



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

**ΔΙΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ – ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΕΠΙΣΤΗΜΗ & ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»**

**ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΣΥΜΒΟΛΗΣ ΤΗΣ
ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ
ΕΞΑΤΜΟΔΙΑΠΝΟΗΣ - ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ**

Αλεξία Τσούνη

**«ΕΠΙΣΤΗΜΗ
&
ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ
ΠΟΡΩΝ»**

Αθήνα, Ιούνιος 2003

Επιβλέπων: Αν. Καθηγητής Δ. Κουτσογιάννης

Αφιερώνεται στην μητέρα μου

Ευχαριστίες

Ευχαριστώ ολόψυχα όλους όσους με βοήθησαν, με οποιοδήποτε τρόπο, κατά τη διάρκεια της εκπόνησης αυτής της εργασίας.

Ευχαριστώ τον κ. Δημήτρη Κουτσογιάννη, Αν. Καθηγητή του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, για την στήριξή του, τις εύστοχες διορθώσεις του και το καλό κλίμα συνεργασίας.

Ευχαριστώ τον κ. Χαράλαμπο Κοντοέ, Εντεταλμένο Ερευνητή Γ' του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για την συνολική συνεισφορά του, τις σημαντικές παρεμβάσεις του και την πολύπλευρη συμπαράστασή του.

Ευχαριστώ τον κ. Νίκο Μαμάση, Μέλος ΕΕΔΙΠ του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, για το ενδιαφέρον του και τις χρήσιμες επισημάνσεις του.

Ευχαριστώ τον κ. Παναγιώτη Ηλία, Επιστημονικό Συνεργάτη του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για την πολύτιμη βοήθειά του, την υποστήριξή του και την διαθεσιμότητά του.

Ευχαριστώ επίσης την Διοίκηση του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών για την απρόσκοπτη πρόσβαση στους χώρους των εργαστηρίων.

Τέλος ιδιαίτερα ευχαριστώ την οικογένειά μου που είναι πάντα δίπλα μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περίληψη.....	i
Abstract.....	ii
Extended summary.....	iii
1. Εισαγωγή.....	1
1.1 Συμβολή της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής.....	1
1.2 Αντικείμενο της εργασίας.....	2
1.3 Διάρθρωση της εργασίας.....	2
2. Η έννοια της εξατμοδιαπνοής.....	4
2.1 Εξάτμιση.....	4
2.2 Διαπνοή.....	4
2.3 Εξατμοδιαπνοή.....	5
2.4 Παράγοντες που επηρεάζουν την εξατμοδιαπνοή.....	6
2.4.1 Καιρικές παράμετροι.....	7
2.4.2 Χαρακτηριστικά της καλλιέργειας.....	7
2.4.3 Διαχείριση και περιβαλλοντικοί παράγοντες.....	8
2.5 Σημασία γνώσης της εξατμοδιαπνοής.....	9
3. Εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με συμβατικές μεθόδους.....	10
3.1 Ιστορική αναδρομή.....	10
3.2 Μέθοδος FAO Penman-Monteith.....	12
4. Εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με χρήση Τηλεπισκόπησης.....	27
4.1 Ιστορική αναδρομή.....	27
4.2 Μέθοδος Carlson-Buffum.....	31
4.3 Μέθοδος Granger.....	36
5. Εφαρμογή στην Ελλάδα.....	43
5.1 Περιοχή μελέτης.....	43
5.2 Περίοδος μελέτης.....	45
5.3 Δεδομένα από μετεωρολογικούς σταθμούς.....	47
5.4 Δεδομένα από δορυφορικές εικόνες.....	51
5.5 Εφαρμογή των μεθόδων.....	54
5.5.1 Μέθοδος FAO Penman-Monteith.....	54
5.5.2 Μέθοδος Carlson-Buffum.....	62
5.5.3 Μέθοδος Granger.....	66

5.6 Αποτελέσματα των μεθόδων.....	71
6. Συμπεράσματα.....	89
6.1 Συμβολή της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής	89
6.2 Αποτελέσματα της εφαρμογής στον Ελλαδικό χώρο	90
6.2.1 Μέθοδος FAO Penman-Monteith	90
6.2.2 Μέθοδος Granger.....	91
6.2.3 Μέθοδος Carlson-Buffum	91
6.2.4 Συγκριτικά.....	92
Βιβλιογραφία.....	94
Παράρτημα.....	99

Περίληψη

Η εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής είναι πολύτιμη δεδομένου ότι η εξατμοδιαπνοή αποτελεί μια από τις κύριες συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου. Η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής συνδυάζοντας συμβατικές μετεωρολογικές μετρήσεις εδάφους και δεδομένα τηλεπισκόπησης έχει μελετηθεί ευρέως τις τελευταίες δεκαετίες και έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι για τον σκοπό αυτό. Στην παρούσα εργασία έγινε αντίστοιχη διερεύνηση για τον Ελλαδικό χώρο. Ειδικότερα, υπολογίστηκε η ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή για 21 επιλεγμένες ημέρες κατά την διάρκεια της θερινής περιόδου του 2001 (Ιούνιος - Ιούλιος - Αύγουστος) για την Θεσσαλική πεδιάδα, στην υδρολογική λεκάνη του ποταμού Πηνειού, περιοχή εντατικής γεωργικής δραστηριότητας. Για την συγκεκριμένη μελέτη τρεις διαφορετικές μέθοδοι προσαρμόστηκαν κατάλληλα και εφαρμόστηκαν: οι τηλεπισκοπικές μέθοδοι Granger (Granger, 2000) και Carlson-Buffum (Carlson and Buffum, 1989) που χρησιμοποιούν δορυφορικά δεδομένα σε συνδυασμό με επίγειες μετεωρολογικές μετρήσεις και η προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδος FAO Penman-Monteith (FAO, 1998), η οποία αποτέλεσε και την μέθοδο αναφοράς. Τα δορυφορικά δεδομένα, μετά από την ανάλογη επεξεργασία (ραδιομετρική βαθμονόμηση, γεωμετρική διόρθωση και γεωαναφορά, γεωμετρική διόρθωση τύπου εικόνα σε εικόνα αφινικού μετασχηματισμού, διόρθωση για τις ηλιακές συνθήκες και επιλογή περιοχής ενδιαφέροντος), χρησιμοποιήθηκαν σε συνδυασμό με επίγεια δεδομένα από τους τρεις πλησιέστερους μετεωρολογικούς σταθμούς της ΕΜΥ (Λάρισα, Τρικάλων και Αγχιάλου). Και οι τρεις μέθοδοι, μετά από κατάλληλη προσαρμογή, αξιοποιούν από τις δορυφορικές εικόνες NOAA-AVHRR τα ορατά κανάλια 1-2 για τους υπολογισμούς λευκαύγειας και δείκτη βλάστησης, και τα υπέρυθρα κανάλια 4-5 για τους υπολογισμούς επιφανειακής θερμοκρασίας. Οι μέθοδοι FAO Penman-Monteith και Granger απαιτούν μέσες ημερήσιες επιφανειακές θερμοκρασίες, για τον υπολογισμό των οποίων χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικές εικόνες NOAA-15, ενώ για την μέθοδο Carlson-Buffum απαιτείται ο μέσος πρωινός ρυθμός αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας, για τον οποίο χρησιμοποιήθηκε συνδυασμός δορυφορικών εικόνων NOAA-14 και NOAA-15. Τα αποτελέσματα της μελέτης είναι ενθαρρυντικά. Και οι δύο τηλεπισκοπικές μέθοδοι ακολουθούν γενικά τις διακυμάνσεις της μεθόδου FAO Penman-Monteith. Εξαίρεση αποτελούν οι ημέρες με σχετικά υψηλή ταχύτητα ανέμου, κατά τις οποίες οι τηλεπισκοπικές μέθοδοι υπεκτιμούν την εξατμοδιαπνοή. Η σαφώς απλουστευμένη μέθοδος Carlson-Buffum έχει περισσότερες αποκλίσεις σε σύγκριση με την μέθοδο Granger που δεν οφείλονται μόνο στον άνεμο. Η μέθοδος Carlson-Buffum εκτιμά καλύτερα την ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή στο πρώτο μισό του σταδίου ανάπτυξης των καλλιεργειών (με σφάλμα υποεκτίμησης που κυμαίνεται μεταξύ 0 και 1.7 mm), ενώ η μέθοδος Granger σε όλη την υπόλοιπη περίοδο (με σφάλμα υποεκτίμησης που κυμαίνεται μεταξύ 1 και 2 mm από την μέση του σταδίου ανάπτυξης ως την αρχή του τελευταίου πέμπτου του, και μεταξύ 0 και 0.5 mm στο τέλος του σταδίου ανάπτυξης και στο σύνολο του σταθερού σταδίου).

Abstract

The estimation of actual evapotranspiration is valuable since evapotranspiration consists one of the main components of hydrologic cycle. In the past decades the estimation of evapotranspiration combining conventional meteorological ground measurements with remotely-sensed data has been widely studied and several methods have been developed for this purpose. In the present study, the contribution of remote-sensing to the estimation of evapotranspiration was examined for Greece. More specifically, the daily actual evapotranspiration was calculated for 21 days uniformly distributed during the 2001 summer season (June – July – August) over Thessaly plain, in the Pinios river basin, a region of intensive agricultural activity. For this case-study three different methods were accordingly adapted and were applied: remote-sensing methods Granger (Granger, 2000) and Carlson-Buffum (Carlson and Buffum, 1989) using satellite data in conjunction with ground meteorological measurements and the adapted to satellite data FAO Penman-Monteith method, which constituted the reference method. The satellite data, following the necessary processing (radiometric calibration, geometrical correction and georeference, image to image geometrical correction with affine transformation, correction of sun illumination conditions and area of interest masking), were used in conjunction with surface data from the tree closest meteorological EMY stations (Larisa, Trikala and Agchialos). All three methods, following their appropriate adaptation, exploit visible channels 1 and 2 of NOAA-AVHRR satellite images to calculate albedo and NDVI and infrared channels 4 and 5 to calculate surface temperature. FAO Penman-Monteith and Granger methods require mean surface temperatures, so NOAA-15 satellite images were used, while for Carlson-Buffum method a combination of NOAA-14 και NOAA-15 satellite images was used, since the average rate of surface temperature rise during the morning is required. The results of the application are encouraging. Both Carlson-Buffum and Granger methods follow in general the variations of the FAO Penman-Monteith method. However, they underestimate evapotranspiration during the days with relatively high wind speed. The much simpler Carlson-Buffum method has more variations compared to Granger method, which are not always caused by the wind. Carlson-Buffum method estimates better the daily actual evapotranspiration in the first half of the crop development stage (with an underestimation error reducing from 1.7 to 0 mm), while Granger method gives better estimations for the entire rest period (with an underestimation error varying between 1 and 2 mm from the middle of the crop development stage to the beginning of its last fifth, and between 0 and 0.5 mm at the end of the development stage and the entire stable stage).

Extended summary

The accurate estimation of actual evapotranspiration is necessary for a sustainable water resources management. However, this is difficult to achieve, as actual evapotranspiration is a parameter not directly measured, depending on various factors, and varying considerably in time and space.

A large number of more or less empirical methods have been developed over the last 50 years by numerous scientists and specialists worldwide to estimate evapotranspiration from different climatic variables. The analysis of the performance of the various calculation methods revealed the need for formulating a standard method for the computation of the reference crop evapotranspiration (ET_o). The FAO Penman-Monteith method (FAO, 1998), which was derived from the original Penman-Monteith equation in combination with the equations of the aerodynamic and surface resistance, has recently been recommended as the sole standard method. It is a method with strong likelihood of correctly predicting ET_o in a wide range of locations and climates and has provision for application in data-short situations.

According to the FAO Penman-Monteith method, the crop evapotranspiration under standard conditions (ET_c) is calculated by multiplying reference crop evapotranspiration (ET_o) by crop coefficient (K_c):

$$ET_c = K_c ET_o \quad (1)$$

In this method, the reference crop evapotranspiration (ET_o) is calculated by the following equation:

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2)$$

where: ET_o reference crop evapotranspiration (mm d⁻¹), R_n net radiation at the crop surface (MJ m⁻² d⁻¹), G soil heat flux density (MJ m⁻² d⁻¹), Δ slope vapour pressure curve (kPa °C⁻¹), γ psychrometric coefficient (kPa °C⁻¹), T mean daily air temperature at 2 m height (°C), u₂ wind speed at 2m height (m s⁻¹), e_s-e_a saturation vapour pressure deficit (kPa), e_s saturation vapour pressure (kPa) και e_a actual vapour pressure (kPa).

In the past few years the estimation of actual evapotranspiration at regional scale has been widely studied combining conventional meteorological ground measurements with satellite data. For this purpose several methods for assessing evapotranspiration have been developed concerning various time scales. These methods vary in complexity from statistical / semi-empirical approaches to more analytical approaches with natural base, and finally to numerical models simulating the heat and water flux through the soil, the vegetation and the atmosphere.

In the present study, the contribution of remote-sensing to the estimation of evapotranspiration was examined for Greece. More specifically, the daily actual evapotranspiration was calculated for 21 days uniformly distributed during the 2001 summer

season (June – July – August) over Thessaly plain, in the Pinios river basin, a region of intensive agricultural activity.

For this case-study three different methods were accordingly adapted and were applied: remote-sensing methods Granger (Granger, 2000) and Carlson-Buffum (Carlson and Buffum, 1989) using satellite data in conjunction with ground meteorological measurements and the adapted to satellite data FAO Penman-Monteith method, which constituted the reference method.

Carlson-Buffum method calculates daily actual evapotranspiration ET_d from the daily surface energy budget using remotely-sensed surface temperature from the infrared satellite channels and several meteorological variables estimated by ground stations. In order to optimize the results we can use remotely-sensed albedo from the visible satellite channels (as calculated in the application of this study). This method is based on the assumption that the soil moisture (and therefore the evapotranspiration) is sensitive to the rate of temperature rise during the morning (e.g. between 8 and 10 local time). The corresponding equation can be written as:

$$ET_d = R_{nd} - B' \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right)^{n'} \quad (3)$$

where: ET_d η daily actual evapotranspiration (cm d⁻¹), R_{nd} daily net radiation (cm d⁻¹), ΔT_s/Δt average rate of temperature rise during the morning (°C h⁻¹) και B', n' constants (-) depending on wind speed, surface roughness, vegetation, and reference height, and are estimated by charts.

Granger method estimates daily actual evapotranspiration ET_d applying a conventional evapotranspiration model in which some ground stations data are imported as well as remotely-sensed estimations of net radiation (with albedo calculated by the visible satellite channels data) and vapour pressure deficit (using a feedback relationship with surface temperature calculated by the infrared satellite channels data). Granger equation can be written as:

$$ET_b = \frac{\Delta \frac{R_n}{\lambda} + \gamma E_a}{\Delta + \frac{\gamma}{g}} \quad (4)$$

with: $E_a = f(u)(e_s - e_a)$, $f(u) = \frac{0.622}{P} \frac{\rho_a}{\rho_w} C_{at}$, $e_s - e_a = -0.278 - 0.015T_{lm} + 0.668e^o(T_s)$,

$$g = \frac{1}{1 + 0.028 e^{8.045 * D}}, \quad D = \frac{E_a}{E_a + \frac{R_n}{\lambda}}$$

where: ET_b daily actual evapotranspiration (mm d⁻¹), R_n net radiation at the crop surface (MJ m⁻² d⁻¹), Δ slope vapour pressure curve (kPa °C⁻¹), λ latent heat of vaporization (MJ kg⁻¹), γ psychrometric coefficient (kPa °C⁻¹), E_a drying power of the air (mm d⁻¹), f(u) wind speed function (mm d⁻¹ kPa⁻¹), P atmospheric pressure (kPa), ρ_a air density (kg m⁻³), ρ_w water density (kg m⁻³), C_{at} atmospheric conductance (mm d⁻¹), e_s-e_a saturation vapour pressure

deficit (kPa), e_s average saturation vapour pressure (kPa), e_a actual vapour pressure (kPa), $e^o(T_s)$ saturation vapour pressure (kPa), T_s mean daily surface temperature ($^{\circ}\text{C}$), T_{itm} climatic air temperature in the region ($^{\circ}\text{C}$), g relative evaporation (-) και D relative drying power (-).

FAO Penman-Monteith and Granger methods require mean surface temperatures, so NOAA-15 satellite images were used, while for Carlson-Buffum method a combination of NOAA-14 και NOAA-15 satellite images was used, since the average rate of surface temperature rise during the morning is required.

The satellite data, following the necessary processing (radiometric calibration, geometrical correction and georeference, image to image geometrical correction, correction of sun illumination conditions and area of interest masking), were used in conjunction with surface data from the tree closest meteorological EMY stations (Larisa, Trikala and Agchialos).

The meteorological data of Larisa EMY station are much more representative and reliable for Thessaly plain compared to the data of the other two stations (Trikala and Agchialos), so they were taken into account with a greater weight coefficient.

All three methods, following their appropriate adaptation, exploit the remotely-sensed albedo, NDVI and surface temperature, for the estimation of evapotranspiration (Figure 1).

The albedo is calculated as the mean value of the reflectances in visible channels 1 and 2 of NOAA-AVHRR satellite images (ISPRA,1990):

$$ALBEDO = \frac{R_1 + R_2}{2} \quad (5)$$

NDVI is calculated by the reflectances in visible channels 1 and 2 of NOAA-AVHRR satellite images according to the following equation (ISPRA,1990):

$$NDVI = \frac{R_2 - R_1}{R_2 + R_1} \quad (6)$$

The surface temperature (T_s) during the day is calculated by the reflectances in infrared channels 4 and 5 of NOAA-AVHRR satellite images according to the following algorithm (NOA, 1997):

$$T_s = cT_{sv} + (1-c)T_{ss} \quad (7)$$

where: c coefficient representing the vegetation percentage in the pixel:

$$c = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (8)$$

T_{sv} temperature of a surface fully covered by vegetation:

$$T_{sv} = T_4 + 2.6(T_4 - T_5) - 2.4 \quad (9)$$

T_{ss} temperature of a bare soil surface:

$$T_{ss} = T_4 + 2.1(T_4 - T_5) - 3.1 \quad (10)$$

The results of the application are encouraging (Figure 2).

Both Carlson-Buffum and Granger methods follow in general the variations of the FAO Penman-Monteith method. However, they underestimate evapotranspiration during the days with relatively high wind speed. The much simpler Carlson-Buffum method has more variations comparing to Granger method, which are not always caused by the wind.

Carlson-Buffum method estimates better the daily actual evapotranspiration in the first half of the crop development stage (with an underestimation error reducing from 1.7 to 0 mm), while Granger method gives better estimations for the entire rest period (with an underestimation error varying between 1 and 2 mm from the middle of the crop development stage to the beginning of its last fifth, and between 0 and 0.5 mm at the end of the development stage and the entire stable stage).

By using remotely-sensed data the estimation of regional evapotranspiration is technically and economically feasible, since the remotely-sensed data provide estimations of high spatial and time resolution, while the conventional methods based on ground data provide accurate measurements but only for an homogenous region around the station.

The accuracy of the methods estimating regional evapotranspiration is expected to increase even more if data from different types of satellites are combined (e.g. NOAA-AVHRR, LANDSAT, SPOT) and also if detailed land cover maps from high resolution satellite data are used.

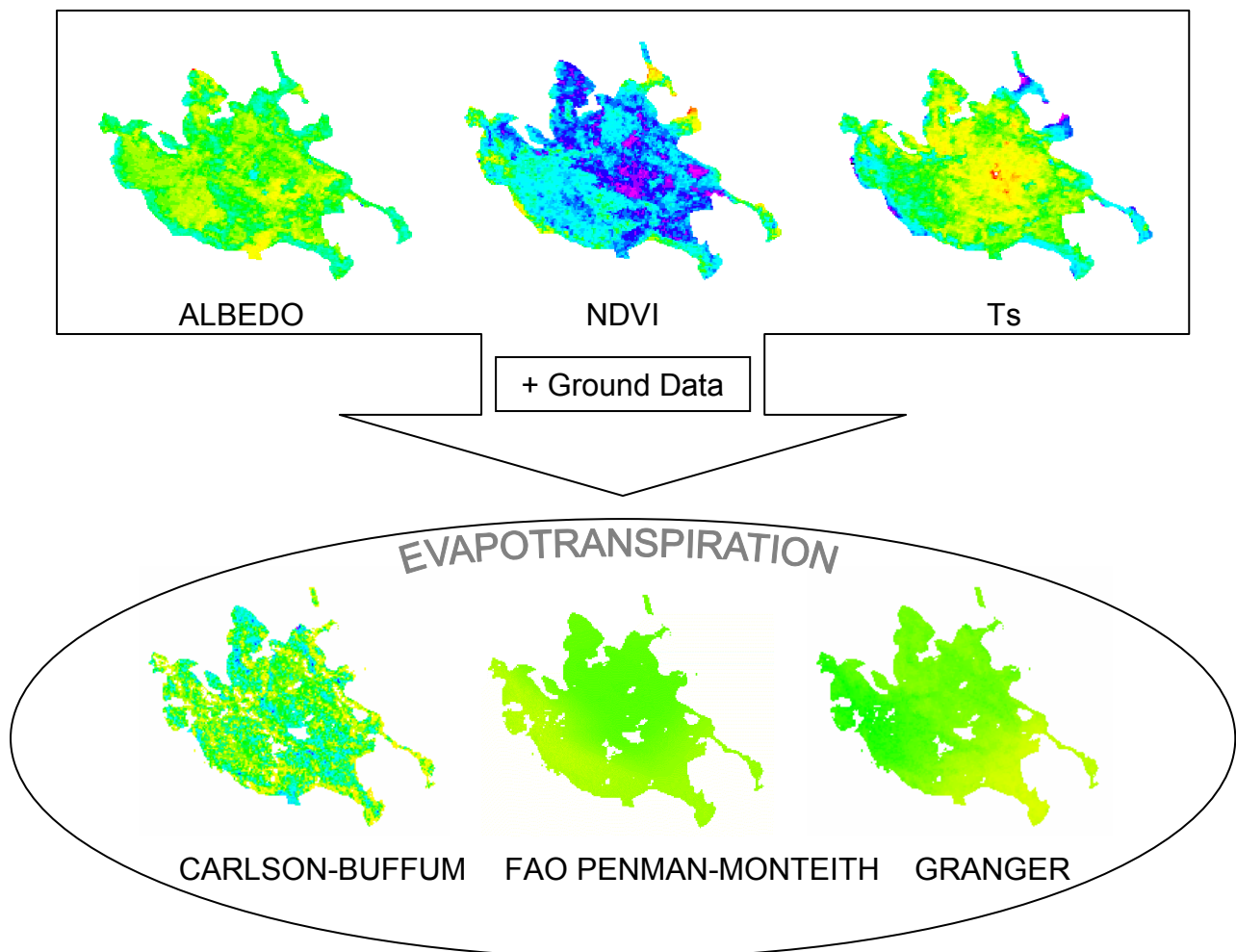


Figure 1. Use of remote-sensed data in conjunction with conventional ground data to estimate regional actual evapotranspiration

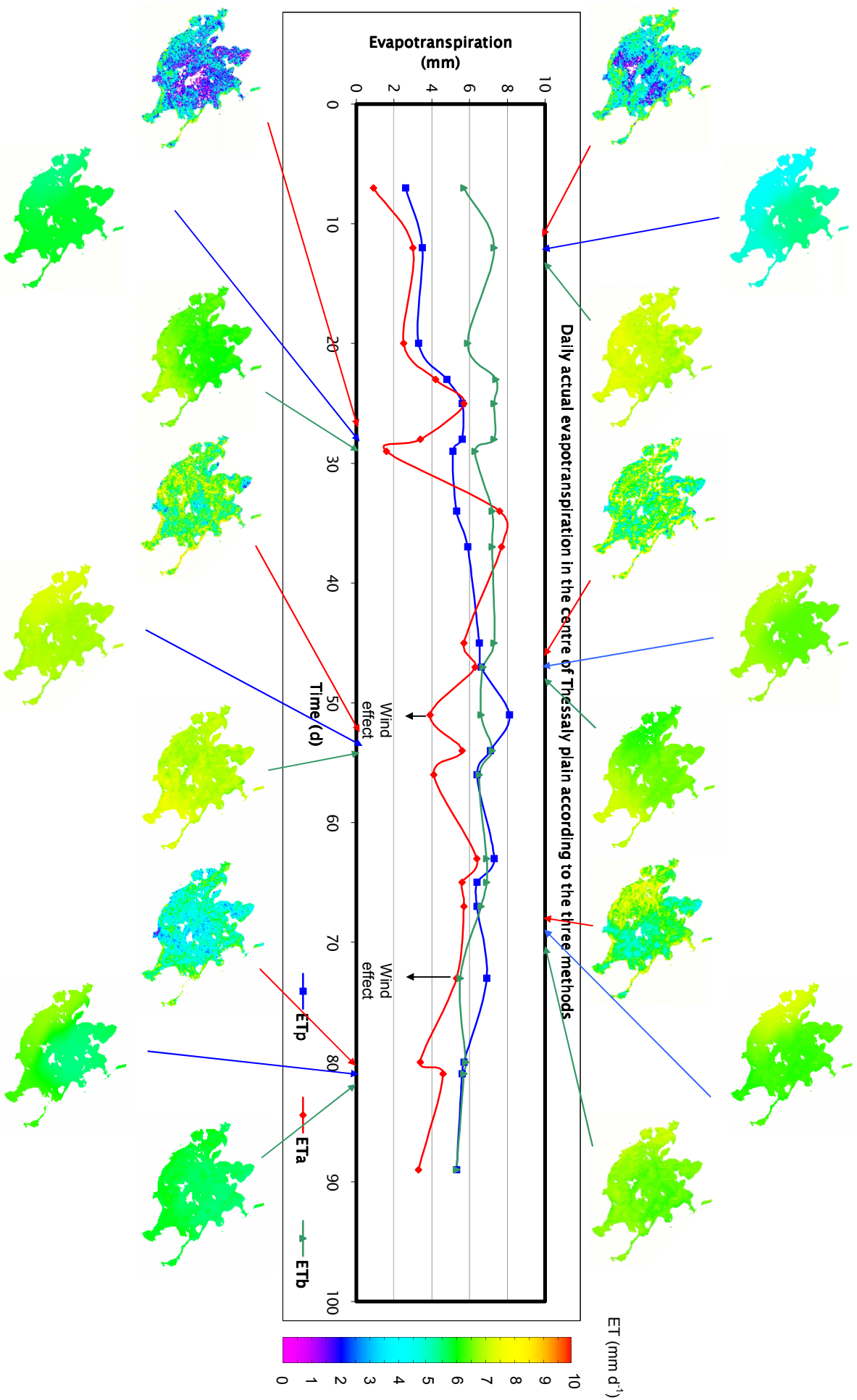


Figure 2. Daily actual evapotranspiration in the center of Thessaly plain according to the three methods

1. Εισαγωγή

1.1 Συμβολή της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής

Στην εποχή μας αποτελεί μείζον πρόβλημα η αύξηση της ζήτησης και η ταυτόχρονη μείωση της διαθεσιμότητας των υδατικών πόρων. Είναι αναμφισβήτητη λοιπόν ανάγκη η ορθολογική διαχείρισή τους. Κρίνεται επομένως απαραίτητη η επιστημονική μελέτη των υδατικών πόρων και η ακριβής ποσοτικοποίηση των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου.

Η εξατμοδιαπνοή αποτελεί μια από τις κύριες συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου και συνεπώς είναι αναγκαία η όσο το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμησή της. Αυτό όμως αποδεικνύεται ιδιαίτερα δύσκολο καθώς η πραγματική εξατμοδιαπνοή δεν μπορεί να μετρηθεί άμεσα, επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες και ποικίλλει σημαντικά στο χρόνο και στο χώρο.

Παραδοσιακά, και μέχρι πολύ πρόσφατα, η πραγματική εξατμοδιαπνοή υπολογίζονταν ως υπόλοιπο στις εξισώσεις του υδατικού ισοζυγίου, από εκτιμήσεις της δυναμικής εξατμοδιαπνοής (με χρήση μιας συνάρτησης μείωσης της εδαφικής υγρασίας), ή έμμεσα, από μετρήσεις πεδίου σε μετεωρολογικούς σταθμούς (συμβατικές μέθοδοι).

Οι συμβατικές μέθοδοι που βασίζονται σε δεδομένα εδάφους για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής δίνουν ακριβείς μετρήσεις για μια ομογενή περιοχή γύρω από τα όργανα, αλλά τα αποτελέσματα δεν είναι εφαρμόσιμα σε μεγάλες ετερογενείς περιοχές.

Με την αξιοποίηση δεδομένων Τηλεπισκόπησης γίνεται τεχνικά και οικονομικά εφικτή η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής σε περιφερειακή κλίμακα, δεδομένου ότι τα τηλεπισκοπικά δεδομένα παρέχουν εκτιμήσεις σε υψηλή χωρική και χρονική ανάλυση.

Φυσικά, αν και δεν απαιτείται εντατική παρακολούθηση πεδίου, κάποιες επιφανειακές μετρήσεις μετεωρολογικών παραμέτρων απαιτούνται σε κάθε περίπτωση, τόσο για παροχή συμπληρωματικών δεδομένων όσο και για λόγους επαλήθευσης των τηλεπισκοπικών μεθόδων.

Δεδομένα Τηλεπισκόπησης αποτελούν τόσο οι μετρήσεις στην περιοχή των μικροκυμάτων, όσο και οι μετρήσεις στα ορατά έως και θερμικά μήκη κύματος.

Η χρήση οπτικών δεδομένων (μήκη κύματος στα ορατά ως θερμικά κανάλια) απαιτεί διορθώσεις για ατμοσφαιρικές επιδράσεις και, το σημαντικότερο, συνθήκες χωρίς σύννεφα. Το τελευταίο αποτελεί προφανώς τον μεγαλύτερο περιορισμό μιας και ανά πάσα στιγμή το 50% της επιφάνειας της γης καλύπτεται από σύννεφα (Kustas and Norman, 1996).

Αντιθέτως, οι τηλεπισκοπικές μετρήσεις στην περιοχή των μικροκυμάτων παρέχουν πληροφορία για την επιφάνεια μέσω συννέφων και δεν επηρεάζονται σημαντικά από την ατμόσφαιρα. Επιπλέον φαίνεται να υπάρχει σημαντική σχέση μεταξύ των

παρατηρήσεων παθητικών μικροκυμάτων και της επιφανειακής θερμοκρασίας (MacFarland et al., 1990).

Η χωρική ανάλυση όμως των δεδομένων παθητικών μικροκυμάτων είναι μεγαλύτερη κατά μια ως δυο τάξεις μεγέθους (10^1 ως 10^2 km) από αυτή που είναι διαθέσιμη επιχειρησιακά από τα υπέρυθρα δεδομένα. Επομένως η εφαρμογή δεδομένων παθητικών μικροκυμάτων για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής περιορίζεται σε περιφερειακές και παγκόσμιες κλίμακες. Από την άλλη, τα δεδομένα ενεργών μικροκυμάτων ή ραντάρ έχουν υψηλότερη ανάλυση (της τάξης των 10 m), αλλά η επανασκέδαση επηρεάζεται έντονα από την τραχύτητα του εδάφους, την τοπογραφία και την αρχιτεκτονική του φυλλώματος, γεγονός που δυσχεραίνει ακόμα περισσότερο την εξαγωγή επιφανειακής εδαφικής υγρασίας (Engman, 1991).

Σε κάθε περίπτωση, οι μετεωρολογικοί δορυφόροι έχουν τη δυνατότητα να παρέχουν ένα ενιαίο και παγκόσμιο εργαλείο εκτίμησης της πραγματικής εξατμοδιαπνοής σε περιφερειακή και παγκόσμια κλίμακα, σε υψηλή χωρική και χρονική ανάλυση.

1.2 Αντικείμενο της εργασίας

Αντικείμενο της εργασίας αυτής είναι η διερεύνηση της συμβολής της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής στον Ελλαδικό χώρο για δύο λόγους: δεδομένης της σημασίας που έχει η εκτίμηση της παραμέτρου στην ορθολογική διαχείριση των υδατικών πόρων, αλλά και της δυσκολίας υπολογισμού της με συμβατικά επίγεια δεδομένα σε κλίμακα περιφέρειας.

Μεταξύ των βασικών επιδιώξεων ήταν να αναλυθεί το υφιστάμενο επίπεδο τεχνογνωσίας και το θεωρητικό υπόβαθρο και να αξιολογηθεί μέσα από συγκεκριμένη εφαρμογή η δυνατότητα αξιοποίησης δορυφορικών δεδομένων για τον υπολογισμό παραμέτρων που χρησιμοποιούνται στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής.

1.3 Διάρθρωση της εργασίας

Η εργασία ξεκινά (Κεφάλαιο 1) με μια γενική εισαγωγή στο ζήτημα της συμβολής της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής, όπου διαφαίνεται η σημασία της εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής σε περιφερειακή κλίμακα και οι δυνατότητες της Τηλεπισκόπησης σε αυτόν τον τομέα.

Έτσι, αναλύεται καταρχάς η έννοια και η σημασία της εξατμοδιαπνοής (Κεφάλαιο 2), οπότε εξετάζονται, μεταξύ άλλων, και οι παράγοντες που την επηρεάζουν.

Στην συνέχεια (Κεφάλαιο 3) γίνεται μια ιστορική αναδρομή για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με συμβατικές μεθόδους και αναλύεται η επίσημη πρότυπη μέθοδος FAO Penman-Monteith, η οποία εφαρμόζεται στα πλαίσια της συγκεκριμένης εφαρμογής προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα, αποτελώντας μάλιστα την μέθοδο αναφοράς.

Ομοίως (Κεφάλαιο 4) γίνεται μια ιστορική αναδρομή για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με χρήση Τηλεπισκόπησης όπου παρουσιάζονται διάφορες μέθοδοι

που αξιοποιούν υπολογισμούς τηλεπισκοπικών παραμέτρων, σε συνδυασμό με επίγεια μετεωρολογικά δεδομένα.

Έχοντας ολοκληρώσει την θεωρητική ανάλυση, η εργασία συνεχίζεται με αντίστοιχη εφαρμογή στον Ελλαδικό χώρο (Κεφάλαιο 5). Δίνονται καταρχάς ορισμένα στοιχεία για την επιλογή περιοχής και ημερών υπολογισμού. Κατόπιν υπολογίζονται οι απαραίτητες συμβατικές και τηλεπισκοπικές παράμετροι για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής, διαδικασία που προϋποθέτει την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων. Οι υπολογισμοί αυτοί αξιοποιούνται από τρεις μεθόδους προσαρμοσμένες κατάλληλα έτσι ώστε να εκτιμούν την ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή σε περιφερειακή κλίμακα. Επιλέγονται διάφορες μορφές παρουσίασης των αποτελεσμάτων για μεγαλύτερη διευκόλυνση στην αξιολόγηση των μεθόδων.

Στο τελευταίο κεφάλαιο (Κεφάλαιο 6) αναλύονται τα συμπεράσματα της μελέτης αυτής σε δύο βασικά επίπεδα: α) γενικά για την συμβολή της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής και τις ενδεχόμενες προοπτικές εξέλιξης και β) ειδικά για την συγκεκριμένη εφαρμογή (ξεχωριστά για κάθε μέθοδο αλλά και συγκριτικά μεταξύ τους).

2. Η έννοια της εξατμοδιαπνοής

Ο συνδυασμός δυο διακεκριμένων διαδικασιών κατά τις οποίες υπάρχει απώλεια νερού από τη μια από την εδαφική επιφάνεια με την εξάτμιση (evaporation E) και από την άλλη από την καλλιέργεια με τη διαπνοή (transpiration T), ορίζεται ως εξατμοδιαπνοή (evapotranspiration ET) (FAO, 1998. Ch. 1: 1).

2.1 Εξάτμιση

Η εξάτμιση είναι η διαδικασία κατά την οποία νερό υγρής φάσης μετατρέπεται σε νερό αέριας φάσης (ατμοποίηση) και απομακρύνεται από την εξατμίζουσα επιφάνεια (απομάκρυνση ατμού). Το νερό εξατμίζεται από μια ποικιλία επιφανειών, όπως θάλασσες, λίμνες, ποτάμια, δρόμους, εδάφη και υγρή βλάστηση.

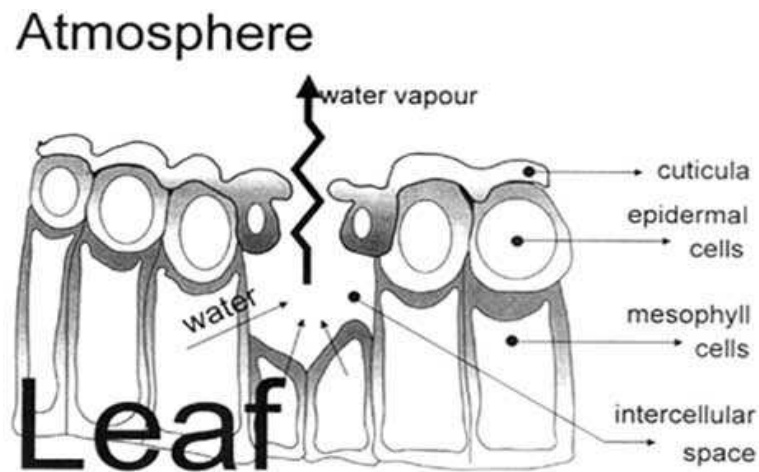
Για να αλλάξει η κατάσταση των μορίων του νερού από υγρή σε αέρια φάση απαιτείται ενέργεια. Η απευθείας ηλιακή ακτινοβολία και, σε μικρότερο βαθμό, η θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα παρέχουν την ενέργεια αυτή. Ο καθοριστικός παράγοντας για την αφαίρεση υδρατμών από την εξατμίζουσα επιφάνεια είναι η διαφορά μεταξύ της πίεσης υδρατμών στην εξατμίζουσα επιφάνεια και αυτής στην περιβάλλουσα ατμόσφαιρα. Καθώς προχωρά η εξάτμιση, ο περιβάλλον αέρας γίνεται σταδιακά κορεσμένος και αν ο υγρός αέρας δεν μεταφερθεί στην ατμόσφαιρα η διαδικασία επιβραδύνεται ή και σταματά. Η αντικατάσταση του κορεσμένου αέρα με ξηρότερο αέρα εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την ταχύτητα του ανέμου. Επομένως, η ηλιακή ακτινοβολία, η θερμοκρασία του αέρα, η υγρασία του αέρα και η ταχύτητα του ανέμου είναι κλιματολογικές παράμετροι που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στον υπολογισμό της εξάτμισης.

Όπου η εξατμίζουσα επιφάνεια είναι η εδαφική επιφάνεια, ο βαθμός σκίασης του φυλλώματος της καλλιέργειας και το ποσό του διαθέσιμου νερού στην εξατμίζουσα επιφάνεια είναι επιπλέον παράγοντες που επηρεάζουν την διαδικασία της εξάτμισης. Οι συχνές βροχές, η άρδευση και το νερό που μεταφέρεται ανοδικά σε ένα έδαφος από έναν ρηχό υδροφόρο ορίζοντα διαβρέχουν την εδαφική επιφάνεια. Όπου το έδαφος είναι ικανό να παρέχει νερό αρκετά γρήγορα ώστε να ικανοποιεί τις ανάγκες της εξάτμισης, η εξάτμιση από το έδαφος καθορίζεται μόνο από τις μετεωρολογικές συνθήκες. Αντιθέτως, όπου το διάστημα μεταξύ βροχών και άρδευσης μεγαλώνει και η ικανότητα του εδάφους να τροφοδοτεί με υγρασία την επιφάνεια μικραίνει, το περιεχόμενο σε νερό του ανώτερου στρώματος του εδάφους πέφτει και η εδαφική επιφάνεια ξηραίνεται. Κάτω από αυτές τις συνθήκες η περιορισμένη διαθεσιμότητα του νερού ασκεί καθοριστική επίδραση στην εδαφική εξάτμιση. Αν δεν τροφοδοτείται με νερό η εδαφική επιφάνεια, η εξάτμιση ελαττώνεται γρήγορα και μπορεί να σταματήσει σχεδόν τελείως μέσα σε λίγες μέρες (FAO, 1998. Ch. 1: 1).

2.2 Διαπνοή

Η διαπνοή συνίσταται στην ατμοποίηση του νερού υγρής φάσης που περιέχεται στους ιστούς του φυτού και στην απομάκρυνση του ατμού στην ατμόσφαιρα. Οι καλλιέργειες

χάνουν κυρίως το νερό τους μέσω των στομάτων. Αυτά είναι μικρά ανοίγματα στο φύλλο του φυτού μέσω των οποίων περνούν τα αέρια και οι υδρατμοί (Σχήμα 1). Το νερό, μαζί με μερικές θρεπτικές ουσίες, απορροφάται από τις ρίζες και μεταφέρεται μέσω του φυτού. Η ατμοποίηση συμβαίνει εντός του φύλλου, δηλαδή στα μεσοκυττάρια διαστήματα, και η ανταλλαγή ατμού με την ατμόσφαιρα ελέγχεται από το στοματικό διάφραγμα. Σχεδόν όλο το νερό που απορροφάται χάνεται από την διαπνοή και μόνο ένα ελάχιστο κλάσμα χρησιμοποιείται μέσα στο φυτό.



