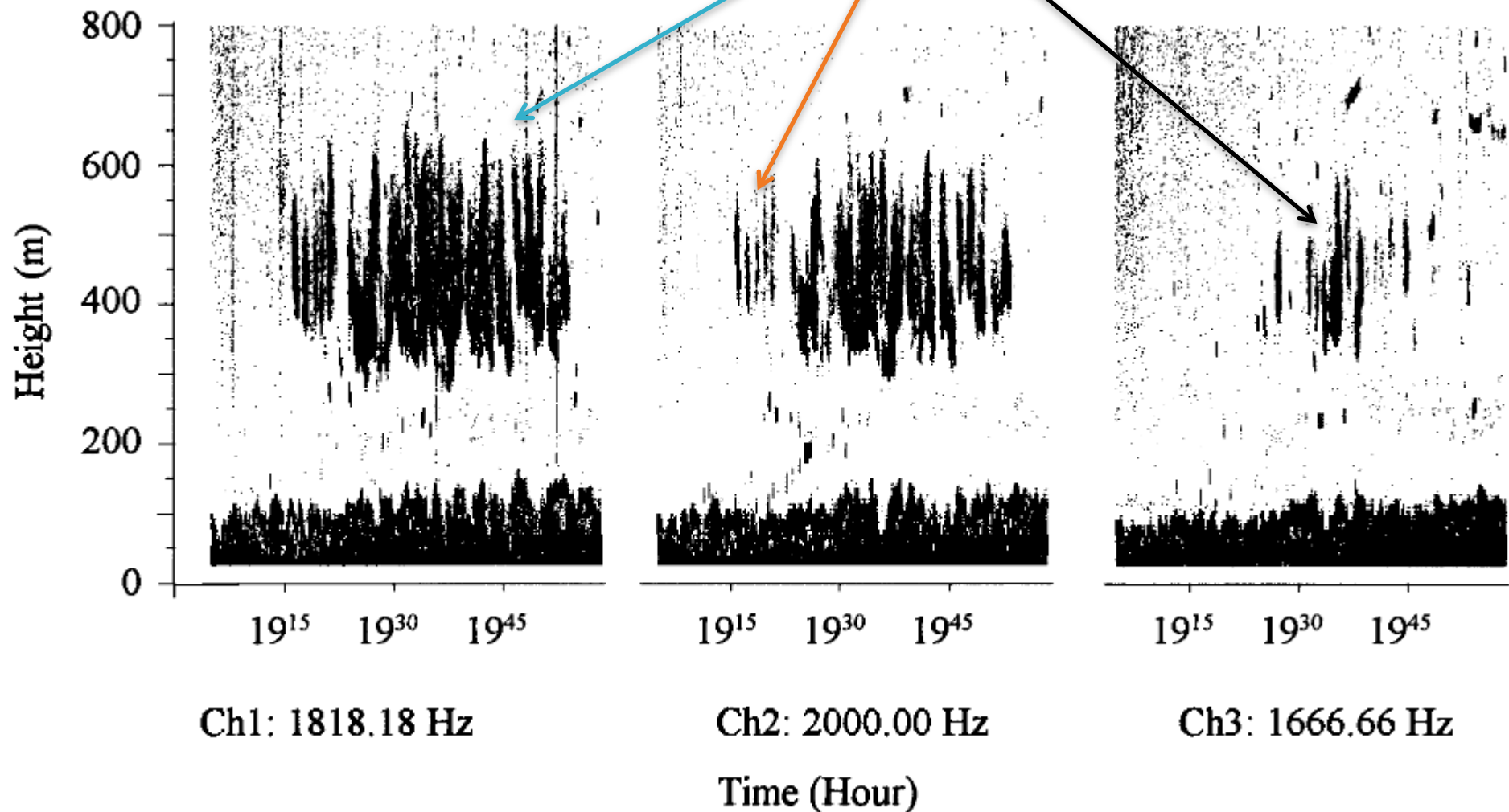


FIG. 10. Trace of a pilot balloon on (a) the channel 3 echogram and (b) the associated radial velocities. The linear trend is due to the horizontal wind profile and to beam width.

Turbolenza termica interna ad un pennacchio : centrale di turbigo

3 antenne verticali ad una distanza di 100 m





## SODAR

## TECNICHE DI ANALISI DEL SEGNALE

Lo shear del vento prodotto dai vortici al passaggio di aerei evidenzia la presenza di una inversione di temperatura. Lo shear del vento prodotto dal passaggio dell' aereo produce le fluttuazioni necessarie alla produzione dell' eco.

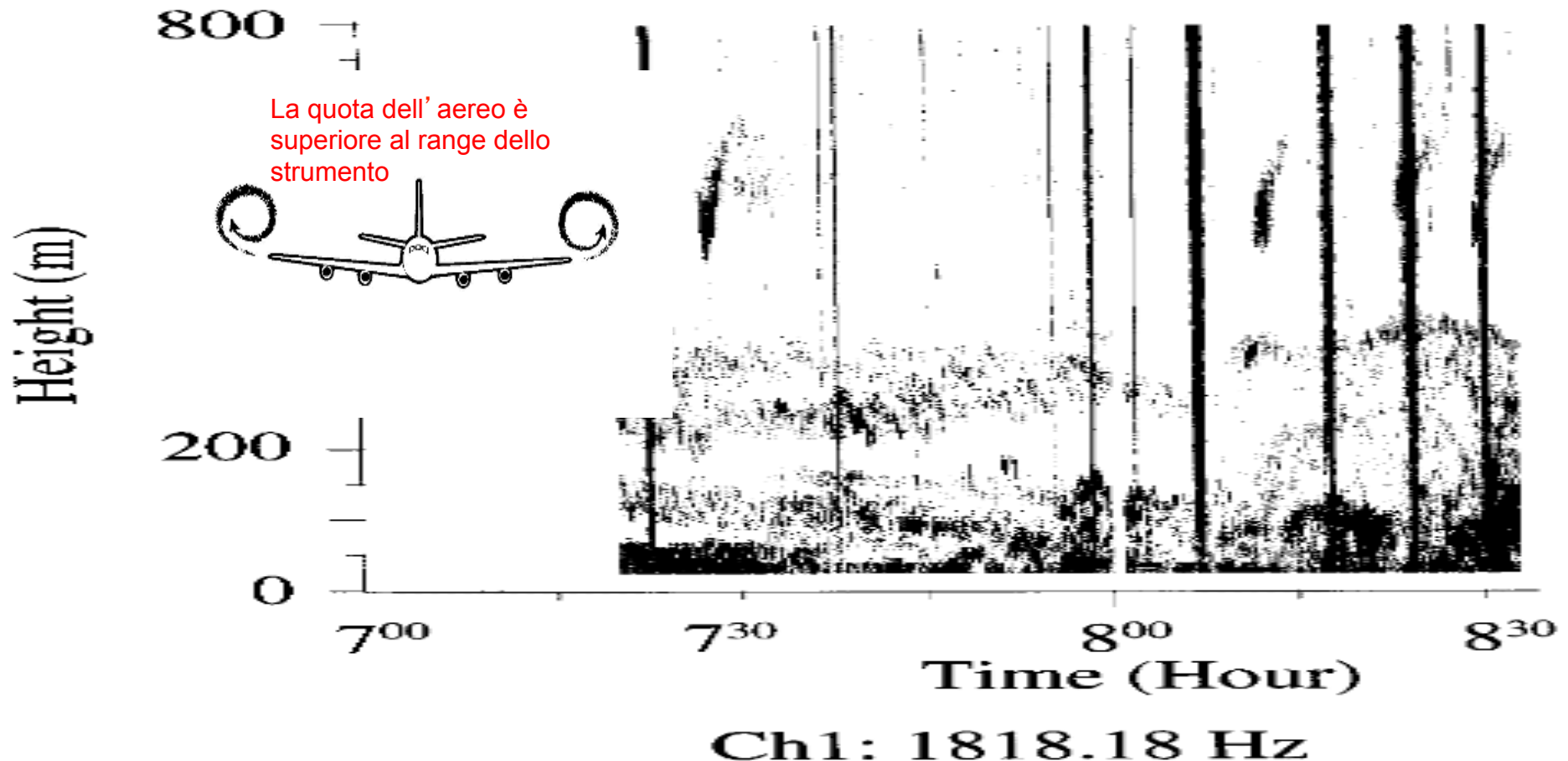


FIG. 11. Noise and echo from wakes caused by airplanes, 6 Sep 1979.

La velocità del vento radiale per un sistema monostatico viene calcolata dalla deriva Doppler dell'eco rispetto alla frequenza portante  $f_0$ . Dalla velocità radiale lungo l'asse di ciascuna antenna si calcolano le componenti  $V_x$ ,  $V_y$ ,  $V_z$ .

$\Delta f$  è lo spostamento in frequenza dovuto allo shift Doppler

$$V \cong (c_0 / 2) (\Delta f / f_0)$$

$\Delta f < 0$     *velocità negative*

$\Delta f > 0$     *velocità positive*

$$\Delta f = f_0 - f$$

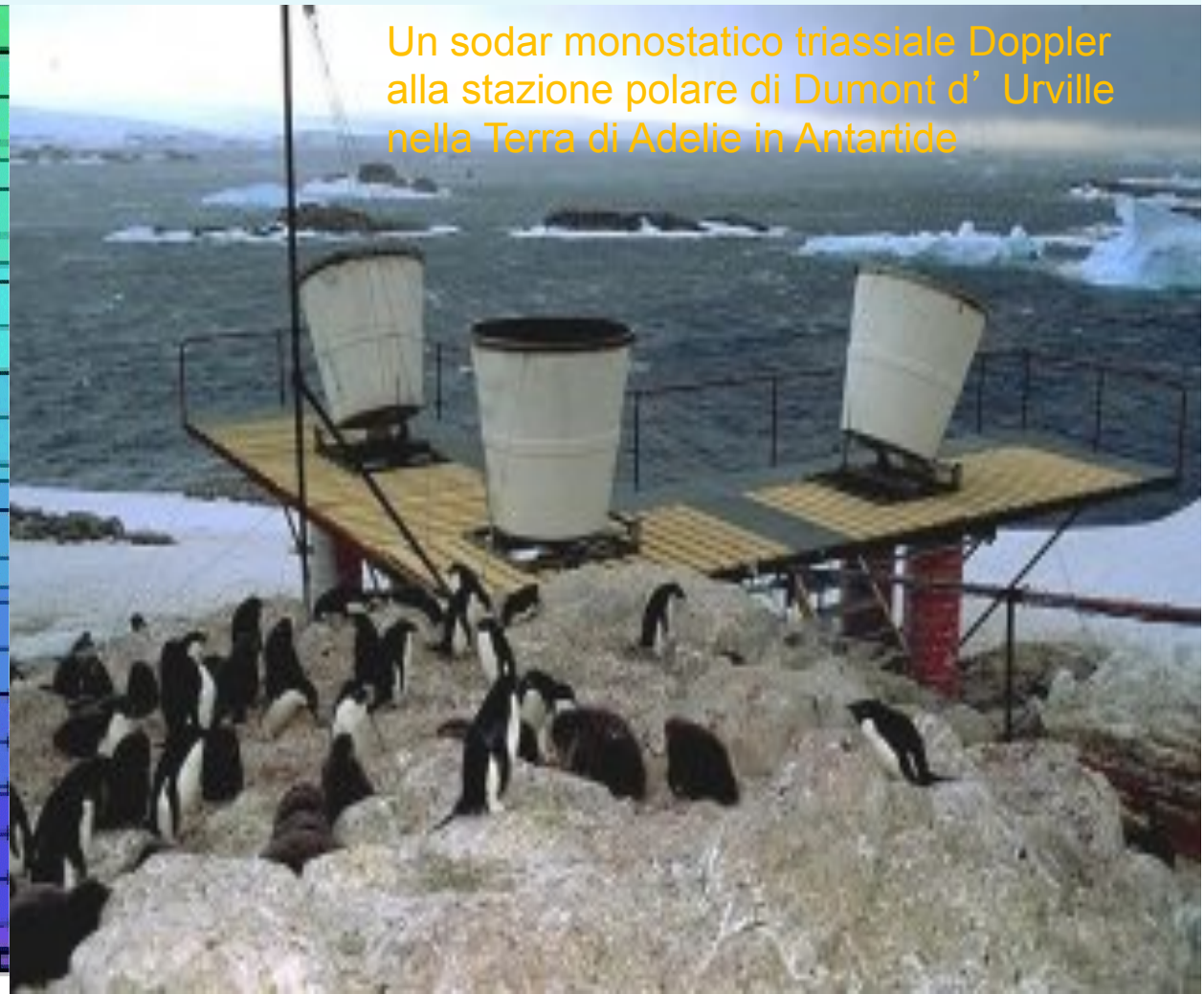
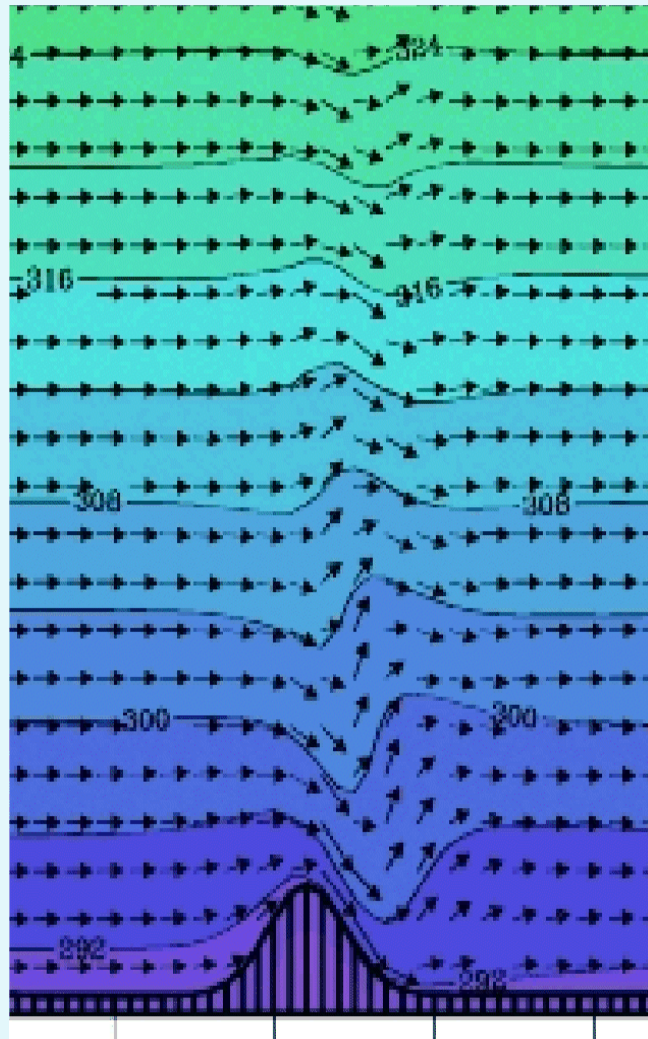
$$V_x = -V_1 \frac{1}{\sin(\vartheta)} + V_3 \cot \vartheta$$

$$V_y = -V_2 \frac{1}{\sin(\vartheta)} + V_3 \cot \vartheta$$

$$V_z = V_3$$

## SODAR

## ACCURATEZZA DEI DATI



Un sodar monostatico triassiale Doppler alla stazione polare di Dumont d'Urville nella Terra di Adelia in Antartide

Argentini S., G. Mastrantonio, A. Viola, P. Pettre', G. Dargaud, 1996: Sodar performances and preliminar results after one year measurements at Adelia coast, East Antarctica. *Boundary Layer Meteorology* vol. 81, 75-103.

Gera B. S., S. Argentini, G. Mastrantonio, A. Viola, 1998; Characteristics of the boundary layer thermal structure in a coastal region of Adelia Land, East Antarctica. *Antarctic Science* (10), 89-98.

Pettre' P. and S. Argentini, 2001; On the vertical velocity sodar measurements in the region of Dumont d'Urville, East Antarctica. *Geophysical Research Letters* Vol. 28, N° 5, 783-786.



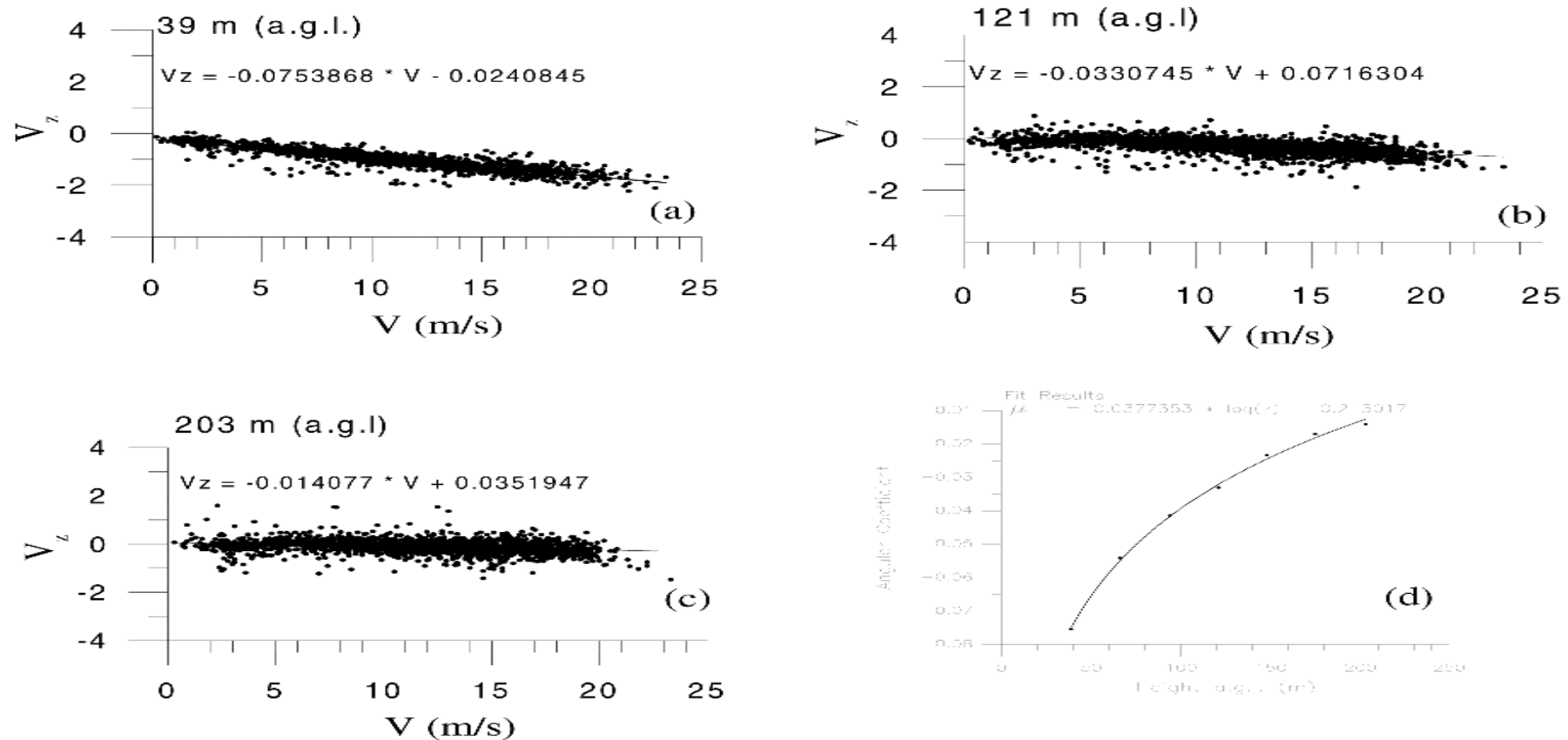


Figura X.34 - Diagrammi di diffusione della componente verticale ( $V_z$ ) misurata in funzione dell'intensità del vento a tre quote (a-b-c); andamento della pendenza della retta di regressione in funzione dell'altezza (d).

Argentini S., I. V. Petenko, G. Mastrantonio, V. A. Bezverkhni, and A. P. Viola, 2001; Spectral characteristics of East Antarctica Meteorological Parameters during 1994. *J. of Geophysical Research*, Vol. 106, N° D12, p. 12463-12476.

Argentini S., G. Mastrantonio, A. Viola, P. Pettre', G. Dargaud, 1996: Sodar performances and preliminar results after one year measurements at Adelie coast, East Antarctica. *Boundary Layer Meteorology* vol. 81, 75-103.

## Errore nella misura della Velocità verticale $W$

Sono state utilizzate 3  
antenne poste verticalmente

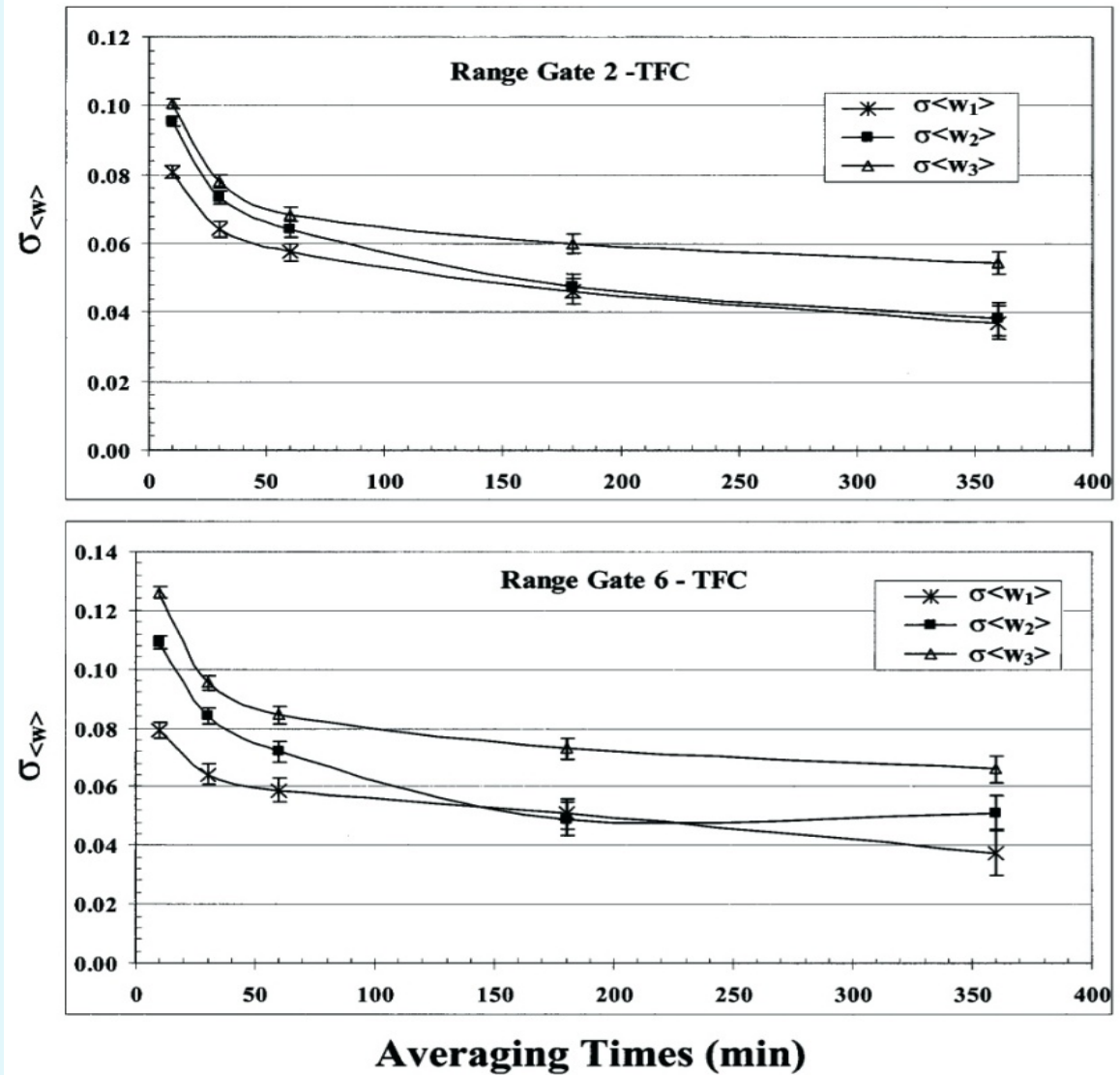
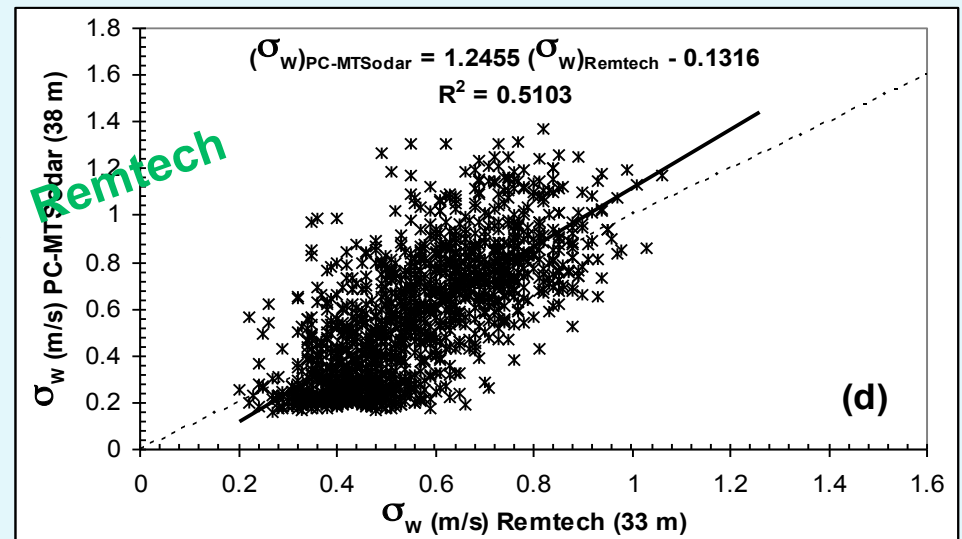
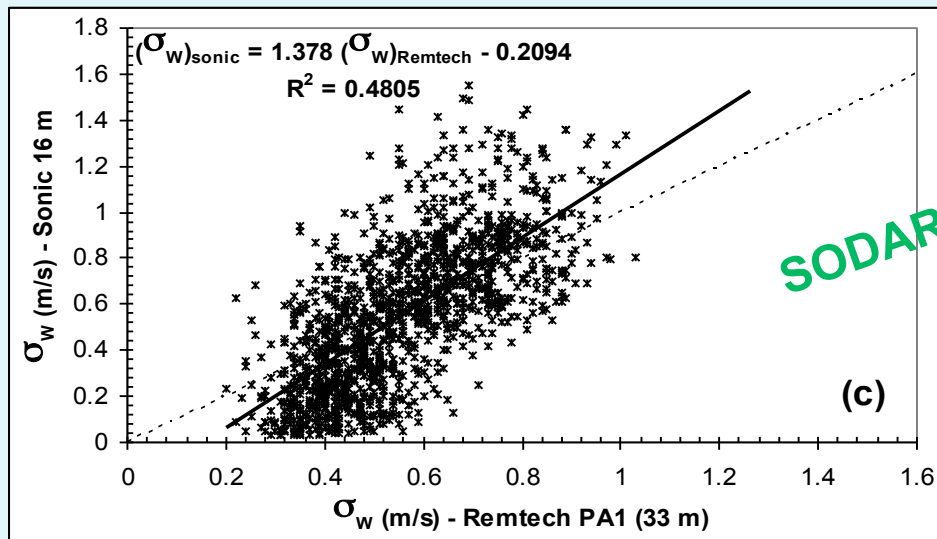
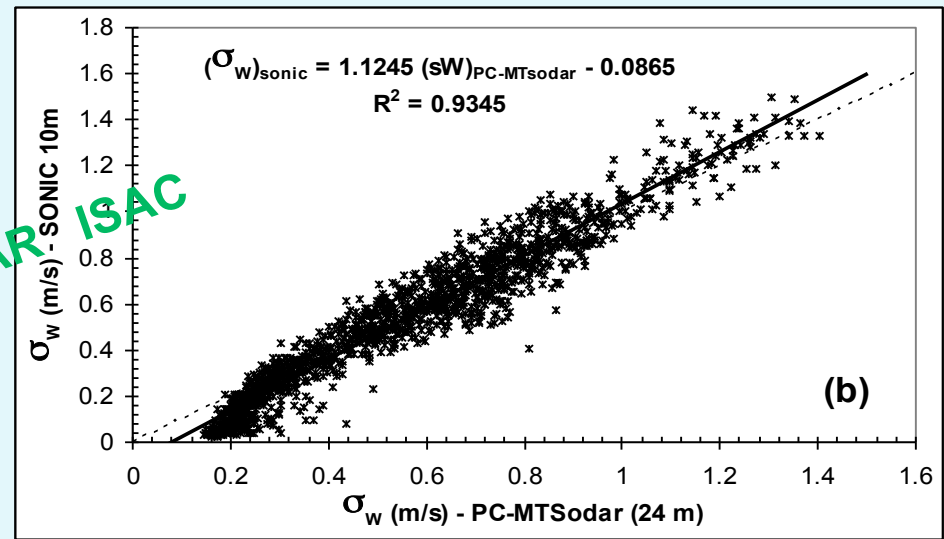
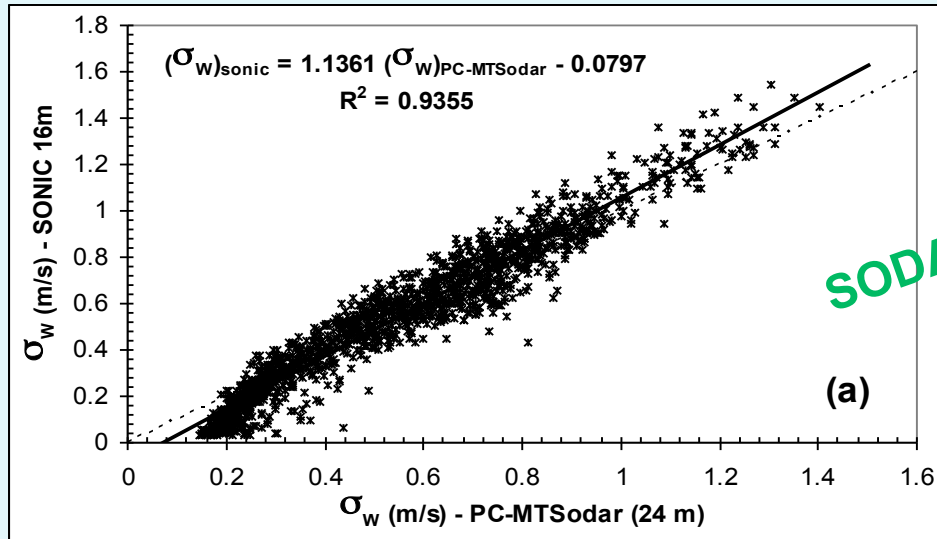


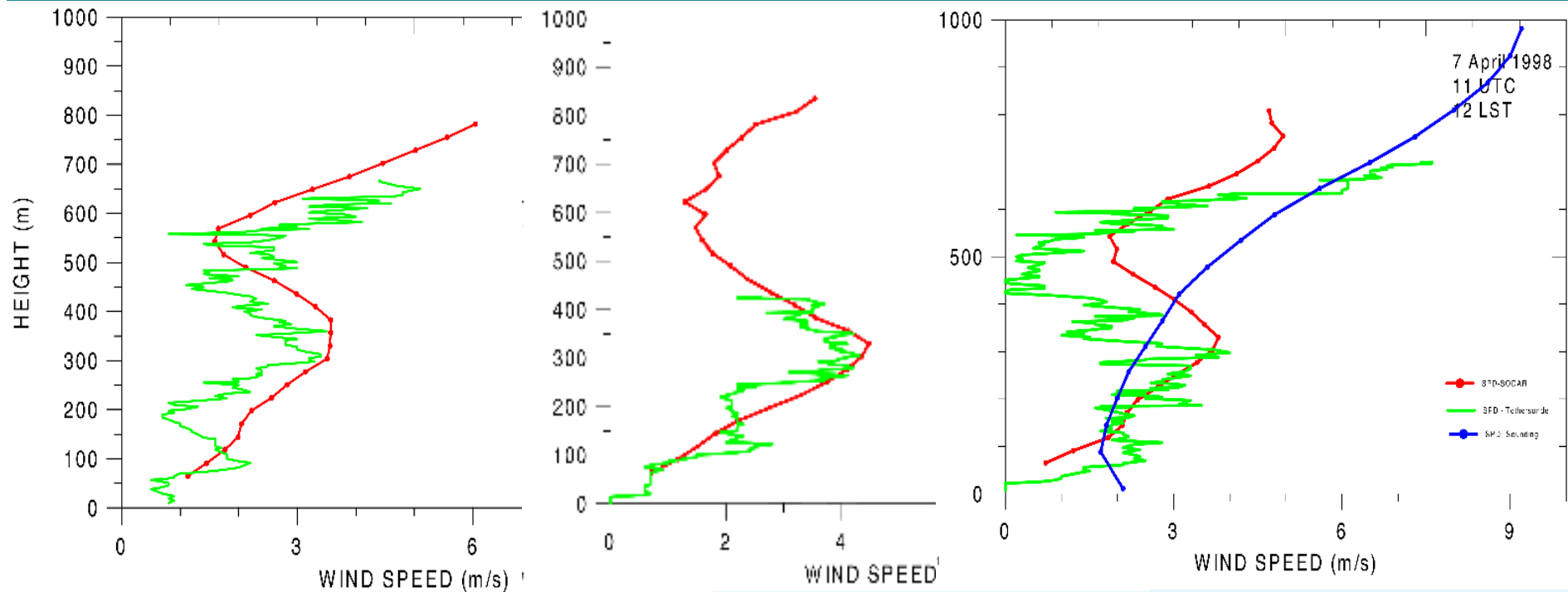
FIG. 9. Standard deviations obtained for the three antennas separately, as described in the appendix for range gates 2 and 6.

**CONFRONTO SODAR-ANEMOMETRI  
ULTRASONICI (III)**



# SODAR

# CONFRONTO CON MISURAZIONI IN SITU



NyAlesund  
7/04/98

SODAR media su un ora

Tethersonde misure  
“istantanee”



Beine H. J., **S. Argentini**, A. Maurizi, G. Mastrantonio, A. Viola, 2001.  
The local wind field at Ny-Alesund and the Zeppelin mountain at  
Svalbard. *Meteorol. Atmos. Phys.* 78 (2001) 1/2, 107-113.

**Argentini S.**, A. P. Viola, G. Mastrantonio, A. Maurizi, T. Georgiadis, M.  
Nardino, 2003; Characteristics of the Boundary Layer at Ny-Alesund in Arctic  
during the ARTIST Field Experiment. , *Annals of Geophysics* vol. 46, N° 2  
pag. 185-196.

## **DETERMINAZIONE GRANDEZZE SLP**

### **misure dirette**

#### **STRUTTURA TERMICA DELL' ATMOSFERA**

- Piume convettive (termiche)
- Stabilità termica
- Onde
- Convezione forzata

#### **DINAMICA DELL' ATMOSFERA**

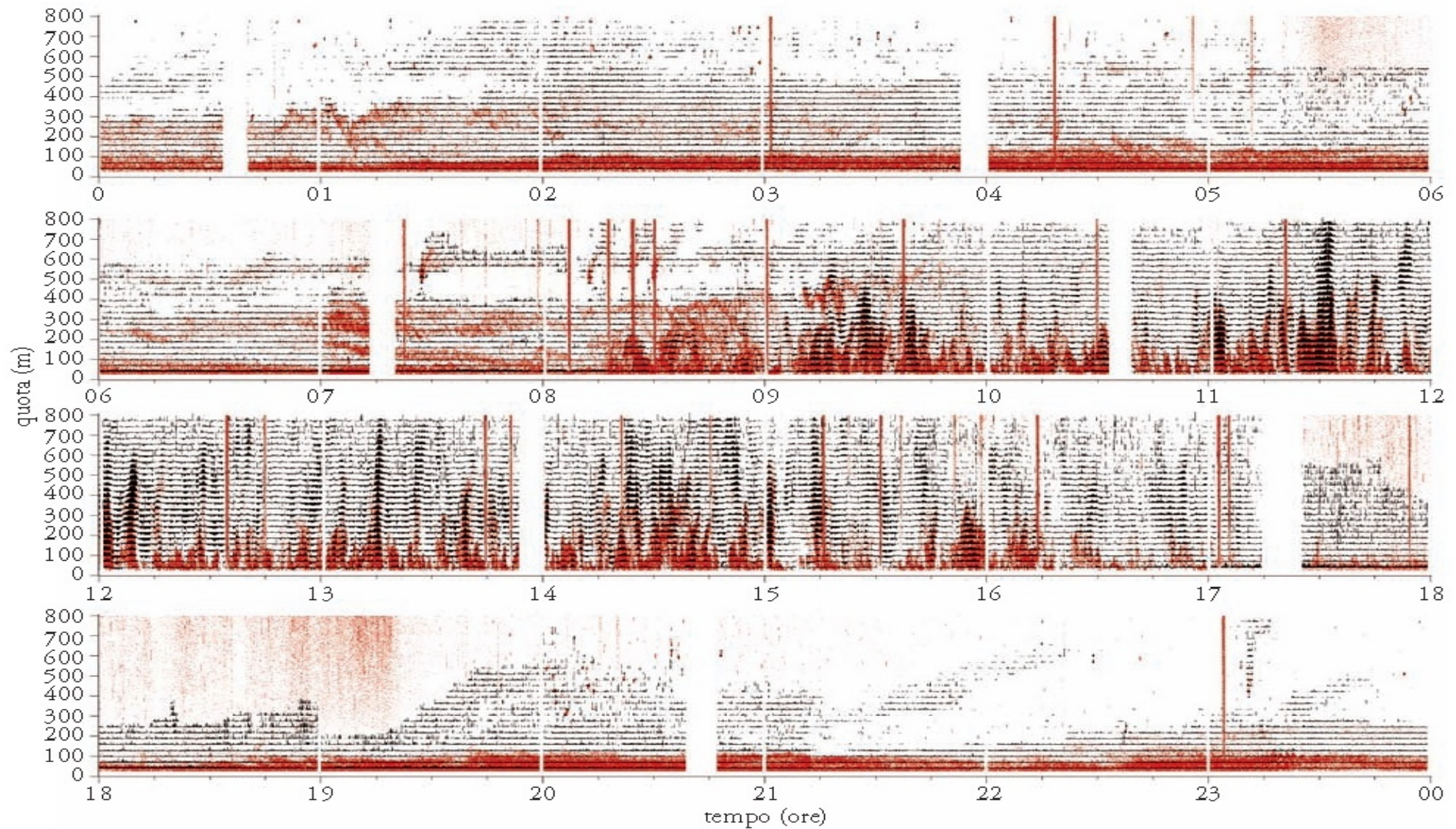
- Breeze di terra e di mare
- Zone di convergenza dei fronti
- Flussi di drenaggio
- Jet notturni
- Onde interne





# SODAR

# MISURAZIONI



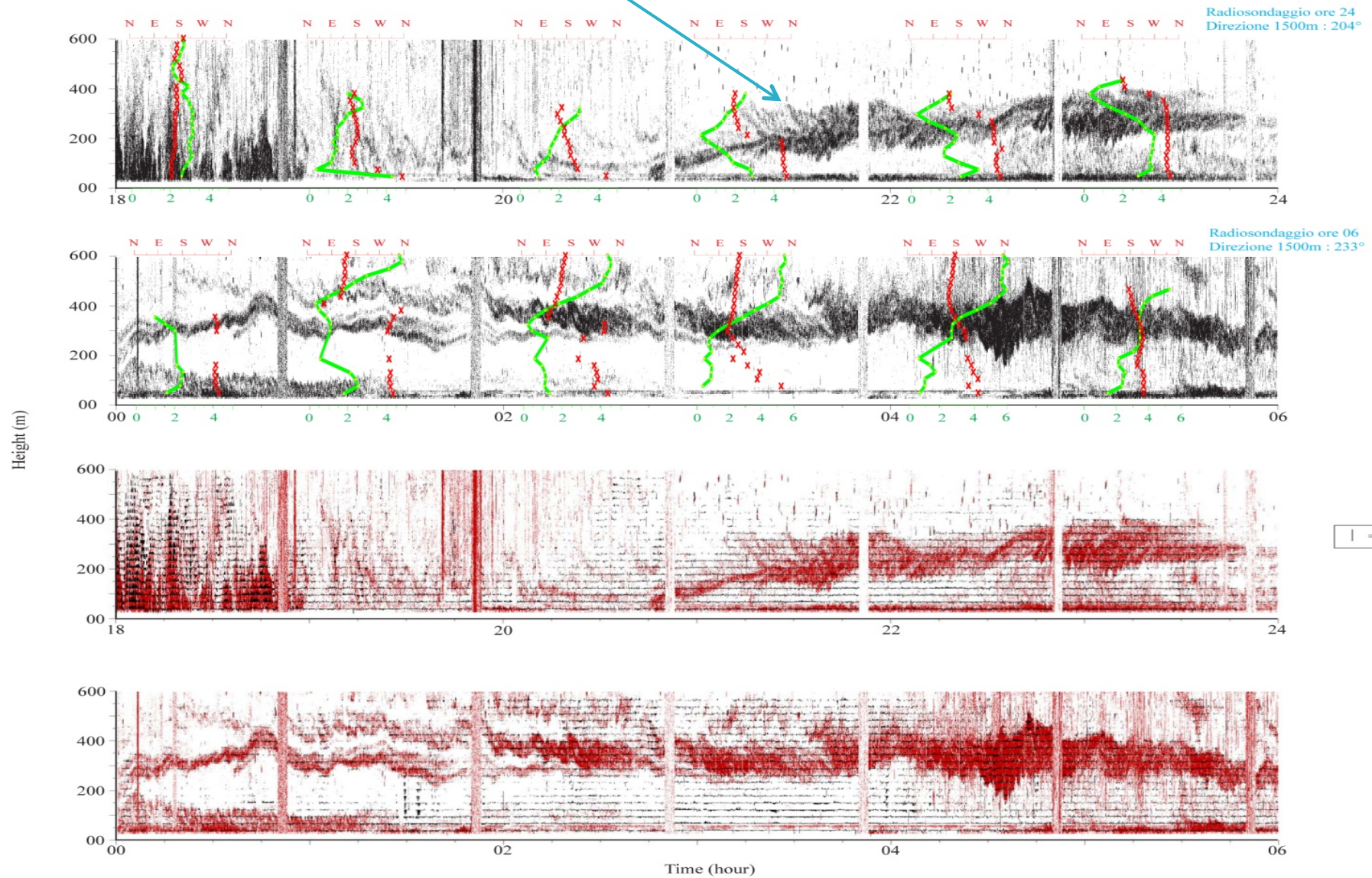
In rosso, registrazioni giornaliere degli echi rilevati da un SODAR durante una campagna di misure effettuata a Turbigo (Milano); sovrapposti, in grigio, i moti verticali associati. La distanza tra due quote corrisponde a velocità ascendenti o discendenti di  $34\text{ms}^{-1}$ .



