

# Space and time evolution of the Abruzzo precipitation

Bruno Di Lena<sup>1</sup>, Fernando Antenucci<sup>1</sup>, Luigi Mariani<sup>2</sup>

**Abstract:** This study assesses the climate trends of precipitation in a large number of locations in the Abruzzo region for the period 1951-2009. It highlights the reduction of annual precipitation, starting in 1980, due to a significant decrease in winter rainfall amount. This phenomenon seems to be the mesoscale realisation of a more general process that concerns the European area as the result of the new configuration of the Atlantic circulation that has been established through the '80 years of the 20th century.

**Keywords:** Precipitation, trend, climate change, Westerlies, Abruzzo.

**Riassunto:** Questo studio climatico valuta le tendenze evolutive delle precipitazioni in un consistente numero di località della regione Abruzzo per il periodo 1951-2009.

Esso mette in evidenza la riduzione delle precipitazioni cumulate annue, a partire dal 1980, dovuta al calo significativo di quelle del periodo invernale. Questo fenomeno appare la realizzazione a mesoscala di un fenomeno più generale che riguarda l'area Europea e che costituisce il risultato della nuova configurazione della circolazione atlantica affermata nel corso degli anni '80 del 20° secolo ed il cui effetto si manifesta soprattutto a livello invernale.

**Parole chiave:** Precipitazione, trend, cambiamento climatico, Grandi correnti occidentali, Abruzzo.

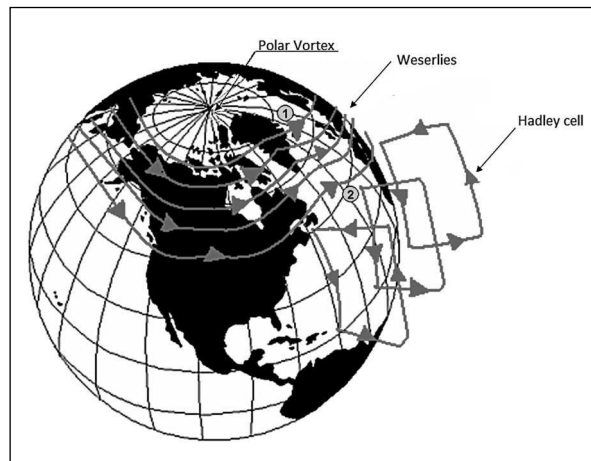
## INTRODUCTION

One of the main factors that determine the European climate is the general atmospheric circulation (Fig. 1) which advects toward our continent air masses with specific properties in terms of temperature and humidity. The principal air masses that affect Europe are Polar Maritime air - Pm (with seat in the Atlantic at 50-60°N, cool, rather moist), Polar Continental air - Pc (with seat in the Siberian area, very cold and dry in winter season), Arctic air - A (with seat into the arctic polar circle, very cold in all seasons) Tropical Maritime air - Tm (with seat in the subtropical Atlantic, always warm and moist) and Tropical continental air - Tc (with seat in the Sahara desert, always warm and dry but moistened during the transit over the Mediterranean) (McIntosh and Thom, 1977).

Among the circulatory structures an essential role is played by the Westerlies which advect towards Europe mild air from the Atlantic, whose mildness is enhanced by the Westerlies interaction with the North American continent that ensures a dominant component from southwest above the Europe, with frequent advection of warm Tm air. This latter phenomenon is ultimately the source of the extraordinary mildness of the European climate that makes it suitable for life and agriculture (Seager *et al.*, 2002).

In the last fifteen years of the XXth century, Euro-Mediterranean area has been affected by an abrupt climatic change due to a re-configuration of the Westerlies trajectories. At macroscale, this phenomenon is highlighted by the North Atlantic Oscillation - NAO, an index which accounts for the zonal component of Westerlies (Hurrell, 1995; Werner *et al.*, 2000).

The re-configuration affected the period 1987-1998 and the presence of a new stationary climatic phase



**Fig. 1** - General circulation scheme and NAO index. The westerlies are a key regulator of the European precipitation pattern. NAO is the normalized difference of surface pressure between points 1 and 2.

*Fig. 1 - Schema di circolazione generale. Le grandi correnti occidentali sono tra i principali regolatori del clima europeo. La NAO è la differenza normalizzata di pressione al livello del mare tra i punti 1 e 2.*

° Corresponding Author e-mail: dilenab@arssa-mail.it

<sup>1</sup> Regione Abruzzo A.R.S.S.A.-Centro Agrometeorologico Regionale - Scerni (Ch).

<sup>2</sup> Università di Milano - Dipartimento di Produzione Vegetale - Milano.

Received 2 October 2011, accepted 30 November 2011.

has been highlighted after 1998, characterized by a precipitation enhancement in northern Europe with a parallel decrease in the southern one. This phenomenology has been carefully described by Hurrell (1995) and its historical recurrence in the last millennium has been discussed by mean of suitable paleoclimatic proxies (Trouet *et al.*, 2009). The abovementioned Hurrell work (1995) underlines that the climatic change of the '80 years has been driven by changes in winter Westerlies; in other words winter NAO index is a very good descriptor of the pluviometric features of the European area.

By the agrometeorological point of view it is well known that evapotranspiration and precipitation are the two main determinants of soil water content. So changes of evapo-transpirational losses (driven by temperature increase) and precipitation influx can give rise to relevant consequences on water cycle. By consequence the study of the thermal-pluviometric features of specific European areas during the above described climatic period can be relevant for water management purposes in agriculture, industry and domestic use.

Brunetti *et al.* (2001, 2004) claim for Italian area the existence of positive trends in precipitation intensity associated with a decrease of total yearly values.

A work carried out in the Umbria region for the period 1951-2008, highlights the reduction of total yearly values as the result of a precipitation decrease in winter semester October-March (Vergni *et al.*, 2009).

A significant reduction in yearly and winter precipitation was also shown for a lot of sites of western and south-western Sicily (Cannarozzo *et al.*, 2006).

A study carried out by Leonesi and Toglietti (2010) highlights a reduction of yearly mean precipitation in the Marche area from 1980.

In Veneto, the analysis performed by Barbi *et al.* (2007) for 49 stations in the period 1956-2004, show a 34% decrease in winter precipitation, from an average of 228 mm (1956-1987) to 150 mm (1988-2004).

Casarano and Polemio (2004), analyzing rainfall trends of 126 stations in southern Italy for 1921-2001 period, emphasize that the precipitation decrease affected the 95% of the area and was more consistent in areas with highest yearly precipitation values.

This work aims to analyze the temporal behavior of precipitation for Abruzzo, an area with precipitation field strongly affected by the strong relief characterized by the presence of the main

mountains of the Apennine chain (Majella, Gran Sasso d'Italia and Laga mountains) which create a almost continuous range with an average height of about 1800 m and by the closeness of two relevant sources of humid air (the Tyrrhenian and Adriatic sea) (Fig. 5). These basic effects are modulated by the local morphology of the relief which gives convergence effects on the humid air flow, enhancing precipitation and thunderstorm activity. More specifically this study evaluated the trends in precipitation for 1951-2009 period and for a large number of stations of the Abruzzo region with the following aims:

- verify the presence of trends
- identify the persence of discontinuities (change points)
- analyze the spatial distribution of trends and discontinuities.

## MATERIAL AND METHODS

The climate study was based on the monthly rainfall data of 75 stations (table 1) collected by the Ministero dei Lavori Pubblici - Servizio Idrografico for the time period 1951-2009 and uniformly distributed in the area (Fig. 2).

Data processing for descriptive statistics and trend analysis was referred to yearly, quarterly and monthly precipitation.

Trend analysis was carried out adopting the Mann-Kendall non parametric test (Mann 1945; Kendall 1975).

The null hypothesis (Ho) of the Mann-Kendall test hypothesizes the absence of trends in the population from which the dataset was extracted. On the other hand the alternative hypothesis claims that an increasing or decreasing trend is present in the analyzed series.

The test is nonparametric, which means that it is independent from the distribution of the population and is less influenced by the presence of any outliers in the rainfall series.

The test statistic denoted by S, is calculated using the following expression:

$$S = \sum_{I=1}^{N-1} \sum_{J=i+1}^N \text{sign}(y_j - y_i)$$

Where y is the height of precipitation at the time i at time j, n is the length of the series and the function sign is defined as follows:

Sign ( $\vartheta$ )	1 if $\vartheta > 0$
	0 if $\vartheta = 0$
	-1 if $\vartheta < 0$

RIVER BASIN	STATION	LATITUDE UTM32 (m)	LONGITUDE UTM32 (m)	ALTITUDE (m a.s.l.)
PIOMBA	ATRI	4726158.21	908507.19	425
SALINE	MONTEFINO	4721864.62	902853.18	360
SALINE	ARSITA	4717114.16	894516.00	470
SALINELLO	CIVITELLA DEL TRONTO	4744340.94	882747.95	610
TORDINO	CORTINO	4730042.97	873120.46	1000
TORDINO	CAMPLI	4742837.38	885204.06	396
TORDINO	BELLANTE	4743690.70	893734.46	354
TORDINO	TERAMO	4733743.88	886419.85	300
VARII	ROSETO	4739005.02	908982.76	160
VARII	GIULIANOVA	4745041.65	906342.96	65
VIB RATA	NERETO	4752288.66	894678.72	163
VOMANO	GUARDIA VOMANO	4731836.08	902365.45	220
VOMANO	ISOLA DEL GRAN SASSO	4714696.00	879992.51	660
VOMANO	PIETRACAMELA	4717856.77	874943.96	1030
VOMANO	MONTORIO AL VOMANO	4726965.86	879138.67	500
ATERNO-PESCARA	POPOLI	4678532.80	899738.33	260
ATERNO-PESCARA	PESCOSANSONESCO	4689535.09	903758.21	540
ATERNO-PESCARA	ALANNO	4694568.14	911512.94	295
ATERNO-PESCARA	CATIGNANO	4699978.48	908208.92	365
ATERNO-PESCARA	PESCARA	4714071.50	930909.73	5
ATERNO-PESCARA	SPOLTORE	4713288.61	924214.85	165
ATERNO-PESCARA	CEPAGATTI	4702953.93	919240.22	145
SALINE	MOSCUFO	4709930.08	916802.37	246
SALINE	PENNE	4713140.95	905101.17	438
ATERNO-PESCARA	CASALINCONTRADA	4694733.75	924147.99	300
ATERNO-PESCARA	CHIETI	4702558.48	928543.44	320
ATERNO-PESCARA	SANT'EUFEMIA A MAJELLA	4675932.09	916294.28	810
ATERNO-PESCARA	SALLE	4681430.59	910280.59	450
FELTRINO	SAN VITO CHIETINO	4697344.76	949605.38	121
FELTRINO	LANCIANO	4689246.13	946509.95	283
FORO	GUARDIAGRELE	4683809.60	931396.31	577
FORO	PRETORO	4686681.52	925164.88	550
FORO	FARA FILIORUM PETRI	4689577.50	925426.67	210
MORO	ORSOGNA	4687963.53	937956.03	434
SANGRO	PALENA	4660901.97	926468.52	767
SANGRO	LAMA DEI PELIGNI	4667615.72	930957.71	650
SANGRO	MONTENERODOMO	4661734.97	932032.64	1100
SANGRO	FARA S. MARTINO	4673893.75	932327.48	325
SANGRO	CASOLI	4676612.11	938225.53	378
SANGRO	PENNAPIEDIMONTE	4679705.53	930127.05	669
SANGRO	BOMBA	4667917.39	944816.32	424
SINELLO	MONTAZZOLI	4658237.33	950952.99	800
SINELLO	CUPELLO	4672998.95	969683.34	264
SINELLO	SCERNI	4677036.13	962305.95	287

**Tab. 1** - List of stations analyzed in this work.

*Tab. 1. - Elenco delle stazioni analizzate in questo lavoro.*

segue - follows

continua - continues

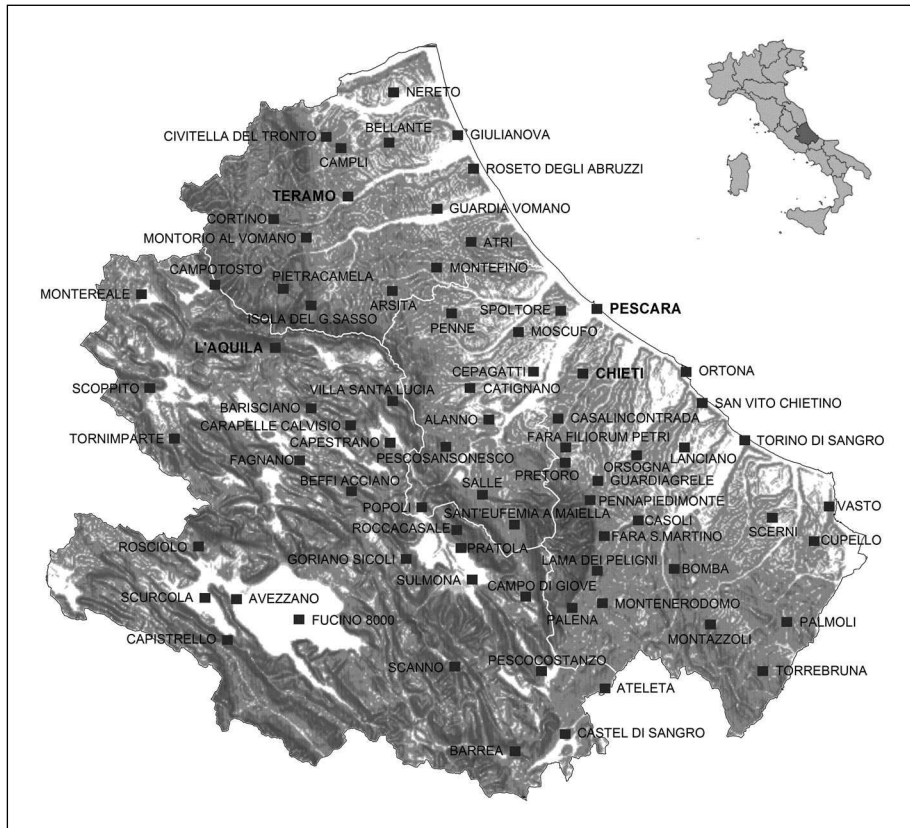
RIVER BASIN	STATION	LATITUDE UTM32 (m)	LONGITUDE UTM32 (m)	ALTITUDE (m a.s.l.)
TRIGNO	TORREBRUNA	4650094.26	960688.30	857
TRIGNO	PALMOLI	4658485.69	964863.56	650
VARII	VASTO	4678836.44	972617.49	120
VARII	TORINO DI SANGRO	4690655.86	958278.69	5
VARII	ORTONA	4703025.52	946872.94	68
ALTOPIANO DI PESCOCOSTANZO	PESCOCOSTANZO	4650204.73	921050.34	1395
ATERNO-PESCARA	ROCCACASALE	4675102.24	905786.52	500
ATERNO-PESCARA	PRATOLA	4671879.36	906802.17	342
ATERNO-PESCARA	FAGNANO	4687395.80	877571.73	570
ATERNO-PESCARA	SCOPPITO	4699971.02	851107.43	800
ATERNO-PESCARA	CAMPO DI GIOVE	4663394.02	918420.00	1064
ATERNO-PESCARA	SCANNO	4650439.44	905400.19	1030
ATERNO-PESCARA	TORNIMPARTE	4691063.79	855412.82	886
ATERNO-PESCARA	BEFFI ACCIANO	4681819.65	887122.15	640
ATERNO-PESCARA	BARISCIANO	4696421.43	879680.32	810
ATERNO-PESCARA	CAPESTRANO	4690634.24	893693.35	497
ATERNO-PESCARA	L'AQUILA	4707062.40	873302.13	1075
ATERNO-PESCARA	GORIANO SICOLI	4670137.22	896318.08	785
ATERNO-PESCARA	CARAPPELLE CALVISIO	4693681.32	886720.94	910
ATERNO-PESCARA	VILLA SANTA LUCIA	4697922.41	894500.96	850
ATERNO-PESCARA	MONTEREALE	4716688.24	849556.95	938
ATERNO-PESCARA	SULMONA	4666375.72	908527.13	420
LIRI A CONFL. EMISS. FUCINO	CAPISTRELLO	4655467.04	864622.78	735
LIRI A CONFL. EMISS. FUCINO	AVEZZANO	4662521.71	866529.10	698
LIRI A CONFL. EMISS. FUCINO	SAN BENEDETTO DEI MARSII - FUCINO 8000	4659284.08	877795.63	652
SANGRO	BARREA	4635346.40	916366.36	1000
SANGRO	CASTEL DI SANGRO	4638424.58	925502.52	805
SANGRO	ATELETA	4646755.96	932205.06	735
TEVERE (ZONA VIII) NERA	SCURCOLA	4662842.96	860781.68	730
TEVERE (ZONA VIII) NERA	ROSCIOLO	4672003.99	859555.98	903
VOMANO	CAMPOTOSTO	4718665.98	862794.73	1430

Under the null hypothesis that the  $y_i$  are independent and identically distributed, for  $n \geq 8$  the S statistic can be interpreted as a normal distribution with zero mean and variance equal to:

$$\sigma^2 = \frac{(n-1)(2n+5)}{18}$$

Therefore it is defined the standardized test statistic Z:

Z	$\frac{S-1}{\sigma}$ if $S > 0$
	0 if $S = 0$
	$\frac{S+1}{\sigma}$ if $S < 0$



**Fig. 2** - Location of the selected stations and topography of the study area.

*Fig. 2 - Localizzazione delle stazioni e orografia del territorio.*

This latter is compared with a standard normal distribution for a given level of confidence. Assuming  $H_0$  as true, the default value ( $Z$ ) of the Kendall test statistic calculated on the time series has a probability (p-value) given by:

$$p\text{-value} = 2 [1 - \phi |Z_s|]$$

Where  $\phi$  represents the probability cumulated function of a standard normal distribution.

It follows that more is low the value of p-value (less than a certain predetermined level of significance) and more there is evidence of the presence of a trend ( $H_0$  refused).

The Mann-Kendall test was applied for the determination of trends at regional scale (Douglas *et al.*, 2000). In this case the test statistics becomes:

$$\bar{S}_m = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m S_k$$

Where  $S_k$  is the values of the Mann-Kendall statistics for the  $k$  station in an area with  $m$  stations. If the stations are spatially uncorrelated the standardized statistics can be calculated as follows:

$$Z_m = \frac{\bar{S}_m}{\sigma/\sqrt{m}} N(0,1)$$

In case of spatial correlation among stations, the variance associated with the statistic  $\bar{S}_m$  is calculated as follows:

$$\text{Var}(\bar{S}_m) = \frac{\sigma^2}{m} [1 + (m-1)\bar{\rho}_{xx}]$$

Where  $\bar{\rho}_{xx}$  is a parameter obtained by averaging the correlation coefficients obtained from all possible combinations among stations.

Once obtained the variance  $\text{Var}(\bar{S}_m)$ , the standardized test statistics can be calculated as follows:

$$Z_m = \frac{\bar{S}_m}{\sqrt{\text{Var}(\bar{S}_m)}}$$

For  $Z_m$  too it is calculated the probability p-value which, compared with the chosen significance, allows you to determine if the trend on a regional scale is significant or not.

In the present work the p-values  $< \alpha$  (with  $\alpha < 0.10$ ) were considered significant.

The application of the Mann-Kendall test at regional scale was carried out only for stations with data available for the whole period 1951-2009. So the stations of Palena, Montenerodomo, Lama dei Peligni, Fara San Martino, Casoli and Pennapiedimonte have been excluded

The Mann-Kendall test can detect the existence of a monotonic trend but does not allow its measurement, so there has been a robust estimation of the slope of the line interpolating the data (Hirsch *et al.*, 1982).

Mann-Kendall test requires continuous time series, therefore we proceeded to reconstruct the missing data by adopting the technique of the weighted average with weight inversely proportional to the cube of the distances (Wei and Mc Guinness; 1973).

This procedure was applied only to places with a missing data rate below 8% the goal of limiting the number of stations used for the reconstruction of missing data was achieved by setting an action radius of 20 km (Vergni *et al.*, 2009).

The detection of areas where significant increasing or decreasing trends with high levels of confidence (p value <0.10) were recorded was obtained by interpolating with the technique of the inverse Distance Weighting (IDW), the p-values of Mann-Kendall test for each location (Vergni *et al.*, 2009; Cannarozzo *et al.*, 2006).

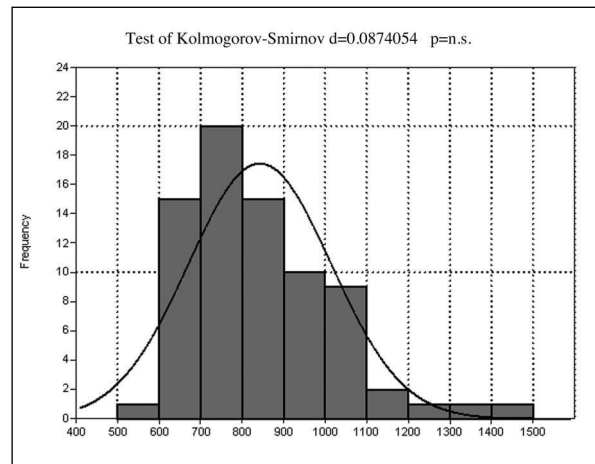
The percentage variation of the annual rainfall compared to the 1951-2009 average has been evaluated for all the stations characterized by significant trends. This result was obtained by calculating the ratio between the change in mm of water fallen during the studied time period, calculated with the angular coefficient  $\beta$  of the straight line interpolating the data, and the average value, in analogy to the method adopted in the work of Buffoni *et al.*, 1998.

The evaluation of the precipitation distribution along the year for the reference sites has been done by means of the PCI index (Precipitation Concentration Index) (Oliver, 1980) according to the expression modified by De Luis *et al.*, (1997).

$$\text{PCI} = 100 * \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{\left( \sum_{i=1}^{12} p_i \right)^2}$$

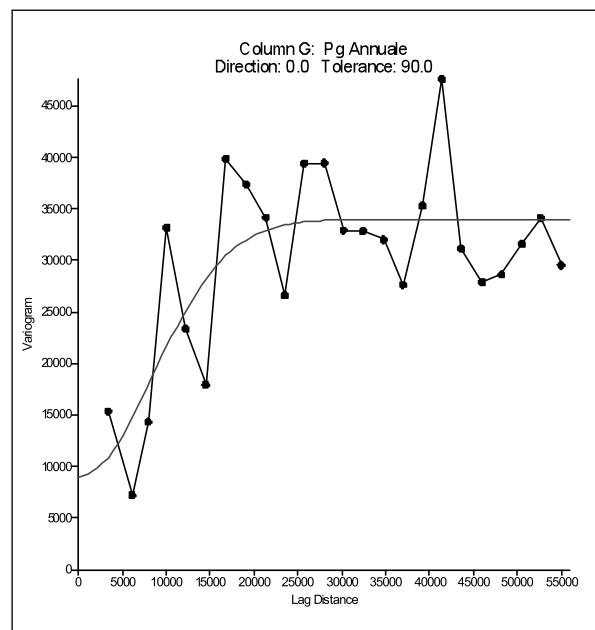
where  $p_i$  is the precipitation of the  $i$ -th month.

If the PCI has a value below 10, the monthly distribution of rainfall during the year can be considered uniform; PCI values between 11 and



**Fig. 3** - Classes of frequency of average values of annual precipitation cumulated in the 75 stations analyzed for 59 years.

*Fig. 3 - Classi di frequenza dei valori medi delle precipitazioni cumulate annue nelle 75 stazioni analizzate per i 59 anni.*



**Fig. 4** - Semivariogram model of yearly mean precipitation. A Gaussian model with nugget = 9000, sill=34000 and range=12000 has been adopted.

*Fig. 4 - Semivariogramma dei dati delle precipitazioni cumulate annue. È stato adottato il modello gaussiano con nugget = 9000, sill=34000 e range=12000.*

20 show the presence of seasonality and PCI values above 20 show a strong irregularity of precipitation.

The presence of discontinuities in the annual rainfall time series was investigated using the “change points” analysis of the software

library *Strucchange* of the R Cran environment (<http://www.r-project.org>) (Zeileis *et al.*, 2003).

## RESULTS AND DISCUSSION

The yearly mean precipitation has been spatialised with the ordinary kriging technique. No preliminary transformation has been adopted due to the normal distribution of data, testified by the Kolgomorov Smirnov test (Fig. 3).

The behavior of experimental semivariogram shows that the variable is krigable in the light of the relatively low nugget and the gradual increase of semivariance with distance until the range is reached. A gaussian curve has been adopted to describe the semivariogram model (Fig. 4).

The yearly precipitation map highlights a sensitive rainfall increase with altitude in areas upwind to the humid air flow triggered by low-pressure systems like Tyrrhenian troughs and Adriatic sea lows (Stau effect). This phenomenon is particularly relevant in areas with yearly mean precipitation above 1000 mm located in the Gran Sasso area (Teramo province), in the area of l'Aquila province close to the Rieti province, in an area including the National Park Lazio-Abruzzi-Molise and in a zone of the Pescara province close to the Majella massif, where the

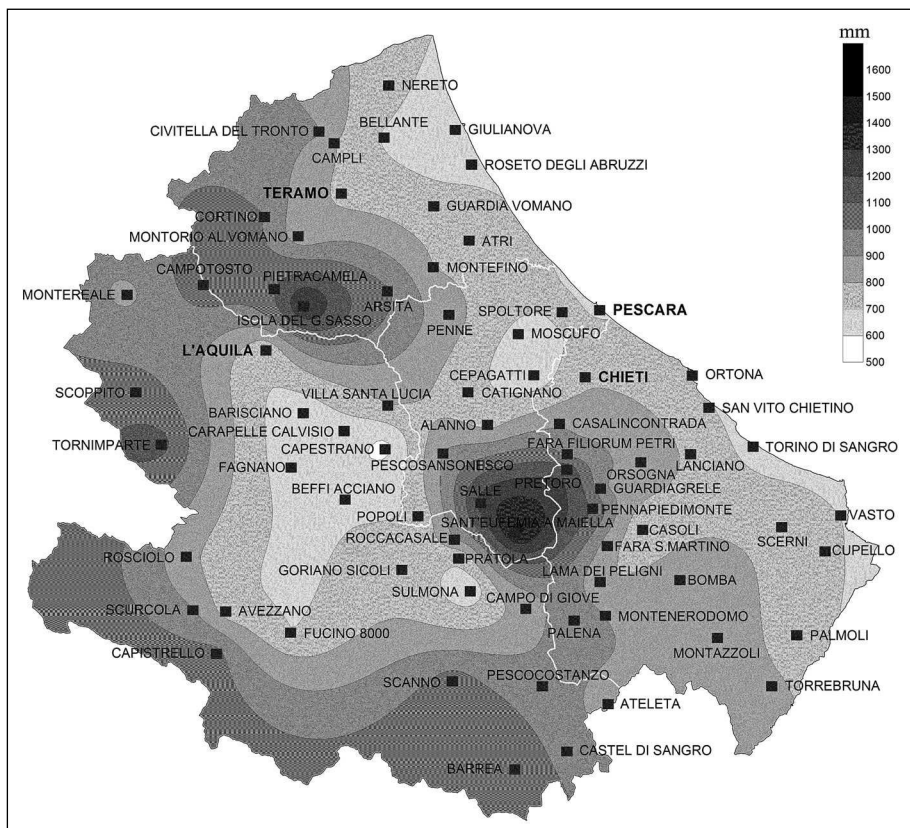
absolute maximum has been gauged (1436 mm is S. Eufemia a Majella) (Fig. 5).