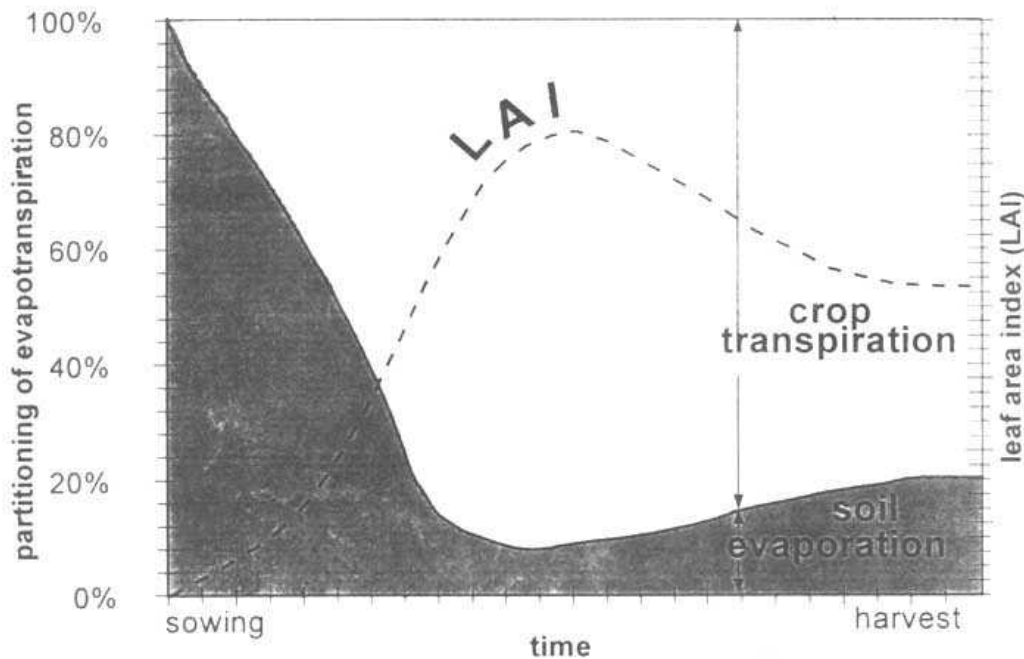
Σχήμα 1. Σχηματική αναπαράσταση στόματος (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 2)

Η διαπνοή, όπως και η απευθείας εξάτμιση, εξαρτάται από την παροχή ενέργειας, την κλίση πίεσης υδρατμών και τον άνεμο. Επομένως, οι παράγοντες ακτινοβολία, θερμοκρασία του αέρα, υγρασία του αέρα και άνεμος πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τον υπολογισμό της διαπνοής. Η περιεκτικότητα σε νερό του εδάφους και η ικανότητα του εδάφους να μεταφέρει νερό ως τις ρίζες καθορίζουν επίσης την διαπνοή, όπως και το πλημμύρισμα και η αλατότητα και εδαφικού νερού. Η διαπνοή επηρεάζεται επίσης από τα χαρακτηριστικά της καλλιέργειας, τις περιβαλλοντικές συνθήκες και τις πρακτικές καλλιέργειας. Διαφορετικά είδη φυτών μπορεί να έχουν διαφορετική διαπνοή. Όχι μόνο ο τύπος της καλλιέργειας, αλλά και η ανάπτυξη της καλλιέργειας, το περιβάλλον και η διαχείριση πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τον υπολογισμό της διαπνοής (FAO, 1998. Ch. 1: 2).

2.3 Εξατμοδιαπνοή

Η εξάτμιση και η διαπνοή συμβαίνουν ταυτόχρονα και δεν υπάρχει εύκολος τρόπος διάκρισης μεταξύ των δύο διαδικασιών. Εκτός από την διαθεσιμότητα του νερού στο ανώτερο εδαφικό στρώμα, η εξάτμιση από ένα καλλιεργημένο έδαφος καθορίζεται κυρίως από το κλάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Αυτό το κλάσμα μειώνεται κατά την περίοδο ανάπτυξης καθώς η καλλιέργεια αναπτύσσεται και το φύλλωμά της σκιάζει όλο και περισσότερο το έδαφος. Όταν η καλλιέργεια είναι μικρή, το νερό χάνεται κυρίως από την εδαφική εξάτμιση, αλλά μόλις η καλλιέργεια αναπτυχθεί καλά και καλύψει πλήρως το έδαφος, η διαπνοή γίνεται η βασική διαδικασία.

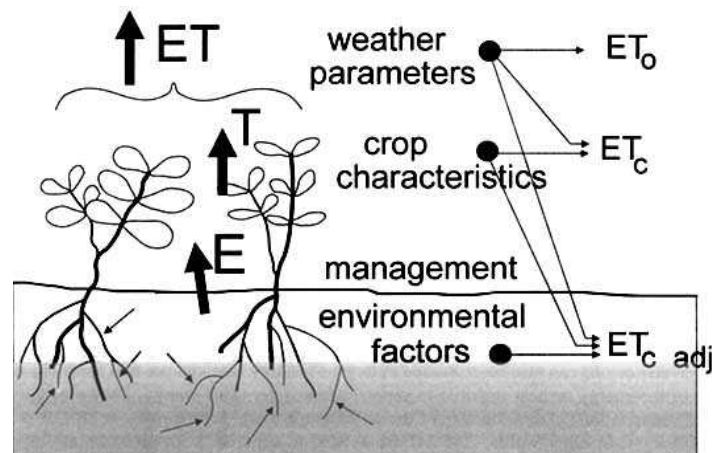
Στο Σχήμα 2 απεικονίζεται ως συνάρτηση του χρόνου ο επιμερισμός της εξατμοδιαπνοής σε εξάτμιση και διαπνοή σε σχέση με τον δείκτη επιφάνειας φύλλων (leaf area index / LAI) ανά μονάδα υποκειμένης εδαφικής επιφάνειας. Στην σπορά σχεδόν το 100% της εξατμοδιαπνοής προέρχεται από την εξάτμιση, ενώ στην πλήρη κάλυψη από καλλιέργεια περισσότερο από το 90% της εξατμοδιαπνοής προέρχεται από την διαπνοή (FAO, 1998. Ch. 1: 2).



Σχήμα 2. Επιμερισμός της εξατμοδιαπνοής σε εξάτμιση και διαπνοή κατά την περίοδο ανάπτυξης για αγρό ετήσιας καλλιέργειας (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 2)

2.4 Παράγοντες που επηρεάζουν την εξατμοδιαπνοή

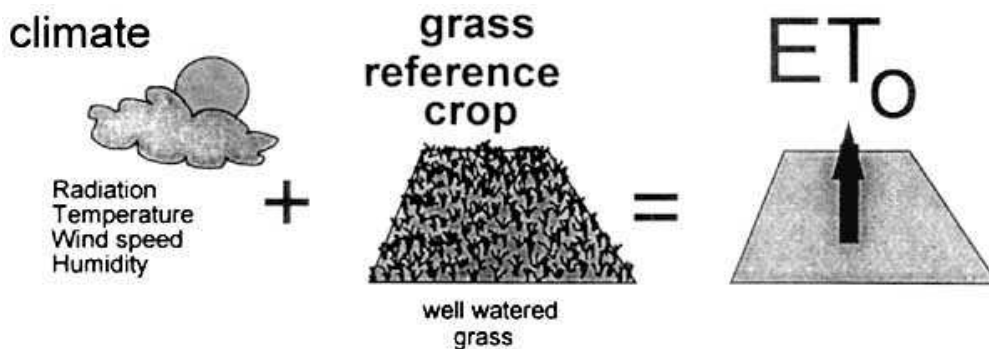
Οι καιρικές παράμετροι, τα χαρακτηριστικά της καλλιέργειας, η διαχείριση και οι περιβαλλοντικοί παράγοντες είναι παράγοντες που έχουν επιπτώσεις στην εξάτμιση και την διαπνοή (Σχήμα 3).



Σχήμα 3. Παράγοντες που επηρεάζουν την εξατμοδιαπνοή σε σχέση με τις ανάλογες έννοιες της εξατμοδιαπνοής (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 3)

2.4.1 Καιρικές παράμετροι

Οι βασικές καιρικές παράμετροι που επηρεάζουν την εξατμοδιαπνοή είναι η ακτινοβολία, η θερμοκρασία του αέρα, η υγρασία και η ταχύτητα του ανέμου. Διάφορες διαδικασίες έχουν αναπτυχθεί για τον υπολογισμό της εξάτμισης από αυτές τις παραμέτρους. Η ισχύς της εξάτμισης της ατμόσφαιρας εκφράζεται από την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς. Η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς (ET₀) αντιπροσωπεύει την εξατμοδιαπνοή από μια τυποποιημένη επιφάνεια με γρασίδι που ποτίζεται καλά (Σχήμα 4) (FAO, 1998. Ch. 1: 4).

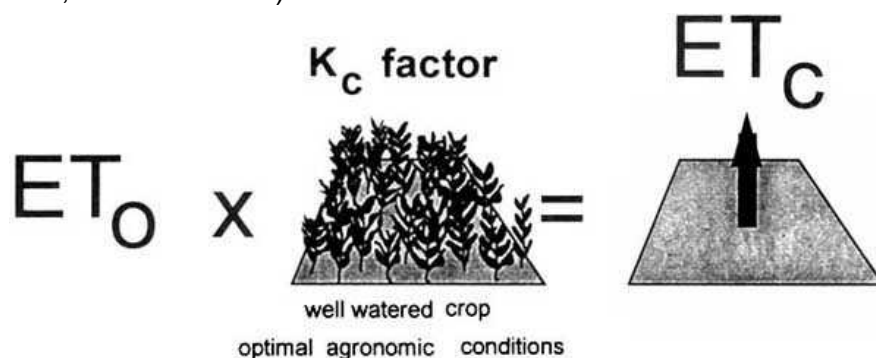


Σχήμα 4. Εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς (ET₀) (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 5)

2.4.2 Χαρακτηριστικά της καλλιέργειας

Ο τύπος της καλλιέργειας, η ποικιλία και το στάδιο ανάπτυξης πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής καλλιεργειών που αναπτύσσονται σε μεγάλους, καλά-διαχειριζόμενους αγρούς. Οι διαφορές στην αντίσταση στην διαπνοή, στο ύψος και την τραχύτητα της καλλιέργειας, στην αντανάκλαση, στην εδαφική κάλυψη και στα χαρακτηριστικά των ριζών της καλλιέργειας έχουν ως αποτέλεσμα διαφορετικά επίπεδα εξατμοδιαπνοής στους διαφορετικούς τύπους καλλιεργειών υπό τις ίδιες περιβαλλοντικές συνθήκες.

Η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας υπό τυπικές συνθήκες (ET_c) αναφέρεται στην ανάγκη εξάτμισης από καλλιέργειες που αναπτύσσονται σε μεγάλους αγρούς υπό συνθήκες βέλτιστου εδαφικού νερού, άριστης διαχείρισης και περιβαλλοντικών συνθηκών, και που επιτυγχάνουν πλήρη παραγωγή στις δεδομένες κλιματικές συνθήκες (Σχήμα 5) (FAO, 1998. Ch. 1: 4).



Σχήμα 5. Εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας υπό τυπικές συνθήκες (ET_c) (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 5)

2.4.3 Διαχείριση και περιβαλλοντικοί παράγοντες

Παράγοντες όπως η εδαφική αλατότητα, η φτωχή γονιμότητα του εδάφους, η περιορισμένη εφαρμογή λιπασμάτων, η παρουσία σκληρών ή αδιαπέρατων εδαφικών οριζόντων, η απουσία ελέγχου ασθενειών και παρασίτων και η φτωχή διαχείριση του εδάφους μπορεί να περιορίσουν την ανάπτυξη της καλλιέργειας και να μειώσουν την εξατμοδιαπνοή. Άλλοι παράγοντες που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής είναι η εδαφική κάλυψη, η πυκνότητα των φυτών και το περιεχόμενο του εδάφους σε νερό. Η επίδραση που έχει το περιεχόμενο του εδάφους σε νερό επάνω στην εξατμοδιαπνοή ρυθμίζεται πρώτιστα από το μέγεθος του ελλείμματος σε νερό και τον τύπο του εδάφους. Αφ' ετέρου το υπερβολικά πολύ νερό οδηγεί σε πλημμύρισμα που μπορεί να βλάψει την ρίζα και με την παρεμπόδιση της αναπνοής να περιορίσει την απορρόφηση νερού από την ρίζα.

Κατά τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής, πρέπει επιπροσθέτως να ληφθεί υπόψη το εύρος των διαχειριστικών πρακτικών που ενεργούν πάνω στους κλιματικούς παράγοντες και στους παράγοντες της καλλιέργειας, επηρεάζοντας την διαδικασία της εξατμοδιαπνοής. Οι πρακτικές καλλιέργειας και ο τύπος της μεθόδου άρδευσης μπορούν να αλλάξουν το μικροκλίμα, να επηρεάσουν τα χαρακτηριστικά της καλλιέργειας ή να επηρεάσουν την ύγρανση του εδάφους και της επιφάνειας της καλλιέργειας. Ένας ανεμοφράχτης ελαττώνει τις ταχύτητες του ανέμου και μειώνει την εξατμοδιαπνοή του αγρού ακριβώς πέρα από το εμπόδιο. Η επίδραση μπορεί να είναι σημαντική ειδικά σε ανεμώδεις, θερμές και ξηρές συνθήκες αν και η εξατμοδιαπνοή από τα ίδια τα δέντρα μπορεί να αντισταθμίσει οποιαδήποτε μείωση στον αγρό. Η εδαφική εξάτμιση σε έναν νέο οπωρώνα, όπου τα δέντρα είναι αραιωμένα, μπορεί να μειωθεί χρησιμοποιώντας ένα καλά σχεδιασμένο σύστημα στάγδην άρδευσης. Οι σταλαχτήρες εφαρμόζουν το νερό κατευθείαν στο έδαφος κοντά στα δέντρα, αφήνοντας με αυτόν τον τρόπο το σημαντικότερο μέρος της εδαφικής επιφάνειας ξηρό, και περιορίζοντας τις απώλειες εξάτμισης. Η χρήση των καλυμμάτων προστασίας των ριζών, ειδικά όταν η καλλιέργεια είναι μικρή, είναι ένας άλλος τρόπος ουσιαστικά μείωσης της εδαφικής εξάτμισης.

Όπου οι συνθήκες στον αγρό διαφέρουν από τις τυπικές συνθήκες, απαιτούνται διορθωτικοί παράγοντες για να προσαρμόσουν την εξατμοδιαπνοή από ET_c σε $ET_c \text{ adj}$. Η προσαρμογή απεικονίζει την επίδραση που έχουν στην εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας οι διαχειριστικές και περιβαλλοντικές συνθήκες στον αγρό (Σχήμα 6) (FAO, 1998. Ch. 1: 4).

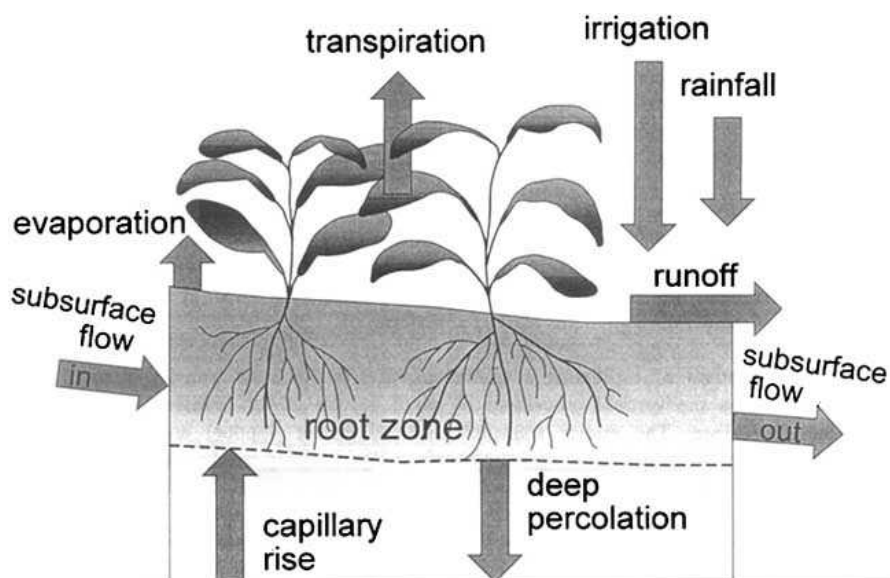
$$ET_o \times \begin{matrix} K_s \times K_c \text{ adjusted} \\ \text{water \& environmental} \\ \text{stress} \end{matrix} = ET_c \text{ adj}$$

Σχήμα 6. Εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας υπό μη τυπικές συνθήκες ($ET_c \text{ adj}$) (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 5)

2.5 Σημασία γνώσης εξατμοδιαπνοής

Η γνώση της εξατμοδιαπνοής είναι θεμελιώδους σημασίας για τους εξής λόγους:

- Η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης είναι ένας από τους όρους της εξίσωσης ενεργειακού ισοζυγίου και η ανάλυσή της δίνει πολλές πληροφορίες για (μικρο)κλιματολογικές και αγρομετεωρολογικές μελέτες.
- Η εξατμοδιαπνοή είναι ένας από τους κύριους παράγοντες που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στην υδρολογία όταν καταρτίζονται υδατικά ισοζύγια.
- Η εξατμοδιαπνοή είναι αναπόσπαστο κομμάτι των υδρολογικών και κλιματικών διεργασιών της γης και της ατμόσφαιράς της (υπεισέρχεται στα μοντέλα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και στα κλιματικά μοντέλα τοπικής, ηπειρωτικής και παγκόσμιας κλίμακας) και αποτελεί σημαντικό τμήμα του υδρολογικού κύκλου.
- Σε μεγάλες κλίμακες (ακόμα και σε παγκόσμια κλίμακα) η εξατμοδιαπνοή έχει ιδιαίτερη σημασία για την εκτίμηση των κλιματικών και ανθρωπογενών επιδράσεων και περιβαλλοντικών πιέσεων στα φυσικά και γεωργικά οικοσυστήματα.
- Η εξατμοδιαπνοή έχει τεράστια σημασία για την αγρονομία επειδή επιτρέπει την πρόβλεψη της παραγωγής από την καλλιέργεια (σοδειάς) με τη μέγιστη δυνατή εξοικονόμηση υδατικών πόρων, δεδομένου ότι το νερό αποτελεί τον κύριο περιοριστικό παράγοντα για την γεωργική παραγωγή - διαχείριση υδατικών πόρων και υδατικά ισοζύγια στη γεωργία (Σχήμα 7).



Σχήμα 7. Υδατικό ισοζύγιο για αρδευτικούς σκοπούς (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 1: 11

3. Εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με συμβατικές μεθόδους

3.1 Ιστορική αναδρομή

Τα τελευταία 50 χρόνια αναπτύχθηκε ένας μεγάλος αριθμός λιγότερο ή περισσότερο εμπειρικών μεθόδων από πολυάριθμους επιστήμονες και ειδικούς παγκοσμίως για τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής από διαφορετικές κλιματολογικές μεταβλητές. Οι σχέσεις συχνά υπάγονταν σε άκαμπτες τοπικές βαθμονομήσεις και αποδεικνύονταν να έχουν περιορισμένη παγκόσμια ισχύ. Η δοκιμασία της ακρίβειας των μεθόδων κάτω από ένα νέο σύνολο συνθηκών είναι επίπονη, χρονοβόρα και δαπανηρή, ενώ τα δεδομένα εξατμοδιαπνοής συχνά απαιτούνται σε σύντομο χρονικό διάστημα για τον σχεδιασμό κάποιου έργου ή αρδευτικού προγραμματισμού (FAO, 1998. Ch. 2: 1).

Για να καλυφθεί αυτή η ανάγκη, αναπτύχθηκαν και δημοσιεύθηκαν οδηγίες στο δημοσίευμα "Guidelines for predicting crop water requirements", Irrigation and Drainage Paper 24, FAO (Doorenbos and Pruitt, 1975). Για την διευκόλυνση των χρηστών όσον αφορά την διαθεσιμότητα διαφορετικών δεδομένων, παρουσιάστηκαν τέσσερις μέθοδοι για τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς (ETo):

- 1) η μέθοδος Blaney-Criddle
- 2) η μέθοδος ακτινοβολίας
- 3) η τροποποιημένη μέθοδος Penman (Doorenbos and Pruitt, 1975)
- 4) η μέθοδος εξατμισιμέτρου

Η τροποποιημένη μέθοδος Penman (ή μέθοδος Doorenbos-Pruitt) θεωρήθηκε ότι προσφέρει τα καλύτερα αποτελέσματα με το ελάχιστο πιθανό σφάλμα για καλλιέργεια αναφοράς το γρασίδι. Αναμενόταν ότι η μέθοδος εξατμισιμέτρου θα έδινε αποδεκτές εκτιμήσεις, ανάλογα με τη θέση του οργάνου. Η μέθοδος ακτινοβολίας προτάθηκε για περιοχές όπου στα διαθέσιμα κλιματολογικά δεδομένα περιλαμβάνονται η μετρημένη θερμοκρασία του αέρα και η ηλιοφάνεια, η νέφωση ή η ακτινοβολία, αλλά όχι η μετρημένη ταχύτητα ανέμου και η υγρασία του αέρα. Τελικά, η δημοσίευση πρότεινε τη χρήση της μεθόδου Blaney-Criddle για τις περιοχές όπου τα διαθέσιμα κλιματολογικά δεδομένα καλύπτουν μόνο τα δεδομένα θερμοκρασίας του αέρα.

Όλες αυτές οι κλιματολογικές μέθοδοι για τον υπολογισμό της ETo βαθμονομήθηκαν για υπολογισμούς δέκα ημερών ή μηνιαίους, όχι για ημερήσιους ή ωριαίους. Η μέθοδος Blaney-Criddle συστήθηκε για περιόδους ενός μήνα ή περισσότερο. Για την μέθοδο εξατμισιμέτρου προτάθηκε ότι οι υπολογισμοί πρέπει να γίνονται για περιόδους δέκα ημερών ή περισσότερο. Οι χρήστες όμως δεν σεβάστηκαν πάντα αυτούς τους όρους με αποτέλεσμα να έχουν γίνει υπολογισμοί συχνά με ημερήσια χρονικά βήματα (FAO, 1998. Ch. 2: 1).

Οι πρόοδοι στην έρευνα και οι ακριβέστερες εκτιμήσεις της χρήσης νερού από την καλλιέργεια αποκάλυψαν αδυναμίες στις μεθοδολογίες. Πολυάριθμοι ερευνητές ανέλυσαν την απόδοση των τεσσάρων μεθόδων για διαφορετικές θέσεις. Αν και τα

αποτελέσματα τέτοιων αναλύσεων θα μπορούσαν να έχουν επηρεαστεί από τις συνθήκες της περιοχής ή της μέτρησης ή από το σφάλμα στη συλλογή των καιρικών δεδομένων, έγινε εμφανές ότι οι προτεινόμενες μέθοδοι δεν συμπεριφέρονται με τον ίδιο τρόπο σε διαφορετικές θέσεις σε όλο τον κόσμο. Οι αποκλίσεις των υπολογισμένων από τις παρατηρηθείσες τιμές βρέθηκαν συχνά να υπερβαίνουν τα εύρη τιμών που υποδείκνυε η FAO. Η τροποποιημένη μέθοδος Penman (ή μέθοδος Doorenbos-Pruitt) βρέθηκε συχνά να υπερεκτιμά την ΕΤο, ακόμη και μέχρι 20% για χαμηλές εξατμιστικές συνθήκες. Οι άλλες εξισώσεις που συνιστούσε η FAO εμφάνιζαν μεταβλητή εμμονή στην εξατμοδιαπνοή για πρότυπο ως καλλιέργεια αναφοράς το γρασίδι (FAO, 1998. Ch. 2: 2).

Για να αξιολογηθεί η απόδοση αυτών και άλλων διαδικασιών εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής κάτω από διαφορετικές κλιματολογικές συνθήκες, μια σημαντική μελέτη αναλήφθηκε υπό την κηδεμονία της Committee on Irrigation Water Requirements of the American Society of Civil Engineers (ASCE). Η μελέτη της ASCE ανέλυσε την απόδοση 20 διαφορετικών μεθόδων, χρησιμοποιώντας λεπτομερείς διαδικασίες για να αξιολογήσει την ισχύ των μεθόδων σε σύγκριση με ένα σύνολο προσεκτικά επιλεγμένων δεδομένων λυσιμέτρων από 11 θέσεις με ποικίλες κλιματολογικές συνθήκες. Η μελέτη αποδείχτηκε πολύ αποκαλυπτική και έδειξε την ευρέως μεταβαλλόμενη απόδοση των μεθόδων κάτω από διαφορετικές κλιματολογικές συνθήκες.

Σε μια παράλληλη μελέτη που ανατέθηκε από την Ευρωπαϊκή Κοινότητα, μια κοινοπραξία ευρωπαϊκών ερευνητικών ιδρυμάτων αξιολόγησε την απόδοση διάφορων μεθόδων εξατμοδιαπνοής χρησιμοποιώντας δεδομένα από διαφορετικές μελέτες λυσιμέτρων στην Ευρώπη.

Οι μελέτες επιβεβαιώνουν την υπερεκτίμηση της τροποποιημένης μεθόδου Penman (ή μεθόδου Doorenbos-Pruitt), και την μεταβαλλόμενη απόδοση των διαφορετικών μεθόδων ανάλογα με την προσαρμογή τους στις τοπικές συνθήκες. Οι συγκριτικές μελέτες μπορούν να συνοψιστούν ως εξής (FAO, 1998. Ch. 2: 2):

- Οι μέθοδοι Penman μπορεί να απαιτήσουν τοπική βαθμονόμηση της συνάρτησης του ανέμου για να επιτύχουν ικανοποιητικά αποτελέσματα.
- Οι μέθοδοι ακτινοβολίας εμφανίζουν καλά αποτελέσματα στα υγρά κλίματα όπου ο αεροδυναμικός όρος είναι σχετικά μικρός, αλλά η απόδοση σε ξηρές συνθήκες είναι ακανόνιστη και τείνει να υποεκτιμά την εξατμοδιαπνοή.
- Οι μέθοδοι θερμοκρασίας παραμένουν εμπειρικές και απαιτούν τοπική βαθμονόμηση προκειμένου να επιτευχθούν ικανοποιητικά αποτελέσματα. Μια πιθανή εξαίρεση είναι η μέθοδος Hargreaves του 1985 που έχει εμφανίσει λογικά αποτελέσματα ΕΤο με παγκόσμια ισχύ.
- Οι μέθοδοι εξατμοδιαπνοής λεκάνης pan απεικονίζουν σαφώς τις ανεπάρκειες της πρόβλεψης της εξατμοδιαπνοής καλλιέργειας από την εξάτμιση ελεύθερης επιφάνειας νερού. Οι μέθοδοι είναι ευαίσθητες στις μικροκλιματικές συνθήκες κάτω από τις οποίες λειτουργούν οι λεκάνες pan και στην αυστηρότητα της συντήρησης του σταθμού. Η απόδοσή τους αποδεικνύεται ακανόνιστη.

- Η σχετικά ακριβής και συνεπής απόδοση της προσέγγισης Penman-Monteith και στα ξηρά και στα υγρά κλίματα έχει υποδειχθεί τόσο στις μελέτες της ASCE όσο και στις ευρωπαϊκές μελέτες.

Η ανάλυση της απόδοσης των διάφορων μεθόδων υπολογισμού αποκαλύπτει την ανάγκη διαμόρφωσης μιας πρότυπης μεθόδου για τον υπολογισμό της ET_o . Η μέθοδος FAO Penman-Monteith συστήνεται ως μόνη πρότυπη μέθοδος. Είναι μια μέθοδος με ισχυρή πιθανότητα σωστής εκτίμησης της ET_o σε μια ευρεία σειρά θέσεων και κλιμάτων και μπορεί να εφαρμοστεί και σε καταστάσεις μη πλήρων δεδομένων. Η χρήση παλαιότερης μεθόδου FAO ή άλλων μεθόδων ET_o δεν συνιστάται πλέον (FAO, 1998. Ch. 2: 2).

Η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας υπό τυπικές συνθήκες (ET_c) υπολογίζεται από την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς (ET_o), ως γινόμενο με τον συντελεστή καλλιέργειας (K_c), δηλαδή:

$$ET_c = K_c ET_o \quad (3.1)$$

Οι περισσότερες από τις επιδράσεις των διάφορων καιρικών συνθηκών ενσωματώνονται στην εκτίμηση της ET_o . Επομένως, δεδομένου ότι η ET_o αντιπροσωπεύει ένα κλιματικό πλαίσιο, ο συντελεστής K_c μεταβάλλεται κυρίως ως συνάρτηση των συγκεκριμένων χαρακτηριστικών της καλλιέργειας και μόνο σε περιορισμένο βαθμό ως συνάρτηση του κλίματος. Αυτό επιτρέπει την μεταφορά των τυπικών τιμών του K_c σε διαφορετικές θέσεις και κλίματα. Το γεγονός αυτό αποτέλεσε έναν από τους πρωταρχικούς λόγους για την παγκόσμια αποδοχή και χρησιμότητα της προσέγγισης με τον συντελεστή καλλιέργειας και των τιμών που αναπτύχθηκαν σε προηγούμενες μελέτες (FAO, 1998. Ch. 5: 2).

3.2 Μέθοδος FAO Penman-Monteith

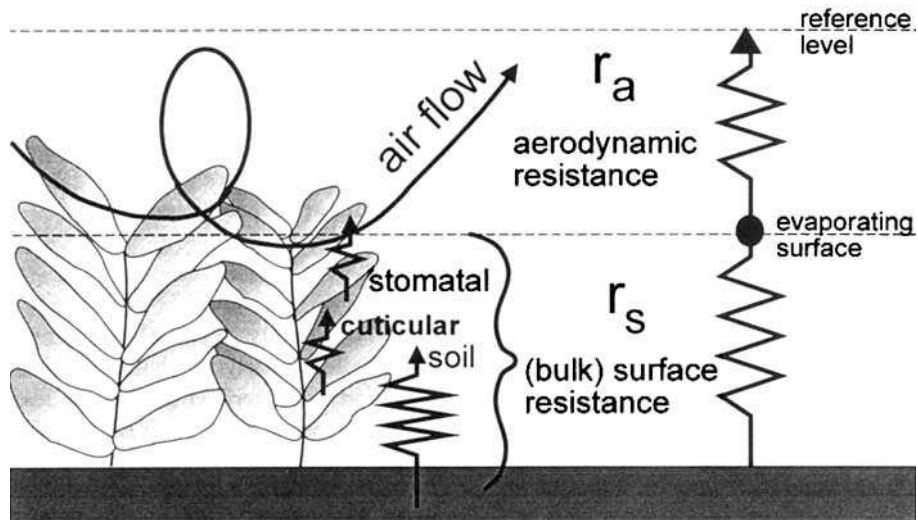
Το 1948, ο Penman συνδύασε το ισοζύγιο ενέργειας με τη μέθοδο μεταφοράς της μάζας και εξήγαγε μια εξίσωση για τον υπολογισμό της εξάτμισης από ελεύθερη υδάτινη επιφάνεια από τυπικά κλιματολογικά δεδομένα ηλιοφάνειας, θερμοκρασίας, υγρασίας και ταχύτητας ανέμου.

Αυτή η αποκαλούμενη συνδυαστική μέθοδος αναπτύχθηκε περαιτέρω από πολλούς ερευνητές (π.χ. Monteith) και επεκτάθηκε στις καλλιεργημένες επιφάνειες με την εισαγωγή παραγόντων αντίστασης.

Η ορολογία «αντίσταση» διακρίνεται σε παράγοντες αεροδυναμικής και επιφανειακής αντίστασης (Σχήμα 8).

Οι παράμετροι επιφανειακής αντίστασης συνδυάζονται συχνά σε μια παράμετρο, την "bulk" παράμετρο επιφανειακής αντίστασης που λειτουργεί παράλληλα με την αεροδυναμική αντίσταση. Η επιφανειακή αντίσταση, r_s , περιγράφει την αντίσταση της ροής ατμού μέσω των ανοιγμάτων των στομάτων, της συνολικής περιοχής των φύλλων και της εδαφικής επιφάνειας. Η αεροδυναμική αντίσταση, r_a , περιγράφει την αντίσταση από την βλάστηση προς τα πάνω και περιλαμβάνει την τριβή από τον αέρα που ρέει

πάνω από τις επιφάνειες με βλάστηση. Αν και η διαδικασία ανταλλαγής σε ένα στρώμα βλάστησης είναι πολύ περίπλοκη για να περιγραφεί πλήρως από τους δύο παράγοντες αντίστασης, μπορεί να προκύψουν καλοί συσχετισμοί μεταξύ της μετρημένης και της υπολογισμένης εξατμοδιαπνοής, ειδικά για μια ομοιόμορφη επιφάνεια αναφοράς γρασιδιού. (FAO, 1998. Ch. 2: 3).



Σχήμα 8. Απλοποιημένη αναπαράσταση της χοντροειδούς επιφανειακής και αεροδυναμικής αντίστασης για ροή υδρατμών (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 2: 3)

Το 1990, ένα συμβούλιο εμπειρογνομόνων και ερευνητών οργανώθηκε από την FAO, σε συνεργασία με την ICID (International Commission for Irrigation and Drainage) και την WMO (World Meteorological Organization) για να επανεξετάσει τις μεθοδολογίες της FAO για τις απαιτήσεις σε νερό των καλλιεργειών και να γνωμοδοτήσει για την αναθεώρηση και αναπροσαρμογή των διαδικασιών. Η επιτροπή των εμπειρογνομόνων σύστησε την υιοθέτηση της συνδυαστικής μεθόδου Penman-Monteith ως νέο πρότυπο για την εξατμοδιαπνοή αναφοράς και γνωμοδότησε για τις διαδικασίες υπολογισμού των διάφορων παραμέτρων. Έτσι προέκυψε η μέθοδος FAO Penman-Monteith, η οποία ξεπερνά τις ανεπάρκειες της προηγούμενης μεθόδου FAO Penman (Doorenbos-Pruitt) και παρέχει τιμές συνεπέστερες προς τα πραγματικά δεδομένα χρήσης νερού από τις καλλιέργειες παγκοσμίως (FAO, 1998. Ch. 2: 8).

Ο τύπος της μεθόδου FAO Penman-Monteith (FAO, 1998. Ch. 2: 8) για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής αναφοράς είναι ο ακόλουθος:

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3.2)$$

όπου: ET_o η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς (mm d^{-1})

R_n η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της καλλιέργειας ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

G η εδαφική ροή θερμότητας ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

Δ η κλίση της καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

γ ο ψυχομετρικός συντελεστής (kPa °C⁻¹)

T η μέση ημερήσια θερμοκρασία του αέρα σε ύψος 2 m (°C)

u_2 η ταχύτητα ανέμου σε ύψος 2m (m s⁻¹)

$e_s - e_a$ το έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα (kPa)

e_s η μέση πίεση κορεσμού υδρατμών (kPa)

e_a η πραγματική πίεση υδρατμών (kPa)

Για την ανάλυση της εξίσωσης 3.2 απαιτείται διαδοχικά η ανάλυση των τύπων των μεθόδων Penman και Penman-Monteith για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής αναφοράς.

Η μέθοδος Penman βασίζεται στην παραδοχή ότι οι υδρατμοί κοντά στην επιφάνεια είναι κορεσμένοι, δηλαδή $e^o(T) = e_s$. Έτσι, ισχύει η προσεγγιστική σχέση:

$$\Delta = \frac{de^o(T)}{dT} = \frac{e^o(T_s) - e_s}{T_s - T} \quad (3.3)$$

όπου: T_s η θερμοκρασία στην επιφάνεια (°C)

T η θερμοκρασία του αέρα (°C)

Δ η κλίση καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία αέρα T (kPa °C⁻¹)

$$\Delta = \frac{de^o(T)}{dT} = \frac{4098e^o(T)}{(T + 237.3)^2} \quad (3.4)$$

όπου: $e^o(T)$ η πίεση κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία αέρα T (kPa)

$$e^o(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \quad (3.5)$$

e_s η μέση πίεση κορεσμού υδρατμών (kPa)

Από τις σχέσεις 3.4 και 3.5 προκύπτει:

$$\Delta = \frac{4098}{(T + 237.3)^2} 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \quad (3.6)$$

Στην εξίσωση αυτή χρησιμοποιείται η μέση θερμοκρασία αέρα T_{mean} , η οποία προκύπτει ως μέσος όρος της μέγιστης (T_{max}) και της ελάχιστης (T_{min}) θερμοκρασίας αέρα:

$$T = T_{mean} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (3.7)$$

Η εξίσωση του λόγου του Bowen διατυπώνεται ως εξής:

$$B = \gamma \frac{T_s - T}{e^o(T_s) - e_a} \quad (3.8)$$

όπου: γ ο ψυχομετρικός συντελεστής ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 * 10^{-3} P \quad (3.9)$$

όπου: c_p η ειδική θερμότητα αέρα για σταθερή πίεση: $c_p = 1.013 * 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$

ε ο λόγος μοριακών βαρών νερού και ξερού αέρα: $\varepsilon = 0.622$

λ η λανθάνουσα θερμότητα εξατμίσης: $\lambda = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$

$$P \text{ η ατμοσφαιρική πίεση: } P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \text{ (kPa)} \quad (3.10)$$

όπου: z το υψόμετρο πάνω από τη στάθμη της θάλασσας (m)

και e_a η πραγματική πίεση υδρατμών η οποία μπορεί να υπολογιστεί από ψυχομετρικά δεδομένα σύμφωνα με την ακόλουθη εξίσωση:

$$e_a = e^\circ(T_{wet}) - \gamma_{psy} * (T_{dry} - T_{wet}) \quad (3.11)$$

όπου: T_{dry} η θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου ($^\circ\text{C}$)

T_{wet} η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου ($^\circ\text{C}$)

$e^\circ(T_{wet})$ η πίεση κορεσμού υδρατμών για τη θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου T_{wet} (kPa)

γ_{psy} ο ψυχομετρικός συντελεστής του ψυχομέτρου ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) ο οποίος δίνεται από την σχέση: $\gamma_{psy} = \alpha_{psy} * P$ (3.12)

όπου: P η ατμοσφαιρική πίεση (kPa)

και α_{psy} συντελεστής που εξαρτάται κυρίως από το σχέδιο του ψυχομέτρου και τον βαθμό αερισμού γύρω από το υγρό θερμομέτρο. Για κανονικά αεριζόμενα ψυχρόμετρα (περίπου 1 m s^{-1}) λαμβάνεται η τιμή $\alpha_{psy} = 0.0008$.

Εισάγοντας την σχέση (3.3) στην σχέση (3.8), ο λόγος Bowen προκύπτει:

$$B = \frac{\gamma e^\circ(T_s) - e_s}{\Delta e^\circ(T_s) - e_a} = \frac{\gamma}{\Delta} \left[1 - \frac{e_s - e_a}{e^\circ(T_s) - e_a} \right] \quad (3.13)$$

Η πλήρης εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου για συγκεκριμένο όγκο αναφοράς γράφεται ως εξής:

$$R_n = H + \lambda ET + G + Q_B + Q_S + Q_h \quad (3.14)$$

όπου: R_n η ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας στην επιφάνεια

$$R_n = S_n - L_n \text{ (MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}\text{)} \quad (3.15)$$

όπου: S_n η καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων

L_n η καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων

H η αισθητή θερμότητα

λET η λανθάνουσα θερμότητα

G η ενέργεια που διακινείται με αγωγή προς το έδαφος ή με αγωγή και μεταφορά προς το υδάτινο σώμα

Q_B η ενέργεια που δαπανάται για τις βιοχημικές διεργασίες των φυτών (της τάξης του 2% της R_n)

Q_S η ενέργεια που αποθηκεύεται προσωρινά στον όγκο αναφοράς

Q_h η ενέργεια που μεταφέρεται οριζόντια προς άλλες περιοχές (φαινόμενο όασης)

Για την εκτίμηση της εξάτμισης σε μια επιφάνεια, η γενική εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου μπορεί να απλοποιηθεί – μιας και οι ενέργειες Q_B , Q_S , Q_h μπορεί να θεωρηθούν αμελητέες – ως εξής:

$$R_n - G - \lambda ET - H = 0 \Rightarrow R_n - G = \lambda ET + H \quad (3.16)$$

$$\text{Από την εξίσωση του λόγου του Bowen: } B = \frac{H}{\lambda ET} \Rightarrow H = \lambda ET B \quad (3.17)$$

αντικαθιστώντας στην σχέση (3.16) παίρνουμε:

$$R_n - G = \lambda ET + \lambda ET B \Rightarrow \lambda ET = \frac{R_n - G}{1 + B} \Rightarrow ET(1 + B) = \frac{R_n - G}{\lambda} \quad (3.18)$$

Ο συνδυασμός των σχέσεων (3.13) και (3.18) δίνει:

$$\frac{\Delta + \gamma}{\Delta} ET - \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_s - e_a}{e^o(T_s) - e_a} ET = \frac{R_n - G}{\lambda} \quad (3.19)$$

Η εμπειρικά προσδιορισμένη και γενικευμένη εξίσωση μεταφοράς μάζας έχει τη μορφή:

$$ET = F(u) [e^o(T_s) - e_a] \quad (3.20)$$

όπου: F(u) η συνάρτηση ανέμου (u η ταχύτητα ανέμου ($m s^{-1}$) μετρημένη σε ύψος 2m)

Αντικαθιστώντας την εξίσωση (3.20) στην εξίσωση (3.19), απαλείφεται η θερμοκρασία της επιφάνειας T_s και έτσι η εξίσωση (3.19) γράφεται:

$$\frac{\Delta + \gamma}{\Delta} ET - \frac{\gamma}{\Delta} F(u) [e_s - e_a] = \frac{R_n - G}{\lambda} \quad (3.21)$$

όπου: το μέγεθος $e_s - e_a$ εκφράζει το έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα

Επιλύοντας την εξίσωση (3.21) βρίσκουμε την τελική εξίσωση του Penman για εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια:

$$ET = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) (e_s - e_a) \quad (3.22)$$

Η βασική παραδοχή της μεθόδου Penman, ότι οι υδρατμοί κοντά στην επιφάνεια είναι κορεσμένοι, δεν ευσταθεί στην περίπτωση της διαπνοής, όπου οι υδρατμοί δεν είναι κορεσμένοι στην επιφάνεια των φύλλων.

Έτσι, για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής των φυτών και ειδικότερα της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, εφαρμόζεται η μέθοδος Penman-Monteith (εξίσωση 3.23), τροποποίηση της μεθόδου Penman (εξίσωση 3.22). Στη μέθοδο αυτή εισάγεται η επιφανειακή αντίσταση r_s των στομάτων (επιπλέον της αεροδυναμικής αντίστασης r_a), η οποία εκφράζει την ελεγχόμενη (σε ένα βαθμό) από την χλωρίδα αντίσταση των φυλλωμάτων στην εξάτμιση. Έτσι η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με την μέθοδο Penman-Monteith δίνεται από τον τύπο:

$$ET = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n - G}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} F(u)(e_s - e_a) \quad (3.23)$$

$$\text{όπου: } \gamma' = \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \quad (3.24)$$

$$F(u) = \frac{\rho_\alpha c_p}{\gamma \lambda r_a} \quad (3.25)$$

όπου: r_a και r_s η αεροδυναμική και η επιφανειακή αντίσταση αντίστοιχα ($s \text{ m}^{-1}$)

ρ_α η πυκνότητα του αέρα (kg m^{-3})

$$\rho_\alpha = 3.450 \frac{P}{T + 273} \quad (3.26)$$

Αντικαθιστώντας τις σχέσεις (3.24) και (3.25) στη σχέση (3.23), παίρνουμε μια άλλη μορφή της εξίσωσης Penman-Monteith:

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_\alpha c_p \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\lambda \left[\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (3.27)$$

Η μέθοδος FAO Penman-Monteith για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς προκύπτει από την παραπάνω εξίσωση και τις εξισώσεις της αεροδυναμικής και της επιφανειακής αντίστασης (εξισώσεις 3.28 και 3.29 αντίστοιχα) σε συνδυασμό με ορισμένες παραδοχές.