# SODAR

# MISURAZIONI

Microfronte a Castel porziano (corrente di drenaggio dal fondo valle del Tevere)



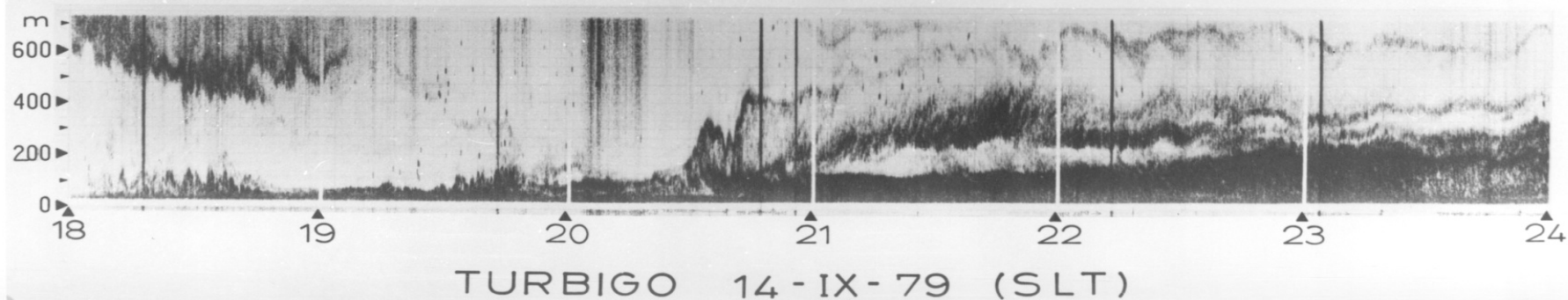
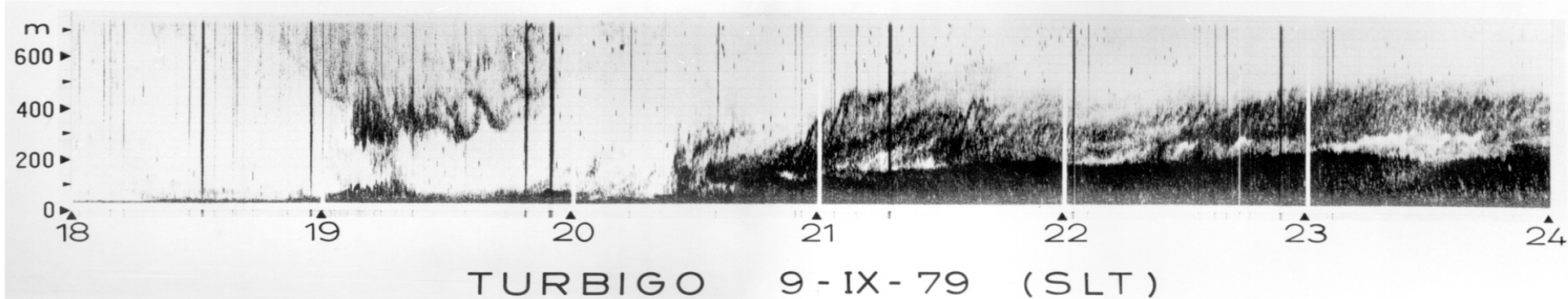
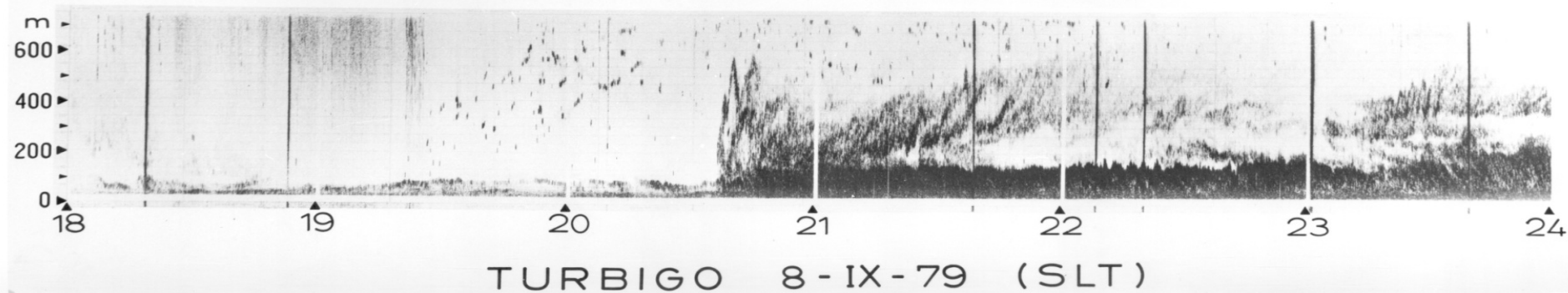
Tenuta di Castelporziano: 8-9 Luglio 2005



# SODAR

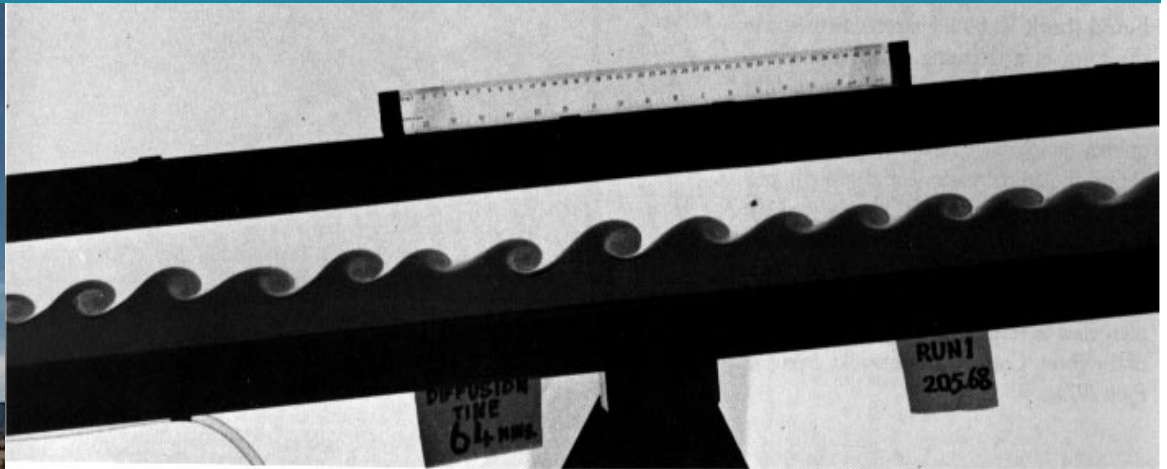
# MISURAZIONI

Microfronti: correnti di drenaggio dal fondo valle del Ticino)



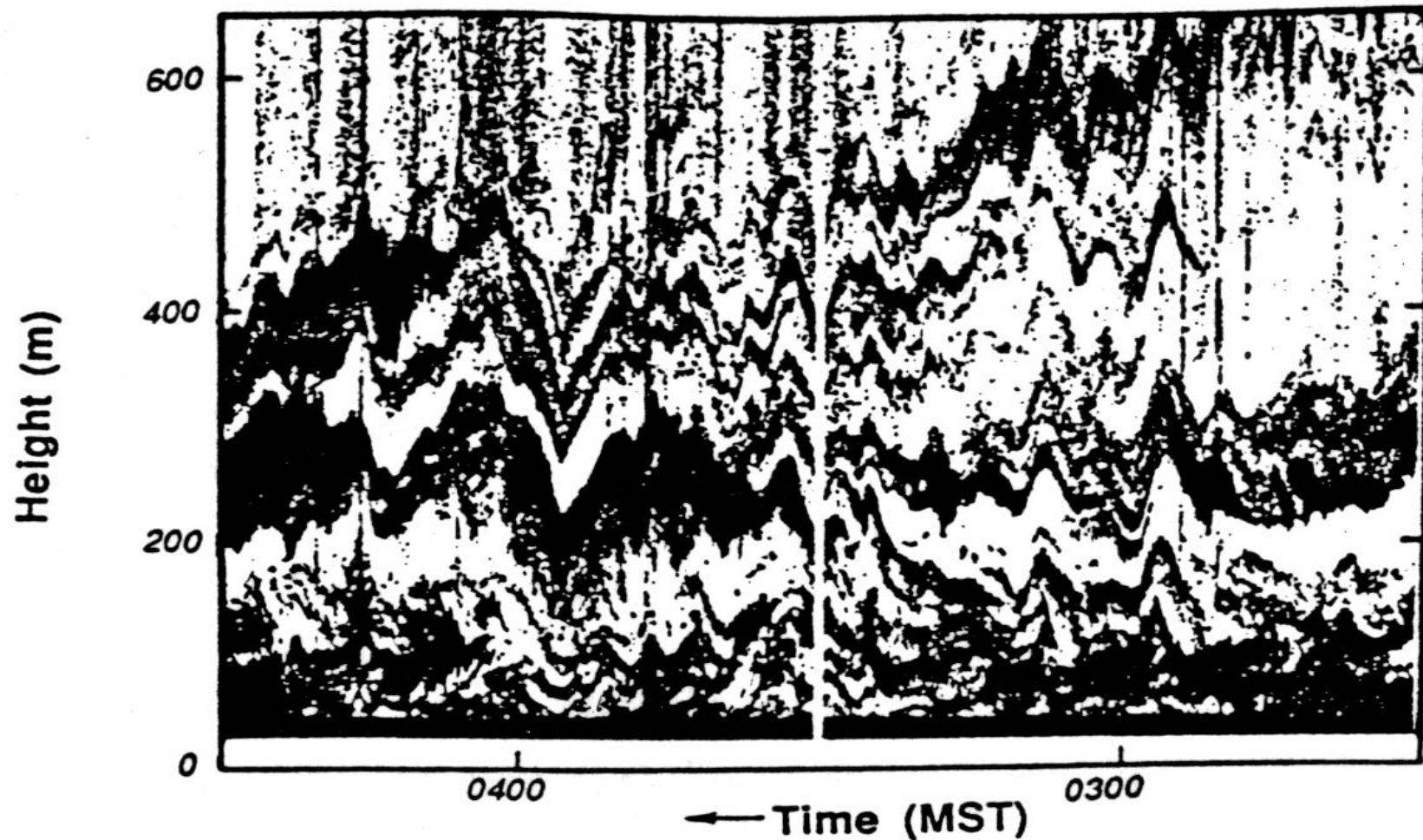
# SODAR

# MISURAZIONI



# WAVES

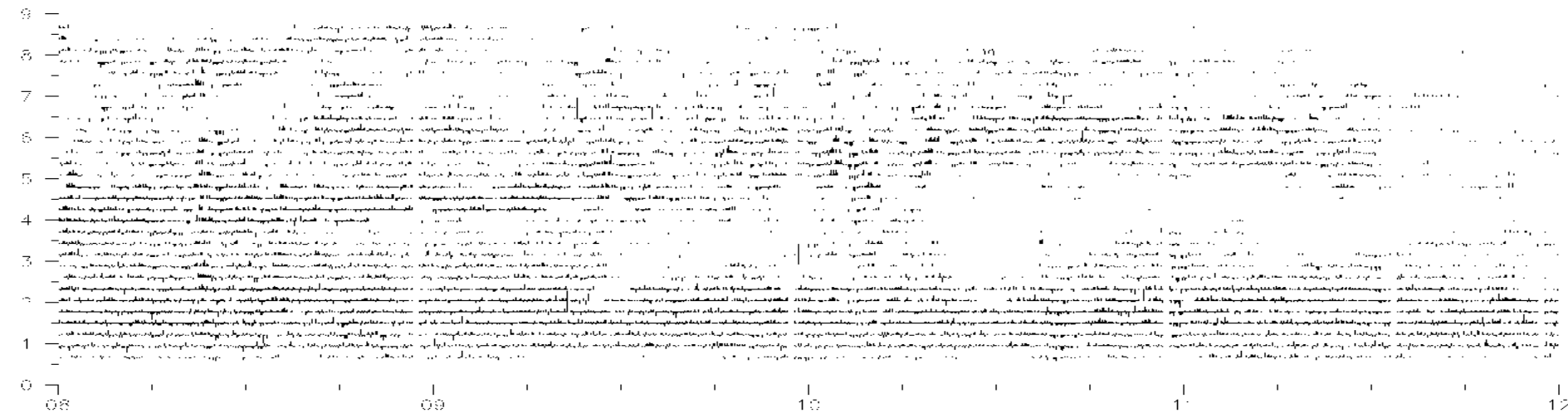
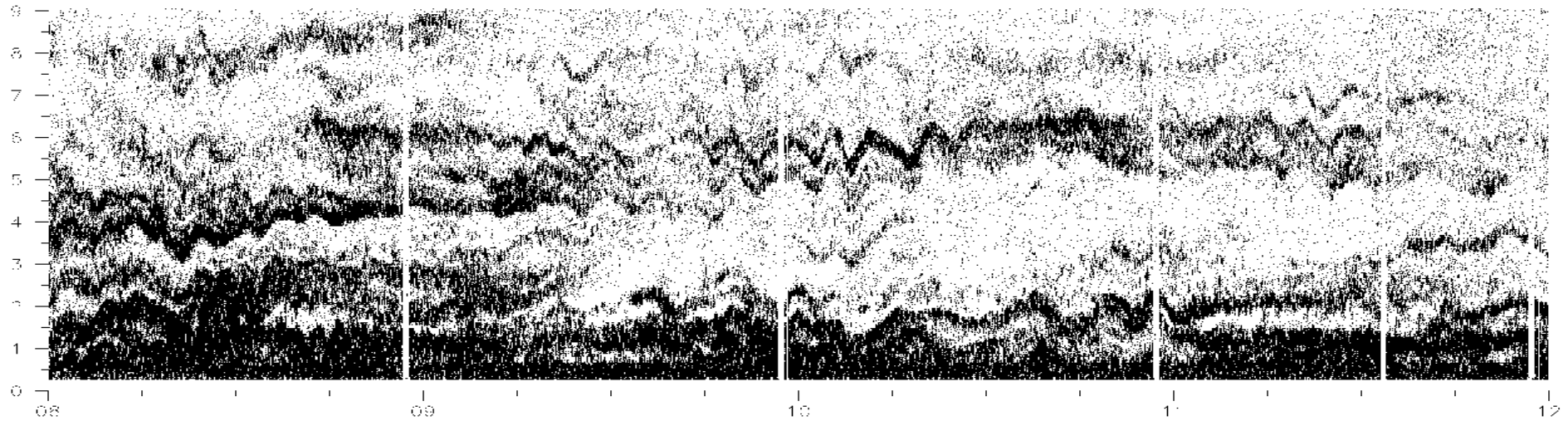




**Fig. 12.19** Strata of strong echo returns revealed in a sodar record made at the Boulder Atmospheric Observatory on 11 September 1983. Dark portions of the record denote height-time intervals of strong echo returns that are perhaps turbulent. Gravity waves propagating through the planetary boundary layer perturb these strata and produce the undulations. (After Hooke and Jones, 1986).

# SODAR

# MISURAZIONI



Gera B. S., **S. Argentini**, G. Mastrantonio, A. Viola, 1998; Characteristics of the boundary layer thermal structure in a coastal region of Adelie Land, East Antarctica. *Antarctic Science* (10), 89-98.

**Argentini, S.**, G. Mastrantonio, G. Fiocco and R. Ocone, 1992: Complexity of the wind field as observed by a Sodar system and by automatic weather stations on the Nansen Ice Sheet, Antarctica, during summer 1988-89: two cases studies; *Tellus* 44 B, 422-429.



## Wavelike layer patterns observed by sodar

Echograms (red) together with the Doppler vertical velocity pattern (black) and tethered balloon temperature profiles (thick green curves).

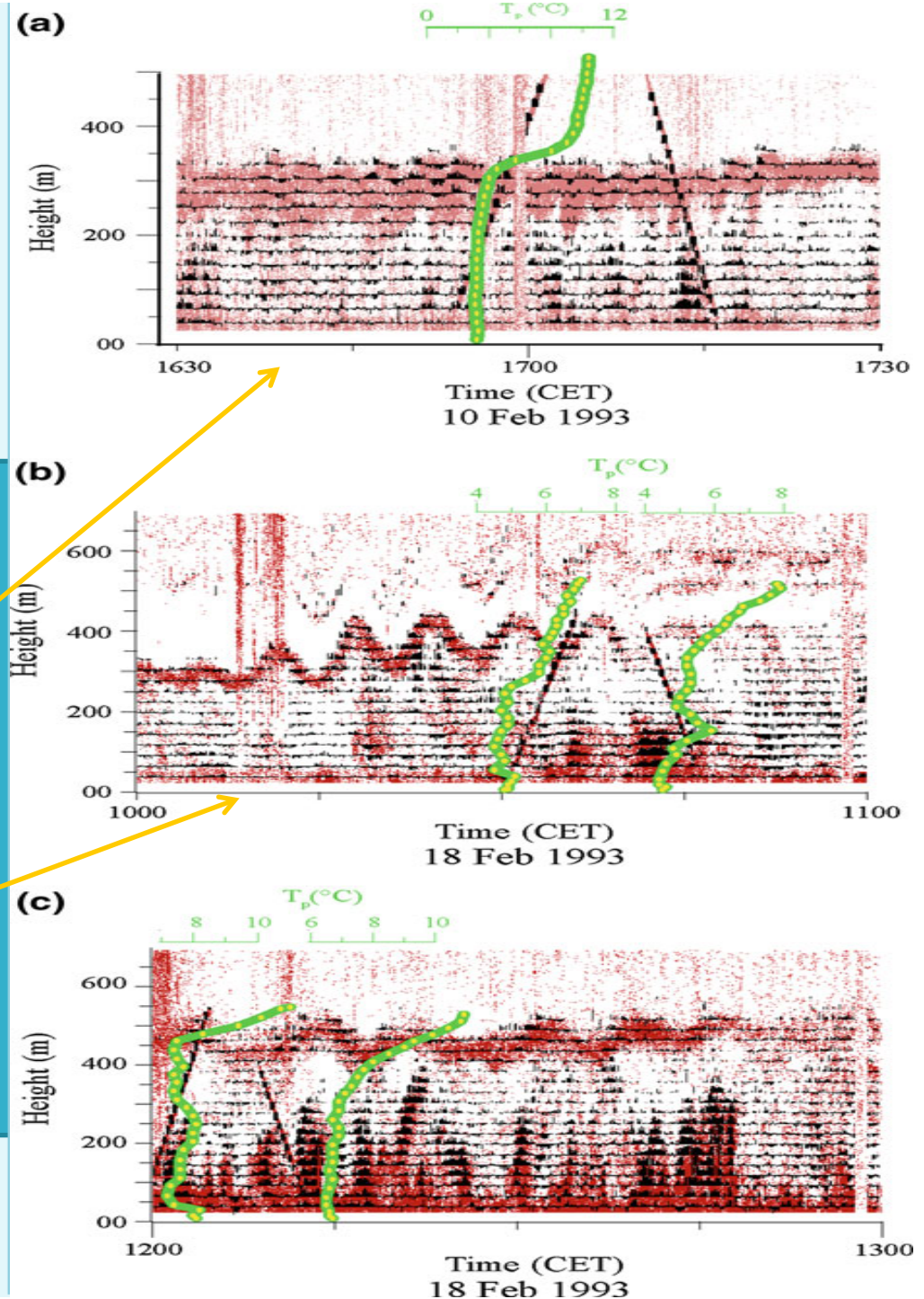
Inclined black lines on echograms are the traces of the ascending and descending tethered balloon

The echograms with the superimposed vertical wind velocity pattern show a **strong correlation between the direction of  $w$  and the direction of motion of the turbulent layer.**

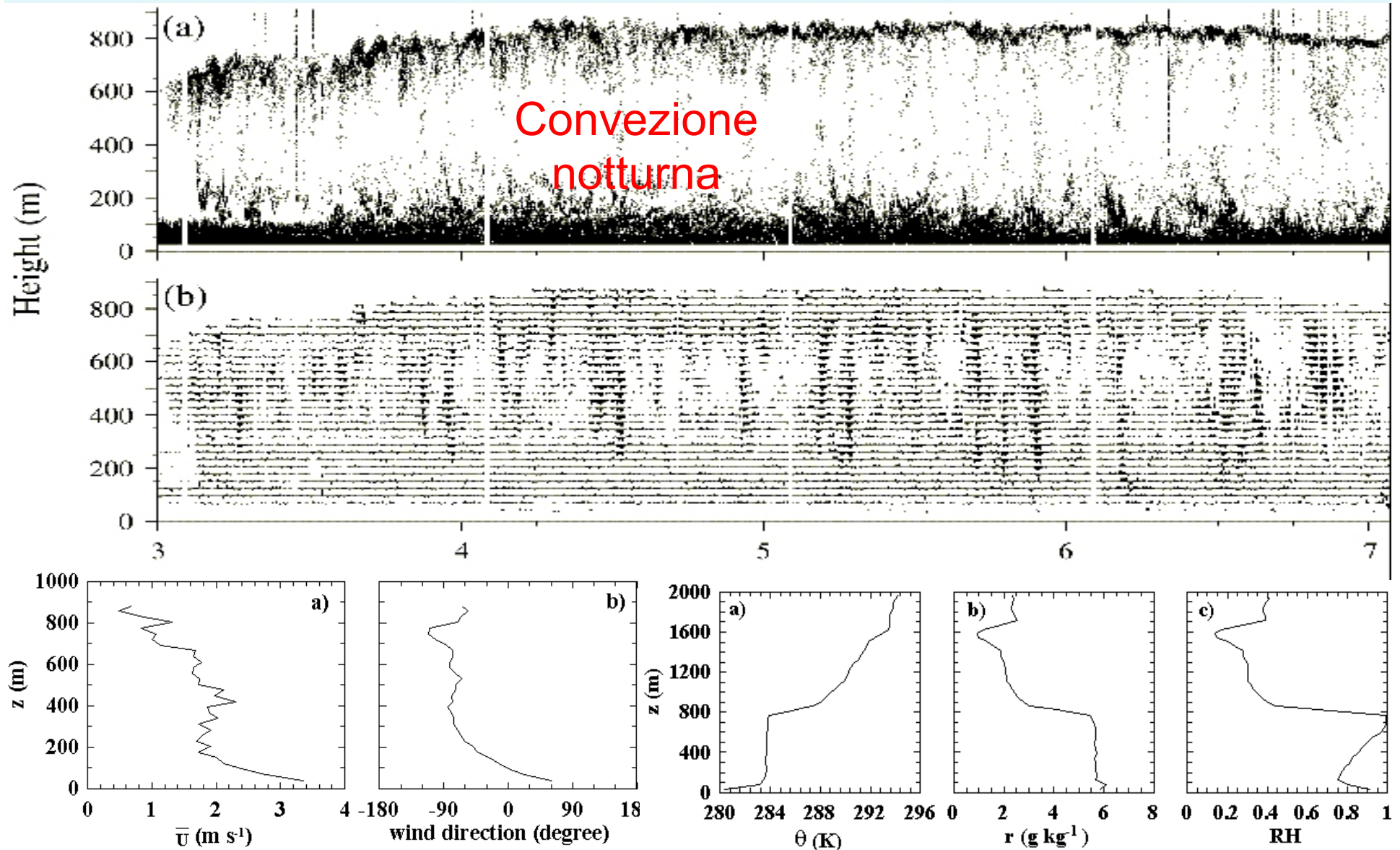
The first case is characterized by the presence of a turbulent layer at 300 m with small fast oscillations with amplitude  $\approx 15$  m. The wave train was seen to have 14 periods during about 40 min and was located immediately beneath the strong inversion layer.

In the second case, an evident wavelike layer with growing amplitude of several 10 m is observed between 250 and 450 m. The wave train was seen to have seven periods during 45 min and was located immediately above the inversion layer.

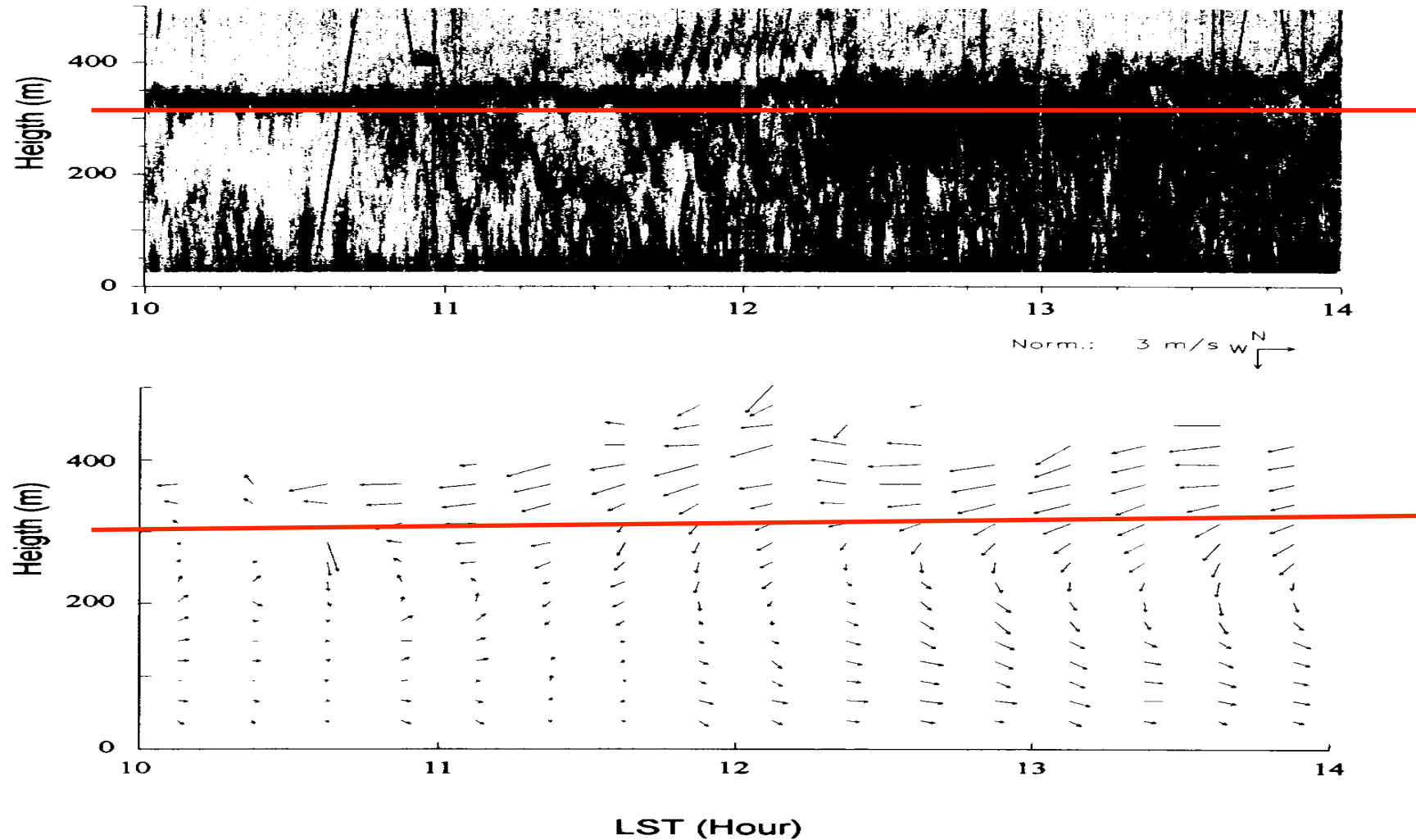
Petenko I., G. Mastrantonio, · Viola A., **Argentini S.**, Pietroni I., 2011  
Wavy Vertical Motions in the ABL Observed by Sodar. *Boundary Layer Meteorology* DOI 10.1007/s10546-011-9652-y



# SODAR



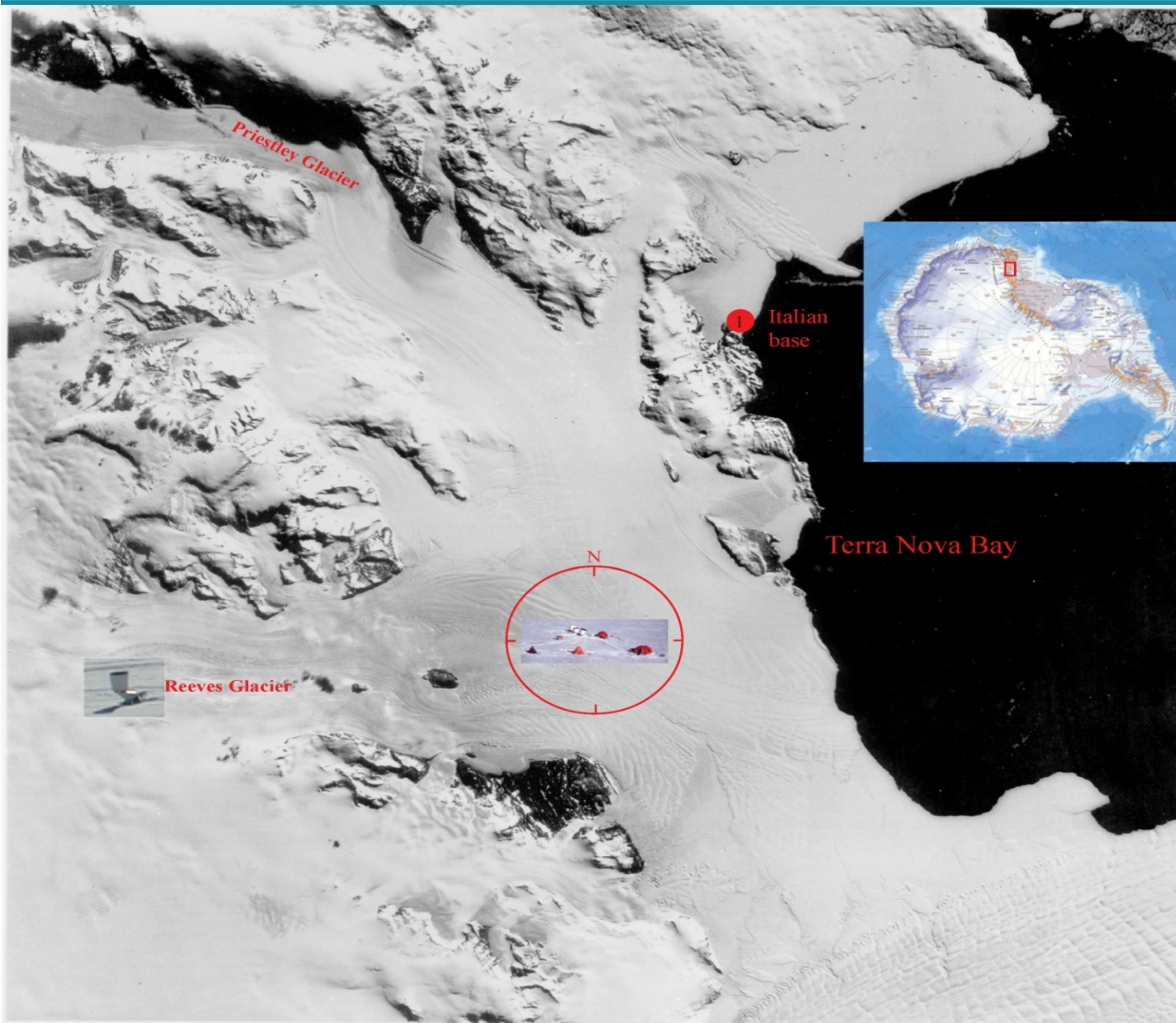
Martano P., D. Cava, G. Mastrantonio, S. Argentini and A. Viola, 2005. Sodar detected top-down convection in a nocturnal cloud-topped boundary layer: a case study. *Boundary Layer Meteorology*, vol. 85-103.



*Figure 2. Example of facsimile sodar record and horizontal wind field obtained at Arena on February 10. Continuous oblique lines at 1030 represent the ascending tethered balloon. The elevated inversion layer and the associated decoupling between wind field above and below the inversion, are evident.*

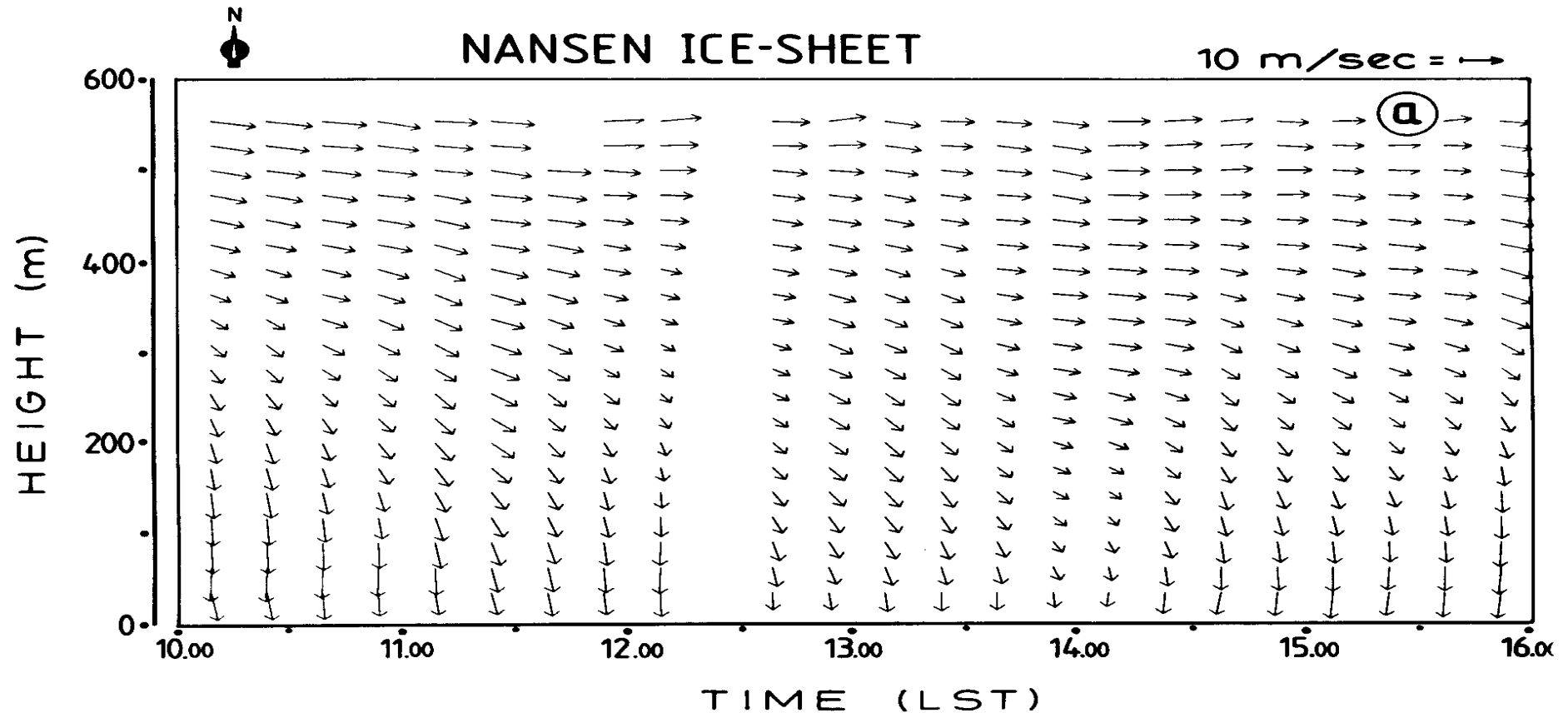
**Argentini S.,** G. Mastrantonio, F. Lena, 1999; Case Studies of the Wintertime Convective Boundary-Layer Structure in the Urban Area of Milan, Italy. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 93 , 253-267.





Mappa del  
Nansen Ice Sheet  
E dislocazione  
strumenti





**Argentini, S.**, G. Mastrantonio, G. Fiocco and R. Ocone, 1992: Complexity of the wind field as observed by a Sodar system and by automatic weather stations on the Nansen Ice Sheet, Antarctica, during summer 1988-89: two cases studies; *Tellus* 44 B, 422-429.

Viola A., I. Petenko, G. Mastrantonio, **S. Argentini**, V. A. Bezverhniy, 1999; Diurnal variations of the temperature variations and their influence on wind regime in a confluence zone of Antarctica. *Meteorol. Atmos. Phys.* 70, 133-140.

**Argentini S.**, T. Giorgiadis, 2010 Caratterizzazione dello strato limite atmosferico dell' Antartide: un problema ancora aperto? Il Bollettino geofisico. Anno XXXIII, N.1-4, Gennaio-Dicembre 2010, pag. 39-60.

# SODAR

# MISURAZIONI

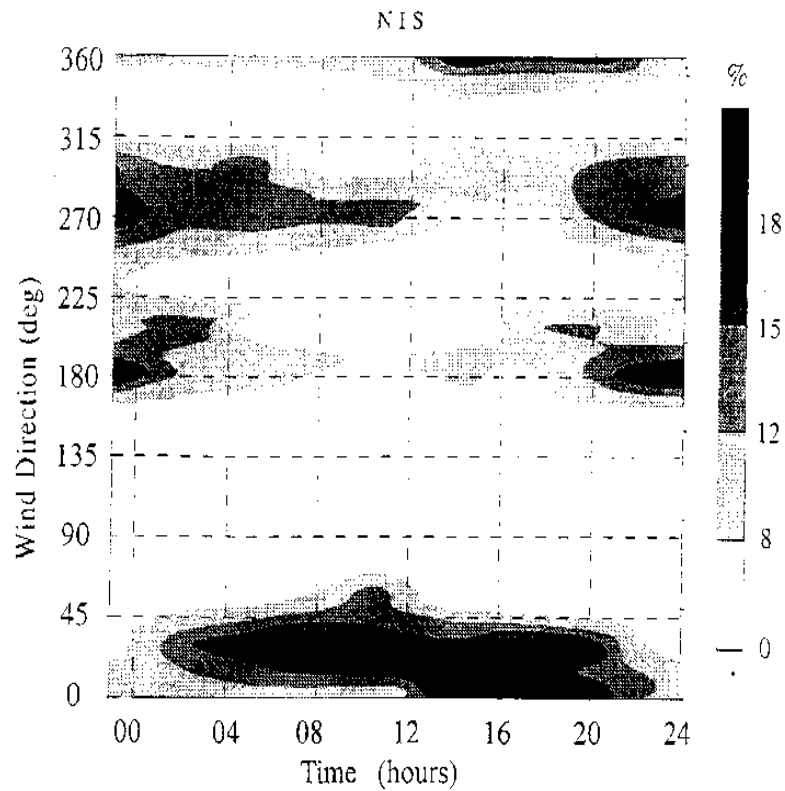


Fig. 7. Daily course of the occurrence of the wind direction, averaged over the whole period of observation at the Nansen Ice Sheet (NIS)

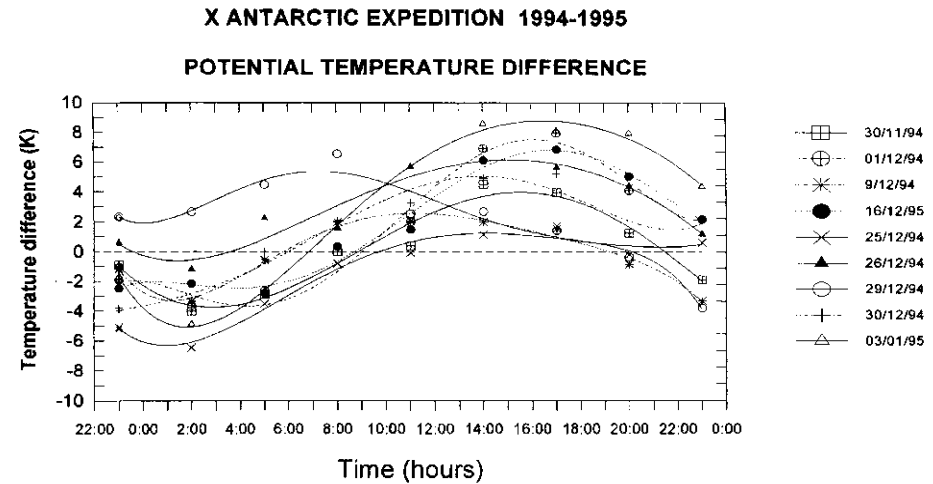
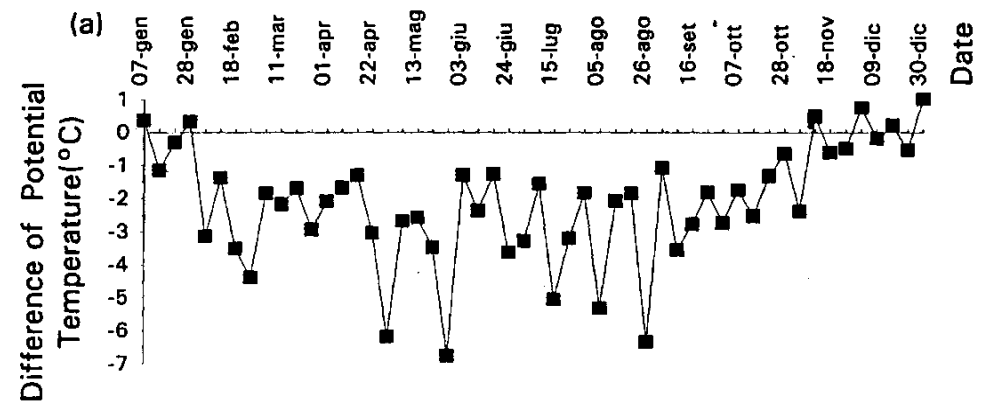
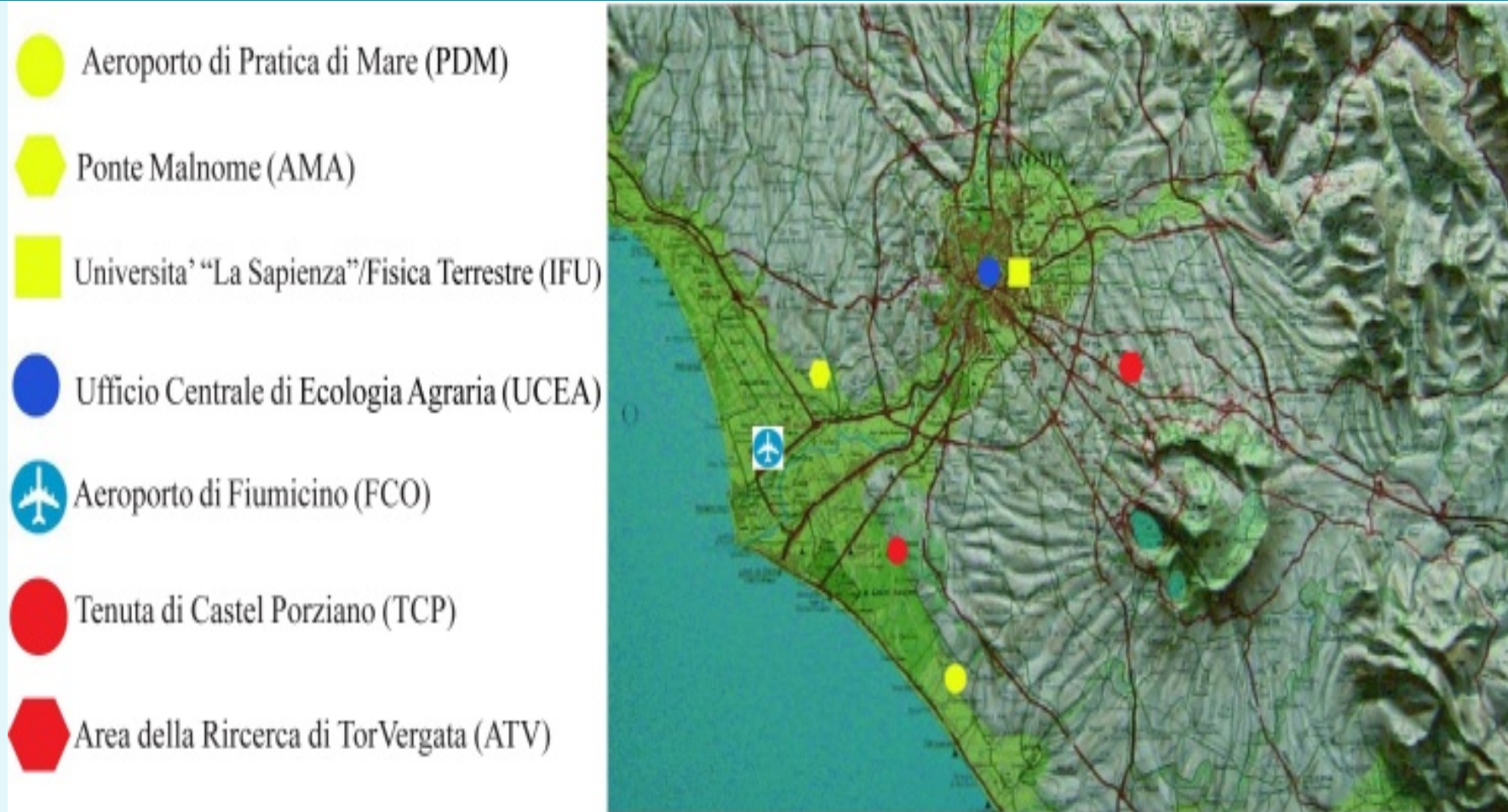


Fig. 5. Diurnal variation of the potential temperature difference between LYN and PRG for some selected days



Argentini, S., G. Mastrantonio, G. Fiocco and R. Ocone, 1992: Complexity of the wind field as observed by a Sodar system and by automatic weather stations on the Nansen Ice Sheet, Antarctica, during summer 1988-89: two cases studies; *Tellus* 44 B, 422-429.

Viola A., I. Petenko, G. Mastrantonio, S. Argentini, V. A. Bezverhni, 1999; Diurnal variations of the temperature variations and their influence on wind regime in a confluence zone of Antarctica. *Meteorol. Atmos. Phys.* 70, 133-140.



Ferretti R., G. Mastrantonio, **S. Argentini**, A. D' Onofrio, R. Santoleri, A. Viola, 2003; A model -aided investigation of a winter thermally driven circulation in th Italian Tyrrhenian coast: a case study. *J. of Geophysical Research*, 108, N° D24, 4777-4791.