A key role in the genesis of low rainfall areas is vice-versa played by foehn effects. In fact, Adriatic and Tyrrhenian air masses pushed inward by the abovementioned low pressure systems, unload their moisture on the external relief and reach the endomountain area already impoverished of water vapour. This phenomenon explain almost partially the lowest values of annual average rainfall (500 - 800 mm) found in the coastal area, in the Peligna Valley and in the central areas of the Pescara province bordering the province of L'Aquila.

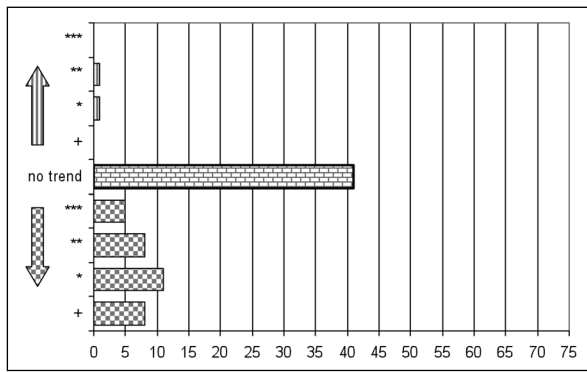
The analysis carried out with the Mann-Kendall test highlights the existence of significant decreasing trends in 32 stations which represent the 43% of the total (Fig. 6).

Increasing trends of precipitation are significant only for the two stations of Tornimparte and Campotosto, where the angular coefficients of interpolating lines are respectively 5.72 and 3.63 mm per year.

The map in Fig.7 shows significant decreasing trends of precipitation in some areas of the interior of the Teramo province, in the Peligna valley and in the stations of Capistrello, Fucino 800, Scanno, Pescocostanzo and Castel di Sangro, in the hilly



**Fig. 5** - Distribution of average annual rainfall.  
*Fig. 5 - Distribuzione delle precipitazioni medie annue.*



**Fig. 6** - Results of the Mann-Kendall test applied to annual rainfall. The level of probability of error is indicated as follows: no trend P-value > 0.10, + P-value 0.10 \* P-value 0.05, \*\* P-value 0.01; \*\*\* P-value 0.001. The arrows indicates significant decreasing or increasing trend.

*Fig. 6 - Risultati del Test di Mann-Kendall applicato alle precipitazioni cumulate annue. Il livello di probabilità dell'errore è indicato come segue: no trend P-value > 0,10; + P-value 0,10; \* P-value 0,05; \*\* P-value 0,01; \*\*\* P-value 0,001. Le frecce indicano rispettivamente trend significativi crescenti e decrescenti.*

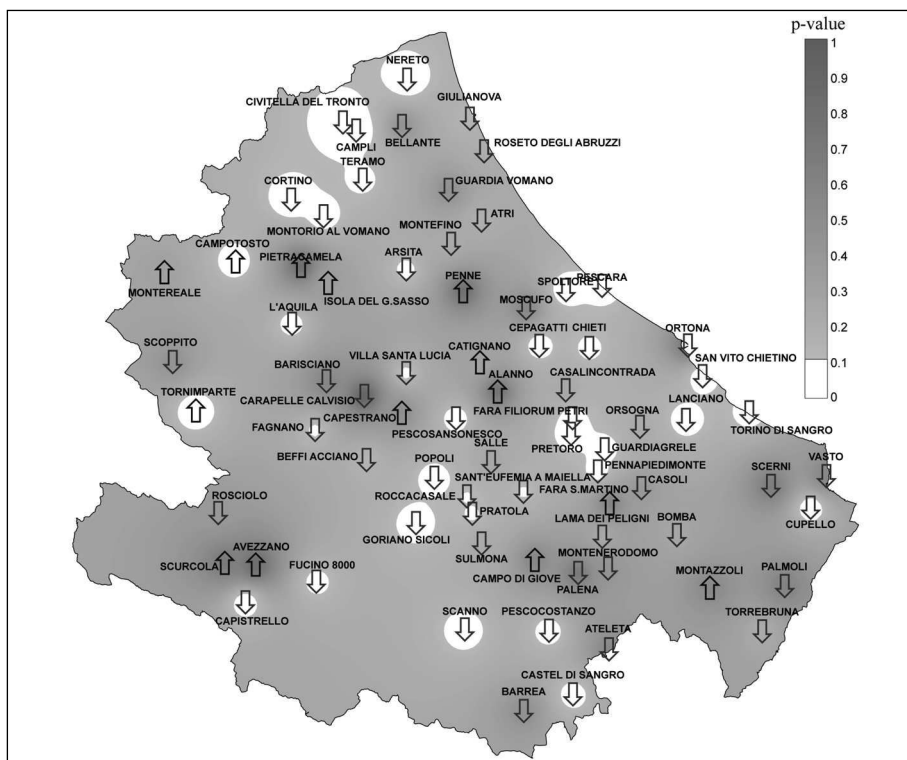
coastal area of the Pescara province, in the area close to the Maielletta massif (Pretoro, Guardiagrele and Pennapedimonte) and in other few sites of the Chieti province (Cupello, Torino di Sangro, Lanciano, San Vito Chietino and Chieti). On the

above-mentioned areas the strongest decrease has been observed at Pretoro - Ch (-7,17 mm per year; -30% on the whole period); vice-versa the minimum decrease has been observed at Fagnano Alto - Aq (-1.66 mm per year; -14% on the whole period).

The relative variation of yearly precipitation for the 1951-2009 period is shown in table 2 (only data for stations with significant trends are presented). The decrease is mostly relevant for the Aterno-Pescara basin where a maximum decrease of 37% has been highlighted for Pescosansonesco station. A relevant decrease has been observed also at Cupello (-43%), Civitella del Tronto (-42%) while the lowest decreases are observed at Pratola Peligna (-16%), Sant'Eufemia a Maiella (-17%) and Chieti (-17%). Vice-versa an increasing trends has been detected only for the stations of Tornimparte (+30%) and Campotosto (+20%).

The Mann-Kendall test, applied to quarterly inflows, emphasizes the presence of significant decreasing trend only in winter and autumn, while spring and summer are characterized by near absence of trend. In winter, the significant decrease affects 35 stations with a percentage similar to that found for the cumulative annual rainfall. It can be argued that the observed reduction in the annual inflow is essentially due to January-March quarter (Fig. 8).

The map of the p-value for winter rainfall is strictly related to the yearly one (Fig. 9). In this latter case,



**Fig. 7** - Analysis of regional trends of annual rainfall obtained by interpolating the p-value of Mann-Kendall. The areas colored in white are those where significant trends occur. The arrows down indicate a significant decreasing trends while the arrows to the top ones indicates a significant increasing trend.

*Fig. 7 - Analisi regionale dei trend delle precipitazioni cumulate annue ottenuta interpolando i p-value del test di Mann-Kendall. Le aree colorate di bianco sono quelle dove si verificano trend significativi. Le frecce verso il basso indicano trend decrescenti, mentre quelle verso l'alto indicano trend crescenti.*



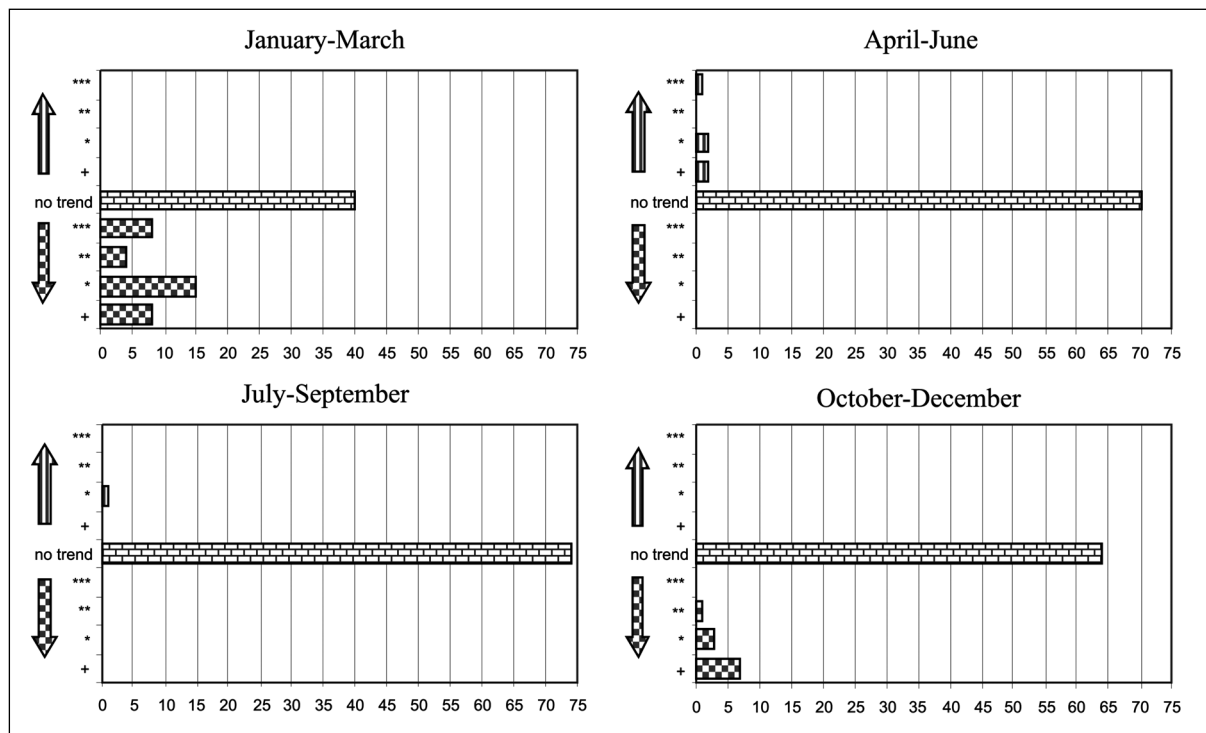
District	C atchment area	Station	Reduction %	Increase %
AQ	ALTOPIANO DI PESCO COSTANZO	PESCO COSTANZO	20	
PE	ATERNO-PESCARA	PESCO SANSONESCO	37	
PE	ATERNO-PESCARA	SPOLTORE	34	
PE	ATERNO-PESCARA	CEPAGATTI	28	
AQ	ATERNO-PESCARA	GORIANO SICOLI	35	
AQ	ATERNO-PESCARA	TORNIMPARTE		29
AQ	ATERNO-PESCARA	SCANNO	23	
PE	ATERNO-PESCARA	POPOLI	23	
PE	ATERNO-PESCARA	PESCARA	29	
AQ	ATERNO-PESCARA	L'AQUILA	18	
CH	ATERNO-PESCARA	CHIETI	17	
AQ	ATERNO-PESCARA	VILLA SANTA LUCIA	20	
AQ	ATERNO-PESCARA	FAGNANO	15	
AQ	ATERNO-PESCARA	PRATOLA	16	
CH	ATERNO-PESCARA	SANT'EUFEMIA A MAIELLA	17	
CH	FELTRINO	SAN VITO CHIETINO	33	
CH	FELTRINO	LANCIANO	25	
CH	FORO	PRETORO	35	
CH	FORO	GUARDIAGRELE	28	
CH	FORO	FARA FILIORUM PETRI	18	
AQ	LIRI A CONFL. EMISS. FUCINO	CAPISTREL LO	31	
AQ	LIRI A CONFL. EMISS. FUCINO	SAN BENEDETTO DEI MARSI- FUCINO 8000	18	
TE	SALINE	ARSITA	20	
TE	SALINELLO	CIVITELLA DEL TRONTO	41	
CH	SANGRO	PENNAPIEDIMONTE	26	
AQ	SANGRO	CASTEL DI SANGRO	18	
CH	SINELLO	CUPELLO	42	
TE	TORDINO	CORTINO	38	
TE	TORDINO	CAMPLI	29	
TE	TORDINO	TERAMO	16	
CH	VARI	TORINO DI SANGRO	20	
TE	VIBRATA	NERETO	34	
AQ	VOMANO	CAMPOTOSTO		20

**Tab. 2** - Changes in cumulative annual rainfall compared to the average values for the period 1951-2009 (only stations with significant trend are listed).

*Tab. 2 - Variazioni delle precipitazioni cumulate annue rispetto al valor medio del periodo 1951-2009 (solo nelle stazioni con trend significativo).*

the dominance of areas with significant decreasing trends is highlighted for the province of Teramo. The locations affected by the most relevant relative decrease of precipitation is Pretoro - Ch (-2.91 mm per year; -41% on the whole period) while the smallest decrease has been detected is Barisciano - Aq (-1.04 mm per year; -36% on the whole period).

The Mann-Kendall test applied to monthly precipitation highlights the dominance of significant decreases in January, while the months of April, May, June, August, September, October, November and December are characterized by an almost absence of trend. A limited presence of stations with significant reductions has been also detected in February, March and July. (Fig. 10).

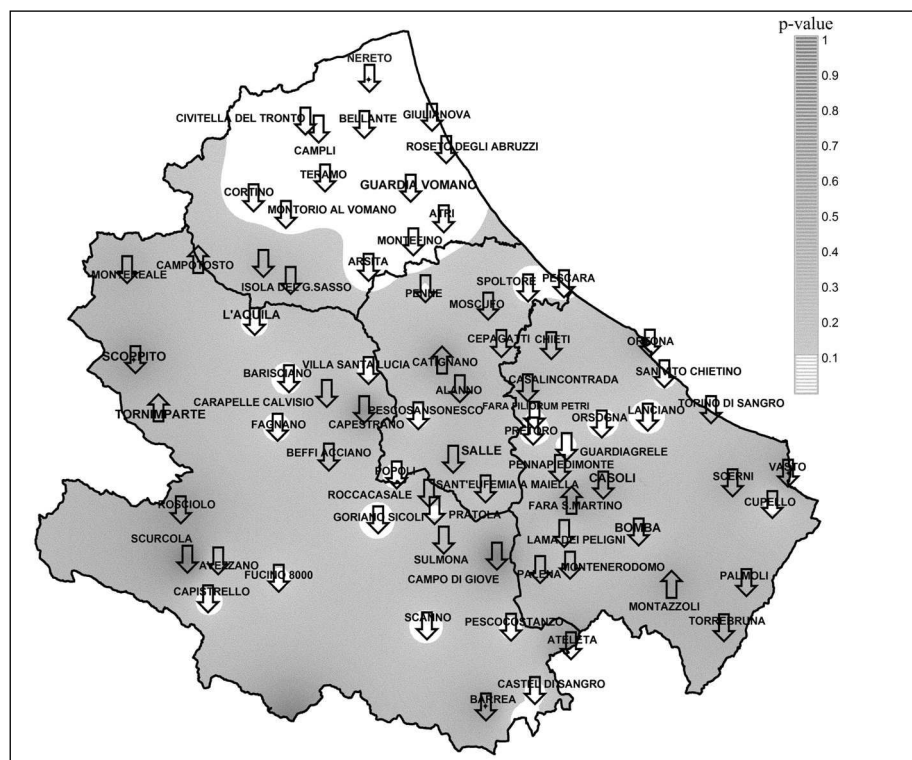


**Fig 8** - Results of the Mann-Kendall test applied to the seasonal rainfall. The level of probability of error is indicated as follows: no trend P-value > 0.10; + P-value 0.10; \* P-value 0.05; \*\* P-value 0.01; \*\*\* P-value 0.001.

The arrows indicates significant of decreasing or increasing trend.

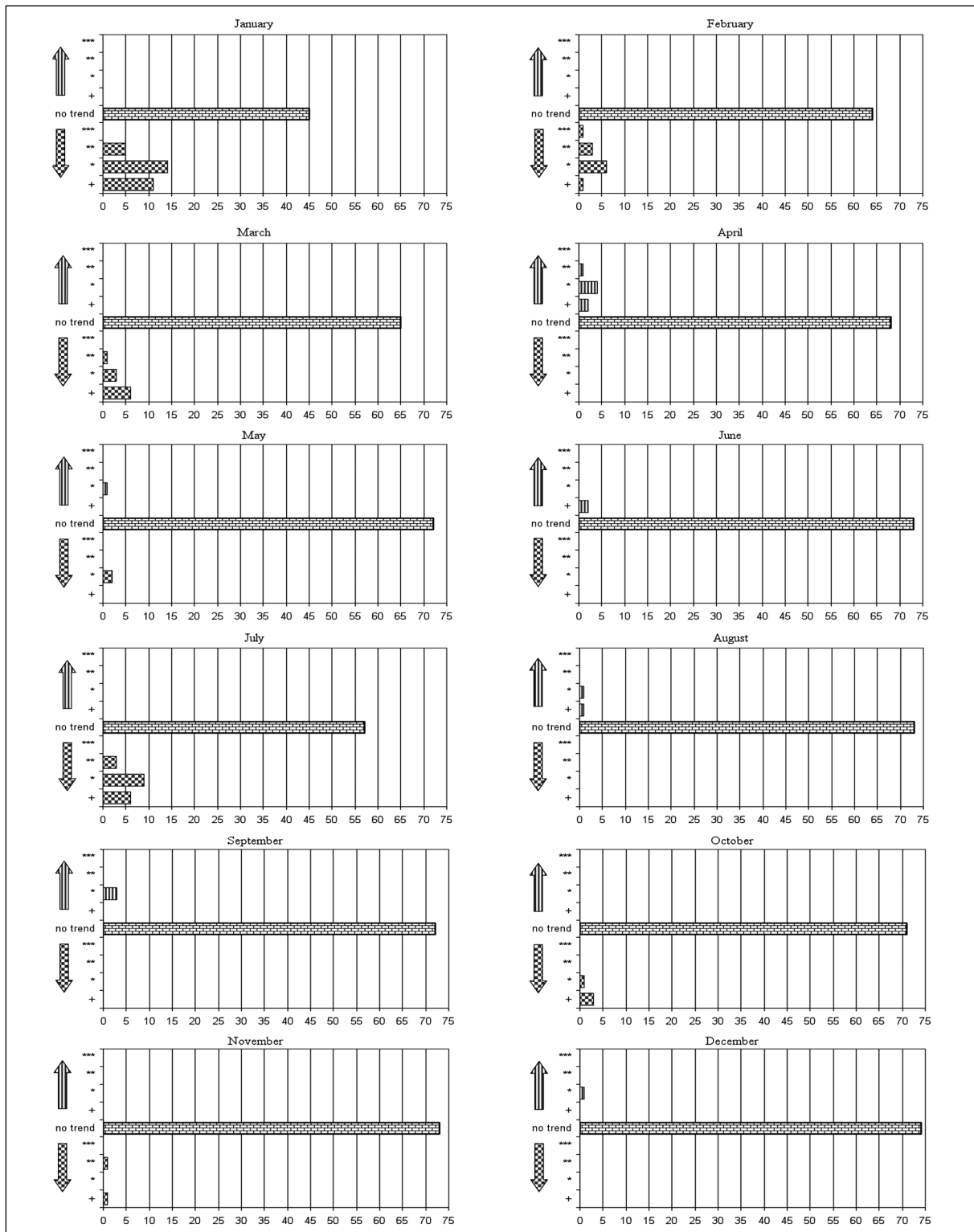
*Fig. 8 - Risultati del Test di Mann-Kendall applicato alle precipitazioni cumulate dei periodi stagionali. Il livello di probabilità dell'errore è indicato come segue: no trend P-value > 0.10; + P-value 0.10; \* P-value 0.05; \*\* P-value 0.01; \*\*\* P-value 0.001.*

*Le frecce indicano rispettivamente trend significativi crescenti e decrescenti.*



**Fig. 9** - Analysis of regional trends of January-March precipitation obtained interpolating the p-value of Mann-Kendall. The areas colored in white are those where significant trends occur. The arrows down indicate a significant decreasing trends while the arrows to the top ones indicates a significant increasing trend.

*Fig. 9 - Analisi regionale dei trend delle precipitazioni cumulate del periodo Gennaio-Marzo ottenuta interpolando i p-value del test di Mann-Kendall. Le aree colorate di bianco sono quelle dove si verificano trend significativi. Le frecce verso il basso indicano trend decrescenti, mentre quelle verso l'alto indicano trend crescenti.*

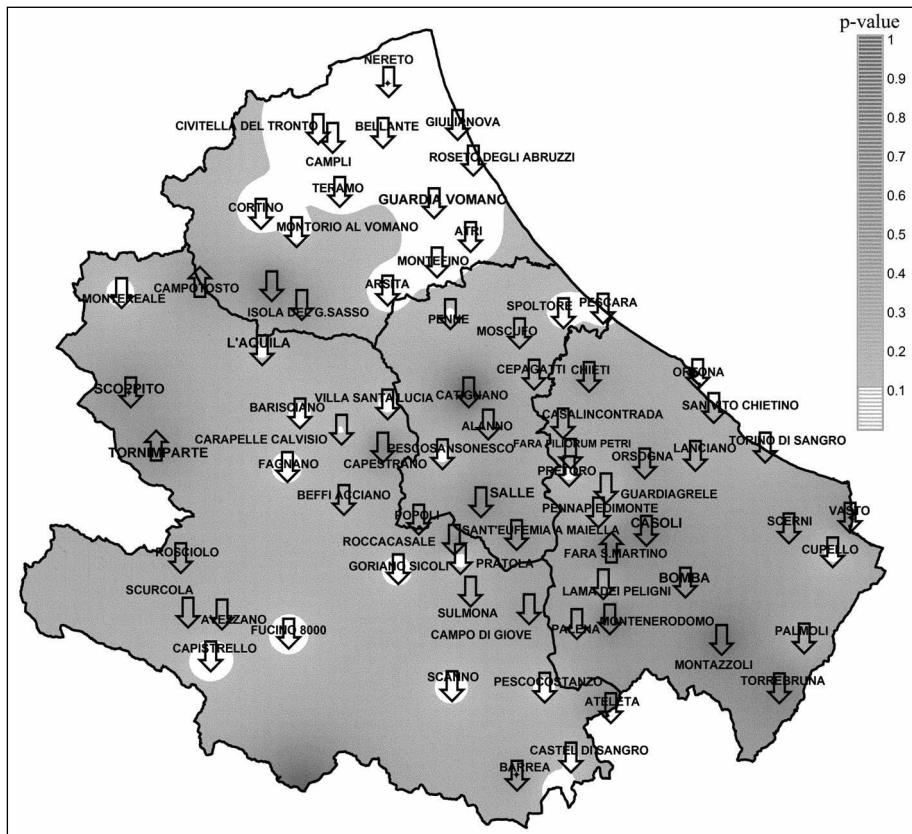


**Fig. 10** - Results of the Mann-Kendall test applied to cumulative monthly rainfall. The level of probability of error is indicated as follows: no trend  $P\text{-value} > 0.10$ , +  $P\text{-value} 0.10$ , \*  $P\text{-value} 0.05$ , \*\*  $P\text{-value} 0.01$ , \*\*\*  $P\text{-value}$  of 0.001.

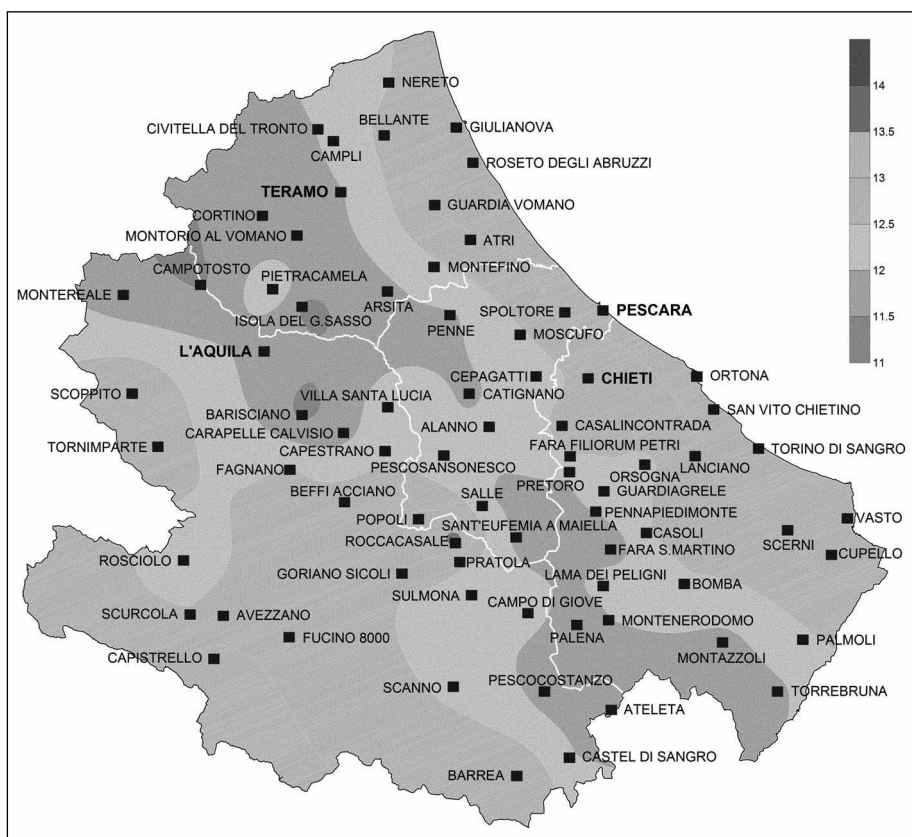
The arrows indicates significant decreasing or increasing trends.