Η αεροδυναμική αντίσταση ($s \text{ m}^{-1}$) δίνεται από την εξίσωση:

$$r_a = \frac{\ln \left(\frac{z_m - d}{z_{om}} \right) \ln \left(\frac{z_h - d}{z_{oh}} \right)}{k^2 u_z} \quad (3.28)$$

όπου: z_m το ύψος μέτρησης του ανέμου (m)

z_h το ύψος μέτρησης της υγρασίας (m)

d το ύψος μηδενικής επίπεδης μετατόπισης (m)

z_{om} το μήκος τραχύτητας που ρυθμίζει την μεταφορά ορμής (m)

z_{oh} το μήκος τραχύτητας που ρυθμίζει την μεταφορά θερμότητας και ατμού (m)

k η σταθερά του von Karman, $k = 0.41$ (-)

u_z η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος z ($m s^{-1}$)

Η "bulk" επιφανειακή αντίσταση ($s m^{-1}$) δίνεται από την εξίσωση:

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{active}} \quad (3.29)$$

όπου: r_l η "bulk" αντίσταση των στομάτων του καλά φωτισμένου φύλλου ($s m^{-1}$)

LAI_{active} ο ενεργός (φωτισμένος) δείκτης επιφάνειας φύλλων (m^2 [επιφάνεια φύλλων] m^{-2} [επιφάνεια εδάφους])

Για μεγάλο εύρος καλλιεργειών το ύψος μηδενικής επίπεδης μετατόπισης d και το μήκος τραχύτητας που ρυθμίζει την μεταφορά ορμής z_{om} μπορούν να εκτιμηθούν από το ύψος της καλλιέργειας h (m) σύμφωνα με τις ακόλουθες εξισώσεις:

$$d = \frac{2}{3} h \quad (3.30)$$

$$z_{om} = 0.123 h \quad (3.31)$$

Το μήκος τραχύτητας που ρυθμίζει την μεταφορά θερμότητας και ατμού z_{oh} μπορεί να προσεγγιστεί με την εξίσωση:

$$z_{oh} = 0.1 z_{om} \quad (3.32)$$

Το ύψος της καλλιέργειας αναφοράς (γρασίδι) λαμβάνεται σταθερό:

$$h = 0.12 m \quad (3.33)$$

Το ύψος για την ταχύτητα του ανέμου, την θερμοκρασία και την υγρασία λαμβάνεται τυποποιημένο:

$$z_m = z_h = 2 m \quad (3.34)$$

Έτσι, η εξίσωση (3.35) της αεροδυναμικής αντίστασης r_a ($s m^{-1}$), για επιφάνεια αναφοράς γρασίδι, προκύπτει από την εξίσωση (3.28) με τις παραδοχές των εξισώσεων (3.30, 3.31, 3.32, 3.33, 3.34):

$$r_a = \frac{208}{u_2} \quad (3.35)$$

Μια γενική εξίσωση για τον ενεργό δείκτη επιφάνειας φύλλων LAI_{active} , η οποία λαμβάνει υπόψη το γεγονός ότι γενικά μόνο το ανώτερο μισό ενός πυκνά κουρεμένου γρασιδιού συνεισφέρει ενεργά στην μεταφορά επιφανειακής θερμότητας και ατμού, είναι η ακόλουθη:

$$LAI_{active} = 0.5 LAI \quad (3.36)$$

Μια άλλη γενική εξίσωση για τον δείκτη επιφάνειας φύλλων LAI, για κουρεμένο γρασίδι, είναι:

$$LAI = 24 h \quad (3.37)$$

Η αντίσταση των στομάτων r_i ενός μόνο καλά φωτισμένου φύλλου σε καλές συνθήκες ποτίσματος λαμβάνεται σταθερή:

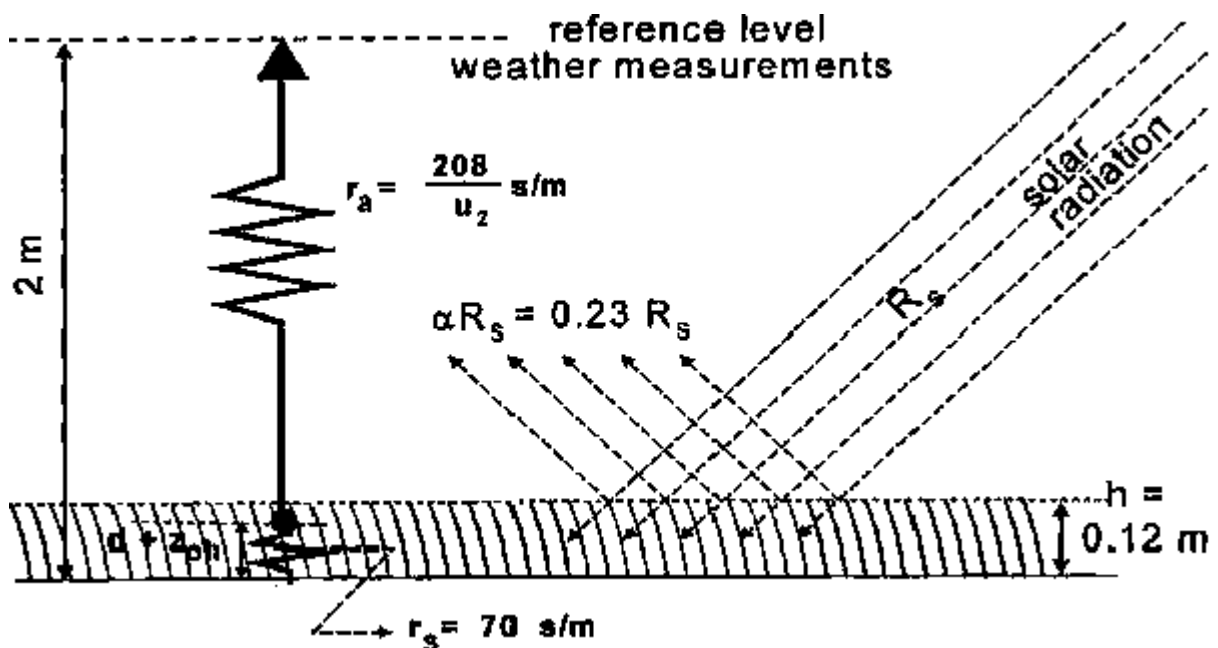
$$r_i = 100 \text{ s m}^{-1} \quad (3.38)$$

Έτσι, η εξίσωση (3.39) της επιφανειακής αντίστασης r_s (s m^{-1}) προκύπτει από την εξίσωση (3.29) με τις παραδοχές των εξισώσεων (3.33, 3.36, 3.37, 3.38):

$$r_s = 70 \text{ s m}^{-1} \quad (3.39)$$

Συνεπώς η FAO υιοθέτησε τον ακόλουθο ορισμό για την επιφάνεια αναφοράς (Σχήμα 9):

«Μια υποθετική καλλιέργεια αναφοράς με υποτιθέμενο ύψος 0.12 m, επιφανειακή αντίσταση 70 s m^{-1} και λευκαύγεια (albedo) 0.23»



Σχήμα 9. Χαρακτηριστικά της υποθετικής καλλιέργειας αναφοράς (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 2: 8)

Επομένως, από την αρχική εξίσωση Penman-Monteith (εξίσωση 3.27) και τις εξισώσεις της αεροδυναμικής (εξίσωση 3.35) και επιφανειακής αντίστασης (εξίσωση 3.39), προκύπτει η μέθοδος FAO Penman-Monteith (εξίσωση 3.40) για τον υπολογισμό της ΕΤο (Σχήμα 9).

$$ET_o = \frac{0.408 \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \quad (3.40)$$

Για ημερήσιο χρονικό βήμα η εδαφική ροή θερμότητας G ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) μπορεί να αμεληθεί:

$$G = 0 \quad (3.41)$$

Η ολική καθαρή ακτινοβολία R_n ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) (εξίσωση 3.42) είναι η διαφορά της καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων R_{ns} ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) μείον την καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων R_{nl} ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) (Σχήμα 10).

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (3.42)$$

$$\text{όπου: } R_{ns} = (1 - a)R_s \quad (3.43)$$

όπου: a η λευκαύγεια (albedo) η οποία λαμβάνεται 0.23 για την καλλιέργεια αναφοράς (-)

R_s η ηλιακή ακτινοβολία ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) η οποία δίνεται από τον τύπο:

$$R_s = (a_s + b_s \frac{n}{N})R_a \quad (3.44)$$

όπου: a_s , b_s σταθερές Angstrom (τυπικές τιμές: $a_s = 0.25$, $b_s = 0.50$)

n η πραγματική διάρκεια ηλιοφάνειας (h)

N η αστρονομική διάρκεια της ημέρας (h)

n/N η σχετική διάρκεια ηλιοφάνειας (-)

R_a η εξωγήινη ακτινοβολία ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) η οποία δίνεται από τον τύπο:

$$R_a = \frac{24 * 60}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (3.45)$$

όπου: ϕ το γεωγραφικό πλάτος (rad)

δ η ηλιακή απόκλιση (rad) η οποία δίνεται από τον τύπο:

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.39\right) \quad (3.46)$$

όπου: J ο αριθμός της ημέρας του έτους (1 την 1^η Ιανουαρίου και 365 ή 366 την 31^η Δεκεμβρίου)

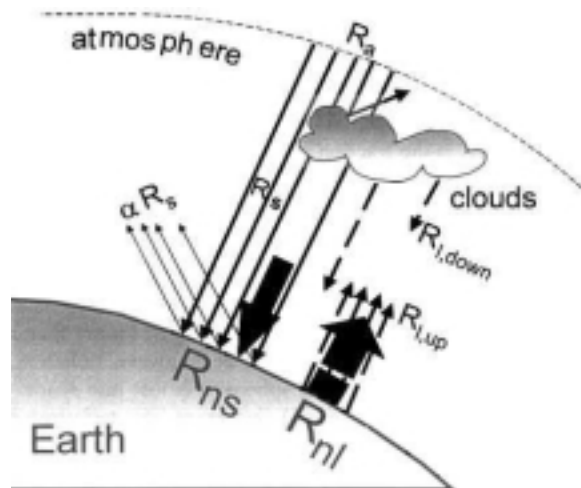
ω_s η γωνία ώρας δύσης ηλίου (rad) η οποία δίνεται από τον τύπο:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\phi) \tan(\delta)] \quad (3.47)$$

d_r η αντίστροφη σχετική απόσταση γης-ήλιου (-) η οποία δίνεται από τον τύπο:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (3.48)$$

G_{sc} η ηλιακή σταθερά: $G_{sc} = 0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$



Σχήμα 10. Συνιστώσες της ακτινοβολίας (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 3: 16)

$$\text{και: } R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14\sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (3.49)$$

όπου: σ η σταθερά Stefan-Boltzmann $\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$

$T_{\max,K}$ και $T_{\min,K}$ (K) η μέγιστη και ελάχιστη (αντίστοιχα) απόλυτη θερμοκρασία κατά τη διάρκεια του 24-ώρου ($K = ^\circ\text{C} + 273.16$)

R_{so} η ηλιακή ακτινοβολία καθαρού ουρανού ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) από τον τύπο:

$$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (3.50)$$

όπου: z το υψόμετρο του σταθμού πάνω από το επίπεδο της θάλασσας (m)

Ο συντελεστής καλλιέργειας (K_c) είναι ο λόγος της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας υπό τυπικές συνθήκες (ET_c) προς την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς γρασιδιού (ET_0).

Οι διαφορές στην εξάτμιση και την διαπνοή μεταξύ της εκάστοτε καλλιέργειας και της καλλιέργειας αναφοράς γρασιδιού μπορούν να ενσωματωθούν σε έναν απλό συντελεστή καλλιέργειας (K_c) ή να χωριστούν σε δύο συντελεστές: έναν συντελεστή βασικής καλλιέργειας (K_{cb}) και έναν συντελεστή εδαφικής εξάτμισης (K_e), δηλαδή:

$$K_c = K_{cb} + K_e \quad (3.51)$$

Στην προσέγγιση του απλού συντελεστή καλλιέργειας, η επίδραση της διαπνοής της καλλιέργειας και της εδαφικής εξάτμισης συνδυάζονται σε έναν συντελεστή K_c . Ο συντελεστής αυτός ενσωματώνει τις διαφορές στην εδαφική εξάτμιση και τη διαπνοή της καλλιέργειας μεταξύ της εκάστοτε καλλιέργειας και της καλλιέργειας αναφοράς γρασιδιού. Δεδομένου ότι η εδαφική εξάτμιση μπορεί να κυμαίνεται καθημερινά ως αποτέλεσμα των βροχοπτώσεων ή της άρδευσης, ο απλός συντελεστής καλλιέργειας εκφράζει μόνο τις μέσες χρονικά επιπτώσεις (πολλών ημερών) της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας.

Στη προσέγγιση του διπλού συντελεστή καλλιέργειας, η επίδραση της διαπνοής της καλλιέργειας και της εδαφικής εξάτμισης καθορίζονται ξεχωριστά. Χρησιμοποιούνται δύο συντελεστές: ο βασικός συντελεστής καλλιέργειας (K_{cb}) για να περιγράψει την διαπνοή της καλλιέργειας, και ο συντελεστής εδαφικής εξάτμισης (K_e) για να περιγράψει την εξάτμιση από την επιφάνεια του εδάφους.

Η προσέγγιση που θα ακολουθείται κάθε φορά πρέπει να επιλέγεται ανάλογα με τον σκοπό του υπολογισμού, την απαιτούμενη ακρίβεια, τα διαθέσιμα κλιματικά δεδομένα και το χρονικό βήμα για το οποίο γίνονται οι υπολογισμοί (Πίνακας 1).

Πίνακας 1. Γενικά κριτήρια επιλογής για τις δυο προσεγγίσεις υπολογισμού του συντελεστή καλλιέργειας (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 8)

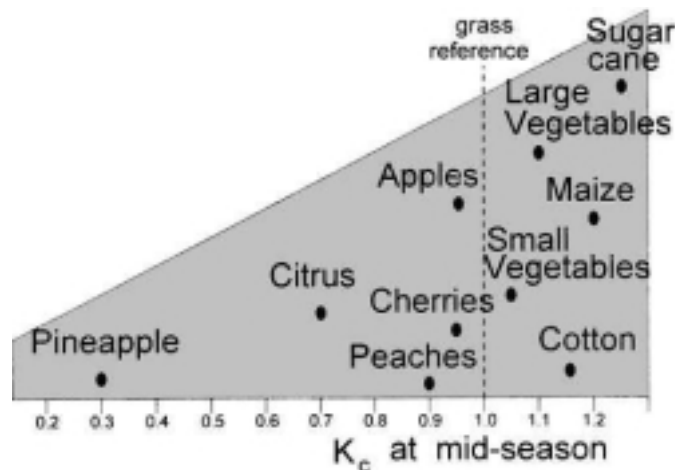
	Απλός συντελεστής καλλιέργειας K_c	Διπλός συντελεστής καλλιέργειας $K_{cb} + K_e$
Σκοπός υπολογισμού	<ul style="list-style-type: none"> - προγραμματισμός και σχεδιασμός άρδευσης - διαχείριση άρδευσης - βασικά προγράμματα άρδευσης - real time προγραμματισμός άρδευσης για χαμηλής συχνότητας εφαρμογές νερού (άρδευση επιφανειακή και με καταιονισμό) 	<ul style="list-style-type: none"> - έρευνα - real time προγραμματισμός άρδευσης - προγραμματισμός άρδευσης για υψηλής συχνότητας εφαρμογές νερού (μικροάρδευση και άρδευση με αυτόματο καταιονισμό) - συμπληρωματική άρδευση - λεπτομερείς εδαφολογικές μελέτες και μελέτες υδρολογικού ισοζυγίου
Χρονικό βήμα	ημέρα, 10-ημέρες, μήνας (δεδομένα και υπολογισμοί)	ημέρα (δεδομένα και υπολογισμοί)

Ο συντελεστής καλλιέργειας K_c μεταβάλλεται κυρίως ως συνάρτηση των συγκεκριμένων χαρακτηριστικών της καλλιέργειας και μόνο σε περιορισμένο βαθμό ως συνάρτηση του κλίματος. Ενσωματώνει την επίδραση των χαρακτηριστικών που διακρίνουν μια τυπική καλλιέργεια από την καλλιέργεια αναφοράς γρασιδιού, η οποία έχει σταθερή παρουσία και πλήρη κάλυψη του εδάφους. Συνεπώς, οι διαφορετικές καλλιέργειες θα έχουν διαφορετικούς συντελεστές K_c . Τα μεταβαλλόμενα χαρακτηριστικά της καλλιέργειας κατά τη διάρκεια της περιόδου ανάπτυξης επηρεάζουν επίσης τον συντελεστή K_c . Τέλος, δεδομένου ότι η εξάτμιση αποτελεί ενσωματωμένο κομμάτι της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας, οι συνθήκες που επηρεάζουν την εδαφική εξάτμιση θα έχουν επίσης επίδραση και στον K_c .

✓ Τύπος της καλλιέργειας

Λόγω των διαφορών στη λευκαύγεια, το ύψος της καλλιέργειας, τις αεροδυναμικές ιδιότητες, και τις ιδιότητες των φύλλων και των στομάτων, η εξατμοδιαπνοή μιας πλήρως ανεπτυγμένης, καλά-ποτιζόμενης καλλιέργειας διαφέρει από την ΕΤο.

Η επίδραση του τύπου της καλλιέργειας στον συντελεστή K_c απεικονίζεται στο Σχήμα 11.



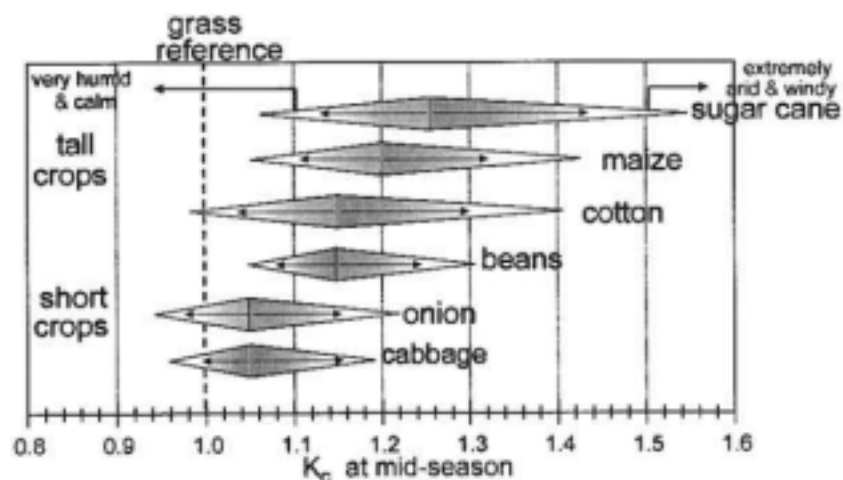
Σχήμα 11. Τυπικές τιμές του συντελεστή K_c για διαφορετικούς τύπους πλήρως ανεπτυγμένων καλλιεργειών (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 4)

✓ Κλίμα

Οι τυπικές τιμές που δίνονται για τον συντελεστή K_c αποτελούν μέσες τιμές που αναμένονται σε τυπικές κλιματικές συνθήκες, οι οποίες καθορίζονται ως υγρό κλίμα με μέση ελάχιστη σχετική υγρασία κατά την διάρκεια της ημέρας $RH_{\min} \approx 45\%$ και μικρές με μέτριες ταχύτητες ανέμου μέσου όρου 2 m s^{-1} .

Η σχετική επίδραση του κλίματος στον συντελεστή K_c για πλήρως ανεπτυγμένες καλλιέργειες απεικονίζεται στο Σχήμα 12. Τα ανώτερα όρια αντιπροσωπεύουν τις εξαιρετικά ξηρές και θυελλώδεις συνθήκες, ενώ τα κατώτερα όρια ισχύουν στις πολύ υγρές και ήρεμες καιρικές συνθήκες.

Οι διακυμάνσεις που αναμένονται για τον συντελεστή K_c όταν μεταβάλλονται οι κλιματικές και καιρικές συνθήκες είναι αρκετά μικρές για τις χαμηλές καλλιέργειες αλλά μεγάλες για τις ψηλές καλλιέργειες.

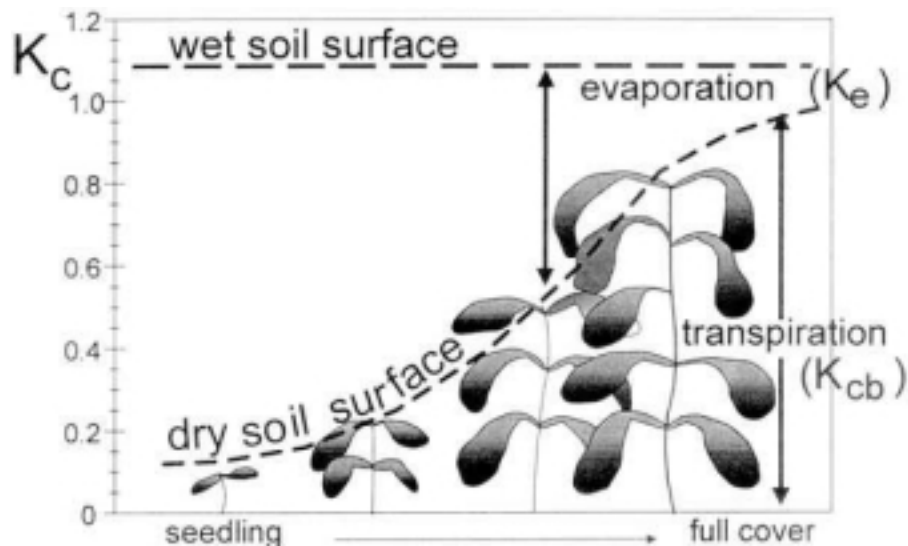


Σχήμα 12. Ακραίες διακυμάνσεις που αναμένονται για τον συντελεστή K_c για πλήρως ανεπτυγμένες καλλιέργειες όταν μεταβάλλονται οι κλιματικές και καιρικές συνθήκες (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 4)

✓ Εδαφική εξάτμιση

Η επίδραση της εξάτμισης στον συντελεστή K_c απεικονίζεται στο Σχήμα 13.

Η οριζόντια γραμμή αντιπροσωπεύει τον συντελεστή K_c όταν η εδαφική επιφάνεια διατηρείται συνεχώς υγρή. Η καμπύλη γραμμή αντιστοιχεί στον συντελεστή K_c όταν η εδαφική επιφάνεια διατηρείται ξηρή αλλά η καλλιέργεια λαμβάνει επαρκές νερό για να διατηρείται πλήρης διαπνοή.



Σχήμα 13. Η επίδραση της εξάτμισης στον συντελεστή K_c (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 5)

Οι διαφορές στην εδαφική εξάτμιση μεταξύ της καλλιέργειας και της καλλιέργειας αναφοράς γρασιδιού μπορούν να προσεγγιστούν ακριβέστερα με την χρησιμοποίηση διπλού συντελεστή καλλιέργειας.

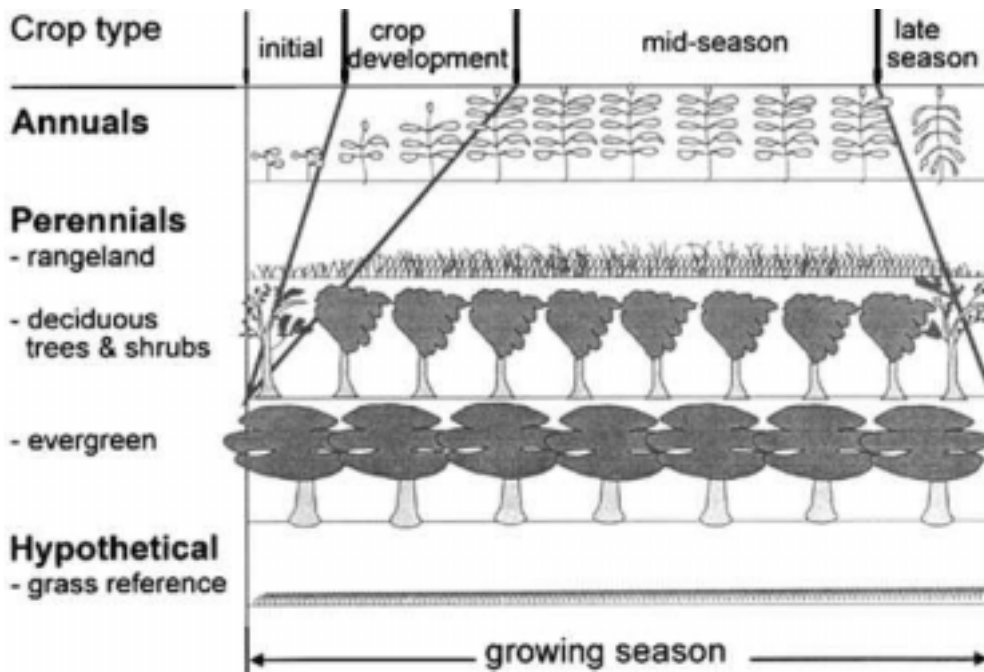
✓ Στάδια ανάπτυξης της καλλιέργειας

Καθώς η καλλιέργεια αναπτύσσεται, η κάλυψη του εδάφους, το ύψος της καλλιέργειας και η επιφάνεια των φύλλων αλλάζουν. Λόγω διαφορών στην εξατμοδιαπνοή κατά τη διάρκεια των διαφόρων σταδίων ανάπτυξης, ο συντελεστής K_c για δεδομένη καλλιέργεια θα κυμαίνεται κατά την διάρκεια της περιόδου ανάπτυξης.

Η περίοδος ανάπτυξης μπορεί να διαιρεθεί σε τέσσερα διακριτά στάδια:

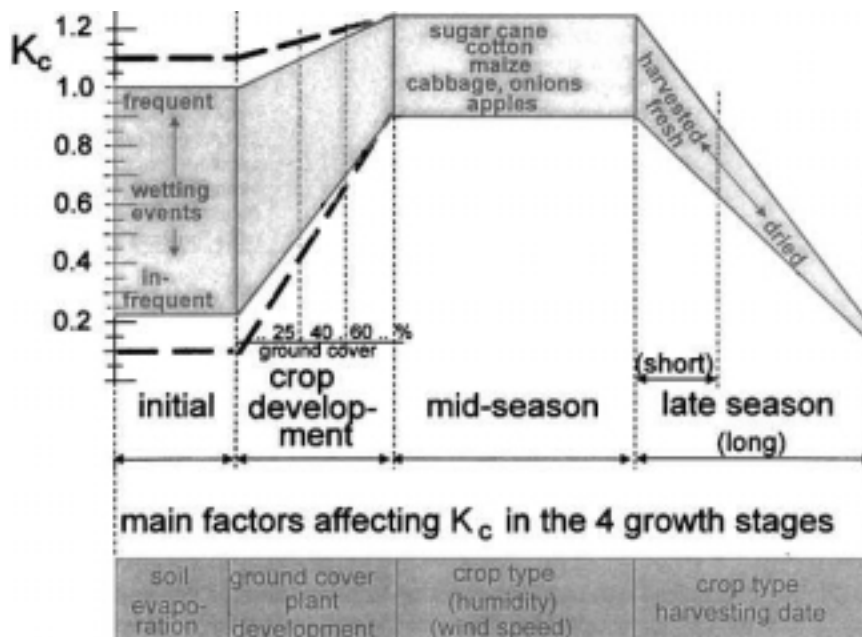
- 1) αρχικό στάδιο
- 2) στάδιο ανάπτυξης της καλλιέργειας
- 3) στάδιο μέσης εποχής
- 4) στάδιο τέλους εποχής

Στο Σχήμα 14 παρουσιάζεται η γενική ακολουθία και η αναλογία αυτών των σταδίων για διαφορετικούς τύπους καλλιέργειας.



Σχήμα 14. Στάδια ανάπτυξης για διαφορετικούς τύπους καλλιέργειας (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 5)

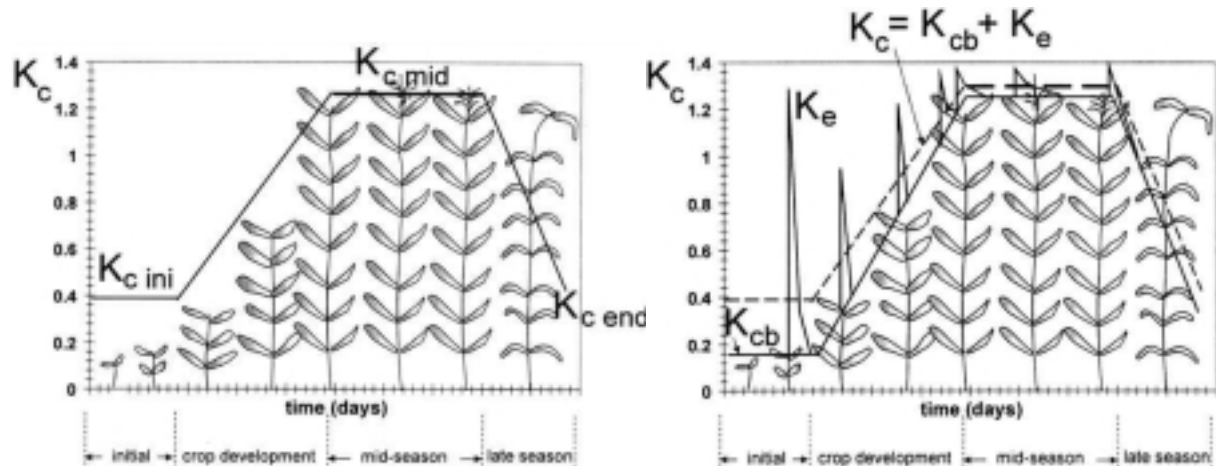
Το Σχήμα 15 απεικονίζει την μεταβολή του συντελεστή K_c για διαφορετικές καλλιέργειες υπό την επιρροή των καιρικών παραγόντων και της ανάπτυξης της καλλιέργειας.



Σχήμα 15. Τυπικές διακυμάνσεις που αναμένονται για τον συντελεστή K_c στα τέσσερα στάδια ανάπτυξης (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 7)

Μετά από την επιλογή της προσέγγισης για τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας, τον καθορισμό των διαρκειών για τα στάδια ανάπτυξης της καλλιέργειας και των αντίστοιχων συντελεστών καλλιέργειας, μπορεί να κατασκευαστεί η καμπύλη του συντελεστή καλλιέργειας (Σχήματα 16, 17).

Η καμπύλη αντιπροσωπεύει τις αλλαγές του συντελεστή καλλιέργειας σε όλο το μήκος της εποχής ανάπτυξης. Η μορφή της καμπύλης αντιπροσωπεύει τις αλλαγές στη βλάστηση και την κάλυψη του εδάφους κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης και της ωρίμανσης της καλλιέργειας οι οποίες έχουν επιπτώσεις στον λόγο ETc προς ET0. Από την καμπύλη μπορεί να εξαχθεί ο συντελεστής Kc και ως εκ τούτου η ETc για οποιαδήποτε περίοδο μέσα στην εποχή ανάπτυξης.



Σχήματα 16, 17. Καμπύλες συντελεστή καλλιέργειας K_c (απλού και διπλού αντίστοιχα) (Πηγή: FAO, 1998. Ch. 5: 10)

4. Εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με χρήση Τηλεπισκόπησης

4.1 Ιστορική αναδρομή

Τα τελευταία χρόνια έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα που βασίζονται στη χρήση δορυφορικών εικόνων με σκοπό την εκτίμηση της ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σε περιφερειακή κλίμακα.

Τα πρώτα μοντέλα που αναπτύχθηκαν προσπάθησαν να βρουν εμπειρικές σχέσεις μεταξύ της εξατμοδιαπνοής και των ποσοτήτων που μπορούν να μετρηθούν από μετεωρολογικούς δορυφόρους.

Έτσι, ο Menenti (1979) κατέληξε στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής ως γραμμικής συνάρτησης της θερμοκρασίας και της επιφανειακής λευκαύγειας. Οι Reginato et al. (1985) κατέληξαν σε μια γραμμική σχέση μεταξύ του λόγου της πραγματικής προς την δυνητική εξατμοδιαπνοή και την διακύμανση της ημερήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας. Όμως τα πρώτα αυτά εμπειρικά μοντέλα είχαν πολύ μικρή ακρίβεια, της τάξης των 30 με 40%. (Caselles and Delegido, 1987)

Για το λόγο αυτό οι Jackson et al. (1977) πρότειναν μια πολύ απλή και χρήσιμη ημι-εμπειρική στατιστική μέθοδο για την εκτίμηση της ημερήσιας εξατμοδιαπνοής που βασίζεται στην εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου σε ημερήσια βάση:

$$ET = R_n - H - G \quad (4.1)$$

όπου: ET η πραγματική εξατμοδιαπνοή

R_n η καθαρή ακτινοβολία

H η αισθητή θερμότητα

G η ροή θερμότητας στο έδαφος (η οποία θεωρείται μηδέν για ημερήσια βάση)

Έτσι, η προηγούμενη εξίσωση προσεγγίζεται από την ακόλουθη σχέση, όπου η ημερήσια εξατμοδιαπνοή εκφράζεται ως συνάρτηση της στιγμιαίας διαφοράς μεταξύ της τηλεπισκοπικά εκτιμημένης επιφανειακής θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας του αέρα ($T_s - T$), μετρημένων και των δύο κοντά στο μεσημέρι, και της ημερήσιας καθαρής ακτινοβολίας R_{nd} :

$$ET_d = R_{nd} + A - B (T_s - T) \quad (4.2)$$

Οι σταθεροί όροι A και B εκτιμώνται με γραμμική παλινδρόμηση και εξαρτώνται από την ταχύτητα του ανέμου, την ατμοσφαιρική ευστάθεια (ατμοσφαιρική θερμική διαστρωμάτωση), την επιφανειακή τραχύτητα και το ύψος αναφοράς. Μεταβάλλονται επομένως ανάλογα με την περιοχή μελέτης και απαιτούν ανά περίπτωση εκτίμηση είτε με πειραματικά στοιχεία, είτε προσομοίωση ή συνδυασμό των δύο μεθόδων (Thunnissen and Nieuwenhuis 1990, Caselles et al. 1992, Sandholt and Andersen, 1993).

Το μοντέλο αυτό έχει το μειονέκτημα ότι αν και η ακρίβειά του είναι καλύτερη συγκριτικά με άλλα μοντέλα - της τάξης των 20% - (Caselles and Delegido, 1987), απαιτεί πολύ καλή ακρίβεια στην εκτίμηση των δύο θερμοκρασιών, γεγονός πρακτικά αδύνατο με τα σημερινά δεδομένα.

Πολλές μέθοδοι στηρίχτηκαν κατόπιν σε αυτήν την στατιστικά ορισμένη και θεωρητικά τεκμηριωμένη γραμμική σχέση και προχώρησαν σε παραλλαγές που αφορούσαν τόσο διαφορετικές εκτιμήσεις των σταθερών όρων A και B (Seguin et al. 1982, Seguin and Itier 1983, Vidal et al. 1986, Seguin et al. 1987, Becker et al. 1987, Sogaard 1988, Riou et al. 1988, Lagouarde and Brunet 1989, Vidal and Perrier 1989, Carlson and Buffum 1989, Sandholt and Andersen 1993) όσο και διαφορετικές μορφές της σχέσης ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής ET_d και θερμοκρασίας:

$$ET_d = R_{nd} + B (T_s - T)^n \quad (\text{Seguin and Itier 1983, Rambal et al. 1985}) \quad (4.3)$$

$$ET_d = ET_o - B' (T_c - T_c^*) \quad (\text{Nieuwenhuis et al. 1985}) \quad (4.4)$$

$$ET_d = R_{nd} - B' \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right)^n \quad (\text{Wetzel et al. 1984, Carlson and Buffum 1989}) \quad (4.5)$$

όπου: ET_o η δυνητική εξατμοδιαπνοή

R_{nd} η ημερήσια καθαρή ακτινοβολία

T η θερμοκρασία του αέρα

T_c η θερμοκρασία της καλλιέργειας που διαπνέει σε συνθήκες πραγματικής εδαφικής υγρασίας

T_c^* η θερμοκρασία της καλλιέργειας που διαπνέει σε συνθήκες βέλτιστης εδαφικής υγρασίας

$\Delta T_s / \Delta t$ ο μέσος ρυθμός αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας (T_s) το πρωί

B, n και B', n' αριθμητικές παράμετροι

Το πλεονέκτημα της εξίσωσης (4.5) είναι ότι δεν απαιτείται η γνώση της θερμοκρασίας του αέρα T.

Οι Caselles et al. (1992) προσάρμοσαν κατόπιν την παραπάνω μέθοδο Jackson et al. (1977) - και τις παραλλαγές της - ώστε να εφαρμόζονται και όταν η εδαφική επιφάνεια είναι μερικώς καλυμμένη από βλάστηση. Στην περίπτωση αυτή το πρόβλημα γίνεται περισσότερο πολύπλοκο γιατί η γεωμετρία της δορυφορικής παρατήρησης παίζει σημαντικό ρόλο.

Διάφορα άλλα μοντέλα είχαν επίσης ως βάση τους την μέθοδο Jackson et al. (1977): Price 1980, Price 1982a, b, Rosema et al. 1978, Soer 1980, Carlson et al. 1981, Gurney and Hall 1983, Camillo et al. 1983, Gurney and Camillo 1984. (Caselles and Delegido, 1987)

Η χρήση της τηλεπισκοπικά εκτιμώμενης θερμοκρασίας για την εξαγωγή της επιφανειακής εξατμοδιαπνοής αναλύεται τόσο σε κλίμακα αγρού από τους Bartholic et

al. 1972, Jackson et al. 1977, Soer 1980, και Taconet et al. 1986, όσο και σε περιφερειακή κλίμακα από τους Price 1982, Carlson 1986, Flores and Carlson 1987, και Wetzel and Woodward 1987. Επίσης εξετάζεται από τους Seguin 1984, Caselles and Delegido 1987, και Moran et al. 1989. Τα μοντέλα αυτά βασίζονται γενικά στο επιφανειακό ενεργειακό ισοζύγιο σε συνδυασμό με τις εξισώσεις που διέπουν τις ροές του νερού, την αισθητή θερμότητα και την ενέργεια ακτινοβολίας μεταξύ της επιφάνειας, της ατμόσφαιρας και του υποστρώματος (Carlson and Buffum 1989, Caselles et al. 1992).

Οι μέθοδοι ποικίλλουν σε πολυπλοκότητα από στατιστικές / ημι-εμπειρικές προσεγγίσεις σε περισσότερο αναλυτικές προσεγγίσεις με φυσική βάση και τελικά σε αριθμητικά μοντέλα που προσομοιώνουν τη ροή θερμότητας και νερού μέσα από το έδαφος, την βλάστηση και την ατμόσφαιρα.

Το πρόβλημα με τα πολύπλοκα μοντέλα για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής είναι ότι απαιτούν λεπτομερείς αρχικές συνθήκες για την ατμόσφαιρα, την επιφάνεια και το υπόστρωμα έτσι ώστε να δώσουν κάποια λύση, γεγονός που προφανώς δυσχεραίνει πολύ ή και αποκλείει ακόμα την εφαρμογή τους. Για το λόγο αυτό γίνονται συχνά παραδοχές και ακολουθούνται εμπειρικές ή ημι-εμπειρικές προσεγγίσεις.

Μερικά από τα μοντέλα που έχουν αναπτυχθεί για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής με τη βοήθεια δορυφορικών εικόνων δεν αντιμετωπίζουν σαφώς την βλάστηση (Rosema et al. 1978, Carlson and Boland 1978, Price 1980 & 1982, Gurney and Hall 1983, Camillo et al. 1983) ή χρησιμοποιούν μια παραμετροποίηση για τη βλάστηση σημαντική μόνο στη μεσοκλίμακα (Wetzel et al. 1984). Οι Soer (1980), Gurney and Camillo (1984), Van de Griend et al. (1985), και Taconet et al. (1986) ανέπτυξαν μοντέλα, τα οποία περιγράφουν με λεπτομέρεια την μεταφορά νερού και θερμότητας στο σύστημα έδαφος – φυτό - ατμόσφαιρα. Παρόλα αυτά, τα μοντέλα των Gurney and Camillo (1984) και Van de Griend et al. (1985) θεωρούν ουδέτερη ευστάθεια για τον όρο της αεροδυναμικής αντίστασης, παραδοχή μη ρεαλιστική κατά τη διάρκεια της ημέρας. Επιπλέον οι Gurney and Camillo (1984) θεωρούν σταθερό τον συντελεστή διάχυσης. Η παραδοχή αυτή δεν είναι πιθανό να ισχύει, ειδικά σε συνθήκες μεγάλης υγρασίας. Σε κάθε περίπτωση η εφαρμογή αυτών των μοντέλων για την εκτίμηση της ημερήσιας εξατμοδιαπνοής απαιτεί μεγάλο αριθμό παραμέτρων εισόδου (Thunnissen and Nieuwenhuis, 1990).

Όλες οι περιοχές κυμάτων που χρησιμοποιούνται από τα όργανα των μετεωρολογικών δορυφόρων επηρεάζονται από πολλαπλούς παράγοντες του τοπίου. Επομένως, το σήμα που ανιχνεύεται τηλεπισκοπικά δεν συνδέεται με μοναδικό τρόπο με μια εδαφική ιδιότητα, και για το λόγο αυτό απαιτούνται ημι-εμπειρικοί αλγόριθμοι για την μετατροπή των παρατηρημένων ακτινοβολιών σε φυσικές ποσότητες, χρήσιμες για μοντέλα επιφανειακού ενεργειακού ισοζυγίου. Ενώ η δορυφορική Τηλεπισκόπηση μπορεί να παρέχει κρίσιμη πληροφορία που απαιτείται για την ποσοτικοποίηση της εξατμοδιαπνοής από περιφερειακή ως παγκόσμια κλίμακα και για αποδεκτές χρονικές αναλύσεις, η μη μοναδικότητα στον συσχετισμό των παρατηρημένων ακτινοβολιών με τα χαρακτηριστικά του τοπίου καθιστά δύσκολη την εφαρμογή τεχνικών Τηλεπισκόπησης σε διαφορετικές επιφάνειες χωρίς επιφανειακά δεδομένα για

επαλήθευση (Kustas and Norman, 1996). Ως αποτέλεσμα, έχουν γίνει μεγάλες προσπάθειες σε μελέτες παρατήρησης και μοντελοποίησης για την εξαγωγή χρήσιμων αλγόριθμων για την μετατροπή σε φυσικές ποσότητες σε διαφορετικές κλιματικές περιοχές (Kustas, 1995 - Sellers et al., 1995).