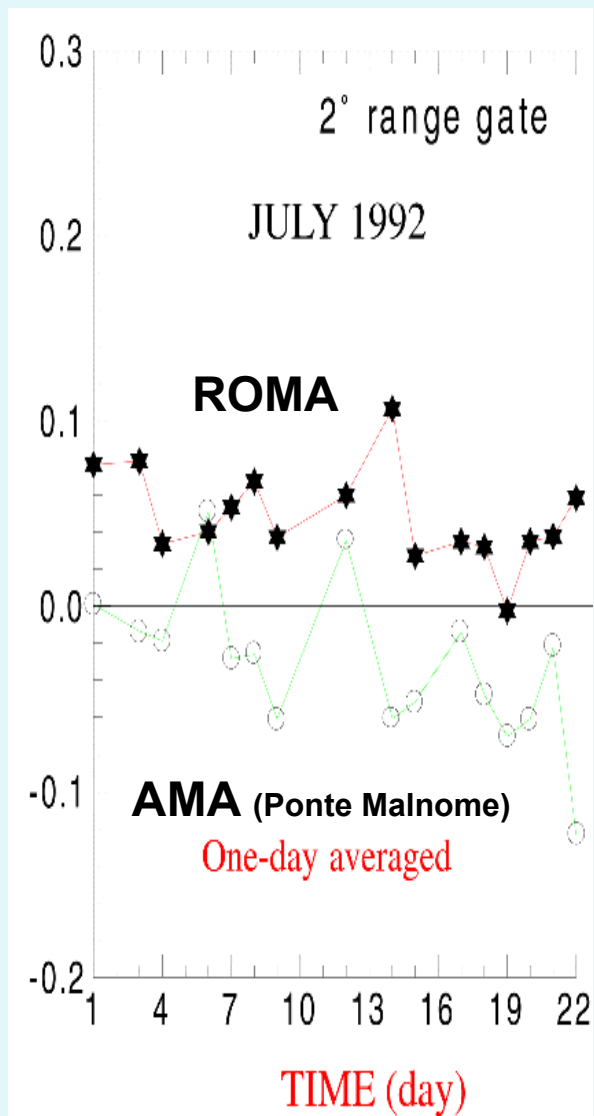
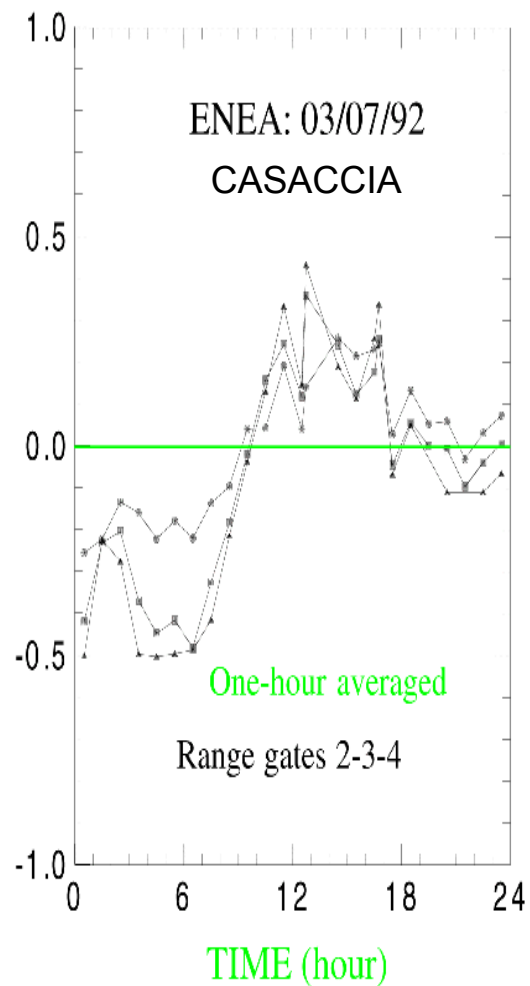
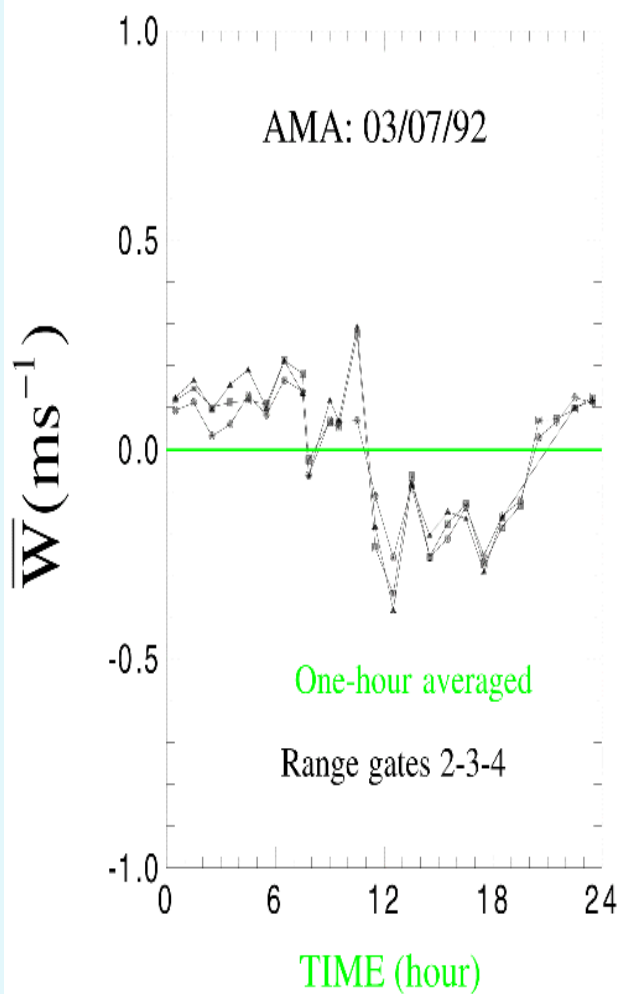
Mastrantonio, G., A. Viola, I. Petenko, L. Coniglio, **S. Argentini**, A. Conidi, 2006: Caratterizzazione della circolazione locale mediante analisi di dati di vento. *Scritti e Documenti XXXVII, Accademia Nazionale delle Scienze, Seconda Serie, Vol 1, pp 13-49*

Petenko I., G. Mastrantonio, A. Viola, **S. Argentini**, L. Coniglio, P. Monti, G. Leuzzi, 2011 Local circulation diurnal patterns and their relationship with large-scale flows in a coastal area of the Tyrrhenian Sea. Submitted to *Boundary Layer Meteorology* **139**, Issue 2, pag. 353-366.

# SODAR

# Misura della velocità verticale del vento $W$

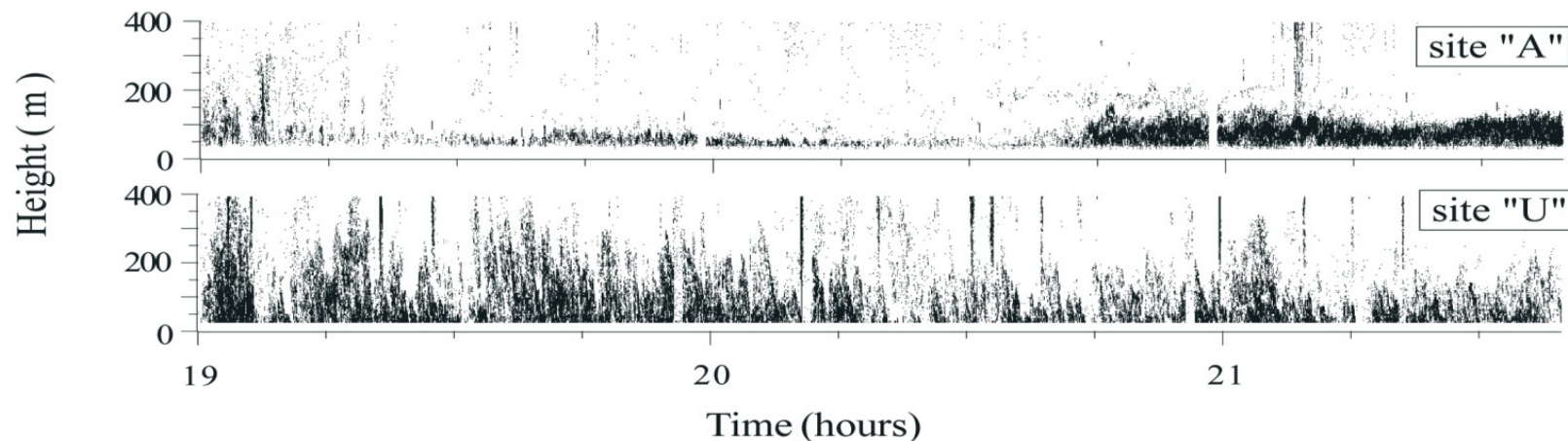
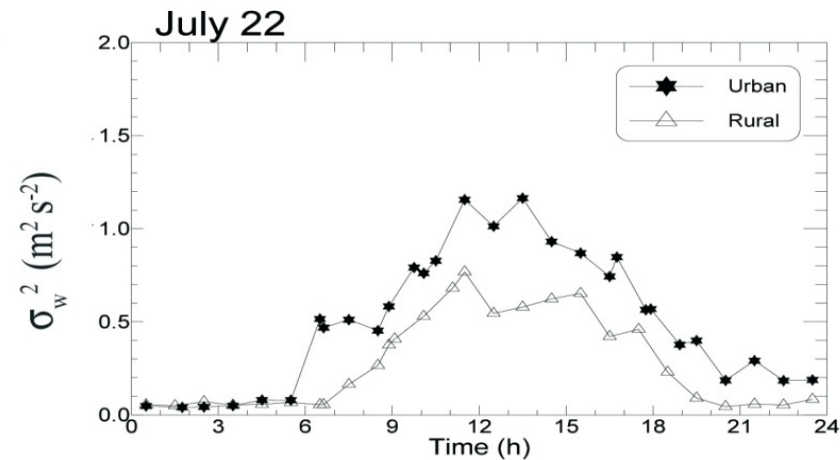
## BREEZE AND HEAT ISLAND EFFECT ON $W$





1992, IFU (urban)-AMA (rural)

Comparison between the  $\sigma_w^2$  typical behaviour in site "A" (rural) and site "I" (urban) for the second range-gate.



Comparison between facsimile records for rural (top) and urban (bottom) sites. While in the rural area a ground based inversion develops, in the city the convection is still active in the lower layers.

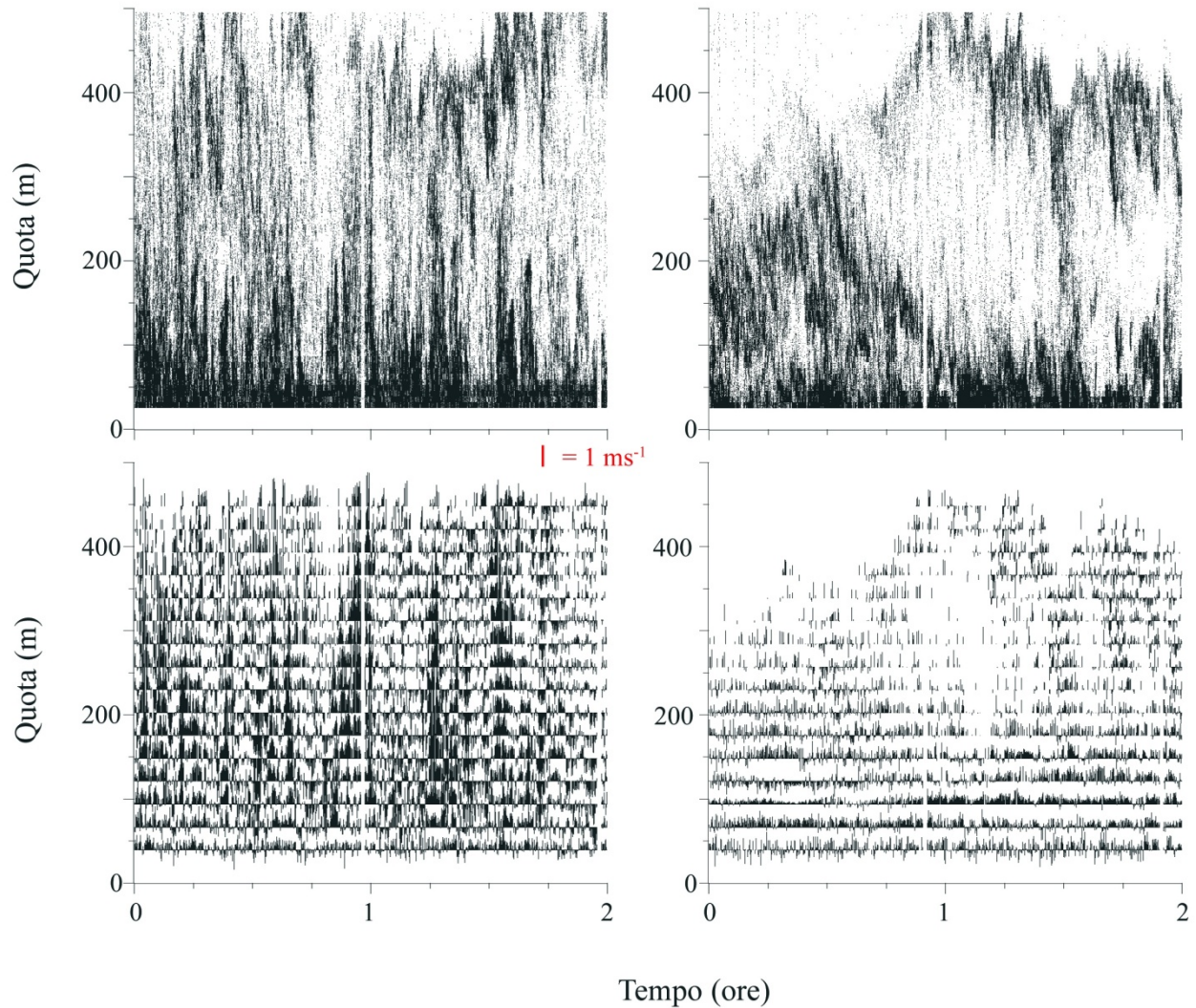
Isola di Calore  
Urbana e  
convezione  
notturna



MILANO 15 Febbraio 1993

Arena

Cise

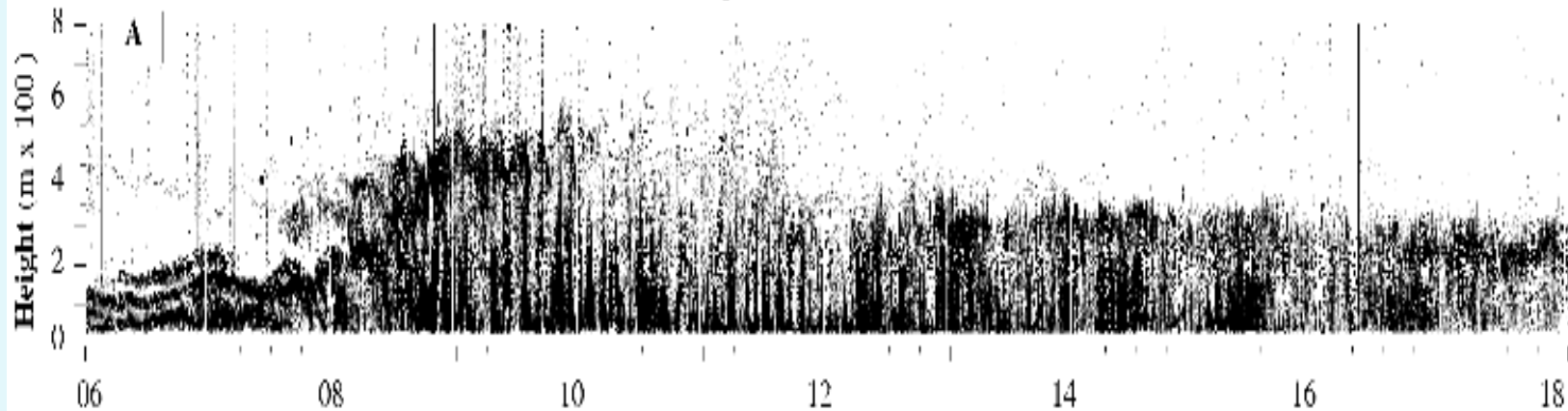




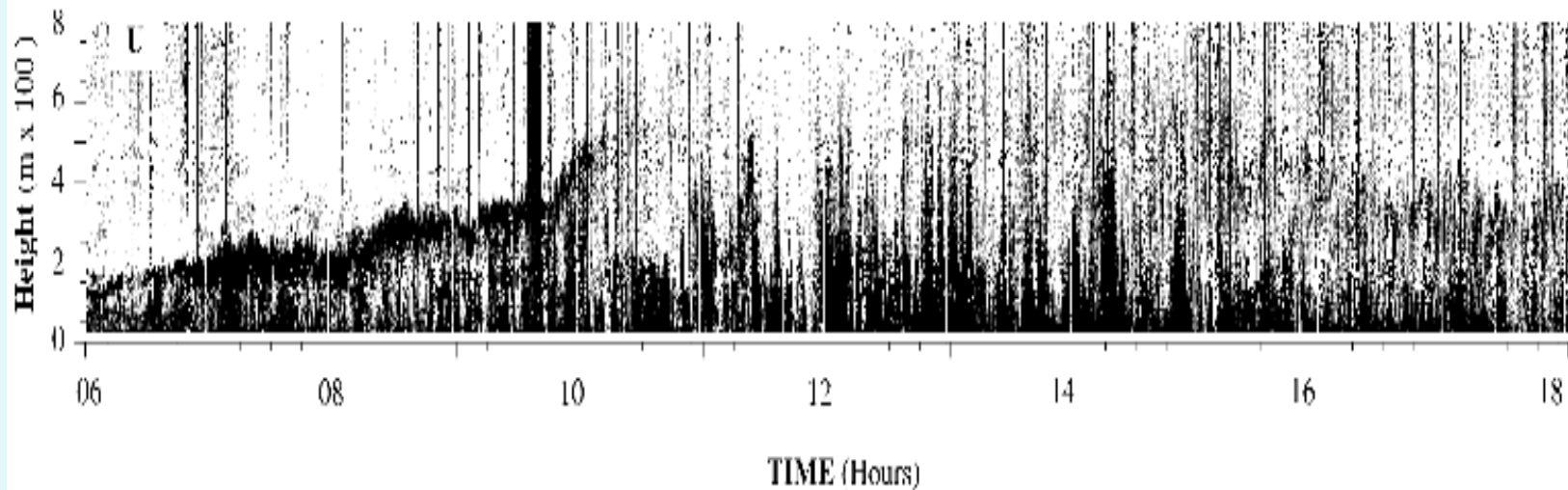
## BREZZA di Mare

July 19 - 1992

AMA

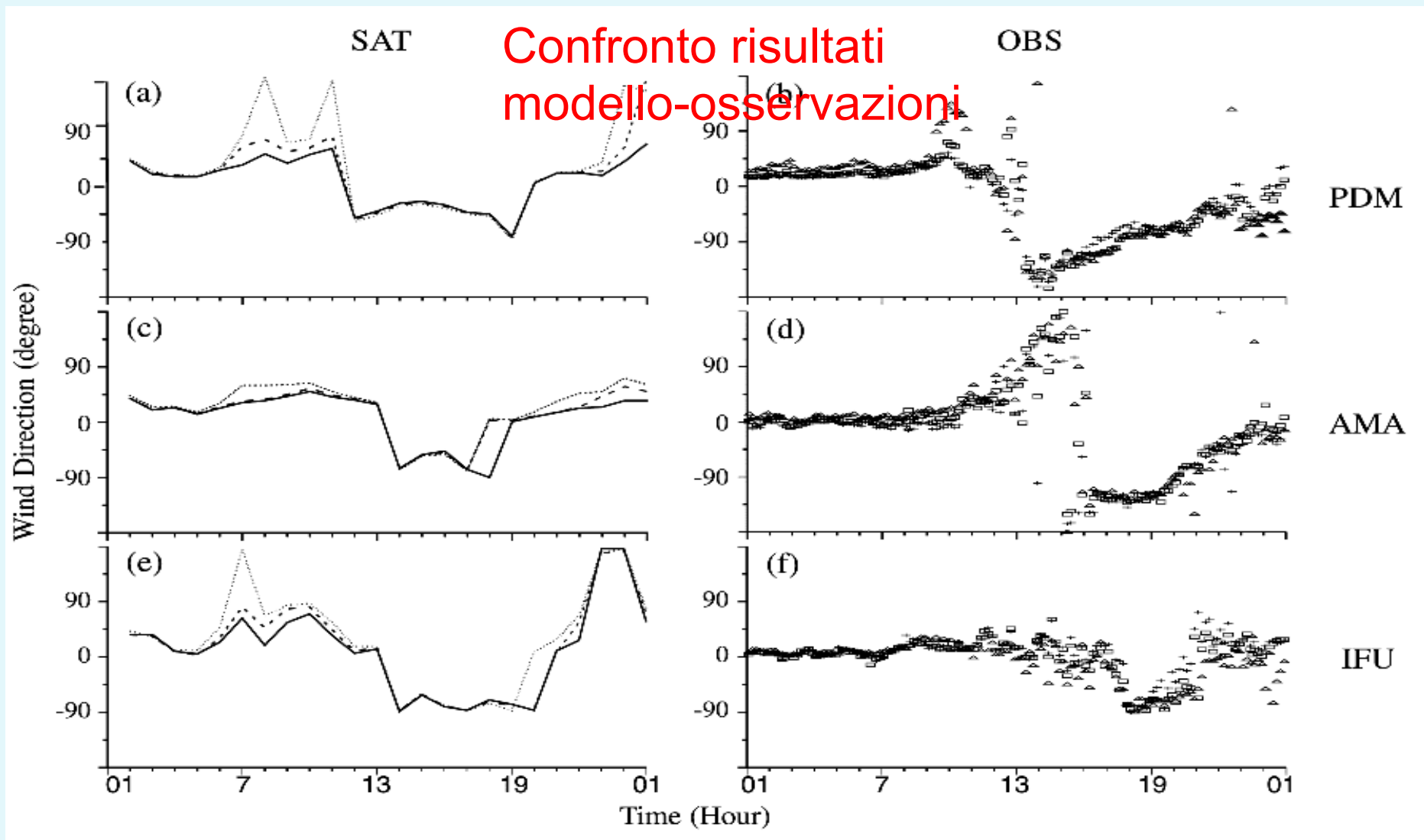


IFU



Mastrantonio G., A.P. Viola, **S. Argentini**, G. Fiocco, L. Giannini, L. Rossini, G. Abbate, R. Ocone, M. Casonato, 1994: Observations of sea breeze events in Rome and the surrounding area by a Network of Doppler sodars. *Boundary Layer Meteorology* vol. 71, 67-80.

Ferretti R., G. Mastrantonio, **S. Argentini**, A. D'Onofrio, R. Santoleri, A. Viola, 2003; A model -aided investigation of a winter thermally driven circulation in the Italian Tyrrhenian coast: a case study. *J. of Geophysical Research*, 108, N° D24, 4777-4791.



Ferretti R., G. Mastrantonio, **S. Argentini**, A. D' Onofrio, R. Santoleri, A. Viola, 2003; A model -aided investigation of a winter thermally driven circulation in the Italian Tyrrhenian coast: a case study. *J. of Geophysical Research*, 108, N° D24, 4777-4791.

Petenko I., G. Mastrantonio, A. Viola, **S. Argentini**, L. Coniglio, P. Monti, G. Leuzzi, 2011 Local circulation diurnal patterns and their relationship with large-scale flows in a coastal area of the Tyrrhenian Sea. Submitted to *Boundary Layer Meteorology* 139, Issue 2, pag. 353-366.



**CONVETTIVO** In uno strato limite convettivo l' interfaccia del PBL con la troposfera sovrastante da luogo ad una zona (entrainment zone) caratterizzata da grandi gradienti e fluttuazioni di temperatura e di umidità. Per effetto di queste fluttuazioni termodinamiche i radar ed i sodar osservano massimi locali nel profilo verticale della riflettività.

**STABILE** La misura dello spessore del PBL notturno stratificato e stabile è generalmente più complicata in quanto non sono presenti gradienti ben definiti nelle quantità medie e turbolente all' estremo superiore del PBL. La misura del PBL notturno è anche difficile in quanto lo spessore è molto ridotto, ed a volte con uno spessore inferiore a 100 m.

La media temporale dei profili verticali o la media spaziale delle misure da sistemi di remote sensing da terra puo' assicurare un valore più rappresentativo dell' altezza del PBL di quella data da una misura locale di un vortice nel profilo di una radiosonda.

# SODAR

## Confronto altezza del PBL pallone frenato - sodar

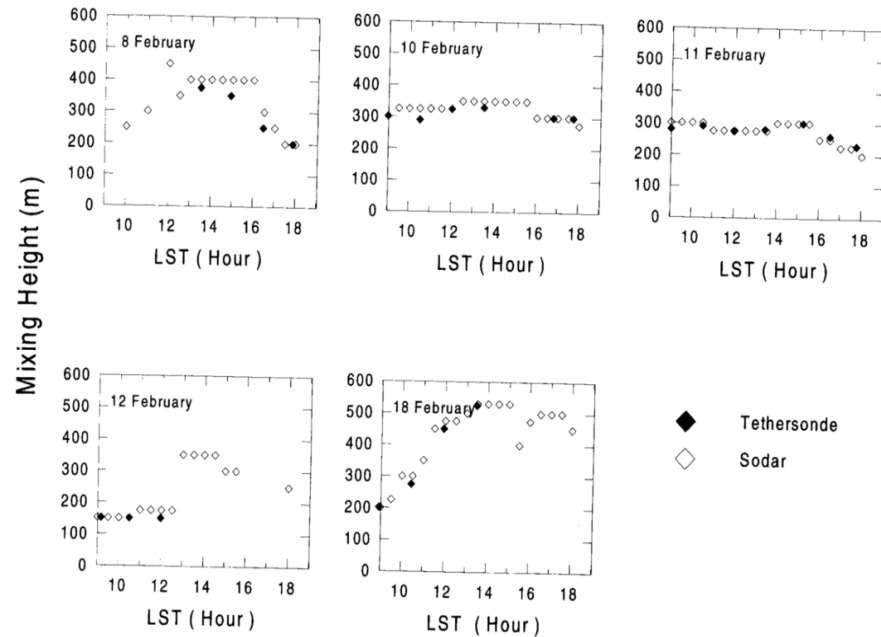


Figure 3. Mixing heights estimated by a sodar and a tethered balloon as a function of time, for days 8, 10, 11, 12, and 18 February, 1993.

260

S. ARGENTINI ET AL.

CASE STUDIES OF THE WINTERTIME CONVECTIVE BOUNDARY-LAYER STRUCTURE 261

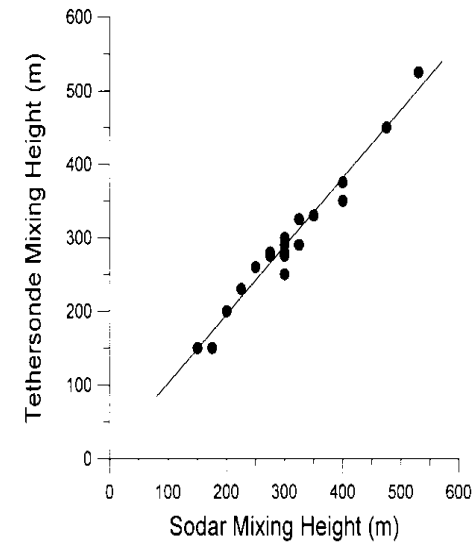
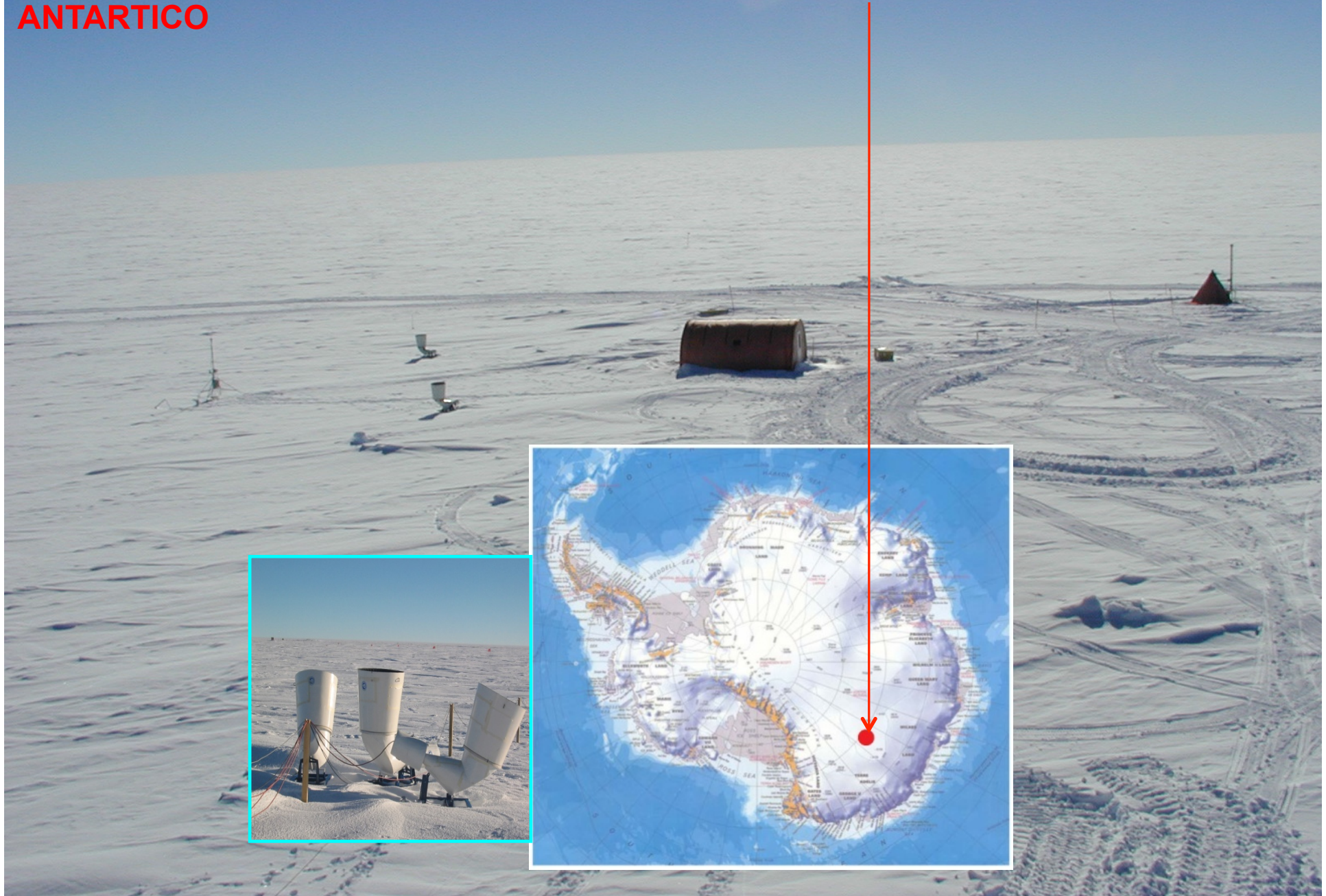


Figure 4. Comparison of the mixing height estimated from the tethered balloon and the sodar for the same days as in Figure 3.

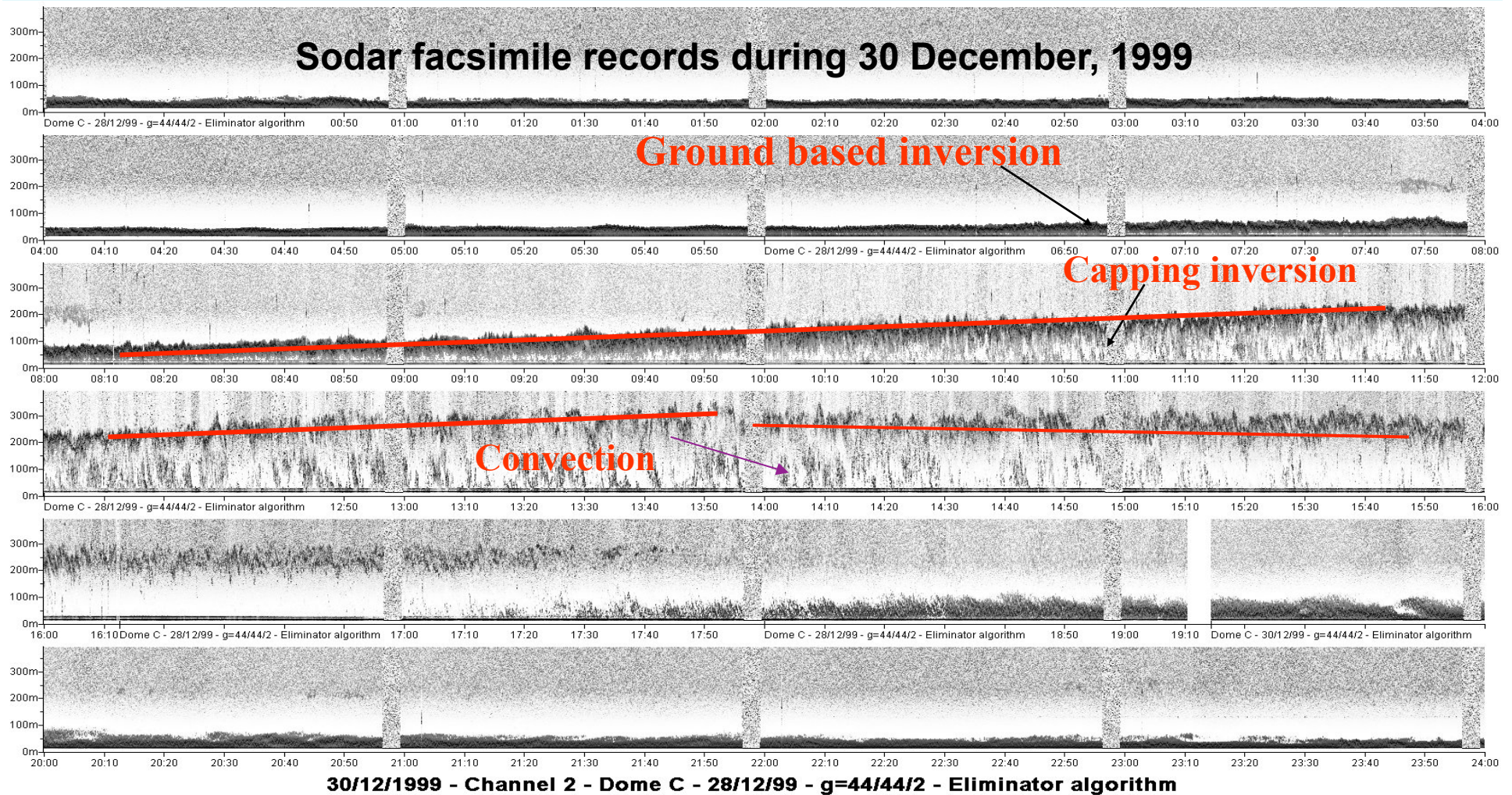
# OSSERVATORIO ALLA STAZIONE POLARE DI CONCORDIA: PLATEAU ANTARTICO





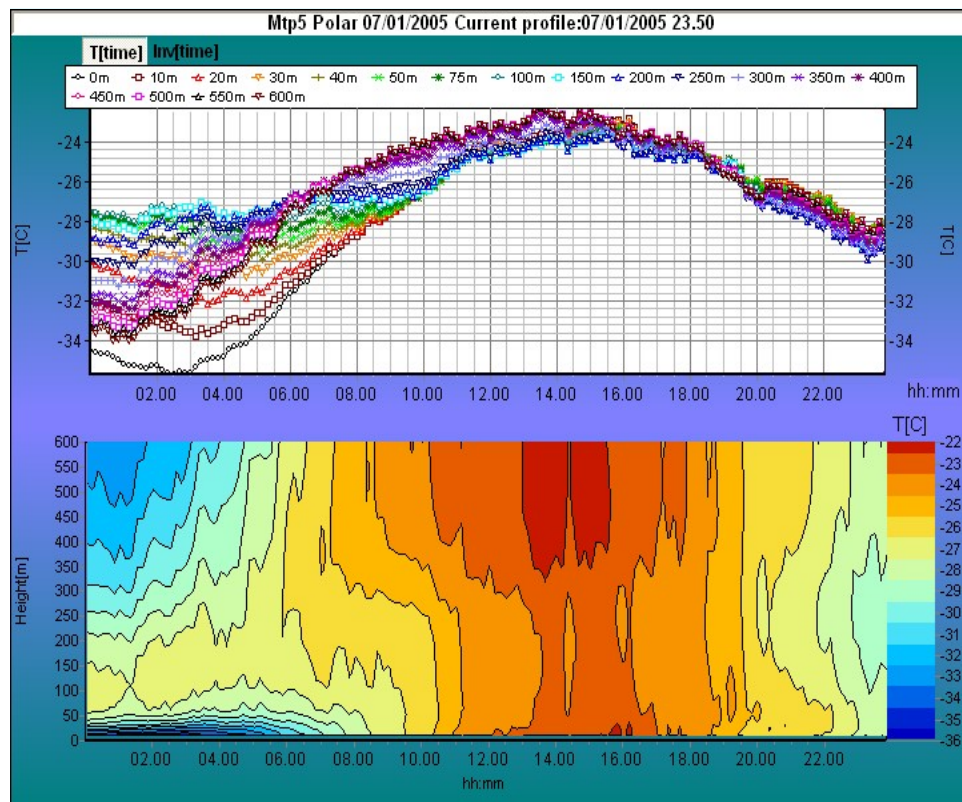
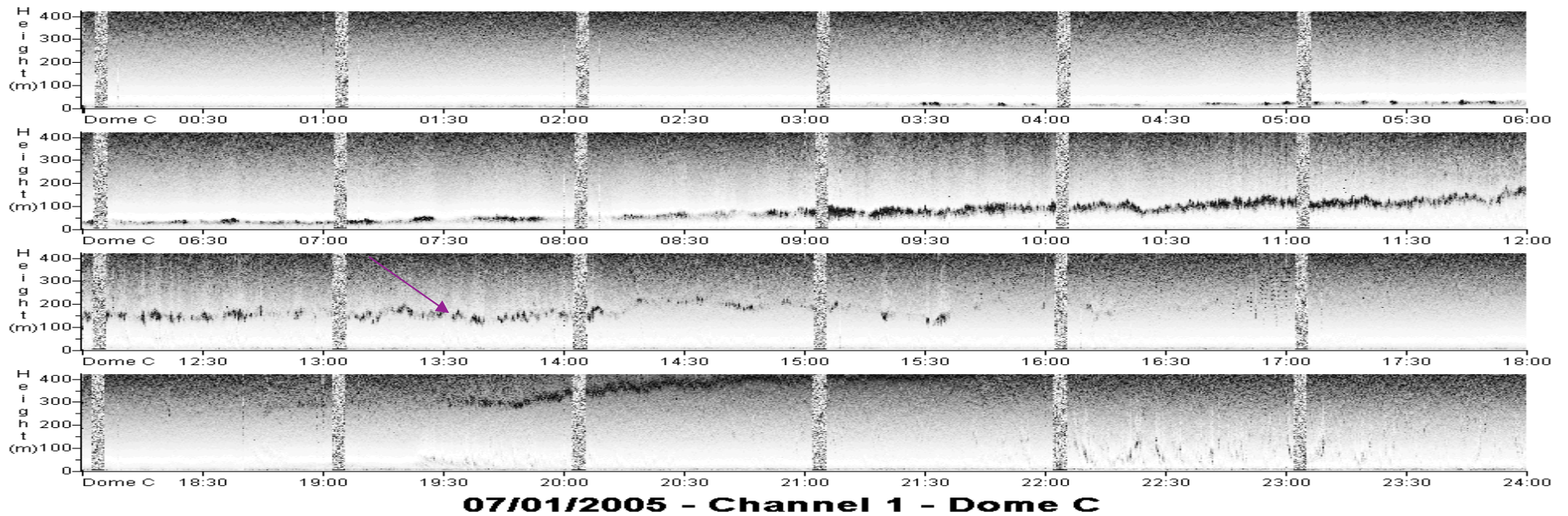
# MIXING HEIGHT ESTIMATED FROM THE MAXIMUM IN THE BACKSCATTERED ECHO PROFILES

Convective coherent structures delimited by a capping inversion start to be present at 0900 LST in the morning. The capping inversion reaches the maximum height around 1300 LST.

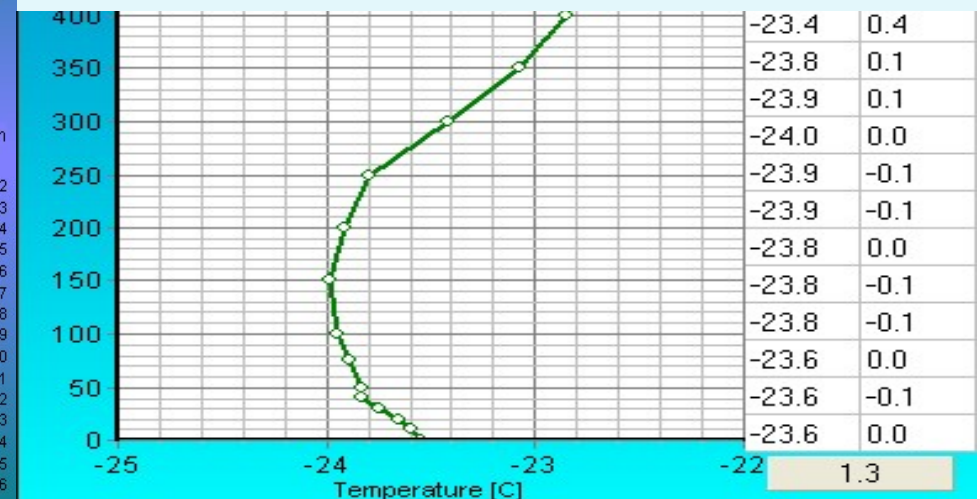


Argentini S., A. Viola, A. Sempreviva, I. Petenko, 2005; Summer PBL height at the plateau site of Dome C, Antarctica. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 115 Number 3, 409-422.



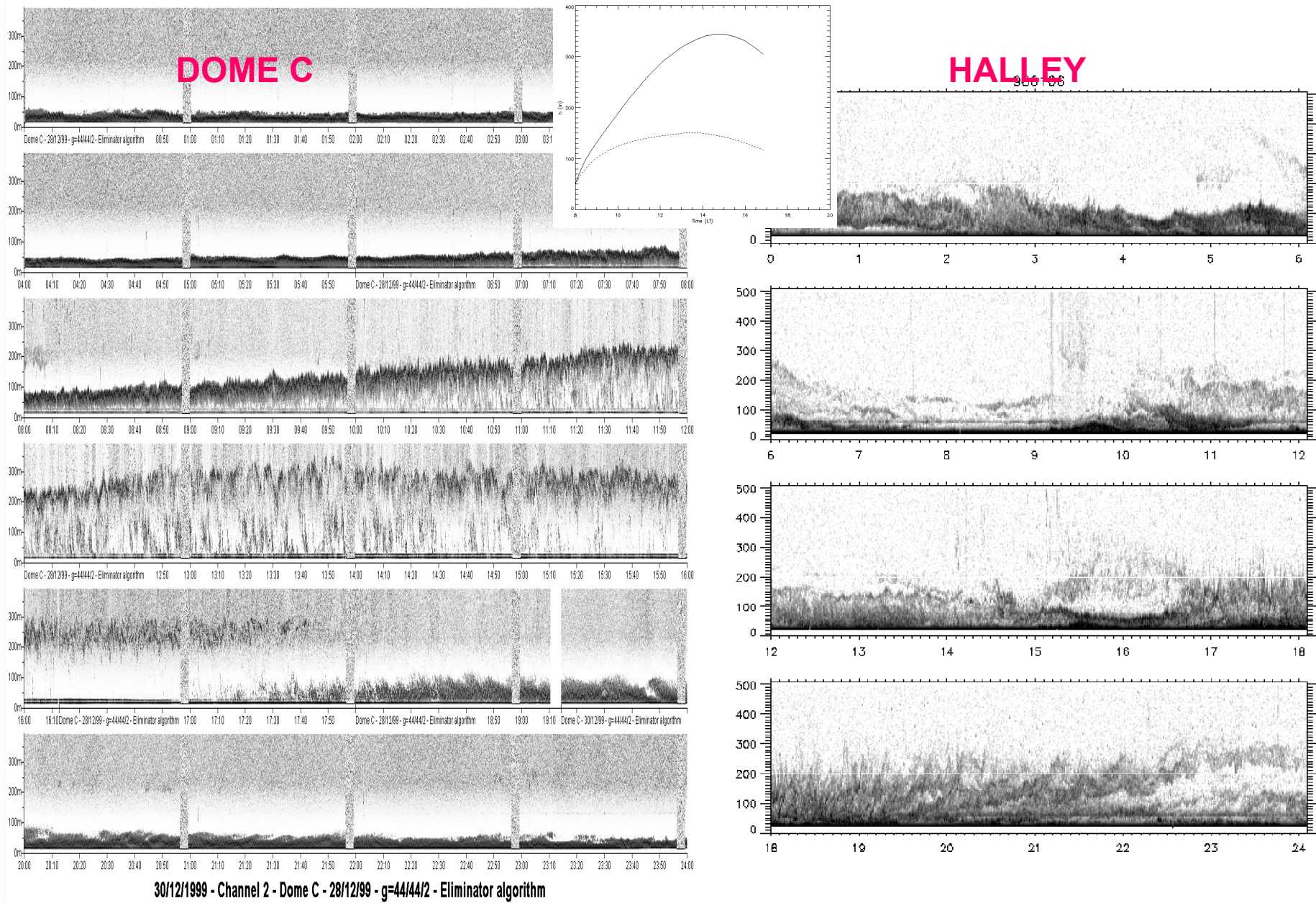


## Determinazione dell' altezza dello strato rimescolato



Show adiabatic profile



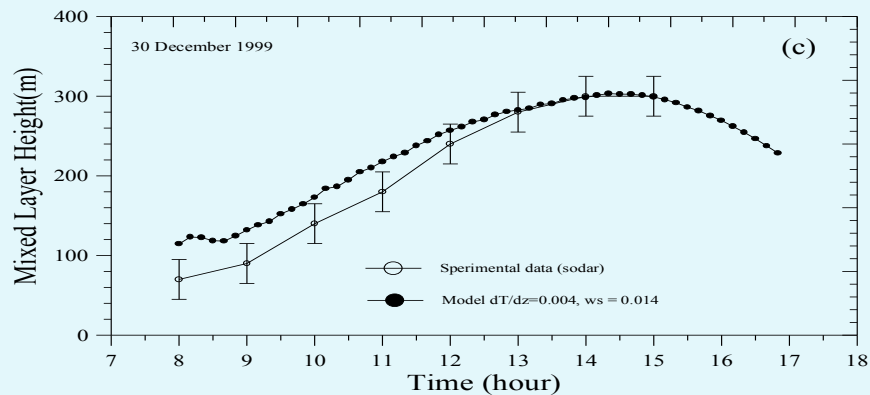
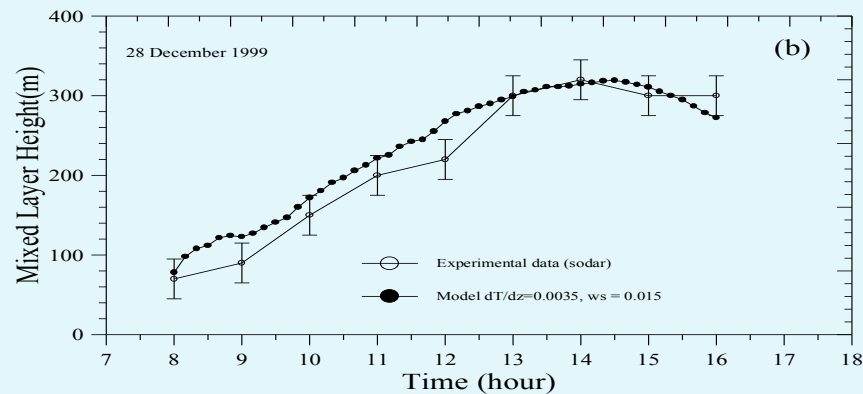
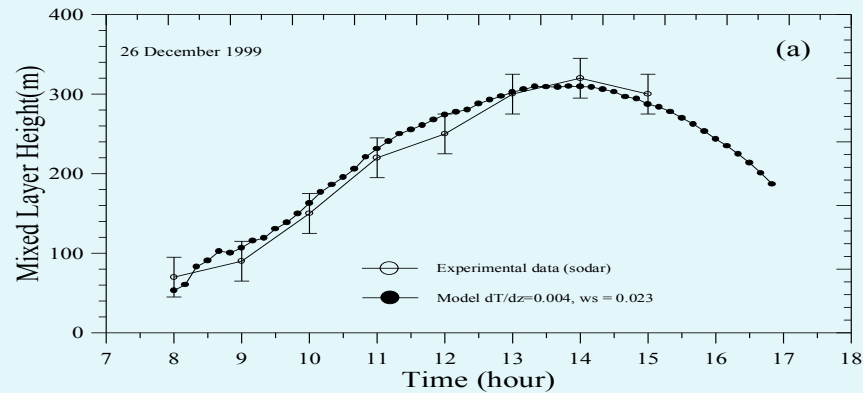


King J.C., **Argentini S.**, P. Anderson, 2006. Contrasts between the summertime surface energy balance and boundary layer structure at Dome C and Halley stations, Antarctica. *J. of Geophysical Research* Vol. 3 D02105

**Argentini S.**, A. Viola, A. Sempreviva, I. Petenko, 2005; Summer PBL height at the plateau site of Dome C, Antarctica. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 115 Number 3, 409-422.