*Fig. 10 - Risultati del test di Mann-Kendall applicato alle precipitazioni cumulative mensili. Il livello di probabilità dell'errore è indicato come segue: no trend  $P\text{-value} > 0,10$ ; +  $P\text{-value} 0,10$ ; \*  $P\text{-value} 0,05$ ; \*\*  $P\text{-value} 0,01$ ; \*\*\*  $P\text{-value} 0,001$ .*

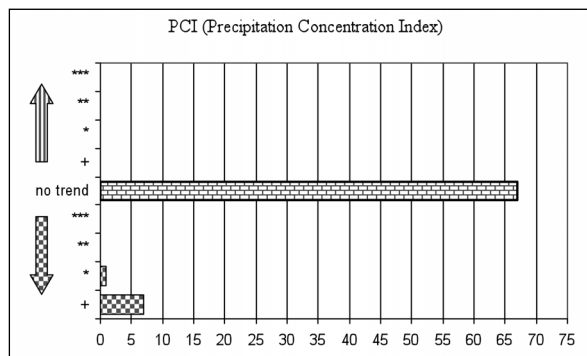
*Le frecce indicano rispettivamente trend significativi crescenti e decrescenti.*



**Fig. 11** - Regional trend analysis of January rainfall obtained interpolating the p-value of Mann-Kendall. The areas colored in white are those where significant trends occur. The arrows down indicate decreasing trends while the arrows to the top ones indicates increasing trends.  
*Fig.11 - Analisi regionale dei trend delle precipitazioni cumulate del mese di gennaio ottenuta interpolando i p-value del test di Mann-Kendall. Le aree colorate di bianco sono quelle dove si verificano trend significativi. Le frecce verso il basso indicano trend decrescenti, mentre quelle verso l'alto indicano trend crescenti.*



**Fig. 12** - Distribution of the average values of PCI (Precipitation Concentration Index).  
*Fig.12 - Distribuzione dei valori medi dell'indice PCI (Precipitation Concentration Index).*



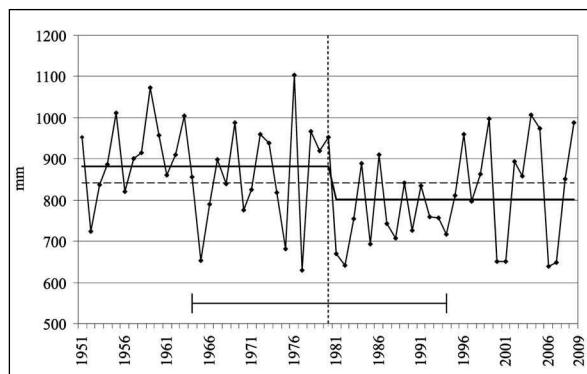
**Fig. 13** - Results of Mann-Kendall test applied to the index PCI (Precipitation Concentration Index). The level of probability of error is indicated as follows: no trend P-value > 0.10, + P-value 0.10 \* P-value 0.05, \*\* P-value 0.01, \*\*\* P-value of 0.001.

The arrows indicates significant increasing or decreasing trends.

*Fig. 13 - Risultati del Test di Mann-kendall applicato all'indice PCI (Precipitation Concentration Index). Il livello di probabilità dell'errore è indicato come segue: no trend P-value > 0.10; + P-value 0.10; \* P-value 0.05; \*\* P-value 0.01; \*\*\* P-value 0.001.*

*Le frecce indicano rispettivamente trend significativi crescenti e decrescenti.*

The map of the *p-values* relative to January precipitation is similar to that of winter totals (Fig. 11). This analysis confirms the dominance of areas with significant decreasing trends in the province of Teramo, where the most substantial decrease is observed for the station of Cortino (-1.05 mm per year; -36% on the whole period).



**Fig. 14** - Change point analysis applied to yearly rainfall. The vertical dotted lines indicate the change points, while the horizontal lines placed at the bottom in each figure indicate the 90% confidence interval. The thick horizontal lines represent the average of the two sub-periods subdivided by the breakpoint.

*Fig. 14 - Analisi del change point applicata alle precipitazioni cumulate annue. Le linee tratteggiate verticali indicano i change points mentre le linee orizzontali poste in basso in ogni figura indicano l'intervallo di confidenza al 90%. Le linee spesse orizzontali rappresentano la media dei periodi.*

The largest absolute decline has been observed in Capistrello - Aq (-1.48 mm per year; -57% mm on the whole period), while the smallest is found in the town of Barisciano - Aq (-0.42 mm per year -46% on the whole period).

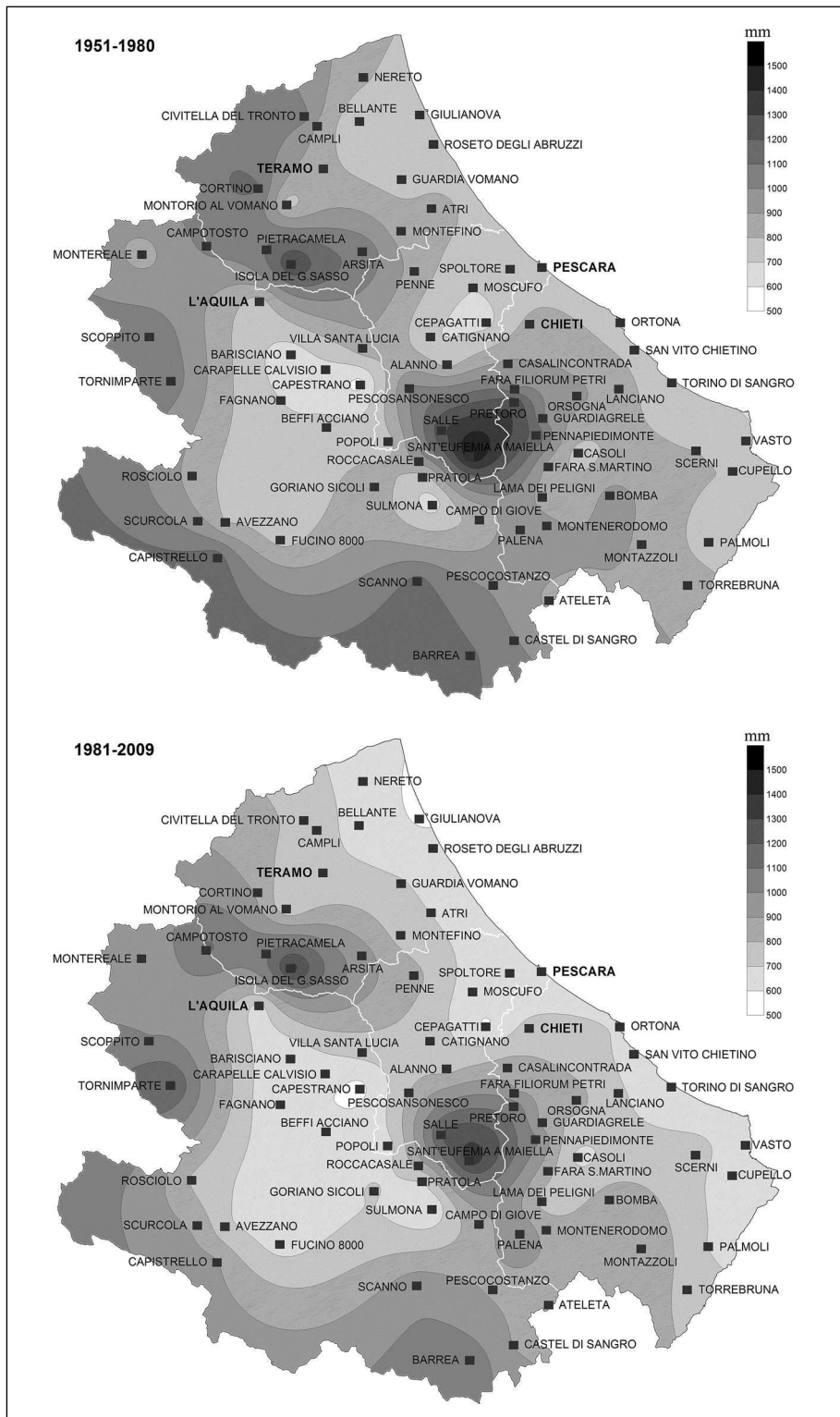
The studied areas are characterized by a relevant seasonality of precipitation as can be seen from the values of the PCI (Precipitation Concentration Index) that are between 11 and 20 (Fig. 12). The lowest average values, a little over 11, are found for the stations of Campotosto, Isola del Gran Sasso and Barisciano, while the highest, above 13, are found for stations of Roseto degli Abruzzi, Guardia Vomano, Popoli, Pescara, Spoltore, San Vito Chietino, Vasto, Torino di Sangro, Ortona, Roccasale and Capistrello.

The temporal distribution of rainfall, analyzed by means of the Mann-Kendall test to the PCI does not seem to have been, over time, appreciable changes except for stations of Barrea, Campotosto Pietracamela, Sant'Eufemia a Majella, Carapelle Calvisio, Goriano Sicoli and Avezzano, where the significant reduction of the PCI index indicates a tendency to a more even distribution, and the town of Fara San Martino, where the significant increase in the index highlights a trend towards increased seasonality (Fig. 13).

The Mann-Kendall test applied to the areal scale allows us to achieve an overall assessment of the precipitation behavior in the Abruzzo region for the time period 1951-2009. More specifically table 3 highlights the significant decrease in annual rainfall due especially to the decrease in winter precipitation. In this regard, a significant reduction in rainfall has been underlined for January while February and March are characterized by a substantial stability. Vice-versa no substantial changes has been observed in other periods under study.

The decline in rainfall has not affected the distribution of rainfall throughout the year as can be seen from the index PCI (Precipitation Concentration Index) that has no major changes. The winter nature of the precipitation decline in the Abruzzo region allows to classify it as the mesoscale realization of a more general process that concerns the European area. This phenomenon, as shown by Hurrell (1995) and Trouet *et al.* (2009) is the mesoscale effect of the new configuration of the Atlantic circulation that has been established through the '80 years of the 20th century and which especially affects the winter months.

The "change point" analysis emphasizes that average annual precipitation have declined since



**Fig. 15** - Yearly mean rainfall before and after 1980.

*Fig. 15 - Valori medi delle precipitazioni cumulate annue prima e dopo il 1980.*

1980 giving rise to a mean value - calculated for the whole Abruzzo territory - of 881 mm for the period 1951-1980 which decreases to 801 mm for the period 1981-2009 (Fig. 14, 15).

## CONCLUSIONS

Climate changes that have affected the European continent in the years 80 seems to have also influenced annual precipitation cumulated in the

Period	S <sub>m</sub>	Z <sub>m</sub>	p-value	Significance
ANNUAL	-204.9	-1.95	0.051	+
JANUARY-MARCH	-254.1	-2.16	0.031	*
APRIL-JUNE	65.1	0.55	0.585	ns
JULY-SEPTEMBER	-13.5	-0.11	0.912	ns
OCTOBER-DECEMBER	-107.1	-1.11	0.265	ns
JANUARY	-219.5	-1.80	0.072	+
FEBRUARY	-135.5	-1.16	0.246	ns
MARCH	-96.0	-0.81	0.416	ns
APRIL	112.5	0.91	0.361	ns
MAY	-49.0	-0.40	0.692	ns
JUNE	66.6	0.54	0.588	ns
JULY	-144.9	-1.26	0.208	ns
AUGUST	11.0	0.09	0.927	ns
SEPTEMBER	72.9	0.62	0.534	ns
OCTOBER	-130.6	-1.11	0.268	ns
NOVEMBER	-91.3	-0.79	0.427	ns
DECEMBER	18.1	0.15	0.880	ns
PCI	-37.4	-0.37	0.712	ns

**Tab. 3** - Results of tests as Kendall-scale distribution area: n.s. P-value > 0.10; + P-value 0.10; \* P-value 0.05.  
*Tab. 3 - Risultati del test di Mann-Kendall a scala di areale: n.s. P-value > 0.10; + P-value 0.10; \* P-value 0.05.*

Abruzzo territory. The monthly and quarterly rainfall analysis shows that the significant decrease of annual precipitation in the Abruzzo region is attributable to the January-March quarter and in particular to the month of January. The reduction affects mainly the province of Teramo, the coastal hills, the inland areas of the province of L'Aquila, and in some areas of the Majella massif located on the east side.

The change point analysis shows that the decline in average annual inflows since 1980, confirming that climate change, in that period, involved the whole European continent. The significant drop in precipitation also affects the cumulative wet period (October-March), while there are no substantive change in the pattern of inflows for the second, third and fourth quarter and for the months after January.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

We would express our sincere appreciation to an anonymous reviewer, his/her comments and suggestions definitely improved the paper.

#### REFERENCES

- Barbi A., Chiaudani A., Delillo I., Borin M., Berti A., 2007. Andamenti agro climatici nella regione Veneto nel periodo 1956-2004. *Rivista Italiana di Agrometeorologia* supplemento al n.1 del 1/2/2007 - Atti convegno Aiam – Isola di Capo Rizzuto 29-31 maggio 2007
- Bai J., Perron P., 1998. Estimating and Testing Linear Models With Multiple Structural Changes. *Econometrica*, 66:47-78.
- Bai J., Perron P., 2003. Computation and Analysis of Multiple Structural Change Models, *Journal of Applied Econometrics*. 18:1-22.
- Brunetti M., Colacino M., Maugeri M., Nanni T., 2001. Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *International Journal of Climatology* 21, 299–316.
- Brunetti M., Buffoni L., Mangianti F., Maugeri M., Nanni T., 2004. Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global and Planetary Change* 40, pp. 141-149.
- Buffoni L., Maugeri M., Nanni T., 1999. Precipitation

- in Italy from 1833 to 1996. Theoretical and Applied Climatology.
- Cannarozzo M., Liuzzo L., Noto L.V., Viola F., 2006. Distribuzione spaziale dei trend pluviometrici in Sicilia (1951-2000). Atti Convegno di idraulica e costruzioni idrauliche. Idra 2006.
- Casarano D., Polemio M., 2004. Trend termopluviometrici e siccità in Italia meridionale. Rivista italiana di Agrometeorologia n.1 del mese di gennaio 2004. Atti Convegno AIAM Matera 22-23 Aprile.
- De Luis M., Gonzales-Hidalgo J.R., Raventós J., Sanchez Jr., Cortina J., 1997. Spatial analysis of rainfall trends in the region of Valencia (Est Spain). *Int. J. Climatology* 20, pp 1451-1469.
- Douglas E.M., Vogel R.M., Kroll C.N., 2000. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology* 240, pp 90-105.
- Hirsch R.M., Slak J. R., Smith R.A., 1982. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research* 18.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation – regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Kendall M.G., 1975. Rank Correlation Measures. Charles Griffin, London, 1975.
- Mann H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 1945, 13, pp. 245–259.
- Mc Intosh D.H., Thom A.S., 1972. Essentials of meteorology. Wikeham Publications ltd., London, 239 pp.
- Oliver J.E., 1980. Monthly precipitation distribution: a comparative index. *Professional geogr* 32 pp 300-309.
- Seager R., Battisti D.S., Yin J., Gordon N., Naik N., Clement A.C., Cane M.A., 2002. Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (2002), 128, pp. 2563–2586
- Trouet V. *et al.*, 2009. Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly, *Science*, 3 April 2009, Vol 324
- Vergni L., Todisco F., Mannocchi F., 2009. Evoluzione spazio-temporale delle precipitazioni e di alcuni indicatori di siccità in Umbria. Atti IX Convegno nazionale dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria. Ischia Porto, 12-16 settembre 2009.
- Zeileis A., Kleiber C., Krämer W., Hornik K., 2003. Testing and Dating of Structural. Changes in Practice. *Computational Statistics and Data Analysis*, 44, Issues 1-2, 109-123.
- Wei T.C., Mc Guinness L., 1973. Reciprocal distances squared method: a computer technique for estimating areal precipitation. U.S. Department of Agriculture, ARS-NS-8, pp. 1-23.
- Werner P.C., Gerstengarbe F.W., Fraedrich K., Oesterle K., 2000. Recent climate change in the North Atlantic/European sector. *International Journal of Climatology*. Vol. 20. Issue 5:463-471.



# Assessing AQUACROP water stress function to evaluate the transpiration reductions of olive mature tree

Giovanni Rallo<sup>1\*</sup>, Carmelo Agnese<sup>1</sup>, Mario Minacapilli<sup>1</sup>, Giuseppe Provenzano<sup>1</sup>

**Abstract:** Quantitative evaluation of the drought adaptation processes of crops is an important prerequisite for efficient irrigation management. Modeling the plant response under water stress conditions is crucial to identify the exact irrigation timing. Assessment of any water stress function requires the knowledge of its shape and then the estimation of critical thresholds of the soil water status, below which a strong reduction of plant transpiration occurs. In this work, the macroscopic approach is used to assess the water stress function implemented in AQUACROP for mature olive tree. In particular, after discussing about the function shape, the critical thresholds of soil water status are proposed according to experimental data. Eco-physiological measures (leaf and stem water potentials) were used as water stress indicators, whereas the relative depletion was considered as independent variable. The investigation evidenced, for the investigated crop, that a convex shape better reproduces the water stress function.

**Keywords:** Olive crop, Water stress functions, Leaf water potentials.

**Riassunto:** Valutare quantitativamente i processi di adattamento ai fenomeni di deficit idrico del suolo è un importante prerequisito per una gestione efficiente dell'irrigazione. La modellizzazione della risposta della pianta alle condizioni di deficit idrico del suolo è cruciale soprattutto per definire l'esatto momento di intervento irriguo. Per la definizione della funzione di stress idrico è richiesta la conoscenza della forma del tratto che descrive lo stress come anche la definizione della soglia critica di stato idrico del suolo che segna il passaggio alla condizione di stress. In questo lavoro, con riferimento all'olivo, l'ausilio dell'approccio macroscopico è stato usato per validare la funzione di stress idrico implementata in AQUACROP. In particolare, le soglie critiche di stato idrico del suolo sono state determinate partendo da un data set sperimentale collezionato con misure di campo. Misure di potenziale xilematico sono state utilizzate come base per la quantificazione dello stress idrico, mentre lo stato idrico del suolo è stato monitorato considerando la depletion relativa. La sperimentazione ha evidenziato, per la coltura investigate, che la forma convessa meglio descrive la risposta dell'olivo alla variazione dello stato idrico del suolo.

**Parole chiave:** Olivo, Stress idrico, Potenziale xilematico.

## INTRODUCTION

Table Olive (*Olea europaea* L.) is an important crop for the Mediterranean countries. In the past, olive grove were mostly rain fed, due to their resilience to water scarcity; the practice of irrigation is relatively recent and it has been introduced in order to increase crop productions and to improve yield quality (Patumi *et al.*, 2002; D'Andria *et al.*, 2004). Several researches have been focusing on the optimization of irrigation for olive trees (Fernandez and Moreno, 1999) and it has been recognized how, maintaining olive trees under slight or moderate water stress at specific phenological stages, can contribute to optimize yield and water use efficiency (Patumi *et al.*, 1999; Berenguer *et al.*, 2006; Caruso *et al.*, 2011).

The impact of water stress, as well as its feasible duration and intensity, depends on crop phenological

phase in which the stress occurs. Defining irrigation doses and timing under slight or moderate water stress levels, requires to monitor the water status in the soil-crop system and to identify affordable indicators, able to provide suggestions for irrigation scheduling in order to optimize crop yield and water use efficiency.

Modeling the crop response to soil water deficit plays therefore a key role for irrigation scheduling, especially under limited water supply.

Even if various linear and nonlinear functions, aimed to relate the water stress coefficient to the soil/plant water status, have been proposed for different crops (Ahuja *et al.*, 2008), there is a lack of knowledge relatively to olive orchards, so that specific investigations are required.

AQUACROP (Steduto *et al.*, 2009) is a crop-model recently proposed by FAO, simulating yield response to water of several herbaceous crops. It is designed in particular to address conditions where water is a key limiting factor in crop production.

The natural crop response to water deficit can be monitored through the environmental and soil

\* Corresponding Author e-mail: rallo.giovanni@gmail.com.

<sup>1</sup> Dipartimento dei Sistemi Agro-Ambientali (SAGa), Università degli Studi di Palermo.

Received 2 August 2011, accepted 9 December 2011.

variables associated to water requirements, controlling the transpiration reduction processes. The definition of the water stress function characterizing the crop response under protracted water deficit, however, needs the knowledge of critical thresholds of soil-plant water status allowing to recognize when incipient or critical conditions of crop water stress occurs. Fernandez *et al.* (1997) found an almost value of pre-dawn xylematic water potential around 0.46 MPa, identifying a condition of absence of water stress, when the fraction of the total soil extractable water was higher than 0.4.

Objective of the work is to investigate on the relationship between plant and soil water status for mature olive orchards, in order to define critical thresholds of soil water content determined according to predawn leaf or midday stem water potentials. Finally, for the investigated crop, the value of the calibration parameter, appearing in the water stress functions implemented in AQUACROP, is evaluated according to the experimental measurements.

### Modeling Plant Water Stress Response

Under water stress conditions transpiration fluxes are limited by the reduction of the stomatal opening (Farquhar and Sharkey, 1982). Accurate estimation of the plant water status is possible when the level of free energy in each point of the soil-plant is known (Reigosa Roger, 2001). This approach, defined as “microscopic approach”, needs the definition of the water potentials gradient at the interface between soil and roots and the flux resistances along the path. Furthermore, it requires the determination of many parameters like the roots surface, often difficult to determine (Gardner *et al.*, 1991).

Due to these difficulties, a simpler approach, accounting for global stress indicators (relative transpiration, xylematic water potential, etc.), can allow to identify empirical functions, describing the observed plant response to water stress. Actual transpiration values can be evaluated multiplying the potential transpiration for a water stress coefficient, under the hypothesis that the root density is constant in depth and time. In such approach, the water uptake by roots is described from a macroscopic viewpoint. It considers in fact a bulk volume of soil and roots, rather than the transport mechanism through each single root, as considered in the microscopic approach.

Application of macroscopic approach does not require the detailed knowledge of the physical

processes related to the root water uptake and removes the difficulties to measure soil and plant related parameters. On the other hand, it is necessary to define the water stress function for each different soil-plant system.

The shape of transpiration reduction function depends on several factors and in particular on the eco-physiological processes, like plant resistance/tolerance/avoidance to water stress (Larcher, 1995), as well as on soil water availability in the root zone (Guswa *et al.*, 2004).

The water stress function for xerophytes species is generally represented with a convex curve, because the reduction of actual transpiration becomes severe only for extreme water stress. On the other hand, concave shapes of the function, denote strong reductions of actual transpiration, even for slight stress levels.

In AQUACROP a non-linear water stress function was proposed by Steduto *et al.* (2009). Authors suggested to describe the plant stress response with a crop transpiration reduction coefficient,  $K_s$ , function of the relative depletion,  $D_{rel}$ :

$$K_s(D_{rel}) = 1 - \frac{e^{D_{rel} f_s} - 1}{e^{f_s} - 1} \quad (1)$$

in which  $f_s$  is a parameter defining the shape of the stress function  $K_s(D_{rel})$ . In particular, this function is linear when  $f_s$  tends to 0, concave for  $f_s < 0$ , and convex for  $f_s > 0$ . The relative depletion can be evaluated as:

$$D_{rel} = \frac{\theta^* - \theta}{\theta^* - \theta_{min}} \quad (2)$$

where  $\theta$  is the threshold value of the soil water content below which water stress occurs and  $\theta_{min}$  corresponds to the soil water content for which the stress is at its full strength.

According to eq. 1, water stress starts when  $D_{rel} > 0$  ( $K_s < 1$ ); at the lowest water content ( $\theta_{min}$ ), the effect of water stress is extreme ( $D_{rel} = 1$ ;  $K_s = 0$ ).

For each value of the relative depletion, the stress coefficient  $K_s$  can be evaluated in terms of leaf/steam water potentials or stomatal conductance (Raes, 2008). Whatever eco-physiological variable is used, it is necessary to normalize its measured value to a fractional scale variable in the range 0-1.

Predawn leaf water potential,  $PLWP$ , measures the plant water status at theoretical (or nominal) zero plant water flux and provides information on soil water potential in the root zone as a

consequence of the equilibrium between soil and atmosphere. Midday stem water potential,  $MSWP$ , measured on a non-transpiring leaf (Begg and Turner, 1970), for a certain soil-plant-atmosphere system, depends on soil water status. It is in fact the result of the whole plant transpiration depending on the soil and root/soil hydraulic conductivity.

Considering that the described stress function,  $K_s(D_{rel})$ , is empirical, upper and lower thresholds of soil/crop water status must be locally evaluated, in order to take into account, the crop, the climate and the soil properties. Moreover, for each soil-crop system the definition of the water stress function requires also the estimation of its shape parameter.

## MATERIALS AND METHODS

### Site descriptions and soil characteristics

Experiments were carried out during irrigation seasons 2008 and 2009 (from June to September), in the farm "Tenuta Rocchetta" located near Castelvetrano, in SW of Sicily (Lat. 37° 38' 36,8", Long. 12° 50' 49,8").

The farm, having an extension of about 13 ha, is mostly cultivated with table olive grove (*Olea europaea* L., var. Nocellara del Belice), representing the main crop in the surrounding area. In the experimental plot, whose extension is about 3 ha, 15 years old olive trees are planted on a regular grid of 8 x 5 m (250 plants/ha); the mean canopy height is kept to about 3.7 m and the average crop fraction coverage is about 0.35. Irrigation is practiced by means of a drip irrigation system, with four 8 l h<sup>-1</sup> emitters per plant.

Meteorological data (incoming short-wave solar radiation, air temperature, air humidity, wind speed and rainfall) were hourly collected by SIAS (Servizio Informativo Agrometeorologico Siciliano), with standard equipments installed approximately 500 m apart from the experimental field. The weather data were used to calculate the reference evapotranspiration ( $ET_{ref}$ ) with the FAO-Penman equation (Allen *et al.*, 1998), as well as the vapor pressure deficit ( $VPD$ ).

For the investigated soil profile, water retention curves were determined on eight undisturbed soil samples, 0.08 m diameter and 0.05 m height, collected at depth of 0, 30, 60 and 100 cm. Hanging water column apparatus (Burke *et al.*, 1986) was used to evaluate soil water contents corresponding to  $h$  values ranging from -0.05 to -1.0 m; pressure plate apparatus (Dane and

Hopmans, 2002), with sieved soil samples 0.05 m diameter and 0.01 m height, was used to determine soil water contents corresponding to  $h$  values of -3.37 m, -10.2 m, -30.6 m, and -153.0 m. For each undisturbed sample dry bulk density,  $\rho_b$ , [Mg m<sup>-3</sup>] was also determined.

The van Genuchten model (van Genuchten, 1980) was used to fit experimental data; the water retention curve parameters were obtained by means of the RETC code (van Genuchten *et al.*, 1992).

The total irrigation depth provided by the farmer in 2008 and 2009 was equal to 122 mm, divided in four watering and 127 mm divided in five watering, respectively.