Οι τεχνικές εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής που βασίζονται σε δεδομένα Τηλεπισκόπησης μπορούν να αφορούν διάφορες χρονικές κλίμακες:

- Ωριαία έως ημερήσια χρονική κλίμακα - κατάλληλη για ατμοσφαιρικές, υδρολογικές και αγροτικές εφαρμογές (Kustas and Norman, 1996).
- Μηνιαία έως ετήσια χρονική κλίμακα - κατάλληλη για κλιματολογικές εφαρμογές (Choudhury, 1991).

4.2 Μέθοδος Carlson-Buffum

Η μέθοδος αυτή υπολογίζει την πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET_d από το ημερήσιο επιφανειακό ενεργειακό ισοζύγιο χρησιμοποιώντας την τηλεπισκοπικά εκτιμημένη επιφανειακή θερμοκρασία από τα υπέρυθρα δορυφορικά κανάλια και διάφορες μετεωρολογικές μεταβλητές εκτιμημένες από σταθμούς εδάφους. Για βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων μπορεί η λευκαύγεια να υπολογιστεί τηλεπισκοπικά από τα ορατά δορυφορικά κανάλια (όπως και υπολογίστηκε στην εφαρμογή της εργασίας αυτής), παρόλο που οι Carlson and Buffum (1989) δεν είχαν αξιοποιήσει τη δυνατότητα αυτή.

Η μέθοδος αυτή, όπως προαναφέρθηκε, αποτελεί παραλλαγή – συνέχεια της ιστορικής μεθόδου Jackson et al. (1977). Βασίζεται στο γεγονός ότι η εδαφική υγρασία (και επομένως η εξατμοδιαπνοή) είναι περισσότερο ευαίσθητη στον ρυθμό αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του πρωινού, π.χ. μεταξύ 8 και 10 τοπική ώρα (Wetzel et al, 1984). Το μεγάλο πλεονέκτημα στην θεώρηση αυτή είναι ότι δεν απαιτείται η γνώση της θερμοκρασίας του αέρα T .

Έτσι, οι Carlson and Buffum (1989) απέδειξαν την ισχύ της εξίσωσης:

$$ET_d = R_{nd} - B \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right)^n \quad (4.5)$$

όπου: ET_d η ημερήσια εξατμοδιαπνοή (cm d^{-1})

R_{nd} η ημερήσια καθαρή ακτινοβολία (cm d^{-1})

$\Delta T_s/\Delta t$ ο μέσος ρυθμός αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας το πρωί ($^{\circ}\text{C h}^{-1}$)

B' και n' σταθερές (-)

Οι παράμετροι B' και n' εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από την ταχύτητα του ανέμου, την επιφανειακή τραχύτητα, την βλάστηση και το ύψος αναφοράς, ιδιαίτερα στην περίπτωση της βλάστησης. Επίσης η παράμετρος n' διαφέρει σημαντικά από την μονάδα για τους περισσότερους συνδυασμούς ταχύτητας ανέμου και επιφανειακής τραχύτητας.

Η αιτιολόγηση της εξίσωσης αυτής βασίζεται σε δεδομένα εξαγόμενα από το πολύπλοκο πλανητικό μονοδιάστατο μοντέλο οριακού στρώματος CM, το οποίο αποδεικνύει ότι ο ρυθμός μεταβολής της επιφανειακής θερμοκρασίας με το χρόνο συσχετίζεται έντονα με την συνολική ημερήσια ροή αισθητής θερμότητας.

Το μοντέλο CM περιγράφει τις ανταλλαγές νερού και ενέργειας μεταξύ του υποστρώματος, του στρώματος βλάστησης, ενός ατμοσφαιρικού επιφανειακού στρώματος και ενός στρώματος ανάμιξης. Στο επιφανειακό στρώμα εφαρμόζονται νόμοι ομοιότητας για τον υπολογισμό των επιφανειακών ενεργειακών ροών με διορθώσεις για τις μεταβολές στην στατική ευστάθεια. Λαμβάνονται υπόψη οι διαφορές μεταξύ του θερμικού μήκους τραχύτητας για την θερμότητα και για την ορμή. Τα αποτελέσματα καθορίζονται από μια πολύπλοκη μη-γραμμική αλληλεπίδραση με την εξελισσόμενη

στατική ευστάθεια και τις περιβάλλουσες συνθήκες σε πολυστρωματική ατμόσφαιρα και υπόστρωμα.

Ο λόγος που χρησιμοποιείται μοντέλο οριακού στρώματος είναι για να παράγει μια σειρά μετεωρολογικών συνθηκών, επιφανειακή θερμοκρασία, ταχύτητα ανέμου, μήκος επιφανειακής τραχύτητας, και κάλυψη βλάστησης από τα οποία μπορούν να καθοριστούν οι σταθερές B' και n' .

Δεδομένου ότι τα αποτελέσματα δεν παρουσιάζουν μεγάλη ευαισθησία στην επιλογή των κατακόρυφων τομών θερμοκρασίας και σημείου δρόσου πάνω από το επιφανειακό στρώμα, ως αρχικές ατμοσφαιρικές συνθήκες αναφοράς για το μοντέλο λήφθηκαν αυτές που χρησιμοποίησαν οι Taconet et al. (1986) στις προσομοιώσεις τους για μια γεωργική περιοχή με σιτηρά στην κεντρική Γαλλία (Beauce) στα μέσα Ιουλίου (11 Ιουλίου 1983). Οι αρχικές αυτές συνθήκες θεωρήθηκαν αντιπροσωπευτικές μιας τυπικής ηλιόλουστης καλοκαιρινής ημέρας σε εύκρατο κλίμα. Εντούτοις σημειώνεται ότι η επιλογή στο μοντέλο μιας ελάχιστης αντίστασης των στομάτων, κατάλληλης για σιτηρά, περιορίζει κάπως τα αποτελέσματα, όσον αφορά την βλάστηση, για παρόμοιου τύπου καλλιέργειες.

Η καθαρή ακτινοβολία, η επιφανειακή θερμοκρασία, η εξατμοδιαπνοή, και η επιφανειακή ροή αισθητής θερμότητας υπολογίστηκαν ως αθροιστικές ποσότητες σε 24-ωρους κύκλους μεταβάλλοντας την διαθεσιμότητα υγρασίας από 0.04 σε 1.0 σε κύκλο 7 βημάτων. Δεδομένου ότι η διαθεσιμότητα υγρασίας καθορίζει σε μεγάλο βαθμό την επιφανειακή θερμοκρασία, αυτή η διακύμανση της διαθεσιμότητας υγρασίας επιτρέπει την παραγωγή μεγάλου εύρους επιφανειακών θερμοκρασιών.

Η διαθεσιμότητα υγρασίας, όπως προσδιορίστηκε από τον Carlson (1986), είναι απλά ο λόγος της εξατμοδιαπνοής προς την δυναμική εξατμοδιαπνοή για επιφανειακή θερμοκρασία T_s . Η διαθεσιμότητα υγρασίας αποτελεί επίσης τον σύνδεσμο μεταξύ της σχετικής υγρασίας της επιφάνειας και του περιεχομένου σε νερό του υποστρώματος, και ισούται με το λόγο του πραγματικού περιεχομένου σε νερό του υποστρώματος προς το περιεχόμενο σε νερό για την χωρητικότητα του εδάφους (0.34 ανά μονάδα όγκου).

Για να αποκτηθούν επαρκή δεδομένα ώστε να παραχθούν τιμές για τις παραμέτρους του μοντέλου, καθένας από τους 75 κύκλους διαθεσιμότητας υγρασίας υπολογίστηκε για 5 επιφανειακά μήκη τραχύτητας και ταχύτητες ανέμου και τρεις δείκτες επιφάνειας φύλλων (leaf area index - LAI) (Πίνακας 2).

Το ύψος βλάστησης (h) και το ύψος μετατόπισης (d) χρησιμοποιήθηκαν ως συνάρτηση της τραχύτητας z_0 σύμφωνα με τις κοινά αποδεκτές σχέσεις του Monteith:

$$z_0 = 0.13 h \quad (4.6)$$

$$d = 0.67 h \quad (4.7)$$

Για το γυμνό έδαφος, έγινε επίσης διακύμανση των τιμών του επιφανειακού μήκους τραχύτητας για το ίδιο εύρος τιμών, αν και οι μεγαλύτερες τιμές τραχύτητας δεν θα εφαρμόζονταν πιθανώς σε ένα φυσικό γυμνό έδαφος.

Πίνακας 2. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο και η διακύμανσή τους (Πηγή: Carlson and Buffum, 1989)

z_0 (m)	h (m)	d (m)	u	LAI
0.01	0.077	0.051	$0.25 V_r$	0
0.065	0.50	0.335	$0.5 V_r$	2
0.13	1.00	0.67	$1.0 V_r$	4
0.26	2.00	1.34	$1.5 V_r$	
0.52	4.00	2.68	$2.0 V_r$	

V_r η ταχύτητα ανέμου αναφοράς

Για κάθε τιμή υγρασίας υπολογίστηκαν: η επιφανειακή θερμοκρασία, η θερμοκρασία του αέρα, η ταχύτητα του ανέμου, η καθαρή ακτινοβολία και η αθροιστική εξατμοδιαπνοή στις 1300 LST. Υπολογίστηκε επίσης ο πρωινός ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας μεταξύ 0800 και 1300 LST (σε $^{\circ}\text{C h}^{-1}$).

Ο αριθμός των υπολογιστικών προσομοιώσεων μειώθηκε με την θεώρηση ότι η θερμική αδράνεια είναι συνάρτηση της διαθεσιμότητας υγρασίας. Η εμπειρική αυτή παραδοχή βασίστηκε στο ότι μικρές μεταβολές της θερμικής αδράνειας δεν επηρεάζουν σημαντικά τα αποτελέσματα, ειδικά στην περίπτωση της βλάστησης.

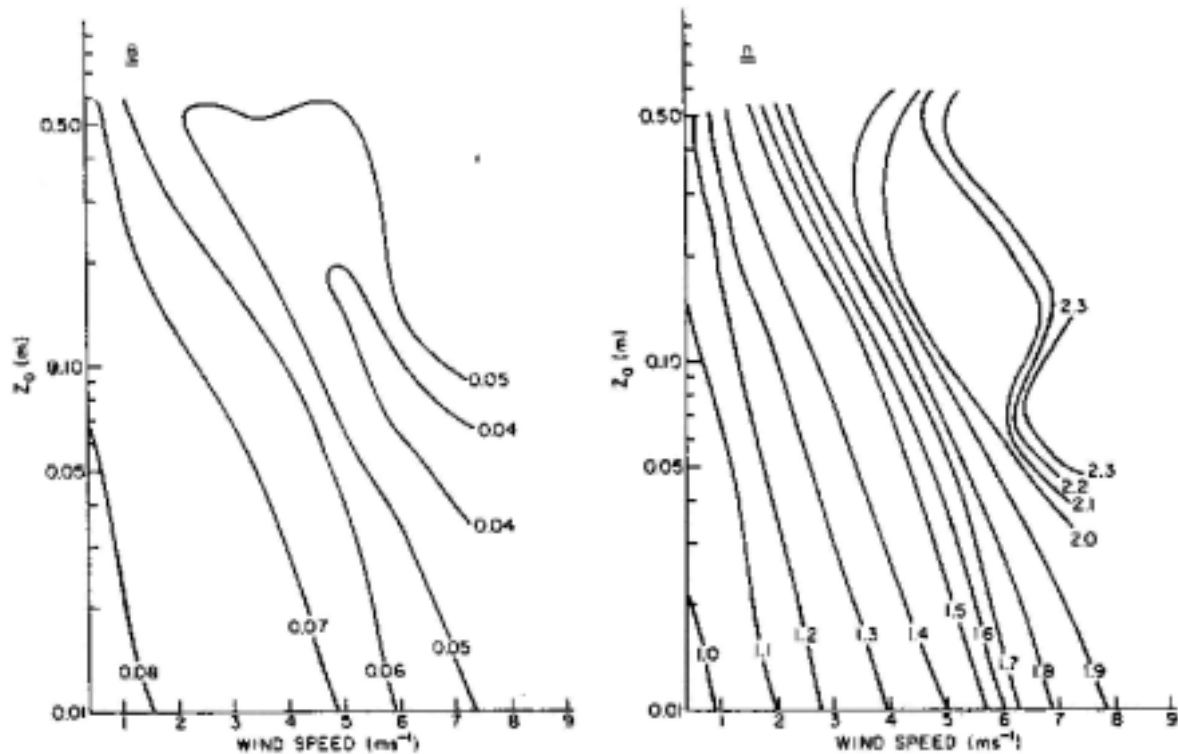
Η εξίσωση (4.5) μπορεί να γραφτεί επίσης:

$$R_{nd} - ET_d = B' \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right)^{n'} \Rightarrow \log(R_{nd} - ET_d) = \log(B') + n' \log \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right) \quad (4.8)$$

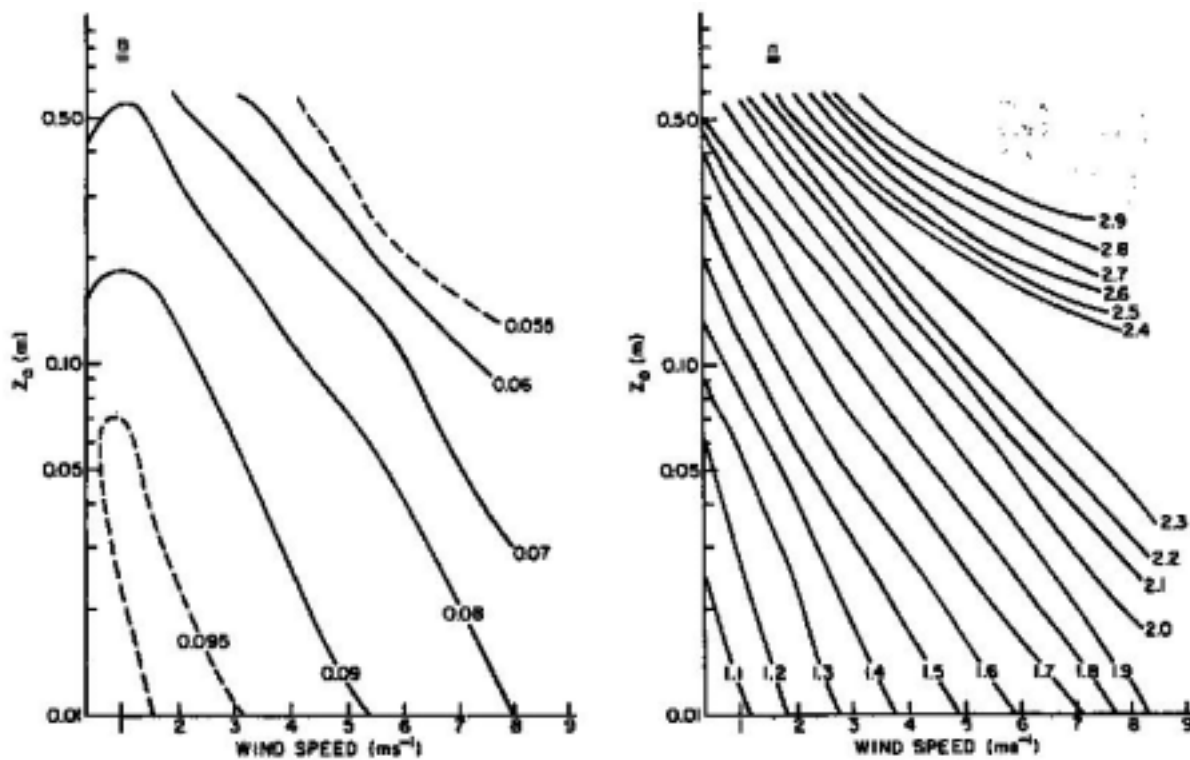
Συνεπώς αν απεικονιστούν σε διπλές λογαριθμικές συντεταγμένες τα ζεύγη των ποσοτήτων ($R_{nd}-ET_d$) και $(\Delta T_s/\Delta t)$, οι τιμές των B' και n' είναι οι σταθεροί όροι της ευθείας που προκύπτει (απότμημα και κλίση αντίστοιχα). Η βέλτιστη ευθεία γραμμή προσδιορίζεται ως αυτή που ελαχιστοποιεί τα υπόλοιπα της γραμμικής διαφοράς μέσω των τετραγωνικών ριζών μεταξύ της ποσότητας ($R_{nd}-ET_d$) όπως αυτή υπολογίζεται από το μοντέλο και όπως καθορίζεται από την ευθεία γραμμή που προσαρμόζεται στα διαδοχικά ζεύγη σημείων.

Βρέθηκε ότι τα αποτελέσματα μεταβάλλονται ασήμαντα όταν ο δείκτης επιφάνειας φύλλων κυμαίνεται μεταξύ 2 και 4. Συνεπώς, στο εξής δεν γίνεται διάκριση μεταξύ διαφορετικών δεικτών επιφάνειας φύλλων, αλλά θεωρούνται μόνο δύο διαφορετικοί τύποι επιφανειών: το γυμνό έδαφος και η βλάστηση.

Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται με την μορφή αναλύσεων των B' και n' ως συνάρτηση του $\log z_0$ και της ταχύτητας ανέμου μετρημένης στα 6.4 m, ξεχωριστά για γυμνό έδαφος και βλάστηση (Σχήματα 1α, 1β, 2α, 2β). Ο συντελεστής B' γενικά μειώνεται όταν αυξάνεται η τραχύτητα και η ταχύτητα του ανέμου, τόσο στην περίπτωση του γυμνού εδάφους (Σχήμα 1α), όσο και στην περίπτωση της βλάστησης (Σχήμα 2α). Ο εκθέτης n' μεταβάλλεται ραγδαία ως συνάρτηση της επιφανειακής τραχύτητας και της ταχύτητας του ανέμου (περίπου από 1.0 σε 2.5). Γενικά αυξάνεται όταν αυξάνεται η τραχύτητα και η ταχύτητα του ανέμου, ομοίως τόσο στην περίπτωση του γυμνού εδάφους (Σχήμα 1β), όσο και στην περίπτωση της βλάστησης (Σχήμα 2β).



Σχήματα 18α, 18β. Διαγράμματα των παραμέτρων B' και n' για γυμνό έδαφος ως συνάρτηση της επιφανειακής τραχύτητας z_0 και της ταχύτητας του ανέμου (στα 6.4 m) (Πηγή: Carlson and Buffum, 1989)



Σχήματα 19α, 19β. Διαγράμματα των παραμέτρων B' και n' για βλάστηση ως συνάρτηση της επιφανειακής τραχύτητας z_0 και της ταχύτητας του ανέμου (στα 6.4 m) (Πηγή: Carlson and Buffum, 1989)

Οι διαφορές μεταξύ των περιπτώσεων γυμνού εδάφους και βλάστησης οφείλονται στις διαφορετικές μεθόδους υπολογισμού της ροής αισθητής θερμότητας από τα φύλλα και το γυμνό έδαφος. Μέσα στο στρώμα της βλάστησης, η ροή αισθητής θερμότητας προκύπτει ως υπόλοιπο μεταξύ της διαπνοής και της καθαρής ακτινοβολίας που απορροφάται από την βλάστηση, ενώ το σύστημα εξισώσεων για το γυμνό έδαφος περιλαμβάνει μια ταυτόχρονη επίλυση των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.

Σφάλματα μπορεί να προκύψουν από δύο σημαντικές πηγές: από το μοντέλο και από την προσαρμογή ευθείας γραμμής στα αποτελέσματα του μοντέλου.

Τα σφάλματα από το μοντέλο οριακού στρώματος είναι δύσκολο να υπολογιστούν. Τα πολύπλοκα μοντέλα όπως το CM περιέχουν πολλούς διαφορετικούς τύπους παραμετροποιήσεων. Αν και το μοντέλο αυτό έχει ελεγχθεί σε ποικιλία συνθηκών, είναι πιθανώς δύσκολο να επαληθευθούν οι ροές με αβεβαιότητα της τάξης του 20% της μέγιστης ημερήσιας τιμής. Τέτοιο μέγεθος σφάλματος είναι εξαιρετικά μεγάλο για τις μέσες ημερήσιες ροές.

Τα σφάλματα από την προσαρμογή ευθείας γραμμής στα αποτελέσματα του μοντέλου αυξομειώνονται ανάλογα με τα μεγέθη της ταχύτητας του ανέμου και της πρωινής διαφοράς της επιφανειακής θερμοκρασίας.

Οι αντιπροσωπευτικές τιμές για τις σταθερές B' και n' , καθώς και η μέγιστη διακύμανση της τιμής ($R_{nd} - ET_d$) στα πεδία της ταχύτητας του ανέμου και της επιφανειακής τραχύτητας, απεικονίζονται στον Πίνακα 3, τόσο για γυμνό έδαφος όσο και για βλάστηση. Η μέγιστη αυτή διακύμανση της τιμής ($R_{nd} - ET_d$) υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τις τιμές των B' και n' στις ακραίες τιμές των πεδίων της ταχύτητας του ανέμου και της επιφανειακής τραχύτητας (στα 4 γωνιακά σημεία).

Πίνακας 3. Αντιπροσωπευτικές τιμές για τις σταθερές B' και n' , και μέγιστη διακύμανση της τιμής ($R_{nd} - ET_d$) (Πηγή: Carlson and Buffum, 1989)

	Γυμνό έδαφος	Βλάστηση
Αντιπροσωπευτική τιμή B'	0.062	0.090
Αντιπροσωπευτική τιμή n'	1.6	2.1
Μέγιστη διακύμανση ($R_{nd} - ET_d$) (cm)	0.32	1.03

Αν αντί για τα ακραία σημεία χρησιμοποιηθούν οι τιμές B' και n' στο κεντρικό σημείο των πεδίων αυτών (μέση ταχύτητα του ανέμου και μέση επιφανειακή τραχύτητα), η μέγιστη απόκλιση των τιμών B' και n' από το κεντρικό αυτό σημείο είναι περίπου η μισή από την μέγιστη διακύμανση σε ολόκληρο το πεδίο των τιμών αυτών. Η μέση απόκλιση της ποσότητας ($R_{nd} - ET_d$) από αυτήν που υπολογίζεται με τιμές B' και n' από το κεντρικό σημείο των πεδίων είναι περίπου το ένα τέταρτο του μέγιστου σφάλματος που απεικονίζεται στον Πίνακα 4. Το σφάλμα αυτό είναι γενικά μικρότερο από 0.1 cm στις περισσότερες, αλλά όχι σε όλες, τις περιπτώσεις.

4.3 Μέθοδος Granger

Η μέθοδος αυτή υπολογίζει την ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET_d εφαρμόζοντας ένα συμβατικό μοντέλο εξατμοδιαπνοής στο οποίο εισάγονται ορισμένα στοιχεία από σταθμούς εδάφους και επιπρόσθετα τηλεπισκοπικές εκτιμήσεις της καθαρής ακτινοβολίας (μέσω της τηλεπισκοπικά εκτιμημένης λευκαύγειας από τα ορατά δορυφορικά κανάλια) και του ελλείμματος πίεσης υδρατμών (χρησιμοποιώντας μια σχέση ανάδρασης με την τηλεπισκοπικά εκτιμημένη επιφανειακή θερμοκρασία από τα υπέρυθρα δορυφορικά κανάλια).

Η επιφανειακή θερμοκρασία μετατρέπεται καταρχήν σε μέση ημερήσια T_s ($^{\circ}C$) και υπολογίζεται η πίεση κορεσμού υδρατμών $e^{\circ}(T_s)$ (kPa):

$$e^{\circ}(T_s) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T_s}{T_s + 237.3}\right) \quad (4.9)$$

Με την εφαρμογή της ακόλουθης σχέσης ανάδρασης εκτιμάται το μέσο ημερήσιο έλλειμμα πίεσης υδρατμών στον υπερκείμενο αέρα $e_s - e_a$ (kPa) (μέση πίεση κορεσμού υδρατμών μείον πραγματική πίεση υδρατμών) από την πίεση κορεσμού υδρατμών $e^{\circ}(T_s)$ (kPa) στη μέση ημερήσια επιφανειακή θερμοκρασία T_s ($^{\circ}C$) και την κλιματική θερμοκρασία του αέρα στην περιοχή T_{itm} ($^{\circ}C$):

$$e_s - e_a = -0.278 - 0.015 T_{itm} + 0.668 e^{\circ}(T_s) \quad (4.10)$$

Η κλιματική θερμοκρασία του αέρα στην περιοχή T_{itm} χρησιμοποιείται για να αντικατοπτρίζει στη σχέση τις επιδράσεις της εποχής και του γεωγραφικού πλάτους.

Όσον αφορά το θεωρητικό υπόβαθρο της σχέσης αυτής, ο Morton (1983) περιγράφοντας την σχέση ανάδρασης που ανέπτυξε ο Bouchet (1963), υποστήριξε ότι η θερμοκρασία και η υγρασία του αέρα είναι μια αντανάκλαση του τι συμβαίνει (ενεργειακός επιμερισμός) στην επιφάνεια. Ο Granger (1991) απέδειξε ότι ισχύει και το αντίστροφο: οι σχέσεις ανάδρασης μεταξύ της επιφάνειας και του υπερκείμενου αέρα είναι τέτοιες που η επιφανειακή θερμοκρασία μπορεί να είναι επαρκώς αξιόπιστος δείκτης της υγρασίας του αέρα.

Η σχέση ανάδρασης προέκυψε με τη χρήση δεδομένων πεδίου που συλλέχθηκαν σε ποικιλία επιφανειών (γυμνό έδαφος, αναπτυσσόμενο σιτάρι, γρασίδι, δάσος από λεύκες), όπου η επιφανειακή θερμοκρασία μετρήθηκε με υπέρυθρο αισθητήρα θερμοκρασίας.

Τα παρατηρημένα ελλείμματα πίεσης υδρατμών κυμαίνονταν από 0 ως 2.5 kPa, και η τυπική απόκλιση της διαφοράς μεταξύ των υπολογισμένων και των παρατηρημένων τιμών ήταν 0.142 kPa.

Η καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων R_{ns} ($MJ m^{-2} d^{-1}$) υπολογίζεται από την ακόλουθη γνωστή σχέση, όπου R_s ($MJ m^{-2} d^{-1}$) η εισερχόμενη ακτινοβολία βραχέων κυμάτων εκτιμημένη συμβατικά και α (-) η τηλεπισκοπικά εκτιμημένη λευκαύγεια.

$$R_{ns} = R_s (1 - a) \quad (4.11)$$

Για την καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων R_{nl} ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), η οποία γενικά εκτιμάται από την θερμοκρασία και την υγρασία, οι Granger and Gray (1990) απέδειξαν ότι καθορίζεται από την ενέργεια που δέχεται η επιφάνεια, και μπορεί να εκτιμηθεί από την εισερχόμενη ακτινοβολία βραχέων κυμάτων R_s ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) για ημερήσιες τιμές και συνθήκες καθαρού ουρανού, σύμφωνα με την σχέση:

$$R_{nl} = -4.25 - 0.24 R_s \quad (4.12)$$

Η παλινδρόμηση έδωσε συντελεστή συσχέτισης 0.904, με τυπικό σφάλμα στην εκτίμηση της R_{nl} ίσο με $0.79 \text{ MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$.

Η τιμή του σταθερού όρου -4.25 ισχύει για ξηρές ηπειρωτικές ατμόσφαιρες, και πιθανώς κυμαίνεται ανάλογα με τις μεταβαλλόμενες συνθήκες ατμοσφαιρικής θολότητας και περιεχόμενης υγρασίας (μπορεί να μην είναι άμεσα εφαρμόσιμη για υγρό θαλάσσιο περιβάλλον).

Η καθαρή ακτινοβολία R_n ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) είναι προφανώς το άθροισμα της καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων R_{ns} ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$) και της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων R_{nl} ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$).

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} \quad (4.13)$$

Οι τηλεπισκοπικά εκτιμημένες τιμές της καθαρής ακτινοβολίας R_n και του ελλείμματος πίεσης υδρατμών στον υπερκείμενο αέρα $e_s - e_a$ χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στο συμβατικό μοντέλο εξατμοδιαπνοής Granger and Gray (1989), το οποίο αποτελεί επέκταση της εξίσωσης Penman (1948) στην περίπτωση μη κορεσμού.

Το μοντέλο αυτό βασίζεται σε αεροδυναμικές αρχές και στην ακόλουθη απλοποιημένη εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου που ισχύει στην κατακόρυφη διεύθυνση σε μια οριζόντια επιφάνεια, θεωρώντας ότι η οριζόντια μεταφορά είναι αμελητέα (και με τους όρους εκφρασμένους σε ισοδύναμο βάθος εξάτμισης):

$$ET + \frac{H}{\lambda} = \frac{R_n - G}{\lambda} \quad (4.14)$$

όπου: ET η πραγματική εξατμοδιαπνοή (mm d^{-1})

H η αισθητή θερμότητα ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

$R_n - G$ η καθαρή διαθέσιμη ενέργεια στην επιφάνεια του εδάφους ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_n η καθαρή ακτινοβολία ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

G η ροή θερμότητας στο έδαφος ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

λ η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης (MJ kg^{-1})

Για ημερήσιο χρονικό βήμα η εδαφική ροή θερμότητας G μπορεί να αμεληθεί:

$$G = 0 \quad (4.15)$$

Εφαρμόζοντας στην παραπάνω εξίσωση τον λόγο Bowen (αισθητή προς λανθάνουσα θερμότητα):

$$\beta = \frac{H}{\lambda ET} = \frac{\gamma (T_s - T)}{e_a' - e_a} \quad (4.16)$$

όπου: γ ο ψυχομετρικός συντελεστής (kPa °C⁻¹)

T η θερμοκρασία του αέρα (°C)

e_a' η πίεση υδρατμών στην εξατμιζόμενη επιφάνεια (kPa)

και την κλίση καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών Δ (kPa °C⁻¹):

$$\Delta = \frac{e_s' - e_s}{T_s - T} \quad (4.17)$$

όπου: e_s' (kPa) η πίεση κορεσμού υδρατμών στην εξατμιζόμενη επιφάνεια

προκύπτει η εξίσωση:

$$R_n - G = \lambda ET \left[1 + \frac{\gamma (e_s' - e_s)}{\Delta (e_a' - e_a)} \right] \quad (4.18)$$

Αντικαθιστώντας στην εξίσωση αυτή τον όρο ($e_a' - e_a$) από την εξίσωση μεταφοράς τύπου Dalton:

$$ET = f(u) (e_a' - e_a) \quad (4.19)$$

όπου: $f(u)$ (mm d⁻¹ kPa⁻¹) η συνάρτηση ταχύτητας ανέμου

προκύπτει η εξίσωση:

$$\lambda ET = R_n - G + \lambda \frac{\gamma}{\Delta} f(u) (e_s - e_s') \quad (4.20)$$

η οποία γράφεται ισοδύναμα:

$$\lambda ET = R_n - G + \lambda \frac{\gamma}{\Delta} [f(u) (e_s - e_a) - f(u) (e_s' - e_a)] \quad (4.21)$$

Ο πρώτος όρος της παρένθεσης, το γινόμενο της συνάρτησης ταχύτητας ανέμου $f(u)$ επί το έλλειμμα πίεσης υδρατμών στον υπερκείμενο αέρα ($e_s - e_a$), αναφέρεται γενικά ως “ικανότητας ξήρανσης” E_a (mm d⁻¹).

$$E_a = f(u) (e_s - e_a) \quad (4.22)$$

Ο δεύτερος όρος της παρένθεσης, είναι η εξατμηση που θα συνέβαινε κάτω από τις ίδιες ατμοσφαιρικές συνθήκες ανέμου και υγρασίας, αν η επιφάνεια ήταν κορεσμένη στην θερμοκρασία της επιφάνειας. Ο όρος αυτός αντιπροσωπεύει επομένως την δυνητική εξατμοδιαπνοή ET_o (mm d⁻¹) (Van Bavel, 1966).

$$ET_o = f(u) (e_s' - e_a) \quad (4.23)$$

Η σχετική εξατμοδιαπνοή g (-), δηλαδή ο λόγος της πραγματικής προς την δυνητική εξατμηση, συνδυάζοντας τις εξισώσεις (4.19) και (4.22) μπορεί να γραφτεί:

$$g = \frac{ET}{ET_o} = \frac{f(u) (e_a' - e_a)}{f(u) (e_s' - e_a)} \quad (4.24)$$

Για υγρή επιφάνεια $e_a' = e_s'$, οπότε $g=1$. Για πολύ ξηρή επιφάνεια $e_a' \approx e_a$, οπότε $g=0$.

Προφανώς ισχύει: $0 \leq g \leq 1$

Αντικαθιστώντας την εξίσωση (4.24) στην εξίσωση (4.21) τελικά προκύπτει η εξίσωση της μεθόδου Granger (2000):

$$ET = \frac{\Delta \frac{R_n - G}{\lambda} + \gamma E_a}{\Delta + \frac{\gamma}{g}} \quad (4.25)$$

Για να υπολογιστεί επομένως η εξατμοδιαπνοή από την εξίσωση αυτή απαιτείται, μεταξύ άλλων, η εκτίμηση της σχετικής εξατμοδιαπνοής g .

Επιλύοντας ως προς την παράμετρο g προκύπτει:

$$g = \frac{\gamma ET}{\Delta \frac{R_n - G}{\lambda} + \gamma E_a - \Delta ET} \quad (4.26)$$

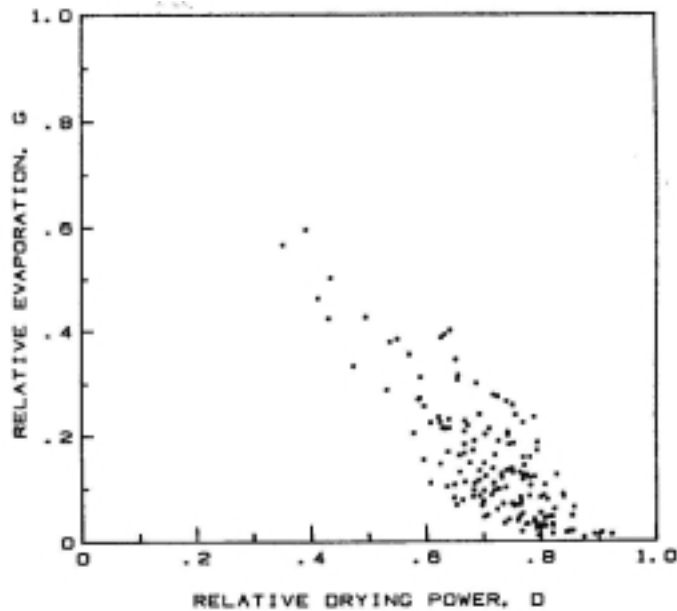
Σύμφωνα με τον Morton (1983) οι επιδράσεις των μεταβολών της διαθεσιμότητας του εδαφικού νερού στη δυνητική εξατμοδιαπνοή μπορούν να υπολογιστούν από τις επιδράσεις τους στις μεταβολές της θερμοκρασίας και της υγρασίας. Δεδομένου ότι η αύξηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής προκαλεί την αύξηση της πίεσης υδρατμών στον υπερκείμενο αέρα, η ικανότητα ξήρανσης E_a αντανακλά σε κάποιο βαθμό την “ξηρότητα” της επιφάνειας. Επίσης, το άθροισμα της ικανότητας ξήρανσης E_a και της διαθέσιμης ενέργειας $(R_n - G)/\lambda$ αποτελεί δείκτη για την δυνητική εξατμοδιαπνοή. Σύμφωνα με το σκεπτικό αυτό θεωρείται ότι η σχετική εξατμοδιαπνοή g μπορεί να συσχετιστεί με την σχετική ικανότητα ξήρανσης D (-):

$$D = \frac{E_a}{E_a + \frac{R_n - G}{\lambda}} \quad (4.27)$$

Για υγρή επιφάνεια ($g=1$) το E_a και το D τείνουν στο μηδέν. Για ξηρή επιφάνεια ($g=0$) το E_a είναι μεγάλο και το D τείνει στη μονάδα.

Μετά από έρευνα για τη σχέση g - D , χρησιμοποιώντας δεδομένα πεδίου από την ημι-ξηρή κλιματική ζώνη του δυτικού Καναδά, οι Granger and Gray (1989), υπολόγισαν σύμφωνα με την εξίσωση 4.26 την παράμετρο g και σύμφωνα με την εξίσωση 4.27 την παράμετρο D , για 158 περιόδους διάρκειας από 2 ως 30 ημέρες κατά τις οποίες είχαν μετρηθεί οι μεταβολές της εδαφικής υγρασίας. Για τους υπολογισμούς αυτούς χρησιμοποιήθηκαν οι μέσες μετρημένες τιμές των ατμοσφαιρικών και εδαφικών

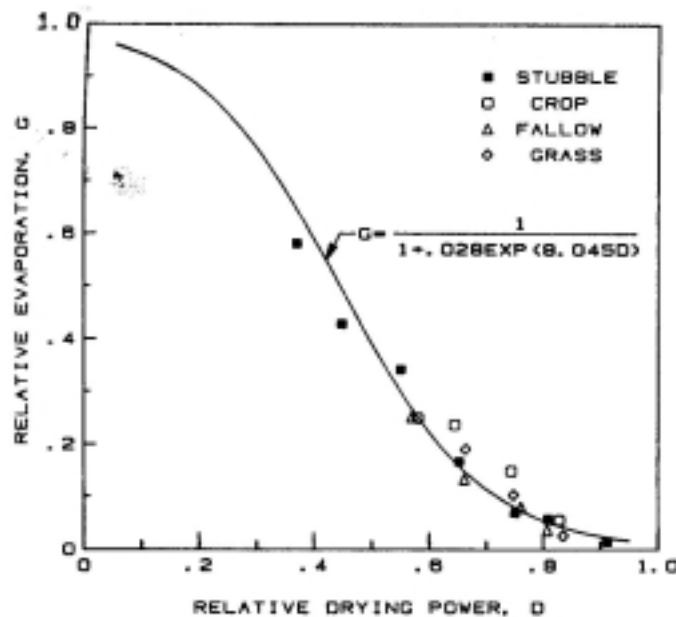
παραμέτρων της εκάστοτε περιόδου. Το διάγραμμα g-D που προέκυψε από το σύνολο των σημείων απεικονίζεται στο Σχήμα 20.



Σχήμα 20. Διάγραμμα της σχετικής εξατμοδιαπνοής g ως προς την σχετική ικανότητα ξήρανσης D με το σύνολο των σημείων

Το Σχήμα 20 δείχνει μια τάση μη γραμμικής μείωσης της σχετικής εξατμοδιαπνοής g όταν αυξάνεται η σχετική ικανότητα ξήρανσης D. Εντούτοις η μορφή της μείωσης καλύπτεται από την διασπορά των δεδομένων.

Μια καθαρότερη εικόνα για την τάση αυτή απεικονίζεται στο Σχήμα 21 στο οποίο σχεδιάζονται οι μέσες τιμές της σχετικής εξατμοδιαπνοής g για τα διάφορα μέσα διαστήματα της σχετικής ικανότητας ξήρανσης D ανάλογα με τις διαφορετικές χρήσεις γης.



Σχήμα 21. Διάγραμμα των μέσων τιμών της σχετικής εξατμοδιαπνοής g ως προς τις μέσες τιμές της σχετικής ικανότητας ξήρανσης D για διάφορες χρήσεις γης

Από το Σχήμα 21 φαίνεται ότι η σχέση g-D είναι τύπου S, παρόμοιου τύπου δηλαδή με την καμπύλη του λόγου πραγματικής προς δυνητικής εξατμοδιαπνοής ως προς το περιεχόμενο σε εδαφική υγρασία.

Προσαρμόζοντας εκθετική συνάρτηση στα δεδομένα, προκύπτει η εξίσωση:

$$g = \frac{1}{1 + 0.028 e^{8.045 D}} \quad (4.28)$$

με τυπικό σφάλμα στην εκτίμηση του g ίσο με 0.051 και ισχυρή τάση να είναι ανεξάρτητη από τις χρήσεις γης.

Η συνάρτηση της ταχύτητας ανέμου $f(u)$ ($\text{mm d}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$) υπολογίζεται από θεωρήσεις οριακού στρώματος και επιφανειακής τραχύτητας, με βάση τον γνωστό αεροδυναμικό τύπο του Dalton:

$$f(u) = \frac{0.622 \frac{D_{wv}}{D_m} k^2 \frac{\rho_a}{\rho_w} u}{P \left[\ln \left(\frac{z_a - z_d}{z_o} \right) \right]^2} \quad (4.29)$$

όπου: D_{wv} ο συντελεστής διάχυσης των υδρατμών (-)

D_m ο συντελεστής διάχυσης της ορμής (-)

k ο συντελεστής von Karman ($k = 0.4$)

ρ_a η πυκνότητα του αέρα ($\rho_a = 1.229 \text{ kg m}^{-3}$)

ρ_w η πυκνότητα του νερού ($\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$)

u η ταχύτητα του ανέμου (mm d^{-1})

P η ατμοσφαιρική πίεση (kPa)

z_a το ύψος μέτρησης του ανέμου και των παραμέτρων του αέρα (m)

z_d το ύψος μετατόπισης (m) από τον τύπο: $z_d = 0.7 z_v$

z_o το μήκος τραχύτητας (m) από τον τύπο: $z_o = 0.1 z_v$

όπου: z_v το ύψος της βλάστησης (m) (University of Arizona, 2003)

Η μέθοδος Granger (2000) κάνει την παραδοχή ότι:

$$\frac{D_{wv}}{D_m} = 1 \quad (4.30)$$

Η παραδοχή όμως αυτή δεν ισχύει καθώς αυξάνει το ύψος της βλάστησης και η ατμοσφαιρική σταθερότητα αποκλίνει από την ουδετερότητα (University of Arizona, 2003).

Για τον λόγο αυτό στην παρούσα εφαρμογή χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Dingman για τον υπολογισμό της συνάρτησης της ταχύτητας ανέμου $f(u)$.