## SIMPLE 1-D GB MODEL

$$\left\{ \left( \frac{h^2}{(1+A)h - 2BkL} \right) + \frac{Cu_*^2 T}{\gamma g [(1+A)h - BkL]} \right\} \left( \frac{dh}{dt} - w_s \right) = \frac{(\overline{w'\theta'})_s}{\gamma}$$



$\gamma$  lapse rate at the elevated inversion *estimated*  
Dome C radiosoundings =  $0.006 \text{ K m}^{-1}$

$k$  von Karman constant (0.41)

$u_*$  friction velocity

$T$  surface temperature

$L$  Monin Obukhov length

$g$  acceleration due to gravity

$w'\theta'$  kinematic heat flux at the surface

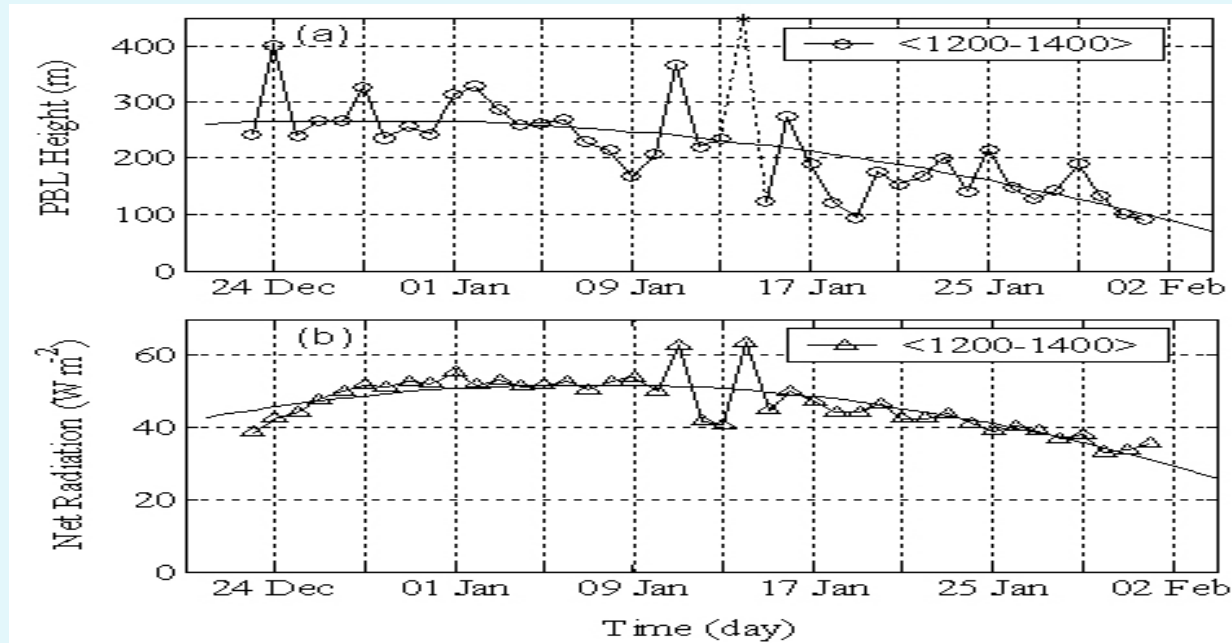
$A, B, C$  empirical constants (1.2, 4, 0.6)

$w_s$  opposite of the subsidence velocity =  $0.04 \text{ m s}^{-1}$

Batchvarova E, Gryning S-E, (1994) An applied model for the height of the daytime mixed-layer and the entrainment zone. *Boundary-Layer Meteorol* 71: 311–323

Argentini S., A. Viola, A. Sempreviva, I. Petenko, 2005; Summer PBL height at the plateau site of Dome C, Antarctica. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 115 Number 3, 409-422.

King J.C., Argentini S., P. Anderson, 2006. Contrasts between the summertime surface energy balance and boundary layer structure at Dome C and Halley stations, Antarctica. *J. of Geophysical Research* Vol. 3 D02105

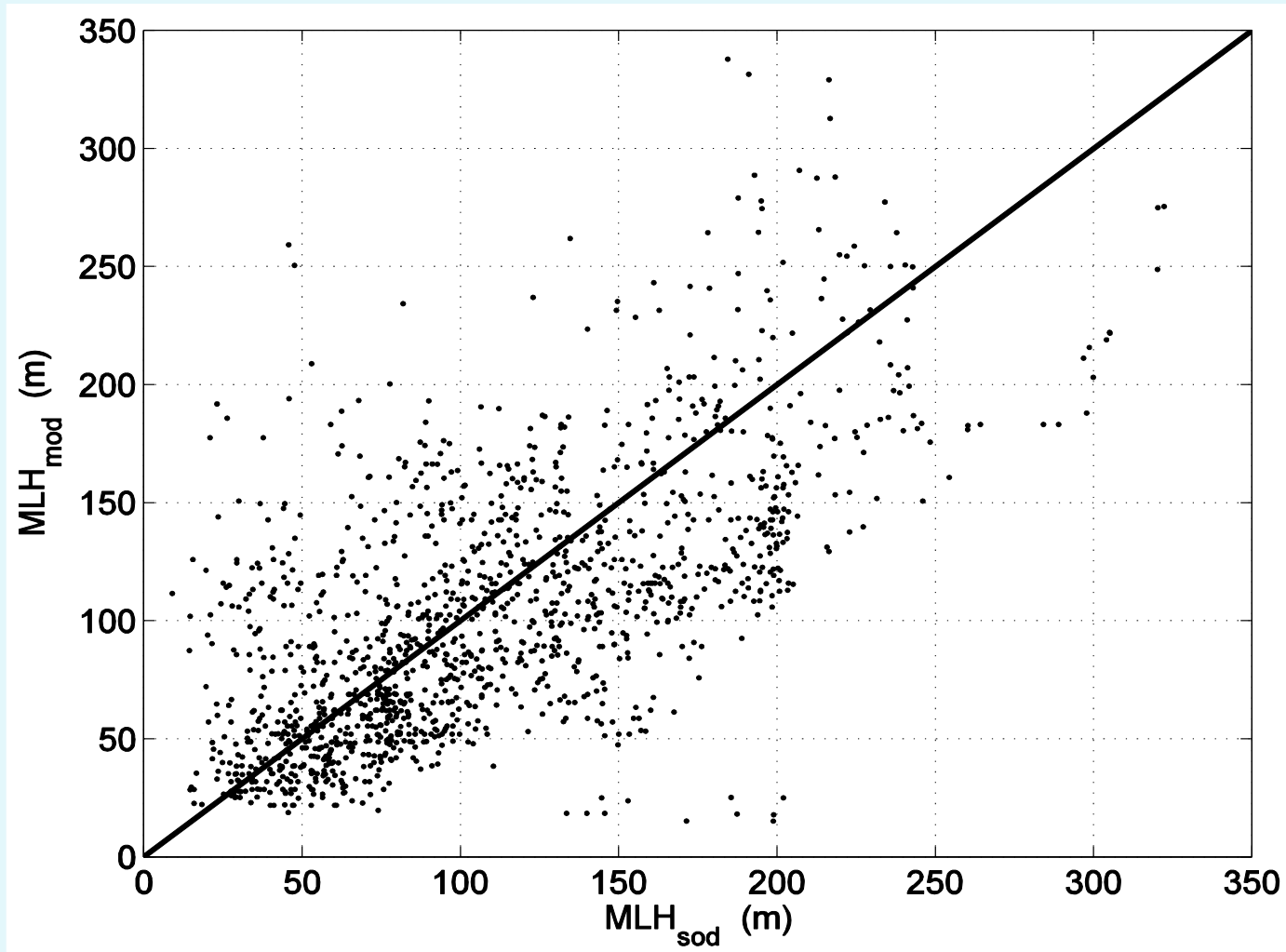


PBL height behaviour (a) and net radiation (b) during the period 23 December 1999 – 2 February 2000. The solid line indicates the polynomial second order fitting to the experimental data.

Mastrantonio G., V. Malvestuto, **S. Argentini**, T. Georgiadis, A. Viola, 1999; Evidence of a convective boundary layer developing on the Antarctic plateau during the summer. *Meteorol. Atmos. Phys.* **71**, 127-132.

**Argentini S.**, A. Viola, A. Sempreviva, I. Petenko, 2005; Summer PBL height at the plateau site of Dome C, Antarctica. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 115 Number 3, 409-422.

## SODAR – MODELLED (GB) MIXING HEIGHT 2004-2005



Pietroni I., S. **Argentini**, I. Petenko, R. Sozzi, 2011, Measurements and parameterization of the atmospheric boundary layer height at Dome C, Antarctica. Submitted to Boundary Layer Meteorology (in press).

**STABLE LAYER HEIGHT a CONCORDIA (ANTARTIDE)**

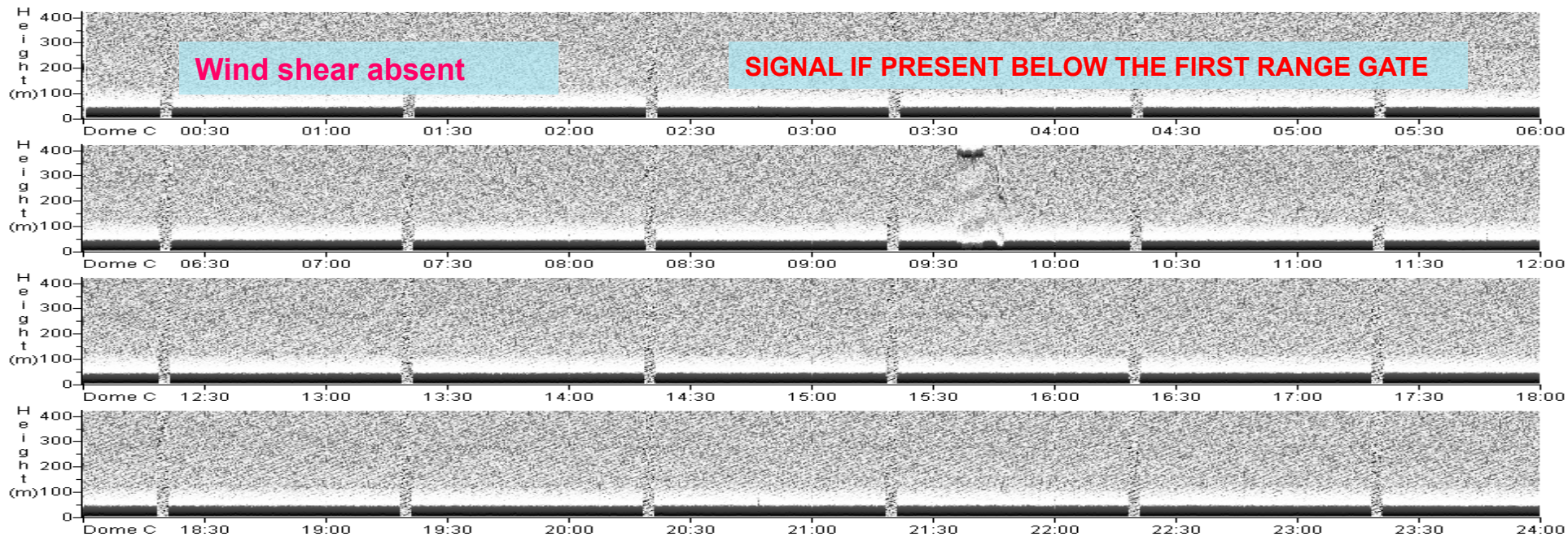
**DURING THE WINTER THE SURFACE COOLS DOWN IN RESPONSE TO LONGWAVE RADIATION**



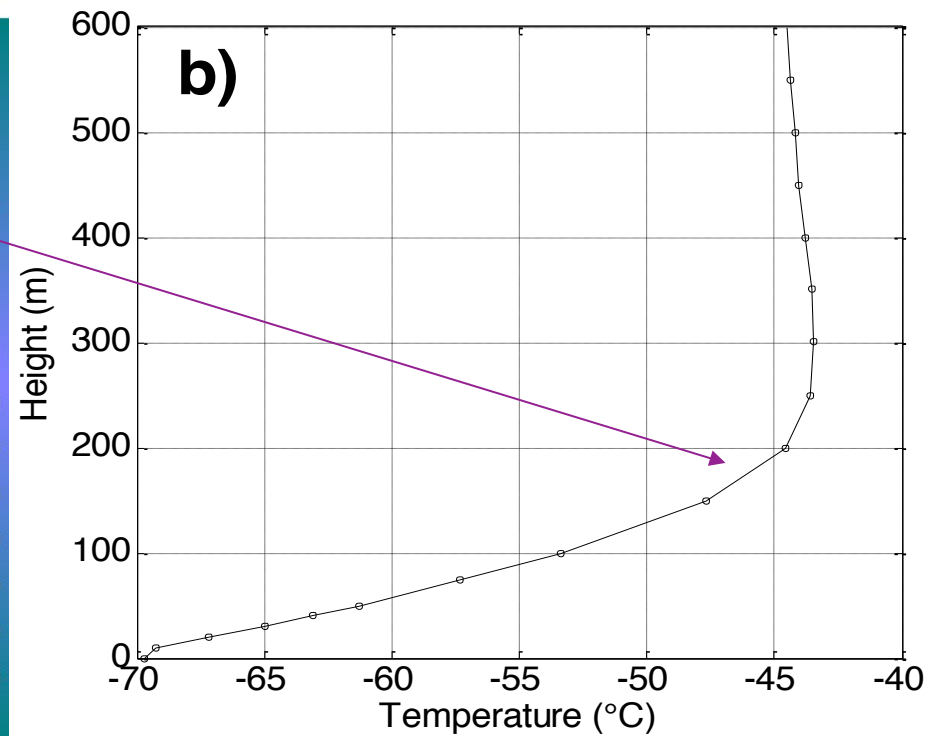
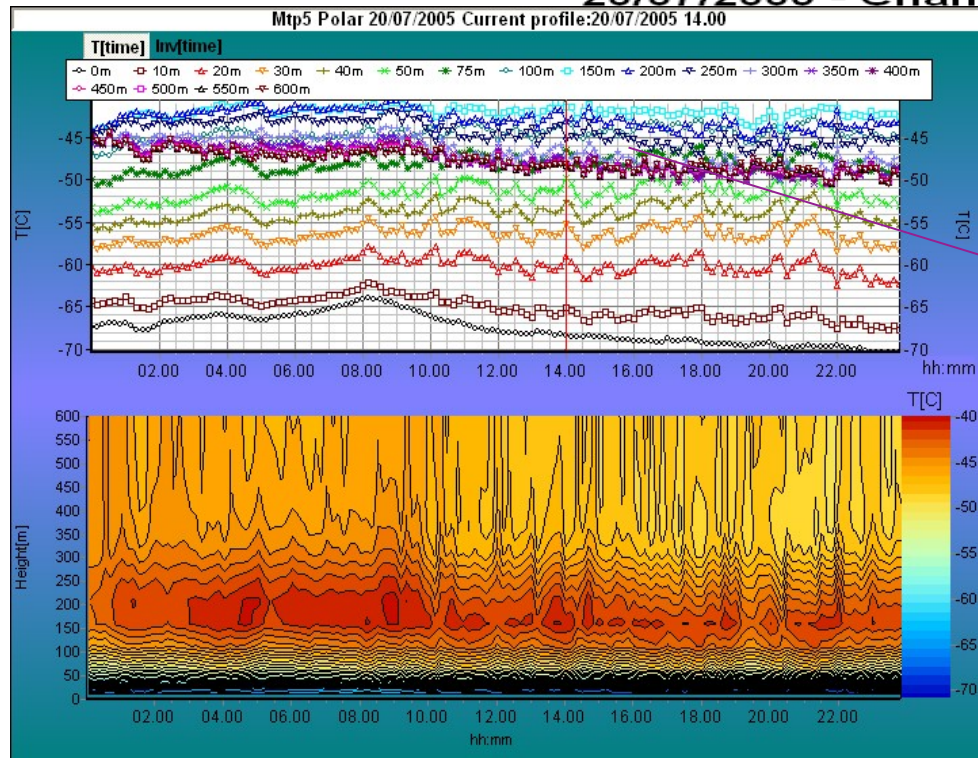
**A GROUND-BASED INVERSION DEVELOPS**

**THE PBL IS IN CONTACT WITH THE FREE ATMOSPHERE AND A LONG-LIVED STABLE BOUNDARY LAYER OCCURS**





20/07/2005 - Channel 1-X - Dome C



**DETERMINAZIONE GRANDEZZE SLP (CALCOLATE)**

- Flusso di calore cinematico (in condizione di convezione libera)  
(**VARIANZA DELLA VELOCITA' VERTICALE**)
- Flusso di momento (**SISTEMA AD ASSI INCROCIATI**)
- Determinazione delle dimensioni delle piume convettive (**VELOCITA' VERTICALE + INTENSITA' DELL' ECO + VELOCITA' ORIZZONTALE**)

This indicates that, the turbulence is closely isotropic within the mixed layer.  
Combining the equations ( 1 ) and ( 3 ) the ground virtual heat flux can be derived as

$$Q_0 = \frac{C_p \rho \vartheta_v}{g z_i} \left[ \frac{\langle \sigma_w^2 \rangle}{b} \right]^{\frac{3}{2}} \quad (4)$$

Melas, 1993 showed that this method gives reasonable results when  $-\frac{z_i}{L} > 4.5$ . However it may be used only if  $z_i$  is within the sodar range or if it is available by other measurements.

The heat flux  $Q$  within the mixed layer may be derived ( Stull, 1993 ) using the linear relationship

$$Q = Q_0 \left( 1 - \alpha \frac{z}{z_i} \right) \quad (5)$$

where  $\alpha$  ranges between 1.2 and 1.5.

Another method widely used to estimate the surface heat fluxes was suggested by Caughey and Reading (1974). Using dimensional analysis and assuming that the shear production is negligible when compared to the rate of buoyant production in the TKE budget, they found a simplified equation relating the vertical velocity variance to the temperature flux as

$$\frac{\sigma_w^3}{z} \approx \beta \frac{g Q_v}{\vartheta_v} \quad (6),$$

where  $Q_v = w' \vartheta_v'$  is the kinematic heat flux,  $g$  is the acceleration due to gravity,  $\vartheta_v$  the virtual potential temperature assumed to be 283 C,  $\beta = 1.66$  a constant derived experimentally.

The surface heat flux  $Q_{ov}$  may be derived by extrapolating to the ground of the linear part of the profile given by the equation (6).

## IPOTESI PER IL CALCOLO DEI FLUSSI : CONVEZIONE SVILUPPATA

shear del vento trascurabile (inferiore a  $0.005 \text{ s}^{-1}$ ) , bassi valori della velocità del vento

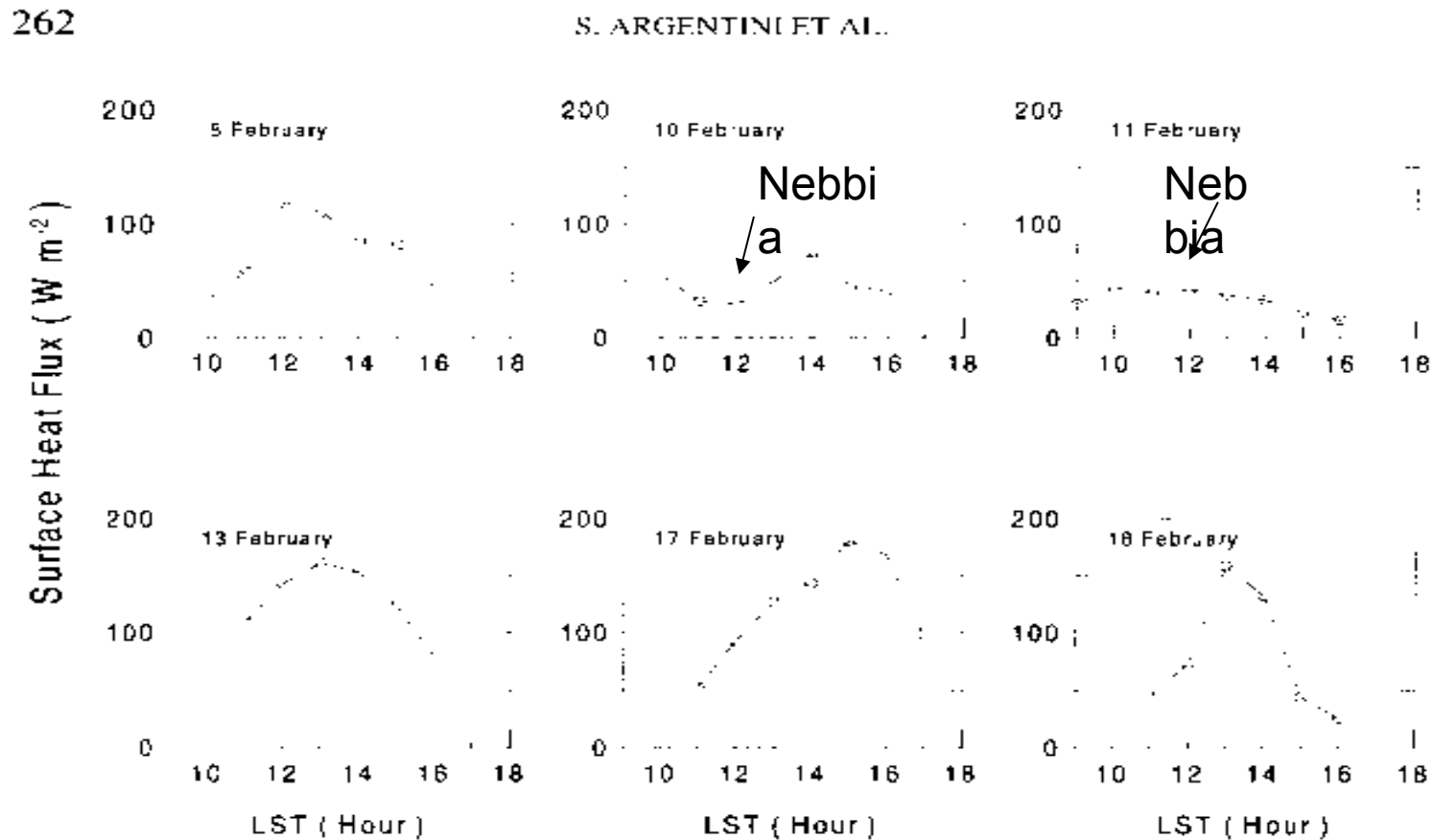


Figure 5. Time evolution of 1-hour averaged surface heat fluxes for days 8, 10, 11, 13, 17 and 18 February, 1993 during the convective hours of the day obtained by linear extrapolation of Equation (3).

Argentini S., G. Mastrantonio, A. Viola, 1999; Estimation of turbulent heat fluxes and exchange coefficients for heat at Dumont d'Urville . East Antarctica. *Antarctic Science* 11(1), 93-99.

Argentini S., G. Mastrantonio, F. Lena, 1999; Case Studies of the Wintertime Convective Boundary-Layer Structure in the Urban Area of Milan, Italy. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 93 , 253-267.



264

S. ARGENTINI ET AL.

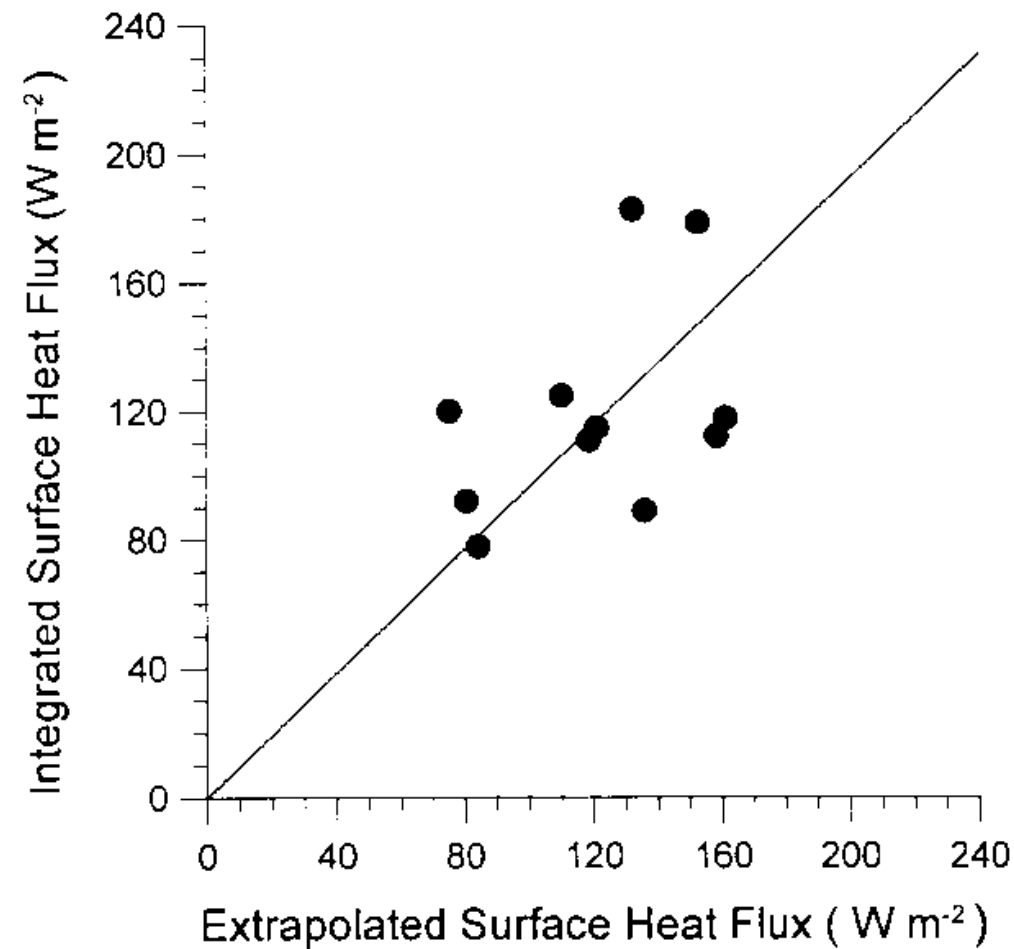


Figure 7. Comparison of the integrated and extrapolated surface heat fluxes. The extrapolated surface fluxes have been obtained using  $b = 0.3$  and averaged in the height interval  $0.2z_i < z < 0.5z_i$ . Both the fluxes represent 1-hour averages.

Determinazione dei profili di alcuni termini dell' equazione dell' energia cinetica turbolenta

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \underbrace{-\overline{uw}}_{(1)} \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \underbrace{\overline{w\vartheta}}_{(2)} - \frac{\partial}{\partial z} \underbrace{\overline{(we)}}_{(3)} - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} \underbrace{\left(\frac{\overline{wp}}{\rho_0}\right)}_{(6)}$$

- (1) tiene conto delle variazioni nel tempo della TKE.
- (2) é la produzione di TKE dovuto al gradiente verticale di vento.
- (3) é la produzione di TKE dovuti alle termiche.
- (4) é il trasporto verticale di TKE.
- (5) é la dissipazione viscosa.
- (6) descrive come la TKE viene ridistribuita dalle perturbazioni della pressione.  
E' sovente associato alle oscillazioni causate dalle onde di gravità.

In condizioni stazionarie ed in regime di convezione sviluppata i termini 1 e 2 si annullano. L'equazione diventa:

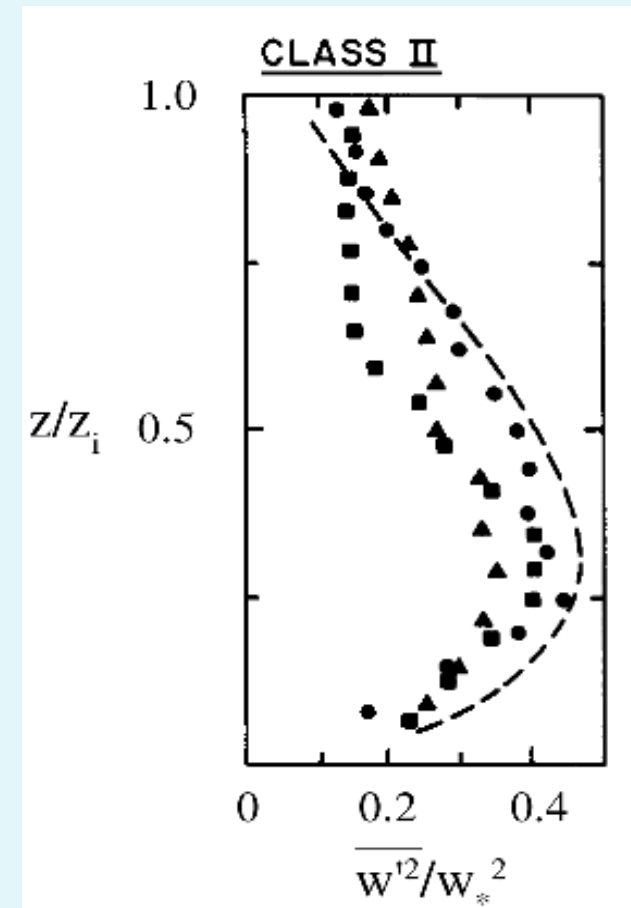
$$\frac{g}{\Theta} \overline{w\vartheta} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{(we)} - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} \overline{\left(\frac{wp}{\rho_0}\right)} = 0$$

## Determinazione della varianza normalizzata di $w$ e confronto

$$W_* = \left( \frac{g}{\Theta} \overline{w} \vartheta_0 z_i \right)^{1/3} \quad \text{Parametro di scala di } W$$

La linea tratteggiata è stata ottenuta da Lenschow et al (1980), con fit dei

- loro dati (strumenti a risposta rapida su aereo nella campagna AMTEX : Air Mass Transformation Experiment)
- i dati di Kaimal (1976) Minnesota experiment
- i risultati di un modello (Deardoff, 1974, 1980)



Profilo verticale di  $\sigma_w$



## Dissipazione

Il subrange inerziale dello spettro di potenza delle fluttuazioni di velocità verticale può essere parametrizzato in termini di  $\varepsilon$  come segue

$$P(f) = 0.20(\varepsilon U)^{2/3} f^{-5/3} \quad \text{Risolvendo per } \varepsilon \text{ abbiamo: } \varepsilon = 11.2 U^{-1} [P(f)]^{3/2} f^{5/2}$$

$$\log_{10} [P(f)] = a[\log_{10}(f)] + b \quad \text{-----} \rightarrow \quad P(f) = f^a 10^b$$

$$\varepsilon = 11.2 U^{-1} 10^{3b/2} f^{(5+3a)/2}$$

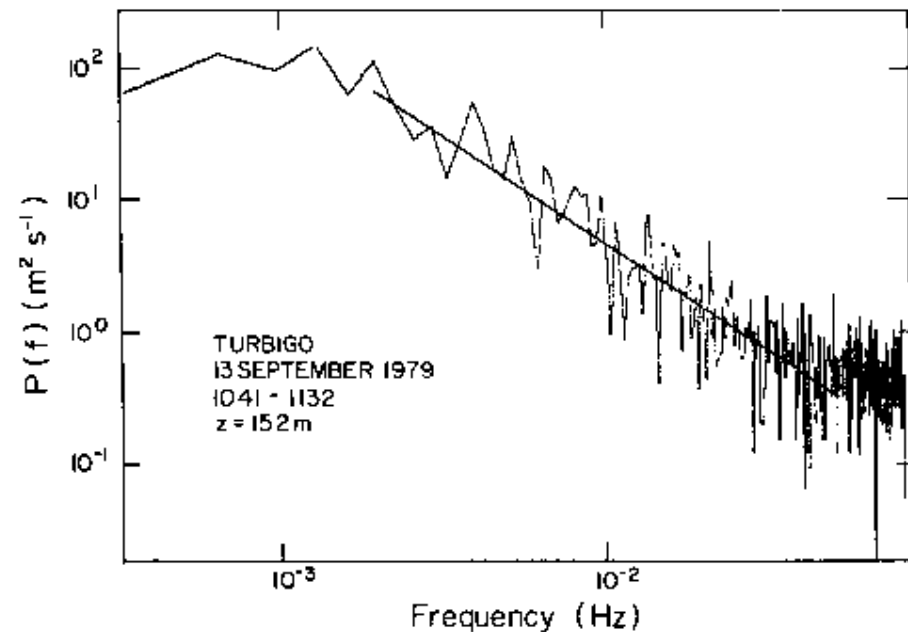


FIG. 6. Power spectrum of vertical velocity fluctuations at a height of 152 m ( $z/z_t = 0.36$ ) during the time period on 13 September 1979. The line is a least squares linear fit in the inertial subrange with a slope of  $-1.61$  and a correlation coefficient of  $0.88$ .

# Verifica delle relazioni di similarità per il Boundary layer urbano

(Esperimento svolto all' arena di Milano)

# Valori trovati in letteratura C = 1.7, 1.8

CASE STUDIES OF THE WINTERTIME CONVECTIVE BOUNDARY-LAYER STRUCTURE 263

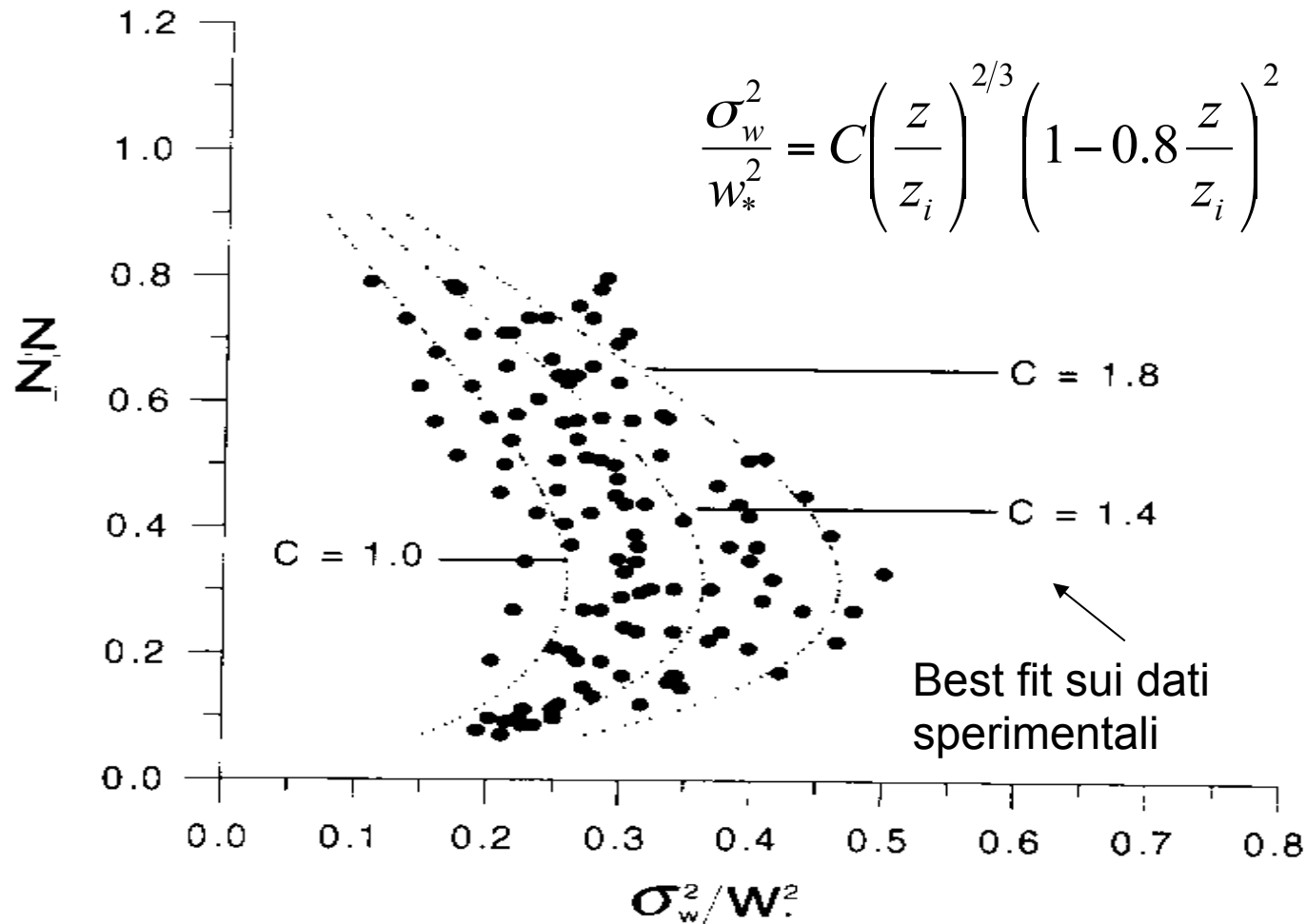


Figure 6. Normalised vertical velocity variance as a function of the normalised height. The dots represent the experimental data while the lines have been obtained using the empirical equation  $\frac{\sigma_w^2}{W_*^2} = C \left( \frac{z}{z_i} \right)^{2/3} \left( 1 - 0.8 \frac{z}{z_i} \right)^2$  with the coefficient  $C = 1.8, 1.4$  and  $1.0$ .

Argentini S., G. Mastrantonio, F. Lena, 1999; Case Studies of the Wintertime Convective Boundary-Layer Structure in the Urban Area of Milan, Italy. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 93, 253-267.

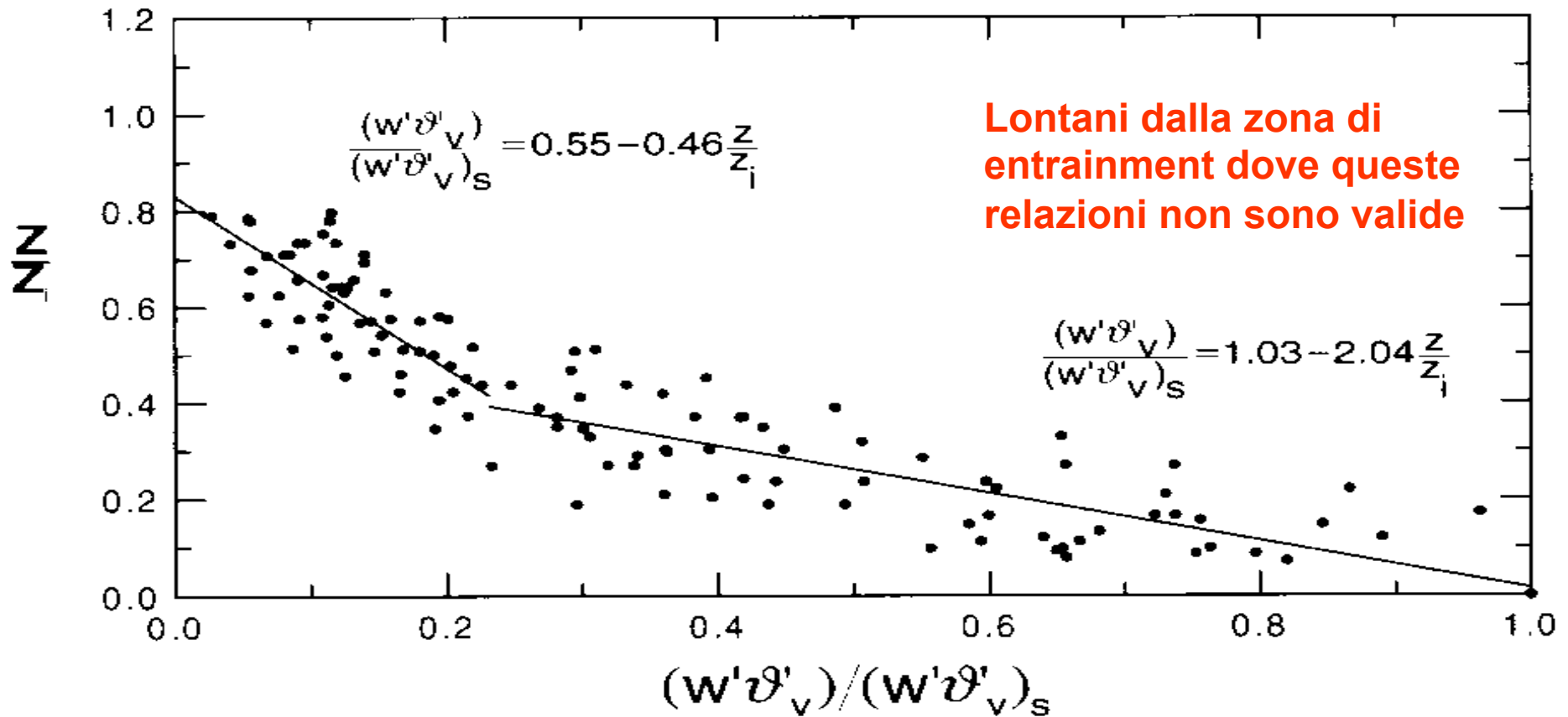


Figure 8. Normalised kinematic heat fluxes as a function of the normalised height for days 8, 13, 14, and 18 February. Two equations giving the best fit to the experimental data are given between  $0 \leq z \leq 0.4z_i$  and  $0.4z_i < z \leq 0.8z_i$ .

$$\frac{\sigma_w^3}{z} \approx \beta \frac{\overline{g w' \vartheta'_v}}{\vartheta'_v} \quad \overline{w' \vartheta'_v} \text{ kinematic heat flux}$$

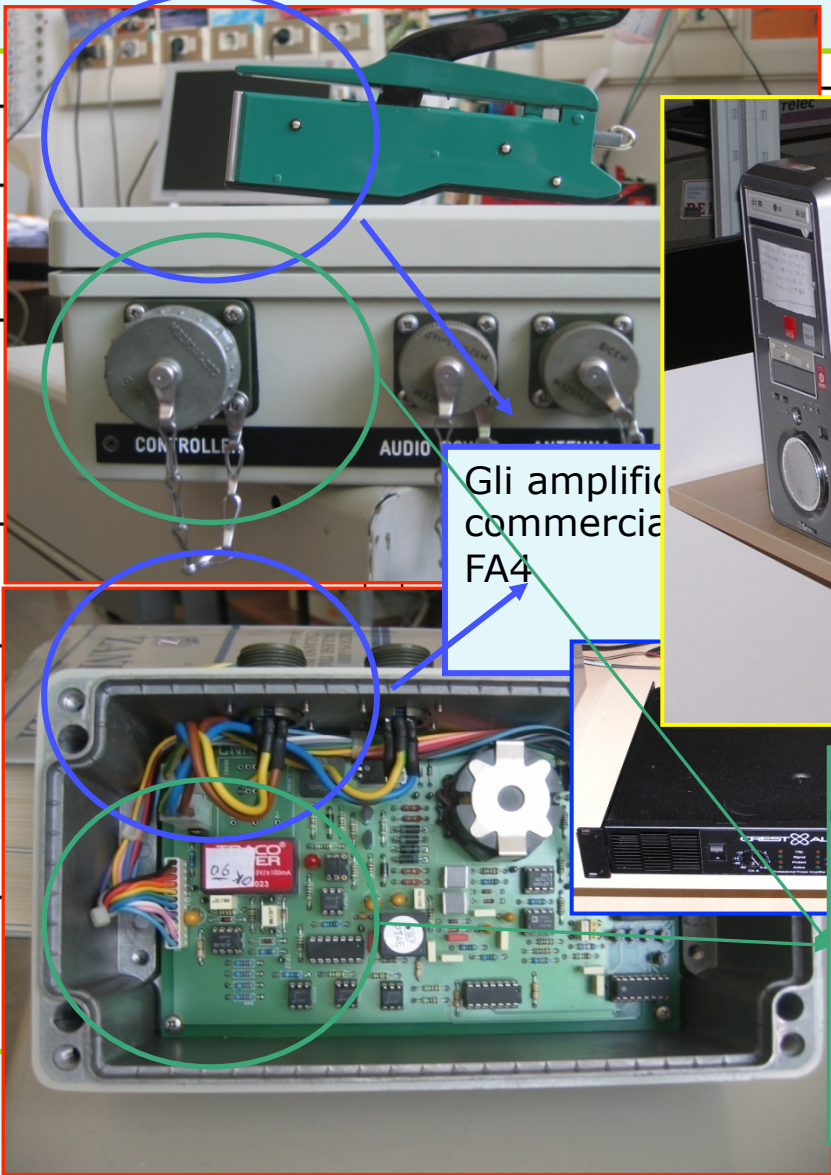
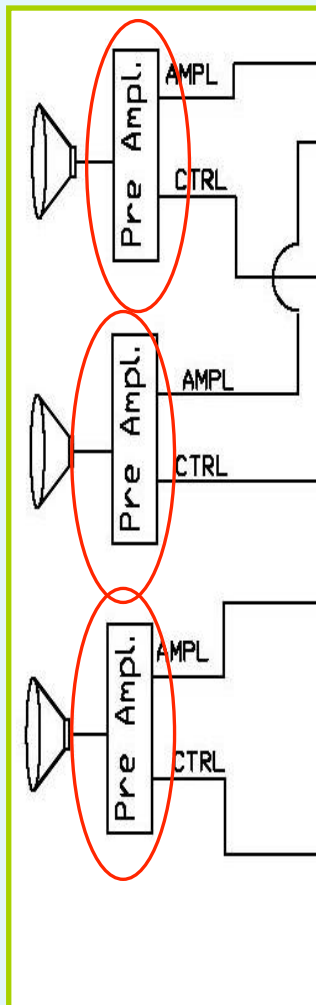
$\vartheta'_v$  virtual potential temperature (radiosondaggio)

Argentini S., G. Mastrantonio, F. Lena, 1999; Case Studies of the Wintertime Convective Boundary-Layer Structure in the Urban Area of Milan, Italy. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 93, 253-267.