In order to evaluate the water stress thresholds and to estimate the model's parameter, experiments were carried out by monitoring, during a dry period and at the scale of the plant, the evolution of the water stress coefficient,  $K_s$ , determined according to plant water status and the corresponding relative depletion,  $D_{rel}$ , depending exclusively on soil water status.

### Measurements of soil and plant water status

The dynamic of soil and tree water status was investigated in the area surrounding three olive plants, located inside the 3 ha plot.

Spatial and temporal variability of soil water contents was monitored, from the soil surface to a depth of 100 cm, using the Diviner 2000 Sentek FDR probe (Frequency Domain Reflectometry). The probe containing the sensor, when inserted in the access tube, allows to measure soil water content at different depths. Before using the probe a site specific calibration was carried out (Rallo, 2010), with the aim to determine the relationship between the Scaled Frequency, measured by the probe and the volumetric soil water content,  $\theta$ . Five access tubes were installed between two consecutive trees, along the direction of the irrigation pipeline, where the highest gradient of soil water content occurs. Soil water content measurements were carried out every five days, as well as before and after irrigation.

Values of soil water contents measured with the FDR systems were then averaged proportionally to the measured spatial root density (Rallo *et al.*, 2009), in order to evaluate, for each measurement, a single value of  $\theta$ , representative of the soil layer where the water uptake mainly occurs.

After determining the limits of the soil water

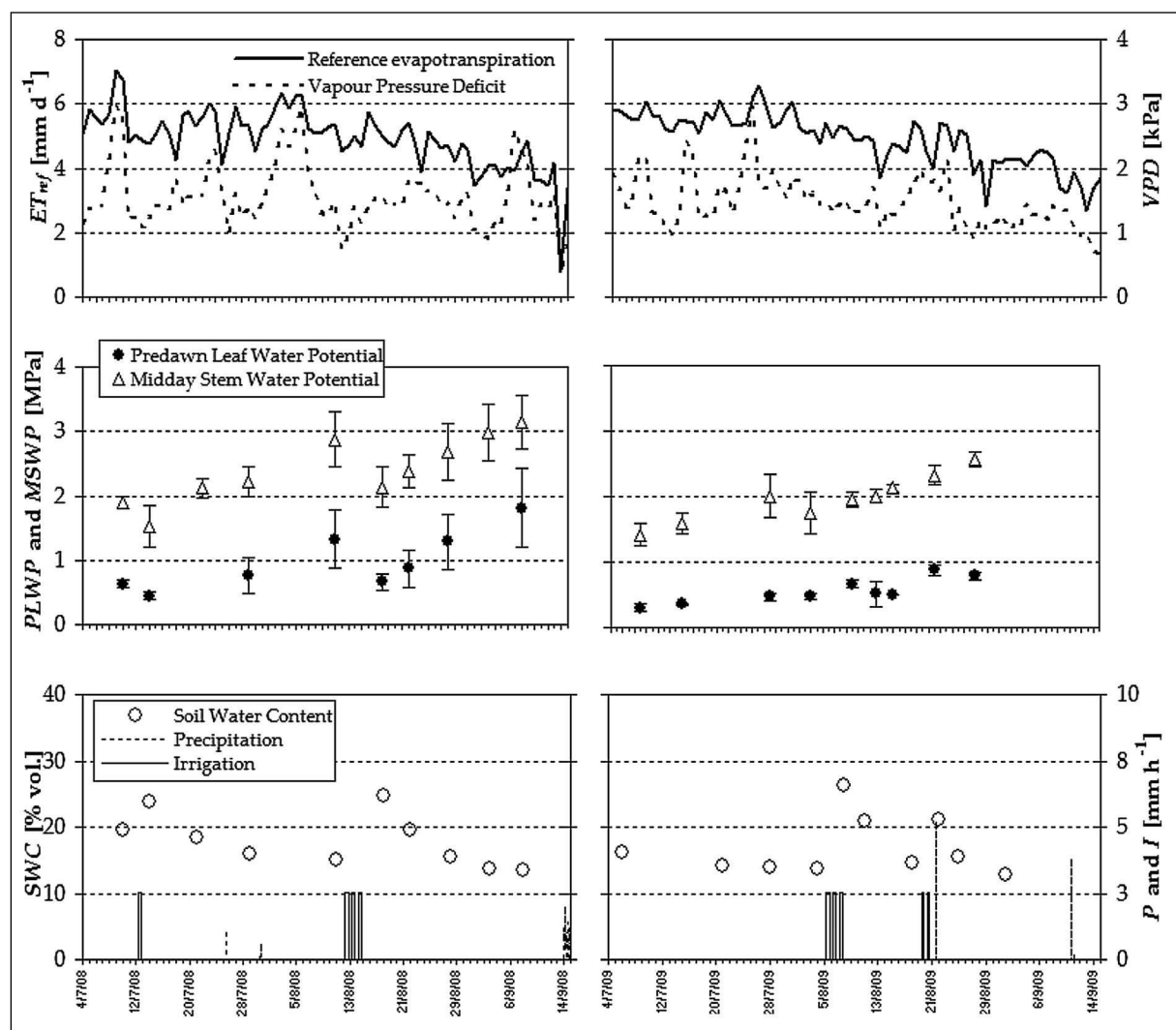
content domain in which the crops is under stress condition, for each soil water content,  $\theta$ , the relative depletion was determined with eq. 2. The knowledge of the soil water retention curve allowed also to evaluate the average soil matric potential in the root zone,  $h$ , corresponding to  $\theta$ . On the other side, plant water status was evaluated by means of *PLWP* and *MSWP*, measured by using a pressure chamber (Scholander *et al.*, 1965) with the protocol proposed by Turner e Jarvis (1982), in the same three trees, where the soil water status was monitored. Measurements were carried out every five days, as well as the days immediately before and after each irrigation.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Analysis of soil-plant water status and atmosphere evaporative demand

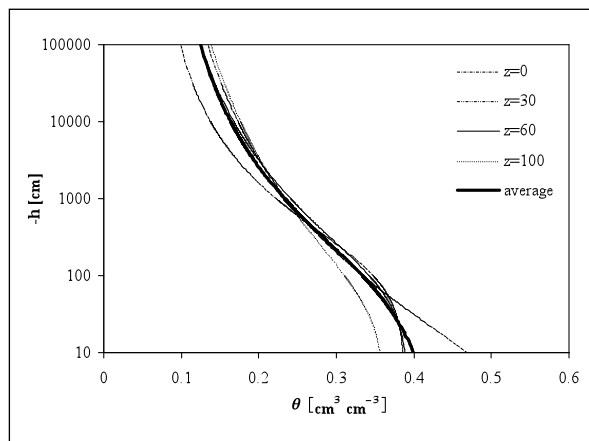
Fig. 1 shows the temporal dynamic, between July and September 2008 and 2009, of reference evapotranspiration ( $ET_{ref}$ ) and vapor pressure deficit (*VPD*), calculated by means of the FAO procedure (Allen *et al.*, 1198). Predawn leaf and midday stem water potentials (*PLWP* and *MSWP*), the average of soil water content in the layer 0-100 cm, as well as irrigation and precipitation heights are also showed.

In the first decade of July 2008, the predawn leaf water potentials are around the critical values of 0.5 MPa, representing the stress condition



**Fig. 1** - Temporal dynamic of reference evapotranspiration ( $ET_{ref}$ ), vapour pressure deficit (*VPD*), predawn leaf and midday stem water potential (*PLWP* and *MSWP*) and soil water content for the 2008 (left) and 2009 (right) investigated period.

*Fig. 1* - Dinamica temporale dell'evapotraspirazione della coltura di riferimento ( $ET_{ref}$ ), del deficit di pressione di vapore (*VPD*), dei potenziali idrici silematici (*PLWP* e *MSWP*) e dei contenuti idrici del suolo per le stagioni 2008 (a sinistra) e 2009 (a destra).



**Fig. 2** - Soil water retention curves for the four investigated layers and average curve obtained for the entire soil profile (0-100 cm).

*Fig. 2 - Curve di ritenzione idrica per i quattro strati di suolo investigati.*

proposed by Dettori (1989). During the following period, *PLWPs* increased until the second week of August, before irrigation, due to the reduction of soil water content from 25% to less than 16%. The maximum *SWC* (26%) observed after irrigation, corresponding to a value of *PLWP* of 0.6 MPa, was followed by a second soil drying process, during which leaf potentials increased toward to value of 1.9 MPa. A similar trend was found when *MSWPs* were analyzed.

Relatively to year 2009, despite the soil water contents decreased from 16% to 12% before the first watering, *PLWP* varied around to 0.5 MPa, evidencing a condition of absence of water stress. This circumstance could be explained considering

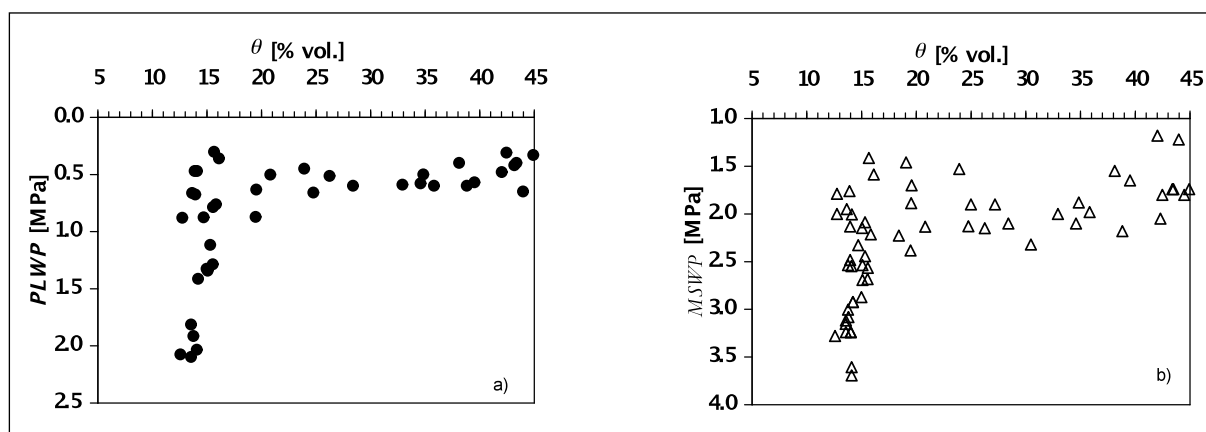
the plant ability to increase the available soil volume for water uptake. The complex root system, in fact, allows the plant to compensate the effects of the soil moisture variability, activating the roots placed in the soil volume characterized by higher water contents.

After watering, the dynamic of *PLWPs*, despite the limited variation probably due to the antecedent soil moisture distribution, followed the soil drying process. However a better comprehension of the soil-plant-water relationship could be possible with a more detailed knowledge of the soil moisture spatial variability in the root zone.

### Plant-Soil water relationships and definition of critical thresholds

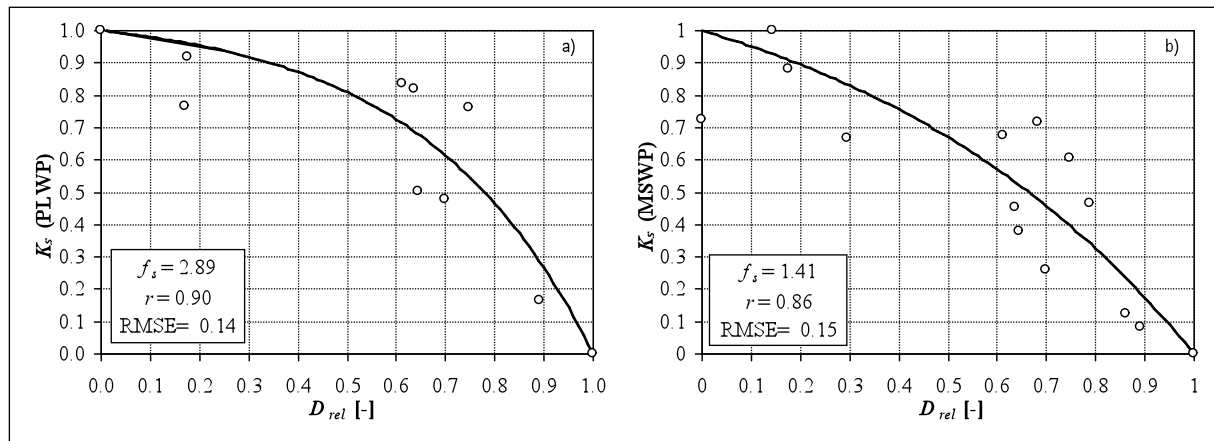
Fig. 2 shows the soil water retention curves obtained for the investigated soil layers. Considering that, except near saturation, the differences between the soil water contents measured at the different layers are negligible, for each fixed matric potential, the average soil water retention curve, was considered for the entire soil profile.

Fig. 3a-b shows the experimental values of *PLWP* or *MSWP* and the corresponding soil water contents, averaged for the root density, in the layer 10-100 cm. Despite it was quite difficult to identify an unambiguous value of the critical soil water content, below which the plant is under water stress conditions, the critical value of  $\theta^* \approx 16\%$ , corresponding to a soil matric potential of about -40 m, was considered as the searched threshold. The observed uncertainty could be due to xilematic potentials adjustment, occurring



**Fig. 3a-b** - Experimental values of *PLWP* (a) and *MSWP* (b) and corresponding average soil water contents in the layer 10-120 cm.

*Fig. 3a-b - Dati sperimentali dei potenziali idrici xilematici, PLWP (a) e MSWP (b) e corrispondenti valori di contenuto idrico del suolo per lo strato di 10-120 cm.*



**Fig. 4 a-b** -  $D_{rel}$ - $K_s$  experimental data pairs and fitted models.  
 Fig. 4 a-b - Coppie di valori  $D_{rel}$ - $K_s$  con relativi modelli fittati.

when the plant is kept under soil water deficit for long time periods.

The critical value  $\theta$  separates two different plant behaviors (fig. 3a): for  $\theta > \theta^*$ ,  $PLWPs$  are almost constant and approximately equal to 0.5 MPa, identifying the condition of absence of water stress (Dettori, 1989). On the other side, for  $\theta < \theta^*$ , lower is the soil water content, smaller is the  $PLWP$ , as consequence of the progressively increasing crop water stress. Similar results can be observed when  $MSWPs$  are considered in place of  $PLWPs$  (fig. 3b).

The higher dispersion observable for  $\theta > \theta^*$ , when  $MSWPs$  are considered, can be explained by the sensibility of the midday stem potentials from the environmental variables. On the contrary, under water stress conditions ( $\theta < \theta^*$ ) the dispersion is comparable, as consequence of the minor effect of the environmental variables.

Experimental data showed in fig. 3 a-b, also allowed to identify the minimum soil water content corresponding to the maximum level of water stress recognized in the field, that resulted slighted higher than 11%.

### Evaluation of the water stress function parameter

According to the experimental data, water stress conditions were recognized in the range of soil water contents variable between 16% and 11%, in which the water stress model was therefore fitted. In particular, the values of  $D_{rel}$  were evaluated with eq. 2, assuming  $\theta^* = 16\%$  ( $D_{rel} = 0$ ) and  $\theta_{min} = 11\%$  ( $D_{rel} = 1$ ). For each  $D_{rel}$ , the values of  $K_s$  was then evaluated by normalizing the predawn leaf/midday stem water potentials respect to their

domain limits, in order to obtain a fractional scale, variable in the range between 0 and 1.

The water stress model parameter,  $f_s$ , was then obtained by fitting eq. 1 to the  $D_{rel}$ - $K_s$  experimental values with least square method, by using the package Excelstat (Addinsoft USA, 2007) and the Pearson correlation coefficient.

Fig. 4 a-b shows the experimental  $D_{rel}$ - $K_s$  data pairs and the fitted equations, obtained considering  $PLWP$  (fig. 4a) and  $MSWP$  (fig. 4b), respectively.

As can be observed in fig. 4, for both the cases  $f_s > 0$ , and therefore the shape of the model resulted convex. Despite the similar  $RMSE$  values, the slightly higher dispersion visible when the  $MSWPs$  are considered is a consequence of the sensitivity of the measurements from the variation of the environmental variables.

### CONCLUSIONS

The water stress function implemented in AQUACROP model was assessed for mature olive trees, after defining critical thresholds of soil water status identifying the crop water stress conditions. Experiments carried out in SW of Sicily, allowed to determine two critical thresholds of soil water content, equal respectively to 16% (soil matric potential of about -40m) and to 11% (soil matric potential of about -200 m). In particular for  $\theta > 16\%$ , the absence of water stress was observed, according to the predawn leaf water potentials, that resulted approximately constant and equal to about 0.5 MPa; for  $\theta < 16\%$  instead, the crop water stress increased at decreasing soil water contents. At the minimum soil water content recognized in the

field, predawn leaf water potentials, as well as midday stem water potentials, reached quite high values, both indentifying a severe water stress condition.

For the investigated crop, the shape of the examined water stress model is convex, and therefore the reduction coefficients ( $K_s$ ) of actual transpiration become severe only under extreme water stress conditions. Further experiments are in progress in order to investigate about the effects on soil-plant water relationships of the soil water content spatial variability as well as to validate the estimated parameter of the proposed water stress function.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

Research was carried out in the frame of the project PRIN 2008 (Provenzano) co-financed by Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca (MIUR) and Università degli Studi di Palermo.

#### AUTHOR'S CONTRIBUTION

Contribution to the paper has to be shared as following: Field data collection and data processing were cared by G. Rallo. Text was written by G. Rallo. Set-up of the research and the final revision of the text have to be equally divided between all the Authors.

#### REFERENCES

- Addinsoft, 2007. XLSTAT, Analyse de données et statistique avec MS Excel. Addinsoft, NY, USA.
- Ahuja L.R., Reddy V.R., Saseendran S.A., Yu Q., 2008. Response of Crops to Limited. Water: 13 Understanding and Modeling Water Stress Effects on Plant Growth Processes. Complete Book. 14 ASA, CSSSA and SSSA, Madison, Wisconsin. 436 pp.
- Allen R. G., Pereira L. S., Raes D., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper (56), Rome, Italy.
- Begg J. E., Turner N. C., 1970. Water potential gradients in field tobacco. *Plant Physiology* 46: 343-346.
- Berenguer M.J., Vossen P.M., Grattan S.R., Connell J.H., Polito V.S., 2006. Tree irrigation levels for optimum chemical and sensory properties of olive oil. *Hortic. Sci.* 41, 427-432.
- Burke W., Gabriels D., Bouma J., 1986. Soil structure assessment. Rotterdam, The Netherlands: Balkema.
- Caruso G., Gucci R., Rapoport H.F., 2011. Deficit irrigation effects on yield components of Olive trees during the onset of fruit production. *Acta Hort.* (ISHS). 889, 291-296.
- D'Andria R., Lavini A., Morelli G., Patumi M., Terenziani S., Calandrelli D., Fragnito F. 2004. Effect of water regime on five pickling and double aptitude olive cultivars (*Olea europaea* L.). *J. Hortic. Sci. & Biotech.*, 78(1), 15-23.
- Dane J. H., Hopman J. W., 2002. Water retention and storage. In: Dane JH, Topp GC (eds) *Methods of soil analysis: Part 4-Physical methods*. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison.
- Dettoni S., Filigheddu M.R., Schirra M., 1989. Risposta quanti-qualitativa dell'olio a differenti regime idrici. *Irrig. Dren.* 36, 183-186.
- Farquhar G. D., Sharkey T. D., 1982. Stomatal Conductance and Photosynthesis. *Annual Review of Plant Physiology*, Vol. 33: 317 -345.
- Fernández J.E., Moreno F., Girón I.F., Blázquez O.M., 1997. Stomatal control of water use in olive tree leaves. *Plant Soil* 190: 179-192.
- Fernandez J. E., Moreno F., 1999. Water Use by Olive Tree. *J. of Crop Production*, 2, pp. 101-162.
- Gardner C.M.K., Bell J.P., Cooper J.D., Dean T.J., Gardner N., Hodnett M.G., 1991. Soil water content. In: *Soil water content* (K.A. Smith C.E. Mullins), pp. 1-73. Marcel Dekker, New York.
- Guswa A. J., Celia M. A., Rodriguez-Iturbe I., 2004. Effect of vertical resolution on predictions of transpiration in water-limited ecosystems. *Adv. in Water Res.* 27. 467-480.
- Larcher W., 1995. *Physiological plant ecology*. Springer-Verlag, Berlin. 488 pp.
- Patumi M., D'Andria R., Fontanazza G., Morelli G., Giorio P., Sorrentino G., 1999. Yield and quality traits of three intensively trained olive trees cv. under different irrigation regimes. *J. Hortic. Sci. & Biotech.*, 74, 729-737.
- Patumi M., D'Andria R., Marsilio V., Fontanazza G., Morelli G., Lanza B., 2002. Olive and Olive oil quality after intensive monocone olive growing (*Olea europaea* L., cv. Kalamata) in different irrigation regimes. *Food Chem.*, 77, 27-34.
- Raes D., 2008. Deficit irrigation strategies via crop water productivity modelling: Field research of quinoa in the Bolivian altiplano. PhD thesis dissertation, Katholieke Universiteit Leuven.

Doctoraatsproefschrift nr. 814 aan de faculteit Bio-ingenieurswetenschappen van de K.U. Leuven, 237 pp.

Rallo G., 2010. Misura e Modellazione degli Scambi Idrici nel Sistema Continuo SPA e approfondimenti sulle Funzioni di Stress Idrico: Applicazione alla coltura dell'Olivo. PhD thesis, Università di Palermo. 180 pp. (in Italian).

Rallo G., Accardi S., Liotta D., Pollani R., Provenzano G., 2009. Indagine sperimentale sulla distribuzione spaziale della densità radicale di piante di olivo (*Olea europea*, L.) irrigate a goccia. Proc. of IX Convegno Nazionale dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria. Ischia Porto, 12-16 settembre.

Reigosa Roger M. J., 2001. Handbook of plant ecophysiology techniques. Kluwer academic publishers.

Scholander R. R., Hammel H.T., Bradstreet E. D., Hemmielsen E.A., 1965. Sap pressure in vascular plants. Science 148: 339-346.

Steduto P., Hsiao T.C., Raes D., Fereres E., 2009. AQUACROP. The FAO crop model to simulate yield response to water. Reference Manual.

Turner M. T., Jarvis. G. P., 1982. Measurement of plant water status by the pressure chamber technique. Irrig. Sci. 9:289-308.

van Genuchten M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Am. J. 44, 892-898.

van Genuchten M.T., Leij F.J., Yates S.R., 1992. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. Project summary, EPA'S Robert S. Kerr Environmental Research Lab., Ada ,OK, USA.



# Technical approach for the measurement of surface runoff

Ettore Bernardoni<sup>1\*</sup>, Marco Carozzi<sup>1</sup>, Marco Acutis<sup>1</sup>

**Abstract:** In this paper we describe practical application, design and installation of an in-field runoff collector exploitable for monitoring nutrients, pesticides and sediments loadings in runoff, improved with a home made level reading system able to measure with high temporal resolution, the runoff rate variation.

This configuration simplifies and lower the cost of conventional instruments used for measuring runoff. A multislot divisor was used to reduce the volume of runoff and plastic tank were use to collect it. An electro-mechanic type, floating level transducer was proposed. The homemade level reading system is composed of three parts: floating level transducer, signal conditioning system and data storage. The total cost for entire system is approximately € 642.

**Keywords:** runoff, multislot, floating level system.

**Riassunto:** In questo articolo viene descritta l'applicazione pratica, lo schema e l'installazione di un collettore per acque di ruscellamento, per il monitoraggio, a livello di campo, della perdita di nutrienti pesticidi e sedimenti. Il sistema è stato equipaggiato con un misuratore di livello costruito ad hoc, in grado di registrare con alta risoluzione temporale il tasso di variazione del ruscellato. Questa configurazione risulta semplice ed economica rispetto ai normali strumenti utilizzati per lo studio del runoff. È stato utilizzato un partitore per ridurre il volume di ruscellato raccolto in bidoni di plastica. È stato proposto un trasduttore di livello a galleggiante di tipo elettromeccanico. Il sistema di lettura del livello è compost da tre parti: un trasduttore, un sistema di controllo del segnale e un data logger. Il costo totale dell'intero sistema si attesta sui 642 euro.

**Parole chiave:** ruscellamento, partitore, misuratore di livello.

## INTRODUCTION

A better understanding about nutrients, pesticides and sediments loadings in runoff and in surface water, at field scale, is of fundamental importance in many environmental studies, especially to evaluate different management practices and its role in soil and water degradation.

Many instruments have been developed to measure runoff and sediment transport (PAP/RAC, 1997), using different approaches (Hudson, 1993). Direct measurements are normally carried out in medium size plots (Hudson, 1993) (<100m<sup>2</sup>) where runoff is collected using tanks (Hudson, 1993; Bonilla *et al.*, 2006). To avoid big tank, necessary to collect all the runoff derived from the plots, and reduce costs, the plots are frequently characterized by small size (2-5m<sup>2</sup>) and therefore can become not much representative of the field condition (Toy *et al.*, 2002). Moreover total collection tanks are often unsuitable also for medium plots because the runoff can be excessive (Brakensiek *et al.*, 1979). Other commons instruments used in several runoff studies consists in sophisticated instrumentation able to measure and sample runoff at field scale (Bonilla *et al.*, 2006). These instruments

continuously measure and record the runoff rate in a control section, and an automatic pumping sampler is used to draw samples. These instruments returned more detailed information about runoff and its rate evolution, through a mechanism to measure the depth of water and the velocity or the flow rates in a known section; but they are often too expensive and such system assume that samples extracted non-continuously could be representative of the entire phenomenon (Pinson *et al.*, 2004; Bonilla *et al.*, 2006). To avoid problems in measuring, tools were introduced to collect runoff water. Slot-type sampler, using multislot divisors, collect a representative portion of runoff allowing to increase the plot size to better represent the field condition (Sombatpanit *et al.*, 1990; Reyes *et al.*, 1999; Franklin *et al.*, 2001; Pinson *et al.*, 2004; Bonilla *et al.*, 2006), reducing the amount of runoff that must be stored. Multislot dividers also know as slot dividers, slot samplers or multislot samplers; were firstly introduced by Geib (1933). In general a slot divisor consists in a box were the entire flow pass throughout a multiple outlet slot. The output of one of these slot was collected, between collection port or channel, to a tank and this single sample represent a known portion of the entire runoff volume (Pinson *et al.*, 2004).