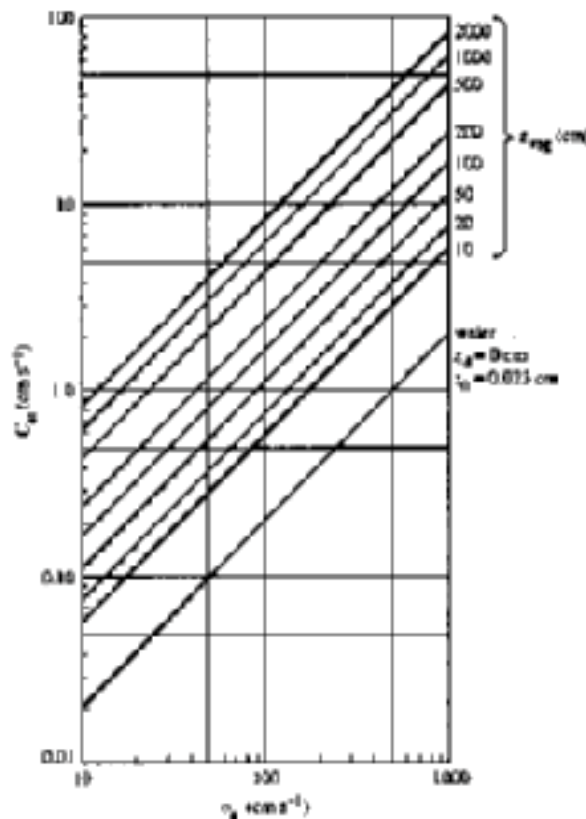
Συνεπώς η σχέση 4.29 μετασχηματίζεται ως:

$$f(u) = K_{at} C_{at} \quad (4.31)$$

με: K_{at} (kPa^{-1}) η ατμοσφαιρική σταθερά από τον τύπο: $K_{at} = \frac{0.622}{P} \frac{\rho_a}{\rho_w}$ (4.32)

C_{at} (mm d^{-1}) η ατμοσφαιρική αγωγιμότητα από τον τύπο: $C_{at} = \frac{\frac{D_{wv}}{D_m} k^2 u}{\left[\ln \left(\frac{z_a - z_d}{z_o} \right) \right]^2}$ (4.33)

Η σχέση μεταξύ της ατμοσφαιρικής αγωγιμότητας C_{at} αγωγιμότητας και της ταχύτητας του ανέμου u για διάφορα ύψη βλάστησης z_v απεικονίζεται στο διάγραμμα του Dingman (Σχήμα 22). Θεωρείται ότι η μέτρηση της ταχύτητας του ανέμου γίνεται σε ύψος 2 m και η ατμοσφαιρική σταθερότητα είναι περίπου ουδέτερη.



Σχήμα 22. Διάγραμμα Dingman της ατμοσφαιρικής αγωγιμότητας C_{at} ως προς την ταχύτητα του ανέμου u για διάφορα ύψη βλάστησης z_v

Σε εφαρμογή της μεθόδου Granger (2000) για έκταση με βαμβάκι στην υδρολογική λεκάνη Gediz, στην Τουρκία, στις 26-6 και 29-8 του 1998, τα αποτελέσματα της τηλεπισκοπικά εκτιμημένης εξατμοδιαπνοής από δορυφορικές εικόνες NOAA-AVHRR ήταν πολύ καλά σε σύγκριση με τις εκτιμήσεις από μετεωρολογικό σταθμό της περιοχής: για την πρώτη ημέρα $3,7 \text{ mm d}^{-1}$ σε σύγκριση με $3,1 \text{ mm d}^{-1}$ και για την δεύτερη ημέρα $2,6 \text{ mm d}^{-1}$ σε σύγκριση με $2,9 \text{ mm d}^{-1}$.

5. Εφαρμογή στην Ελλάδα

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής υπολογίστηκε η ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή για 21 επιλεγμένες ημέρες κατά την διάρκεια της θερινής περιόδου του 2001 (Ιούνιος – Ιούλιος - Αύγουστος) για την Θεσσαλική πεδιάδα, στην υδρολογική λεκάνη του ποταμού Πηνειού. Για την συγκεκριμένη μελέτη τρεις διαφορετικές μέθοδοι προσαρμόστηκαν κατάλληλα και εφαρμόστηκαν: οι τηλεπισκοπικές μέθοδοι Granger (Granger, 2000) και Carlson-Buffum (Carlson and Buffum, 1989) που χρησιμοποιούν δορυφορικά δεδομένα σε συνδυασμό με επίγειες μετεωρολογικές μετρήσεις και η προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδος FAO Penman-Monteith (FAO, 1998), η οποία αποτέλεσε και την μέθοδο αναφοράς.

5.1 Περιοχή μελέτης

Ως περιοχή μελέτης επιλέχτηκε η Θεσσαλική πεδιάδα λόγω της σπουδαιότητάς της για την ελληνική γεωργία και οικονομία, δεδομένου ότι αποτελεί περιοχή μεγάλης και εντατικής γεωργικής δραστηριότητας - και ως γνωστόν η εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής είναι πρωταρχικής σημασίας για την άρδευση. Επιπλέον, το επιφανειακό δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών της ΕΜΥ (Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία) στην συγκεκριμένη περιοχή είναι σχετικά αξιόπιστο, οπότε υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις, και άρα είναι δυνατός ο υπολογισμός όλων των μετεωρολογικών παραμέτρων που απαιτούνται συμπληρωματικά για τις δυο τηλεπισκοπικές μεθόδους αλλά και της εξατμοδιαπνοής με την συμβατική μέθοδο FAO Penman-Monteith.

Η Θεσσαλική πεδιάδα βρίσκεται στην κεντρική Ελλάδα (Σχήμα 23) στην υδρολογική λεκάνη του ποταμού Πηνειού (Σχήμα 24).



Σχήμα 23. Χάρτης της Ελλάδας όπου σημειώνεται η Θεσσαλία

Ο Πηνειός, ποταμός του υδατικού διαμερίσματος της Θεσσαλίας, με μήκος που φτάνει τα 205 m, είναι ο 3^{ος} σε μήκος ποταμός της χώρας. Η λεκάνη απορροής του είναι η μεγαλύτερη στον Ελλαδικό χώρο με έκταση 10.700 km², το ύψος της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης είναι 779 mm, ο μέσος ετήσιος όγκος κατακρημνισμάτων 7.965 * 10⁶ m³ και η μέση ετήσια απορροή εκτιμάται σε 3.500 * 10⁶ m³. Με τα νερά του αρδεύονται περί τα 80.000 στρέμματα και παράλληλα υδροδοτούνται οικισμοί της Θεσσαλίας. (Υπουργείο Γεωργίας, 2003)



Σχήμα 24. Η υδρολογική λεκάνη του ποταμού Πηνειού

Ο Πηνειός ποταμός έλαβε τη σημερινή του μορφή μετά την απομάκρυνση των υδάτων της άλλοτε μεγάλης Θεσσαλικής λίμνης, από ρήγμα που δημιουργήθηκε στην κοιλάδα των Τεμπών. Σχηματίζεται από την συμβολή του Μαλακασιώτικου ρέματος που πηγάζει από το βουνό Λάκμος και του ρέματος Μουργκάνι, που πηγάζει από τα Αντιχάσια. Αποστραγγίζει νερά από όλα τα βουνά της Θεσσαλίας. Οι παραπόταμοί του είναι: προς τα νότια ο Ενιπέας, ο Φαρσαλιώτης, ο Σοφαδίτικος και ο Καλέντζης, προς τα δυτικά-νοτιοδυτικά ο Πλιούρης ή Πάμισος, ο Πορταϊκός και το Μουργκάνι, και προς τα βόρεια ο Ληθαίος, ο Νεοχωρίτης και ο Τιταρήσιος. Τροφοδοτείται επίσης από τα νερά της εκτροπής του Ταυρωπού στην περιοχή της Καρδίτσας.

Ο Πηνειός ποταμός διαρρέει τη Θεσσαλική πεδιάδα. Μετά την Λάρισα δημιουργεί έντονους μαιανδρισμούς, διέρχεται την κοιλάδα των Τεμπών και εκβάλλει στο Αιγαίο Πέλαγος σχηματίζοντας δέλτα, το οποίο αποτελεί σημαντικό βιότοπο. Διαθέτει σημαντικά παραποτάμια δάση, μεγάλη ποικιλότητα στην πανίδα και εκτεταμένες θίνες στο δέλτα του. Παρουσιάζει ήρεμη ροή, η οποία δημιουργεί προσχώσεις και συχνά προκαλεί πλημμύρες στις περιοχές Ζάρκου και Γόνων κυρίως.

Ο Πηνειός ποταμός δέχεται σημαντική ρύπανση από αστικά και βιομηχανικά απόβλητα καθώς και από την εντατική γεωργική και κτηνοτροφική δραστηριότητα που χαρακτηρίζει τη Θεσσαλική πεδιάδα. Έχει υποστεί σημαντικές αλλοιώσεις από τον εγκιβωτισμό της κοίτης του, την κατασκευή αρδευτικών δικτύων, των προσωρινών φραγμάτων και τις υπεραντλήσεις. Κατά τους θερινούς μήνες, που οι απαιτήσεις σε νερό είναι μεγάλες και υπάρχει και μείωση της παροχής του ποταμού, οι συνέπειες από την ρύπανση είναι πλέον εμφανείς και έντονες.

5.2 Περίοδος μελέτης

Ως περίοδος μελέτης επιλέχτηκε η θερινή περίοδος του 2001 (Ιούνιος – Ιούλιος - Αύγουστος), η πιο πρόσφατη θερινή περίοδος για την οποία υπήρχαν διαθέσιμα μετεωρολογικά στοιχεία στην περιοχή από την ΕΜΥ. Η επιλογή θερινής περιόδου έγινε προφανώς γιατί τότε έχει νόημα η εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής για αρδευτικούς σκοπούς, δεδομένου ότι οι κύριες καλλιέργειες της πεδιάδας είναι ο αραβόσιτος και το βαμβάκι. Η εξατμοδιαπνοή υπολογίστηκε για 21 ημέρες της περιόδου αυτής, οι οποίες επιλέχτηκαν σύμφωνα με ένα σύνολο κριτηρίων.

- Δορυφορικό κριτήριο: Να υπάρχει καταρχήν δορυφορική εικόνα γύρω στην επιθυμητή ώρα της ημέρας και η τροχιά του δορυφόρου να αποκλίνει όσο το δυνατόν λιγότερο από το ζενίθ, ώστε να αποφευχθούν ραδιομετρικές αλλοιώσεις (λόγω παρεμβολής της ατμόσφαιρας) και γεωμετρικές παραμορφώσεις του pixel (λόγω σημαντικών διαφοροποιήσεων στη χωρική ανάλυση της εικόνας).
- Μετεωρολογικό κριτήριο: Να είναι όσο το δυνατόν καθαρότερη η δορυφορική εικόνα από σύννεφα (να μην υπάρχει νεφοκάλυψη στην περιοχή), ώστε να μπορεί να εξαχθεί πληροφορία από τα δορυφορικά κανάλια. Κάθε δορυφορική εικόνα ελέγχεται για παρουσία νεφών όχι μόνο οπτικά, αλλά και υπολογιστικά με κριτήριο την επιφανειακή θερμοκρασία, οπότε όπου ανιχνεύονται σύννεφα απαιτείται «μάσκα» νεφών (cloud mask), για να μην ληφθούν υπόψη στους υπολογισμούς τα συγκεκριμένα pixels.
- Κριτήριο μεθοδολογίας: Να ικανοποιούνται τα παραπάνω κριτήρια και για τις δύο δορυφορικές εικόνες NOAA-14 και NOAA-15 σε κάθε περίπτωση, ώστε να μπορεί να εφαρμοστεί η μέθοδος Carlson-Buffum που απαιτεί τον συνδυασμό τους.
- Κριτήριο ισοκατανομής: Να είναι όσο το δυνατόν ομοιόμορφα κατανεμημένες οι δορυφορικές εικόνες στο σύνολο της δεδομένης χρονικής περιόδου.

Με στόχο την βέλτιστη ικανοποίηση των παραπάνω κριτηρίων επιλέχτηκαν τελικά 21 ημέρες της θερινής περιόδου του 2001 (7 ημέρες ανά μήνα) για τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμοδιαπνοής με τις τρεις μεθόδους.

Στον Πίνακα 4 παρουσιάζονται οι επιλεγμένες ημέρες, οι ώρες λήψεις των δορυφορικών εικόνων NOAA-14 και NOAA-15, οι αντίστοιχες γωνίες του ήλιου ως προς το ζενίθ για κάθε δορυφορική εικόνα, και τέλος σημειώνονται οι περιπτώσεις για τις οποίες απαιτήθηκε η δημιουργία “μάσκας” νεφών.

Πίνακας 4. Οι επιλεγμένες ημέρες για τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμοδιαπνοής και διάφορα στοιχεία για τις δορυφορικές εικόνες που χρησιμοποιήθηκαν

α/α	Ημερομηνία	Ώρα λήψης NOAA-14 (GMT)	Γωνία ηλίου ως προς το ζενίθ (deg)	Ώρα λήψης NOAA-15 (GMT)	Γωνία ηλίου ως προς το ζενίθ (deg)	“Μάσκα” νεφών
1	7/6/2001	04:40:17	73.8	07:01:02	46.9	-
2	12/6/2001	05:20:51	66.2	06:47:01	49.6	-
3	20/6/2001	05:25:32	65.5	07:04:44	46.4	NOAA-14
4	23/6/2001	04:49:36	72.4	07:36:20	40.4	-
5	25/6/2001	04:25:35	76.9	06:50:48	49.3	NOAA-14,15
6	28/6/2001	05:30:07	65.0	07:22:24	43.4	-
7	29/6/2001	05:18:08	67.4	06:59:48	47.8	-
8	4/7/2001	04:18:07	78.9	06:45:37	50.9	-
9	7/7/2001	05:22:43	67.1	07:17:14	45.1	-
10	15/7/2001	05:27:13	67.1	07:34:46	42.6	-
11	17/7/2001	05:03:15	71.9	06:49:13	51.5	-
12	21/7/2001	04:15:04	81.4	06:58:06	50.3	-
13	24/7/2001	05:15:48	70.4	07:26:04	45.3	-
14	26/7/2001	04:55:46	74.5	06:43:58	53.6	-
15	2/8/2001	05:12:13	72.3	07:24:15	46.9	NOAA-14,15
16	4/8/2001	04:48:14	77.1	06:38:38	55.9	-
17	6/8/2001	04:24:05	82.0	07:32:58	45.9	-
18	12/8/2001	04:52:40	77.5	06:56:12	53.7	NOAA-14,15
19	19/8/2001	05:09:05	75.4	07:36:17	47.4	NOAA-14,15
20	20/8/2001	04:57:03	77.9	07:13:32	51.7	NOAA-14
21	28/8/2001	05:01:26	78.3	07:30:56	50.0	-

5.3 Δεδομένα από μετεωρολογικούς σταθμούς

Στην ευρύτερη περιοχή μελέτης υπάρχουν τρεις μετεωρολογικοί σταθμοί της ΕΜΥ: στη Λάρισα, στα Τρίκαλα και στην Αγχίαλο.

Στον Πίνακα 5 παρουσιάζονται ορισμένα στοιχεία για τους σταθμούς αυτούς: ο κωδικός ΕΜΥ, οι γεωγραφικές τους συντεταγμένες, το υψόμετρο τους και η θέση τους ως προς την Θεσσαλική πεδιάδα (προσανατολισμός και χαρακτήρας της περιοχής τους).

Πίνακας 5. Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμοδιαπνοής και διάφορα χαρακτηριστικά στοιχεία τους

α/α	Όνομα σταθμού ΕΜΥ	Κωδικός ΕΜΥ	Γεωγραφικό πλάτος φ (°)	Γεωγραφικό μήκος λ (°)	Υψόμετρο σταθμού (m)	Θέση ως προς την Θεσσαλική πεδιάδα
1	Λάρισα	648	39.63	22.42	71.0	κέντρο - πεδιάδα
2	Τρίκαλα	645	39.55	21.77	108.6	δυτικά - λόφος
3	Αγχίαλος	665	39.22	22.80	12.2	νότια - θάλασσα

Από τα στοιχεία του Πίνακα 5 είναι προφανές ότι ο σταθμός της Λάρισας είναι ο πιο αντιπροσωπευτικός της περιοχής μελέτης, μιας και βρίσκεται στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας και έχει υψόμετρο που προσεγγίζει το μέσο υψόμετρο της πεδιάδας.

Αντιθέτως ο σταθμός των Τρικάλων βρίσκεται στα δυτικά της Θεσσαλικής πεδιάδας και μάλιστα σε λοφώδη περιοχή, και επίσης ο σταθμός της Αγχιάλου βρίσκεται στα νότια της Θεσσαλικής πεδιάδας και μάλιστα σε παραθαλάσσια περιοχή. Είναι εύλογο επομένως να αναμένεται ότι οι μετρήσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων στις θέσεις αυτές θα διαφοροποιούνται αισθητά από τις πραγματικές τιμές των παραμέτρων αυτών στο εσωτερικό της Θεσσαλικής πεδιάδας.

Για τους παραπάνω λόγους, τα μετεωρολογικά δεδομένα των σταθμών Τρικάλων και Αγχιάλου ελήφθησαν μεν υπόψη σε όλες τις μεθόδους υπολογισμού της πραγματικής εξατμοδιαπνοής, αλλά με μικρότερο συντελεστή βάρους σε σύγκριση με τα δεδομένα του σταθμού Λάρισας.

Τα πρωτογενή μετεωρολογικά δεδομένα για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής απεικονίζονται στους Πίνακες 6, 7 και 8 για τους σταθμούς Λάρισας, Τρικάλων και Αγχιάλου αντίστοιχα.

ΣΤΑΘΜΟΣ ΛΑΡΙΣΑΣ - Κωδικός ΕΜΥ: 648

Γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 39,63^\circ$

Υψόμετρο σταθμού $z = 71,0 \text{ m}$

Γεωγραφικό μήκος $\lambda = 22,42^\circ$

Υψόμετρο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης $z_p = 73,6 \text{ m}$

Κλιματική τιμή θερμοκρασίας (1955-1997) $T_{cl} = 15,7^\circ\text{C}$

Ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου $z_w = 10 \text{ m}$

α/α	Ημερομηνία	Ατμοσφαιρική πίεση P (kPa)	Μέγιστη θερμοκρασία T_{max} ($^\circ\text{C}$)	Ελάχιστη θερμοκρασία T_{min} ($^\circ\text{C}$)	Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου T_{dry} ($^\circ\text{C}$)	Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_{wet} ($^\circ\text{C}$)	Ταχύτητα ανέμου u_{10} (m s^{-1})	Ώρες ηλιοφάνειας n (h)
1	7/6/2001	100,25	29,6	10,4	19,3	13,7	2,058	9,2
2	12/6/2001	100,26	38,0	15,6	28,4	18,3	0,772	12,7
3	20/6/2001	99,77	28,8	13,6	19,6	14,9	1,286	9,1
4	23/6/2001	100,32	34,6	16,2	26,2	17,1	1,543	13,6
5	25/6/2001	100,57	31,6	23,4	26,6	16,7	2,958	13,4
6	28/6/2001	100,56	34,6	16,0	26,2	16,9	2,315	13,4
7	29/6/2001	100,59	34,4	16,4	26,1	17,3	2,508	9,9
8	4/7/2001	100,45	30,5	17,4	23,8	18,5	2,186	12,7
9	7/7/2001	100,68	31,8	21,0	27,0	19,9	2,379	12,2
10	15/7/2001	100,51	35,2	19,0	27,5	19,3	1,286	12,9
11	17/7/2001	99,85	37,5	20,4	29,2	21,7	1,929	10,1
12	21/7/2001	99,77	34,5	18,6	27,8	17,7	3,537	11,9
13	24/7/2001	100,05	34,4	17,4	26,1	19,7	2,251	12,7
14	26/7/2001	100,21	35,8	19,6	27,2	20,7	1,736	10,2
15	2/8/2001	100,49	34,8	23,0	29,0	20,7	2,379	12,1
16	4/8/2001	100,84	33,8	19,2	26,1	20,2	1,415	12,4
17	6/8/2001	100,25	35,6	20,2	28,1	21,1	1,415	11,3
18	12/8/2001	99,92	34,2	20,0	26,3	20,4	4,115	9,1
19	19/8/2001	100,27	33,2	17,6	25,7	19,2	1,672	10,1
20	20/8/2001	100,29	35,0	17,6	25,8	18,8	1,157	10,3
21	28/8/2001	100,15	33,4	17,8	25,9	20,2	1,800	9,3

Πίνακας 6. Πρωτογενή μετεωρολογικά δεδομένα για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για τον σταθμό Λάρισας

ΣΤΑΘΜΟΣ ΤΡΙΚΑΛΩΝ - Κωδικός ΕΜΥ: 645

Γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 39,55^\circ$

Υψόμετρο σταθμού $z = 108,6 \text{ m}$

Γεωγραφικό μήκος $\lambda = 21,77^\circ$

Υψόμετρο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης $z_p = 110,2 \text{ m}$

Κλιματική τιμή θερμοκρασίας (1973-1997) $T_{cl} = 16,1^\circ\text{C}$

Ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου $z_w = 4 \text{ m}$

α/α	Ημερομηνία	Ατμοσφαιρική πίεση P (kPa)	Μέγιστη θερμοκρασία T_{max} ($^\circ\text{C}$)	Ελάχιστη θερμοκρασία T_{min} ($^\circ\text{C}$)	Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου T_{dry} ($^\circ\text{C}$)	Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_{wet} ($^\circ\text{C}$)	Ταχύτητα ανέμου u_4 (m s^{-1})	Κλάσμα νέφωσης C (-)
1	7/6/2001	99,62	30,2	11,8	23,2	15,8	4,01	0,65
2	12/6/2001	99,63	38,2	17,6	33,0	20,7	1,75	0,08
3	20/6/2001	99,21	27,4	13,8	22,8	15,9	2,88	0,45
4	23/6/2001	99,78	33,2	16,6	27,7	17,7	2,83	0,00
5	25/6/2001	99,99	31,8	18,6	27,9	17,8	3,60	0,20
6	28/6/2001	99,95	34,2	17,6	30,1	18,9	1,75	0,08
7	29/6/2001	99,99	34,0	17,4	29,2	19,0	2,57	0,25
8	4/7/2001	99,87	30,4	16,2	26,0	19,5	2,31	0,22
9	7/7/2001	100,07	32,6	19,2	28,4	21,0	1,03	0,00
10	15/7/2001	99,99	34,2	20,0	29,8	20,6	1,67	0,13
11	17/7/2001	99,28	38,0	20,6	31,0	20,7	2,06	0,31
12	21/7/2001	99,29	34,6	23,0	29,5	19,3	1,54	0,16
13	24/7/2001	99,46	33,2	19,6	28,7	20,2	2,57	0,09
14	26/7/2001	99,67	35,2	20,2	30,0	20,1	1,80	0,09
15	2/8/2001	99,94	33,8	22,6	31,2	21,5	3,19	0,30
16	4/8/2001	100,23	33,6	20,0	29,3	21,6	2,83	0,00
17	6/8/2001	99,70	36,2	20,2	30,0	22,4	2,31	0,06
18	12/8/2001	99,35	34,0	22,8	29,0	20,4	5,92	0,28
19	19/8/2001	99,71	32,4	19,6	27,6	19,5	3,73	0,25
20	20/8/2001	99,74	33,6	18,6	27,7	19,1	2,57	0,13
21	28/8/2001	99,51	34,8	18,6	29,2	20,5	2,26	0,15

Πίνακας 7. Πρωτογενή μετεωρολογικά δεδομένα για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για τον σταθμό Τρικάλων

ΣΤΑΘΜΟΣ ΑΓΧΙΑΛΟΥ - Κωδικός ΕΜΥ: 665

Γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 39,22^\circ$

Υψόμετρο σταθμού $z = 12,2 \text{ m}$

Γεωγραφικό μήκος $\lambda = 22,80^\circ$

Υψόμετρο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης $z_p = 15,3 \text{ m}$

Κλιματική τιμή θερμοκρασίας (1956-1997) $T_{cl} = 16,2^\circ\text{C}$

Ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου $z_w = 8 \text{ m}$

α/α	Ημερομηνία	Ατμοσφαιρική πίεση P (kPa)	Μέγιστη θερμοκρασία T_{max} ($^\circ\text{C}$)	Ελάχιστη θερμοκρασία T_{min} ($^\circ\text{C}$)	Θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου T_{dry} ($^\circ\text{C}$)	Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_{wet} ($^\circ\text{C}$)	Ταχύτητα ανέμου u_8 (m s^{-1})	Ώρες ηλιοφάνειας n (h)
1	7/6/2001	100,86	27,40	12,00	19,28	14,75	3,54	9,20
2	12/6/2001	100,93	34,60	17,20	26,50	19,20	1,86	13,10
3	20/6/2001	100,45	27,80	16,60	21,15	15,75	3,34	8,60
4	23/6/2001	100,99	33,00	18,00	26,28	18,30	3,99	13,30
5	25/6/2001	101,31	29,00	20,80	25,75	17,88	3,86	13,30
6	28/6/2001	101,30	32,60	17,00	25,15	18,05	2,89	13,00
7	29/6/2001	101,33	31,20	16,80	24,90	18,68	2,83	12,10
8	4/7/2001	101,18	29,00	17,40	24,00	19,18	3,02	12,70
9	7/7/2001	101,40	30,60	20,40	26,40	21,35	2,19	12,60
10	15/7/2001	101,22	33,00	21,20	28,10	20,43	3,79	12,90
11	17/7/2001	100,53	35,00	22,00	28,65	22,13	2,64	11,50
12	21/7/2001	100,43	35,20	21,80	29,33	19,18	5,21	12,60
13	24/7/2001	100,72	31,60	22,00	27,08	22,05	3,28	13,00
14	26/7/2001	100,97	33,00	20,80	27,88	21,88	3,54	11,50
15	2/8/2001	101,21	33,80	23,00	28,53	21,73	2,51	11,90
16	4/8/2001	101,57	31,00	19,80	26,18	21,33	3,99	12,40
17	6/8/2001	100,89	32,40	20,00	26,90	22,00	2,31	11,40
18	12/8/2001	100,59	32,40	21,00	25,83	21,65	2,57	8,50
19	19/8/2001	100,93	31,20	18,80	25,55	20,23	2,96	9,10
20	20/8/2001	100,99	32,60	21,80	27,03	20,58	2,76	10,70
21	28/8/2001	100,81	31,20	19,80	25,55	21,40	1,86	8,90

Πίνακας 8. Πρωτογενή μετεωρολογικά δεδομένα για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για τον σταθμό Αγχιάλου

5.4 Δεδομένα από δορυφορικές εικόνες

Οι δορυφορικές εικόνες που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη εφαρμογή ελήφθησαν από τους σταθμούς λήψης του Ινστιτούτου Διαστημικών Εφαρμογών και Τηλεπισκόπησης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Για την συγκεκριμένη εφαρμογή επιλέχτηκαν δορυφορικές εικόνες NOAA-AVHRR (National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Very High Resolution Radiometer) δεδομένης της διαθεσιμότητάς τους και της κατάλληλης χωρικής τους ανάλυσης (1kmx1km) αναλογικά με το μέγεθος της υπό μελέτη περιοχής (Θεσσαλική πεδιάδα). Η αξία των δορυφορικών δεδομένων NOAA για γεωργικές και υδρολογικές εφαρμογές είναι ήδη από πολύ παλιά (Vidal and Perrier, 1989) αναγνωρισμένη και εδραιωμένη.

Από τις τρεις μεθόδους εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής που εφαρμόστηκαν, η μέθοδος FAO Penman-Monteith και η μέθοδος Granger απαιτούν μέσες ημερήσιες επιφανειακές θερμοκρασίες, ενώ η μέθοδος Carlson-Buffum απαιτεί τον μέσο πρωινό ρυθμό αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας.

Συνεπώς, για τις μεθόδους FAO Penman-Monteith και Granger χρησιμοποιήθηκαν δορυφορικές εικόνες NOAA-15 (τοπική ώρα λήψης από 9:39 ως 10:36) και έγινε αναγωγή των στιγμιαίων τιμών σε ημερήσιες, ενώ για την μέθοδο Carlson-Buffum χρησιμοποιήθηκε συνδυασμός των δορυφορικών εικόνων NOAA-15 και των αντίστοιχων δορυφορικών εικόνων NOAA-14 (τοπική ώρα λήψης από 7:15 ως 8:30).

Συνολικά επομένως 42 (21x2) δορυφορικές εικόνες χρησιμοποιήθηκαν και υπέστησαν επεξεργασία.

Για την επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων και την ανάπτυξη των σχετικών εργαλείων λογισμικού για τις τρεις μεθόδους εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής χρησιμοποιήθηκαν τα πακέτα λογισμικού McIDAS και ERDAS IMAGINE, σε H/Y Silicon Graphics Challenge και INDIGO2 αντίστοιχα, και σε λειτουργικό σύστημα UNIX (IRIS).

Το McIDAS (Man computer Interactive Data Access System) είναι ένα σύνολο εργαλείων για την λήψη, απεικόνιση, ολοκλήρωση και ανάλυση περιβαλλοντικών δεδομένων. Ο σχεδιασμός του εστιάζεται στα εξής χαρακτηριστικά: αξιοποίηση διαχρονικών δορυφορικών λήψεων, συγχώνευση διαφορετικών βάσεων δεδομένων, πρόσβαση σε real-time βάσεις δεδομένων και υποστήριξη για επιχειρησιακούς και ερευνητικούς σκοπούς

Το ERDAS IMAGINE είναι ένα σύστημα που ενσωματώνει τις λειτουργίες τόσο της επεξεργασίας εικόνων όσο και των Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS). Οι λειτουργίες αυτές περιλαμβάνουν την εισαγωγή, απεικόνιση, μετατροπή και ανάλυση ψηφιδωτών (raster) και διανυσματικών (vector) βάσεων δεδομένων.

Η επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων που έγινε για της ανάγκες της εργασίας αυτής απεικονίζεται σχηματικά στο Σχήμα 25 και περιλαμβάνει τα ακόλουθα στάδια:

- ✓ Εισαγωγή ακατέργαστης δορυφορικής εικόνας στο McIDAS
- ✓ Ραδιομετρική βαθμονόμηση
- ✓ Γεωμετρική διόρθωση και γεωαναφορά σύμφωνα με την Μερκατορική προβολή
- ✓ Εξαγωγή επεξεργασμένης δορυφορικής εικόνας από το McIDAS

- ✓ Εισαγωγή επεξεργασμένης δορυφορικής εικόνας στο ERDAS
- ✓ Γεωμετρική διόρθωση τύπου εικόνα σε εικόνα αφινικού μετασχηματισμού
- ✓ Διόρθωση για τις ηλιακές συνθήκες (κανονικοποίηση των ανακλάσεων των καναλιών 1 και 2 με βάση την γωνία ύψους του ηλίου την στιγμή της λήψης)
- ✓ Επιλογή περιοχής ενδιαφέροντος (δημιουργία “μασκών” περιοχής μελέτης, νεφών, γυμνού εδάφους)

Η ανίχνευση των νεφών γίνεται με τον έλεγχο: $T_4 > T_0$ όπου ως T_0 επιλέγεται μια τιμή - όριο (Vogt, 1990).

Μετά την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων είναι δυνατός ο υπολογισμός της λευκαύγειας (ALBEDO), του κανονικοποιημένου δείκτη βλάστησης (NDVI) και της επιφανειακής θερμοκρασίας (T_s).

Η λευκαύγεια (ALBEDO) υπολογίζεται ως ο μέσος όρος των ανακλάσεων των ορατών καναλιών 1 και 2 των δορυφορικών εικόνων NOAA-AVHRR (ISPRA, 1990):

$$ALBEDO = \frac{R_1 + R_2}{2} \quad (5.1)$$

Η σχέση αυτή δίνει μια καλή εκτίμηση της διακαναλικής λευκαύγειας, δεδομένου ότι τα κανάλια 1 και 2 του NOAA-AVHRR καλύπτουν περισσότερο από το 95% της εισερχόμενης φασματικής ακτινοβολίας.

Ο κανονικοποιημένος δείκτης βλάστησης (NDVI) υπολογίζεται από τις ανακλάσεις των ορατών καναλιών 1 και 2 των δορυφορικών εικόνων NOAA-AVHRR σύμφωνα με την ακόλουθη σχέση (ISPRA, 1990):

$$NDVI = \frac{R_2 - R_1}{R_2 + R_1} \quad (5.2)$$

Η επιφανειακή θερμοκρασία (T_s) την ημέρα υπολογίζεται από τις ανακλάσεις των υπέρυθρων καναλιών 4 και 5 των δορυφορικών εικόνων NOAA-AVHRR σύμφωνα με τον εξής αλγόριθμο (NOA, 1997):

$$T_s = cT_{sv} + (1 - c)T_{ss} \quad (5.3)$$

όπου: c συντελεστής που αντιπροσωπεύει το ποσοστό βλάστησης στο pixel:

$$c = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (5.4)$$

$NDVI_{\max}$ η μέγιστη τιμή NDVI

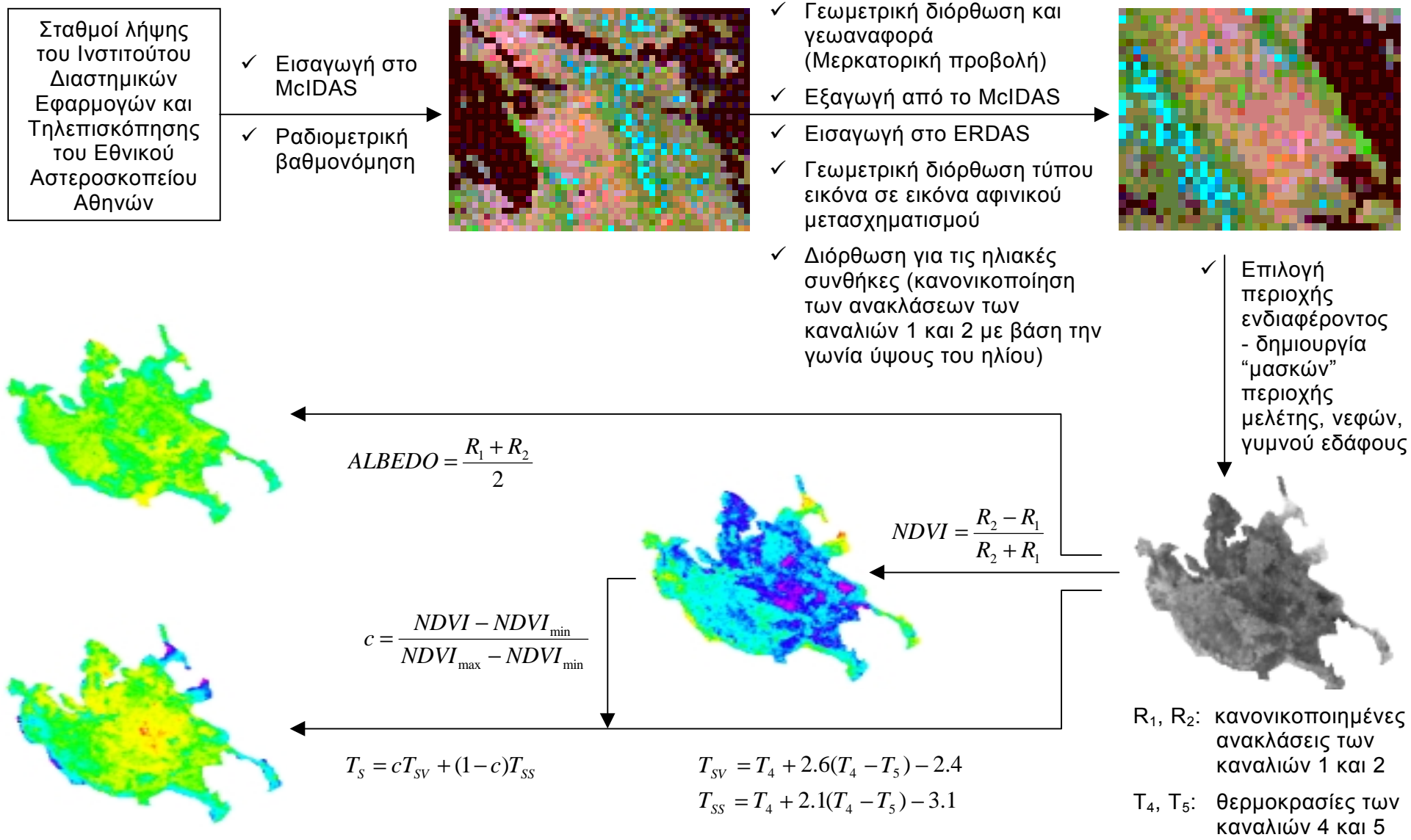
$NDVI_{\min}$ η ελάχιστη τιμή NDVI

T_{sv} η επιφανειακή θερμοκρασία μιας επιφάνειας πλήρως καλυμμένης με βλάστηση:

$$T_{sv} = T_4 + 2.6(T_4 - T_5) - 2.4 \quad (5.5)$$

T_{ss} η επιφανειακή θερμοκρασία μιας επιφάνειας γυμνού εδάφους:

$$T_{ss} = T_4 + 2.1(T_4 - T_5) - 3.1 \quad (5.6)$$



Σχήμα 25. Επεξεργασία δορυφορικών εικόνων και υπολογισμός NDVI, ALBEDO και επιφανειακής θερμοκρασίας T_s

5.5 Εφαρμογή των μεθόδων

Οι τρεις μέθοδοι, μετά από κατάλληλη προσαρμογή, αξιοποιούν τόσο τους υπολογισμούς κανονικοποιημένου δείκτη βλάστησης, λευκαύγειας και επιφανειακής θερμοκρασίας από τις δορυφορικές εικόνες, όσο και τους υπολογισμούς διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων από τους συμβατικούς σταθμούς εδάφους, και υπολογίζουν τελικά την πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή σε κάθε ρixel της περιοχής ενδιαφέροντος.

5.5.1 Μέθοδος FAO Penman-Monteith

Όπως αναλύθηκε στο Κεφάλαιο 3.2, η εξίσωση που δίνει την πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή σύμφωνα με την μέθοδο FAO Penman-Monteith είναι η ακόλουθη:

$$ET_p = K_c \frac{0.408 \Delta R_n + \gamma f(u) (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (5.7)$$

$$\text{με: } f(u) = \frac{900}{T + 273} u_2 \quad (5.8)$$

όπου: ET_p η πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή (mm d^{-1})

K_c ο συντελεστής καλλιέργειας (-)

R_n η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της καλλιέργειας ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

$$R_n = (1 - a) R_s - R_{nl}$$

όπου: a η λευκαύγεια (-)

R_s η ηλιακή ακτινοβολία ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_{nl} η καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

Δ η κλίση της καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

γ ο ψυχομετρικός συντελεστής ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

$f(u)$ η συνάρτηση ανέμου

u_2 η ταχύτητα ανέμου σε ύψος 2 m (m s^{-1})

T η μέση ημερήσια θερμοκρασία του αέρα σε ύψος 2 m ($^\circ\text{C}$)

$e_s - e_a$ το έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα (kPa)

e_s η μέση πίεση κορεσμού υδρατμών (kPa)

e_a η πραγματική πίεση υδρατμών (kPa)

Από τα πρωτογενή μετεωρολογικά δεδομένα (Κεφάλαιο 5.3, Πίνακες 6, 7 και 8 αντίστοιχα) υπολογίζονται σύμφωνα με τους τύπους του Κεφαλαίου 3.2 οι παράμετροι γ , T , u_2 , $e_s - e_a$, R_s και R_{nl} , για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής, για τους σταθμούς Λάρισας, Τρικάλων και Αγχιάλου (Πίνακες 9, 10 και 11).