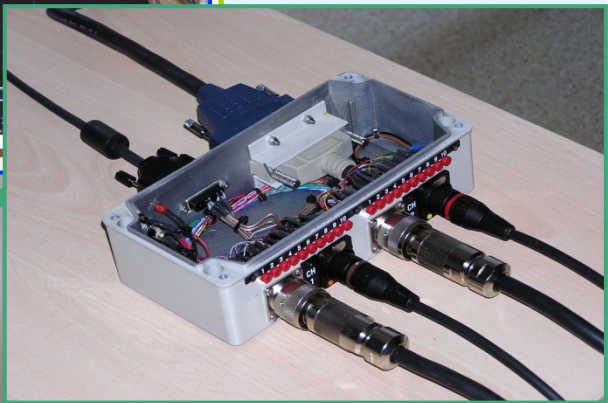


# SODAR

# SCHEMA del SODAR ISAC



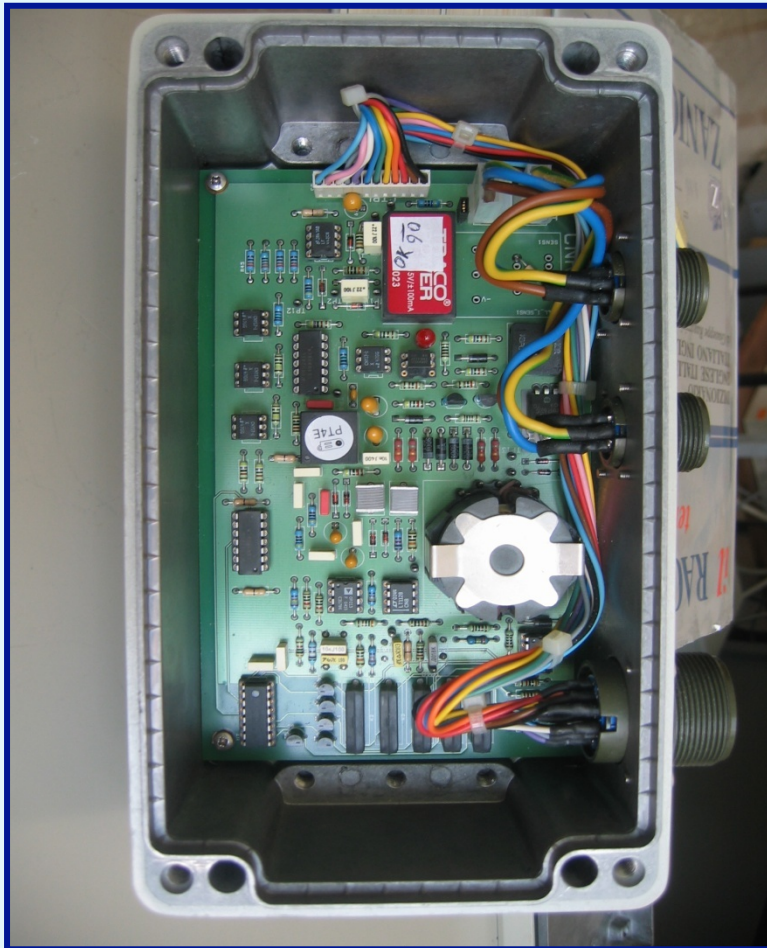
Gli amplificatori commerciali FA4



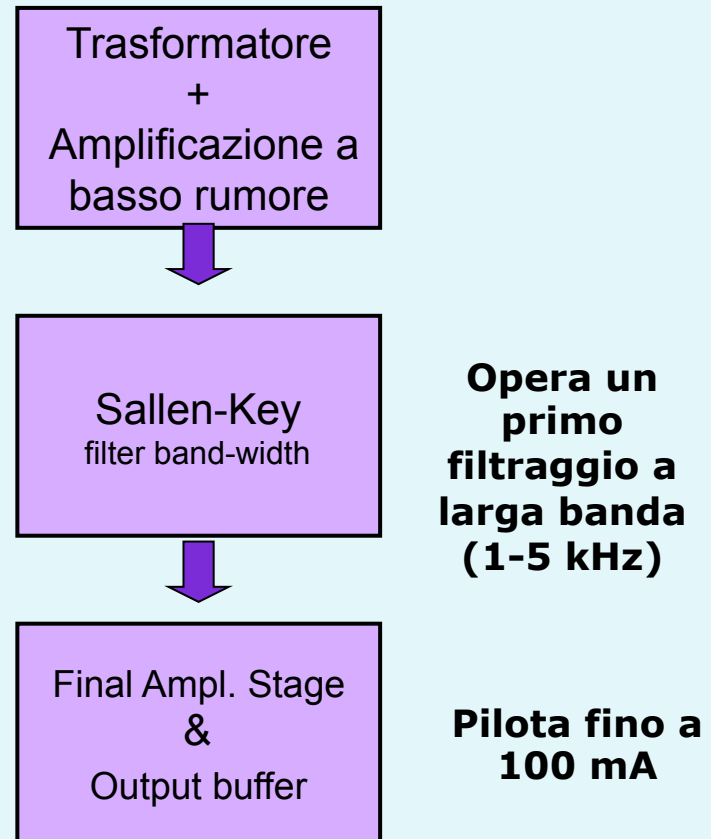
## IL PREAMPLIFICATORE DI ANTENNA (I)

Il preamplificatore di antenna è stato progettato all' ISAC-CNR ed è l' unica parte elettronica dedicata e non commerciale. E' **completamente ed automaticamente controllato dal PC** tramite il software di controllo ed **agisce come interruttore** per passare dalla fase di trasmissione dell' impulso acustico a quella di ricezione.

**Ci sono 5 livelli di amplificazione controllati da PC da circa 80 dB a circa 102 dB.**



**Gli echi sono trattati da un preamplificatore di antenna a 3 stadi.**





# SODAR

# SOFTWARE DI ACQUISIZIONE

**Sodar Acquisition & Data converter**

File Edit Tools Windows Help

---

**Control**

Acquisition Messages Label # Test Sodar - November 1996 - GD

Start Stop

Break Quit

0.0 %Cpu

Normal

ERROR

Program initialization successful.  
 NI-DAQ ERROR - [WFM\_Scale] returned -10401: unknownDeviceError: The specified device is not a National Instruments product, the driver does not support the device (for example, the driver was released before the device was supported), or the device has not been configured using the Measurement & Automation Explorer.  
 NI-DAQ ERROR - [WFM\_Scale] returned -10401: unknownDeviceError: The specified device is not a National Instruments product, the driver does not support the device (for example, the driver was released before the device was supported), or the device has not been configured using the Measurement & Automation Explorer.

---

**Signal Generation**

PulseRate PulseLen Delay (s) NbCh

2.000 0.100 0.100 1

Hourmark (min) 3

At HM  
HM now

AORate 10000 0.00

NbUpdts 1000 UserDefine

DevNb 1 Ch1 2 Ch2 3 Ch3 4 Ch4

Freq 4000.00 2000.00 1500.00 2250.00

Real freq 0.00 1996.00 2247.00 2247.00

AO Gain 1.00 1.00 1.00 1.00

PreAmp 6.0 6.0 6.0 6.0

Automatic Gain Control

---

**Time Correction**

UTC Hour

Time Correct

Read  0

Write  15

---

**Signal Acquisition**

Raw Acquisition Decimation

30000 Nb Samples 4285 Nb Decim

20000 Sampling (Hz) 2857 Decimation (Hz)

0.00 Actual Rate 7.00 Freq Ratio

1.500 Acq len (s) 85.0 Occupancy (%)

279.8 Max dist (m) 1.0 Alias Display

---

**MT parameters**

Start FFT NbPntsFit Nb RG Temp (°C)

2 256 16 18

Last point Fit len (s) Layer offset & dist (m)

4098 0.090 25.5 15.7

Ch1 Ch2 Ch3 Ch4 Intervals

400 206 206 206 Search (Hz)

17 9 9 9 Spec Lines

135 57 57 57 Comp (Hz)

6 2 2 Spec Lines

TFC  IntPlot  RadWind

Strips  IntFax  RWFax

Update from file

---

**View of aliasing**

Freq Resol=11.16Hz, SoundSpeed=350m/s

3800<F1<4200Hz, -8.7<WS1<8.7m/s, 17/6SpLn

F1

2800 3000 3250 3500 3750 4000 4300

Ch1 Ch2 Ch3 Ch4

Freq (Hz) SampleFreq

---

**Data Flow**

Acq Input (None, Simulation, 4451 card, File) → Filter (Decimation) → Acquisition Data → MT Input (None, Acq, File) → MT Data → Avg (Save) → Averaged Data

Acq plots:  TimePlot,  Histogram,  No FFT

MT plots:  Strips,  Intensity,  Fax,  RadWind,  RWF

Avg plots:  Vector,  Profile,  AltMax,  Daily

---

**Averaging**

NbScans GrpLen Grp/day Free Mb Tabella

900 30min 00s 48.00 2358.5E

1 2 3 4 Channel Alt Max (m) Ch1 Ch2 Ch3 Ch4

Wind speed 0 Axis Z

Wind dir S/N

S/N Thresh% 75 75 75 75

Signal intensities Angle Y/N %RjctZ %RjctAvr

% above thrsld 30 10 10

Radial velocities Incl X-Y (°) %RjctXY %RjctVar

Var of rad wind 20 5 50

Fiction velocity

---

**Scan -> File**

6 Hours renew Dir

File name Inner count

ppmddHH.MMs 0

Free Mb Current scan time

3437.5E

---

**MT -> File**

6 Hours renew Dir

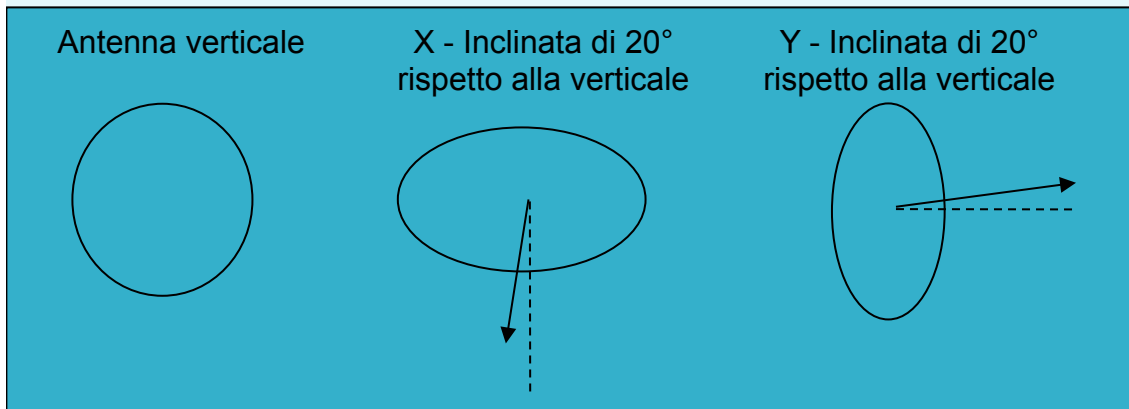
File name Inner count

ddmdd HH.MMs 0

Free Mb Current scan time

3437.5E

## SCHEMA DI INSTALLAZIONE DELLE ANTENNE



Vantaggi del SODAR ISAC\_PC-MT in aeroporto:

- Maggiore protezione dal rumore ambiente
- Maggiore statistica

# **A CONTRIBUTION TO ATMOSPHERIC SITE TESTING FOR ASTRONOMY OBSERVATIONS**

## **FTP7 - Polar Large Telescope (PLT)**

- 1) Determination of the depth of the turbulent layer during the winter : “seeing problem”,
- 2) Wind velocity profiles : position of telescopes



## SLM-SODAR Surface Layer Mini-Sodar

*Setting of the SLM - sodar* antennas vertically pointing one (up to 3) transmitting and one receiving; height resolution 5 m, first range gate 5 m; maximum reached height 100 m. To be tested and run at Dome C by ISAC.

The high resolution needed in the near proximity of the ground and the very narrow layer of interest (about 150 m) suggest the use of high acoustic frequencies.

In order to monitor the winter as well the summer boundary layer structure we plan to develop a new high resolution mini-Sodar system which can work in two modes:

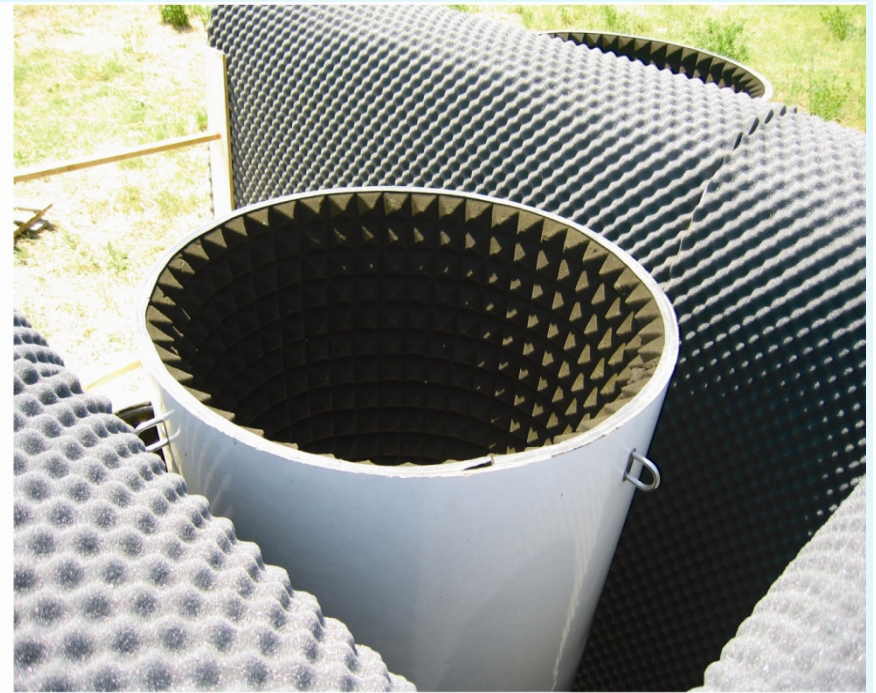
- very high resolution (resolution 2.5 meters – first range gate 5 m – maximum range 150 m) during the winter
- High resolution (resolution 5meters – first range gate 10 m – maximum range 300 m) during the summer

This system will be used in a configuration which will use 3 emitting antennas and one receiving antenna in order to increase the signal to noise ratio.

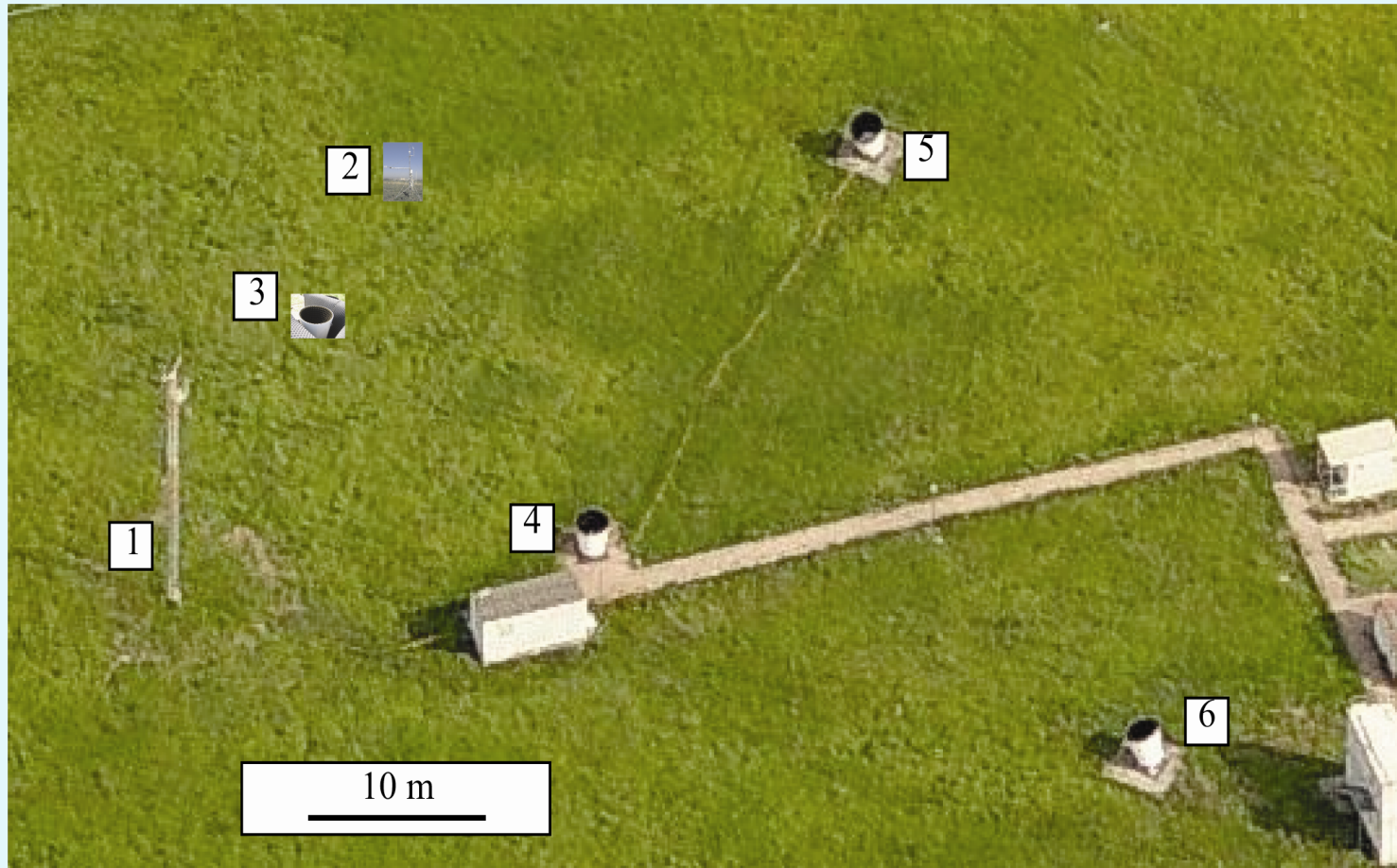
The new mini-sodar has been done in a way to minimize all the hardware parts which at low temperature are those which give the major problems.

# SLM-SODAR Surface Layer Mini-Sodar

## PROTOTIPO CONCETTUALE



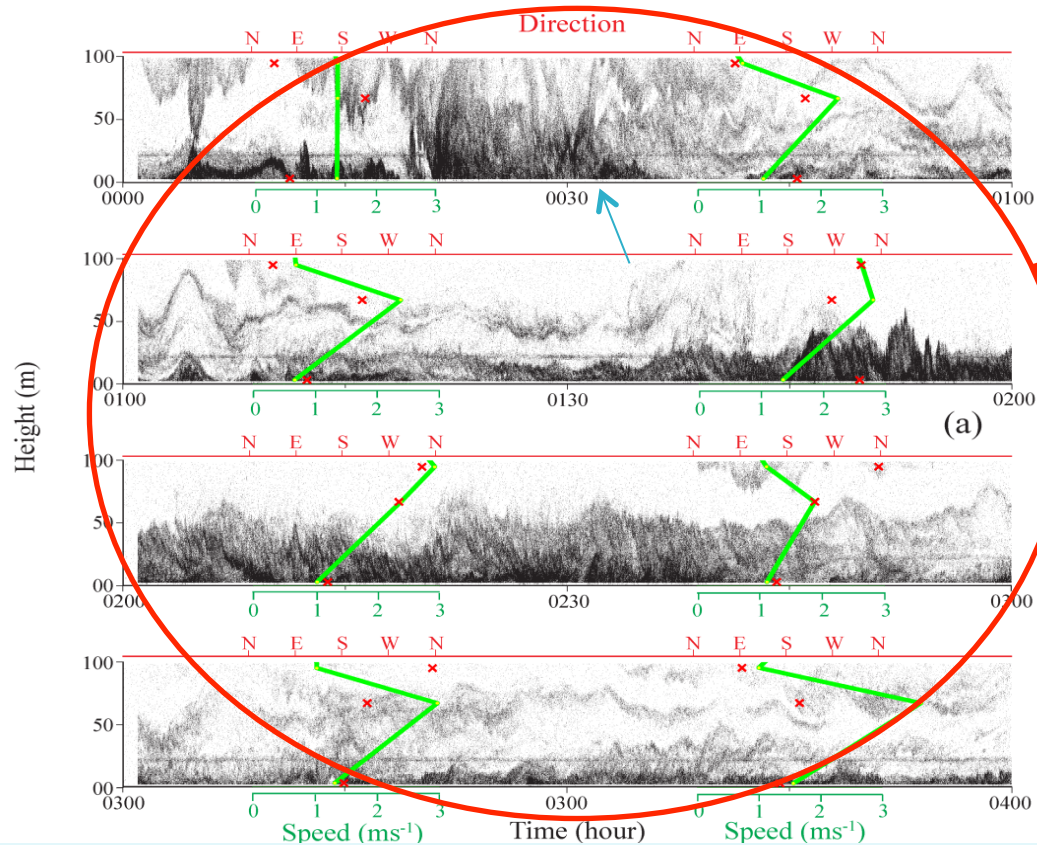
# SLM-SODAR TEST a Tor VERGATA



**Argentini, S.,** G. Mastrantonio, I.Petenko, I. Pietroni, A.Viola, 2011 A high resolution sodar for the study of turbulent structures in the surface layer. *Submitted to Boundary Layer Meteorology (accepted in press)*. Boundary-Layer Meteorol DOI 10.1007/s10546-011-9638-9

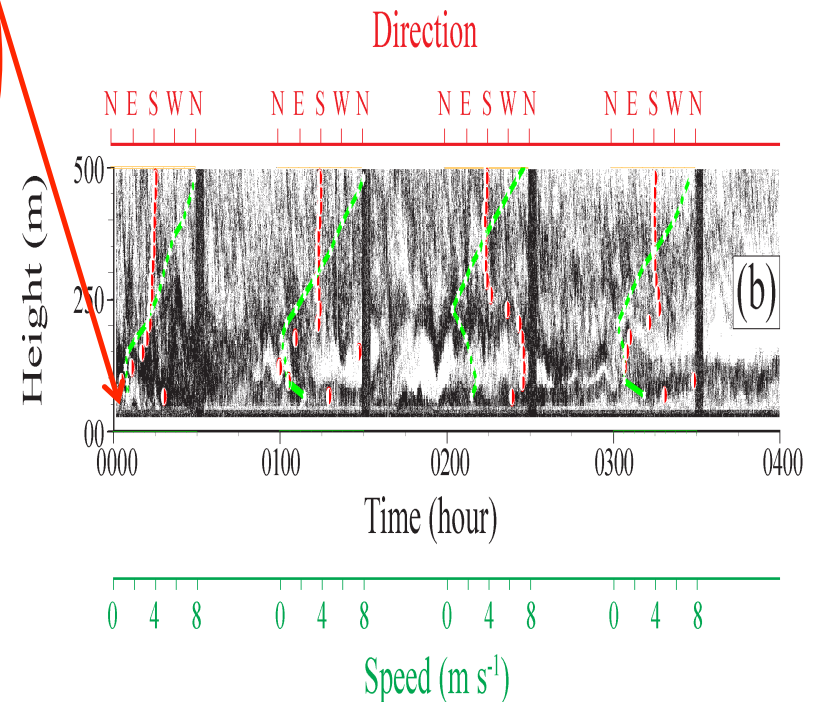


# SLM-SODAR Surface Layer Mini-Sodar



SLM- SODAR

SODAR



Argentini, S., G. Mastrantonio, I. Petenko, I. Pietroni, A. Viola, 2011 A high resolution sodar for the study of turbulent structures in the surface layer. Submitted to *Boundary Layer Meteorology* (accepted in press). *Boundary-Layer Meteorol* DOI 10.1007/s10546-011-9638-9

Struttura termica dell' atmosfera

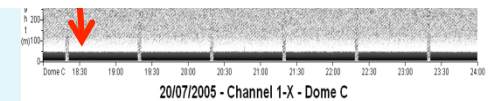
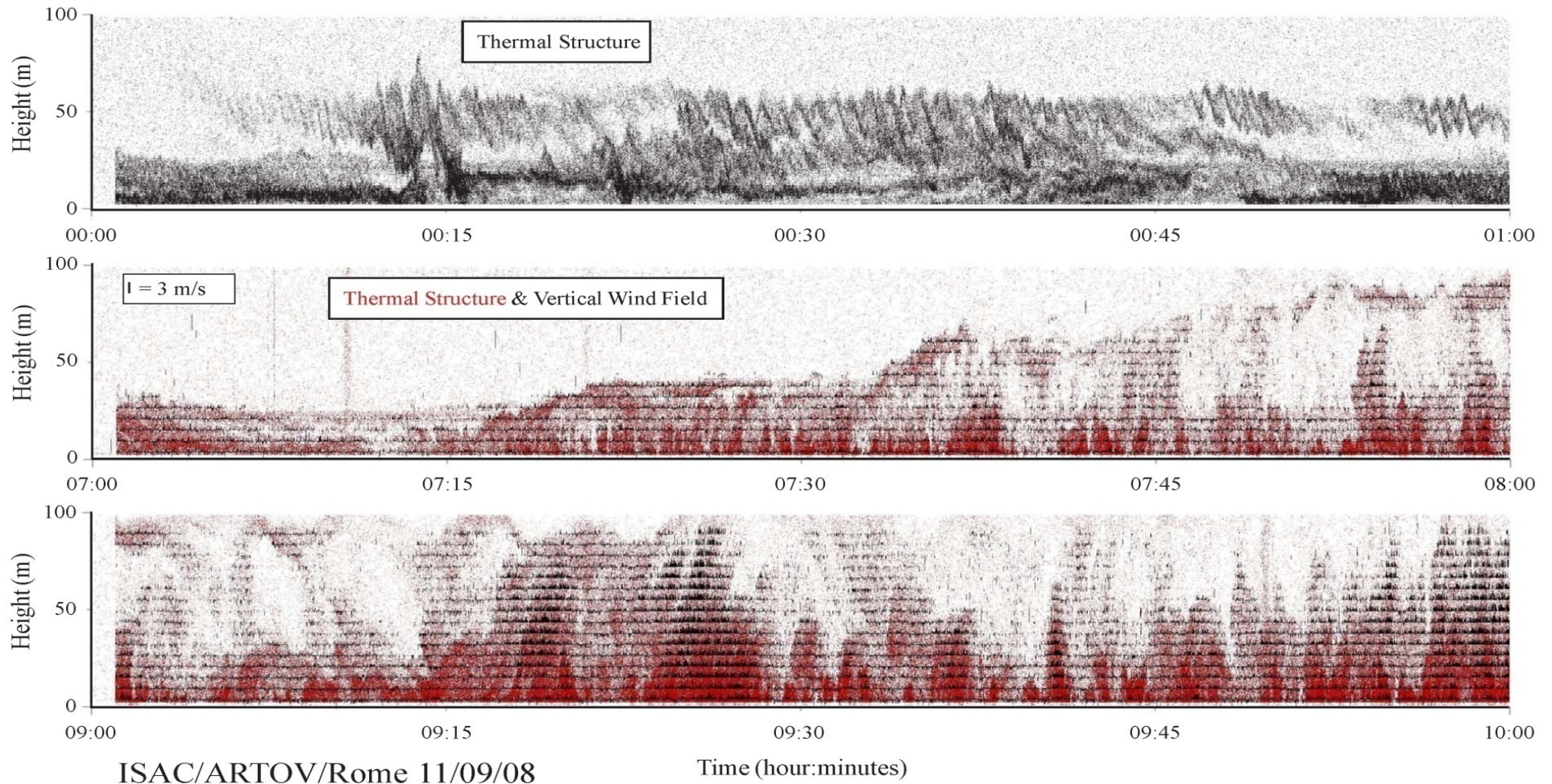


# SLM-SODAR per lo studio dello strato superficiale

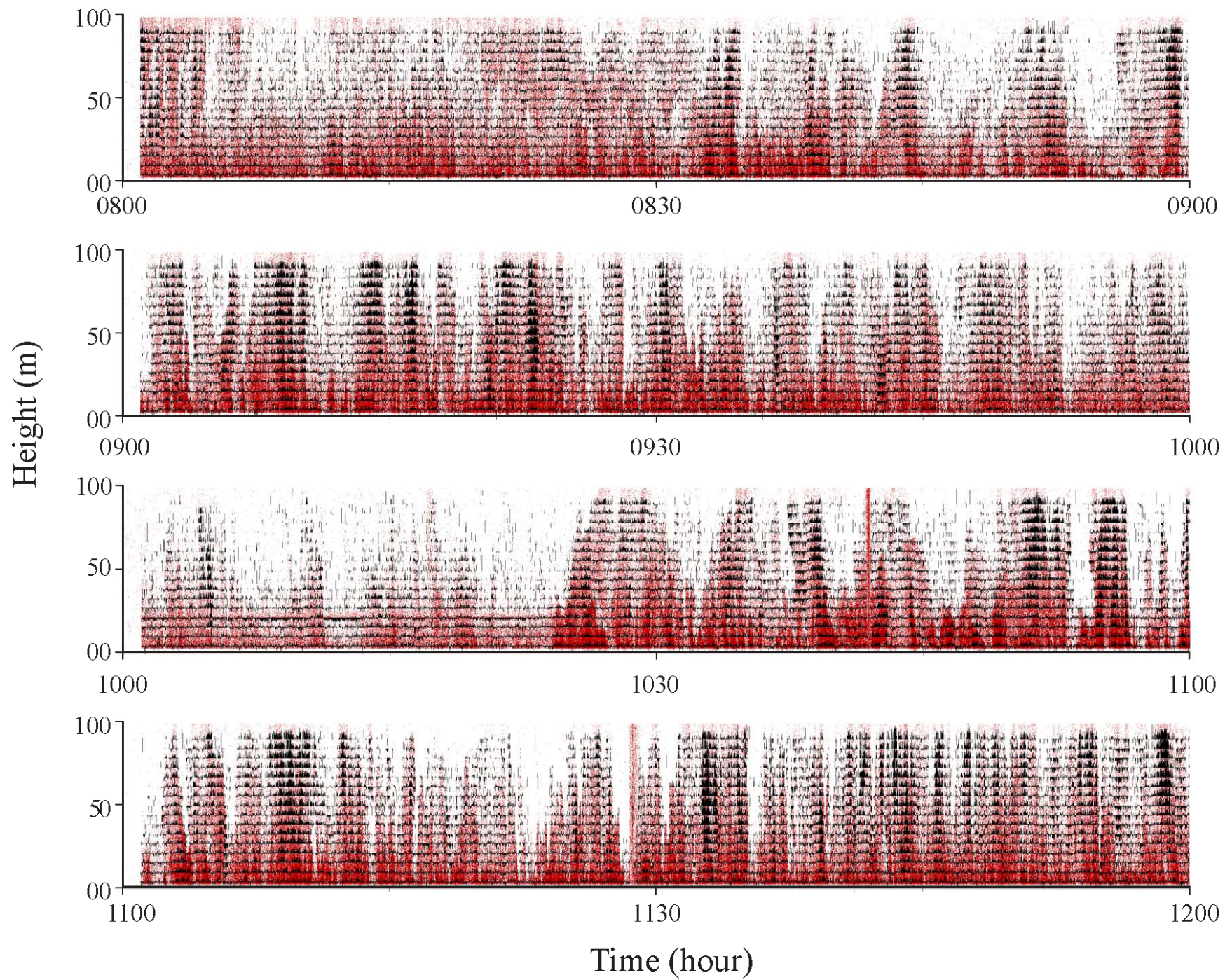
Struttura termica nello strato superficiale, velocità verticale e varianza della velocità verticale:  
Range di misura 5-150 m risoluzione 5 metri



na ricevente

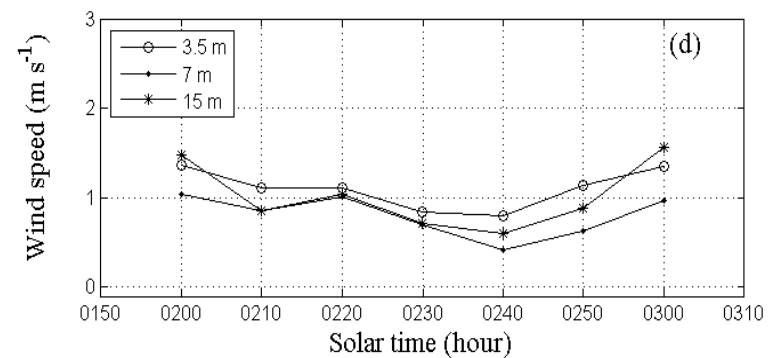
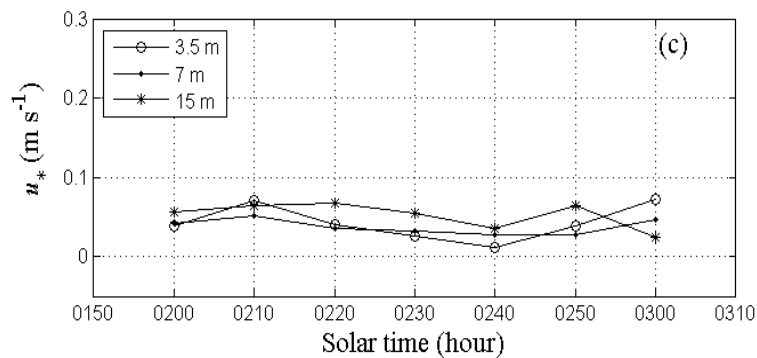
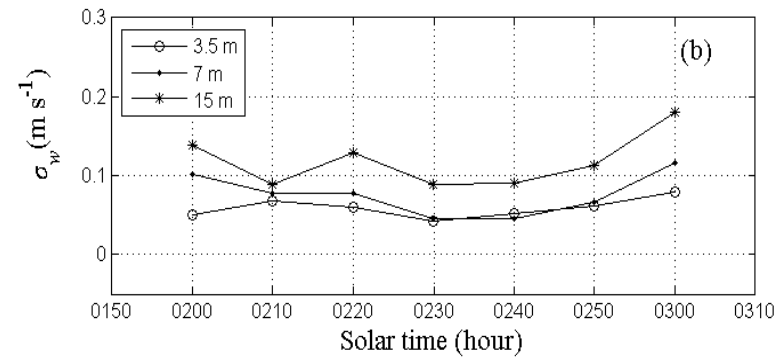
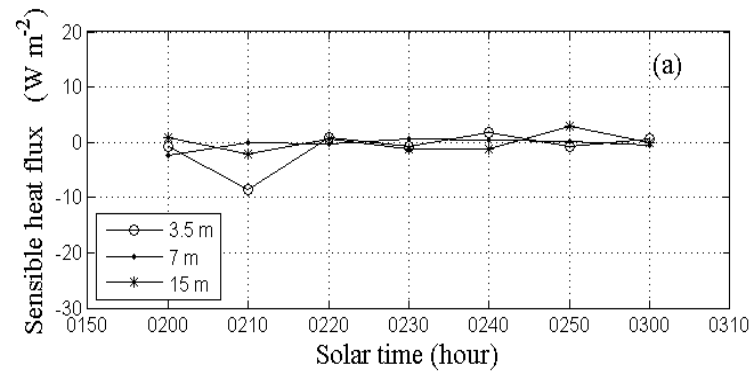
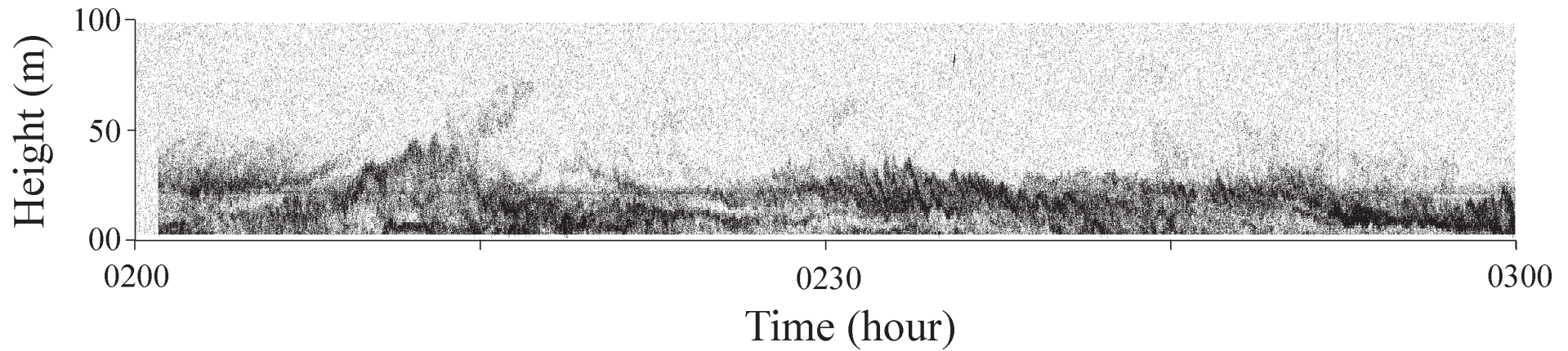




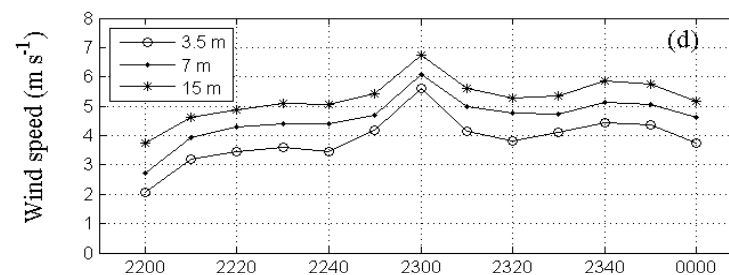
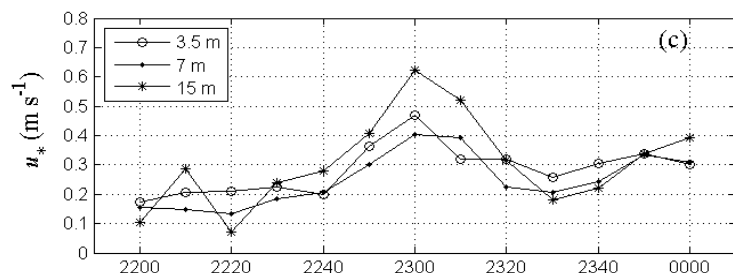
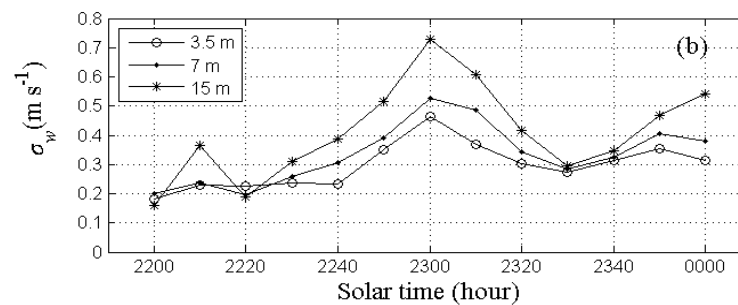
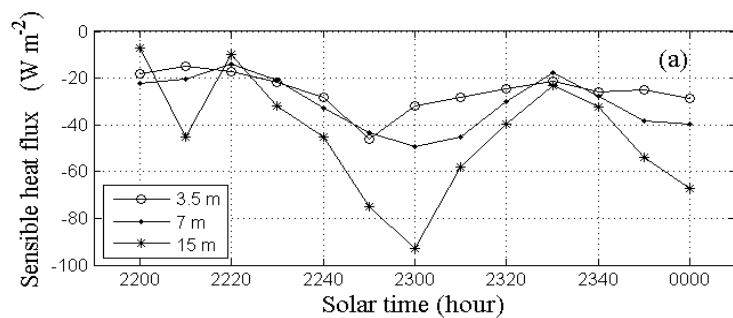
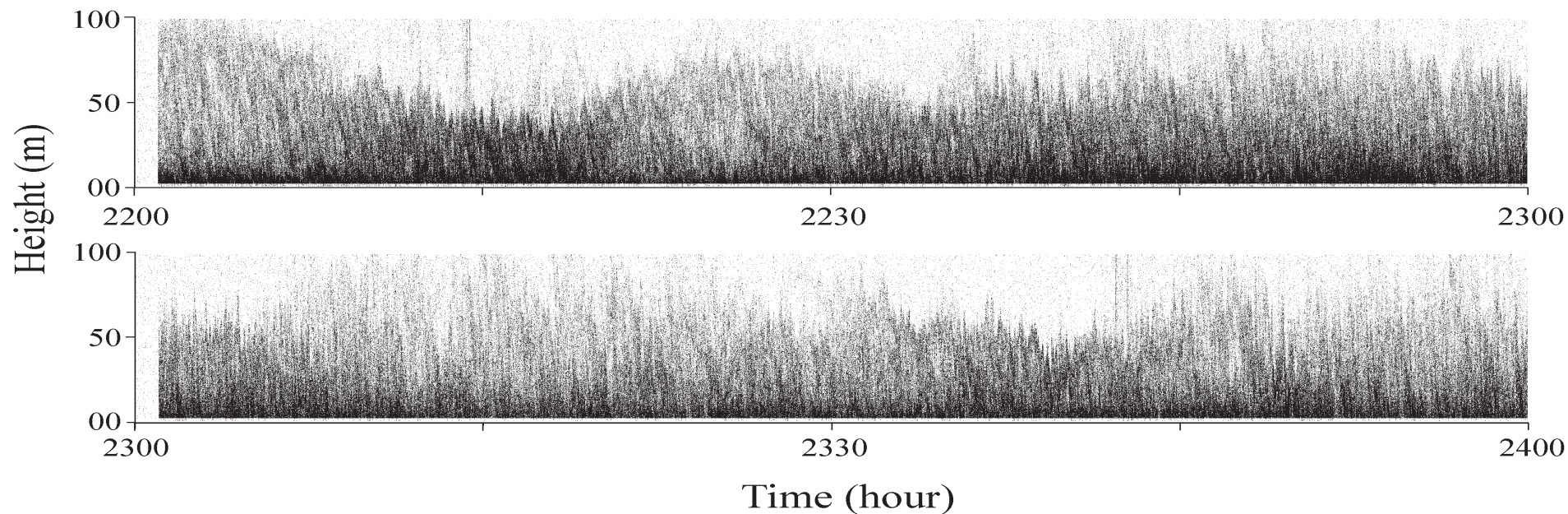




# STABLE ABL - LOW WIND



# STABLE ABL - STRONG WIND



# **RADAR WIND PROFILER**



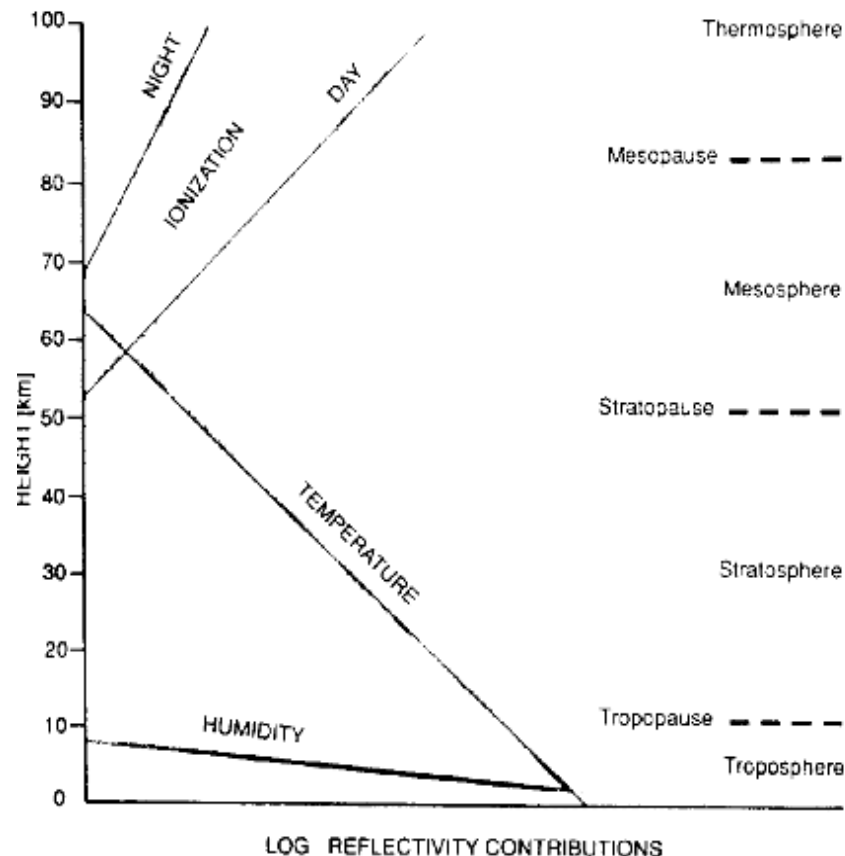
# RADAR WIND PROFILER

- I **radar wind profilers** sono una classe particolare di radar per la misura della velocità del vento e l'intensità della turbolenza.
- le misure del vento sono fatte tipicamente indirizzando il fascio in tre diverse direzioni. Dallo shift Doppler si determina il valore del vento lungo gli assi dell'antenna e quindi l'intensità e direzione del vento alle diverse quote.
- Gli elementi diffondenti dipendono dalle lunghezze d'onda. In quelli che usano circa 1 Ghz, gli elementi diffondenti includono la pioggia, neve, e le fluttuazioni di temperatura ed umidità

# RADAR WIND PROFILER

They may operate in the range 30-300 MHz. (VHF) , wave-length 10-1 m  
and 300-3000 MHz. (UHF), wave-length 1-.1 m

Wind profiler system as designed is  
a ground based clear air coherent  
Doppler Radar.