For studies that do not required a time variation data

\* Corresponding Author e-mail: ettore.bernardoni@unimi.it

<sup>1</sup> Università di Milano, DI.PRO.VE.

of the runoff but only total event information, the slot dividers represent a low cost method. To be representative, not only for the volume but also for the sediment and contaminant concentration, the divisor should not permit the deposition of the solid part of the runoff during the splitting.

The goal of this paper is to describe practical application, design and installation of an in field runoff collector for measuring runoff, sediment and chemical losses, enhanced with a level reading system able to measure the runoff rate.

## MATERIALS AND METHODS

### Study area and site

The study area is located in the *Oltrepò Pavese*, part of the Province of Pavia, in the southwest Italian region of Lombardy. The area has an appennine mesoclimate (Mariani L., 2008) with an annual average temperature of about 12°C and an annual rainfall of about 680 mm, mainly concentrated in spring (May) and autumn (November) (Ottone and Rossetti, 1980; Mariani L., 2008).

The study was carried out in a 9-year-old vineyard at the “Centro Vitivinicolo Riccagioia” located in Torrazza Coste (latitude 44°58'40"44 N, longitude 09°54'56 E, 159 m a.s.l.). The plantation consists of single Guyot trained vines, at 2.5 m x 1.0 m pattern, which run along the maximum slope degree direction. The plot of about 686 m<sup>2</sup> includes four rows (three in-row), 88 meters long. The slope of the plot is about 17%. Each plot is delimited by a longitudinal, approximately 15 cm high earth embankment.

The grass cover in the inter-row is cut four or five

times from April to August, chemical weeding in row is renewed in March and July.

### Multislot divisor

The multislot divisor used in this work (Fig. 1) is the same proposed in Franklin *et al.* (2001). The only difference was in the use of a more thick stainless steel sheet for the collector floor, to avoid the risk of warping, indicated as a possible cause of the percent capture of runoff double than expected recorded by Franklin *et al.* (2001). We used a 2 mm thickness stainless steel sheet respect to the original 16 gauge (approx. 1.59 mm) sheet. The height of the side wall and of the dividers, that it was not specified in the original paper, was set to 15 cm.

### Collection tanks

The two collection tanks (Fig.1) have been sized on the base of the maximum volume of water potentially collectible by the multislot on 1/100 partition. In this way the 1/10 partition tank is useful to measure runoff in small events and for the initial part of bigger events. To calculate the size of the tank were necessary to estimate the probability distribution of extreme runoff events and the corresponding peak runoff rates, applying the Curve Number method (United States Department of Agriculture, 1986). The volume was calculated on the base of the years when the weather data were available, period 1992-1996. A 125 dm<sup>3</sup> (516 mm Ø x 568 mm height) PPE tank, with vertical walls, was used for the application in reason of the entrance of the 25 cm high collector from the multislot. At the bottom side of both tanks a water taps were installed to evacuate the liquid after the sampling. Each 125 dm<sup>3</sup> tank was allocated on a supplementary buried 380 dm<sup>3</sup> PPE tank (638 mm Ø x 1200 mm height) to simplify the operation of cleaning and to place the level measuring device. The external tanks were equipped with drainpipes, to permit the evacuation of the liquid, and with caps.

### Level reading system

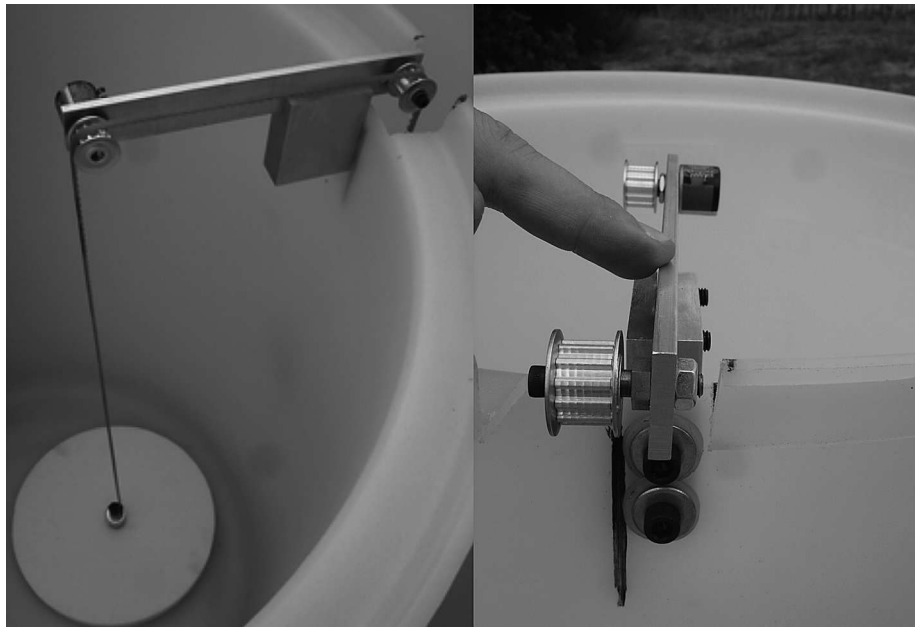
Three parts compose level reading system proposed: i) a transducer, ii) a signal conditioning system, iii) and a data storage.

The chosen of the transducer was done considering the power consumption, the accuracy, the spatial encumbrance and the minimum of liquid height requested by some sensors to make a significant measure.

An electro-mechanic type, floating level transducer was selected for both tanks as best meets the requirements described above. This device (Fig. 2) is composed by a floating part, a 250 mm diameter circle



**Fig. 1** - Multislot divisor with tanks.  
*Fig. 1 - Partitore e bidoni di raccolta.*



**Fig. 2** - Floating level system.  
*Fig. 2 - Sistema di livello a galleggiante.*

of 20 mm high made by polystyrene in adherence with the liquid, linked to the transducer organ through a timing belt (T5 type) connected in the centre of the floating with a screw. The transducer is a 10 turn, metric, 10 k $\Omega$  precision wire wound potentiometer 5% accuracy (Vishay Intertechnology Inc. mod. (<http://www.vishay.com/docs/57065/533534.pdf>) and was chosen for the reliability and the low friction on the starting movement. This device is able to convert the rotary movement of the knob in a variation of resistance and a consequent voltage change when powered. The movement of the knob is allowed by a 18.25 mm  $\varnothing$  pulley (type 21 T5 12) mounted directly above the knob, that allows a measure of 573 mm in 10 turns of potentiometer. Major diameters allow covering more length but in the same time decrease the measurement sensibility. A timing belt runs up two pulleys, one connected to the potentiometer and one idle. The timing belt is connected with polystyrene floating in one side, and to a 150 g counterbalance in the other side.

The potentiometer is powered by the signal conditioning system. This system is a simple board (Fig. 3) which permit the power alimentation of the transducer and it receive back the voltage signal to sends to the data storage. Specifically the board contains a 12 V to 2.5 V DC voltage regulators (model LM 78L05) to supply the transducer, a unity gain buffer amplifier (model LM 358) to improve the impedance of the entrance signal and the basic electronics to operate these components.

The transducer receives tension from the regulator and provides a signal from 0 to 2.5 V DC in function

of the rotary movement of the pulley linked to the floating. The power supply board is conducted by a 12 V 7 Ah battery connected to a solar panel of about 1W (12 V and 75 mA). The signal overcoming to the board goes directly to the data storage, a 12-bit HOBO U12-006 data logger (<http://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/u12-006>).

This device is battery powered, with four input channels and permits the storage of 0 to 2500 mV voltage signals at a frequency from 1 second to 18 hours, with a resolution of 0.6 mV. For our purpose we use a 1 minute time step acquisition with permit a 15 days data storage.

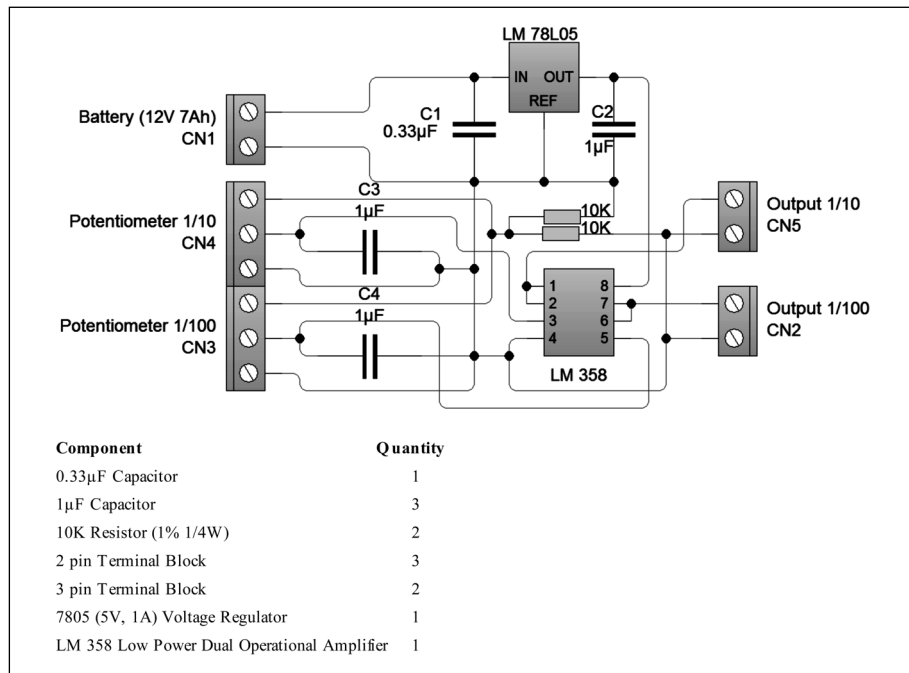
### Field arrangement

Divider system and tanks are located over the field headland and the water is conveyed to the multislot through earth embankment (Fig. 4). It is planned to protect the embankments with plastic sheets. The field headland is considered part of the experimental field and its contribute in generate runoff is taken into account. The divider is placed at the end of the headland, where the slope is about 2%.

### Field installation

Field installation was initiated using a multislot divisor template to identify holding tanks and divisor position. After the excavation, levelling was done for the bottom of the holes and a 10 cm of sand bed was created to ensure the stability of the tanks. The external tanks were embedded until the collection port enters in a tank as high as possible.

Threaded rods were cemented into earth for levelling



**Fig. 3** - Scheme of the signal condition system and component list.  
*Fig. 3* - Schema del circuito di condizionamento del segnale.

and fixing the multislot. Nuts are placed above and below the eyelet to level the multislot.

### Operation

After every runoff event, the data logger is downloaded, water sample are taken for analysis making sure to mix very well, tanks are emptied opening the tap, and cleaned. Also the floating systems are rearranged to the bottom of the tanks.

### Calibration

Calibration of every tank is necessary to convert, in post processing, the volts value in litres of runoff. For every 125 dm<sup>3</sup> tank a known increment in litres were applied. First we put in the tanks 5 litres of water in 10

steps of 0.5 litres, then we put, in steps of 5 litres, the volume of water necessary to fill the tanks. Moreover, the percentage water of recovery was assessed with the instrument installed in the field, using a tank of 0.5 m<sup>3</sup> of water. 2 flow rates of 0.11 and 0.65 l s<sup>-1</sup> with 2 replication was used. The flow rate was obtained discharging 400 l of water in 10 and 60 minutes, respectively. Due to the long distance between the source of water and the field equipped with the sampler, was not possible to perform more replication and to test the device for other flow rates.

Franklin *et al.* (2001) did not test the accuracy of division for transported sediment, however precedent studies using very similar designs (Sheridan *et al.*, 1996) used also in Sheridan *et al.*, 1999 and modified by Franklin *et al.*, (2001) for use in water quality studies, indicated good sediment division. Also recent studies (Butler *et al.*, 2010; Matos *et al.*, 2008; Ortega *et al.*, 2007; Sistani *et al.*, 2008; Sotomayor-Ramírez *et al.*, 2008; White *et al.*, 2003) use the Franklin *et al.* (2001) splitter with good results.

Rayan (1981) attributes the accuracy of systems similar to that discussed in this paper, in the use of a sludge tank so that the divisor only handles water and suspended sediment in a smooth flow and the reliability of the divisor system because there are no moving parts (Rayan, 1981).

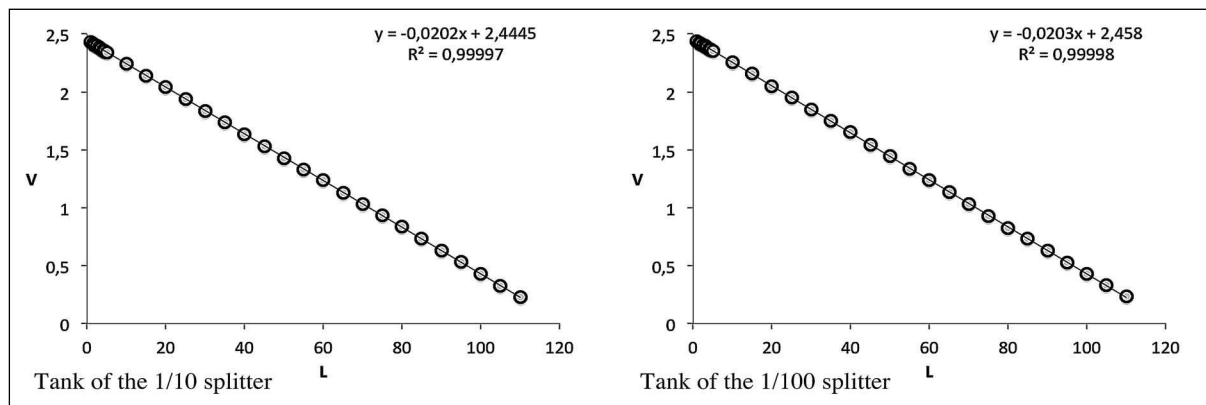
## RESULTS

### Calibration

Calibration lines for both tanks are shown in Figure 5.



**Fig. 4** - Field arrangement.  
*Fig. 4* - Disposizione del campo sperimentale.



**Fig. 5** - Calibration curve of the two tanks. 5 litres of water was added in 10 steps of 0.5 litres than the volume of water necessary to fill the tanks was added in steps of 5 litres.

*Fig. 5 - Curve di calibrazione per i due bidoni di raccolta. I primi 5 litri d'acqua sono stati aggiunti in steps da 0,5 litri, i restanti necessari a riempire i bidoni sono stati aggiunti in step da 5 litri.*

The determination coefficients are close to 1 and linearity is excellent. Moreover, the slope and the intercept of the linear regression are very similar for the two tanks.

Calibration of the tanks and of the automatic level meter also shows that the material used is not subject to deformation due to the weight of the water.

Table 1 showed the percentage of water recovery with its coefficient of variation for the trials carried out. All the values are close to the expected ones, for both flow rates, with little variations between the two replications. The issue of a relevant overestimate of runoff from the 100x divider highlighted by Franklin *et al.* (2001) was not present in our prototype. Moreover, the divider was tested for flow rates up to 5 times greater of which was used by Franklin *et al.* (2001), demonstrating the ability of the instrument to be used also for the evaluation of the discharge of a whole plot, and not only for the width of the instrument as in the Gerlach type sampler.

### Cost

The total cost for the instrument is about 642 € per installation. Detailed costs are resumed in Table 1. A considerable amount of labour is required for installation, but no additional cost for mechanical means are necessary and low maintenance is required. The cost is comparable to the system proposed by Pinson (Pinson *et al.*, 2004) but in addition, our system is able to register the runoff rate during an event. Other systems able to register runoff data variation are often more expensive (up to 5000 \$) (Bonilla *et al.*, 2006).

### CONCLUSIONS

The main object of this work was to present a practical application for the study of runoff. The configuration

proposed in this article is an efficient and inexpensive method for measuring and study sediment and chemical losses under rainfall event. Measurement can be made at field scale, for different size plot and

Flow rate	10x Divider		100x Divider	
	0.11 <sub>1</sub> l s <sup>-1</sup>	0.65 <sub>1</sub> l s <sup>-1</sup>	0.11 <sub>1</sub> l s <sup>-1</sup>	0.65 <sub>1</sub> l s <sup>-1</sup>
Mean	9.88	10.50	0.98	1.01
CV %	3.58	3.37	7.25	8.73

**Tab. 1** - Field calibration results. Mean recovery rate (%).  
*Tab. 1 - Prove di calibrazione del sistema di partizione.*

Quantity	Component	Unit price	Amount
2	Tank dm <sup>3</sup> 125	39,00	78,00
2	Tank dm <sup>3</sup> 380	89,00	178,00
1	Multislot	150,00	150,00
4	Pulley	5,5	22,00
2	Alluminium parts	5,00	10,00
2	Potent iometer	11,50	23,00
1	Solar panel	32,00	32,00
1	Battery	12,00	12,00
1	Regulator board	5,00	5,00
2	Cables 5 m	5,00	10,00
1	HOBO 12-bit	72,00	72,00
2	HOBO stereo cable	8,00	16,00
2	Float	10,00	20,00
2	Timing belt	7,00	14,00
Total			642,00

**Tab. 2** - Detailed cost for components.  
*Tab. 2 - Costi dei vari componenti.*

also where external power sources are not available. This instrument has been successfully used for over two years in farm field providing several data about runoff process in vineyard. Instrument's low price permits the use of this equipment in several replicates reducing the potential errors of singles observations.

## REFERENCES

- Bonilla C.A., Kroll D.G., Norman J.M., Yoder D.C., Molling C.C., Miller P.S., Panuska J.C., Topel J.B., Wakeman P.L., Karthikeyan K.G., 2006. Instrumentation for Measuring Runoff, Sediment and Chemical Losses. *Journal of Environmental Quality*, 35: 216–223.
- Butler D.M., Franklin D.H., Cabrera M.L., Risse L.M., Radcliffe D.E., West L.T., Gaskin J.W., 2010. Assessment of the Georgia Phosphorus Index on farm at the field scale for grassland management. *Journal Soil of Water Conservation*, 65: 200–210.
- Brakensiek D.L., Osborn H.B., Rawls W.J., 1979. Field manual for research in agricultural hydrology. USDA Agricultural. Handbook 224. USDA, Washington DC, pp. 547.
- Hudson N.W., 1993. Field Measurement of Soil Erosion and Runoff. FAO Soils Bulletin No. 68. FAO, Rome, pp. 139.
- Franklin D.H., Cabrera M.L., Steiner J.L., Endale D.M., Miller W.P., 2001. Evaluation of percent flow captured by a small in-field runoff collector. *Transaction of ASAE* 44: 551–554.
- Geib H.V., 1933. A new type of installation for measuring soil and water losses from control plots. *Journal of American. Society of Agronomy* 25: 429–440.
- Mariani L., 2008. Il clima dell'Oltrepò, in Guida all'utilizzo della denominazione di origine Pinot Nero in Oltrepò Pavese. Pavia, Consorzio Tutela Vini: 15–20.
- Matos A. T., Pinho A. P., Costa L. M., Morris L. A., 2008. Streamside Management Zone (SMZ) Efficiency in Herbicide Retention from Simulated Surface Flow. *Planta Daninha*, 26, 131–142.
- Ortega-Achury S.L., Martínez-Rodríguez G.A., Sotomayor-Ramírez D., Muñoz-Muñoz M., 2007. Nutrient concentrations in runoff from different manure amended fields of the tropics under natural rainfall conditions. *J. Agric. Univ. P.R.* 91: 101–115
- Ottone C., Rossetti R., 1980. Condizionitermopluviometriche della Lombardia, *Atti dell'Istituto Geologico dell'Università di Pavia*, 29: 27–48.
- PAP/RAC, 1997. Guidelines for Mapping and Measurement of Rainfall-Induced Erosion Processes in the Mediterranean Coastal Areas. PAP-8/PP/GL.1. Priority Actions Programme Regional Activity Centre (MAP/UNEP), with the cooperation of FAO, Split, pp. 70.
- Pinson W.T., Yoder D.C., Buchanan J.R., Wright W.C., Wilkerson J.B., 2004. Design and evaluation of an improved flow divider for sampling runoff plots, *Applied Engineering in Agriculture* 20 (4): 433–438.
- Sotomayor-Ramírez D., Ramírez-Avila J., Mas E., Martínez G., 2008. Erosion and nutrient loss reduction with an alternative planting method for coffee (*Coffea arabica*). *J. Agric. Univ. P.R.* 92: 153–169.
- Rayan K.T., 1981. Sediment measurement techniques used by the Soil Conservation Service of New South Wales, Australia. *Proceedings of the Florence Symposium: Erosion and Sediment Transport Measurement. Florence June 1981. IAHS publication n. 133: 151–157.*
- Reyes M.R., Gayle G.A., Raczkowski C.W., 1999. Testing of a multislot divisor fabricated from plastic. *Transaction of the ASAE* 42 (3): 721–723.
- Sheridan J. M., Lowrance R. R., Henry H. H., 1996. Surface flow sampler for riparian studies. *Applied Eng. in Agric.* 12(2): 183–188.
- Sheridan J. M., Lowrance R. R., Bosch D. D., 1999. Management effects on runoff and sediment transport in riparian forest buffers. *Transactions, American Society of Agricultural Engineers* 42:55–64.
- Sistani K.R., Brink G.E., Oldham. J.L., 2008. Managing broiler litter application rate and grazing to decrease watershed runoff losses. *J. Environ. Qual.* 37:718–724.
- Sombatpanit S., Jai-Aree S., Sermsatanasusdi P., Hirunwatsiri S., Poonpanich C., 1990. Design of a double-split divisor for runoff plots. In: Boardman J., Foster I.D.L, Dearing J.A., *Soil Erosion on Agricultural Land. John Wiley & Sons. Chichester*, pp. 687.
- Toy T.J., Foster G.R., Renard K.G., 2002. *Soil erosion: Processes, prediction, measurement, and control. John Wiley & Sons, New York*, pp. 352.
- United States Department of Agriculture, 1986. *Urban hydrology for small watersheds. Technical Release 55 (TR-55) (Second Edition). Natural Resources Conservation Service, Conservation Engineering Division, Springfield*, pp. 164.
- White W. J., Pinho A., Morris L.A., Jackson C.R., 2003. *Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference, held April 23-24, 2003, at the University of Georgia. Kathryn J. Hatcher, editor, Institute of Ecology, The University of Georgia, Athens, Georgia.*

# Effetto delle correzioni dei dati misurati da stazioni eddy covariance sulla stima dei flussi evapotraspirativi

Chiara Corbari<sup>1\*</sup>, Daniele Masseroni<sup>1</sup>, Marco Mancini<sup>1</sup>

**Abstract:** Eddy covariance measurements have to be adjusted to correctly estimate the evapotranspiration fluxes. The main objective of this work is to analyze instrumental and physical corrections which are connected to an inappropriate sensors position or fluid (air) physical propriety. The data have been measured by two micrometeorological stations located at Landriano (PV) and Livraga (LO) in the Po Valley. The results show that the physical corrections are dominant in respect to instrumental corrections generating an energy balance improvements of about 20 %.

**Keywords:** Eddy covariance stations, physical corrections, instrumental corrections, footprint, energy balance closure

**Riassunto:** L'obiettivo di questo lavoro consiste nel mostrare l'importanza delle correzioni dei dati misurati da stazioni eddy covariance al fine di una migliore stima dei flussi evapotraspirativi. Sia correzioni strumentali, legate ad un cattivo posizionamento dei sensori, che correzioni fisiche, legate alle proprietà del fluido (aria), sono state analizzate mostrando di volta in volta i miglioramenti ottenuti. I dati utilizzati sono stati misurati da due stazioni micrometeorologiche poste all'interno di campi coltivati a mais nei comuni di Landriano (PV) e Livraga (LO) all'interno della Pianura Padana. I risultati mostrano la netta importanza delle correzioni fisiche su quelle strumentali, portando ad un miglioramento globale della chiusura del bilancio energetico di circa il 20 %.

**Parole chiave:** Stazioni eddy covariance, correzioni fisiche, correzioni strumentali, footprint, chiusura del bilancio energetico.

## 1. INTRODUZIONE

I flussi energetici che si sviluppano tra suolo-vegetazione e bassa atmosfera sono importanti per un ampio range di applicazioni a diverse scale spaziali e temporali: dalla simulazione delle piene a scala di bacino alla gestione della risorsa idrica nelle aree agricole. È quindi importante studiare l'affidabilità dei flussi misurati prima di utilizzarli per simulazioni idrologiche.

Le stazioni eddy covariance permettono la misura dei flussi turbolenti di calore latente e sensibile, radiazione netta e flusso di calore nel suolo a scala di campo agricolo ai fini della stima del fabbisogno irriguo di una coltura. Gli strumenti principali, che poi danno il nome alla tecnica eddy covariance, sono il gas analyzer e l'anemometro sonico che accoppiati forniscono le stime dei flussi turbolenti all'interno dello strato limite superficiale, grazie alle covarianze tra la velocità verticale del vento e la concentrazione di vapore acqueo per il calore latente e tra la velocità verticale del vento e la temperatura dell'aria per il calore sensibile. Queste misure sono per loro intrinseca natura molto complesse e quindi necessitano di un'accurata verifica e di una consistente fase di post-processing del dato grezzo misurato. È indispensabile quindi,

prima di un loro uso operativo, controllare la qualità del dato.

Infatti la qualità di queste misure è influenzata principalmente da problemi di configurazione dei sensori e da condizioni meteorologiche avverse (Baldocchi, 2001; Foken e Wichura, 1996). In letteratura sono state analizzate un'ampia diversità di tipologie di correzioni che devono essere effettuate per ottenere una corretta stima dei flussi. In particolare queste si possono suddividere in due grandi categorie: correzioni di tipo strumentale e fisico.

Le correzioni strumentali sono legate al dato grezzo e connesse alla struttura geometrica degli strumenti di misura, alla frequenza di acquisizione e alle caratteristiche del segnale; mentre le correzioni di carattere fisico sono legate ad una corretta stima dei flussi di calore latente e sensibile (Burba e Anderson, 2010). Quindi le correzioni strumentali sui dati in uscita dal data logger coinvolgono principalmente le misure condotte dall'anemometro sonico tridimensionale e il gas analyzer e si basano sull'applicazione di tre operazioni distinte: la rotazione degli assi cartesiani (Wilczak *et al.*, 2000), la correzione della risposta in frequenza (Massman, 2000) e il despiking (Vickers and Mahrt, 1997) che vengono applicate in sequenza. Invece le correzioni fisiche del dato eddy covariance sono legate ad una corretta stima dei flussi di calore latente, sensibile e di CO<sub>2</sub> e si possono suddividere in quattro operazioni distinte: pre-

\* Corresponding Author e-mail: chiara.corbari@mail.polimi.it

<sup>1</sup> Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale, Infrastrutture viarie e Rilevamento del Politecnico di Milano.

senza di pioggia forte o neve (Foken, 2008), correzione Webb-Pearman-Leuning legata alle fluttuazioni di densità dell'aria per i flussi di calore latente e CO<sub>2</sub> (Webb *et al.*, 1980), correzione della temperatura sonica per il flusso di calore sensibile (Foken, 2008) e correzione dovuta alla stabilità atmosferica (Foken, 2008).