ΣΤΑΘΜΟΣ ΛΑΡΙΣΑΣ - Κωδικός EMY: 648

Γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 39,63^\circ$

Υψόμετρο σταθμού $z = 71,0 \text{ m}$

Γεωγραφικό μήκος $\lambda = 22,42^\circ$

Υψόμετρο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης $z_p = 73,6 \text{ m}$

Κλιματική τιμή θερμοκρασίας (1955-1997) $T_{cl} = 15,7^\circ \text{C}$

Ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου $z_w = 10 \text{ m}$

α/α	Ημερομηνία	Ψυχομετρικός συντελεστής γ (kPa °C ⁻¹)	Μέση ημερήσια θερμοκρασία T (°C)	Ταχύτητα ανέμου u_2 (m s ⁻¹)	Έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα $e_s - e_a$ (kPa)	Ηλιακή ακτινοβολία R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων R_{nl} (MJ m ⁻² d ⁻¹)
1	7/6/2001	0,067	20,0	1,54	1,586	23,41	4,62
2	12/6/2001	0,067	26,8	0,58	2,900	28,40	6,30
3	20/6/2001	0,066	21,2	0,96	1,440	23,33	4,31
4	23/6/2001	0,067	25,4	1,15	2,451	29,68	6,71
5	25/6/2001	0,067	27,5	2,21	2,655	29,39	7,05
6	28/6/2001	0,067	25,3	1,73	2,483	29,36	6,73
7	29/6/2001	0,067	25,4	1,88	2,382	24,41	5,00
8	4/7/2001	0,067	24,0	1,64	1,475	28,29	5,27
9	7/7/2001	0,067	26,4	1,78	1,853	27,53	5,19
10	15/7/2001	0,067	27,1	0,96	2,358	28,31	5,88
11	17/7/2001	0,066	29,0	1,44	2,427	24,32	4,23
12	21/7/2001	0,066	26,6	2,65	2,587	26,71	6,20
13	24/7/2001	0,067	25,9	1,68	1,939	27,70	5,42
14	26/7/2001	0,067	27,7	1,30	2,172	24,13	4,39
15	2/8/2001	0,067	28,9	1,78	2,417	26,43	5,50
16	4/8/2001	0,067	26,5	1,06	1,844	26,73	5,23
17	6/8/2001	0,067	27,9	1,06	2,149	25,09	4,87
18	12/8/2001	0,066	27,1	3,08	1,930	21,71	4,06
19	19/8/2001	0,067	25,4	1,25	1,842	22,56	4,77
20	20/8/2001	0,067	26,3	0,87	2,202	22,75	5,09
21	28/8/2001	0,067	25,6	1,35	1,694	20,75	4,28

Πίνακας 9. Υπολογισμοί για την μέθοδο FAO Penman-Monteith για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για τον σταθμό Λάρισας

ΣΤΑΘΜΟΣ ΤΡΙΚΑΛΩΝ - Κωδικός ΕΜΥ: 645

Γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 39,55^\circ$

Υψόμετρο σταθμού $z = 108,6 \text{ m}$

Γεωγραφικό μήκος $\lambda = 21,77^\circ$

Υψόμετρο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης $z_p = 110,2 \text{ m}$

Κλιματική τιμή θερμοκρασίας (1973-1997) $T_{cl} = 16,1^\circ \text{C}$

Ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου $z_w = 4 \text{ m}$

α/α	Ημερομηνία	Ψυχομετρικός συντελεστής γ (kPa $^\circ\text{C}^{-1}$)	Μέση ημερήσια θερμοκρασία T ($^\circ\text{C}$)	Ταχύτητα ανέμου u_2 (m s^{-1})	Έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα $e_s - e_a$ (kPa)	Ηλιακή ακτινοβολία R_s (MJ $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων R_{nl} (MJ $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
1	7/6/2001	0,066	21,0	3,50	1,637	17,68	2,84
2	12/6/2001	0,066	27,9	1,53	2,898	29,76	6,44
3	20/6/2001	0,066	20,6	2,51	1,362	21,98	3,98
4	23/6/2001	0,066	24,9	2,47	2,257	31,38	7,15
5	25/6/2001	0,066	25,2	3,14	2,182	27,18	5,86
6	28/6/2001	0,066	25,9	1,53	2,402	29,75	6,61
7	29/6/2001	0,066	25,7	2,24	2,272	26,07	5,32
8	4/7/2001	0,066	23,3	2,02	1,355	26,60	4,73
9	7/7/2001	0,067	25,9	0,90	1,689	31,03	5,79
10	15/7/2001	0,066	27,1	1,46	2,168	28,05	5,58
11	17/7/2001	0,066	28,8	1,35	2,733	27,04	6,05
12	21/7/2001	0,066	26,4	2,24	2,004	28,08	5,73
13	24/7/2001	0,066	27,7	1,57	2,463	27,92	6,07
14	26/7/2001	0,066	28,2	2,78	2,214	23,28	4,50
15	2/8/2001	0,067	26,8	2,47	1,807	28,89	5,71
16	4/8/2001	0,066	28,2	2,02	2,096	27,47	5,25
17	6/8/2001	0,066	28,4	5,16	2,342	22,70	4,75
18	12/8/2001	0,066	26,0	3,25	1,951	22,50	4,92
19	19/8/2001	0,066	26,1	2,24	2,154	24,62	5,84
20	20/8/2001	0,066	26,7	1,97	2,138	23,09	5,37
21	28/8/2001	0,066	21,0	3,50	1,637	17,68	2,84

Πίνακας 10. Υπολογισμοί για την μέθοδο FAO Penman-Monteith για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για τον σταθμό Τρικάλων

ΣΤΑΘΜΟΣ ΑΓΧΙΑΛΟΥ - Κωδικός ΕΜΥ: 665

Γεωγραφικό πλάτος $\phi = 39,22^\circ$

Υψόμετρο σταθμού $z = 12,2 \text{ m}$

Γεωγραφικό μήκος $\lambda = 22,80^\circ$

Υψόμετρο μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης $z_p = 15,3 \text{ m}$

Κλιματική τιμή θερμοκρασίας (1956-1997) $T_{cl} = 16,2^\circ\text{C}$

Ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου $z_w = 8 \text{ m}$

α/α	Ημερομηνία	Ψυχομετρικός συντελεστής γ (kPa °C ⁻¹)	Μέση ημερήσια θερμοκρασία T (°C)	Ταχύτητα ανέμου u_2 (m s ⁻¹)	Έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα $e_s - e_a$ (kPa)	Ηλιακή ακτινοβολία R_s (MJ m ⁻² d ⁻¹)	Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων R_{nl} (MJ m ⁻² d ⁻¹)
1	7/6/2001	0,067	19,7	2,74	1,213	23,44	4,32
2	12/6/2001	0,067	25,9	1,44	2,095	29,02	5,71
3	20/6/2001	0,067	22,2	2,59	1,457	22,65	4,13
4	23/6/2001	0,067	25,5	3,09	2,088	29,31	6,09
5	25/6/2001	0,067	24,9	2,99	1,822	29,29	6,13
6	28/6/2001	0,067	24,8	2,24	1,933	28,84	5,85
7	29/6/2001	0,067	24,0	2,19	1,580	27,56	5,16
8	4/7/2001	0,067	23,2	2,34	1,166	28,34	5,01
9	7/7/2001	0,067	25,5	1,69	1,263	28,14	4,63
10	15/7/2001	0,067	27,1	2,94	1,995	28,36	5,51
11	17/7/2001	0,067	28,5	2,04	1,994	26,33	4,49
12	21/7/2001	0,067	28,5	4,04	2,743	27,74	6,30
13	24/7/2001	0,067	26,8	2,54	1,399	28,18	4,76
14	26/7/2001	0,067	26,9	2,74	1,604	26,00	4,46
15	2/8/2001	0,067	28,4	1,94	1,986	26,22	4,90
16	4/8/2001	0,068	25,4	3,09	1,258	26,80	4,75
17	6/8/2001	0,067	26,2	1,79	1,352	25,30	4,31
18	12/8/2001	0,067	26,7	1,99	1,423	20,95	3,41
19	19/8/2001	0,067	25,0	2,29	1,416	21,29	4,01
20	20/8/2001	0,067	27,2	2,14	1,863	23,37	4,83
21	28/8/2001	0,067	25,5	1,44	1,213	20,31	3,68

Πίνακας 11. Υπολογισμοί για την μέθοδο FAO Penman-Monteith για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για τον σταθμό Αγχιάλου

Ο ψυχομετρικός συντελεστής γ έχει αμελητέα διακύμανση χωρικά, οπότε για κάθε ημέρα χρησιμοποιήθηκε ενιαία τιμή για το σύνολο της περιοχής μελέτης, ίση με τον σταθμισμένο μέσο όρο των ημερήσιων τιμών γ των τριών σταθμών (συντελεστής βάρους διπλάσιος για τον σταθμό Λάρισας για τους λόγους που αναλύθηκαν στο Κεφάλαιο 5.3) (Πίνακας 13).

$$\gamma = \frac{\gamma_{645} + 2\gamma_{648} + \gamma_{665}}{4} \quad (5.9)$$

Για την αναγωγή της πρωινής επιφανειακής θερμοκρασίας του NOAA-AVHRR 15 σε μέση ημερήσια υπολογίστηκε σε κάθε εικόνα η μέση επιφανειακή θερμοκρασία T_{15} σε μία μικρή περιοχή γύρω από τον σταθμό Λάρισας. Η τιμή αυτή αφαιρέθηκε από την αντίστοιχη μέση ημερήσια θερμοκρασία T όπως προκύπτει από τα συμβατικά δεδομένα του σταθμού Λάρισας και η ποσότητα dT που υπολογίστηκε για κάθε ημέρα της περιόδου μελέτης (Πίνακας 13) προστέθηκε σε κάθε ρixel της αντίστοιχης δορυφορικής εικόνας επιφανειακής θερμοκρασίας.

$$dT = T - T_{15} \quad (5.10)$$

Ο συντελεστής καλλιέργειας K_c εκτιμήθηκε σε ημερήσια βάση, για το σύνολο της περιόδου μελέτης (Πίνακας 13), σύμφωνα με την μέθοδο του απλού συντελεστή καλλιέργειας K_c και τις ακόλουθες παραδοχές:

- Θεωρείται ότι οι καλλιέργειες της περιοχής μελέτης είναι 50% αραβόσιτος και 50% βαμβάκι.
- Δεδομένου ότι στην Ελλάδα η χρονική περίοδος σποράς η φύτευσης είναι για τον αραβόσιτο 15/4-5/5 και για το βαμβάκι 20/4-15/5 (Πίνακας 12), επιλέγεται κοινή ημερομηνία σποράς η 1/5.
- Με βάση τα στοιχεία του Πίνακα 12 επιλέγονται κοινές διάρκειες των σταδίων ανάπτυξης των καλλιεργειών ως εξής: 30 ημέρες για το 1^ο στάδιο, 50 ημέρες για το 2^ο στάδιο, 50 ημέρες για το 3^ο στάδιο και 25 ημέρες για το 4^ο στάδιο.
- Επιλέγονται κοινοί μέσοι συντελεστές καλλιέργειας για τα στάδια ανάπτυξης των καλλιεργειών σύμφωνα με τις τιμές του Πίνακα 12: για το 1^ο στάδιο σταθερός K_c ίσος με $K_{c1} = 0.325$, για το 2^ο στάδιο αυξανόμενος K_c με γραμμική παρεμβολή από $K_{c1} = 0.325$ ως $K_{c3} = 0.875$, για το 3^ο στάδιο σταθερός K_c ίσος με $K_{c3} = 0.875$ και για το 4^ο / τελικό στάδιο σταθερός K_c ίσος με $K_{ct} = 0$.

Πίνακας 12. Χαρακτηριστικές τιμές της μεταβολής του συντελεστή καλλιέργειας K_c στην Ελλάδα για τον αραβόσιτο και το βαμβάκι

(προέλευση: Υπουργείο Γεωργίας 1992 – προσαρμογή: Κουτσογιάννης 1999, σελ.232)

Καλλιέργεια	Ημερομηνία σποράς	Διάρκειες σταδίων ανάπτυξης της καλλιέργειας (d)				Συντελεστές καλλιέργειας K_c (-)		
		1 ^ο	2 ^ο	3 ^ο	4 ^ο	K_{c1}	K_{c3}	K_{ct}
Αραβόσιτος	15/4-5/5	25	40	60	25	0.35	0.85	0
Βαμβάκι	20/4-15/5	30	60	45	25	0.30	0.90	0

Πίνακας 13. Υπολογισμοί για την μέθοδο FAO Penman-Monteith για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για το σύνολο της περιοχής μελέτης

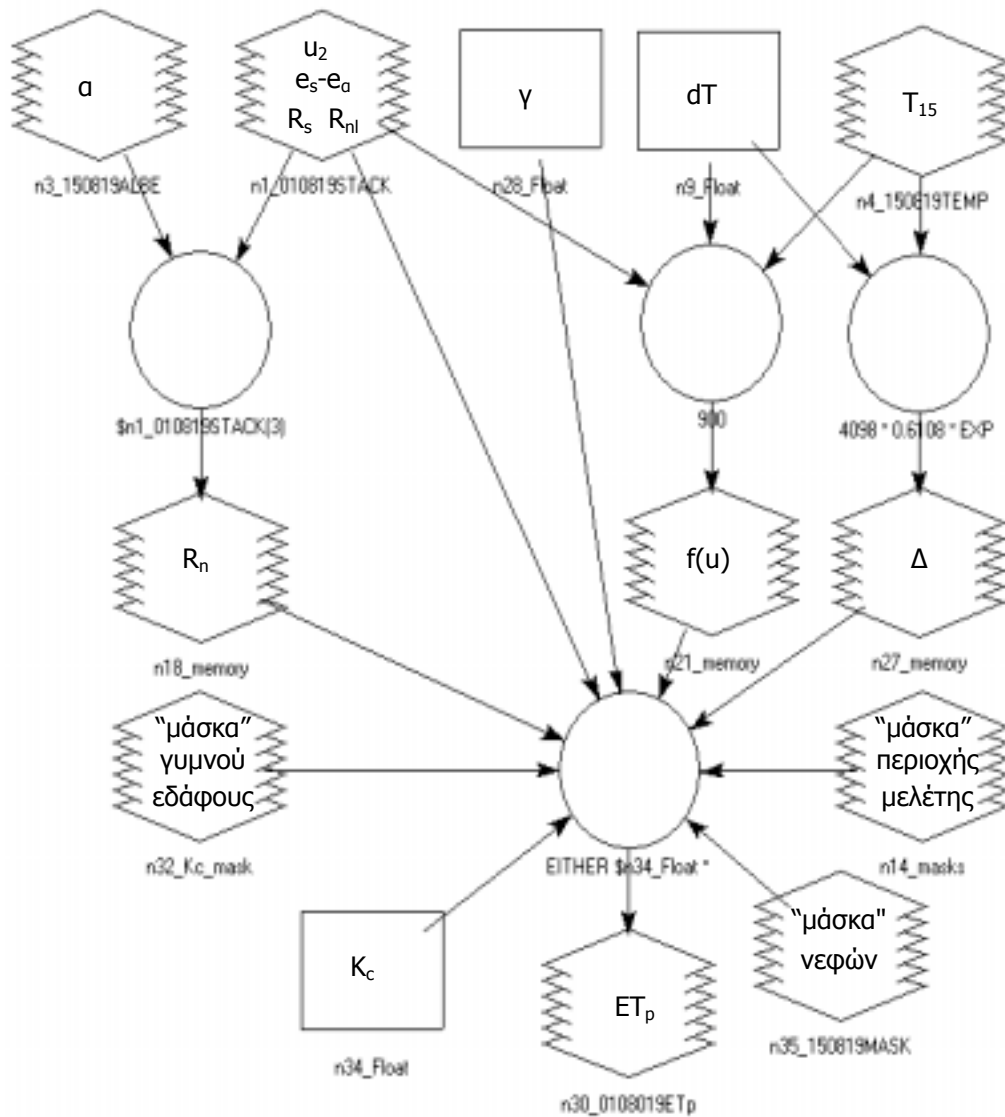
α/α	Ημερομηνία	Ψυχομετρικός συντελεστής γ (kPa °C ⁻¹)	Ημερήσια διαφορά θερμοκρασίας dT (°C)	Συντελεστής καλλιέργειας K _c (-)
1	7/6/2001	0,067	-0,13	0,392
2	12/6/2001	0,067	3,75	0,448
3	20/6/2001	0,066	-1,00	0,538
4	23/6/2001	0,067	1,00	0,572
5	25/6/2001	0,067	3,78	0,594
6	28/6/2001	0,067	0,63	0,628
7	29/6/2001	0,067	1,43	0,639
8	4/7/2001	0,067	4,70	0,695
9	7/7/2001	0,067	4,55	0,729
10	15/7/2001	0,067	1,30	0,819
11	17/7/2001	0,066	7,53	0,841
12	21/7/2001	0,066	4,20	0,875
13	24/7/2001	0,067	2,15	0,875
14	26/7/2001	0,067	4,70	0,875
15	2/8/2001	0,067	6,10	0,875
16	4/8/2001	0,067	5,90	0,875
17	6/8/2001	0,067	3,95	0,875
18	12/8/2001	0,066	4,53	0,875
19	19/8/2001	0,067	3,55	0,875
20	20/8/2001	0,067	5,68	0,875
21	28/8/2001	0,067	4,15	0,875

Οι παράμετροι u_2 , $e_s - e_a$, R_s και R_{nl} , όπως υπολογίστηκαν στους Πίνακες 9, 10 και 11 για τους τρεις σταθμούς για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής, ανάγονται επιφανειακά σε όλη την έκταση της περιοχής ενδιαφέροντος με την μέθοδο της παρεμβολής χρησιμοποιώντας δευτέρου βαθμού εξίσωση.




Έτσι, για κάθε ημέρα υπολογισμού της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής με την μέθοδο FAO Penman-Monteith τα δεδομένα εισόδου είναι:

- Χάρτης λευκαύγειας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15 (α)
- Χάρτες ταχύτητας ανέμου σε ύψος 2 m (u_2), ελλείμματος κορεσμού στην ατμόσφαιρα ($e_s - e_a$), ηλιακής ακτινοβολίας (R_s) και καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων (R_{nl})
- Τιμή ψυχομετρικού συντελεστή (γ)
- Χάρτης επιφανειακής θερμοκρασίας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15 (T_{15})
- Τιμή διαφοράς θερμοκρασίας (dT)
- Χάρτης “μάσκας” περιοχής μελέτης
- Χάρτης “μάσκας” νεφών
- Χάρτης “μάσκας” γυμνού εδάφους
- Τιμή συντελεστή καλλιέργειας (K_c)

Στο ακόλουθο διάγραμμα ροής του προγράμματος ERDAS (Σχήμα 26) απεικονίζεται σχηματικά ο υπολογισμός της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με την μέθοδο FAO Penman-Monteith.



Σχήμα 26. Υπολογισμός πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με την μέθοδο FAO Penman-Monteith (μοντέλο ERDAS)

Συμβολισμοί: Εικόνα =  Τιμή =  Υπολογισμός = 

5.5.2 Μέθοδος Carlson-Buffum

Όπως αναλύθηκε στο Κεφάλαιο 4.2, η εξίσωση που δίνει την πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή σύμφωνα με την μέθοδο Carlson-Buffum είναι η ακόλουθη:

$$ET_a = R_n - B \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta t} \right)^n \quad (5.11)$$

όπου: ET_a η πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή (cm d^{-1})

R_n η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της καλλιέργειας (cm d^{-1})

$$R_n = (1 - a) R_s - R_{nl}$$

όπου: a η λευκαύγεια (-)

R_s η ηλιακή ακτινοβολία ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_{nl} η καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

$\Delta T_s/\Delta t$ ο μέσος ρυθμός αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας το πρωί ($^{\circ}\text{C h}^{-1}$)

B και n σταθερές (-)

Η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της καλλιέργειας R_n έχει ήδη υπολογιστεί για την μέθοδο FAO Penman-Monteith (Κεφάλαιο 5.5.1).

Για τον υπολογισμό του μέσου ρυθμού αύξησης της επιφανειακής θερμοκρασίας το πρωί $\Delta T_s/\Delta t$ διαιρείται η διαφορά των εικόνων επιφανειακής θερμοκρασίας του NOAA-AVHRR 15 και NOAA-AVHRR 14 ($T_{15}-T_{14}$) με την τιμή της διαφοράς των αντίστοιχων χρόνων λήψης τους (Δt), όπως αυτός προκύπτει από τα στοιχεία του Πίνακα 1 (Πίνακας 14).

Ο υπολογισμός των σταθερών B και n , για βλάστηση και γυμνό έδαφος, γίνεται ως συνάρτηση της επιφανειακής τραχύτητας και της ταχύτητας του ανέμου στα 6.4 m ύψος, για μεγαλύτερη ακρίβεια, σύμφωνα με τα Διαγράμματα 1α, 1β, 2α και 2β (Κεφάλαιο 4.2).

Για τον υπολογισμό της επιφανειακής τραχύτητας γίνεται η παραδοχή ότι οι καλλιέργειες κατά το στάδιο της ανάπτυξης ξεκινούν από μέσο ύψος 70 cm και καταλήγουν με γραμμική αύξηση σε μέσο ύψος 120 cm. Επίσης, σύμφωνα με τις παραδοχές του Κεφαλαίου 4.5.1, το στάδιο ανάπτυξης διαρκεί 50 ημέρες με αρχή την 1^η Ιουνίου. Με τις θεωρήσεις αυτές υπολογίζεται καταρχάς το ύψος των καλλιεργειών h κατά τη διάρκεια της περιόδου μελέτης και στη συνέχεια η επιφανειακή τραχύτητα (Πίνακας 14).

Η επιφανειακή τραχύτητα δίνεται από τον ακόλουθο τύπο (FAO, 1998. Ch. 2: 5):

$$z_o = 1.1 * 0.123 h \quad (5.12)$$

Για τους λόγους που αναλύθηκαν στο Κεφάλαιο 5.3, η ταχύτητα του ανέμου υπολογίστηκε ως σταθμισμένος μέσος όρος των ταχυτήτων ανέμου των τριών σταθμών με συντελεστή βάρους 2 στον σταθμό Λάρισας, έναντι 1 στους σταθμούς Τρικάλων και Αγχιάλου (Πίνακας 14).

Έτσι, για κάθε ημέρα της περιόδου μελέτης υπολογίζονται οι τιμές των σταθερών B και n για βλάστηση και γυμνό έδαφος (B_v , n_v και B_s , n_s αντίστοιχα - Πίνακας 14) με βάση τις τιμές της επιφανειακής τραχύτητας και της ταχύτητας του ανέμου από τον Πίνακα 11, και σύμφωνα με τα Διαγράμματα 1α, 1β, 2α και 2β (Κεφάλαιο 4.2).

Πίνακας 14. Υπολογισμοί για την μέθοδο Carlson and Buffum για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για το σύνολο της περιοχής μελέτης

α/α	Ημερομηνία	Διαφορά χρόνων λήψης Δt (h)	Ύψος καλλιερχειών h (cm)	Επιφανειακή τραχύτητα z _o (m)	Ταχύτητα ανέμου u _{6,4} (m s ⁻¹)	Σταθερά B _v (-)	Σταθερά B _s (-)	Σταθερά n _v (-)	Σταθερά n _s (-)
1	7/6/2001	2,35	77	0,10	2,9	0,088	0,069	1,75	1,40
2	12/6/2001	1,43	82	0,11	1,2	0,093	0,075	1,47	1,18
3	20/6/2001	1,65	90	0,12	2,2	0,090	0,071	1,70	1,32
4	23/6/2001	2,78	93	0,13	2,5	0,088	0,068	1,75	1,40
5	25/6/2001	2,42	95	0,13	3,2	0,085	0,064	1,87	1,45
6	28/6/2001	1,87	98	0,13	2,2	0,089	0,069	1,70	1,34
7	29/6/2001	1,70	99	0,13	2,5	0,088	0,068	1,75	1,38
8	4/7/2001	2,47	104	0,14	2,4	0,087	0,067	1,78	1,40
9	7/7/2001	1,92	107	0,14	1,9	0,091	0,070	1,68	1,30
10	15/7/2001	2,13	115	0,16	2,0	0,090	0,069	1,70	1,35
11	17/7/2001	1,77	117	0,16	2,1	0,089	0,069	1,75	1,38
12	21/7/2001	2,72	120	0,16	3,4	0,082	0,060	1,92	1,55
13	24/7/2001	2,17	120	0,16	2,5	0,087	0,065	1,80	1,42
14	26/7/2001	1,80	120	0,16	2,1	0,089	0,069	1,75	1,38
15	2/8/2001	2,20	120	0,16	2,6	0,086	0,065	1,82	1,43
16	4/8/2001	1,83	120	0,16	2,4	0,088	0,066	1,80	1,42
17	6/8/2001	3,15	120	0,16	1,9	0,090	0,070	1,72	1,32
18	12/8/2001	2,07	120	0,16	4,1	0,078	0,052	2,10	1,80
19	19/8/2001	2,45	120	0,16	2,5	0,087	0,065	1,80	1,42
20	20/8/2001	2,27	120	0,16	1,9	0,090	0,070	1,72	1,32
21	28/8/2001	2,50	120	0,16	1,9	0,090	0,070	1,72	1,32

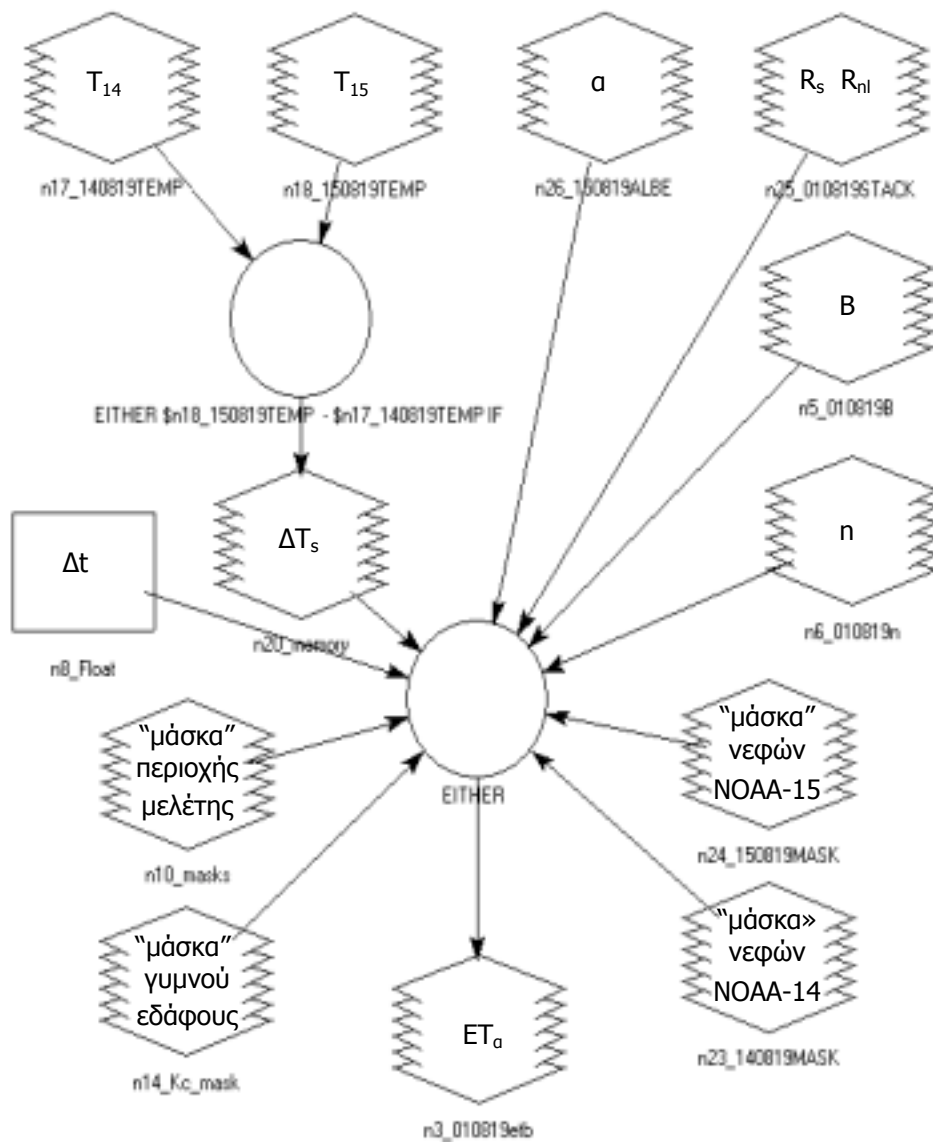
Με βάση τις εικόνες NDVI αντιστοιχίζεται στη βλάστηση (δηλαδή στις σταθερές B_v , n_v) η μέγιστη τιμή NDVI και στο γυμνό έδαφος (δηλαδή στις σταθερές B_s , n_s) η ελάχιστη τιμή NDVI (εκτιμήθηκαν ως $NDVI_v = NDVI_{max} = 0.570$ και $NDVI_s = NDVI_{min} = 0.010$ αντίστοιχα). Έτσι, χρησιμοποιώντας τις τιμές $NDVI_v$ και $NDVI_s$ και τις τιμές των σταθερών B_v , n_v και B_s , n_s του Πίνακα 14, υπολογίζονται από τις εικόνες NDVI με γραμμική παρεμβολή οι αντίστοιχες εικόνες B , n για κάθε ημέρα της περιόδου μελέτης.

Έτσι, για κάθε ημέρα υπολογισμού της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής με την μέθοδο Carlson-Buffum τα δεδομένα εισόδου είναι:




- Χάρτης λευκαύγειας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15 (α)
- Χάρτες ηλιακής ακτινοβολίας (R_s) και καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων (R_{nl})
- Χάρτης επιφανειακής θερμοκρασίας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15 (T_{15})
- Χάρτης επιφανειακής θερμοκρασίας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 14 (T_{14})
- Τιμή διαφοράς χρόνων λήψης των δύο δορυφορικών εικόνων (Δt)
- Χάρτης σταθεράς B (B)
- Χάρτης σταθεράς n (n)
- Χάρτης “μάσκας” περιοχής μελέτης
- Χάρτης “μάσκας” νεφών για την εικόνα από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15
- Χάρτης “μάσκας” νεφών για την εικόνα από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 14
- Χάρτης “μάσκας” γυμνού εδάφους

Για την αποφυγή σφάλματος στον υπολογισμό της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής γίνεται ενδιάμεσος έλεγχος της τιμής της διαφοράς $\Delta T_s = T_{15} - T_{14}$ και απορρίπτονται τόσο τα pixels με αρνητική τιμή όσο και αυτά με τιμή μεγαλύτερη ενός ενδεικτικού ορίου (20°C).

Στο ακόλουθο διάγραμμα ροής του προγράμματος ERDAS (Σχήμα 27) απεικονίζεται σχηματικά ο υπολογισμός της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με την μέθοδο Carlson-Buffum.



Σχήμα 27. Υπολογισμός πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με την μέθοδο Carlson-Buffum (μοντέλο ERDAS)

Συμβολισμοί: Εικόνα =  Τιμή =  Υπολογισμός = 

5.5.3 Μέθοδος Granger

Όπως αναλύθηκε στο Κεφάλαιο 4.3, η εξίσωση που δίνει την πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή σύμφωνα με την μέθοδο Granger είναι η ακόλουθη:

$$ET_b = \frac{\Delta \frac{R_n}{\lambda} + \gamma E_a}{\Delta + \frac{\gamma}{g}} \quad (5.13)$$

$$\text{όπου: } E_a = f(u) (e_s - e_a) \quad (5.14)$$

$$\text{με: } f(u) = \frac{0.622}{P} \frac{\rho_a}{\rho_w} C_{at} \quad (5.15)$$

$$e_s - e_a = -0.278 - 0.015 T_{lm} + 0.668 e^o(T_s) \quad (5.16)$$

$$g = \frac{1}{1 + 0.028 e^{8.045 * D}} \quad (5.17)$$

$$\text{με: } D = \frac{E_a}{E_a + \frac{R_n}{\lambda}} \quad (5.18)$$

όπου: ET_b η πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή (mm d^{-1})

R_n η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της καλλιέργειας ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

$$R_n = (1 - a) R_s - R_{nl}$$

όπου: a η λευκαύγεια (-)

R_s η ηλιακή ακτινοβολία ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

R_{nl} η καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$)

Δ η κλίση της καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

λ η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης (MJ kg^{-1})

γ ο ψυχομετρικός συντελεστής ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

E_a η ικανότητα ξήρανσης (mm d^{-1})

$f(u)$ η συνάρτηση ανέμου ($\text{mm d}^{-1} \text{kPa}^{-1}$)

P η ατμοσφαιρική πίεση (kPa)

ρ_a η πυκνότητα του αέρα (kg m^{-3})

ρ_w η πυκνότητα του νερού (kg m^{-3})

C_{at} η ατμοσφαιρική αγωγιμότητα (mm d^{-1})

$e_s - e_a$ το έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα (kPa)

e_s η μέση πίεση κορεσμού υδρατμών (kPa)

e_a η πραγματική πίεση υδρατμών (kPa)

$e^o(T_s)$ η πίεση κορεσμού υδρατμών (kPa)

T_s η μέση ημερήσια επιφανειακή θερμοκρασία ($^\circ\text{C}$)

T_{lm} η μακροπρόθεσμη μέση θερμοκρασία του αέρα στην περιοχή ($^\circ\text{C}$)

g η σχετική εξατμοδιαπνοή (-)

D η σχετική ικανότητα ξήρανσης (-)

Η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της καλλιέργειας R_n και η μέση ημερήσια επιφανειακή θερμοκρασία T_s υπολογίζονται όπως και για την μέθοδο FAO Penman-Monteith (Κεφάλαιο 5.5.1).

Η κλιματική θερμοκρασία του αέρα στην περιοχή T_{lm} υπολογίζεται ως ζυγισμένος μέσος όρος των κλιματικών τιμών των τριών μετεωρολογικών σταθμών της ΕΜΥ (συντελεστής βάρους διπλάσιος για τον σταθμό Λάρισας για τους λόγους που αναλύθηκαν στο Κεφάλαιο 5.3).

$$T_{lm} = \frac{T_{lm\ 645} + 2 T_{lm\ 648} + T_{lm\ 665}}{4} \quad (5.19)$$

Η ατμοσφαιρική πίεση P και η ταχύτητα του ανέμου u_2 υπολογίζονται ομοίως για κάθε ημέρα της περιόδου μελέτης (Πίνακας 15).

$$P = \frac{P_{645} + 2 P_{648} + P_{665}}{4} \quad (5.20)$$

$$u_2 = \frac{u_{2\ 645} + 2 u_{2\ 648} + u_{2\ 665}}{4} \quad (5.21)$$

Ο ψυχομετρικός συντελεστής γ έχει ήδη υπολογιστεί για την μέθοδο FAO Penman-Monteith (Κεφάλαιο 5.5.1) και το ύψος των καλλιεργειών h έχει ήδη υπολογιστεί για την μέθοδο Carlson and Buffum (Κεφάλαιο 5.5.2) για όλη την περίοδο μελέτης (Πίνακας 15).

Με βάση τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου u_2 και του ύψους των καλλιεργειών h υπολογίζεται για κάθε ημέρα της περιόδου μελέτης η ατμοσφαιρική αγωγιμότητα C_{at} σύμφωνα με το Σχήμα 22 του Κεφαλαίου 4.3 (Πίνακας 15).

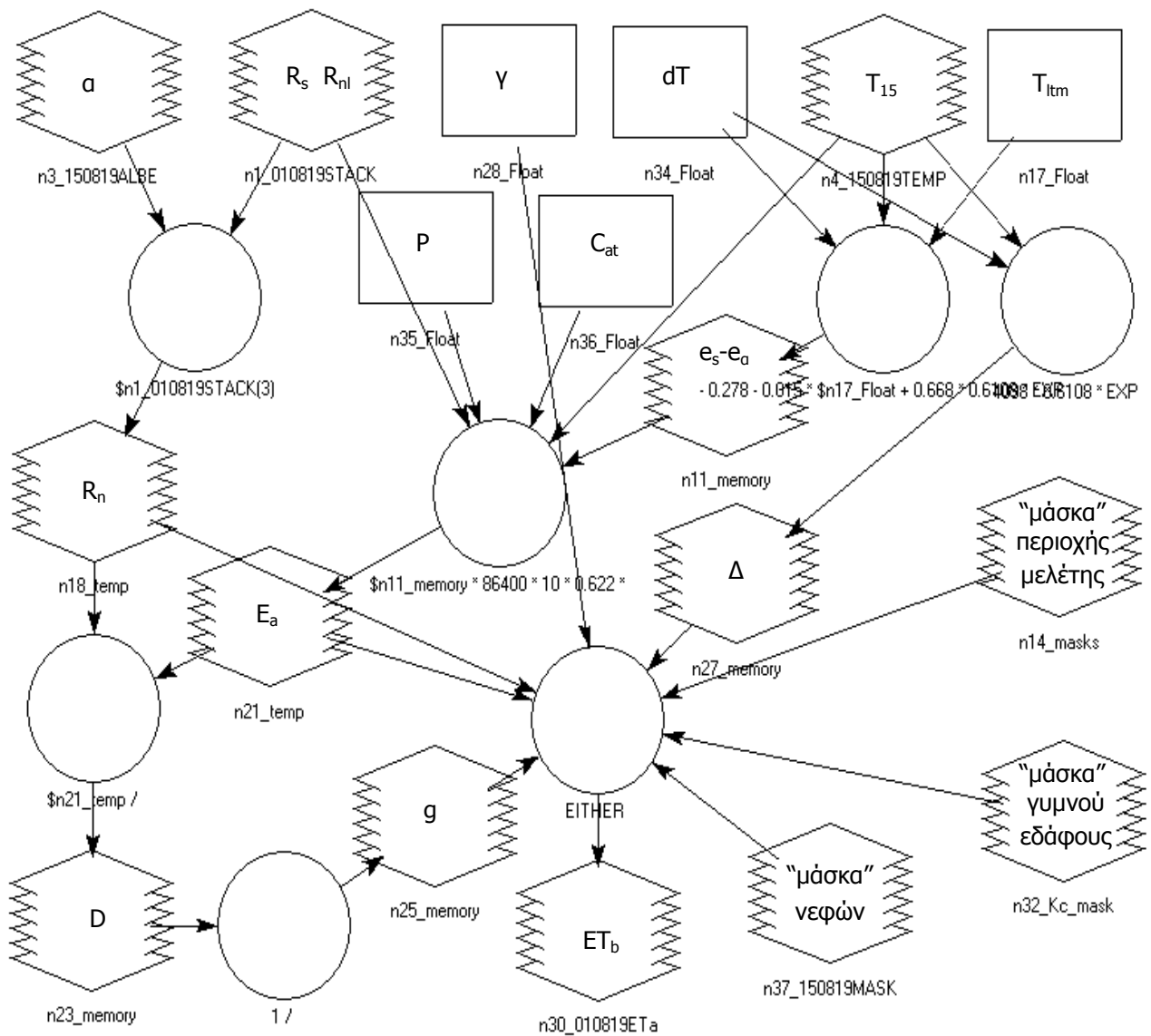
Πίνακας 15. Υπολογισμοί για την μέθοδο Granger για τις 21 επιλεγμένες ημέρες της εφαρμογής για το σύνολο της περιοχής μελέτης

α/α	Ημερομηνία	Ψυχομετρικός συντελεστής γ (kPa °C ⁻¹)	Διαφορά θερμοκρασίας dT (°C)	Ατμοσφαιρική πίεση P (kPa)	Ταχύτητα ανέμου u_2 (m s ⁻¹)	Ύψος καλλιεργειών h (cm)	Ατμοσφαιρική αγωγιμότητα C_{at} (cm s ⁻¹)
1	7/6/2001	0,067	-0,13	100,24	2,3	77	0,30
2	12/6/2001	0,067	3,75	100,27	1,0	82	0,18
3	20/6/2001	0,066	-1,00	99,80	1,8	90	0,26
4	23/6/2001	0,067	1,00	100,35	2,0	93	0,28
5	25/6/2001	0,067	3,78	100,61	2,6	95	0,38
6	28/6/2001	0,067	0,63	100,59	1,8	98	0,32
7	29/6/2001	0,067	1,43	100,63	2,0	99	0,32
8	4/7/2001	0,067	4,70	100,49	1,9	104	0,32
9	7/7/2001	0,067	4,55	100,71	1,5	107	0,27
10	15/7/2001	0,067	1,30	100,56	1,6	115	0,24
11	17/7/2001	0,066	7,53	99,88	1,7	117	0,25
12	21/7/2001	0,066	4,20	99,81	2,7	120	0,43
13	24/7/2001	0,067	2,15	100,07	2,0	120	0,32
14	26/7/2001	0,067	4,70	100,27	1,7	120	0,26
15	2/8/2001	0,067	6,10	100,53	2,1	120	0,32
16	4/8/2001	0,067	5,90	100,87	1,9	120	0,27
17	6/8/2001	0,067	3,95	100,27	1,5	120	0,23
18	12/8/2001	0,066	4,53	99,94	3,3	120	0,50
19	19/8/2001	0,067	3,55	100,29	2,0	120	0,32
20	20/8/2001	0,067	5,68	100,32	1,5	120	0,23
21	28/8/2001	0,067	4,15	100,15	1,5	120	0,25




Έτσι, για κάθε ημέρα υπολογισμού της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής με την μέθοδο Granger τα δεδομένα εισόδου είναι:

- Χάρτης λευκαύγειας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15 (α)
- Χάρτες ηλιακής ακτινοβολίας (R_s) και καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων (R_{nl})
- Τιμή ψυχομετρικού συντελεστή (γ)
- Χάρτης επιφανειακής θερμοκρασίας από τον δορυφόρο NOAA-AVHRR 15 (T_{15})
- Τιμή διαφοράς θερμοκρασίας (dT)
- Τιμή κλιματικής θερμοκρασίας του αέρα στην περιοχή (T_{itm})
- Τιμή ατμοσφαιρικής πίεσης (P)
- Τιμή ατμοσφαιρικής αγωγιμότητας (C_{at})
- Χάρτης “μάσκας” περιοχής μελέτης
- Χάρτης “μάσκας” νεφών
- Χάρτης “μάσκας” γυμνού εδάφους

Στο ακόλουθο διάγραμμα ροής του προγράμματος ERDAS (Σχήμα 28) απεικονίζεται σχηματικά ο υπολογισμός της πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με την μέθοδο Granger.



Σχήμα 28. Υπολογισμός πραγματικής ημερήσιας εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με την μέθοδο Granger (μοντέλο ERDAS)

Συμβολισμοί: Εικόνα =  Τιμή =  Υπολογισμός = 

5.6 Αποτελέσματα των μεθόδων

Οι υπολογισμοί της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής ET σύμφωνα με τις τρεις μεθόδους Carlson-Buffum (ET_a), FAO Penman-Monteith (ET_p) και Granger (ET_b) απεικονίζονται ακολούθως για τις 21 ημέρες της περιόδου μελέτης σε ισάριθμες δορυφορικές εικόνες α, β και γ αντίστοιχα (Σχήματα 29 έως 49).

Τα στατιστικά στοιχεία κάθε εικόνας (ιστόγραμμα, ελάχιστη, μέγιστη και μέση τιμή) περιλαμβάνονται στο Παράρτημα.

Όπως ήταν αναμενόμενο (Κεφάλαιο 5.3), οι υπολογισμοί εξατμοδιαπνοής στα όρια της περιοχής μελέτης, όπου και βρίσκονται οι σταθμοί Τρικάλων και Αγχιάλου, παρουσιάζουν μερικές φορές σημαντική διακύμανση.

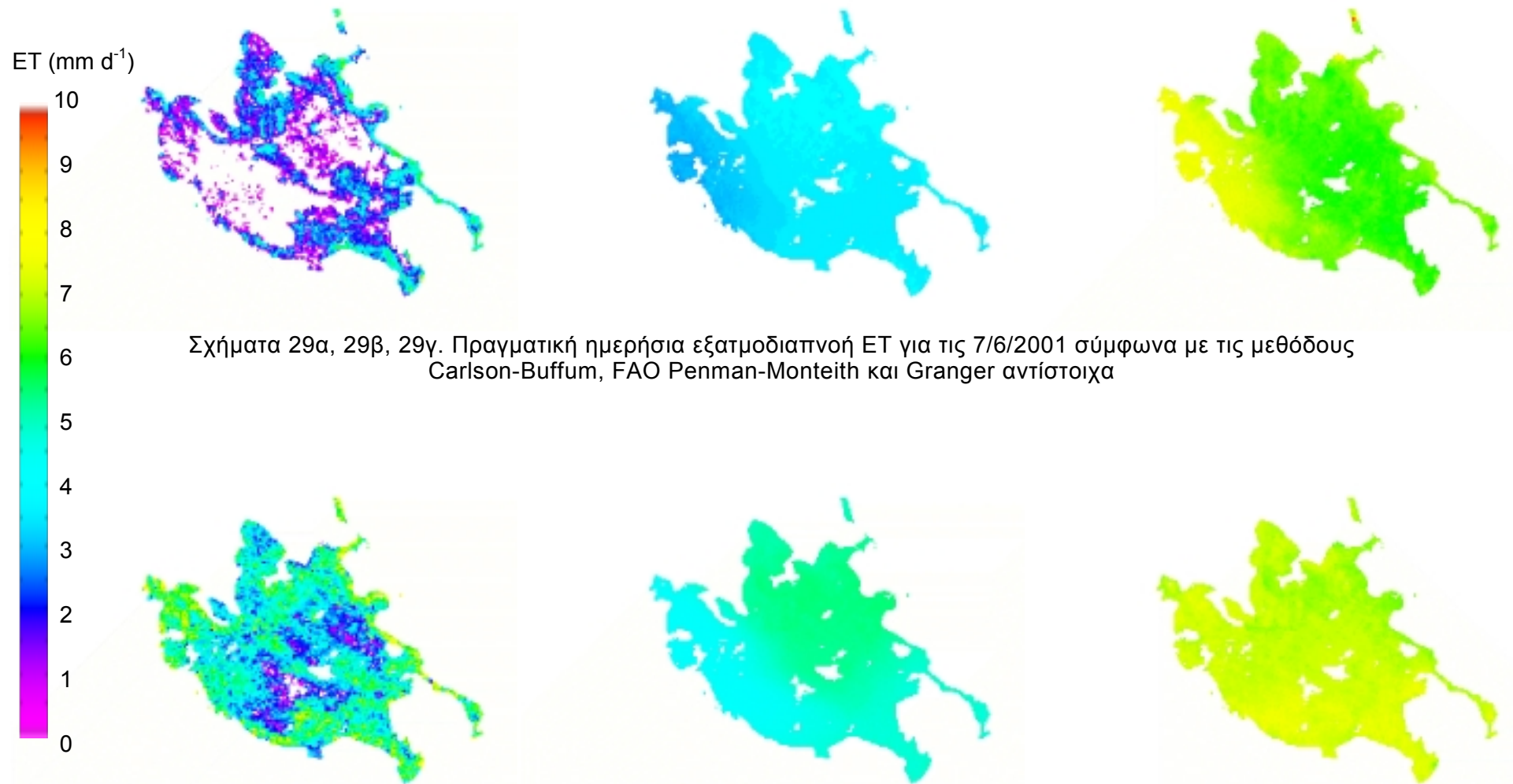
Επομένως, για ακριβέστερη αξιολόγηση των αποτελεσμάτων, παρουσιάζονται επιπλέον σε μορφή πίνακα (Πίνακας 16) και διαγράμματος (Σχήμα 50) οι υπολογισμοί της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με τις τρεις μεθόδους ενδεικτικά για περιοχή στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας, για κάθε ημέρα της περιόδου μελέτης.