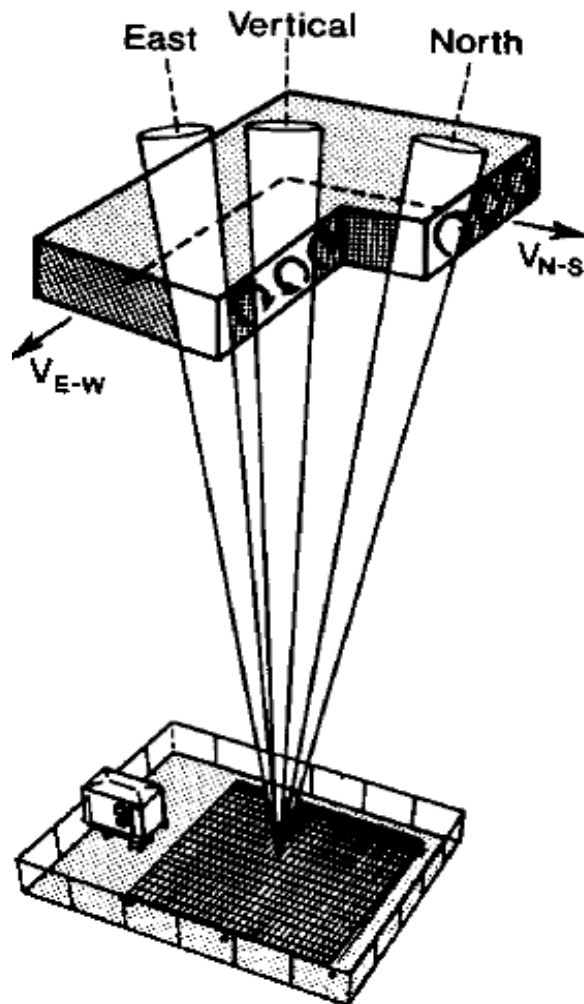


At these frequencies, tropospheric scattering in the optically clear air is from refractive index associated with turbulent eddies.

# PROFILO DELLA VELOCITA' DEL VENTO (RADAR WIND PROFILER)

Wind profilers are one of the ground based remote sensors based on radar techniques to measure the wind profile.

Usually of the order of 15°



$$V_{rl} = u \cdot \cos \theta + w \cdot \sin \theta$$

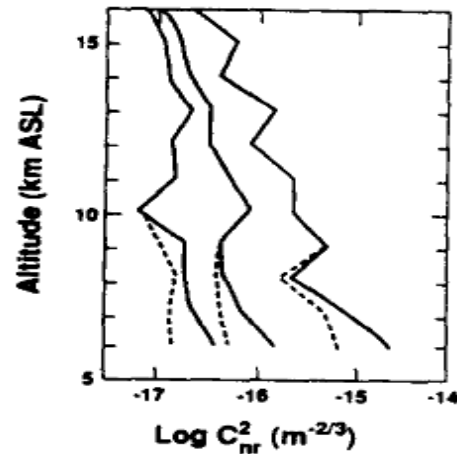
$$V_{rl} = \mathbf{V} \cdot \cos \theta + w \cdot \sin \theta$$

$$V_{rl} = w$$

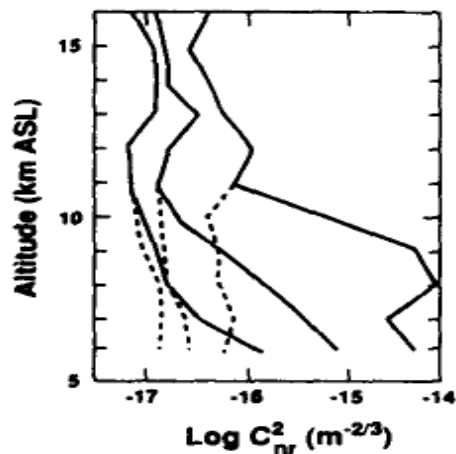
Each array element contributes to produce the main beam in the 3 directions.

From the phase variation of the received echoes as a function of time is derived the radial wind velocity

# RADAR WIND PROFILER



(a)



(b)

**Fig. 2.** Profiles of  $C_{nr}^2$  versus height inferred from balloon soundings from Denver, CO [7]. The center profile corresponds to the median of (a) 12 profiles collected January 22–30, 1982, and (b) 22 profiles collected between June 21 and July 14, 1982. The minimum and maximum profiles are also shown. The solid lines correspond to total  $C_{nr}^2$  and the dashed lines to dry  $C_{nr}^2$  (ASL—above sea level).

Power received by the radar antenna:

$$P_r \approx 1/R^2 \cdot (\eta / 4\pi) P_t \Delta R \cdot A_r$$

Radar reflectivity (backscattering cross section) associated with clear-air turbulence

$$\eta_{tr} = 0.38 C_{nr}^2 \lambda^{-1/3}$$

Refractive index structure parameter

L' umidità contribuisce all' aumento del backscattering



# Radar Wind Profiler : ISAC ROMA TOR VERGATA

Radar Wind Profiler (65.5 MHz)  
profilo del vento fino a 10-15  
Km.





# RADAR WIND PROFILER: NOAA PN

Radar Wind Profiler (404 MHz)





# Radar Wind Profiler: Degreane

Radar Wind Profiler (1300 MHz)



Since upper air wind velocity and direction shifts signal changes in weather patterns, the Wind Profiler system will dramatically improve the accuracy of weather forecasting.

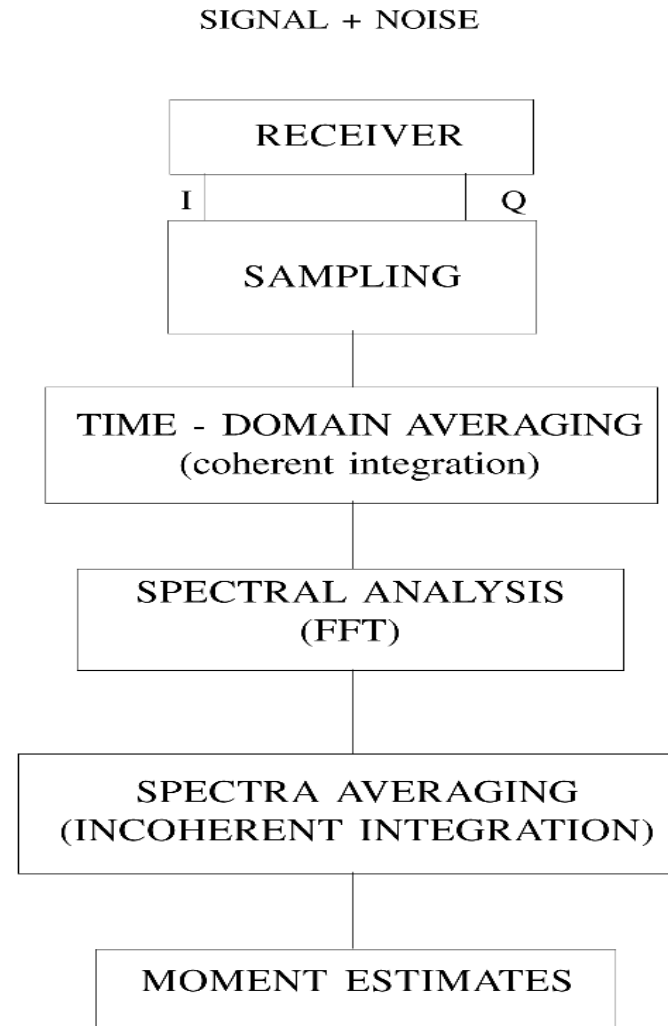
In addition, the systems can improve commercial airline flight safety and fuel economy by determining where and at what altitudes the best flying conditions are and by helping to predict where those conditions will be as weather patterns shift.



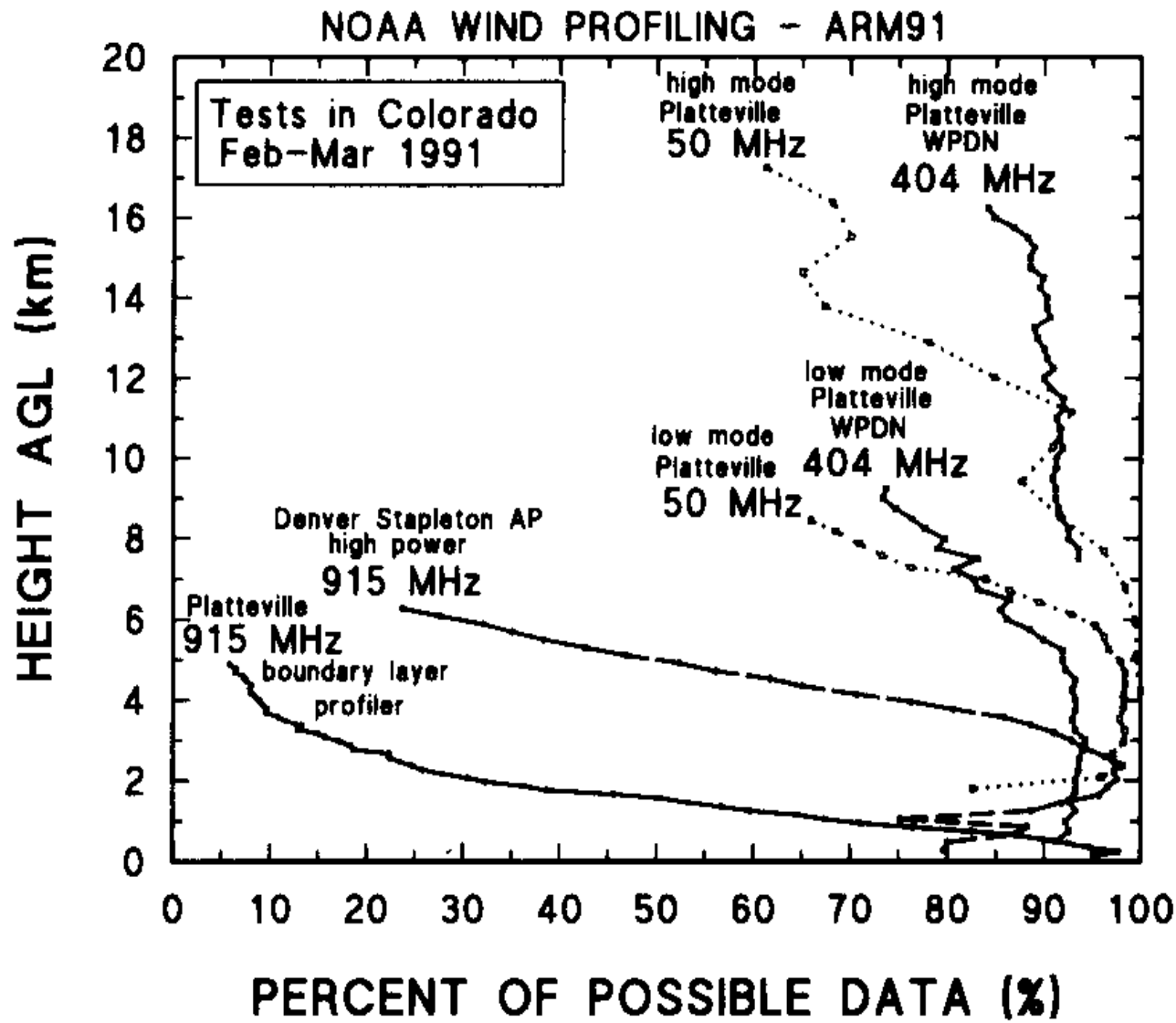
Radar Wind Profiler

Signal Processing

## BASIC SIGNAL PROCESSING STEPS



# WIND PROFILER: RAGGIO DI AZIONE



Potenza x Apertura ( $W \cdot m^2$ )

915 MHz BoundLay	28
915 MHz High_Pow	$1.5 \cdot 10^4$
404 MHz	$2.2 \cdot 10^5$
50 MHz	$2 \cdot 10^6$

# WIND PROFILER : CARATTERISTICHE

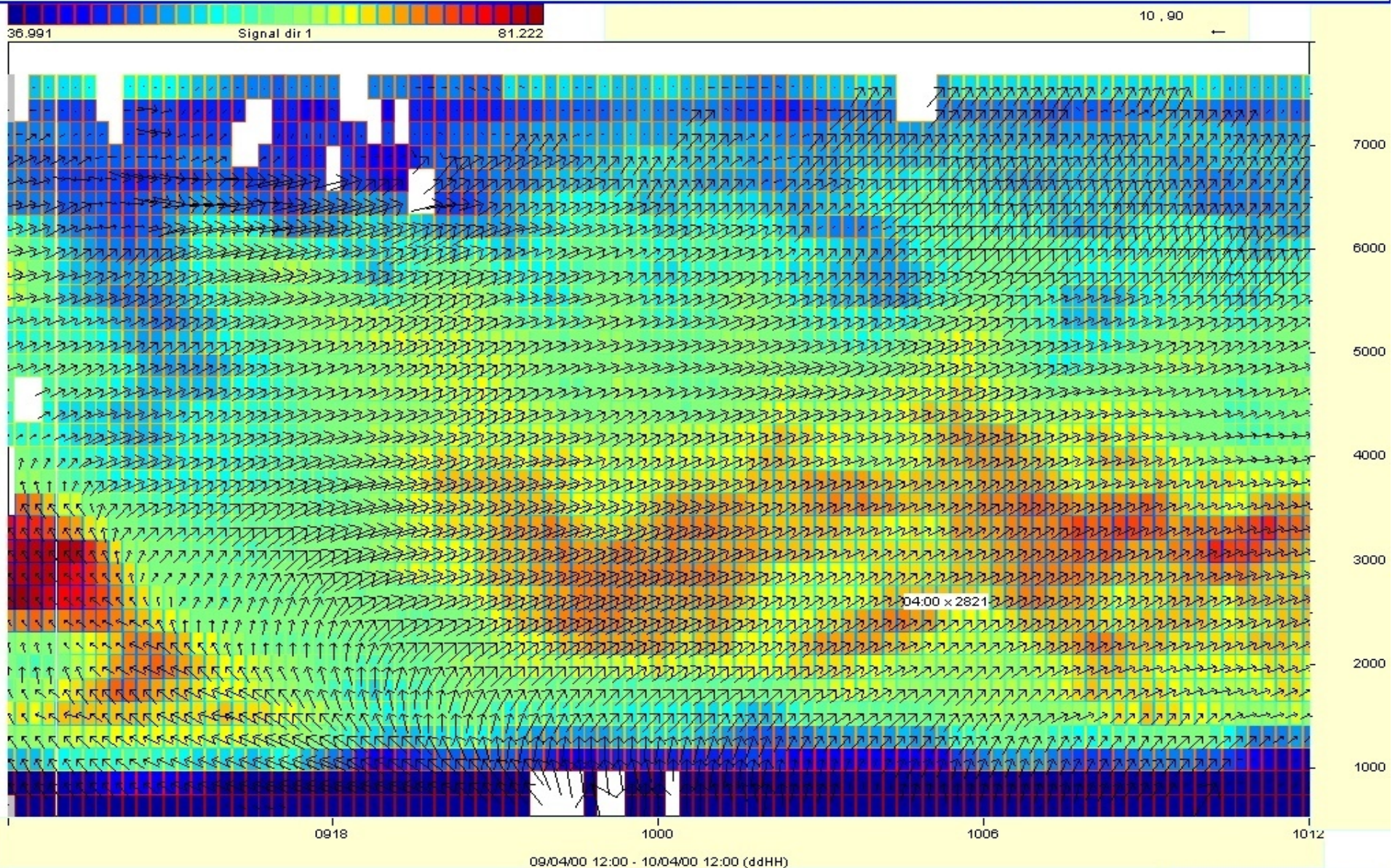
**Table 2** Classes of Wind Profiler Radars and their Characteristics

	Boundary Layer	Lower Tropospheric	Tropospheric	Lower Stratospheric
Applications	<ul style="list-style-type: none"> <li>• airport landing and takeoff</li> <li>• air pollution monitoring</li> <li>• battlefield visibility</li> <li>• boundary layer dynamics</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• airport environment (landing, takeoff, traffic control)</li> <li>• transport and diffusion (pollution, hazardous materials)</li> <li>• artillery control</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• network for weather prediction</li> <li>• networks for flight planning (fuel efficiency)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rocket launch support *</li> <li>• stratospheric-tropospheric coupling</li> </ul>
Altitude coverage	100 m to 2–3 km	100 m to 6–8 km	500 m to 16 km	1–20 km
Altitude resolution	60 m	100 m	500 m	500 m (100 m*)
Temporal resolution	5 min	15 min	1 h	1 h (10 min*)
Radar frequency/ bandwidth	900–1200 MHz/ 2 MHz	400–1000 MHz/ 1.5 MHz	200–500 MHz/ 300 kHz	50–200 MHz/ 1.5 MHz
Power–aperture product	100 W · m <sup>2</sup>	5 × 10 <sup>3</sup> W · m <sup>2</sup>	5 × 10 <sup>5</sup> W · m <sup>2</sup>	10 <sup>8</sup> –10 <sup>9</sup> W · m <sup>2</sup>
Cost (1993 \$)	\$120–150 K	\$200–250 K	\$500–700 K	\$6–8 M
Status	commercial product	numerous research systems	commercial product	<ul style="list-style-type: none"> <li>• research system (Japan)</li> <li>• research systems with reduced capability</li> </ul>



# WIND PROFILER: ESEMPI DI RECORDS

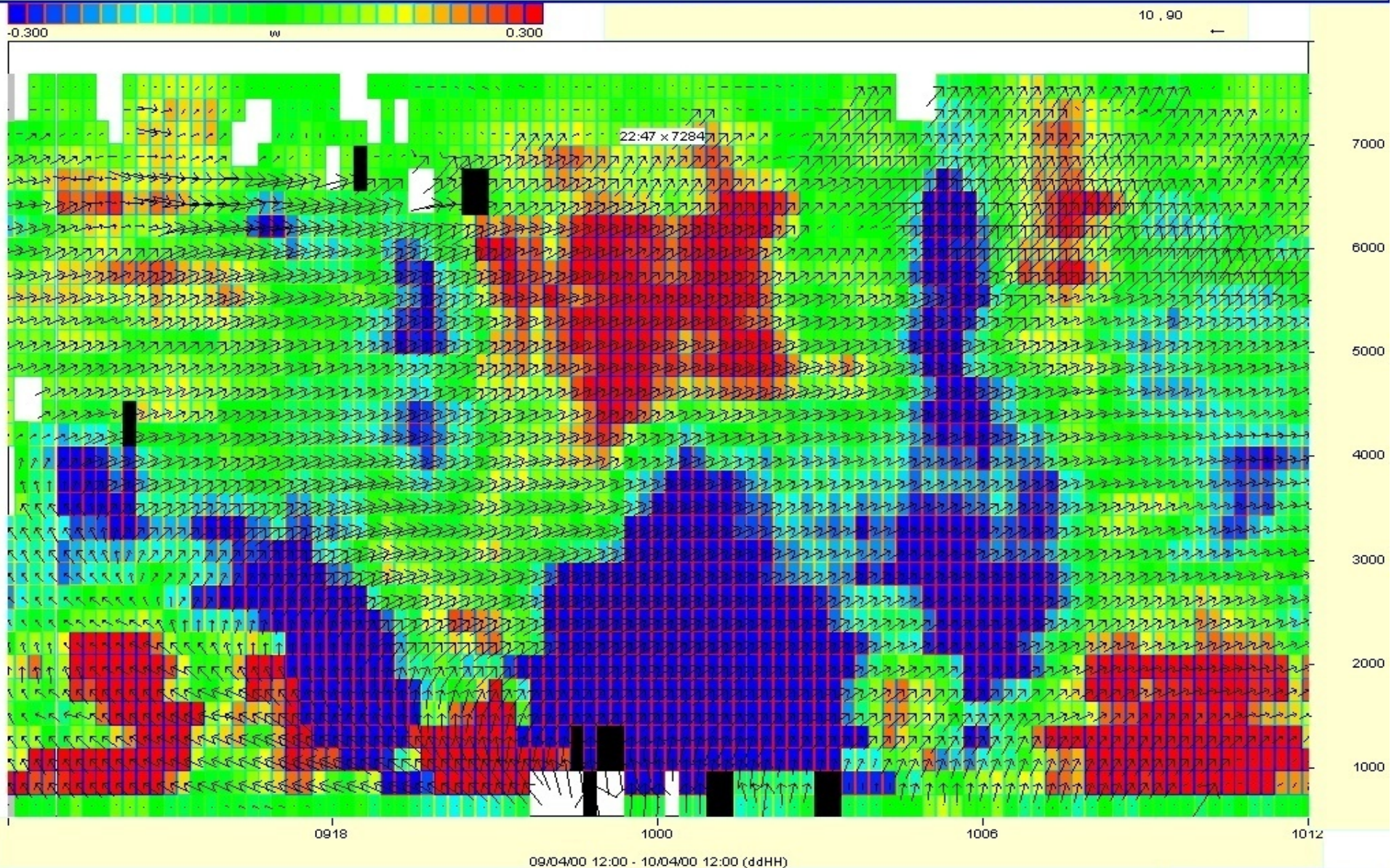
## Wind Profiler - CNR/IFA



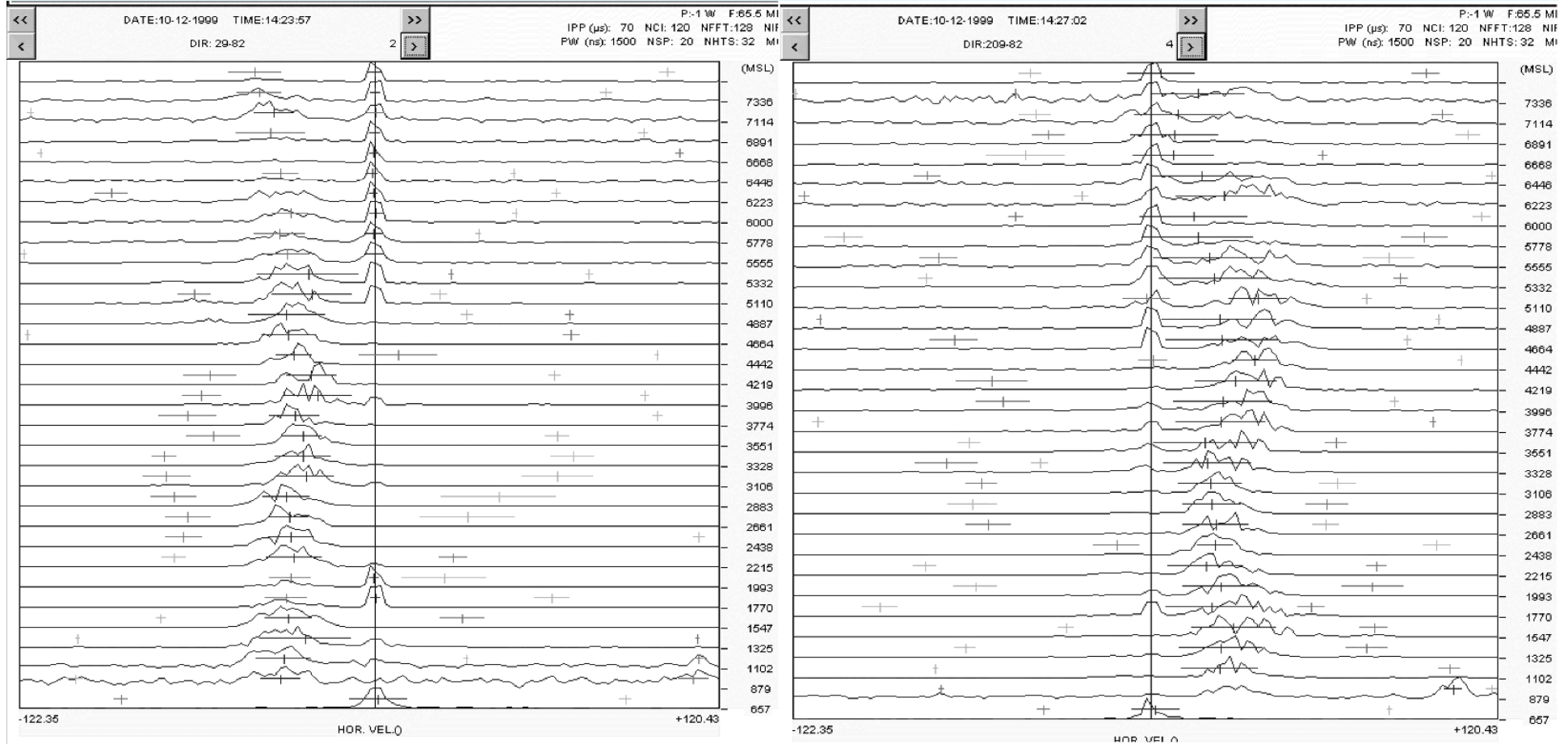


# WIND PROFILER: ESEMPI DI RECORDS

## Wind Profiler - CNR/IFA



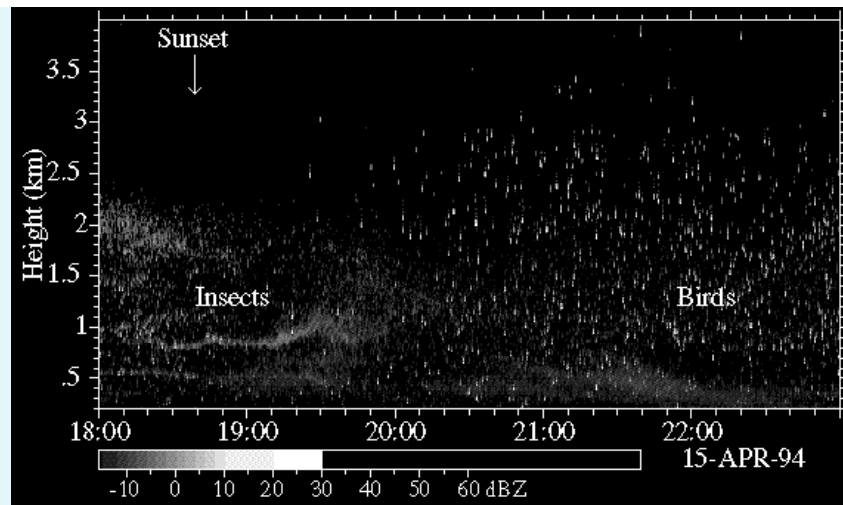
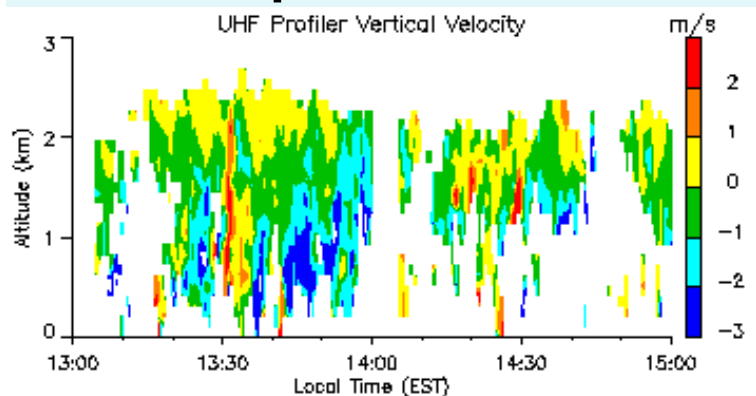
# WIND PROFILER: ESEMPI DI RECORDS



Esempi di spettri



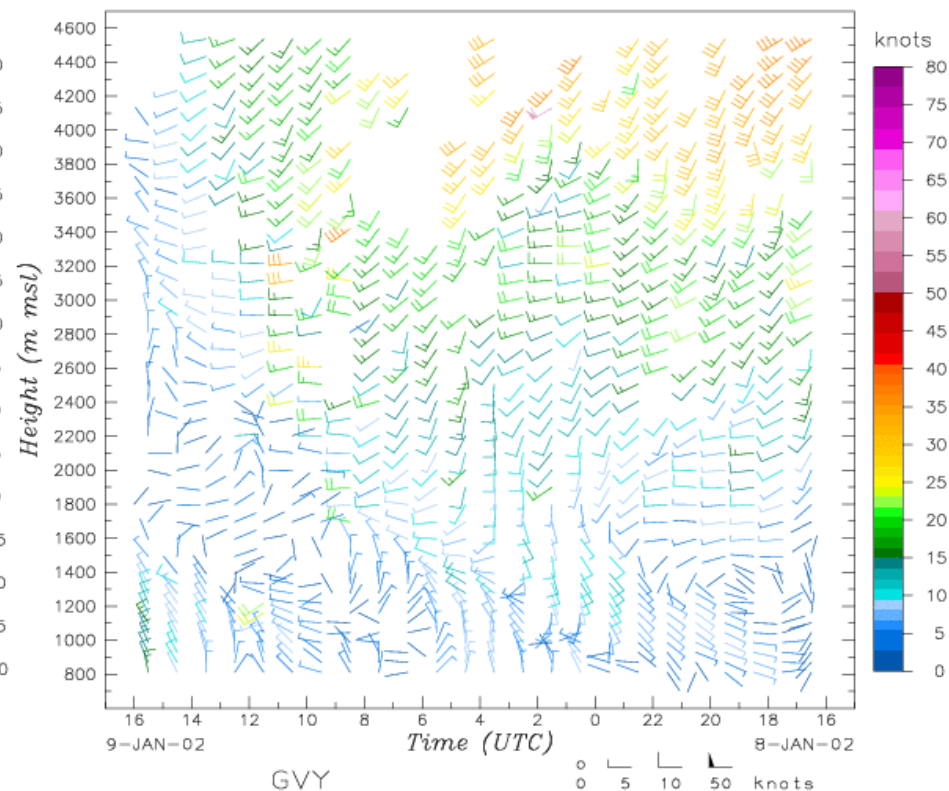
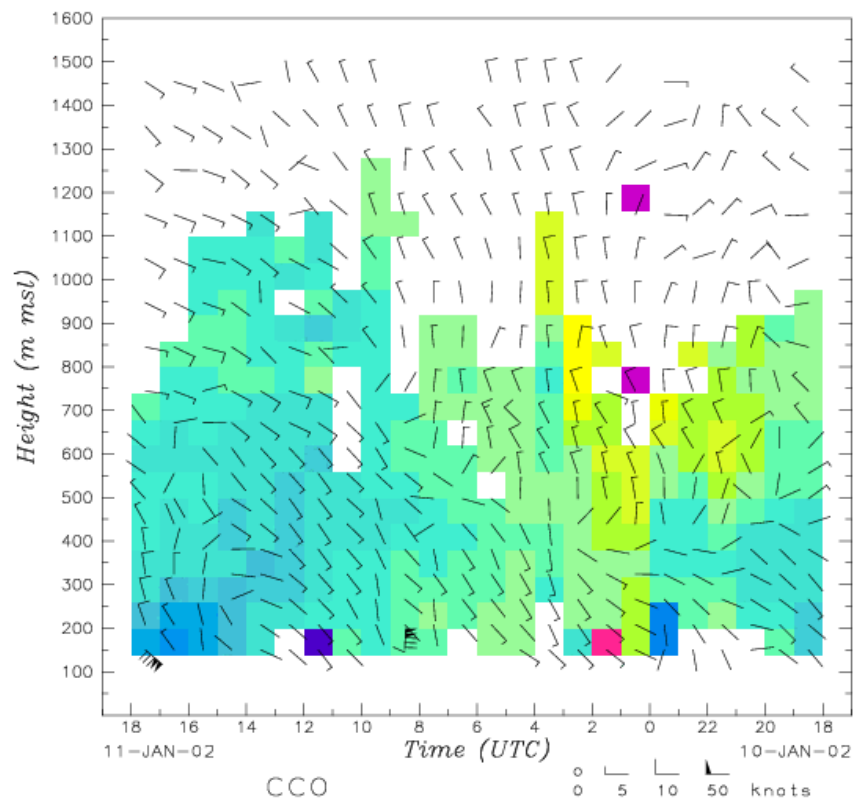
# Wind profiler observations



Environmental Technology Laboratory  
Weather and Climate Applications Division  
Boundary Layer Wind Profiler Studies

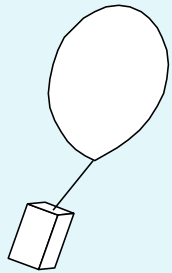


Environmental Technology Laboratory  
Weather and Climate Applications Division  
Boundary Layer Wind Profiler Studies



# TEMPERATURA

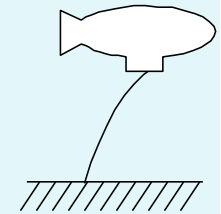
## COME POSSIAMO MISURARE I PROFILI DI TEMPERATURA NELLO STRATO LIMITE PLANETARIO?



does not give the possibility of continuous measurements, high operational cost

### by the tethered balloon

strong limitation in the weather conditions, high operational cost



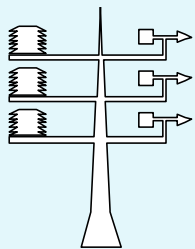
### by MTP-5 (Meteorological Temperature Profiler)



all weather operation, including fog, heavy wind and cloudy conditions, fast response time, passive measurement, quick and easy installation, low operational cost

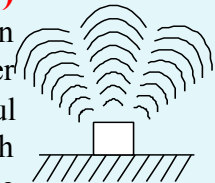
### by the sensors mounted on a meteorological tower

strong location restriction, very high cost



### by Radio Acoustic Sounding System (RASS)

strong limitation in the weather conditions, a powerful source which creates a noise nuisance, the lower levels are not measurable



*After E. Kadygrov*



## Radio-Acoustic Sounding System (RASS)

# RASS

- Principio di funzionamento del RASS
- Struttura della strumentazione
- Sistemi moderni del RASS:
  - Doppler RASS – Wind profiler,
  - Bragg RASS – Sodar,
- Problemi delle misure nell'atmosfera reale:
  - il vento, turbolenza, inosservanza del condizione di Bragg
- Errori e correzioni
- Accuratezza, quote di funzionamento, limitazioni
- Esempi dell'uso in meteorologia
- Stato corrente e prospettive del sviluppo

# RASS

For accurate measurements of **RASS temperature** we need a correct understanding of how the received frequency and power varies with range and how they depend on system parameters such as the transmitted power, antenna geometry, wavelength, etc.

The main difficulty in developing the equation for a RASS is that the echo signal in the real atmosphere is strongly influenced by environmental factors such as vertical and horizontal winds, humidity, atmospheric turbulence, vertical temperature gradient, and the absorption of sound.

Quantifying the effect of these factors on the received signal is quite difficult.

# RASS

La misura della velocità acustica  $C_a$  dipende dalla temperatura virtuale  $T_v$ .  
Si usa il backscattering di un'onda dall'onda acustica.

$$C_a = A\sqrt{T_v}$$

$$A = \sqrt{\frac{\gamma \cdot R}{\mu}}$$

$$\gamma = \frac{C_p}{C_v}$$

Nell'atmosfera reale, il fattore  $A$  ha una dipendenza da  $\rho$ ,  $\mu$ , dall'umidità, dalla temperatura e dalla pressione.

( $\gamma$  è il rapporto di calore specifico,  $C_p$  e  $C_v$  sono calore specifico a pressione costante ed a volume costante,  $\rho$  è la densità di gas,  $R$  è il costante universale di gas,  $\mu$  è il peso molecolare di gas).

Generalmente, per ottenere la temperatura RASS si usa la seguente equazione:

$$T_v = \left(\frac{C_a}{20.047}\right)^2$$

$$T_v = \left(1 - 0.378 \frac{e}{p}\right) T$$



# RASS PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO

La parte acustica del RASS emette onde acustiche nell'atmosfera. Le onde acustiche si propagano con una velocità che è funzione della temperatura.

Le onde elettromagnetiche, emesse dalla parte radio, sono diffuse dalle disomogeneità create dalle onde acustiche. Il segnale diffuso contiene informazione sulla velocità di propagazione dell'onda acustica, sfruttando la dipendenza della velocità del suono dalla temperatura dell'aria, si ottiene il profilo di temperatura.

Sono possibili due configurazioni per il RASS:

1. “Doppler” RASS: acoustic pulse – electromagnetic continuous
2. “Bragg” RASS : acoustic continuous – electromagnetic pulse

### Doppler\_RASS

- Espansione del sodar con parte E.M (trasmettitore + ricevitore).
- Quota minima non legata T/R elettromagnetica (1° range gate 50-70 m)

### Bragg\_RASS

- Espansione del Wind Profiler con parte acustica
- Alta statistica
- Quote maggiori.

## Vantaggi e Limiti del “Doppler” e “Bragg” RASS

### 1. “Doppler” RASS (con sodar) + estensione con emettitori elettromagnetici

Vantaggio: Funzionamento continuo

Alta risoluzione spazio-temporale

Limitazioni: Raggio di azione limitato (meno di un km),  
funzione della velocità del vento

Utile per lo studio ed il monitoraggio delle prime centinaia di metri dell'atmosfera

### 2. “Bragg” RASS (con radar wind profiler)

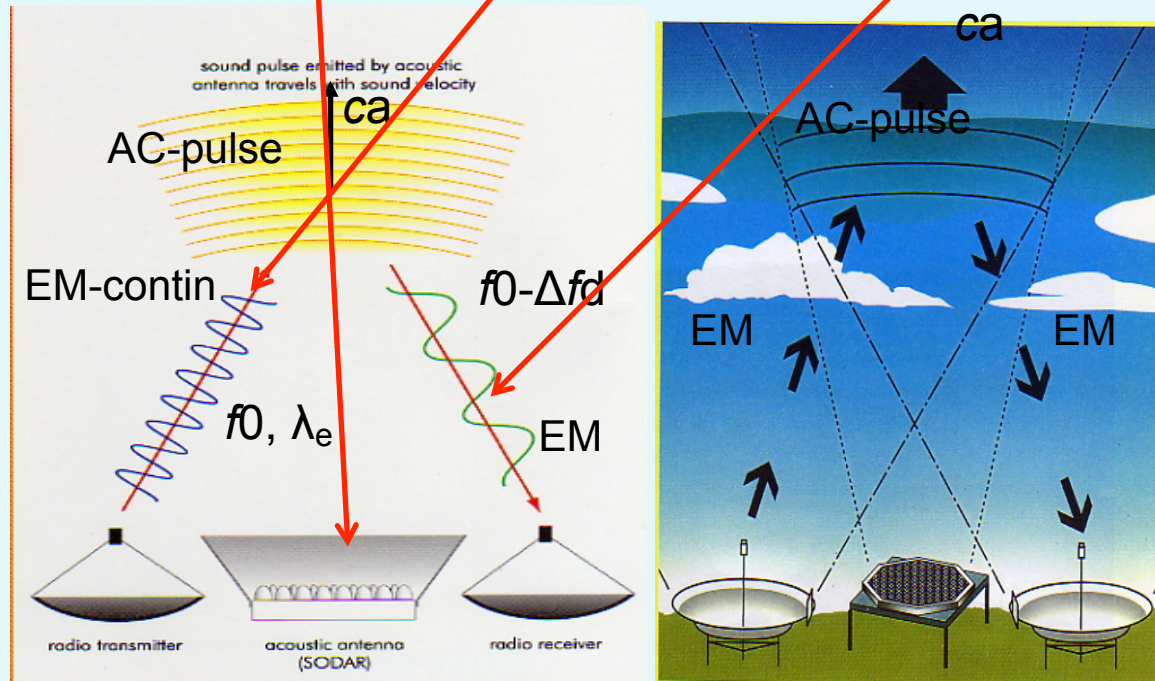
Vantaggi: raggio di azione di diversi chilometri

Limitation: alto rumore acustico e quindi funz. discontinuo  
altezza minima > than 200-300 m  
altezza max (qualche migliaio di metri)

Utile per un uso operativo nell'ambito di osservazioni routinarie della bassa troposfera.