Dopo aver effettuato le correzioni per i diversi flussi, il metodo più diffuso in letteratura per valutare il corretto funzionamento di una stazione eddy covariance nel suo complesso è la verifica della chiusura del bilancio energetico. È noto però che questo bilancio con i dati da stazioni eddy covariance non si chiude mai, ma l'energia disponibile (radiazione netta meno il flusso di calore nel suolo) risulta essere sempre maggiore rispetto alla somma dei flussi turbolenti (calore latente e calore sensibile). Questo può essere dovuto a diverse problematiche, tra cui le più importanti legate alla necessità di considerare i flussi di accumulo, le aree rappresentative di misura dei diversi flussi e la stabilità dell'atmosfera (Meyers e Hollinger, 2004; Wilson *et al.*, 2002, Foken, 2008, Corbari *et al.*, 2010). Questo lavoro si pone quindi come obiettivo principale l'analisi e l'applicazione delle correzioni strumentali e fisiche necessarie per una corretta stima dei flussi turbolenti di calore latente e sensibile tramite l'implementazione di una procedura automatica sviluppata nel programma Polimi Eddy Covariance (PEC). Per ogni correzione verrà quindi valutato l'effetto che esso ha sulla variabile interessata tramite dei parametri statistici.

Infine per valutare nel suo complesso l'importanza delle correzioni applicate sarà verificata la chiusura del bilancio energetico confrontando i risultati ottenuti prima e dopo le correzioni.

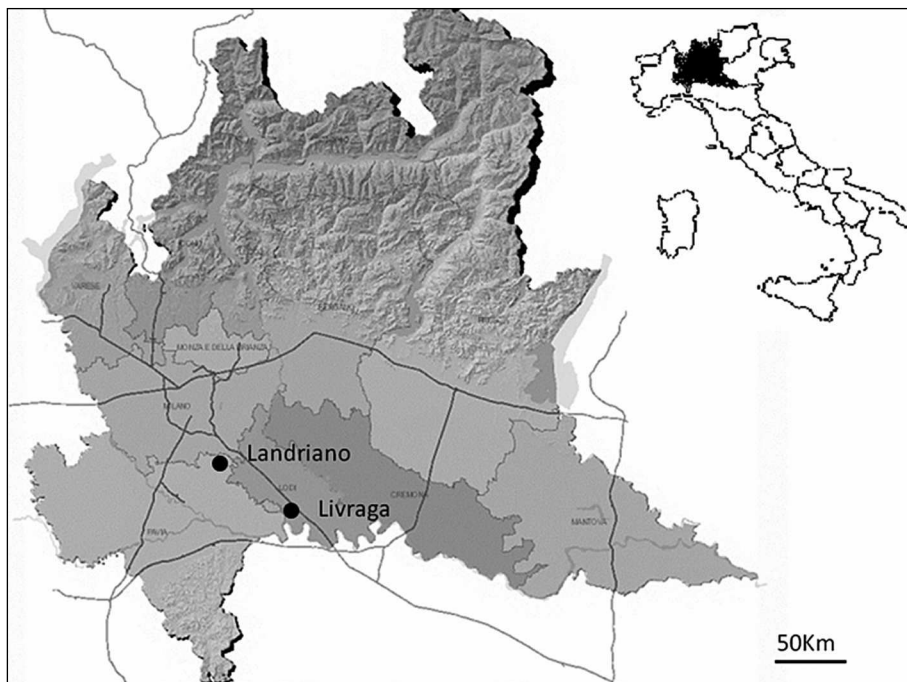
Queste analisi sono eseguite per i campi agricoli a mais di Landriano (PV) e di Livraga (LO) per l'anno 2010.

## 2. LE STAZIONI MICROMETEOROLOGICHE

In concomitanza del progetto, ACCA, "Misura e modellazione matematica dei flussi di acqua e carbonio negli agro sistemi a mais" finanziato dalla Regione Lombardia, il Politecnico di Milano e l'Università degli Studi di Milano hanno provveduto all'installazione di due stazioni micrometeorologiche all'interno di campi coltivati a mais in Pianura Padana.

Il primo sito di studio si trova nel comune di Livraga (LO) e la posizione della stazione è rispettivamente 45.11 N, 9.34 E, a 60 m s.l.m., mentre il secondo si trova nel comune di Landriano (PV) e le coordinate geografiche relative alla posizione della stazione sono 45.19 N, 9.16 E a 87 m s.l.m. Le stazioni distano tra loro circa 50 Km in linea d'aria, come rappresentato dalla mappa di Fig. 1. I campi di mais hanno una dimensione media di circa 10 ha.

All'interno di entrambi i campi di mais sono state delimitate due isole dentro le quali sono state installate tutte le sonde per la misura dei parametri necessari alla stima dei flussi evapotraspirativi. En-



**Fig. 1** - Posizione delle stazioni eddy covariance.  
*Fig. 1* - Eddy covariance station positions.





**Fig. 2** - La stazione eddy covariance.  
*Fig. 2 - The eddy covariance station.*

trambe le stazioni sono costituite dallo stesso tipo e numero di strumenti che permettono la misura della più variegata gamma di parametri sia in aria sia nel sottosuolo (Fig. 2). All'interno dell'isola sono state coltivate delle parcelle in concomitanza della posizione di alcuni strumenti (radiometro, sonde di umidità, termocoppie, heat flux plate e tensiometri) al fine di una maggiore accuratezza e rappresentatività del dato misurato.

Entrambe le stazioni possiedono strumenti di Classe I e questi si possono suddividere in due categorie: *sensori di aria* e *sensori di suolo*.

Fanno parte dei sensori di aria (Fig. 3):

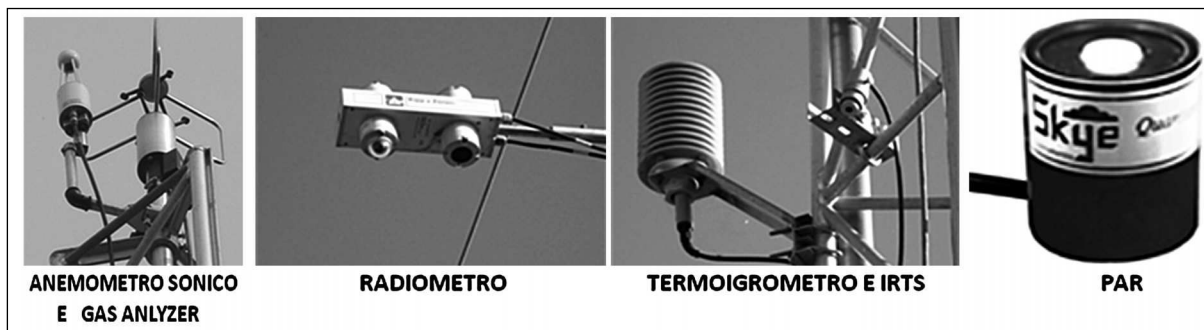
- L'anemometro sonico tridimensionale (Young Model 81000 della Campbell Scientific) per la misura delle tre componenti cartesiane della velocità del vento e la temperatura sonora;
- Il gas analyzer (LI-COR 7500) per la misura della concentrazione di vapore acqueo e anidride carbonica in atmosfera;
- Il radiometro a quattro componenti (CNR 1 della Kipp & Zonen) per la misurazione della radiazione ad onde corte e lunghe incidente dal sole e dall'atmosfera, e riflessa e/o emessa dalla superficie del suolo;
- L'IRTS (Infra Red Temperature Skin) della categoria IRR-P Apogee Instruments per la misura della temperatura della superficie del suolo;
- Il termo igrometro (HMP45C della Campbell Scientific) per la misura dell'umidità relativa e della temperatura dell'aria;
- La PAR (Photosynthetically Active Radiation) della categoria LI-COR 190 per la misura la componente della radiazione solare responsabile della fotosintesi delle piante.

Questi strumenti sono posizionati a differenti altezze sul traliccio. Alla sommità sono collocati il gas analyzer e l'anemometro sonico, a circa 4,80 m la PAR, a 4 m il radiometro e l'IRTS, a circa 3,30 m il termo igrometro.

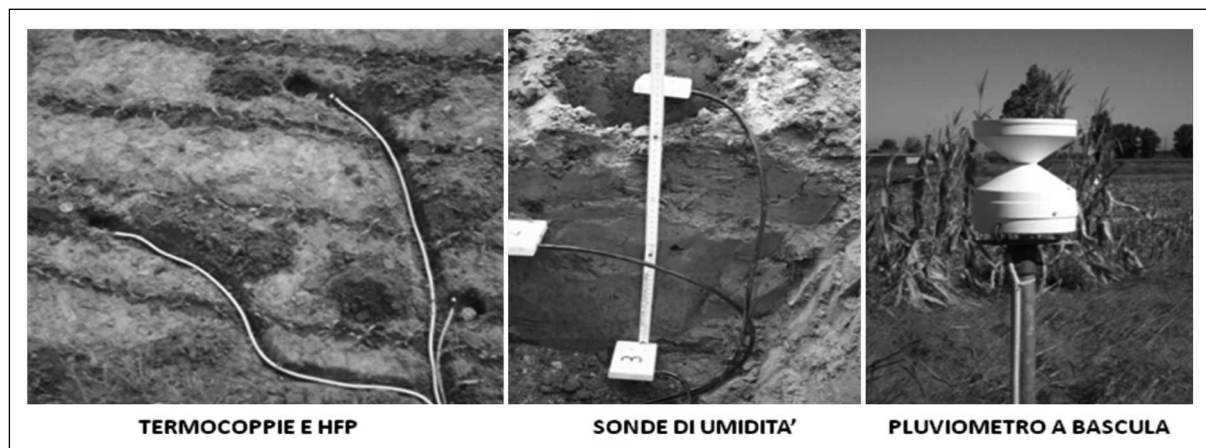
Per la misura corretta della radiazione emessa dalla coltivazione il radiometro sporge dalla torre per mezzo di un braccio estensibile che lo proietta al di sopra della parcella di mais coltivata all'interno dell'isola. Allo stesso modo anche l'IRTS è inclinato opportunamente per puntare direttamente sulla coltivazione e misurare la corretta temperatura superficiale sopra la piantagione.

Fanno parte dei sensori del suolo (Fig. 4):

- Le sonde di umidità (CS616 della Campbell Scientific) atte alla misura dell'umidità nel suolo per mezzo della tecnica della riflettometria nel dominio del tempo (TDR);



**Fig. 3** - Sensori presenti sulla torre eddy covariance.  
*Fig. 3 - Eddy covariance tower sensors detector.*



**Fig. 4** - Sensori presenti nel suolo.  
Fig. 4 - Soil sensors.

- L'heat flux plate (HFP del tipo HFP01SC della Hukseflux) per la misura dei flussi di calore nel suolo;
- Le termocoppie (105 T della Campbell Scientific) che sono poste sotto la superficie del suolo e permettono la misura della temperatura.

Le sonde di umidità sono posizionate all'interno della parcella coltivata a mais a differenti profondità, rispettivamente a 5, 20, 35, 50 e 100 cm sotto il piano campagna. Gli HFP sono installati ad una profondità di circa 10 cm dal piano campagna e in diversi punti all'interno della parcella col fine ulteriore di valutare la variabilità spaziale dei flussi attraverso il suolo in differenti punti della parcella. Per ogni HFP sono associate due termocoppie una posta a 5 cm e l'altra a 15 cm dal piano campagna. La misura congiunta di termocoppie e HFP permette la stima corretta del flusso di calore attraverso il suolo (Foken, 2008).

Per la misura dell'intensità di pioggia un pluviometro a bascula (ARG 100 della Campbell Scientific) è stato sistemato lontano dal traliccio su un palo di altezza circa 120 cm, mentre per la misura della profondità di falda è stato installato un pozzetto piezometrico all'interno del quale un sensore di pressione DIVER (Eijkelkamp) misura la pressione derivante della colonna d'acqua che lo sovrasta. La compensazione con la pressione dell'aria avviene attraverso un altro sensore detto BARO (Eijkelkamp) e che permette di derivare con precisione del centimetro la profondità della falda rispetto al piano campagna.

In ausilio alla stazione eddy, per la sola misura dei principali parametri atmosferici quali velocità e direzione del vento, temperatura e umidità dell'aria, radiazione solare incidente intensità di pioggia, è stata installata una stazione meteo della Davis, posizionata sul traliccio ad un'altezza di circa 4.80 m.

Al fine del corretto posizionamento dei vari strumenti durante l'intero sviluppo fenologico delle piante, si è

adottato un traliccio alto circa 5 m sul quale sono stati posizionati tutti i sensori di aria alle varie quote, come rappresentato in Fig. 5 che mostra la tavola dei particolari costruttivi per la stazione di Landriano ma che coincide anche per quella di Livraga.

I segnali elettrici derivanti dai vari sensori sono convertiti in misure attraverso un data logger CR 5000 della Campbell Scientific. Per la stazione di Landriano è presente anche un data logger CR23X della Campbell Scientific al quale sono collegati alcuni tensiometri (Sentek) per la misura del potenziale idrico a diverse profondità nel suolo. I segnali dei sensori arrivano al data logger con frequenze differenti (caratteristiche di ciascun strumento di misura), tuttavia il data logger è in grado di eseguire le principali operazioni di mediazione riguardanti il calcolo delle covarianze necessarie per la stima dei flussi. Le campagne di misura sono state effettuate nella stagione irrigua 2010 per entrambi i campi di Landriano e Livraga. I dati acquisiti sono poi stati mediati ogni 30 minuti per un totale di 7966 misurazioni per Landriano e di 5928 per Livraga.

Di estrema importanza è la manutenzione e la pulizia della stazione al fine di garantirne il corretto funzionamento (Masseroni *et al.*, 2011). Soprattutto la strumentazione ad alta frequenza (l'anemometro sonico e il gas analyzer) richiedono una cura particolare. L'anemometro calcola la velocità del vento nelle tre componenti cartesiane attraverso il tempo di transito di segnali acustici tra un sensore emettitore ed uno ricevente. È importante che tra i due sensori non si interponga nessun ostacolo (ragnatele o quant'altro) al fine di ottenere una buona qualità del dato. Il gas analyzer misura la concentrazione di vapore acqueo e di anidride carbonica in atmosfera sfruttando l'invio di segnali infrarossi attraverso un cammino ottico (path ottico).

### 3. POSIZIONAMENTO DELLA TORRE MICROMETEOROLOGICA

Affinché i flussi evapotraspirativi misurati dalle stazioni eddy covariance siano rappresentativi dei campi di mais nei quali sono state posizionate, è opportuno valutare l'estensione del Constant Flux Layer (CFL) e dare una stima della misura dell'area rappresentativa dei flussi turbolenti altresì chiamata footprint (Foken, 2008).

#### 3.1 Altezza del CFL

Le relazioni matematiche che descrivono lo stato e l'evoluzione dell'Atmospheric Boundary Layer (ABL) (Garrat, 1993), derivano dalle leggi fisiche di conservazione della massa e dell'energia, che costituiscono il punto di arrivo di un cammino rigorosamente teorico dettato da leggi complesse di difficile applicazione pratica. Negli ultimi decenni si è sviluppata un'intensa attività volta all'acquisizione di misure sperimentali con l'obiettivo di descrivere più esaurientemente lo stato dell'ABL e parallelamente di confutare le leggi che descrivono il comportamento dei fenomeni che in esso si manifestano. Tutta questa gigantesca mole di informazioni è organizzata secondo criteri rigorosi basati sulla

congruenza dimensionale, dando luogo a ciò che viene indicato genericamente come teoria di similarità dell'ABL (Sozzi *et al.*, 2002). I prodotti di questa teoria sono relazioni semiempiriche di validità generale (universali quindi) che descrivono il profilo verticale delle principali variabili di interesse nello studio dell'ABL (medie, varianze, covarianze e momenti di ordine superiore). Il risultato importantissimo ottenuto sta nel fatto che, in pratica, si è riusciti ad ottenere sperimentalmente un modello di ABL totalmente algebrico ed universale costituito da relazioni di utilità pratica e direttamente applicabili. La validità delle equazioni ricavate dalla teoria della similarità è pienamente garantita nel CFL che rappresenta un substrato dell'ABL dove è necessario che la stazione eddy covariance sia installata al fine della corretta stima dei flussi evapotraspirativi ottenuti attraverso la misura dei parametri della turbolenza atmosferica (Foken, 2008). In Savelyev e Taylor del 2005 sono elencati una serie di modelli per il calcolo dello spessore dell'Internal Boundary Layer (IBL) (Sozzi *et al.*, 2002) in funzione della distanza da una linea di discontinuità e in relazione alle differenti rugosità superficiali prima e dopo questa discontinuità.

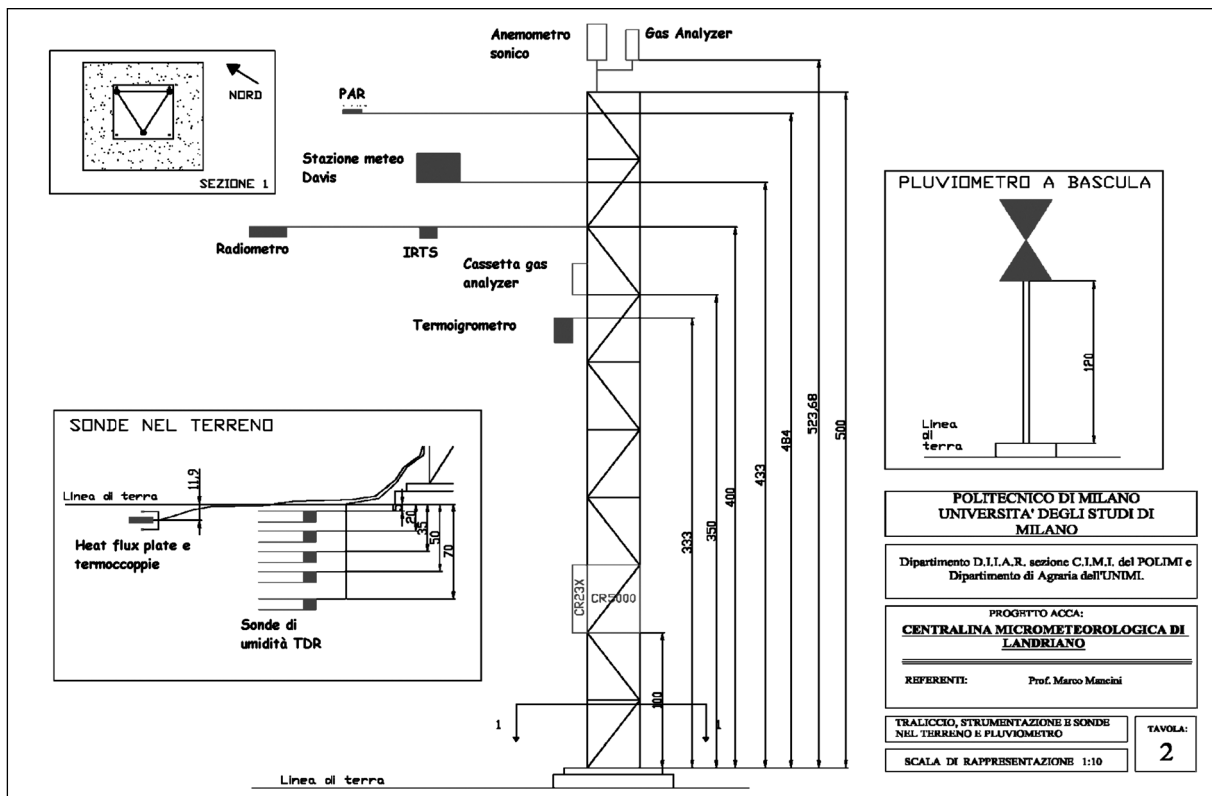
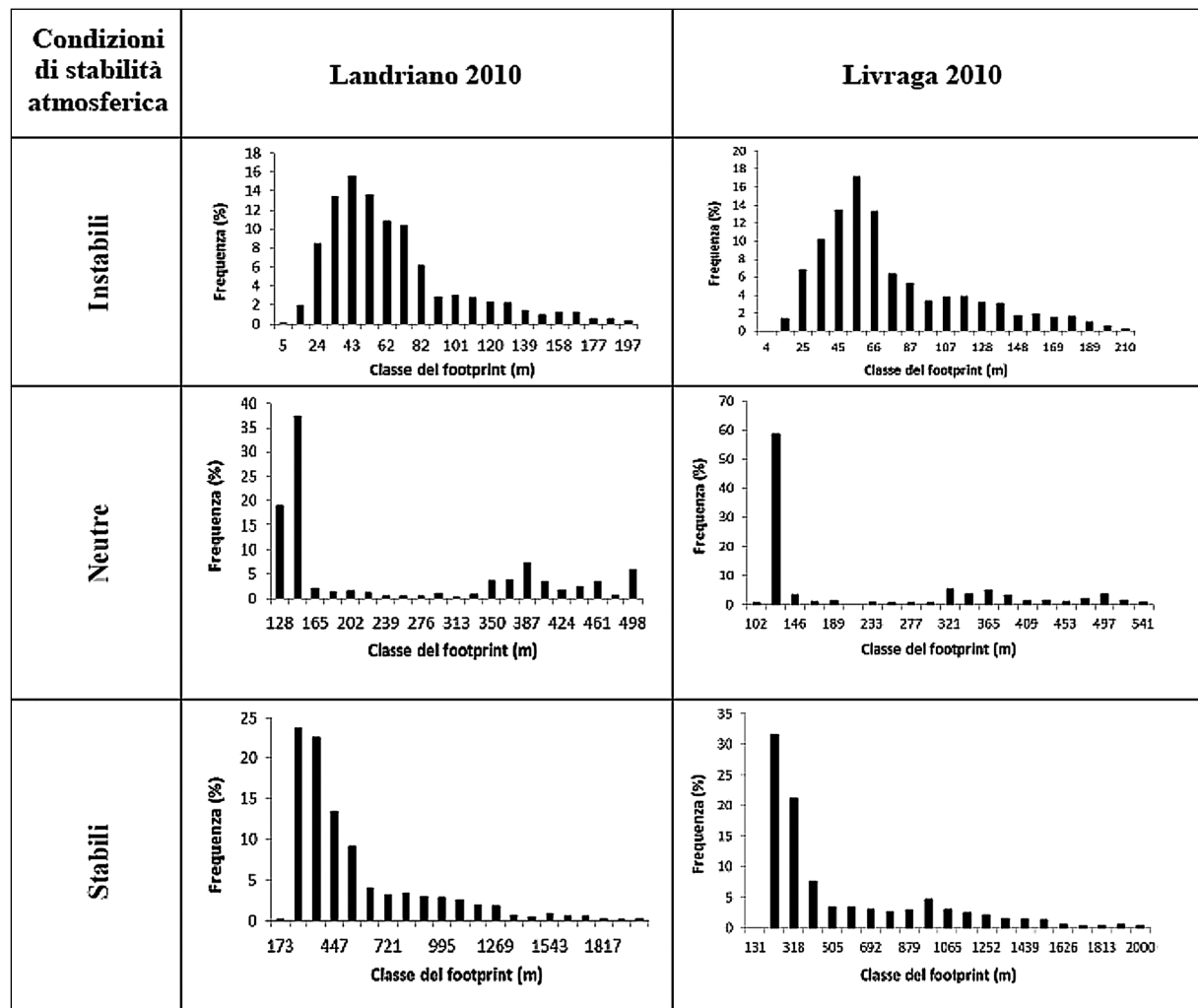


Fig. 5 - Prospetto della torre eddy covariance e sensori applicati.  
Fig. 5 - Eddy covariance elements.





**Fig. 6** - Suddivisione del footprint in classi di frequenza per le diverse condizioni di stabilità atmosferiche.  
*Fig. 6 - Footprint subdivision in frequency classes for different atmospheric stability conditions.*

Il CFL è circa pari al 10% dell'IBL come indicato in Baldocchi e Rao, 1995.

Entrambi i campi sperimentali di Landriano e Livraga sono circondati da zone di fitta boscaglia che costituiscono la discontinuità dalla quale si ha lo sviluppo del CFL, e che separano i campi sperimentali da quelli adiacenti. Sud-Ovest è la direzione prevalente di spira del vento per l'anno 2010 per entrambi i siti. La distanza tra la discontinuità (in direzione Sud-Ovest) e la torre è di circa 200 m per Landriano e 170 m per Livraga e lo sviluppo dell'IBL è stato valutato applicando la formula di Elliot (1958). Nella condizione più sfavorevole (quella di suolo nudo) si è valutato che l'altezza del CFL alla torre è di circa 6 m per il sito di Landriano e di 5.40 m per Livraga. Un'altra condizione critica da dover valutare è la fase di massimo sviluppo della pianta. In questo caso l'anemometro sonico tridimensionale e il gas analy-

zer potrebbero risultare troppo adiacenti alla vegetazione ricadendo nel cosiddetto viscous sublayer (Garrat, 1993) che costituisce una zona laddove i flussi risultano prossimi alla laminarità e che è circa pari all'1% dell'IBL (Garrat, 1993). Nel massimo sviluppo fenologico la pianta è alta circa 3.10 m per entrambi i siti, lo spessore del viscous sublayer oscilla tra 50 e 60 cm sopra la vegetazione sia per Landriano che per Livraga. In entrambi i casi quindi il posizionamento dell'anemometro sonico tridimensionale e del gas analyzer risulta essere corretto per l'intero periodo dell'anno.

### 3.2 Stima del footprint

Per stimare l'area rappresentativa dei flussi turbolenti misurati dalle stazioni eddy covariance di Landriano e Livraga si è utilizzato il modello di Hsieh *et al.* (2000). Tale modello permette la valutazione del

footprint in tutte le condizioni di stabilità atmosferica: situazioni instabili, neutre o stabili (Foken, 2008).

In Fig. 6 è mostrata un'analisi in frequenza relativa alla dimensione del footprint eseguita per le diverse condizioni di stabilità atmosferica. Per ogni dato di flusso si è misurata la corrispondente area rappresentativa valutando l'estensione del footprint assumendo un valore di  $F/S_0$  pari all'80% come mostrato in Hsieh *et al.* 2000. Le condizioni di stabilità atmosferica giocano un ruolo fondamentale sulla corretta misura dei flussi evapotraspirativi come mostrato nel capitolo 4.2.4; assumendo un raggio medio del campo coltivato di circa 120 m per Landriano e di 140 m per Livraga si nota che solo in condizioni instabili o al più neutre la dimensione del footprint non oltrepassa i confini fisici del campo e quindi la misura è rappresentativa della coltivazione di mais.