Στον Πίνακα 16 υπολογίζονται επίσης τα σφάλματα στην εκτίμηση της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής με τις δύο τηλεπισκοπικές μεθόδους ως προς την προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδο FAO Penman-Monteith (ET_a-ET_p, ET_b-ET_p, ET_a/ET_p, ET_b/ET_p και $100 \cdot (ET_a - ET_p) / ET_p$, $100 \cdot (ET_b - ET_p) / ET_p$).

Για την μελέτη της επιρροής του ανέμου στα αποτελέσματα των μεθόδων, αναγράφονται στον ίδιο πίνακα και οι ταχύτητες του ανέμου από τον σταθμό Λάρισας (κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας) για τις ημέρες εκτίμησης της πραγματικής εξατμοδιαπνοής.

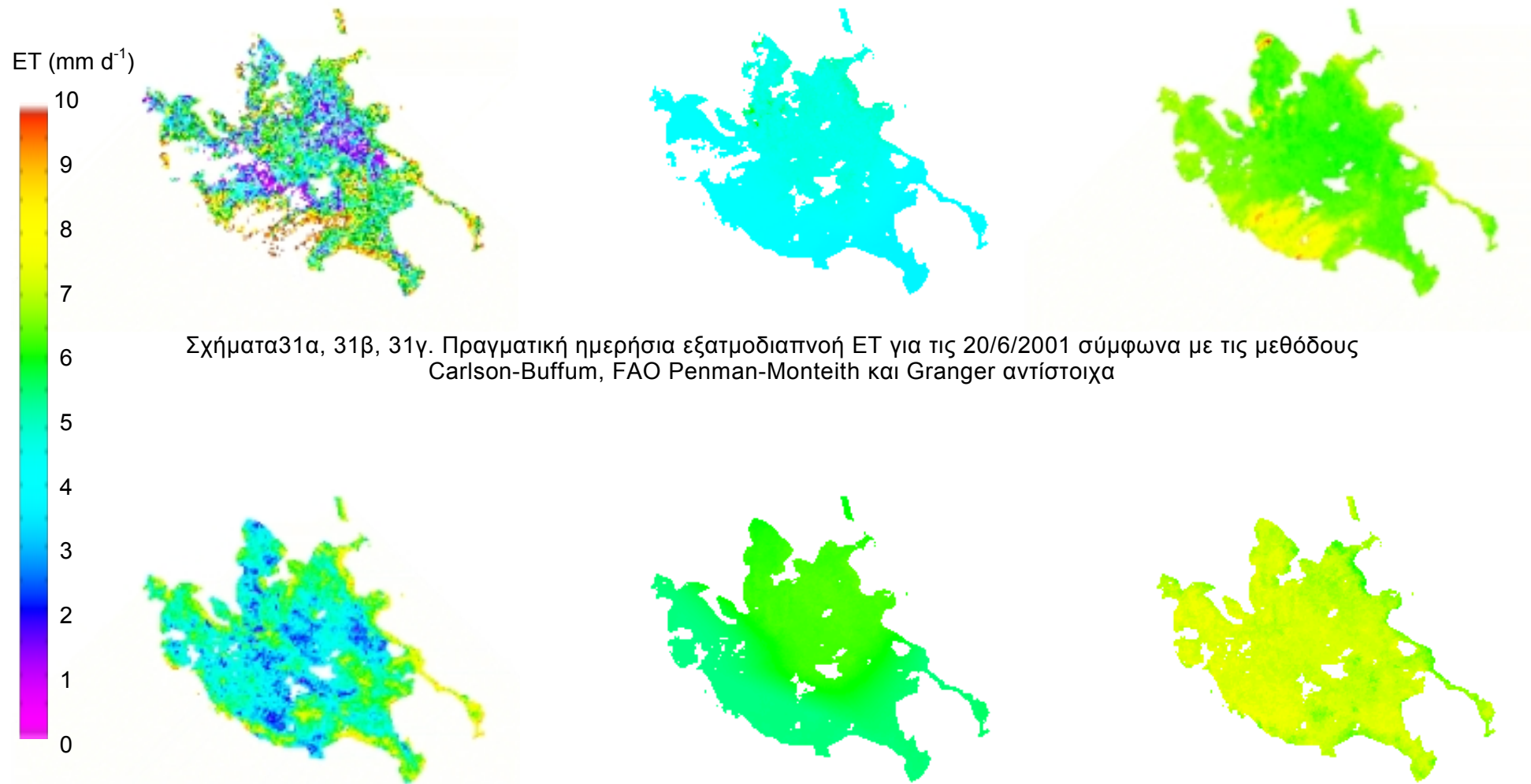
Τόσο τα σφάλματα των δύο τηλεπισκοπικών μεθόδων (διαφορά, λόγος, απόκλιση) όσο και οι ταχύτητες του ανέμου παρουσιάζονται επιπρόσθετα και σε μορφή διαγράμματος (Σχήματα 51,52 - 53,52 - 54,52 αντίστοιχα), για λόγους αντιπαραβολής και συσχετισμού με το διάγραμμα των εκτιμήσεων της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής (Σχήμα 50).

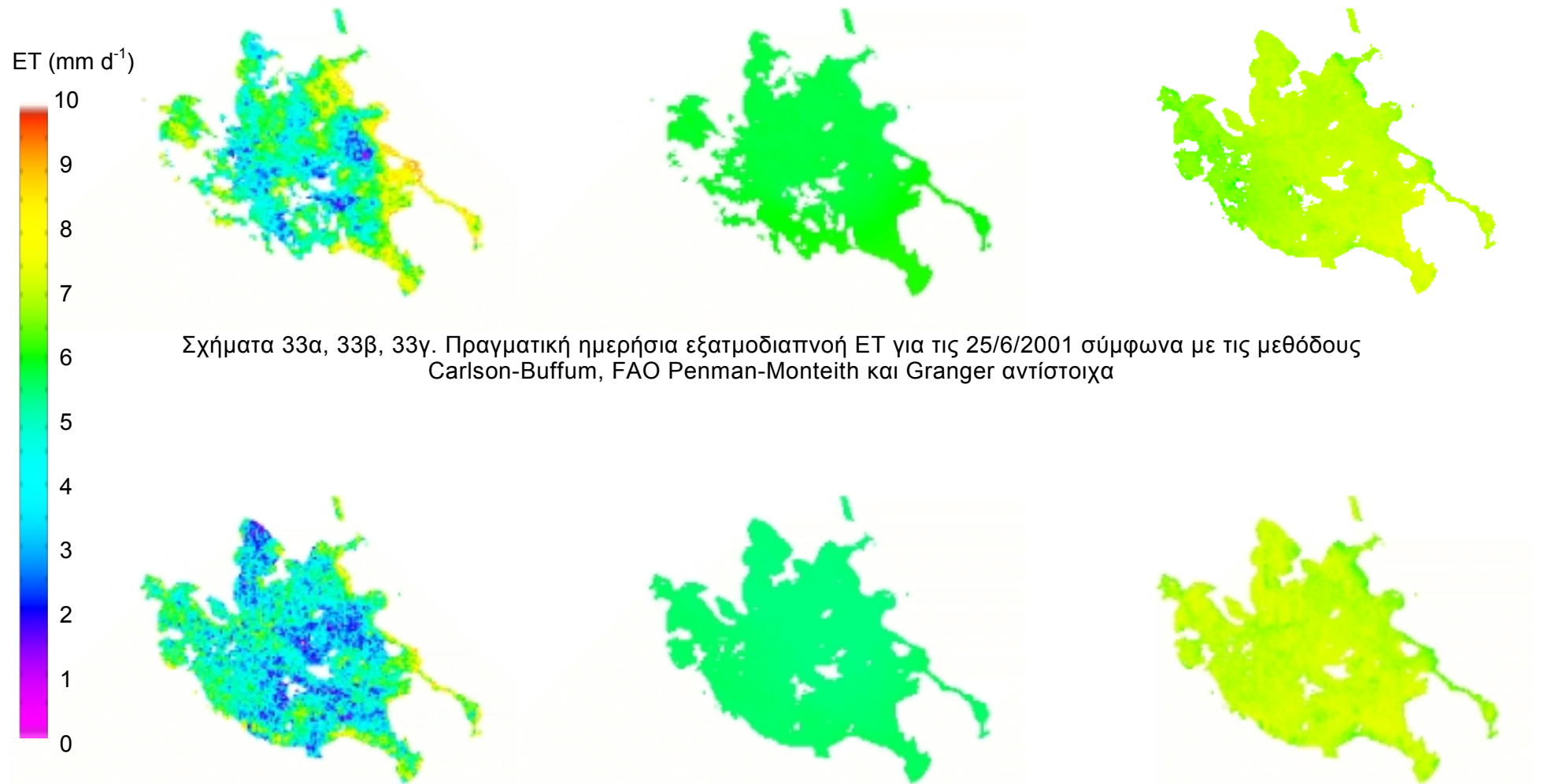
Τέλος, στον πίνακα 17 παρουσιάζονται οι υπολογισμοί του συντελεστή προσδιορισμού d (Κουτσογιάννης, 1997) σε συνδυασμό με τους υπολογισμούς του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMSE της εκτίμησης της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής των δύο τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την μέθοδο FAO Penman-Monteith στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας. Οι παράμετροι αυτές υπολογίζονται τόσο για το συνολικό χρονικό διάστημα μελέτης (1^η Ιουνίου ως 31^η Αυγούστου) όσο και ξεχωριστά για 3 στάδια (1^η Ιουνίου ως 25^η Ιουνίου, 25^η Ιουνίου ως 20^η Ιουλίου και 20^η Ιουλίου ως 31^η Αυγούστου) και επίσης τόσο για το σύνολο των 21 επιλεγμένων ημερών μελέτης όσο και με την εξαίρεση των 2 ημερών λόγω επίδρασης ανέμου.



Σχήματα 29α, 29β, 29γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 7/6/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

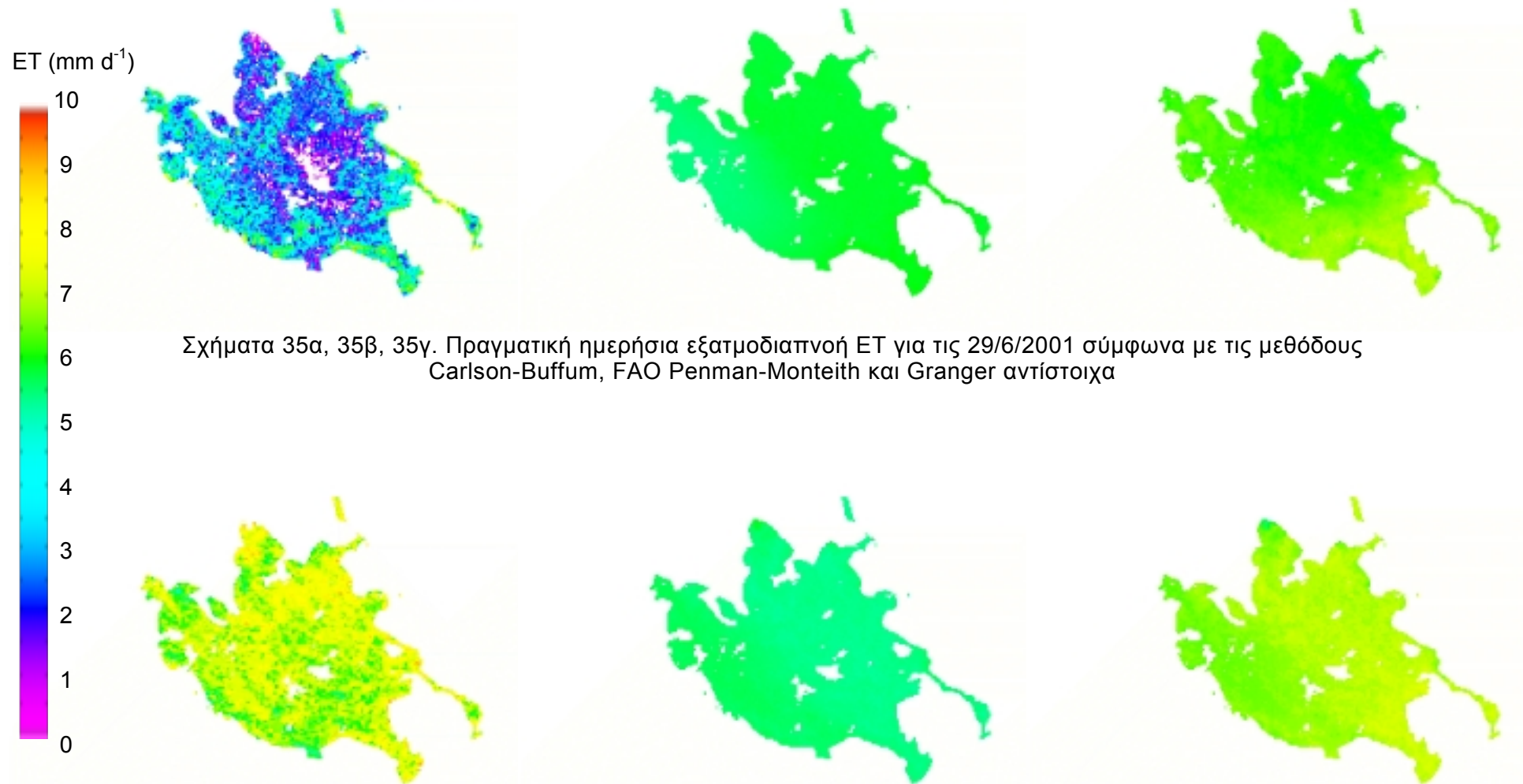
Σχήματα 30α, 30β, 30γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 12/6/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

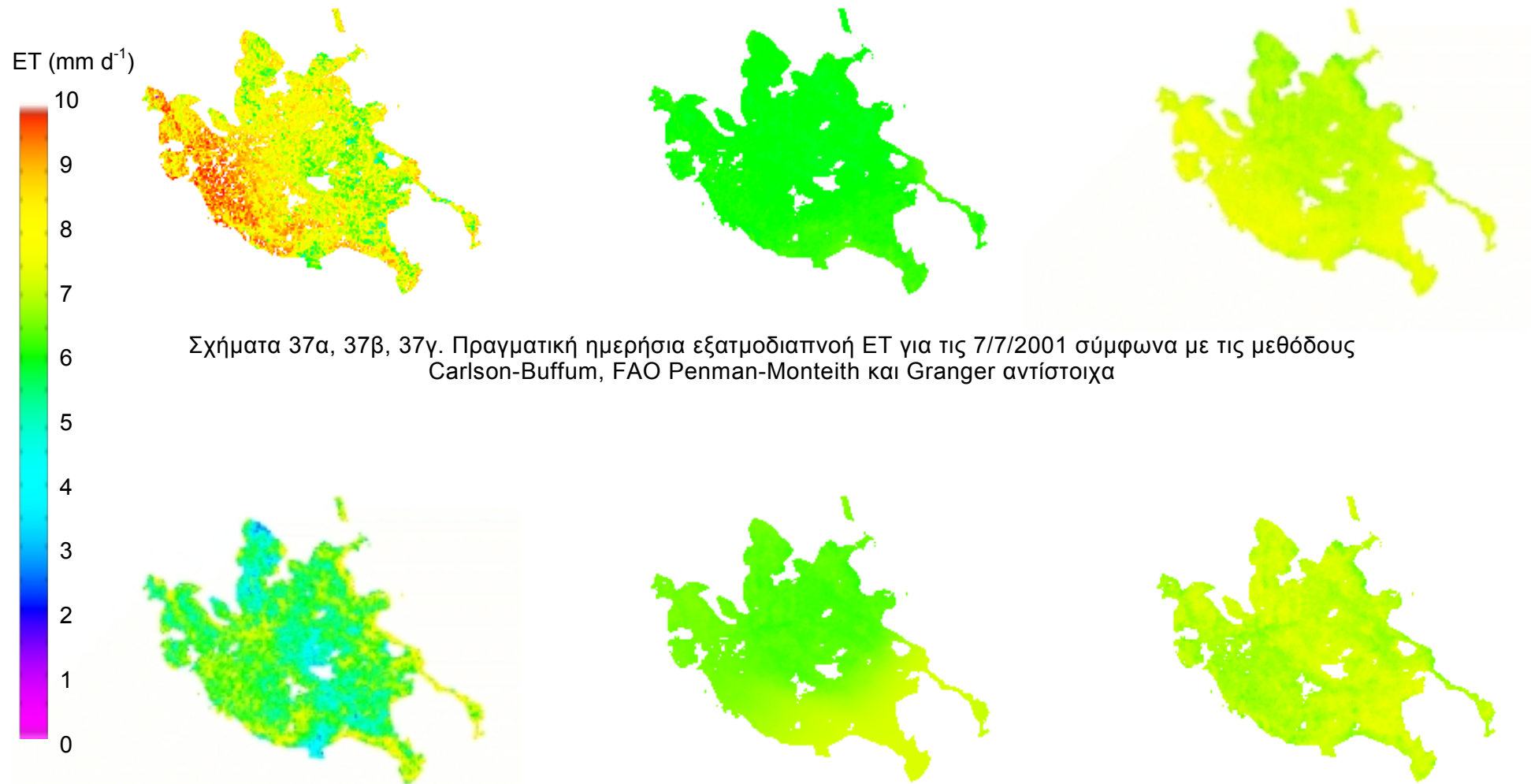




Σχήματα 33α, 33β, 33γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 25/6/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

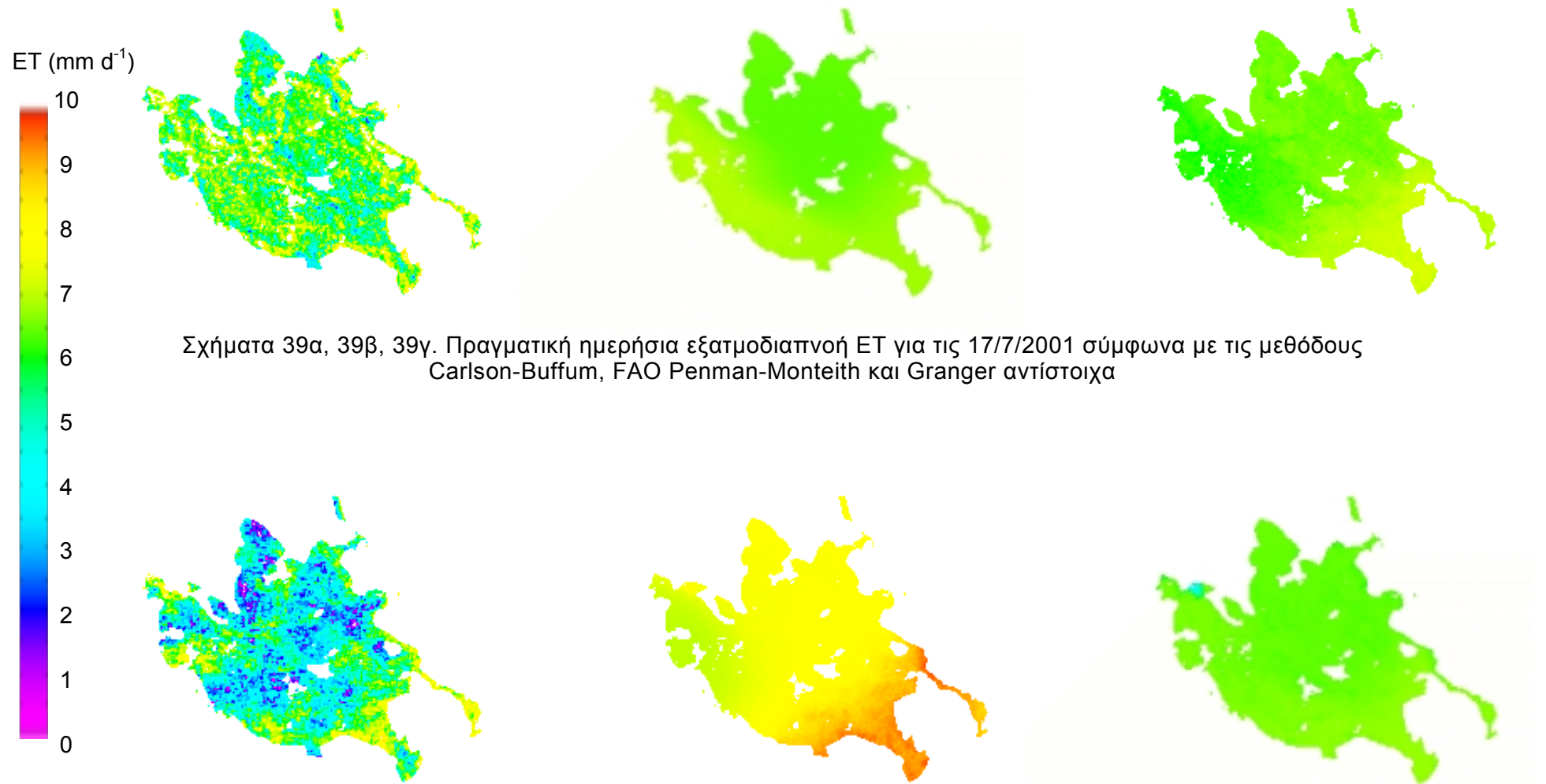
Σχήματα 34α, 34β, 34γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 28/6/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

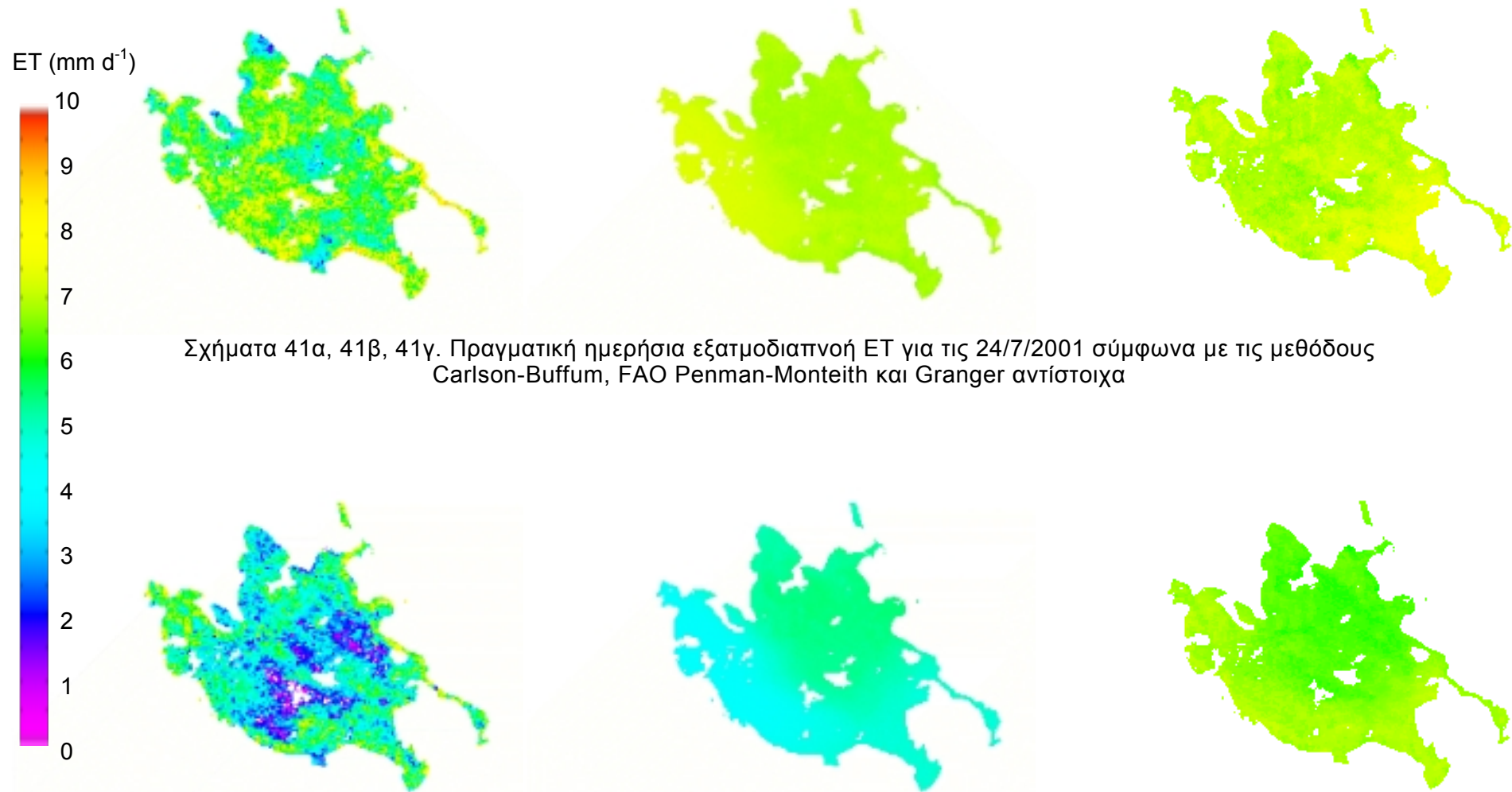




Σχήματα 37α, 37β, 37γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 7/7/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

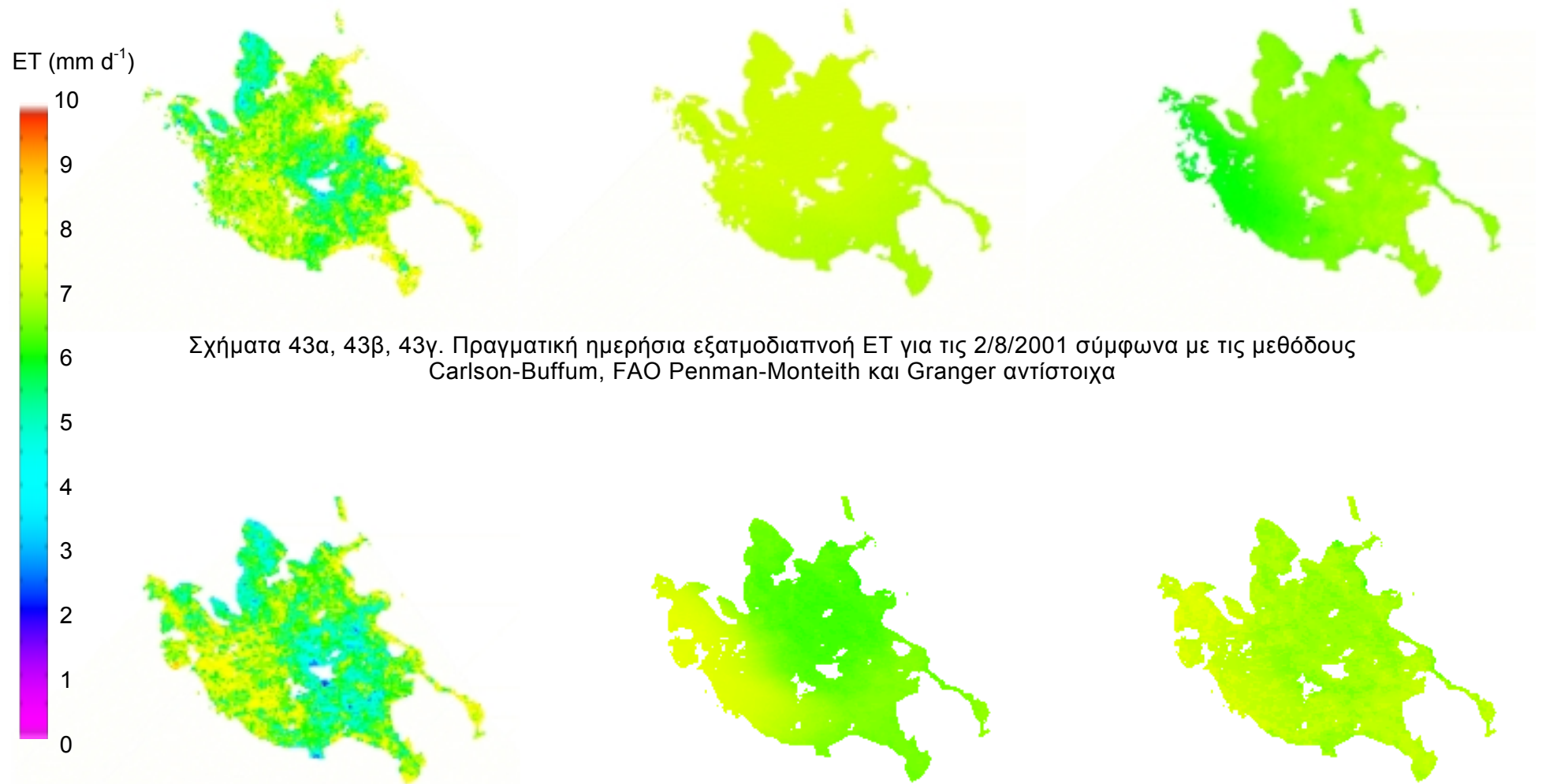
Σχήματα 38α, 38β, 38γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 15/7/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα





Σχήματα 41α, 41β, 41γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 24/7/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

Σχήματα 42α, 42β, 42γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 26/7/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα



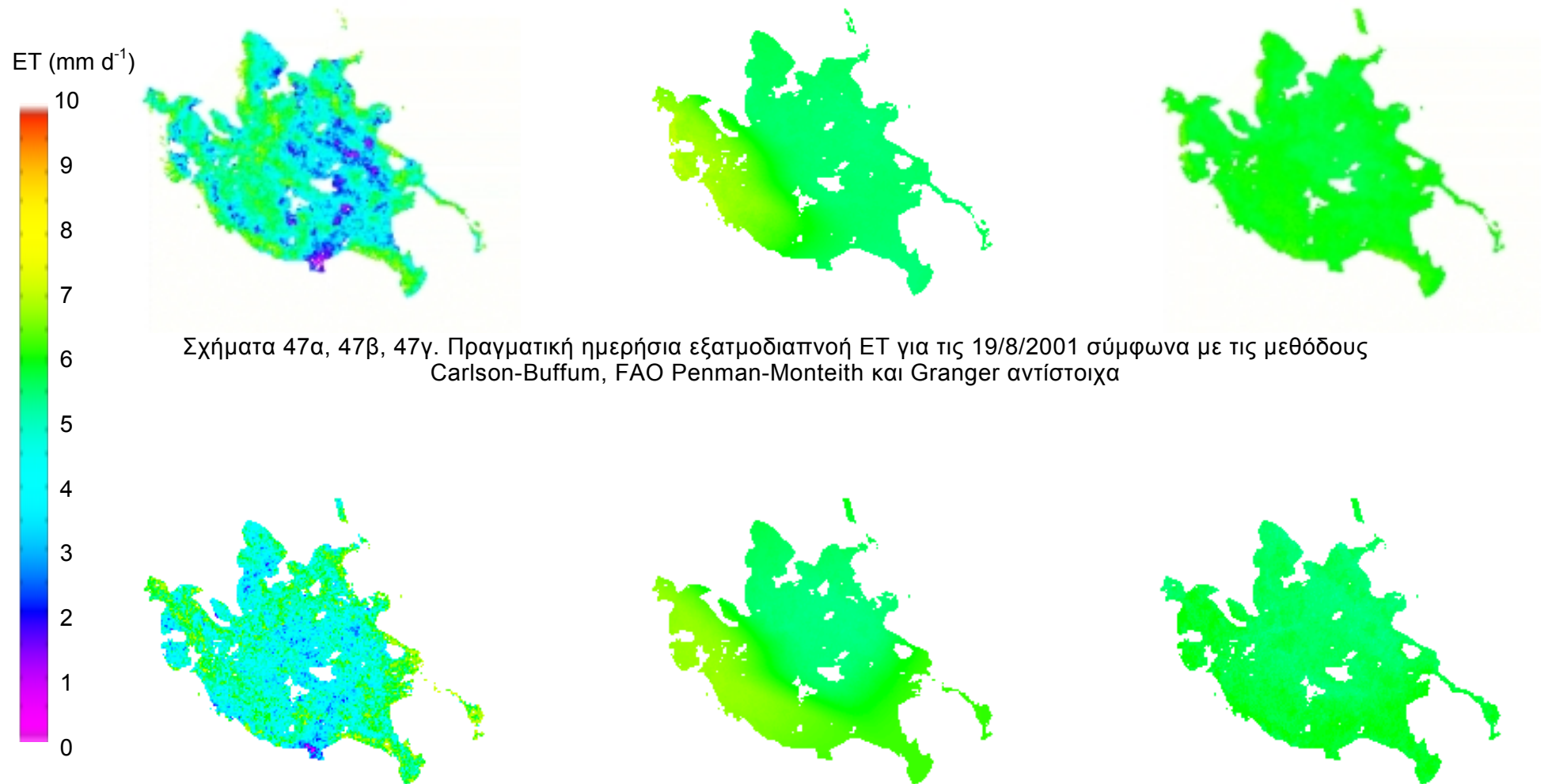
Σχήματα 43α, 43β, 43γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 2/8/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

Σχήματα 44α, 44β, 44γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 4/8/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

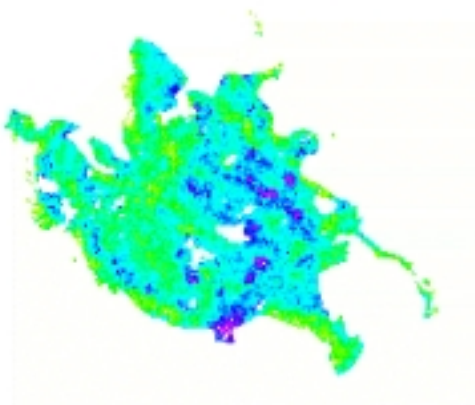


Σχήματα 45α, 45β, 45γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 6/8/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

Σχήματα 46α, 46β, 46γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 12/8/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα



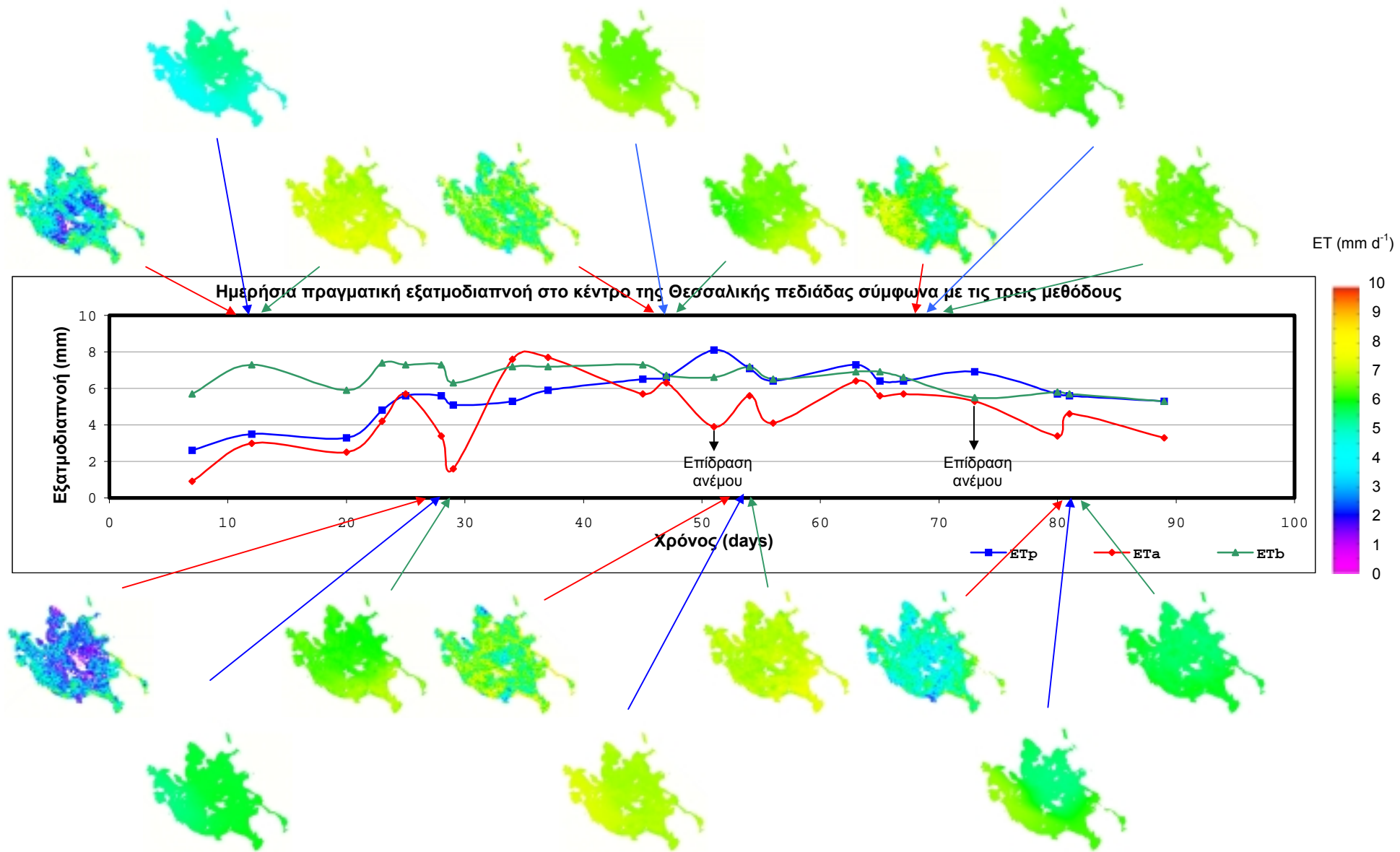
ET (mm d⁻¹)



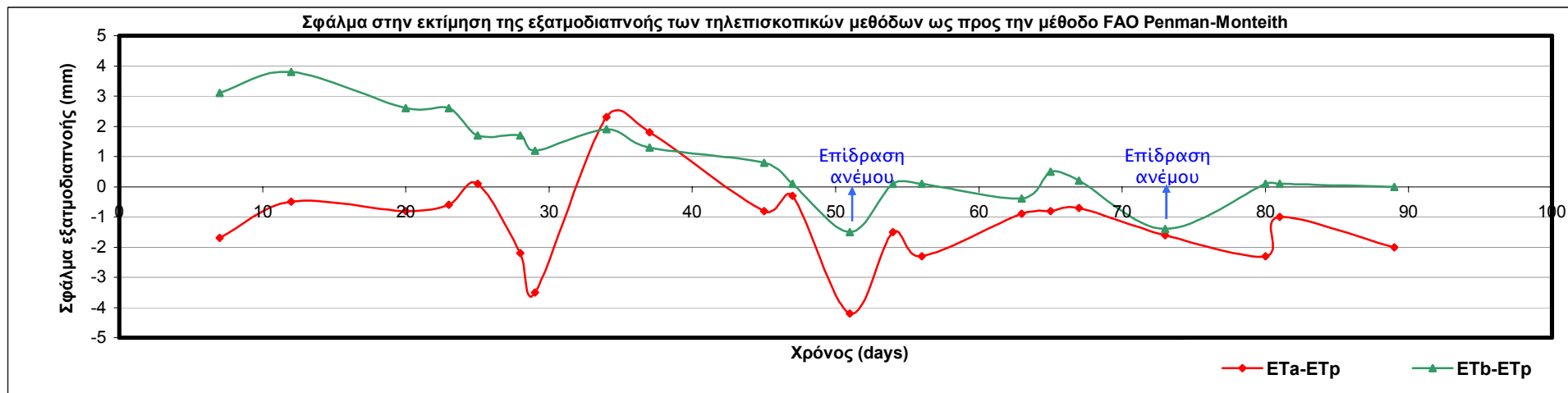
Σχήματα 49α, 49β, 49γ. Πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή ET για τις 28/8/2001 σύμφωνα με τις μεθόδους Carlson-Buffum, FAO Penman-Monteith και Granger αντίστοιχα

Πίνακας 16. Υπολογισμοί της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής σύμφωνα με τις τρεις μεθόδους και των σφαλμάτων των τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδο FAO Penman-Monteith για περιοχή στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας

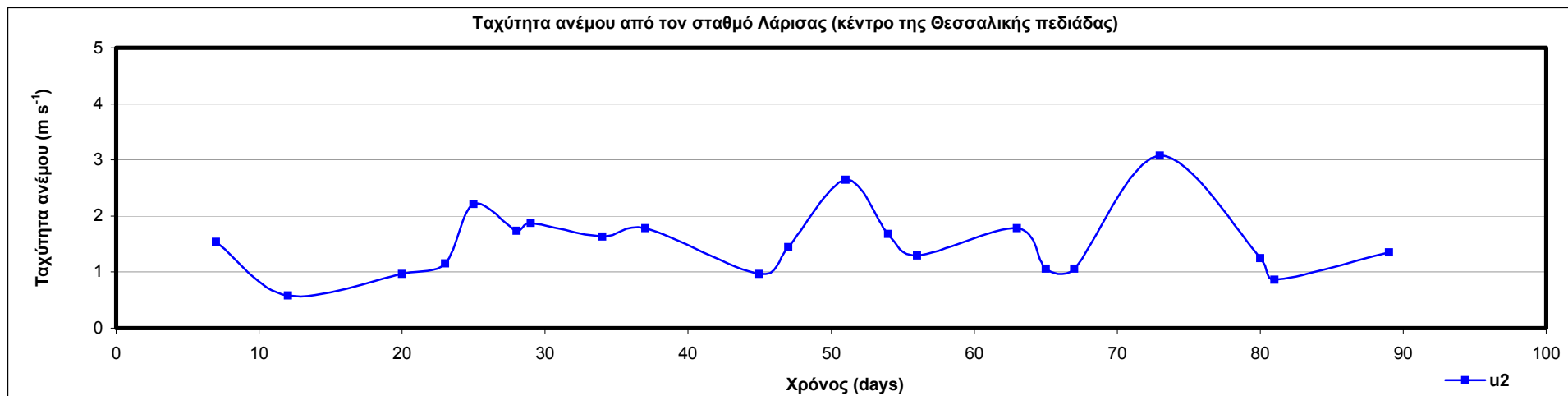
α/α	Ημερομηνία	Ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή ET για περιοχή στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας			Σφάλματα των τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδο FAO Penman-Monteith						Ταχύτητα ανέμου από τον σταθμό Λάρισας $u_{2.648} \text{ (m s}^{-1}\text{)}$
		Μέθοδος Carlson- Buffum ETa (mm)	Μέθοδος FAO Penman- Monteith ETp (mm)	Μέθοδος Granger ETb (mm)	ETa-ETp (mm)	ETb-ETp (mm)	ETa/ETp (-)	ETb/ETp (-)	100*(ETa- ETp)/ETp (%)	100*(ETb- ETp)/ETp (%)	
1	7/6/2001	0,9	2,6	5,7	-1,7	3,1	0,35	2,19	-65	119	1,54
2	12/6/2001	3,0	3,5	7,3	-0,5	3,8	0,86	2,09	-14	109	0,58
3	20/6/2001	2,5	3,3	5,9	-0,8	2,6	0,76	1,79	-24	79	0,96
4	23/6/2001	4,2	4,8	7,4	-0,6	2,6	0,88	1,54	-13	54	1,15
5	25/6/2001	5,7	5,6	7,3	0,1	1,7	1,02	1,30	2	30	2,21
6	28/6/2001	3,4	5,6	7,3	-2,2	1,7	0,61	1,30	-39	30	1,73
7	29/6/2001	1,6	5,1	6,3	-3,5	1,2	0,31	1,24	-69	24	1,88
8	4/7/2001	7,6	5,3	7,2	2,3	1,9	1,43	1,36	43	36	1,64
9	7/7/2001	7,7	5,9	7,2	1,8	1,3	1,31	1,22	31	22	1,78
10	15/7/2001	5,7	6,5	7,3	-0,8	0,8	0,88	1,12	-12	12	0,96
11	17/7/2001	6,3	6,6	6,7	-0,3	0,1	0,95	1,02	-5	2	1,44
12	21/7/2001	3,9	8,1	6,6	-4,2	-1,5	0,48	0,81	-52	-19	2,65
13	24/7/2001	5,6	7,1	7,2	-1,5	0,1	0,79	1,01	-21	1	1,68
14	26/7/2001	4,1	6,4	6,5	-2,3	0,1	0,64	1,02	-36	2	1,30
15	2/8/2001	6,4	7,3	6,9	-0,9	-0,4	0,88	0,95	-12	-5	1,78
16	4/8/2001	5,6	6,4	6,9	-0,8	0,5	0,88	1,08	-13	8	1,06
17	6/8/2001	5,7	6,4	6,6	-0,7	0,2	0,89	1,03	-11	3	1,06
18	12/8/2001	5,3	6,9	5,5	-1,6	-1,4	0,77	0,80	-23	-20	3,08
19	19/8/2001	3,4	5,7	5,8	-2,3	0,1	0,60	1,02	-40	2	1,25
20	20/8/2001	4,6	5,6	5,7	-1,0	0,1	0,82	1,02	-18	2	0,87
21	28/8/2001	3,3	5,3	5,3	-2,0	0,0	0,62	1,00	-38	0	1,35



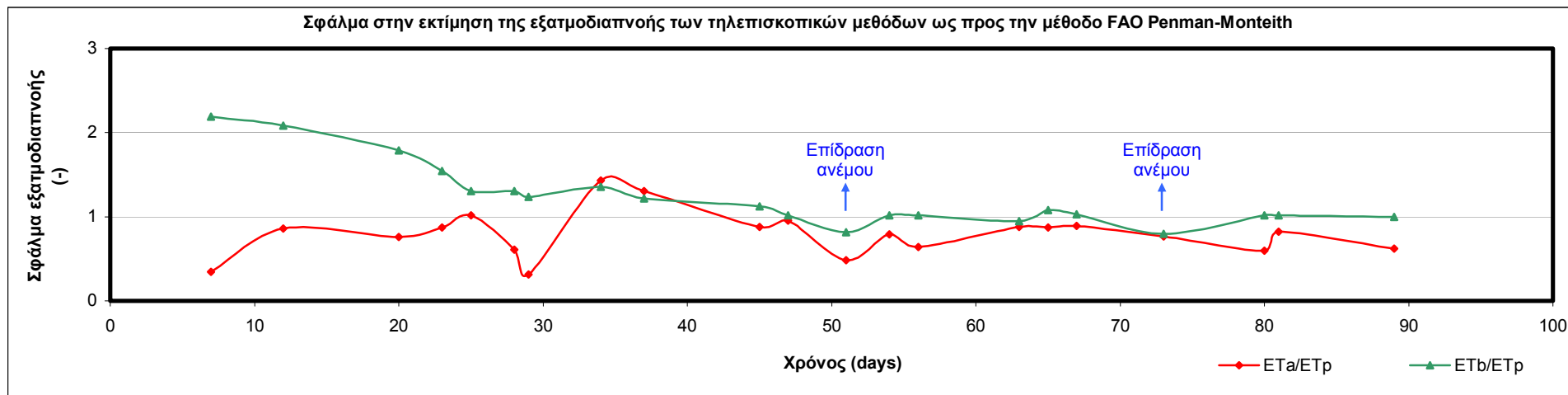
Σχήμα 50. Υπολογισμοί ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας σύμφωνα με τις τρεις μεθόδους



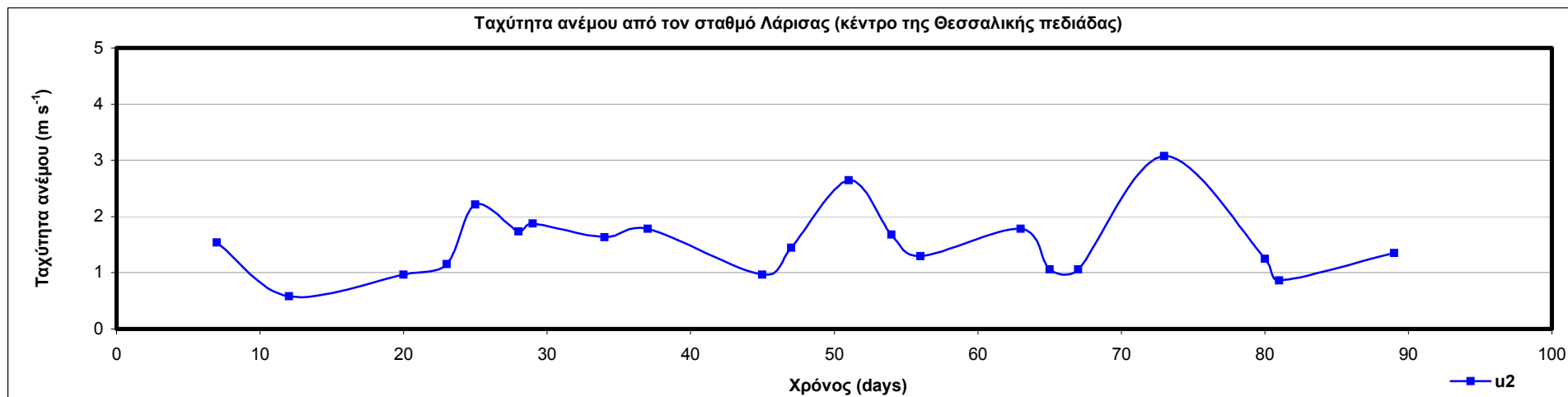
Σχήμα 51. Υπολογισμοί σφαλμάτων στην εκτίμηση της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής των δύο τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την μέθοδο FAO Penman-Monteith στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας



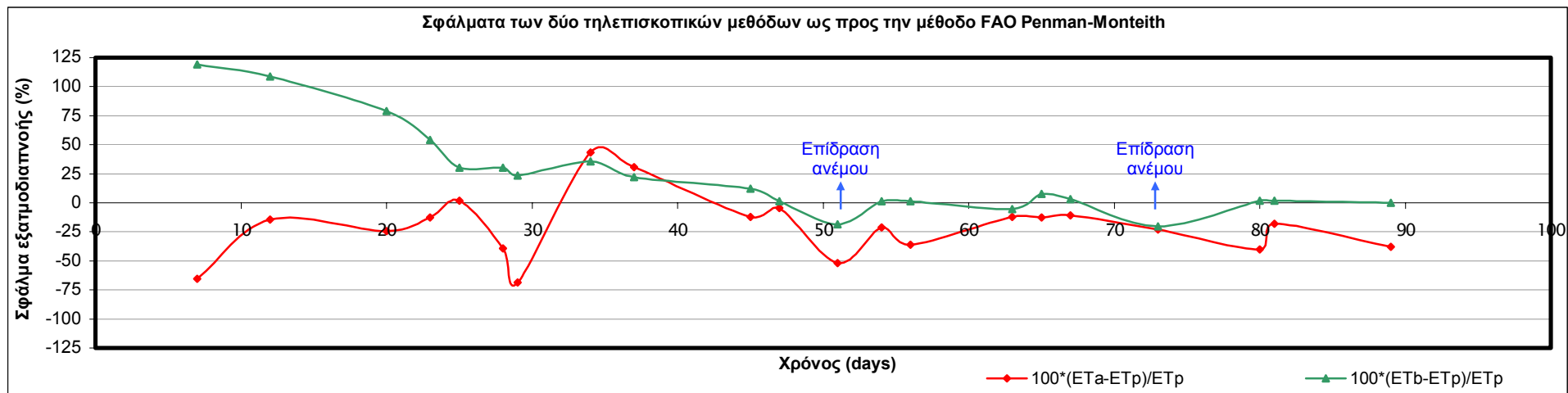
Σχήμα 52. Ταχύτητα ανέμου από τον σταθμό Λάρισας (κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας) για τις ημέρες εκτίμησης της πραγματικής εξατμοδιαπνοής



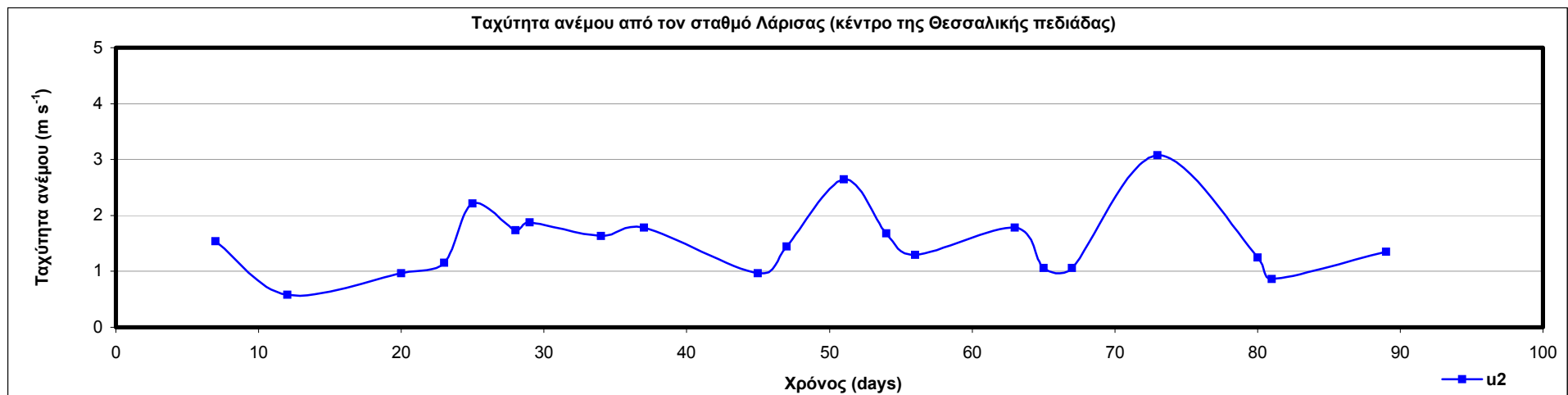
Σχήμα 53. Υπολογισμοί σφαλμάτων στην εκτίμηση της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής των δύο τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την μέθοδο FAO Penman-Monteith στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας



Σχήμα 52. Ταχύτητα ανέμου από τον σταθμό Λάρισας (κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας) για τις ημέρες εκτίμησης της πραγματικής εξατμοδιαπνοής



Σχήμα 54. Υπολογισμοί σφαλμάτων στην εκτίμηση της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής των δύο τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την μέθοδο FAO Penman-Monteith στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας



Σχήμα 52. Ταχύτητα ανέμου από τον σταθμό Λάρισας (κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας) για τις ημέρες εκτίμησης της πραγματικής εξατμοδιαπνοής

Πίνακας 17. Υπολογισμοί του συντελεστή προσδιορισμού d και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMSE στην εκτίμηση της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής των δύο τηλεπισκοπικών μεθόδων ως προς την προσαρμοσμένη μέθοδο FAO Penman-Monteith στο κέντρο της Θεσσαλικής πεδιάδας και της προσαρμοσμένης μεθόδου FAO Penman-Monteith ως προς τις μέσες τιμές της ανά στάδιο

Συντελεστής προσδιορισμού d και μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMSE		Σύνολο 21 επιλεγμένων ημερών		Εξαίρεση 2 ημερών λόγω επίδρασης ανέμου		Σύνολο 21 επιλεγμένων ημερών	Εξαίρεση 2 ημερών λόγω επίδρασης ανέμου
		ETa~ETp	ETb~ETp	ETa~ETp	ETb~ETp	ETp~ETpm	
Όλο το διάστημα: 1 Ιουνίου - 31 Αυγούστου	D (-)	0,35	0,04	0,48	0,11	Σφάλμα της προσαρμοσμένης μεθόδου FAO Penman-Monteith ως προς τις μέσες τιμές της ανά στάδιο	
	RMSE (mm ²)	3,14	0,46	3,42	0,44		
Τρία στάδια: 1) 1 Ιουνίου - 25 Ιουνίου 2) 25 Ιουνίου - 20 Ιουλίου 3) 20 Ιουλίου - 31 Αυγούστου	d ₁ (-)	0,97	0,60	0,97	0,60	0,72	0,68
	RMSE ₁ (mm ²)	2,61	0,57	2,61	0,57	3,08	2,45
	d ₂ (-)	0,17	0,06	0,17	0,06	0,04	0,23
	RMSE ₂ (mm ²)	4,91	0,14	4,91	0,14	0,01	0,09
	d ₃ (-)	0,18	0,39	0,71	0,88	0,49	0,56
	RMSE ₃ (mm ²)	1,04	0,40	1,17	0,40	0,65	0,56

6. Συμπεράσματα

6.1 Συμβολή της Τηλεπισκόπησης στην εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής

- ❖ Η εξατμοδιαπνοή αποτελεί μια από τις κύριες συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου και συνεπώς είναι αναγκαία η όσο το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμησή της. Αυτό όμως αποδεικνύεται ιδιαίτερα δύσκολο καθώς η πραγματική εξατμοδιαπνοή δεν μπορεί να μετρηθεί άμεσα, επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες και ποικίλλει σημαντικά στο χρόνο και στο χώρο.
- ❖ Οι μετεωρολογικοί σταθμοί έχουν τη δυνατότητα να μετρούν διάφορες μεταβλητές με ακρίβεια αλλά δεν παύουν να αντιπροσωπεύουν σημειακές τιμές. Επομένως, αφού πρακτικά είναι αδύνατος ο πολλαπλασιασμός των σταθμών ώστε να θεωρηθεί ότι επιτυγχάνεται επαρκής κάλυψη, οι μετρήσεις εδάφους μπορούν να χρησιμοποιηθούν μόνο σε περιορισμένο αριθμό σημείων.
- ❖ Με την αξιοποίηση δεδομένων τηλεπισκόπησης γίνεται τεχνικά και οικονομικά εφικτή η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής σε περιφερειακή κλίμακα, δεδομένου ότι τα τηλεπισκοπικά δεδομένα παρέχουν εκτιμήσεις σε υψηλή χωρική και χρονική ανάλυση.
- ❖ Ο συνδυασμός επίγειων συμβατικών δεδομένων και δεδομένων Τηλεπισκόπησης είναι ακόμα πιο σημαντικός στις περιοχές με ανεπαρκές ή και ανύπαρκτο δίκτυο σταθμών εδάφους.
- ❖ Περιορισμοί στη χρήση δορυφορικών δεδομένων αποτελούν η νεφοκάλυψη, οι ατμοσφαιρικές επιδράσεις και οι έντονες κλίσεις του αναγλύφου.
- ❖ Η εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής συνδυάζοντας συμβατικές μετεωρολογικές μετρήσεις εδάφους και δεδομένα μετεωρολογικών δορυφόρων έχει μελετηθεί ευρέως τις τελευταίες δεκαετίες. Διάφορες μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί για τον σκοπό αυτό και έχει αποδειχθεί ότι αποτελούν ένα πολύτιμο εργαλείο για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής σε περιφερειακή και παγκόσμια κλίμακα.
- ❖ Από τις δορυφορικές εικόνες αξιοποιούνται τα ορατά κανάλια 1, 2 για τον υπολογισμό της λευκαύγειας (albedo) και του κανονικοποιημένου δείκτη βλάστησης (NDVI) και τα υπέρυθρα κανάλια 4, 5 για τον υπολογισμό της επιφανειακής θερμοκρασίας (T_s), λαμβάνοντας υπόψη τον δείκτη βλάστησης.
- ❖ Οι παράμετροι που υπολογίζονται από τις δορυφορικές εικόνες μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως δεδομένα εισόδου όχι μόνο για τις τηλεπισκοπικές μεθόδους, αλλά και για την επιφανειακή αναγωγή της μεθόδου FAO Penman-Monteith, η οποία θεωρείται ως η πιο αξιόπιστη μέθοδος εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής.
- ❖ Η ακρίβεια των μεθόδων εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής αναμένεται να αυξηθεί ακόμα περισσότερο αν συνδυαστούν δεδομένα από διαφορετικού τύπου δορυφόρους (π.χ. NOAA-AVHRR, LANDSAT, SPOT) και αν αξιοποιηθούν λεπτομερείς χάρτες εδαφικής κάλυψης από υψηλής ανάλυσης δορυφορικά δεδομένα.

6.2 Αποτελέσματα της εφαρμογής στον Ελλαδικό χώρο

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής υπολογίστηκε η ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή για 21 επιλεγμένες ημέρες κατά την διάρκεια της θερινής περιόδου του 2001 (Ιούνιος - Ιούλιος - Αύγουστος) για την Θεσσαλική πεδιάδα, στην υδρολογική λεκάνη του ποταμού Πηνειού. Για την συγκεκριμένη μελέτη τρεις διαφορετικές μέθοδοι προσαρμόστηκαν κατάλληλα και εφαρμόστηκαν: οι τηλεπισκοπικές μέθοδοι Granger (Granger, 2000) και Carlson-Buffum (Carlson and Buffum, 1989) που χρησιμοποιούν δορυφορικά δεδομένα σε συνδυασμό με επίγειες μετεωρολογικές μετρήσεις και η προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδος FAO Penman-Monteith (FAO, 1998), η οποία αποτέλεσε και την μέθοδο αναφοράς.

Οι μέθοδοι αυτές αξιοποιούν τα ίδια τηλεπισκοπικά δεδομένα (υπολογισμούς κανονικοποιημένου δείκτη βλάστησης, λευκαύγειας και επιφανειακής θερμοκρασίας από τις δορυφορικές εικόνες), αλλά διαφοροποιούνται σαφώς στις απαιτήσεις τους σε μετεωρολογικά δεδομένα από τους συμβατικούς σταθμούς εδάφους. Επίσης η μέθοδος Carlson-Buffum απαιτεί την επιφανειακή θερμοκρασία σε δύο πρωινές χρονικές στιγμές. Και οι τρεις μέθοδοι υπολογίζουν τελικά την πραγματική ημερήσια εξατμοδιαπνοή σε κάθε *rixel* της περιοχής ενδιαφέροντος. Τα αποτελέσματα της μελέτης είναι ενθαρρυντικά.

6.2.1 Μέθοδος FAO Penman-Monteith

- ❖ Η προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδος FAO Penman-Monteith απαιτεί ως συμβατικά δεδομένα εισόδου την ηλιακή ακτινοβολία (R_s), την καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων (R_{nl}), την ταχύτητα του ανέμου (u_2), το έλλειμμα κορεσμού στην ατμόσφαιρα ($e_s - e_a$), την ατμοσφαιρική πίεση (P) και τον συντελεστή καλλιέργειας (K_c).
- ❖ Το μεγάλο πλεονέκτημα της αξιοποίησης δορυφορικών εικόνων για τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής με την συμβατική μέθοδο FAO Penman-Monteith είναι η αυξημένη αξιοπιστία και χωρική ανάλυση, δεδομένου ότι χρησιμοποιείται επιφανειακή κατανομή της θερμοκρασίας εδάφους και ιδιαίτερα της λευκαύγειας (αντί να λαμβάνεται ενιαία σταθερή τιμή $\alpha=0.23$) για την συγκεκριμένη ημέρα και περιοχή ενδιαφέροντος.
- ❖ Στο πρώτο μισό του σταδίου ανάπτυξης των καλλιεργειών (2^ο στάδιο - γραμμικά αυξανόμενος K_c) ο συντελεστής προσδιορισμού d της μεθόδου αυτής ως προς τις μέσες τιμές της ανά στάδιο είναι πολύ μεγάλος (0.72) αλλά μεγάλο είναι και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMSE (3.08 mm²). Στο δεύτερο μισό του σταδίου ανάπτυξης ο συντελεστής προσδιορισμού είναι πολύ μικρός (0.04) αλλά πολύ μικρό είναι και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (0.01 mm²). Τέλος στο επόμενο στάδιο (3^ο στάδιο - σταθερός K_c) ο συντελεστής προσδιορισμού είναι μεγάλος (0.49) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρό (0.65 mm²).
- ❖ Αν δεν ληφθούν υπόψη οι δύο τιμές που αντιστοιχούν σε σχετικά αυξημένες ταχύτητες του ανέμου (2.65 και 3.08 m s⁻¹) κατά τη διάρκεια του 3^{ου} σταδίου, η εικόνα βελτιώνεται: ο συντελεστής προσδιορισμού γενικά αυξάνεται, κυρίως στο δεύτερο μισό του 2^{ου} σταδίου αλλά και στο 3^ο στάδιο (γίνεται 0.23 και 0.56 αντίστοιχα) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα γενικά μειώνεται, κυρίως στο πρώτο μισό του 2^{ου} σταδίου αλλά και στο 3^ο στάδιο (γίνεται 2.45 mm² και 0.56 mm² αντίστοιχα).

6.2.2 Μέθοδος Granger

- ❖ Η μέθοδος Granger απαιτεί ως συμβατικά δεδομένα εισόδου την ηλιακή ακτινοβολία (R_s), την καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων (R_{nl}), την ταχύτητα του ανέμου (u_2), την κλιματική θερμοκρασία του αέρα στην περιοχή (T_{itm}), την ατμοσφαιρική πίεση (P) και το ύψος της βλάστησης (z_v).
- ❖ Η μέθοδος αυτή ακολουθεί γενικά την τάση και τις διακυμάνσεις της μεθόδου FAO Penman-Monteith, εκτός από τις ημέρες με σχετικά υψηλή ταχύτητα ανέμου, όπου υπεκτιμά την εξατμοδιαπνοή.
- ❖ Η μέθοδος υπερεκτιμά την ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή στο 2^ο στάδιο αλλά συστηματικά και με σταθερή πτωτική τάση καθώς αναπτύσσονται οι καλλιέργειες. Συγκεκριμένα στο πρώτο μισό του σταδίου ανάπτυξης υπάρχει υπερεκτίμηση της εξατμοδιαπνοής μεγαλύτερη από 30% με απόλυτο σφάλμα μεγαλύτερο από 1.7 mm (μάλιστα στο πρώτο τέταρτο του σταδίου ανάπτυξης το σφάλμα είναι μεταξύ 3.1 και 3.8 mm, με μέση υπερεκτίμηση 114%). Στο δεύτερο μισό του σταδίου ανάπτυξης το σφάλμα είναι μεταξύ 0 και 1.9 mm (0 έως 36% υπερεκτίμηση), σε ικανοποιητικά δηλαδή επίπεδα. Στο 3^ο στάδιο το σφάλμα διατηρείται μικρότερο των 1.5 mm (απόκλιση μεταξύ -20% και +8%).
- ❖ Κατά τη διάρκεια του 3^{ου} σταδίου εμφανίζονται σαφώς δύο σχετικά σημαντικά σφάλματα υπεκτίμησης της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής (ποσοστό 20%, με απόλυτο σφάλμα 1.5 και 1.4 mm), τα οποία όμως συσχετίζονται εύλογα με τις αντίστοιχες σχετικά αυξημένες ταχύτητες του ανέμου (2.65 και 3.08 m s⁻¹). Αν δεν ληφθούν υπόψη οι δύο αυτές τιμές, το σφάλμα στο στάδιο αυτό περιορίζεται μεταξύ 0 και 0.5 mm (απόκλιση -5% έως +8%) είναι δηλαδή πολύ ικανοποιητικό.
- ❖ Για το σύνολο της περιόδου μελέτης ο συντελεστής προσδιορισμού της μεθόδου αυτής ως προς την προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδο FAO Penman-Monteith είναι 0.04 και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα 0.46 mm². Αν όμως εξεταστούν τα αποτελέσματα ανά στάδιο, τότε στο πρώτο μισό του 2^{ου} σταδίου ο συντελεστής προσδιορισμού είναι μεγάλος (0.60) και μικρό το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (0.57 mm²). Στο δεύτερο μισό του 2^{ου} σταδίου ο συντελεστής προσδιορισμού είναι πολύ μικρός (0.06) αλλά πολύ μικρό είναι και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (0.14 mm²). Τέλος στο 3^ο στάδιο ο συντελεστής προσδιορισμού είναι σχετικά μεγάλος (0.39) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρό (0.40 mm²).
- ❖ Αν δεν ληφθούν υπόψη οι δύο τιμές που αντιστοιχούν σε σχετικά αυξημένες ταχύτητες του ανέμου κατά τη διάρκεια του 3^{ου} σταδίου, ο συντελεστής προσδιορισμού για το σύνολο της περιόδου μελέτης αυξάνεται (0.11) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μειώνεται ελαφρά (0.44 mm²). Αν εξεταστούν τα αποτελέσματα ανά στάδιο, τότε παρατηρείται σαφής βελτίωση στο 3^ο στάδιο: σταθερό μέσο τετραγωνικό σφάλμα (0.40 mm²) αλλά μεγάλη αύξηση του συντελεστή προσδιορισμού (0.88).

6.2.3 Μέθοδος Carlson-Buffum

- ❖ Η μέθοδος Carlson-Buffum απαιτεί ως συμβατικά δεδομένα εισόδου την ηλιακή ακτινοβολία (R_s), την καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων (R_{nl}), την ταχύτητα του ανέμου (u_2) και την επιφανειακή τραχύτητα (z_o).

- ❖ Η μέθοδος αυτή ακολουθεί συχνά την τάση και τις διακυμάνσεις της μεθόδου FAO Penman-Monteith, αλλά έχει σαφώς περισσότερες αποκλίσεις σε σύγκριση με την μέθοδο Granger. Μάλιστα οι αποκλίσεις αυτές δεν οφείλονται μόνο στις υψηλές ταχύτητες ανέμου, όπου παρατηρείται υπεκτίμηση όπως και στην μέθοδο Granger, αλλά και σε άλλα αίτια που δεν προσδιορίζονται εύκολα.
- ❖ Η μέθοδος δίνει πολύ ικανοποιητική εκτίμηση της ημερήσιας πραγματικής εξατμοδιαπνοής στο πρώτο μισό του σταδίου ανάπτυξης των καλλιεργειών, με σφάλμα υπεκτίμησης που μειώνεται από 1.7 mm (65% υπεκτίμηση) ως 0 mm. Αντιθέτως, στο δεύτερο μισό του σταδίου ανάπτυξης παύει να ακολουθεί την καμπύλη της μεθόδου FAO Penman-Monteith και παρουσιάζει σημαντική αστάθεια, με σφάλμα που κυμαίνεται από -4 mm ως +2.3 mm (απόκλιση -69% ως +43%).
- ❖ Κατά τη διάρκεια του 3^{ου} σταδίου η μέθοδος αυτή ακολουθεί και πάλι την καμπύλη της μεθόδου FAO Penman-Monteith, υπεκτιμώντας όμως συνεχώς την ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή, με σφάλμα που κυμαίνεται από 0.7 έως 4.2 mm (-11 έως -52%). Αν δεν ληφθούν υπόψη οι τιμές -4.2 mm και -1.6 mm λόγω επίδρασης ανέμου (2.65 m s⁻¹ και 3.08 m s⁻¹), το σφάλμα στο στάδιο αυτό μειώνεται μεν σε επίπεδα από -2.3 mm ως -0.7 mm (-11 έως -40%), παραμένει όμως μη ικανοποιητικό.
- ❖ Για το σύνολο της περιόδου μελέτης ο συντελεστής προσδιορισμού της μεθόδου αυτής ως προς την προσαρμοσμένη με δορυφορικά δεδομένα μέθοδο FAO Penman-Monteith είναι 0.35 και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα 3.14 mm². Αν όμως εξεταστούν τα αποτελέσματα ανά στάδιο, τότε στο πρώτο μισό του 2^{ου} σταδίου ο συντελεστής προσδιορισμού είναι πολύ μεγάλος (0.97) αλλά σχετικά μεγάλο είναι και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (2.61 mm²). Στο δεύτερο μισό του 2^{ου} σταδίου ο συντελεστής προσδιορισμού είναι πολύ μικρός (0.17) και μεγάλο το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (4.91 mm²). Τέλος στο 3^ο στάδιο ο συντελεστής προσδιορισμού είναι επίσης μικρός (0.18) αλλά μικρό είναι και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (1.04 mm²).
- ❖ Αν δεν ληφθούν υπόψη οι δύο τιμές που αντιστοιχούν σε σχετικά αυξημένες ταχύτητες του ανέμου κατά τη διάρκεια του 3^{ου} σταδίου, ο συντελεστής προσδιορισμού για το σύνολο της περιόδου μελέτης αυξάνεται (0.48) αλλά αυξάνεται ελαφρά και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (3.42 mm²). Αν εξεταστούν τα αποτελέσματα ανά στάδιο, τότε παρατηρείται ομοίως σαφής βελτίωση στο 3^ο στάδιο: ελάχιστο μεγαλύτερο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (1.17 mm²) αλλά πολύ μεγάλη αύξηση του συντελεστή προσδιορισμού (0.71).

6.2.4 Συγκριτικά

- ❖ Σε ορισμένες περιπτώσεις παρατηρούνται έντονες διακυμάνσεις της εξατμοδιαπνοής στα όρια της περιοχής μελέτης. Οι διακυμάνσεις αυτές μπορούν να αποδοθούν αφενός στο ότι τα όρια αυτά βρίσκονται στην μεταβατική ζώνη μεταξύ πεδινής και ορεινής ή παραθαλάσσιας περιοχής, όπου υπάρχει διαφορετικός τύπος βλάστησης, και αφετέρου στο έντονο ανάγλυφο το οποίο αλλοιώνει τα χαρακτηριστικά της ανακλώμενης ακτινοβολίας και της εκπεμπόμενης θερμότητας λόγω σκιών.
- ❖ Η μέθοδος Granger είναι πιο σταθερή και ακριβής σε σύγκριση με την μέθοδο Carlson-Buffum. Άλλωστε είναι πιο αξιόπιστη ως προς το θεωρητικό της υπόβαθρο γιατί λαμβάνει υπόψη περισσότερες παραμέτρους.

- ❖ Η μέθοδος Carlson-Buffum είναι πιο απλή και απαιτεί λιγότερα συμβατικά δεδομένα εισόδου, αλλά απαιτεί δύο δορυφορικές εικόνες για κάθε ημέρα υπολογισμού με καλή ακρίβεια στην εκτίμηση των θερμοκρασιών.
- ❖ Η μέθοδος Carlson-Buffum εκτιμά καλύτερα την ημερήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή στο πρώτο μισό του σταδίου ανάπτυξης των καλλιεργειών, ενώ η μέθοδος Granger σε όλη την υπόλοιπη περίοδο.

Βιβλιογραφία

- Bartholic J.F., Namken L.N. and Wiegand C.L., 1972. Aerial thermal scanner to determine temperatures of soils and crop canopies differing in water stress. *Agronomy Journal* Vol. 64:603-608.
- Becker F., Bolle H.J. and Rowntree P.R., 1987. The International Satellite Land-Surface Climatology Project, *ISLCP Report* No. 10: 99.
- Bouchet R.J., 1963. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Proc.* Berkeley, CA Symp. Publ. 62: 134-142.
- Camillo P.J., Gurney R.J. and Schmugge T.J., 1983. A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. *Water Resour. Res.* Vol. 19:371.
- Carlson T.N. and Boland E., 1978. Analysis of urban-rural canopy using a surface heat flux / temperature model. *Journal of Applied Meteorology* Vol.17:998-1013.
- Carlson T.N., Dodd J.K., Benjamin S.G. and Cooper J.N., 1981. Satellite estimation of the surface energy balance, moisture availability and thermal inertia. *Journal of Applied Meteorology* Vol. 20:67.
- Carlson T. N., 1986. Regional scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote Sensing of Environment* Vol. 1:197-247.
- Carlson T.N. and Buffum M.J., 1989. On estimating total daily evapotranspiration from remote sensing surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment* Vol. 29, No. 2: 197-207.
- Caselles V. and Delegido J., 1987. Simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 8, No. 8: 1151-1162.
- Caselles V., Sobrino J.A. and Coll C., 1992. On the use of satellite thermal data for determining evapotranspiration in partially vegetated areas. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 13, No. 14:2669-2682.
- Choudhury B.J., 1991. Multispectral satellite data in the context of land surface heat balance. *Rev. Geophys.* Vol. 29:217-236.
- Doorenbos J. and Pruitt W.O., 1975. Guidelines for predicting crop water requirements, *FAO Irrigation and Drainage Paper 24*, Rome, 179 p.
- Engman E.T., 1991. Applications of microwave remote sensing of soil moisture for water resources and agriculture. *Remote Sensing of Environment* Vol.35: 213-226.
- FAO, 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Papers 56*. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Flores A.L. and Carlson T.N., 1987. Estimation of surface moisture availability from remote temperature measurements, *J. Geophys. Res.* Vol. 92 :9581-9585.

- Granger R.J., Gray D.M., 1989. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology* Vol. 111:21-29.
- Granger R.J., Gray D.M., 1990. A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments. *Nordic Hydrol.* Vol. 21:217-234.
- Granger R.J., 1991. *Evaporation from natural nonsaturated surfaces*. PhD thesis, University of Saskatchewan, pp.141.
- Granger R.J., 2000. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz Basin. *Journal of Hydrology* Vol. 229: 70-76.
- Gurney R.J. and Hall D.K., 1983. Satellite-derived surface energy balance estimates in the Alaskan Sub-Arctic. *Journal of Climate and Applied Meteorology* Vol. 22:115.
- Gurney R.J. and Camillo P.J., 1984. Modelling daily evapotranspiration using remotely sensed data. *Journal of Hydrology* Vol. 69:305.
- Jackson R.D., Reginato R.J. and Idso S.B., 1977. Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resour. Res.* Vol. 13 : 651.
- Kustas W.P., 1995. Recent advances associated with large scale field experiments in hydrology. *Rev. of Geophys. Suppl.*, p.959-965.
- Kustas W.P. and Norman J.M., 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal* Vol. 41, No. 4:495-516.
- Lagouarde J.P. and Brunet Y., 1989. Spatial integration of surface latent heat flux and evaporation mapping. *Adv. Space Res.* Vol. 7:259-264.
- MacFarland M.J., Miller R.I. and Neale C.M.U., 1990. Land surface temperature derived from SSM/I passive microwave brightness temperatures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* Vol. 28: 839-845.
- Menenti M., 1979. Defining relationships between surface characteristics and actual evaporation rate. *Note 1148, Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands.*
- Moran M.S., Jackson R.D., Raymond L.H., Gay L.W. and Slater P.N., 1989. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment* Vol. 30:77-87.
- Morton F.I., 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* Vol. 66:1-76.
- Nieuwenhuis G.J.A., Smidt E.H. and Thunissen H.A.M., 1985. Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 6:1319-1334.
- NOA, 1997. Surface Fluxes in climate System (S.F.IN.C.S.). *First Annual Report.*
- Penman H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A.* 193, pp.120-145.
- Price J.C., 1980. The potential of remotely sensed thermal infrared data to infer surface soil moisture and evaporation. *Water Resour. Res.* Vol. 16 :787.

- Price J.C., 1982a. On the use of satellite data to infer surface fluxes at meteorological scales. *Journal of Applied Meteorology* Vol. 21:1111.
- Price J.C., 1982b. Estimation of regional scale evapotranspiration through analysis of satellite thermal-infrared data. *I.E.E.E. Trans Geosci. remote Sensing* Vol. 20:286.
- Rambal S., Lacaze B., Mazurek K. and Debussche G., 1985. Comparison of hydrologically simulated and remotely-sensed actual evapotranspiration from some Mediterranean vegetation formations. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 6:1475-1481.
- Reginato R.J., Jackson R.D. and Pinter, P.J., 1985. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. *Remote Sensing of Environment* Vol. 18: 75.
- Riou C., Itier B. and Seguin B., 1988. The influence of surface roughness on the simplified relationship between daily evaporation and surface temperature. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 9:1529-1533.
- Rosema A., Bijlevel J.H., Reiniger P., Tassone G., Gurney R.J. and Blyth K., 1978. Tellus, a combined surface temperature, soil moisture and evaporation mapping approach. *Proceedings of the 12th International Symposium on the Remote Sensing of Environment*, Manilla, Philippines, p.2267.
- Sandholt I. and Andersen, H.S., 1993. Derivation of actual evapotranspiration in the Senegalese Sahel, using NOAA-AVHRR data during the 1987 growing season. *Remote Sensing of Environment* Vol. 46, No. 2:164-172.
- Seguin B., Baelz S. Monget J.M. and Petit V., 1982. Utilisation se la thermographie IR pour l'estimation de l' evaporation regionale. I - Mise au point methodologique sur le site de la Crau. *Agronomie* Vol. 2 :7-16. And II - Resultats obtenus a partir de donnees de satellite. *Agronomie* Vol. 2 :113-118.
- Seguin B. and Itier B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 4:371.
- Seguin B., 1984. Estimation de l' evapotranspiration a partir de l' infra-rouge thermique. In *Proceedings of the 2nd International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing* held in Bordeaux, France, on 12-16 September 1983, Lesa Colloques du INRA, No. 23 (Versailles: Institut National de la Recherche Agronomique), p.427-446.
- Seguin B., Assas E., Freteaud P., Imbernon J., Kerr Y. and Lagouarde J. P., 1987. Suivi du bilan hydrique a l'aide de la teledetection par satellite. *Application au Senegal, Report to the EEC-DG8*, Brussels, p.200.
- Sellers P.J., Meeson B.W., Hall F.G., Asrar G., Murphy R.E., Schiffer R.A., Bretherton F.P., Dickinson R.E., Ellingson R.G., Field C.B., Huemmrich K.F., Justice C.O., Melack J.M., Roulet N.T., Schimel D.S. and Try P.D., 1995. Remote Sensing of the land surface for studies of global change: Models - algorithms - experiments. *Remote Sensing of Environment* Vol. 51:1-17.
- Soer G.J.R., 1980. Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperatures. *Remote Sensing of Environment* Vol. 9:27.

- Sogaard H., 1988. Estimation of the surface energy balance in the Sahelian zone of Western Africa, *Geogr. Tidsskrift* Vol. 88:108-115.
- Taconet D., Carlson T.N., Bernard R. and Vidal-Magjar D., 1986. Evaluation of a surface vegetation model using satellite infrared surface temperatures. *Journal of Climate and Applied Meteorology* Vol. 25:1752-1767.
- Taconet D., Bernard R., and Vidal-Madjar D., 1986. Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA/AVHRR data. *Journal of Climate and Applied Meteorology* Vol. 25:284-307.
- Thunnissen H.A.M. and Nieuwenhuis G.J.A., 1990. Simplified method to estimate regional 24-h evapotranspiration from thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment* Vol. 31: 211-225.
- University of Arizona, 2003. *Conductance / Resistance ET models* (Watershed Hydrology Lecture 9), <http://grotto.snr.arizona.edu/WSM/WSM460/460lec09.htm>
- Van Bavel C.H.M., 1966. Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification. *Water Resour. Res.*, Vol. 2(3):455-467.
- Van de Griend, A.A. Camillo, P.J. and Gurney R.J., 1985. Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations. *Water Resour. Res.* Vol. 21:997-1009.
- Vidal A., Kerr Y., Lagouarde J.P. and Seguin B., 1986. Remote sensing and water balance: combined use of an agrometeorological model and of NOAA-AVHRR satellite thermal IR data. *Agricultural and Forest Meteorology* Vol. 39:155-175.
- Vidal A. and Perrier A., 1989. Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 10, No. 8:1327-1337.
- Vogt J., 1990. Calculation of T-O-A Albedo, NDVI, Surface Temperature, and Precipitable Water Content of the Atmosphere from NOAA AVHRR Data. *Technical Note No. 1.90.72*. CEC, JRC, ISPRA.
- Wetzel P.J., Atlas P. and Woodward R., 1984. Determining soil moisture from geosynchronous satellite infrared data: a feasibility study. *Journal of Climate and Applied Meteorology* Vol. 23:375-391.
- Wetzel P.J. and Woodward R.H., 1987. Soil moisture estimation using GOES-VISSR infrared data: a case study with a simple statistical method. *Journal of Climate and Applied Meteorology* Vol. 26:107-117.
- Κουτσογιάννης Δ. και Ξανθόπουλος Θ., 1993. Τεχνική υδρολογία, ΕΜΠ, Τομέας Υδατικών Πόρων, σ. 417.
- Κουτσογιάννης Δ., 1997. Στατιστική υδρολογία, ΕΜΠ, Τομέας Υδατικών Πόρων, σ. 182.
- Υπουργείο Γεωργίας - Γενική Διεύθυνση Εγγειοβελτιωτικών Έργων & Γεωργικών Διαρθρώσεων - Διεύθυνση Σχεδιασμού Εγγειοβελτιωτικών Έργων & Αξιοποίησης Εδαφοϋδατικών Πόρων - Τμήμα Προστασίας Αρδευτικών Υδάτων, 2003. Ποταμός Πηνειός, ή Σαλαμβρίας, Υδατικό Διαμέρισμα Θεσσαλίας.

http://www.minagric.gr/greek/2.9.3.PHNEIOS_THES.html

McIDAS Programmer's Manual, 1998. Space Science and Engineering Center, USA.

ERDAS IMAGINE field guide, 3rd edition, 1995. ERDAS Inc., USA.