E' costituito da un **generatore a frequenza acustica**, da un **trasmettitore** e da un **ricevitore** radio. Il generatore acustico invia verso l'atmosfera un treno di onde sinusoidali, ed il trasmettitore radio trasmette in continuo un'onda elettromagnetica. La pressione dell'onda acustica produce variazioni dell'indice di rifrazione dell'aria che generano una riflessione parziale dell'onda radio verso il radiorecettore. Poiché l'onda acustica si muove con la velocità del suono, la frequenza radio ricevuta, per effetto Doppler, è spostata rispetto alla frequenza inviata di una quantità che è direttamente proporzionale alla velocità dell'onda acustica

## Bistatic "Doppler" RASS

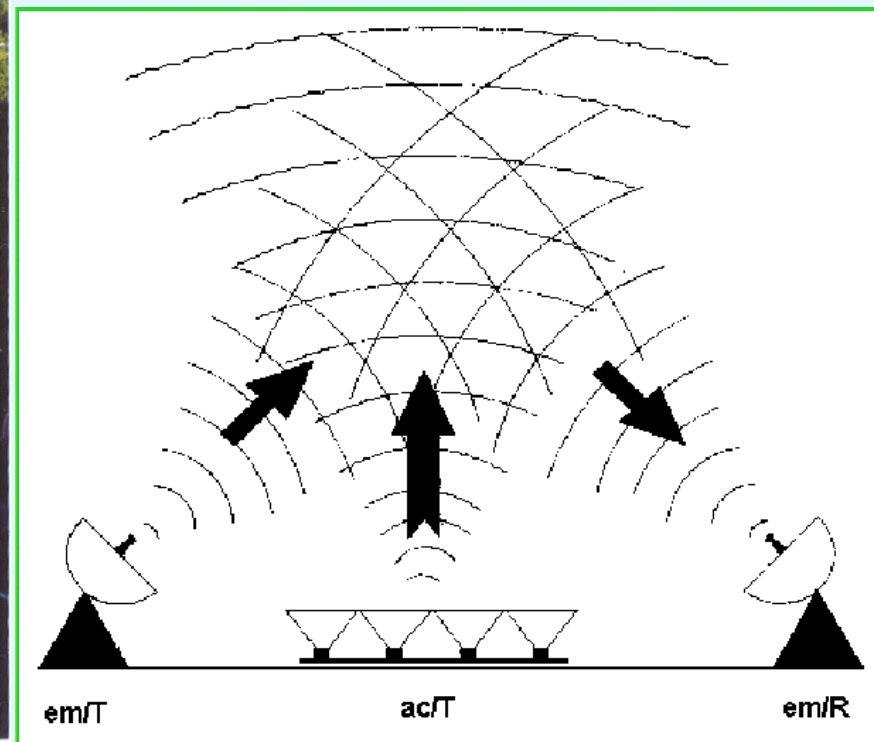


$$\Delta f_d = 2c_a / \lambda_e - \text{Doppler shift}$$



# RASS

# DOPPLER RASS

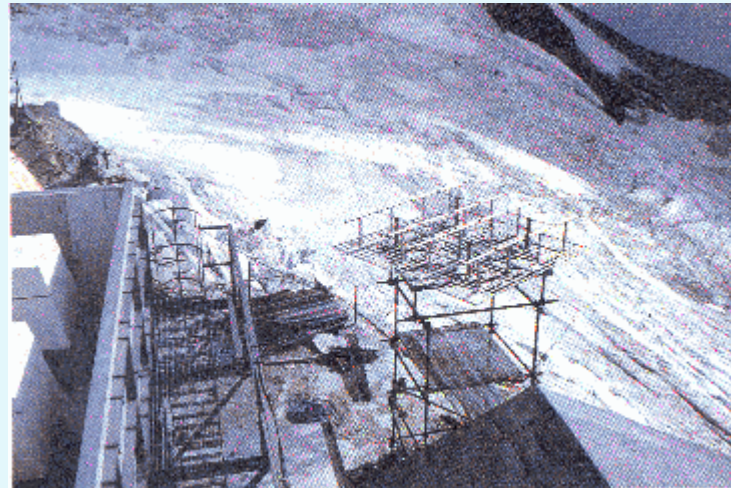


RASS

## RASS by Remtech (France)

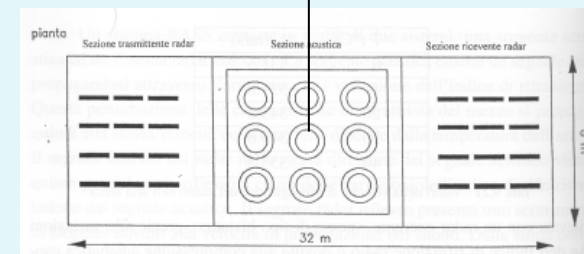
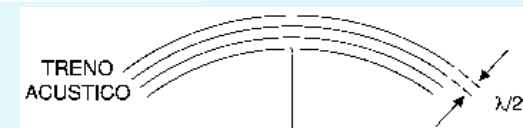






## CARATTERISTICHE

RASS	Acustica	Radio
Lung.onda	1m	2m
Freq.	(det.Brag_cond)	150 MHz.
Potenza	150 W	25 W
Durata imp.	Fino a 0.25 s	cw
prf	6s	
antenne	9 elem, 50 m <sup>2</sup>	2x8dip.



# Doppler RASS

METEK, Meteorologische Messtechnik GmbH  
Fritz-Straßmann-Str. 4  
D-25337 Elmshorn, Germany  
Tel: +49/41 21/43 59-0  
Fax: +49/41 21/43 59-20  
e-mail: info@metek.de



## Comparison of Metek Phase Doppler-SODAR PCS2000-64 and 1290 MHz RASS with Tower LINEX2000

Site: Meteorological Observatory Lindenberg



### General

Within the frame of the data quality assurance for participating systems in the LINEX2000 experiment a comparison of the phase array SODAR DSDPA.90-64 and the 1290MHz RASS extension with a mast instrumentation were performed for a 4 day period in 2 heights.

### Data Retrieval

600s averages of the mast and 1800 s averages of the SODAR/RASS were collected. The heights of the mast are given by the requirements of the data acquisition used for the synoptic models of DWD. Therefore, the height of the mast base above sea level (asl) must be considered. In order to match the heights of the SODAR data and the heights of the mast data at 57 m and 98 m above ground level (agl) synthetic height profiles were determined for the SODAR data.

### Shown Samples

The samples show the SODAR/RASS averages (1800 s) and the corresponding mast averages (600 s) which are closest in time to the SODAR/RASS averages, which are measured inside a volume of typical dimensions of 20 m x 20 m According to the types of the measuring sensors and the different statistical scatter of the measuring variables the deviations for the temperature and wind direction appear smaller than for the wind speed. The regression parameters for 57 m are:

	Wind Speed [m/s]	Wind Direction [°]	Temperature[°C]
Correlation	<b>0.96</b>	<b>0.98</b>	<b>0.98</b>
Slope	<b>0.97</b>	<b>1.01</b>	<b>1.00</b>
Bias	<b>0.26</b>	<b>5.89</b>	<b>-0.18</b>

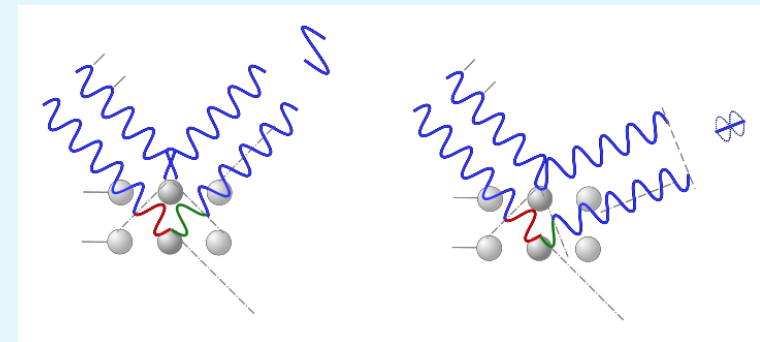
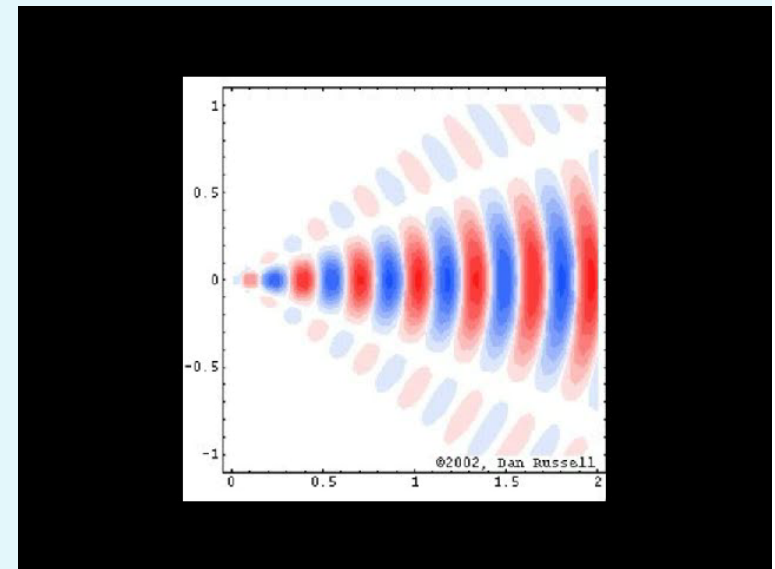
### Main SODAR Operation Parameters

Ave	= 1800	Averaging Interval 1800s
Trans	= 2000	Acoustic Frequency 2000 Hz
Steps	= 20	Height Steps 20 m
Hmin	= 40	Start of Sampling 40 m



- La riflessione parziale dell'onda radio dall'onda acustica che si propaga in atmosfera è possibile in quanto l'onda sonora modula la densità dell'aria e di conseguenza la costante dielettrica  $\epsilon$  e quindi ne varia l'indice di rifrazione
- Se le riflessioni multiple dell'onda elettromagnetica da parte delle successive rarefazioni e compressioni si sommano in maniera coerente viene a formarsi un radioeco rivelabile
- Il segnale ricevuto è massimo quando la lunghezza d'onda radio è doppia di quella acustica ( $\lambda_r = 2\lambda_a$ ), detta **condizione di Bragg**

## ANIMAZIONE



Le lunghezze d'onda acustiche e radio devono soddisfare le condizioni di Bragg

$$\lambda_e = 2 \lambda_a ,$$

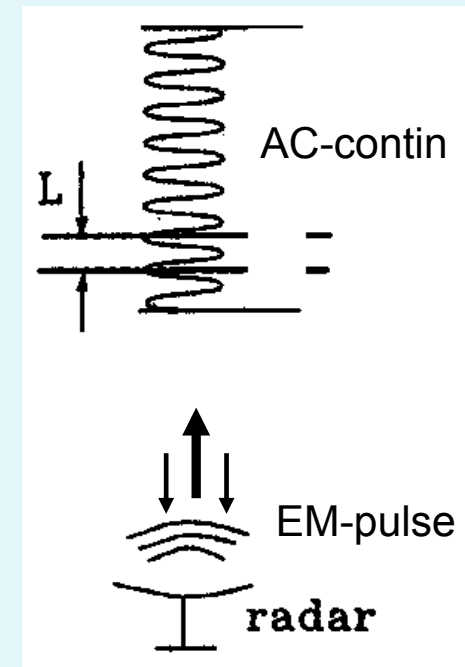
La periodicità dell'onda rende più intense e rilevabili solo le onde EM che soddisfano la condizione di Bragg rispetto all'onda acustica.

Onda acustica continua, onda EM (wind profiler) ad impulso.

La sorgente acustica varia la frequenza, il radar rileva la lunghezza d'onda che alle diverse quote soddisfa la condizione di Bragg. Nota la frequenza si ricava la velocità del suono e quindi la temperatura virtuale ad una certa quota.

“Bragg” RASS

Sorgente acustica continua + wind profiler ad impulso



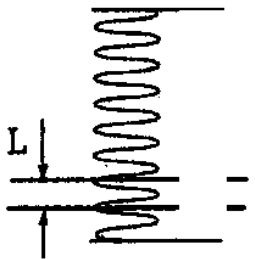
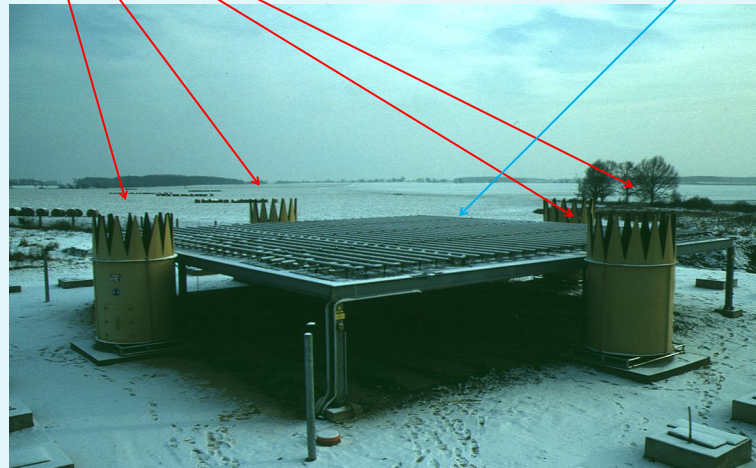
**RASS**

# 482-MHz (TWP) and 1290-MHz (LAP) WPR/RASS (Lindenberg Meteorological Observatory, Germany)

Emettitori Acustici

Wind Profiler

**BRAGG  
RASS**



**VENTO ORIZZONTALE** produce la limitazione principale al funzionamento di un RASS. Il vento sposta il fronte d'onda acustico la cui velocità di propagazione deve essere rilevata e quindi il segnale riflesso esce dall'apertura dell'antenna ricevente

**MOTI VERTICALI** falsano la misura della velocità dell'onda acustica nel mezzo.



## ERROR due to VERTICAL WIND

In the real atmosphere the measured sound velocity of an acoustic pulse propagating in vertical direction is:

$$c_a = A\sqrt{T} + w$$

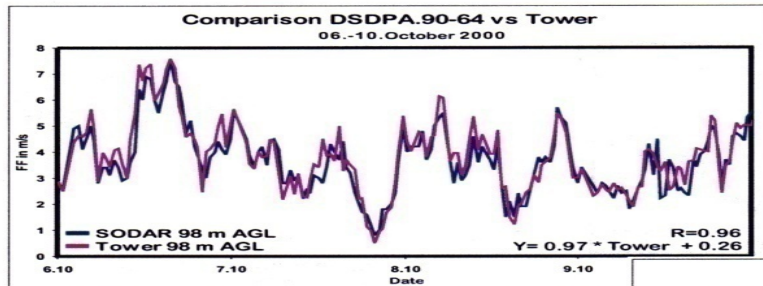
where  $w$  is the vertical velocity of the air.

$w = 1\text{m/s}$  leads to the error in the measured temperature  $\approx 0.5\text{ K}$

To correct this error, the data from sodar or wind profiler measurements can be used.

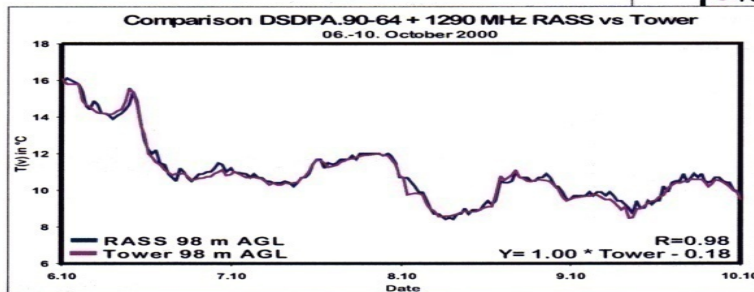
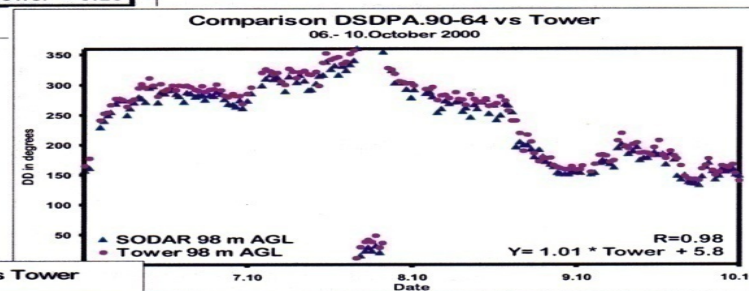
# Doppler SODAR + RASS

# DSDPA.90-64 1290 MHz



Wind speed

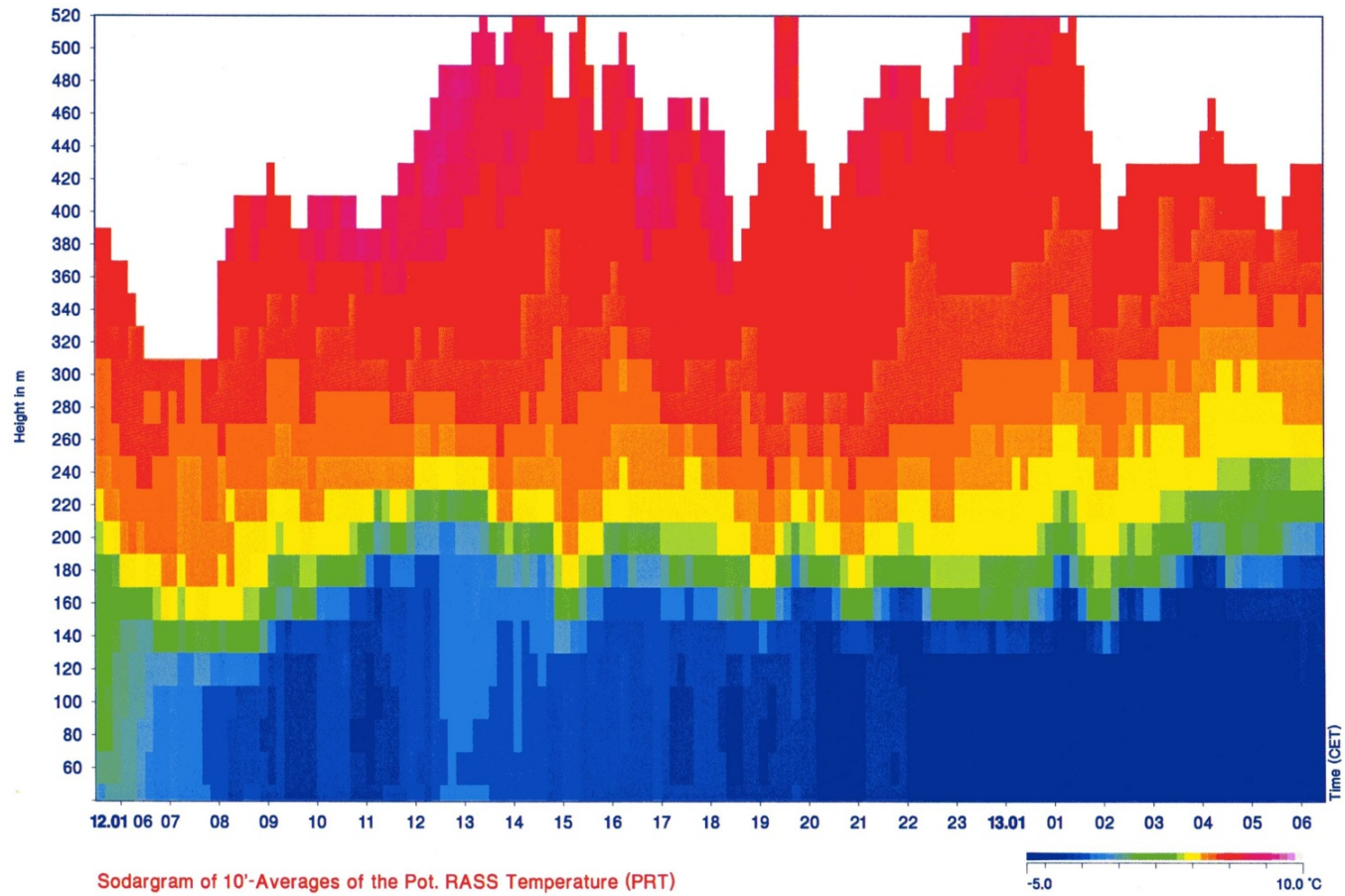
Wind direction



Virtual temperature

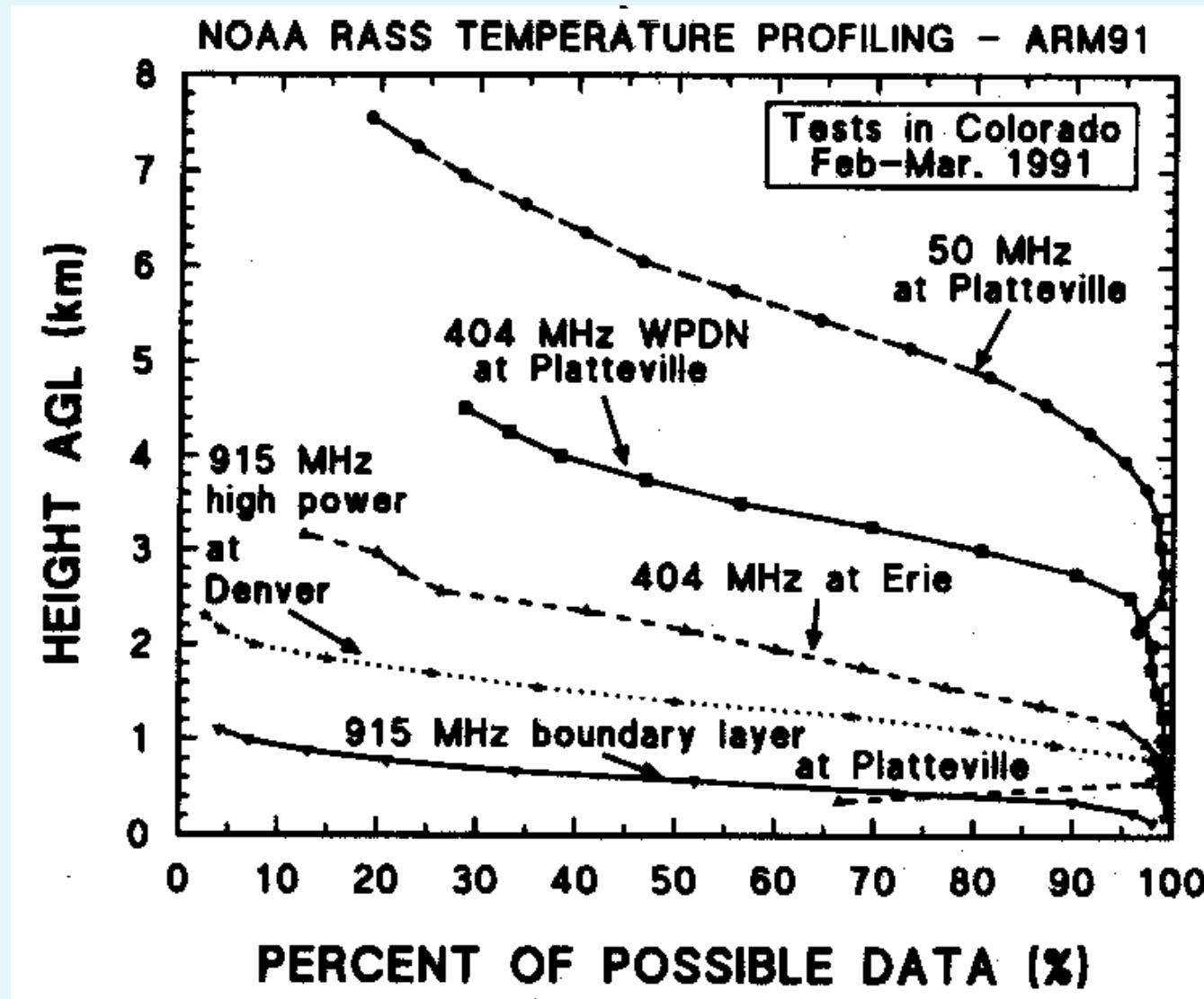


# RASS



Sodagram of 10'-Averages of the Pot. RASS Temperature (PRT)  
Persistent Inversion Layer, DSDPA.90-64+RASS (SF=1,Ed)

METEK





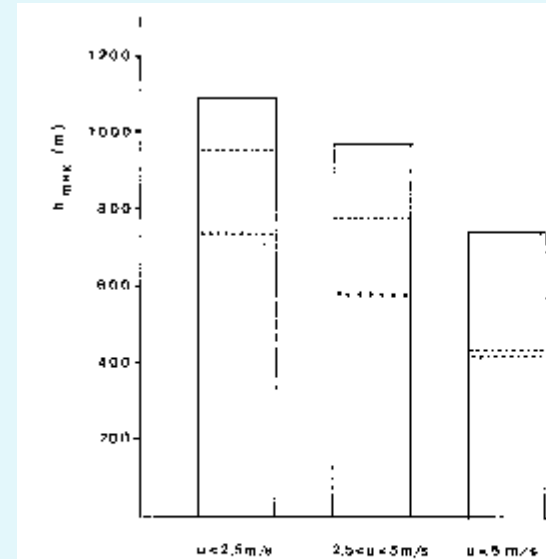
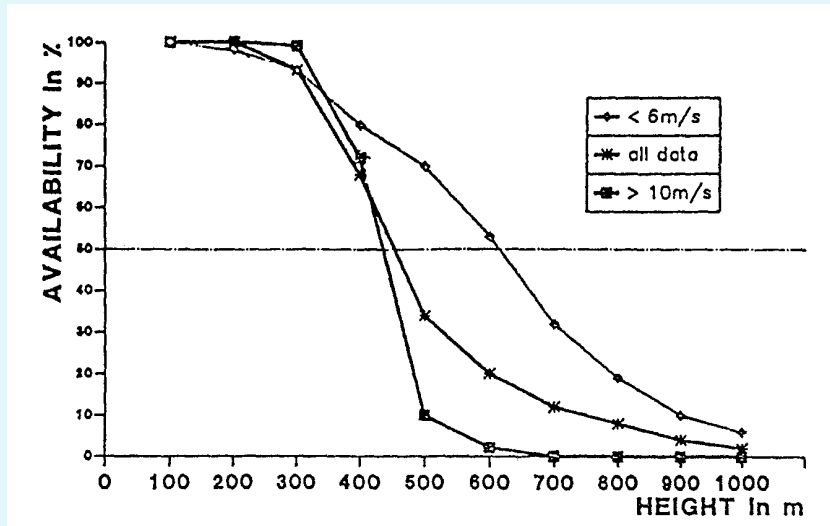


Fig. 5. Automatic RASS of Ivino. Bounding range  $h_{max}$  as a function of the wind speed,  $u$ , measured at 120 m above g.l. for  $N = 0, 2, 1$  coils of the acoustic antenna (continuous, dashed and dotted lines, respectively); same period as Fig. 4.

RASS	Acustica	Radio
Freq.	1600 Hz	700 MHz.

Da Vogt et al, 1990, Proc. ISARS 1990

Da Bonino et al, Atm. Res., 1986

- Limiti:
- Spostamento orizzontale del fascio acustico
  - Turbolenza che attenua la "coerenza" del fascio
  - Difficoltà di uso in zone abitate

The radio acoustic sounding system (RASS) is a useful device for remote sensing of vertical temperature profiles with high temporal resolution in the lower atmosphere with the accuracy  $< 1$  K.

Integrating it with Sodar or Wind profiler, it is possible to determine a set of relevant meteorological variables such as temperature and wind velocity.

But, for accurate measurements a set of proper corrections have to be applied.

**MTP**  
**(Meteorological Temperature Profiler)**

**MICROWAVE RADIOMETER**

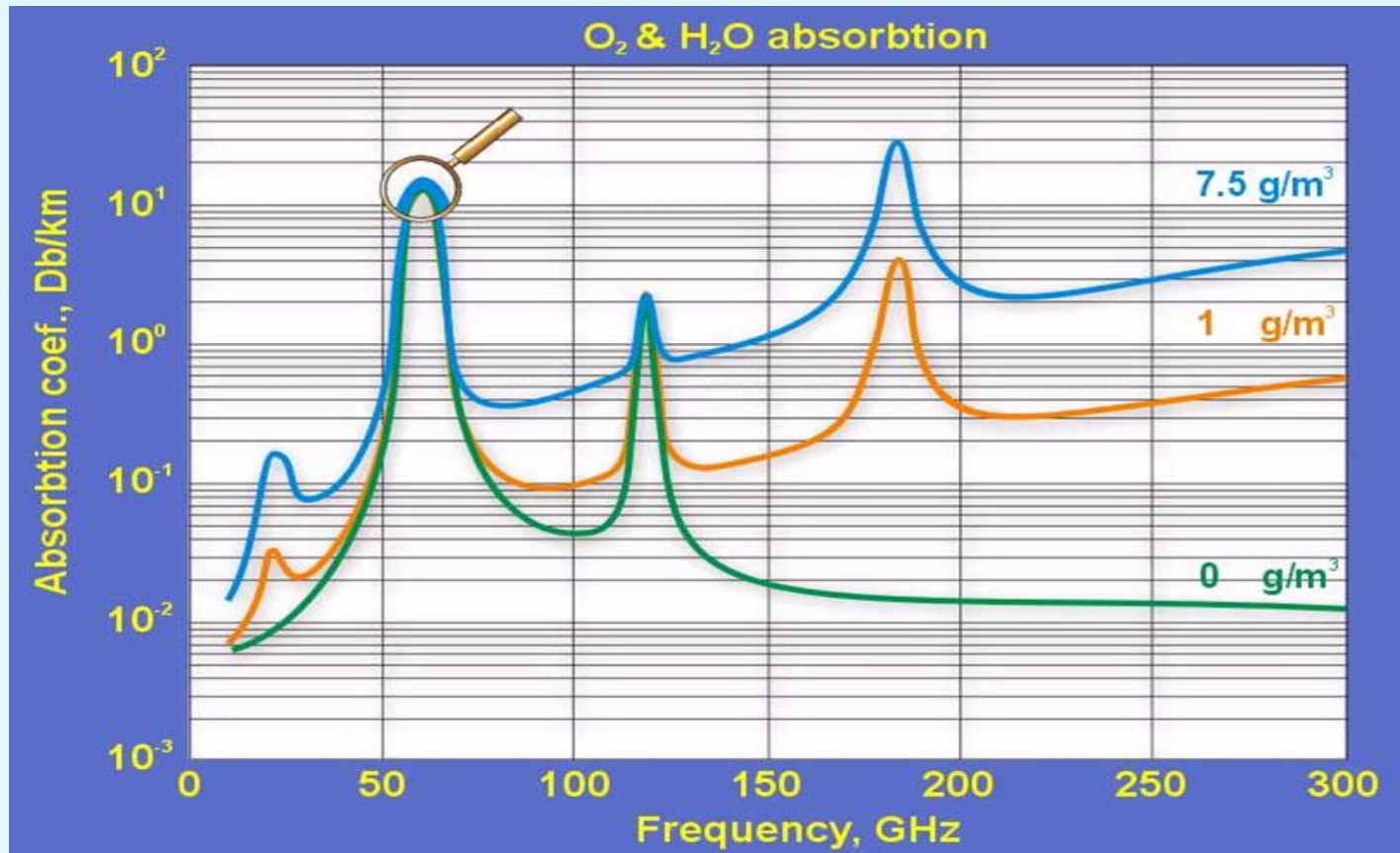
Il “**Meteorological Temperature Profiler**” (MTP) è un radiometro passivo nelle microonde progettato per la misura del profilo della temperatura dell’aria, dal suolo fino ad una quota di 500-1000 (dipende dalle dimensioni dell’ antenna ricevente) attraverso misure della radiazione termica.

I profili di temperatura **sono determinati sulla base di misure incrementali della radiazione termica nella banda di assorbimento dell’ossigeno molecolare a 60 Ghz** (lunghezza d’onda intorno ai 5 mm). La tecnica adottata viene generalmente denominata “**misura da remoto nelle microonde**” (microwave remote sensing).

Per la calibrazione viene utilizzato un sensore di temperatura sposto in prossimità dello strumento.



## Atmospheric absorption coeff. At 10-300 GHz



Oxygen is well-mixed for altitudes below 80 km and its concentration is constant and well known, since the  $O_2$  molecules are in **thermodynamic equilibrium** with the local environment.

This means that if **we can measure the strength of the thermal emission at that frequency** we can deduce the physical temperature of the molecules that produced this emission that we call generally **thermal sounding**.

L'atmosfera nelle microonde si comporta come una sorgente di radiazione estremamente debole.

Per ottenere delle misure attendibili è pertanto necessario utilizzare un ricevitore molto sensibile.

Lo spessore effettivo dello strato radiante è circa 300 – 400 m. Lo spessore ottico alla quota  $H_b$  è :

$$\tau(H_b) = \frac{1}{\cos Q} \int_0^{H_b} k_f(h) dh = 1$$

Per il PBL l'assorbimento può essere approssimato da :

$$K_f(h) = \text{cost} = K_f(0)$$

$$H_b(h) = \cos Q / K_f(0) \approx \cos Q \times 300 \text{ m}$$

Q è l'angolo di elevazione.

Lo studio remoto del profilo di temperatura del PBL è condotto mediante la misura della temperatura di brillantezza a differenti angoli di elevazione, da  $Q=0^\circ$  fino a  $Q = 90^\circ$ . In questo caso lo spessore ottico dello strato che contribuisce alla radiazione va da 0 a 300-400 m.

L'espressione per la temperatura di brillantezza  $T_b$  ha la forma:

$$T_b(Q) = \frac{1}{\cos Q} \int_0^H T(h) k_f(h, T) e^{\left[-\frac{1}{\cos Q} \int_0^h k_f(h', T) dh'\right]} dh = \int_0^H T(h) k(h, Q) dh$$

la temperatura del corpo nero avente la stessa brillantezza a quella frequenza.

dove  $k$  è il nucleo;  $H \approx 2$  km – limite superiore di integrazione. Gli strati dell'atmosfera al di sopra dei 2 km non influenzano  $T_b$ . Poiché la frequenza di lavoro è scelta al centro della banda di assorbimento dell'ossigeno molecolare, dove l'attenuazione è molto alta, le misure non sono influenzate da nebbia, variazioni della densità di vapore d'acqua, nubi e pioggia debole.



## TEMPERATURE

## MICROWAVE RADIOMETER

Frequency scale:  $3 \cdot 10^{11} \text{ GHz} \div 3 \cdot 10^9 \text{ GHz} (\nu)$ ;

Wavelength scale:  $1 \text{ mm} \div 100 \text{ mm} (\lambda = \frac{c}{\nu})$ ;

Wavenumber scale:  $10 \text{ cm}^{-1} \div 0,1 \text{ cm}^{-1} (\frac{1}{\lambda})$ .

The central frequency of MTP-5 receiver: 60 GHz  
(wavelength 5 mm or wavenumber  $2 \text{ cm}^{-1}$ ).

Longwave approximation of Planck formula:

$$\beta(T) = \frac{2kT}{\lambda^2} = \frac{2\nu^2}{c^2} kT \quad (1)$$

$\beta$  - intensity of emission;  $T$  - temperature,  $\nu$  - frequency,

$\lambda$  - wavelength.

The spectral intensity of microwave emission:

$$J(\nu, T) = \frac{2k\nu^2}{c^2} \cdot T_b \quad (2)$$

where:  $T_b$  - radiobrightness temperature.

Radiometer (microwave receiver) can measure only a radiobrightness temperature. Sensitivity of the radiometer:

$$\Delta T(K) = \frac{a \cdot T_n}{\sqrt{\Delta f \cdot t}} \quad (3)$$

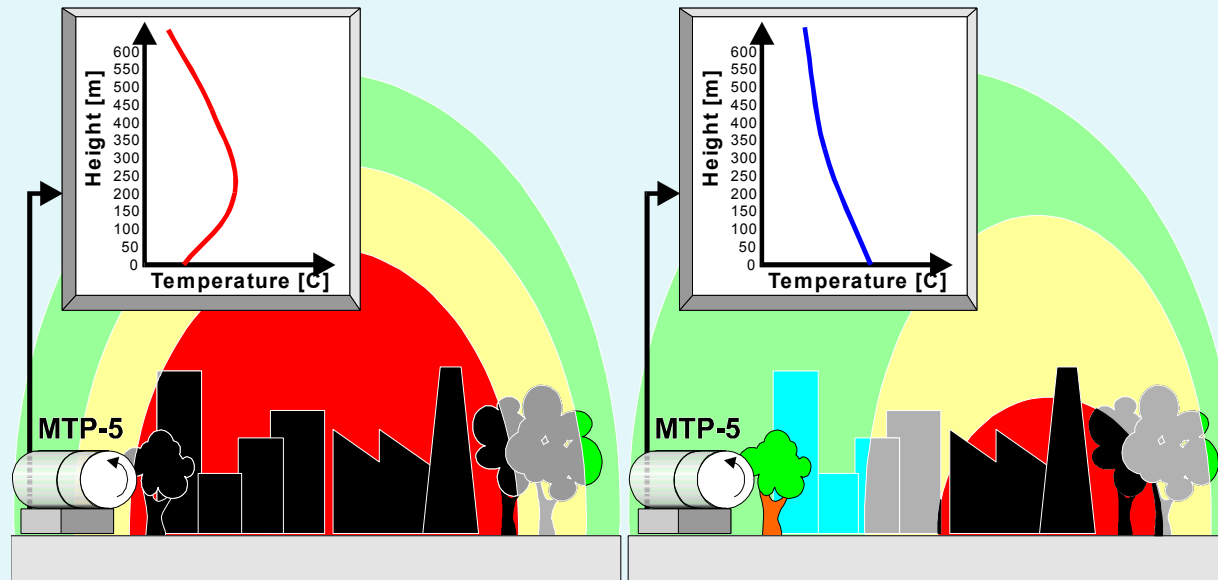
where:  $a$  - radiometer type constant;  $T_n$  - noise-factor of the receiver in K,  $\Delta f$  - radiometer bandwidth,  $t$  - integration time.

The main expression for the radiobrightness temperature has the form:

$$T_b(\theta, \nu, T) = \frac{1}{\cos\theta} \int_0^H T(h) k(h, \nu, T) \exp\left[-\frac{1}{\cos\theta} \int_0^h k(h', \nu, T) dh'\right] dh = \int_0^H T(h) K(h, \theta) dh \quad (4)$$

where:  $T(h)$  - atmospheric temperature,  $h$  - altitude,  $\theta$  - zenith angle,  $k(\nu, T)$  - molecular oxygen absorption coefficient;  $K$  - kernel.

# APPLICATIONS



- Air pollution forecast and warning
- Weather now-casting (1-5 hours)
- Climatology and energy balance
- Atmospheric physics and chemistry studies

## TEMPERATURE

## MICROWAVE RADIOMETER



MTP5	R-Regular	H-Hursh	HE-Hursh Extended
Altitude range	600 m	600 m	1000 m
Height resolution	50 m - 100 m	50 m - 100 m	50 m - 150 m
Maximum rate of measurements	120 sec	120 sec	120 sec
Accuracy of temperature profile retrieval	0,5 – 1 K	0,2 – 0,5 K	0,2 – 1,5 K
Weight	20 kg	20 kg	20 kg
Power consumption	max 60 W nominal 20 W	max 60 W nominal 20 W	max 60 W nominal 20 W
Outside temperature range	-40 °C - +40 °C	-40 °C - +40 °C	-40 °C - +40 °C



MTP5	P-Polar
Altitude range	600 m
Height resolution	10 m - 50 m
Maximum rate of measurements	300 sec
Accuracy of temperature profile retrieval	±0,5 K
Weight	80 kg
Power consumption	max 400 W nominal 100 W
Outside temperature range	-50 °C - +35 °C

# TEMPERATURE

# MICROWAVE RADIOMETER

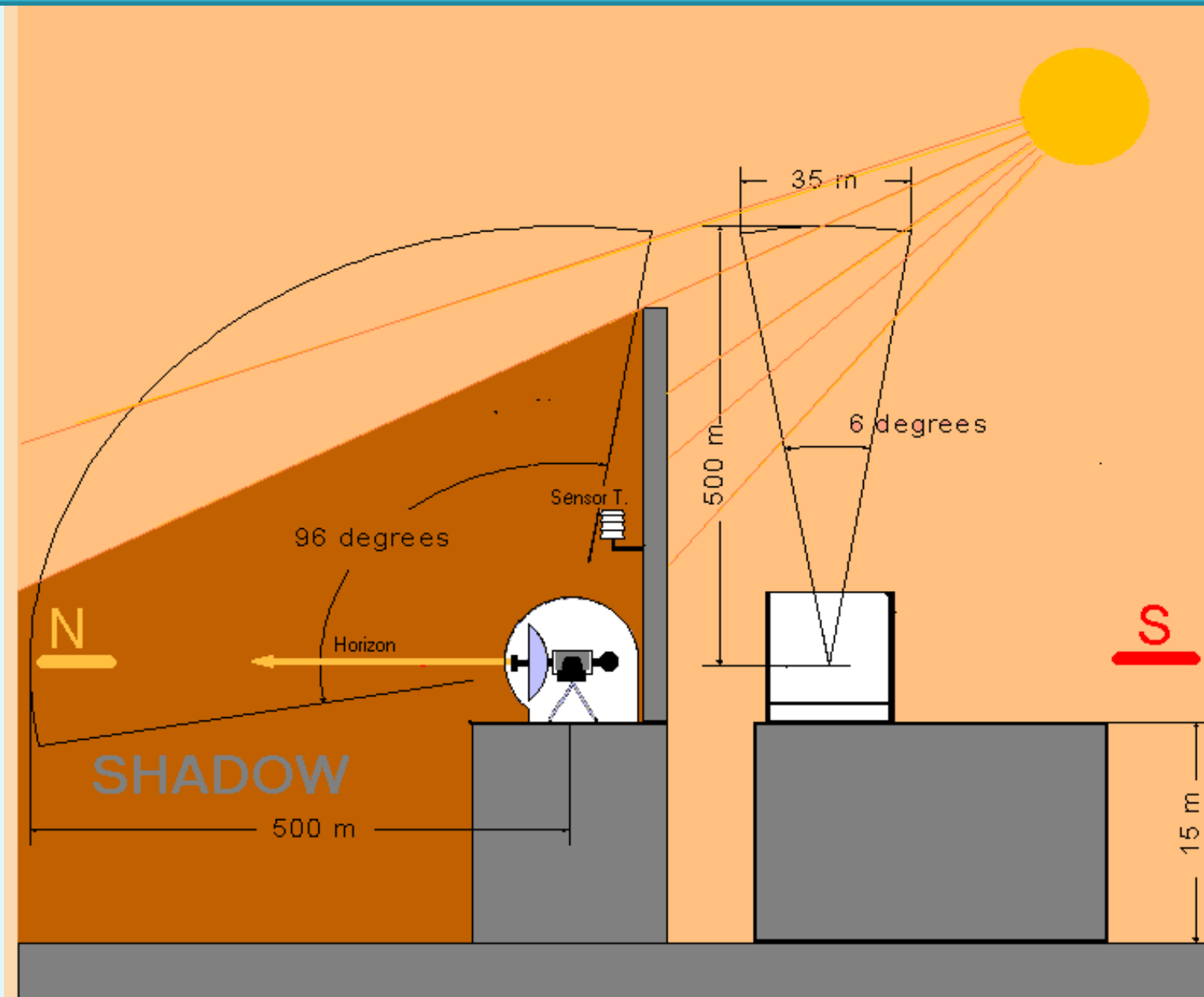
## PASSIVE MICROWAVE TEMPERATURE PROFILER RADIOMETER (MTP5 60 GHz)

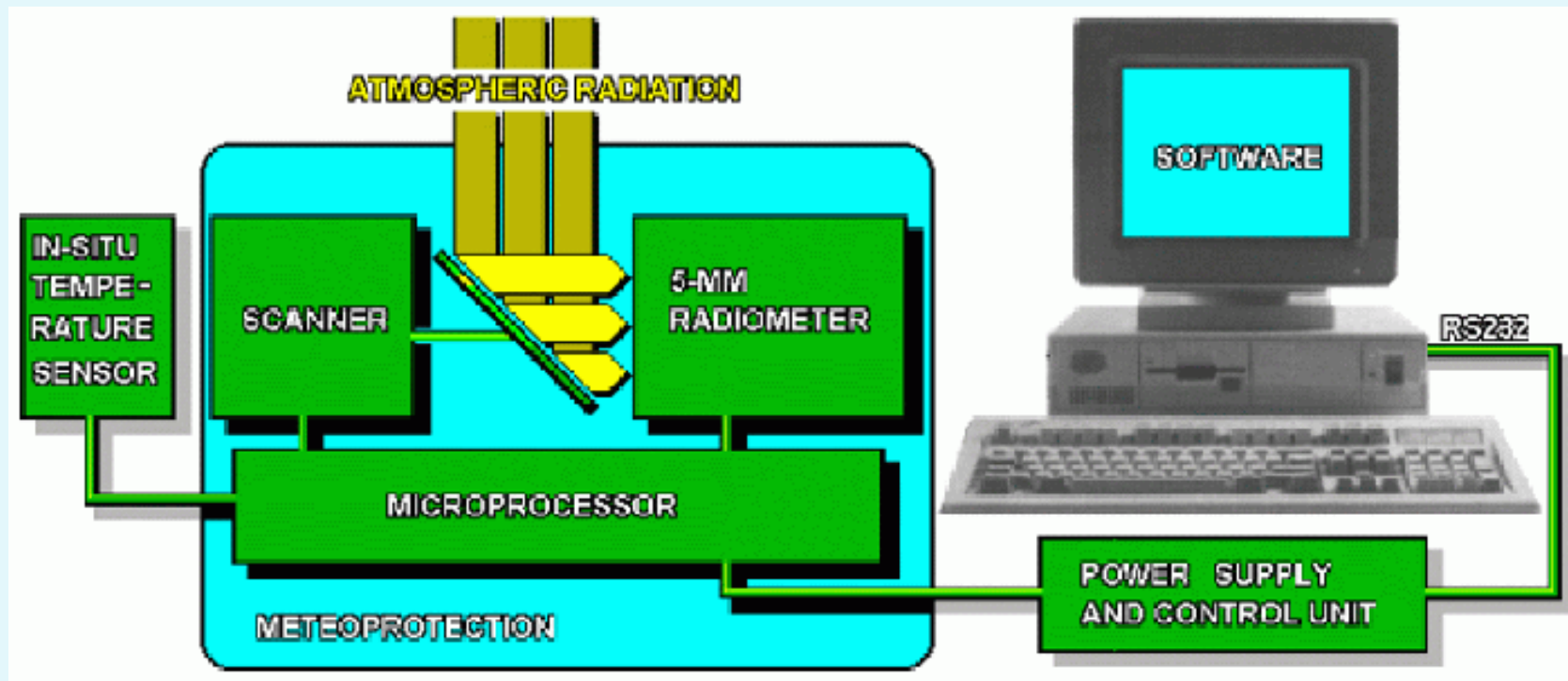


Fig. 1. A general view meteorological temperature profilers [MTP5\\_5\\_pl](#).