#### 4. ELABORAZIONE DEL DATO

Come evidenziato nell'introduzione, è importante sottolineare che non è sufficiente una mera acquisizione del dato grezzo ma esso deve essere corretto

per tutte le problematiche relative alla strumentazione e alle ipotesi fisiche della misura.

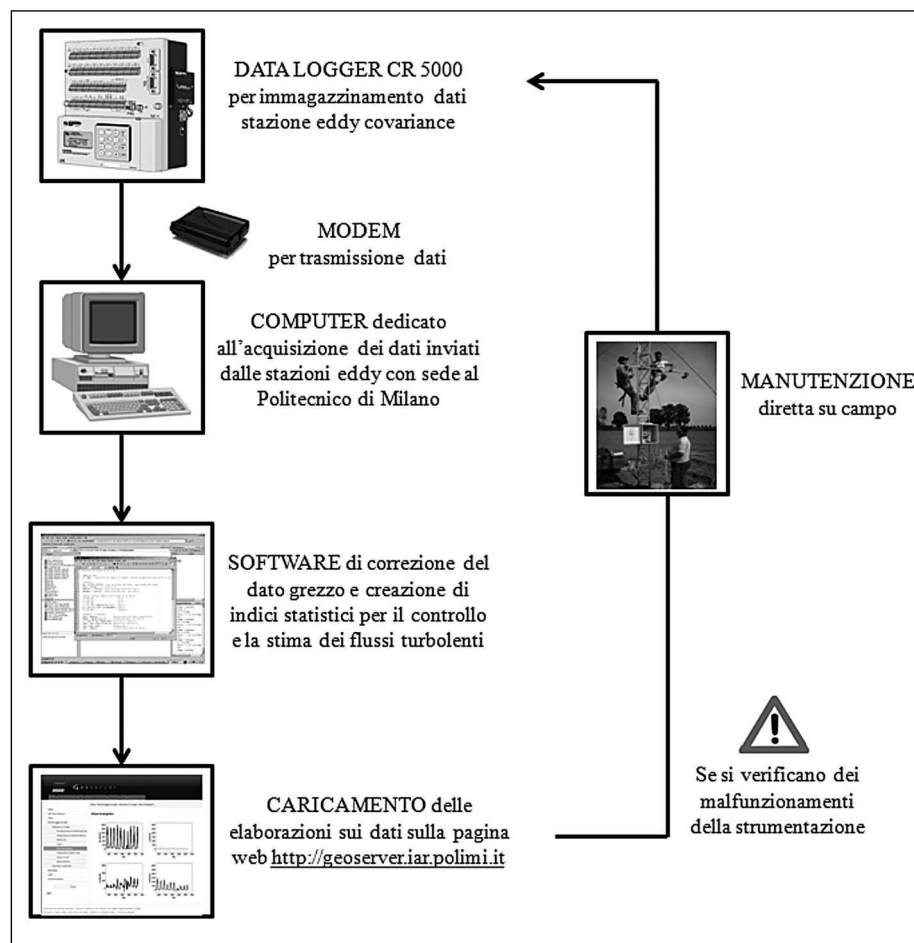
Queste stazioni, come accennato in precedenza, sono molto complesse e richiedono una cura e manutenzione continua. Per questo motivo è stata implementata una procedura automatica di controllo in tempo reale:

- 1) i dati salvati nel datalogger della stazione vengono scaricati via modem con una procedura pianificata;
- 2) sempre automaticamente viene attivato un algoritmo di correzione del dato grezzo al fine di stimare correttamente i flussi turbolenti di calore latente e sensibile;
- 3) creazione di indici statistici e grafici di controllo delle variabili meteorologiche principali e dei flussi energetici;
- 4) upload automatico dei grafici su una pagina web dedicata.

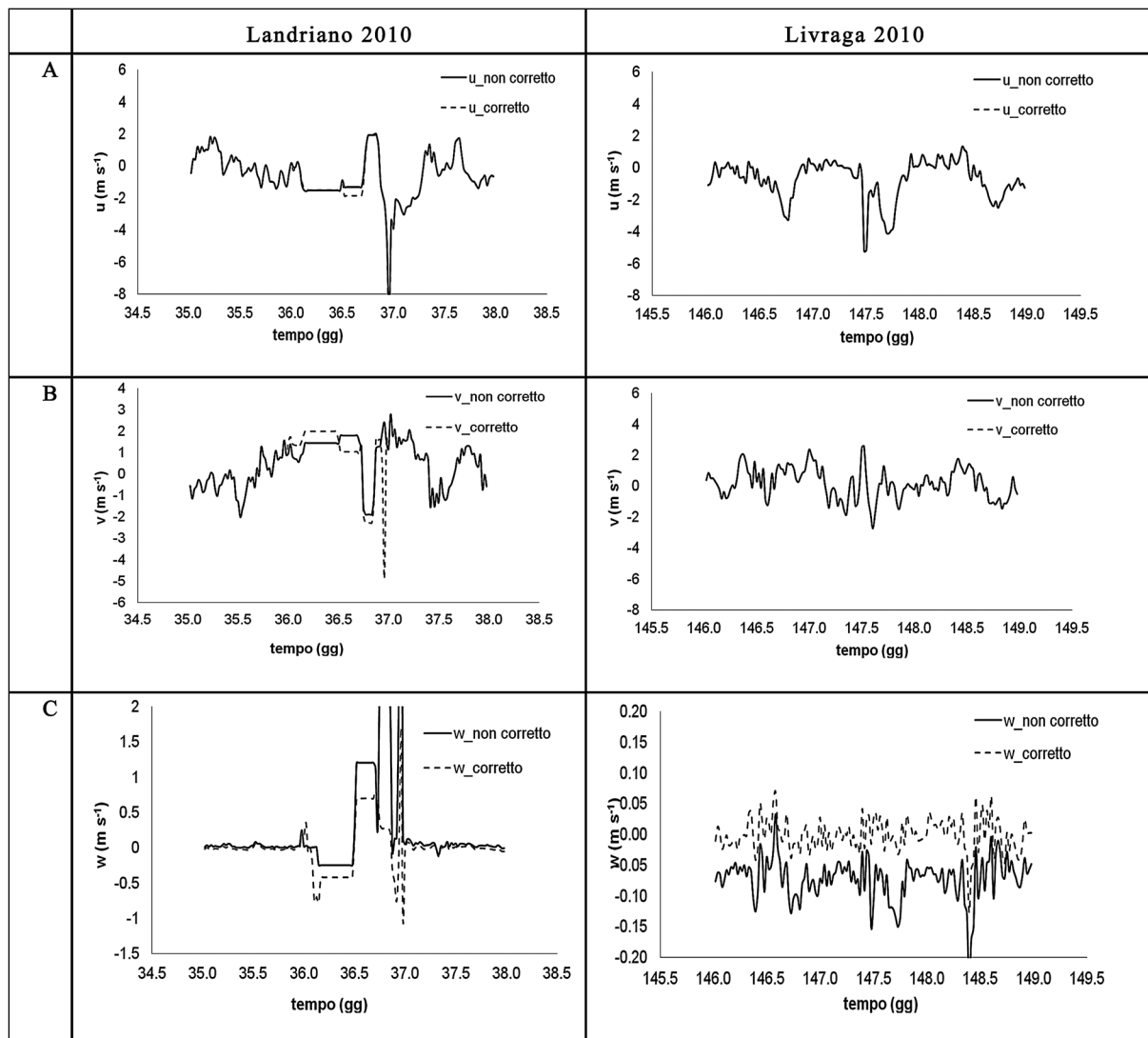
L'insieme di queste procedure è raccolto nel software PEC (*Polimi Eddy Covariance*).

In Fig. 7 viene schematizzata la procedura sviluppata.

Il cuore del software PEC risiede nell'algoritmo di



**Fig. 7** - Procedura del software **PEC**.  
Fig. 7 - Software PEC procedure.



**Fig. 8** - Correzione dei dati dovuta alla procedura di rotazione degli assi cartesiani. **A.** componente  $u$  della velocità. **B.** componente  $v$  della velocità. **C.** componente  $w$  della velocità.  
 Fig. 8 - Velocity corrections. *A.*  $u$  component. *B.*  $v$  component. *C.*  $w$  component.

correzione di dati grezzi misurati dalla stazione eddy che non possono essere utilizzati tal quale ma necessitano di alcune correzioni che si possono suddividere in due categorie: *correzioni di carattere strumentale*, legate al dato non elaborato e connesse alla struttura geometrica degli strumenti di misura, alla frequenza di acquisizione e alle caratteristiche del segnale; e *correzioni di carattere fisico*, legate ad una corretta stima dei flussi di calore latente e sensibile (Burba e Anderson, 2010).

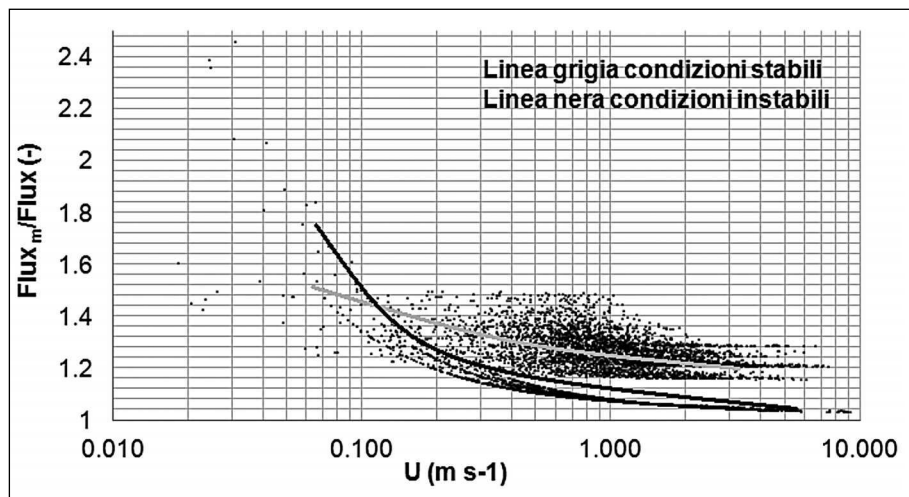
#### 4.1 Correzioni strumentali del dato

Le correzioni strumentali sui dati in uscita dal data logger coinvolgono principalmente le misure condotte dall'anemometro sonico tridimensionale e il

gas analyzer e si basano sull'applicazione di tre operazioni distinte: la rotazione degli assi cartesiani (Wilczak *et al.*, 2000), la correzione della risposta in frequenza (Massman, 2000) e il despiking (Vickers and Mahrt, 1997) che vengono applicate in sequenza.

##### 4.1.1 La rotazione degli assi cartesiani

Una chiara descrizione sul motivo dell'applicazione della correzione riguardante la rotazione del sistema di assi cartesiani per una corretta stima dei flussi, è contenuta in Sozzi *et al.* 2002. Il problema fondamentale, che generalmente si rispecchia nel momento dell'installazione dell'anemometro sonico, è che quest'ultimo non è posizionato perfettamente in



**Fig. 9** - Fattore correttivo dei flussi scalari.  
*Fig. 9 - Scalar fluxes correction factor.*

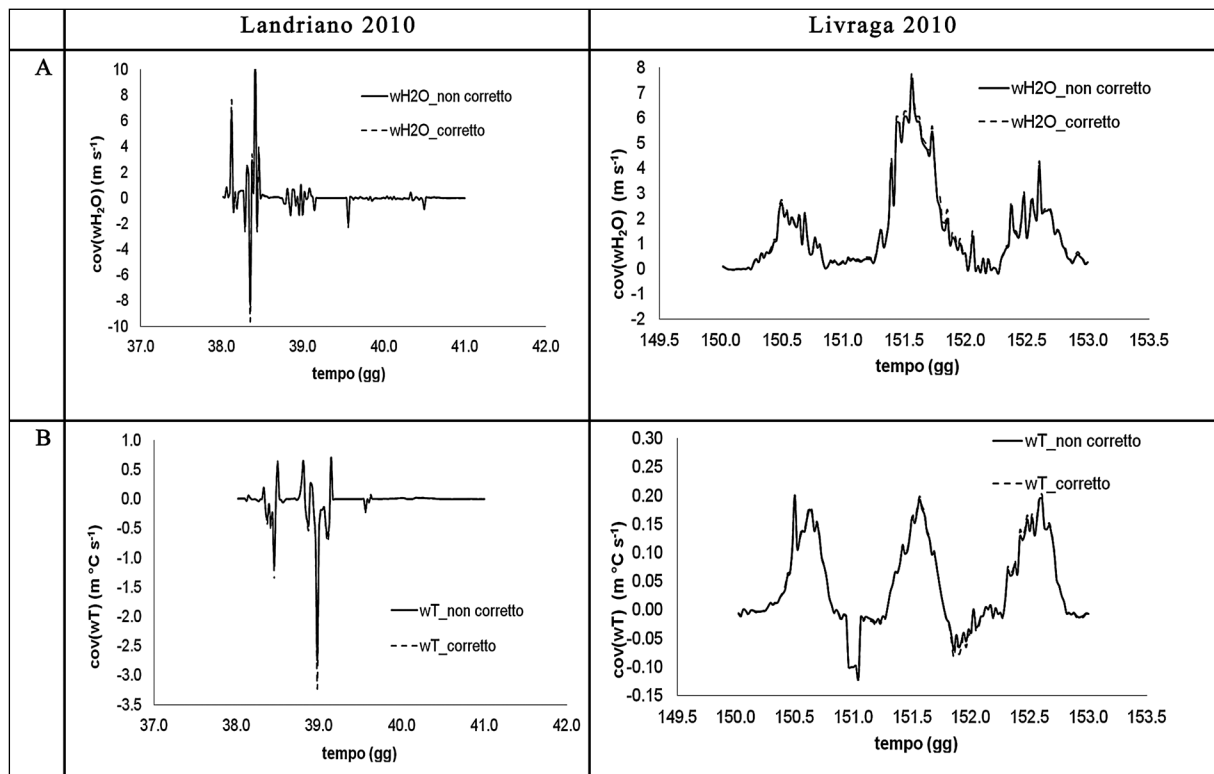
asse. Questo produce principalmente un errore in termini del valore di  $w$  che rappresenta la componente verticale della velocità del vento. La media delle componenti verticali della velocità del vento, per definizione (Garrat, 1993), dovrebbe essere zero. Tuttavia nella pratica si evince uno scostamento del valor medio dallo zero teorico. Con l'applicazione della rotazione degli assi le componenti  $u, v$  (componenti complanari della velocità del vento) e  $w$  vengono ristabilite e la media di  $w$  rispetta il comportamento descritto in letteratura.

Come indicato in Wilczak *et al.*, 2000 la rotazione degli assi cartesiani avviene semplicemente moltiplicando alla terna dei vettori  $u, v$  e  $w$  in uscita dal data logger, una matrice di rotazione in modo da ottenere una terna corretta di valori di  $u, v$  e  $w$ . Un particolare vantaggio derivante dal metodo descritto da Wilczak *et al.*, 2000 è che quest'ultimo può essere applicato direttamente sui dati mediati alla mezz'ora evitando così lo scorporo delle misure o l'acquisizione diretta a 20 Hz (massima frequenza di acquisizione dell'anemometro sonico Young 81000). In Fig. 8 sono rappresentati i confronti tra le componenti  $u, v$  e  $w$  per Landriano e Livraga prima e dopo la correzione degli assi cartesiani. A titolo di esempio si riporta l'andamento delle correzioni rispetto ai valori di partenza solo per alcuni giorni presi come riferimento. Si nota che le componenti orizzontali delle velocità del vento ( $u$  e  $v$ ) non risentono in particolar modo della correzione attuata. Questo significa che nel momento dell'installazione l'orientazione dell'anemometro rispetto al Nord è stata rispettata, invece la componente  $w$ , che, come si può vedere dai dati misurati, è quella maggiormente soggetta ad errore, migliora nettamente. La correzione sugli assi produce due significativi miglioramenti per la componente  $w$ : il primo riguar-

dante la riduzione dei picchi (Fig. 8C, Landriano) e il secondo un adattamento della misura nell'intorno del valore zero (Fig. 8C, Livraga). L'errore su  $w$  dovuto alla messa in asse dell'anemometro sonico è giustificabile in quanto la probabilità che il traliccio alto 5 m sia perfettamente in asse è piuttosto scarsa.

#### 4.1.2 La correzione della risposta in frequenza

La correzione della risposta in frequenza (più comunemente indicata in letteratura come Frequency Response Correction) è una procedura atta a compensare le perdite di informazioni sulle misure dei flussi alle differenti frequenze caratteristiche dei fenomeni turbolenti. La correzione della risposta in frequenza è in realtà un insieme di correzioni (Burba e Anderson, 2010) che si possono raggruppare in un'unica funzione di trasferimento. L'applicazione diretta di questa funzione di trasferimento risulta però essere particolarmente complicata da attuare al caso pratico di correzione dei dati da stazione eddy covariance. Si predilige pertanto un approccio approssimato che tuttavia differisce in maniera insignificante dall'approccio integrale (Massman, 2000). La procedura, piuttosto complessa, porta alla correzione dei flussi di calore latente e sensibile passando attraverso la modifica dei termini di covarianza  $cov(wT)$  e  $cov(wH_2O)$  che rappresentano le covarianze tra la componente turbolenta della velocità verticale del vento, della temperatura dell'aria e della concentrazione di vapore acqueo. L'approccio utilizzato da Massman consiste nell'introdurre un fattore moltiplicativo dei flussi grezzi al fine della determinazione dei valori corretti di  $cov(wT)$  e  $cov(wH_2O)$ . Questo fattore moltiplicativo è sempre maggiore di uno e la sua stima passa attraverso la conoscenza di alcune caratteristiche fisiche della turbolenza atmosferica e delle specifiche costruttive del gas analyzer.

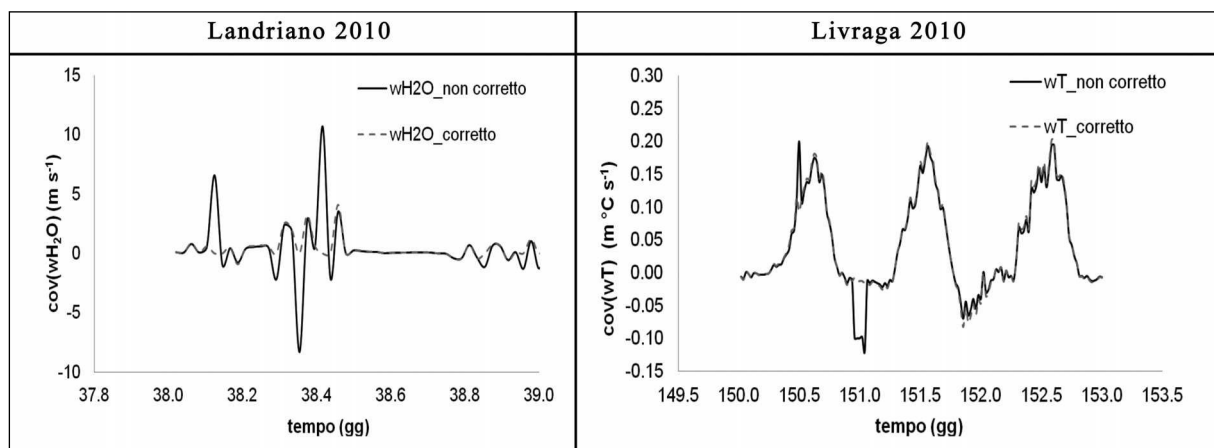


**Fig. 10 -** Correzione in frequenza. **A.**  $cov(wH_2O)$ . **B.**  $cov(wT)$ .  
*Fig. 10 - Frequency Responce Correction. A.  $cov(wH_2O)$ . B.  $cov(wT)$ .*

L'equazione per la determinazione del fattore moltiplicativo cambia a seconda delle condizioni di stabilità atmosferica. È necessario quindi conoscere alcuni parametri fondamentali come la lunghezza di Monin-Obukov (Foken, 2008) e la friction velocity. Per quanto riguarda le specifiche dello strumento, nell'equazione di correzione rientrano la lunghezza del path ottico che differisce a seconda delle differenti tipologie di gas analyzer (open path o close path), la

frequenza di acquisizione alla quale è settato lo strumento, l'altezza di posizionamento e il tempo di mediazione dei dati misurati.

Il coefficiente moltiplicativo che in Fig. 9 è indicato dal rapporto  $Flux_m/Flux$ , dove  $Flux_m$  è il flusso misurato direttamente dal sensore mentre  $Flux$  rappresenta il flusso reale dopo la correzione, dipende notevolmente dalla velocità media del vento e dalle condizioni di stabilità atmosferica.



**Fig. 11 -** Correzione dei dati con procedura Despiking.  
*Fig. 11 - Despiking correction.*



$u, v$	+/- 3.5 della dev.st.
$w$	+/- 5.0 della dev.st.
$CO_2$ e $H_2O$	+/- 3.5 della dev.st.
$T$	+/- 3.5 della dev.st.

**Tab. 1** - Plausibili range per la valutazione degli spikes nei dati misurati da stazioni eddy covariance.

Tab. 1 - Plausibility range for the purpose of detecting spikes in raw data, specified for each sensitive variable.

Come si può notare in Fig. 9, per condizioni stabili dell'atmosfera (linea grigia), con  $z/L > 1$  dove  $z$  rappresenta l'altezza di misura e  $L$  la lunghezza di Monin-Obukov (Garrat, 1993), il coefficiente moltiplicativo non varia sostanzialmente con la velocità media del vento e rimane confinato tra 1.2 e 1.6. Per condizioni convettive (linea nera), con  $z/L < 0$ , il coefficiente moltiplicativo varia esponenzialmente, e per velocità minori di  $0.1 \text{ m s}^{-1}$  perde di attendibilità. In Fig. 10 sono rappresentati i confronti in termini di  $cov(wT)$  e  $cov(wH_2O)$ , prima e dopo la correzione della risposta in frequenza.

Come si evince dalla Fig. 10 c'è una leggera discrepanza tra i valori dei flussi prima e dopo l'applicazione della correzione della risposta in frequenza. Questo è dovuto principalmente al basso valore del

coefficiente di correzione che oscilla generalmente tra 1.2 e 1.5. Si nota, inoltre, che il leggero aumento dei flussi corretti è più palpabile in prossimità dei picchi delle misure, rimane invece inalterato nei valori di minimo relativo di  $cov(wT)$  e  $cov(wH_2O)$ .

#### 4.1.3 Despiking

Il Despiking è una procedura che consiste nell'eliminazione degli outlier nei dati misurati dalla stazione eddy covariance e coinvolge le variabili  $u, v, w, CO_2, H_2O, T$  e pressione dell'aria.

Seguendo Vickers and Mahrt del 1997, la procedura consiste nel definire una finestra di accettabilità dei valori delle variabili per un range temporale di 5 minuti. Se esistono meno di 3 outlier consecutivi allora questi vengono scartati, se si presentano un numero maggiore di outlier lo si considera un fenomeno fisico e i dati vengono considerati accettabili. In Tab. 1 si riportano le finestre di accettabilità per le varie variabili.

In Fig. 10 si può notare come le operazioni di correzione in frequenza possano portare a dei valori non accettabili dei flussi (outlier). In Fig. 11 si mostra a titolo di esempio come la procedura despiking depura la sequenza dei dati eliminando i valori poco plausibili in riferimento alla  $cov(wH_2O)$  per Landriano e di  $cov(wT)$  per Livraga.

#### 4.2 Correzioni fisiche del dato

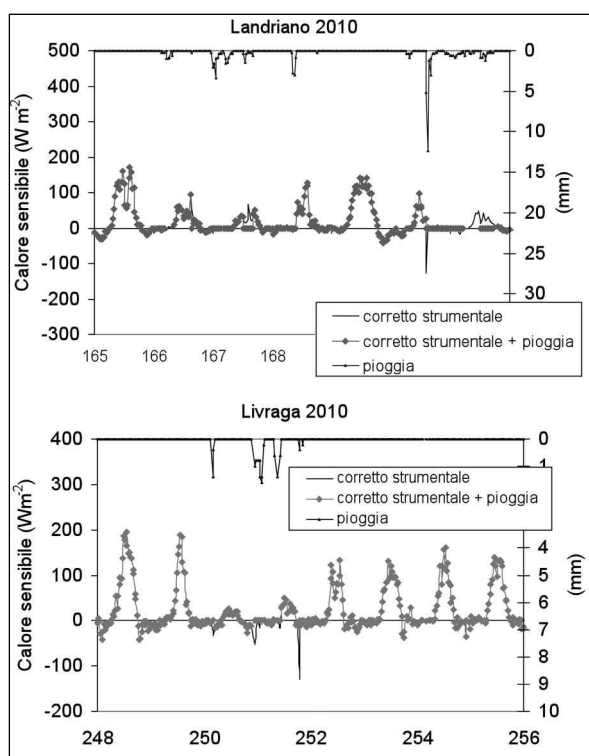
Le correzioni fisiche del dato eddy covariance sono legate ad una corretta stima dei flussi di calore latente, sensibile e di  $CO_2$  e si possono suddividere in quattro operazioni distinte: presenza della pioggia, correzione Webb-Pearman-Leuning, correzione della temperatura sonica e correzione dovuta alla stabilità atmosferica.

##### 4.2.1 Pioggia

Tutti gli strumenti sono influenzati dai forti eventi di precipitazione, dalla neve ma anche dalla rugiada mattutina. Ovviamente ogni strumento reagisce in modo differente.

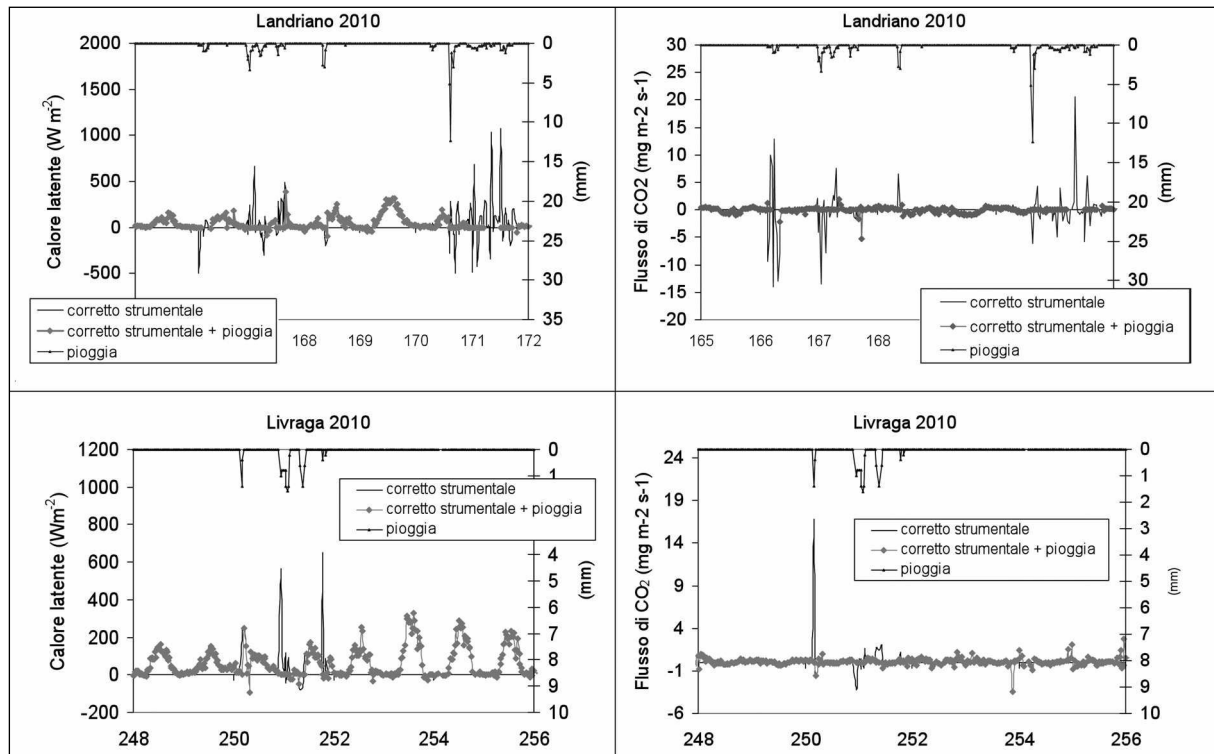
Infatti l'anemometro sonico risente lievemente di questi effetti atmosferici in relazione ad un'alterazione del tempo di trasmissione del segnale acustico tra i trasduttori ultrasonici dello strumento. In Fig. 12 si mostra per le stazioni di Landriano e Livraga 2010, questo effetto.

Il gas analyzer risulta essere invece maggiormente influenzato dalla creazione di gocce d'acqua sui vetrini dello strumento. In Fig.13 per le stazioni di Landriano e Livraga 2010, si mostra come i flussi di evapotraspirazione e di  $CO_2$  misurati in condizioni di pioggia siano caratterizzati da valori al di fuori dei range di validità della misura stessa.

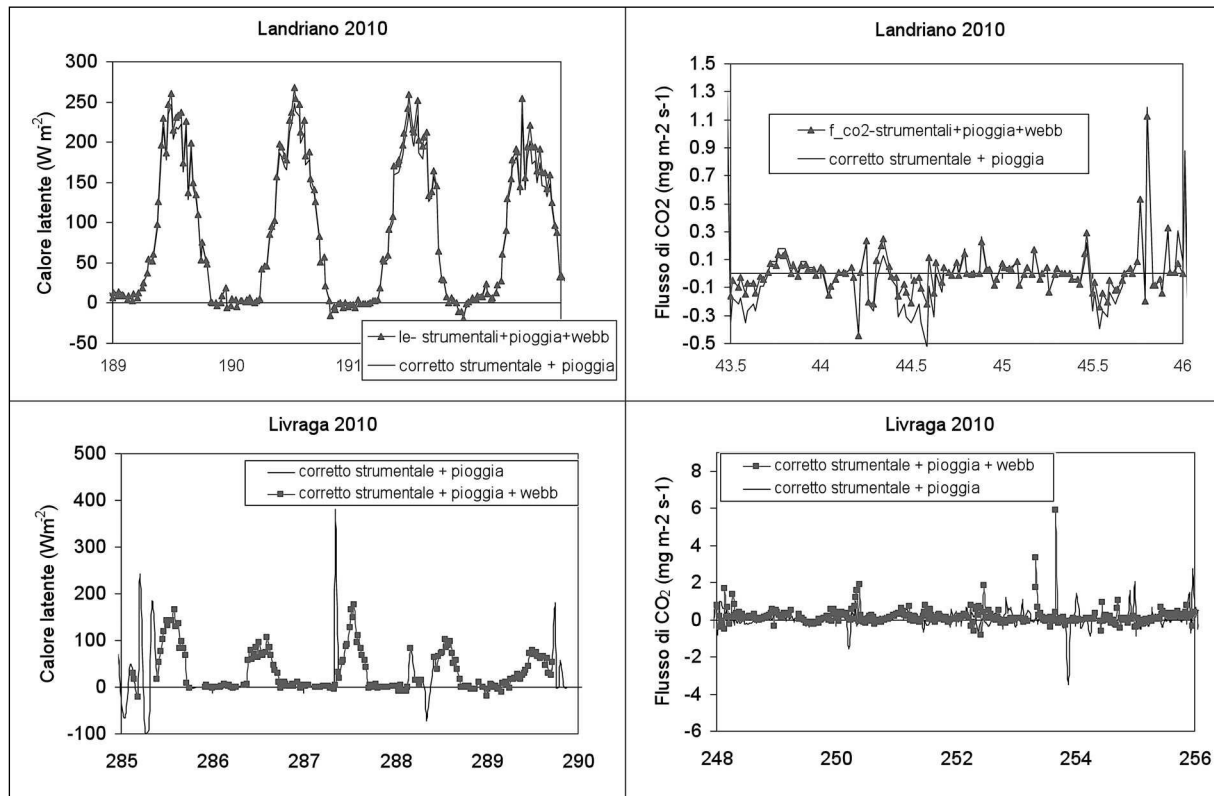


**Fig. 12** - Effetto della pioggia sulla misura del calore sensibile.

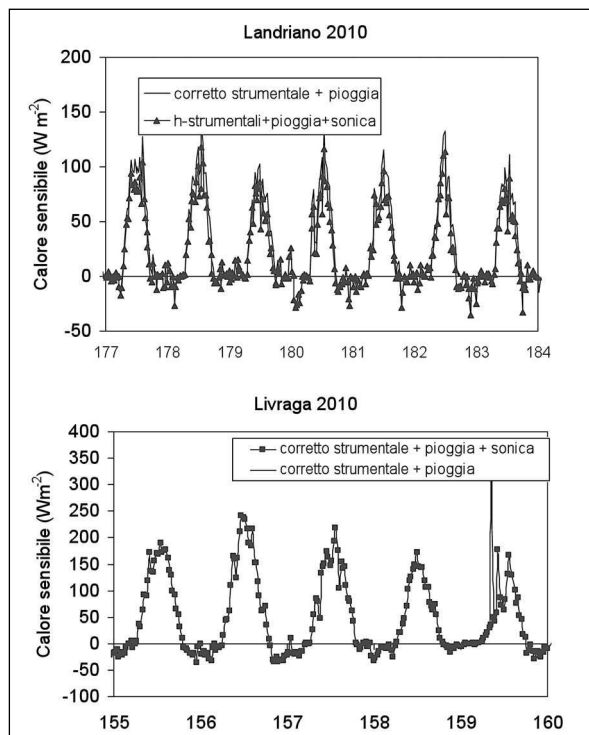
Fig. 12 - Rain effect on sensible heat flux measurements.



**Fig. 13** - Effetto della pioggia sulla misura del calore latente e sulla misura della concentrazione di anidride carbonica.  
*Fig. 13 - Rain effect on latent heat and CO<sub>2</sub> fluxes measurements.*



**Fig. 14** - Effetto della correzione di Webb-Pearman-Leuning sul flusso di calore latente e di CO<sub>2</sub>.  
*Fig. 14 - Webb-Pearman-Leuning correction effects on latent heat and CO<sub>2</sub> fluxes measurements.*



**Fig. 15** - Effetto della correzione della temperatura sonica sul flusso di calore sensibile.

*Fig. 15 - Sonic temperature correction effects on sensible heat fluxes measurements.*

In conclusione tutti i flussi turbolenti misurati durante le precipitazioni devono essere eliminati perché non correttamente misurati.

#### 4.2.2 Webb-Pearman-Leuning

La correzione Webb-Pearman-Leuning (WPL) (Webb *et al.*, 1980) influisce sulle misure di calore latente e sul flusso di CO<sub>2</sub>. Questa procedura si rende necessaria per correggere le fluttuazioni di densità dell'aria all'interno del volume di campionamento compreso nella testa dell'analizzatore a cammino aperto. Nel caso questa correzione non venga applicata, l'ipotesi di velocità media verticale nulla, viene a cadere a causa del trasporto indotto dalle fluttuazioni di densità. Considerando le due serie di dati a disposizione si nota che la correzione WPL provoca una variazione percentuale media del 8% sul flusso di calore latente e del 4% sul flusso di CO<sub>2</sub>.

In Fig. 14 a titolo di esempio vengono riportati i flussi per Landriano 2010 e Livraga 2010 prima e dopo aver effettuato la correzione in densità.

#### 4.2.3 Temperatura sonica

Il problema relativo al calcolo del flusso di calore sensibile tramite un anemometro sonico sono legati

al fatto che la temperatura misurata è una temperatura sonica che è diversa dalla temperatura dell'aria (Foken, 2008). Invece questa rappresenta una temperatura che è affetta dall'umidità specifica dell'aria. In Fig. 15 il flusso di calore sensibile prima e dopo la correzione viene riportato per le stazioni di Livraga e Landriano.

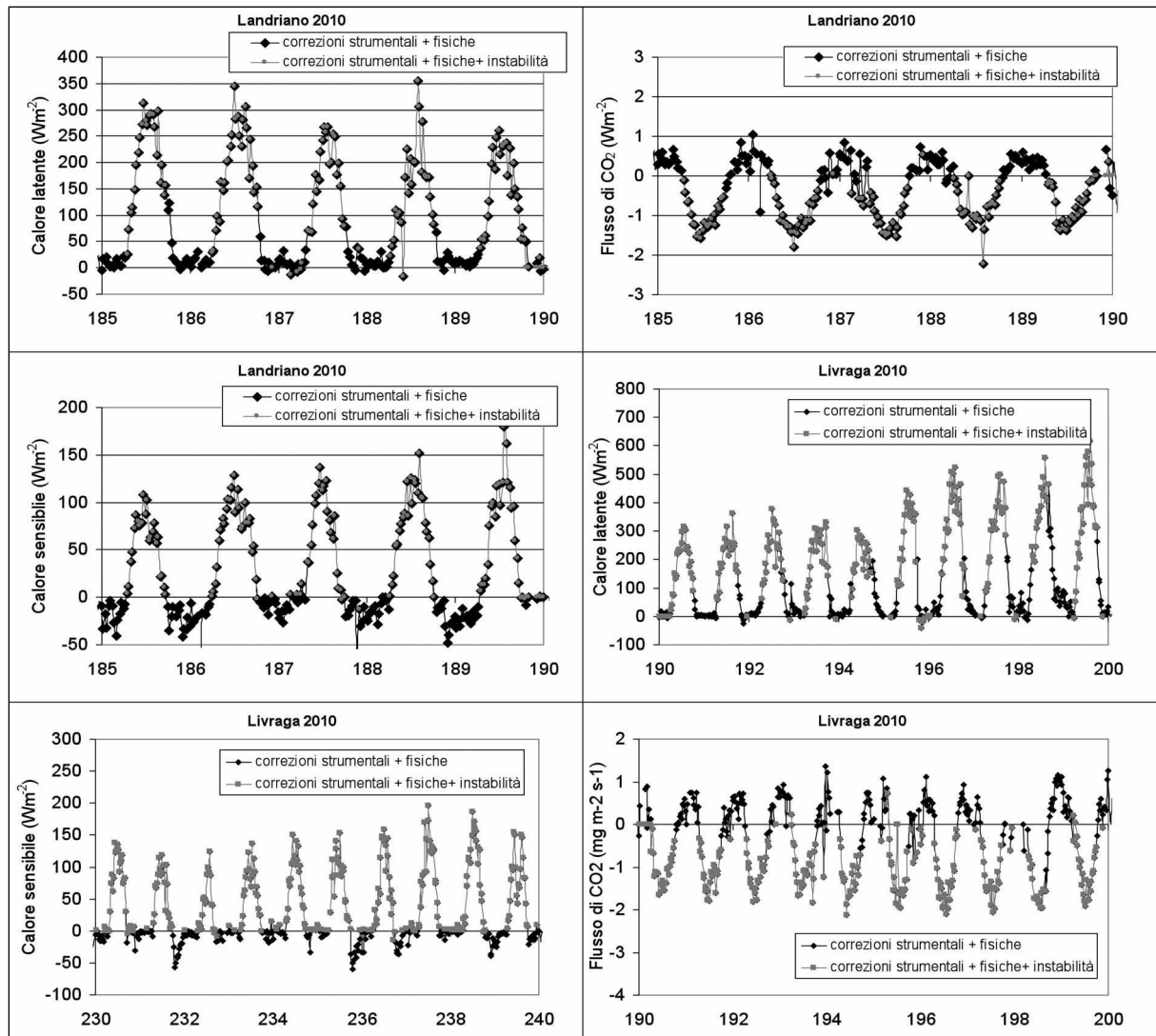
#### 4.2.4 Stabilità dell'atmosfera

Lo studio della qualità delle stazioni eddy covariance non può prescindere dall'analisi delle condizioni di turbolenza relative allo strato limite superficiale. Infatti questo strato è interessato da fenomeni di turbolenza di piccole, medie e grandi scale dettate principalmente dalla rugosità e dal riscaldamento della superficie del suolo (Sozzi *et al.*, 2002). Caratteristiche delle ore diurne sono le cosiddette condizioni instabili caratterizzate da vortici di grandi dimensioni generate dal riscaldamento della superficie del suolo. Di notte invece prevalgono le condizioni stabili caratterizzate da strutture turbolente poco intense e di piccole dimensioni, avvicinandosi alla condizione laminare. In questa situazione, quindi, gli strumenti della tecnica eddy covariance, quali anemometro sonico e gas analyzer, non funzionano correttamente e i flussi misurati di calore latente e sensibile vanno eliminati (Foken, 2008). La lunghezza di Monin-Obukov è il parametro che permette di stabilire se ci si trova in condizioni stabili, instabili o neutre. Essa è definita come la quota in valore assoluto alla quale si ha un bilanciamento tra le forze di origine meccanica e termica ed è espressa dall'Eq. 1.

$$L = - \frac{u_*^3 \cdot T}{k \cdot g \cdot \text{cov}(wT)} \quad (1)$$

dove  $u_*$  è la friction velocity,  $T$  è la temperatura dell'aria espressa in Kelvin,  $k$  è la costante di Von Karman pari a 0.4,  $g$  è l'accelerazione di gravità. È interessante osservare come le situazioni convettive presentino valori di  $L$  negativi, mentre le situazioni stabili valori positivi. È poi immediato vedere come in modulo  $L$  aumenti all'avvicinarsi dell'adiabaticità, tendendo a  $+\infty$  se l'avvicinamento avviene da situazioni stabili e a  $-\infty$  se da situazioni convettive. Questo bizzarro comportamento di  $L$  ne fa un parametro scomodo nella pratica; si predilige pertanto sostituire ad  $L$   $1/L$  o meglio  $z/L$  con  $z$  la quota di misura (Sozzi *et al.*, 2002).

È stato quindi valutato l'effetto della stabilità ed instabilità dell'atmosfera sul campione di dati precedentemente corretto per le stazioni di Landriano e Livraga per l'anno 2010.



**Fig. 16** - Effetto contemporaneo delle correzioni strumentali e fisiche applicate ai flussi misurati dalle stazioni eddy covarianze.

*Fig. 16 - Instrumental and physical correction effects on turbulent fluxes measured by eddy covariance station.*

		Landriano 2010		Livraga 2010	
notte		N° dati	% dati	N° dati	% dati
$(z-d)/L < -0.1$	instabile	953	22.5	500	16.4
$-0.1 < (z-d)/L < 0.1$	neutrale	702	16.6	539	17.6
$(z-d)/L > 0.1$	stabile	2580	60.9	2015	66
<b>Totale</b>		4235		3054	
giorno		N° dati	% dati	N° dati	% dati
$(z-d)/L < -0.1$	instabile	3332	89.3	2620	91.2
$-0.1 < (z-d)/L < 0.1$	neutrale	210	5.6	154	5.5
$(z-d)/L > 0.1$	stabile	189	5.1	100	3.3
<b>totale</b>		3731		2874	

**Tab. 2** - Stabilità ed instabilità dell'atmosfera per i dati diurni e notturni di flusso di calore latente e sensibile per le stazioni di Livraga e Landriano 2010.  
*Tab. 2 - Number of data in stable and unstable atmosphere conditions during day time and night for Livraga and Landriano 2010.*

	Landriano 2010		Livraga 2010	
	Dati grezzi	Dati finali corretti	Dati grezzi	Dati finali corretti
$Y = m \cdot x$	0.45	0.66	0.49	0.67
$R^2$	0.69	0.87	0.58	0.78

**Tab. 3** - Stabilità ed instabilità dell'atmosfera per i dati diurni e notturni di flusso di calore latente e sensibile per le stazioni di Livraga e Landriano 2010.

*Tab. 3 - Number of data in stable and unstable atmosphere conditions during day time and night for Livraga and Landriano 2010.*

In Tab. 2, i dati sono suddivisi in diurni e notturni considerando come discriminante la radiazione netta ( $R_n > 0$ ) e poi a loro volta suddivisi in 5 sottogruppi in base al rapporto  $(z-d)/L$ , dove  $d$  è il displacement (Garrat, 1993). Come atteso, per la stazione di Landriano durante la notte 60.9 % dei dati si trova in una situazione di stratificazione stabile ( $(z-d)/L > 0.1$ ); mentre durante il giorno 89.3 % dei dati è misurato in condizioni di instabilità dell'atmosfera ( $(z-d)/L < -0.1$ ). Risultati simili sono ottenuti per la stazione di Livraga.

In Fig. 16 si mostra l'effetto contemporaneo di tutte le correzioni applicate sui flussi di calore latente, sensibile e  $CO_2$  dati misurati dalle stazioni eddy covariance di Landriano e Livraga.

## 5. CHIUSURA DEL BILANCIO ENERGETICO

Per verificare nel suo complesso il corretto funzionamento di una stazione eddy covariance la tecnica più utilizzata è la verifica della chiusura del bilancio energetico (Wilson *et al.*, 2002). Dal punto di vista energetico, lo strato limite atmosferico (Garrat, 1993) è un'enorme macchina termica il cui combustibile è la radiazione solare. Si consideri il sistema fisico costituito dalla superficie terrestre e da ciò che la sovrasta (vegetazione ed esempio); tale sistema ha come disponibilità energetica la radiazione netta ( $R_n$ ) e perde sicuramente energia trasferendola al sottosuolo ( $G$ ). Al suo interno esistono però altre due fonti energetiche fondamentali: il flusso di calore latente ( $LE$ ) dovuto all'evaporazione dell'acqua superficiale e alla traspirazione delle piante, e il flusso di calore sensibile ( $H$ ) legato al riscaldamento della superficie terrestre.

Il bilancio energetico può essere quindi descritto dall'Eq. 2:

$$LE + H = R_n - G \quad (2)$$

Da letteratura (Wilson *et al.*, 2002), è noto che il bilancio non risulta essere mai chiuso, ma l'energia disponibile è sempre maggiore della somma dei flussi turbolenti. Sono diverse le cause di questa proble-

matica, principalmente legate alla stabilità dell'atmosfera, al contributo dei termini di accumulo che spesso vengono trascurati, alla congruenza tra le scale rappresentative di misura dei flussi turbolenti e del flusso di calore nel suolo che risultano essere molto diverse tra loro (Jacobs *et al.* 2008; Meyers *et al.* 2004; Hsieh *et al.* 2000). In questo articolo, sono quindi stati valutati solo gli effetti delle correzioni strumentali e fisiche dei dati sulla chiusura del bilancio.

Quindi In Tab. 3, si riporta la chiusura del bilancio per le stazioni di Landriano e Livraga con i dati del 2010, utilizzando sia i dati grezzi che quelli derivanti dal tutto il processo di correzioni presentato in questa pubblicazione. In particolare si riporta il coefficiente angolare,  $m$ , della retta di regressione lineare tra la somma dell'energia disponibile ( $x$ ) e la somma dei flussi turbolenti di calore latente e sensibile ( $Y$ ). Si nota che la percentuale di miglioramento della chiusura del bilancio energetico utilizzando i dati corretti risulta essere pari a 21 % per la stazione di Landriano e del 18 % per quella di Livraga, mostrando la necessità di correggere il dato grezzo prima del suo utilizzo.

## 5. CONCLUSIONI

L'obiettivo di questo lavoro è stato quello di mettere alla luce le problematiche legate all'utilizzo dei dati misurati da stazioni eddy covariance. Devono essere applicate delle correzioni sia di tipo strumentale che di tipo fisico al fine di una corretta stima dei flussi evapotraspirativi come mostrato dal miglioramento del 21 % per la stazione di Landriano e del 18 % per quella di Livraga sulla chiusura del bilancio energetico. In Tab. 4 vengono riassunti gli effetti delle correzioni per ogni specifica procedura.

## RINGRAZIAMENTI

Questo lavoro è stato sviluppato all'interno del progetto ACQWA EU/FP7 (grant number 212250) "Assessing Climate impacts on the Quantity and quality of Water", del progetto ACCA finanziato dalla Regione Lombardia in collaborazione con L'università di Milano "Misura e modellazione matematica dei

			Landriano 2010	Livraga 2010
Procedura	Tipo di correzione	Effetti	Percentuale di influenza	Percentuale di influenza
	Rotazione degli assi cartesiani	u	1.1%	0.9 %
		v	2.4%	2.1 %
		w	9.2%	10.0 %
Correzioni strumentali	Risposta in frequenza	Calore latente, sensibile e CO <sub>2</sub>	14.6%	13.2 %
	Eliminazione degli Spikes	u,v,w ,calore latente, sensibile e CO <sub>2</sub>	7.7%	5.1 %
Correzioni fisiche	Pioggia	Calore latente, sensibile e CO <sub>2</sub>	20.3%	16.3%
	Webb -Pearman - Leuning	Calore latente e CO <sub>2</sub>	18.2 %	18.1%
	Temperatura sonica	Calore sensibile	5.8 %	6.8%
	Stabilità dell'atmosfera	Calore latente, sensibile e CO <sub>2</sub>	33 %	34.6%

**Tab. 4** - Influenza delle correzioni fisiche e strumentali sui dati misurati dalla stazione eddy e sui flussi turbolenti stimati.  
*Tab. 4 - Effect of the eddy covariance measurements corrections on velocity components and turbulent fluxes.*

flussi di ACqua e CARbonio negli agro-ecosistemi a mais” e del progetto PREGI “Previsione meteo idrologica per la gestione irrigua” finanziato dalla Regione Lombardia.

#### BIBLIOGRAFIA

Baldocchi D., Rao K. (1995). Intra-field variability of scalar flux densities across a transition between a desert and irrigated potato field. *Boundary Layer Meteorology*, 76, 109-136.

Baldocchi D. D., Falge E., Gu L., Olsen R., Hollinger D., Running S., Anthoni P., Bernhofer C., Davis K., Evans R., Fuentes J., Goldstein A., Katul G., Law B., Lee X., Mahl T., Meyers T., Munger W., Oechel W., Paw K. T., Pilegaard U.,

Schmid H. P., Valentini R., Vesala T., Wilson K., Wofsy S. (2001), FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bull. Am. Met. Soc.*, 82: 2415–2434.

Burba G., Anderson D. (2010). A brief practical guide to eddy covariance flux measurements principles and workflow examples for scientific and industrial applications. Lincoln, USA: LI-COR Biosciences, 211 pp, ISBN: 978-0615430133.

Corbari C., Ravazzani G., Ceppi A., Masseroni D., Mancini M. (2010), Uso di misure eddy correlation e di un modello di bilancio di massa ed ener-

- gia per meglio interpretare i flussi misurati, Atti del XXXII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Palermo, 2010
- Elliot W. (1958), The growth of the atmospheric internal boundary layer, *Trans. Amer. Geophys. Union.*, 50, 171-203.
- Foken T. (2008). *Micrometeorology*. Berlin: Springer, pp. 306, ISBN 978 3 540 74665 2.
- Foken T., Wichura B. (1996), Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agr. Forest Meteorol.*, 78: 83-105.
- Garratt J. (1993). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge: Cambridge university press, pp.316, ISBN 0 521 38052 9.
- Hsieh C., Katul G., Chi T. (2000), An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows, *Adv. Water Resour.*, 23, 765-772.
- Jacobs A. F. G., Heusinkveld B. G., Holtslag A. A. M. (2008), Towards closing the energy surface budget of a mid-latitude grassland, *Bound.-lay. Meteorol.*, 126, 125-136.
- Masseroni D., Ravazzani G., Corbari C., Mancini M. (2011). Correlazione tra la dimensione del footprint e le variabili esogene misurate da stazioni eddy covariance in Pinura Padana, Italia. *Italian Journal of Agrometeorology* , 1: 25-36.
- Massman W. (2000). A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agr. For. Meteorol.* , 104:185-198.
- Meyers T. P., Hollinger S. E. (2004), An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean, *Agr. Forest Meteorol.*, 125, 105-115.
- Savelyev S., Taylor P. (2005), Internal Boundary Layer: I. Height formulae for neutral and diabatic flows, *Bound.-lay. Meteorol.*, 115, 1-25.
- Sozzi R., Valentini M., Georgiadis T. (2002). Introduzione alla turbolenza atmosferica, concetti stime e misure. Milano.
- Vickers D., Mahrt L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atm. Oc. Technol.*, 14: 512-526.
- Webb E., Pearman G., Leuning R. (1980). Correction of the flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Bound. Lay. Meteorol.* , 23: 251-254.
- Wilczak J., Oncley S., Stage S. (2000). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Bound. Lay. Meteorol.* , 99: 127-150.
- Wilson K., Goldstein A., Falge E., Aubinet M., Baldocchi D., Berbigier P., Bernhofer C., Ceulemans R., Dolman H., Field C., Grelle A., Ibrom A., Law B. E., Kowalski A., Meyers T. P., Moncrieff J., Monson R., Oechel W., Tenhunen J., Valentini R., Verma S. (2002), Energy balance closure at FLUXNET sites, *Agr. Forest Meteorol.*, 113: 223-243.