weight 115 kg dimension 100x100x100  
power consumption max 200 W



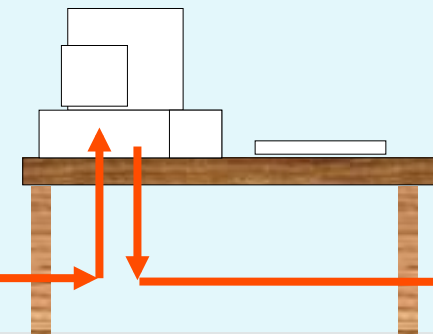
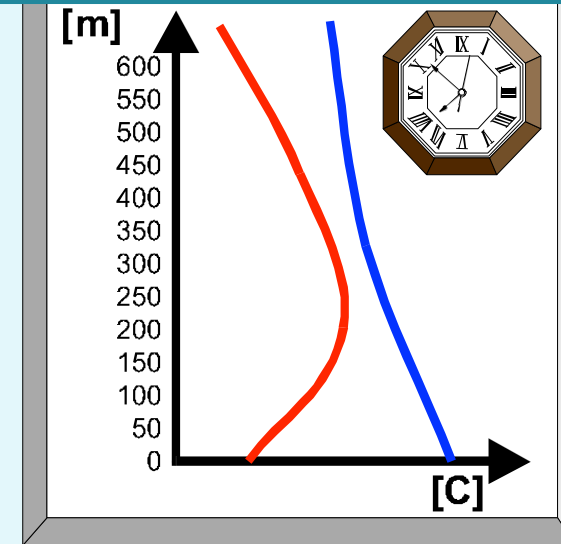
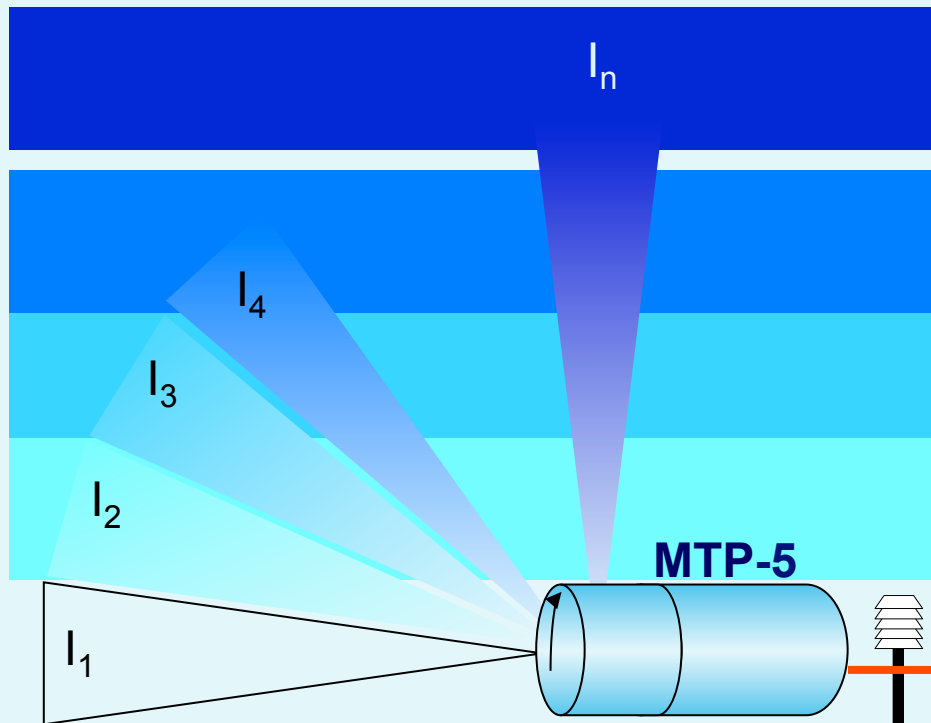




Assembly of MTP 5 System

# TEMPERATURE

# MICROWAVE RADIOMETER

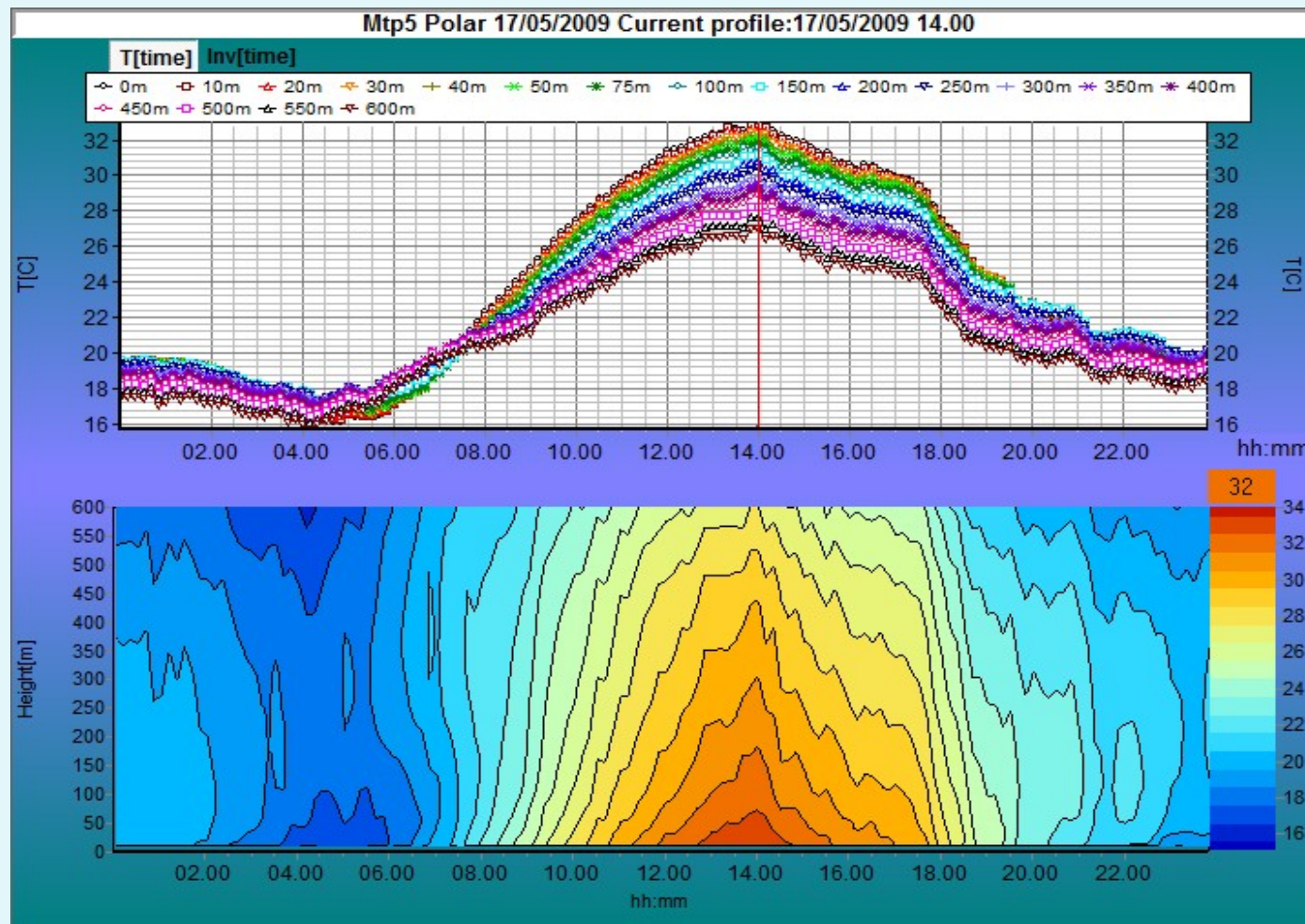


$$I \rightarrow T_A \rightarrow T_B(\nu, \theta) \rightarrow \nu_{O_2}(\nu, T, P) \rightarrow T(H)$$

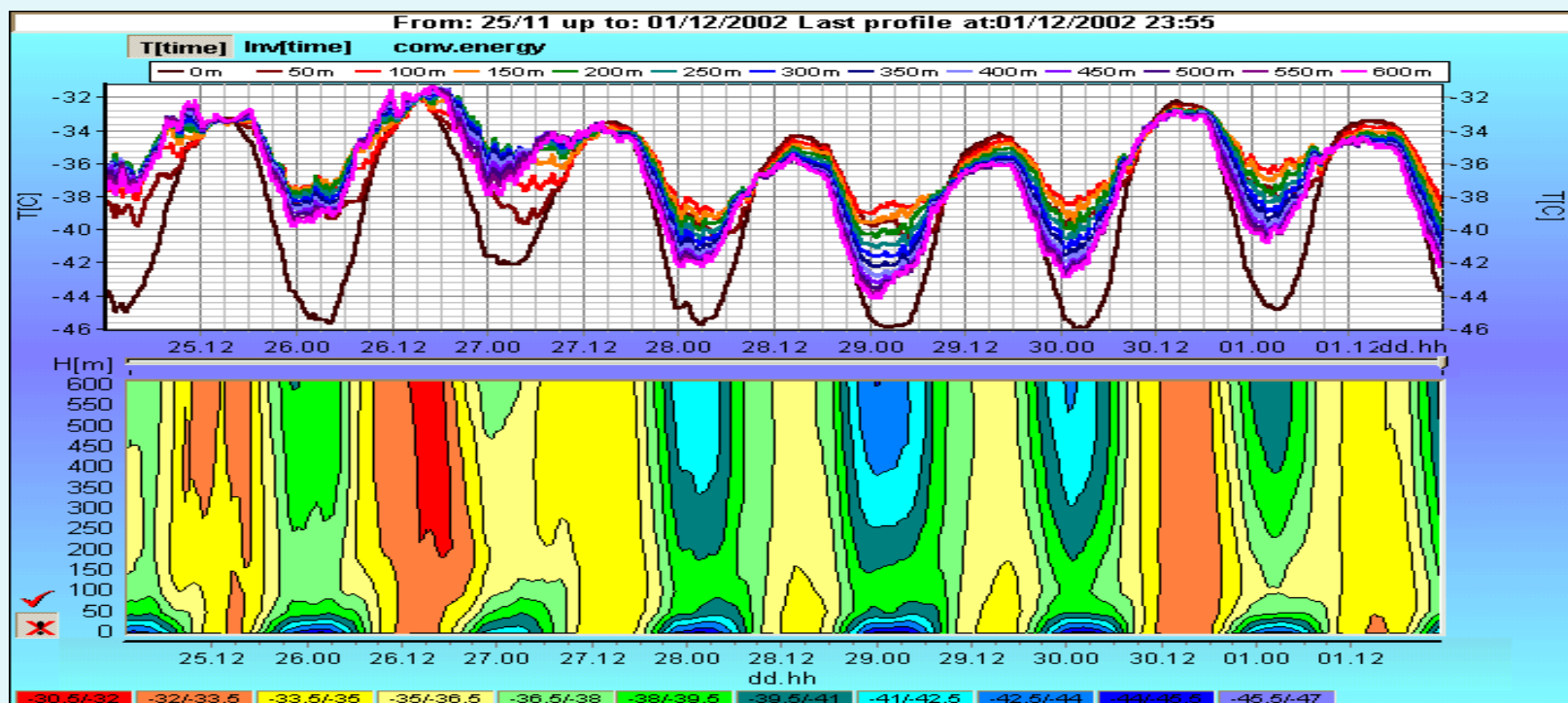
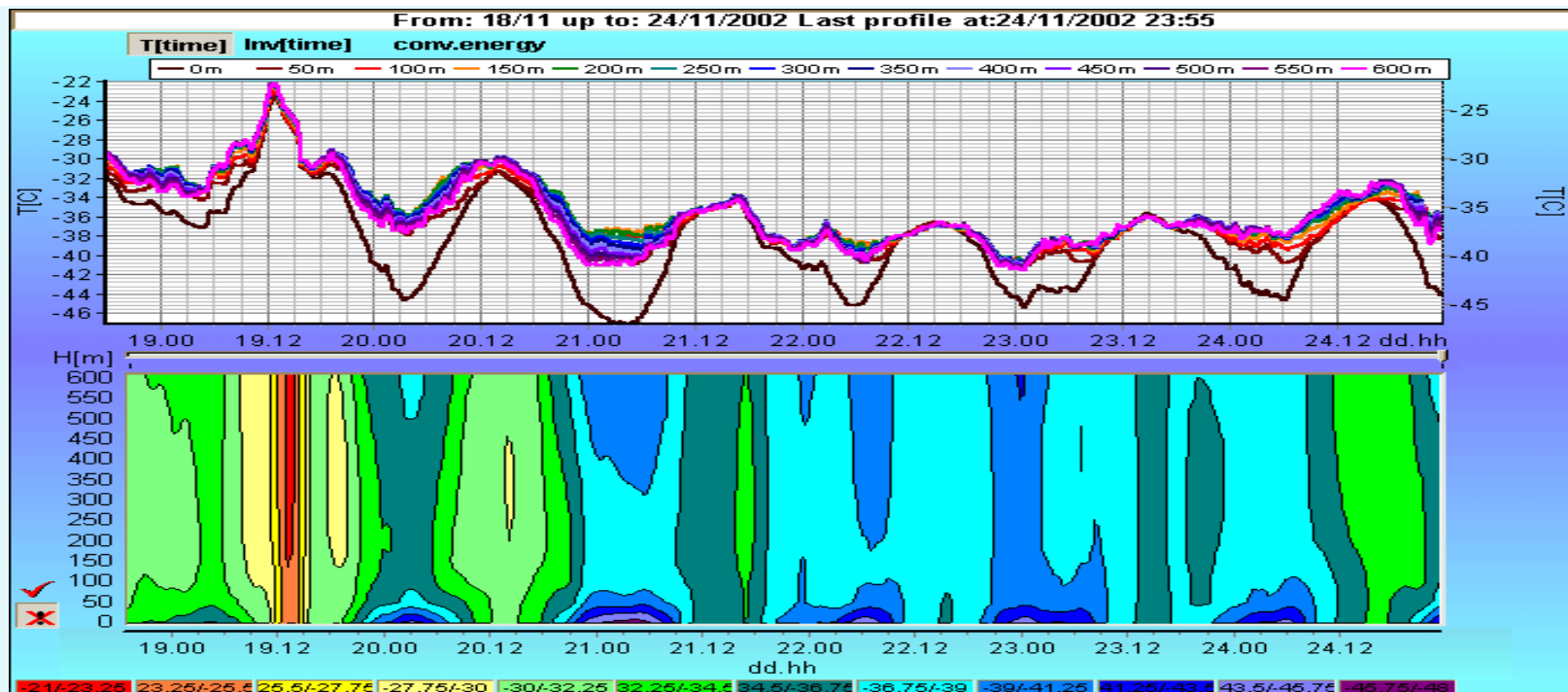
(Intensity of atmospheric radiation -> antenna temperature -> radiobrightness temperature -> oxygen absorption coefficient -> temperature profile of the atmospheric boundary layer)

# MTP 5 OUTPUT

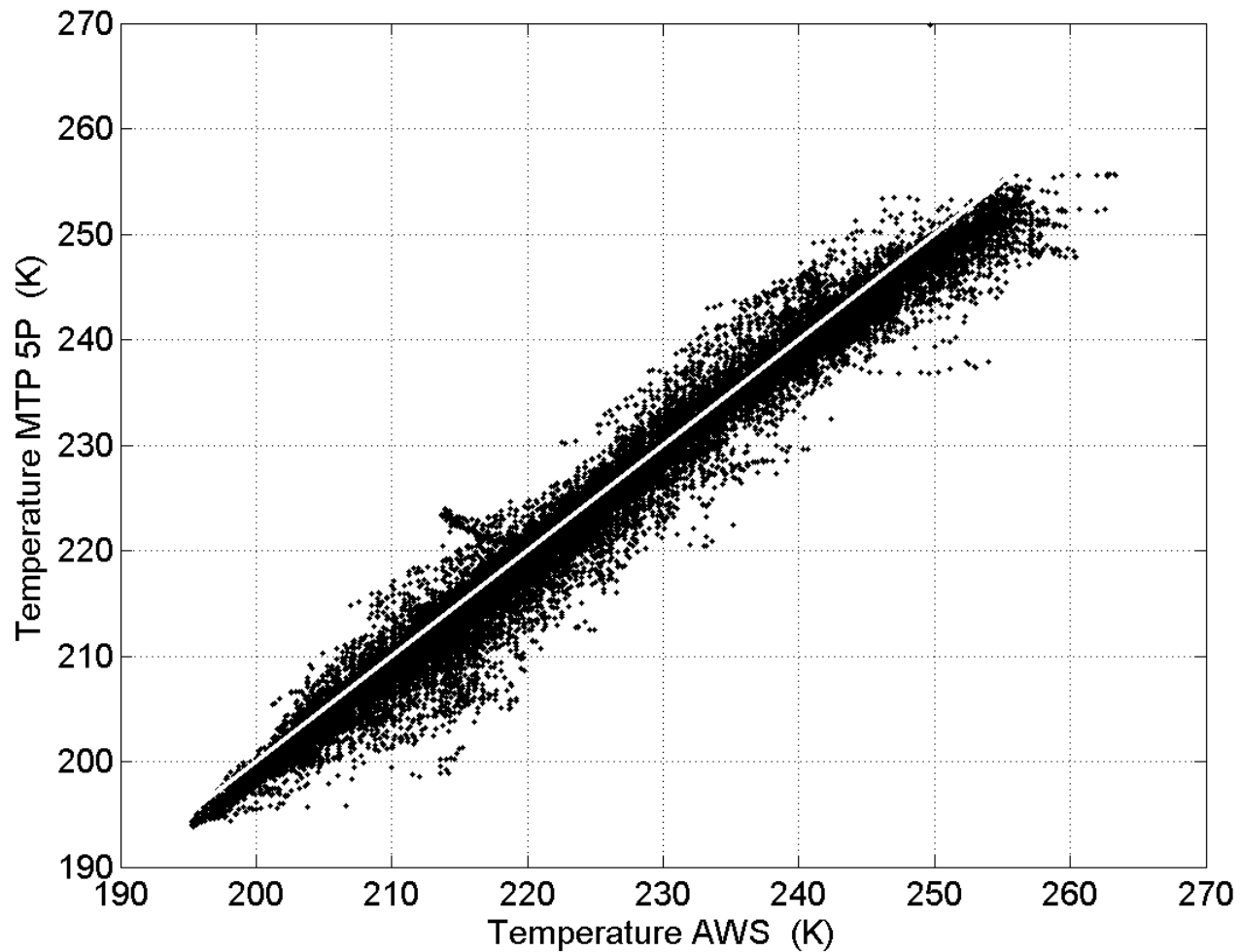
## Daily Computed Temperature Profiles



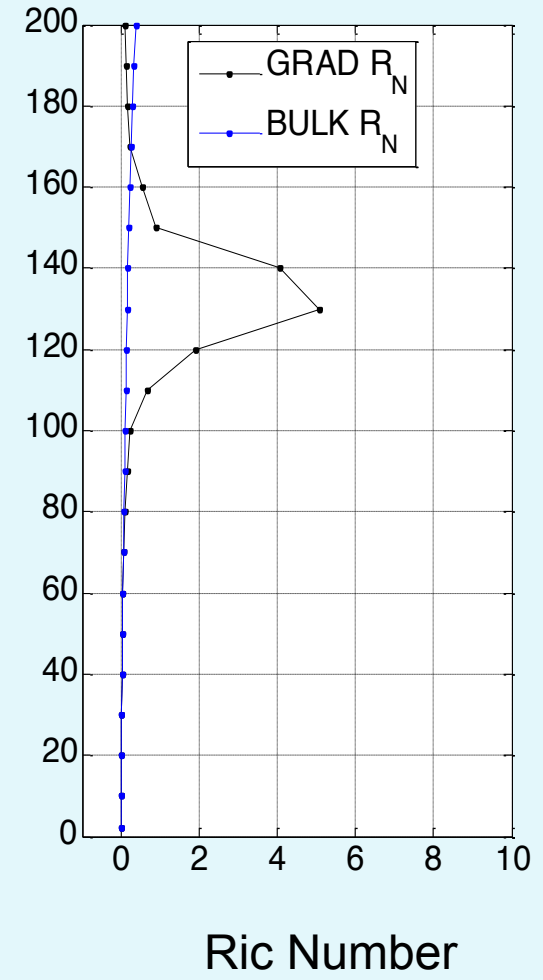
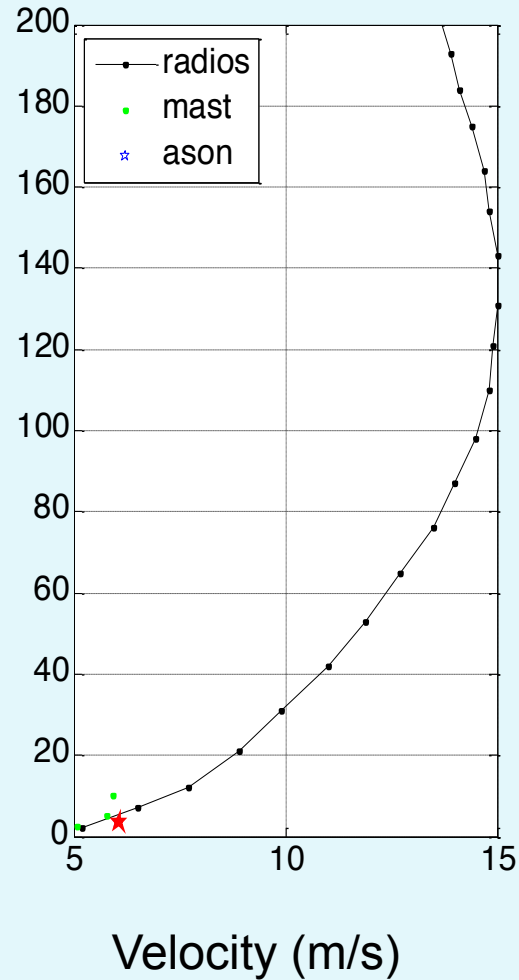
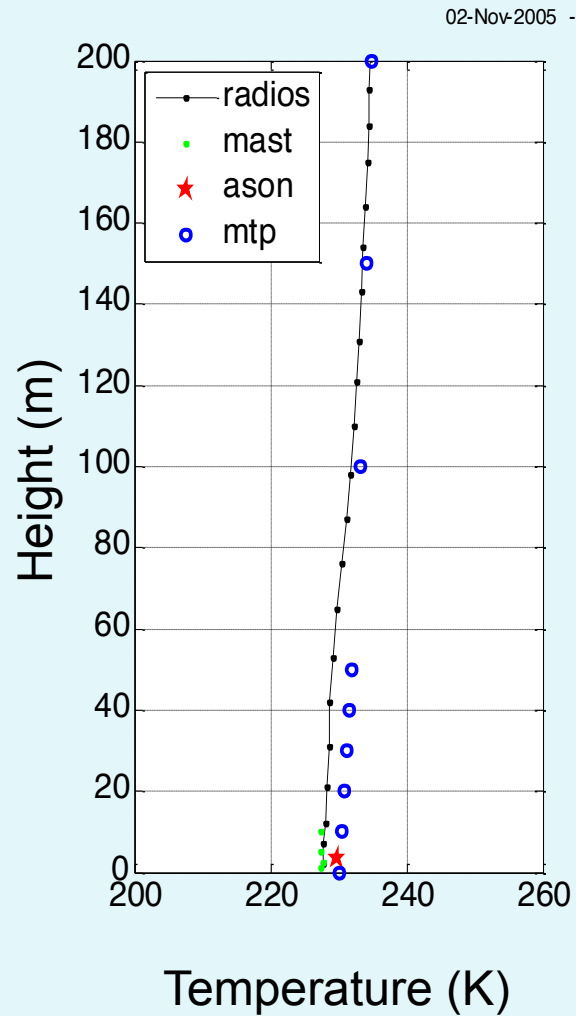




# Comparison MTP-AWS

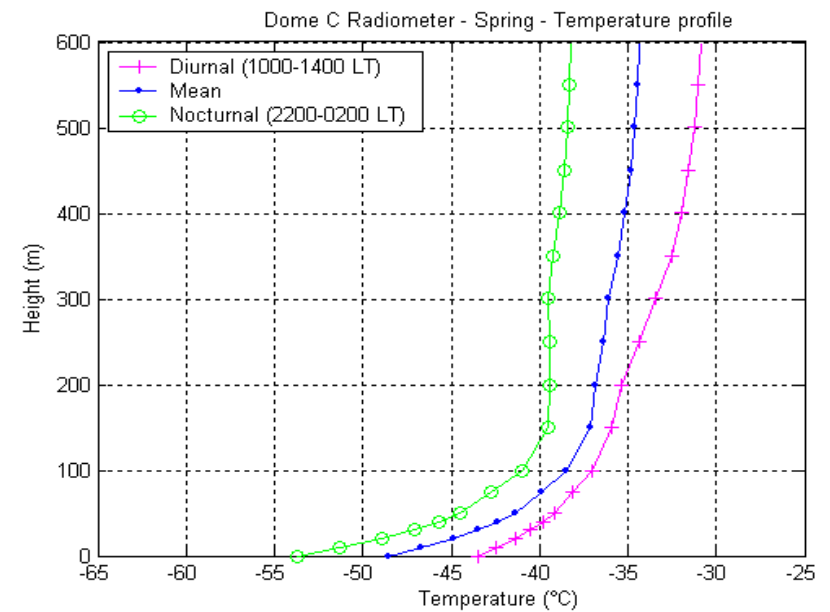
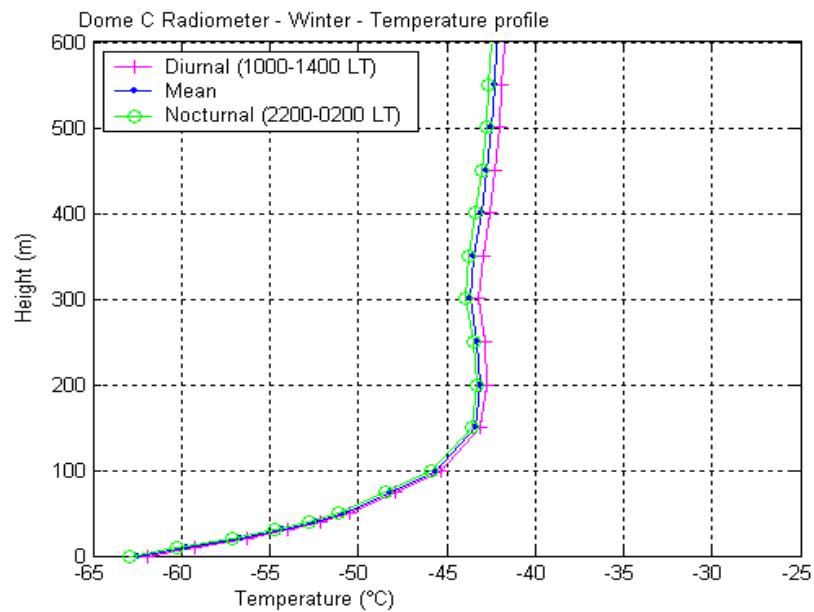
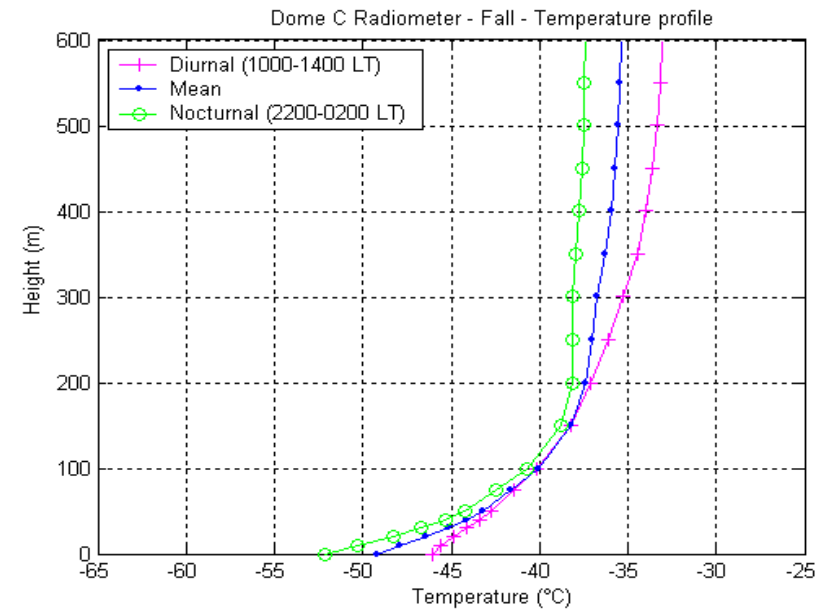
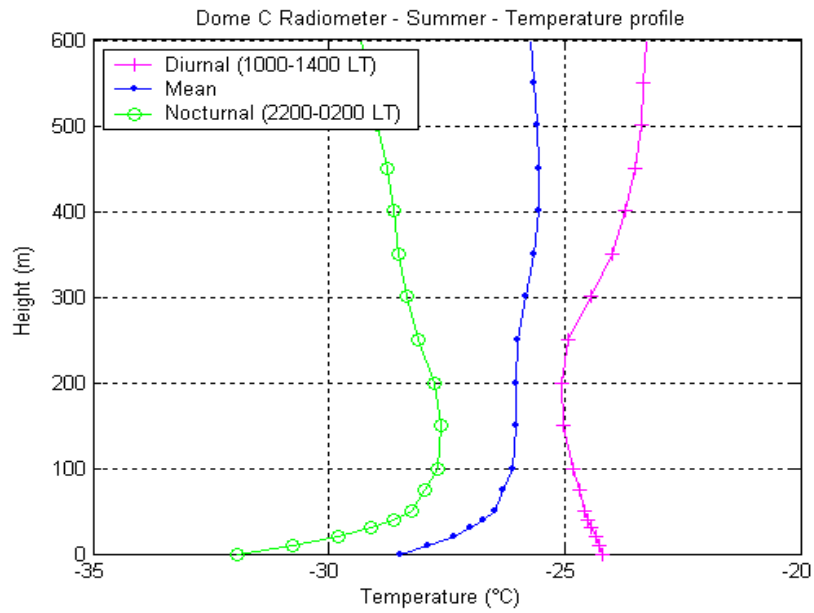


# TEMPERATURE COMPARISON WITH RADIOSOUNDINGS

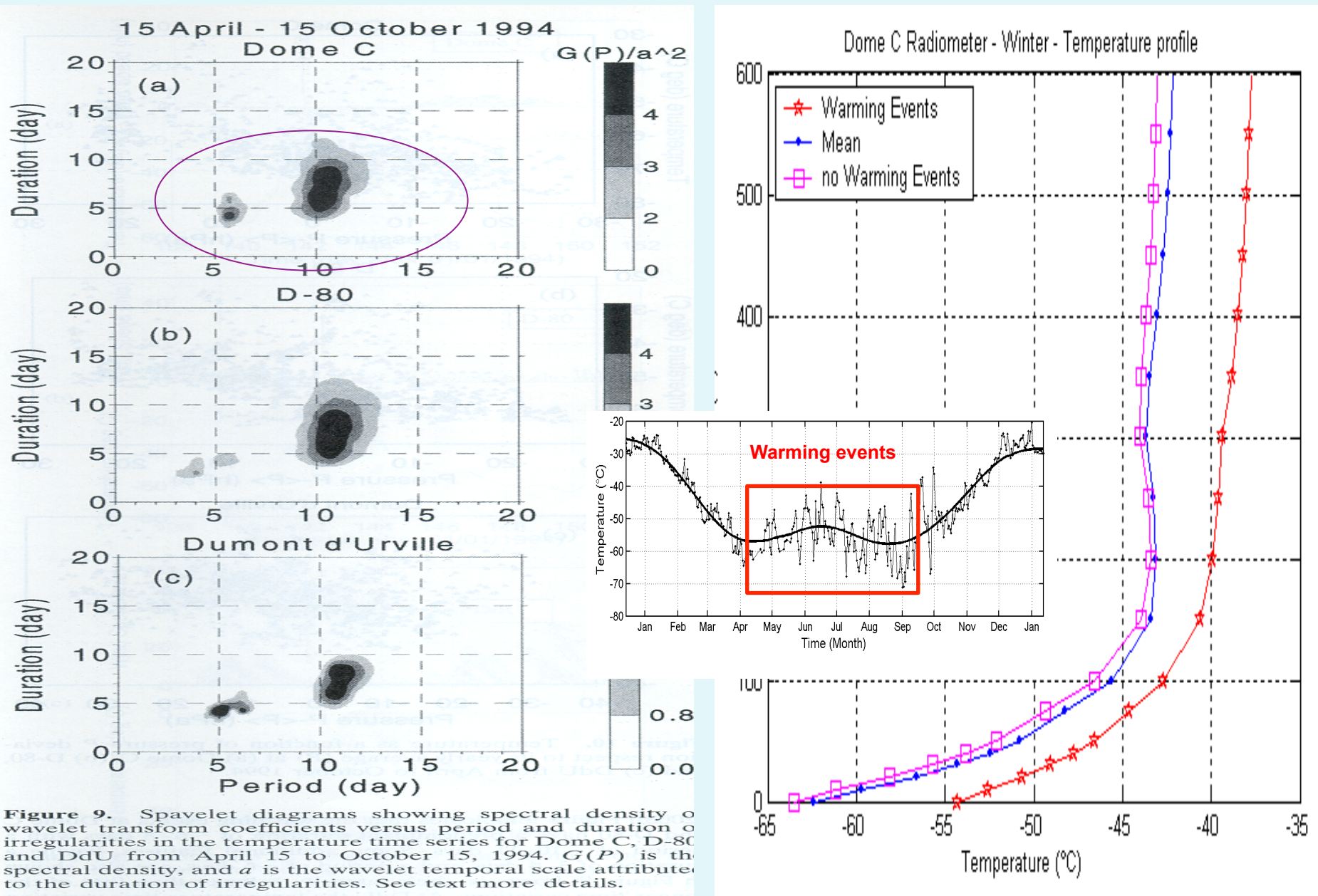


# TEMPERATURE

# MICROWAVE RADIOMETER



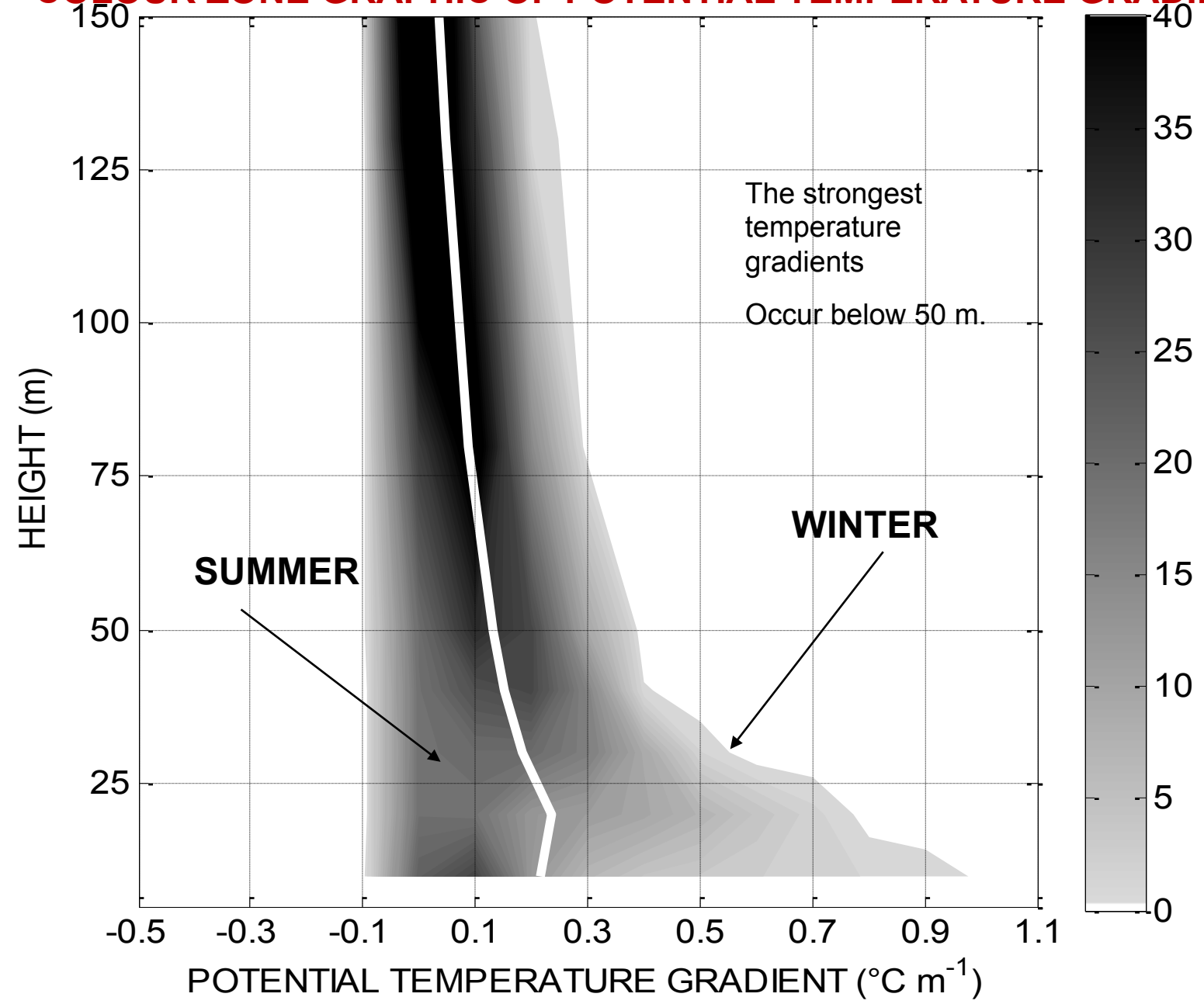




**Figure 9.** Spavelet diagrams showing spectral density of wavelet transform coefficients versus period and duration of irregularities in the temperature time series for Dome C, D-80 and DdU from April 15 to October 15, 1994.  $G(P)$  is the spectral density, and  $a$  is the wavelet temporal scale attributed to the duration of irregularities. See text more details.

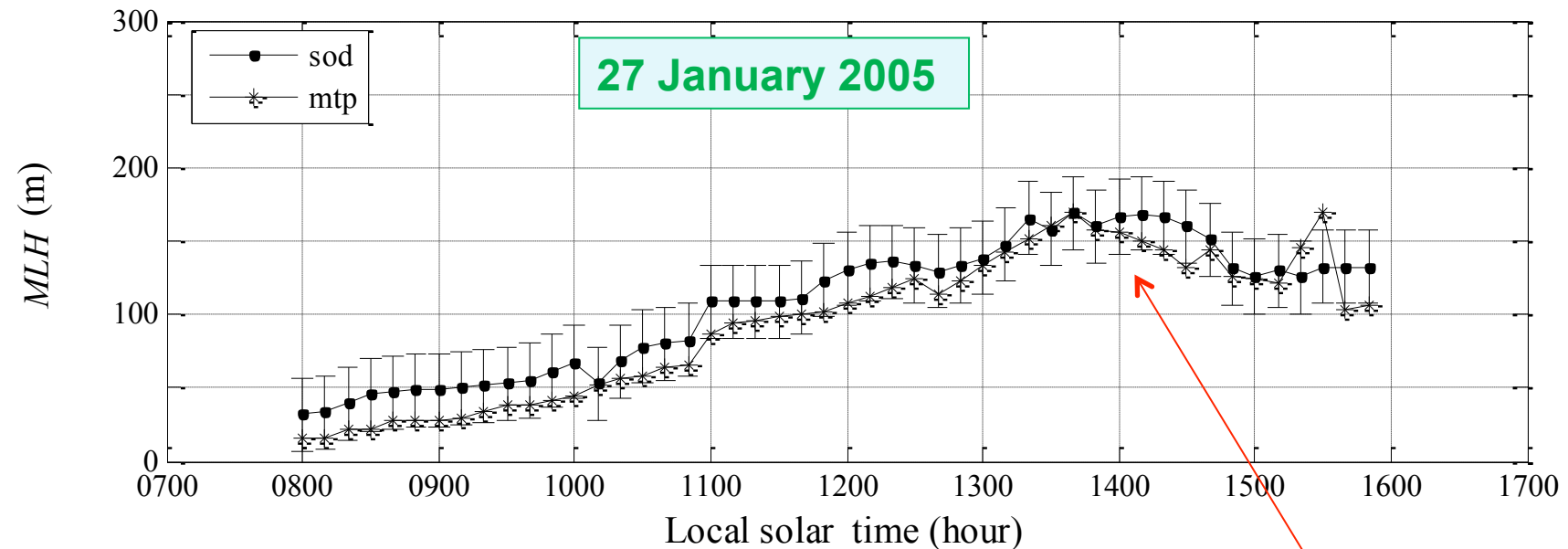
Argentini S., I. V. Petenko, G. Mastrantonio, V. A. Bezverkhni, and A. P. Viola, 2001; Spectral characteristics of East Antarctica Meteorological Parameters during 1994. *J. of Geophysical Research*, Vol. 106, N° D12, p. 12463-12476.

# COLOUR ZONE GRAPHIC OF POTENTIAL TEMPERATURE GRADIENT



## COMPARISON BETWEEN MIXED LAYER HEIGHT ESTIMATED FROM SODAR DATA AND MTP- 5P

The mixed layer height was determined applying the advanced parcel method (Holzworth, 1972; Holtslag et al. ,1990) to the MTP- 5P data.



Considering the error attributed to sodar determination of mixed layer height, a substantial agreement can be noted throughout the day.

Maximum  
reached at  
1400 SLT

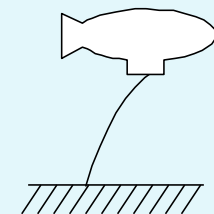
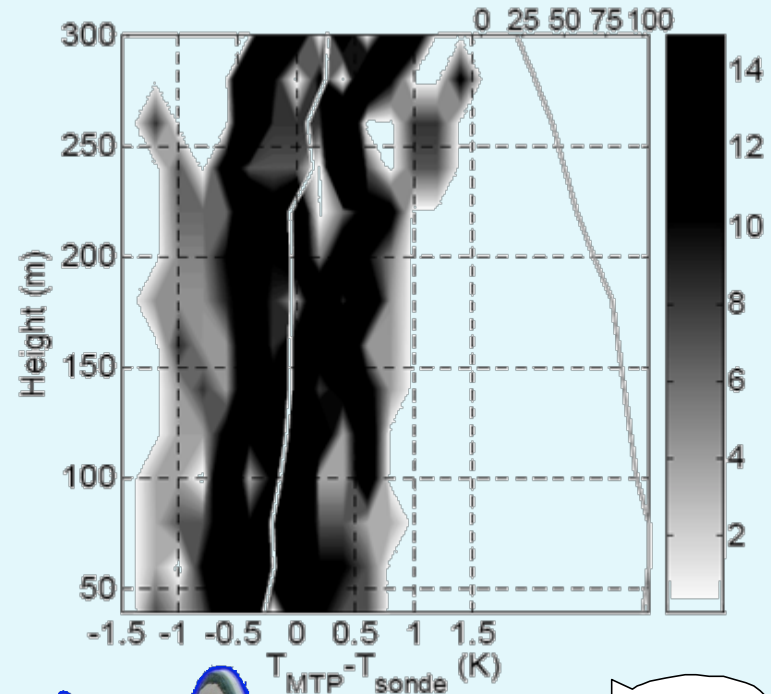
# Comparison with in situ observations

The measurements made with the radiometer have been compared with in situ observations made by **radiosondes** and by the Meteorological Office's **tethered balloon system**.

Microwave brightness temperatures calculated from the **radiosonde ascents** have been compared with observations.

These were found to agree with a mean **difference of 0.1 K** and with a standard **deviation of < 0.3 K**.

Similarly retrieved temperature profiles up to 300 m were found to agree **with the radiosonde profiles within 1° K rms**.





# Relevant papers

- **An introduction to the passive microwave remote sensing of atmosphere**  
*MICHAEL A. JANSSEN (Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology)*
- **Thermal Sounding of the Atmospheric Boundary Layer in the Oxygen Absorption Band Center at 60. GHz** *Arkady v. Troitsky, Konstantin P. Gajkovich, Vladimir o. Gromov, Eugeni N. Kadygrov, and Alexander s. Kosov*
- **Ground-Based Remote Profiling in Atmospheric Studies: An Overview.**  
*STEVEN. F. CLIFFORD, SENIOR MEMBER, IEEE, J. CHANDRAN KAIMAL, RICHARD J. LATAITIS, SENIOR MEMBER, IEEE, AND RICHARD G. STRAUCH, FELLOW, IEEE*
- **Principles of Surface-based Microwave and Millimeter wave Radiometric Remote Sensing of the Troposphere** *Ed R. Westwater, Susanne Crewell, Christian Mätzler, and Domenico Cimini*
- **A Review of Ground-Based Remote Sensing of Temperature and Moisture by Passive Microwave Radiometers** *JAN I. H. ASKNE, MEMBER, IEEE, AND ED R. WESTWATER*
- **Solution of Ill-posed Problems.** *Tikhonov and V. Arsenin. Winston, Washington, DC, 1977.*
- **[ATTEX Website: http://www.attex.ru](http://www.attex.ru)**
- **[RADIOMETRICS website: http:// www.radiometrics.com](http://www.radiometrics.com)**