



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΓΕΝΙΚΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ
ΘΕΤΙΚΕΣ ΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΣΤΗ ΓΕΩΠΟΝΙΑ
ΚΛΑΔΟΣ ΙΙ: ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟ
ΕΡΓΩΝ ΥΠΟΔΟΜΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**« ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΑΝΑΛΥΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΗΜΙ-ΑΝΑΛΥΤΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΓΙΑ
ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΕΛΑΦΟΥΣ»**

ΕΛΕΝΗ ΘΩΜΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: ΤΣΙΡΟΣ Ι., ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Γ.Π.Α.

ΙΟΥΝΙΟΣ 2012

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: ΤΣΙΡΟΣ Ι., ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Γ.Π.Α.

ΜΕΛΗ: ΑΛΒΕΡΤΟΣ Ν., ΕΠΙΚΟΥΡΟΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Γ.Π.Α.
ΨΥΛΟΓΛΟΥ Β., ΚΥΡΙΟΣ ΕΡΕΥΝΗΤΗΣ Ε.Α.Α.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	4
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	5
ABSTRACT	6
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ	7
2. ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΕΔΑΦΟΥΣ	10
2.1 ΓΕΝΙΚΑ	10
2.2 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΕΔΑΦΟΥΣ	12
2.2.1 Χρωματισμός του εδάφους και η διαμόρφωση	12
2.2.2 Σύσταση της επιφάνειας του εδάφους	12
2.2.3 Πορώδες και περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό.....	12
2.2.4 Κάλυψη του εδάφους με βλάστηση.....	13
2.2.5 Κλίση και προσανατολισμός του εδάφους	14
2.2.6 Απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους.....	14
2.3 ΗΜΕΡΗΣΙΕΣ ΚΑΙ ΕΤΗΣΙΕΣ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΕΙΣ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΕΔΑΦΟΥΣ	14
3 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ	18
4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	21
4.1 ΤΑ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ	21
4.1.1. Θεωρητικό Υπόβαθρο : Μετάδοση Θερμότητας στο Έδαφος.....	21
4.1.2 Το Αναλυτικό Πρότυπο	25
4.1.3 Τα Ημι-αναλυτικά Πρότυπα	28
4.2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ	30
4.2.1 Γενικά	30
4.2.2 Δεδομένα Θερμοκρασίας Εδάφους.....	37
5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ	41
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	87
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	88
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	96

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης (Μ.Δ.Ε.) με θέμα: «Εφαρμογή Αναλυτικών Και Ημι-Αναλυτικών Μοντέλων για την εκτίμηση και πρόγνωση της Θερμοκρασίας Εδάφους» εκπονήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών «Γεωλογικό και Ατμοσφαιρικό περιβάλλον για το σχεδιασμό έργων υποδομής» του Γενικού Τμήματος του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών .

Η εργασία εστιάζει στην εφαρμογή ημι-αναλυτικών μοντέλων για την εκτίμηση της θερμοκρασίας εδάφους σε διάφορα βάθη με τη χρήση δεδομένων του αυτοματοποιημένου σταθμού του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α.) στο Θησείο. Μέρος της εργασίας αυτής παρουσιάστηκε στο (COMECAP 2012) 11ο Διεθνές Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας.

Θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον Αναπληρωτή Καθηγητή Ι. Τσίρο επιβλέποντα της εργασίας μου για την εμπιστοσύνη, την καθοδήγηση και την υποστήριξη που μου παρείχε καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της. Ευχαριστώ επίσης τον Ειδικό τεχνικό Επιστήμονα του ΙΕΠΒΑ-ΕΑΑ κύριο Σπύρο Λυκούδη, για την πολύτιμη βοήθεια του, την υπομονή και τις γνώσεις που μοιράστηκε μαζί μου κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας των δεδομένων. Ιδιαίτερες ευχαριστίες επιθυμώ επίσης να εκφράσω στον ερευνητή του Ε.Α.Α. κ. Β. Ψυλόγλου, Κύριο Ερευνητή του Ινστιτούτου Ερευνών Περιβάλλοντος και Βιώσιμης Ανάπτυξης (Ι.Ε.Π.Β.Α.), του Ε.Α.Α. και στον Επίκουρο Καθηγητή κ. Ν. Αλβέρτο για την συμμετοχή τους στην εξεταστική επιτροπή.

Αθήνα, Ιούνιος 2012

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι διάφορες αγρομετεωρολογικές και βιοκλιματικές εφαρμογές απαιτούν τη γνώση της θερμοκρασίας εδάφους σε διάφορα βάθη. Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η εκτίμηση της κατατομής της θερμοκρασίας εδάφους με χρήση ημι-αναλυτικών λύσεων που βασίζονται σε ένα γενικό τύπο αναλυτικού προτύπου το οποίο προσομοιώνει την ετήσια διακύμανση των ωριαίων τιμών των θερμοκρασιών του εδάφους σε διάφορα βάθη. Εξετάζονται τα μοντέλα που λαμβάνουν ως είσοδο τους (α) τη θερμοκρασία εδάφους σε αρκετά μεγάλο βάθος (πέρα από το οποίο δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή), (β) τη μέση ημερήσια θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους, (γ) τη μέση θερμοκρασία σε συγκεκριμένο βάθος και (δ) τη μέση θερμοκρασία αέρα. Τα μοντέλα εφαρμόζονται σε δεδομένα θερμοκρασίας εδάφους τα οποία προέρχονται από το μετεωρολογικό σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Ελέγχεται η αξιοπιστία των μοντέλων να προσεγγίζουν τις μετρημένες τιμές θερμοκρασίας στα διάφορα βάθη εδάφους και συζητείται η εφαρμοσιμότητά τους.

ABSTRACT

Soil temperature and its variations in time and space are very important in describing several physical processes, such as evaporation, chemical reactions, and energy and mass exchange with the atmosphere which in turn are of considerable interest to many disciplines ranging from forestry, micrometeorology and climatology to architecture and also building physics.

The present study deals with the application of various semi-analytical models to estimate ground temperature profiles. The models are based on the general formula of an analytical model which, considering a quasi steady state system, implements the superposition of annual and daily sinusoidal fluctuations. The models are then developed from the analytical model by replacing the steady state soil temperature with easily obtained daily average temperatures such as the average surface temperature, the average temperature of selected soil depths, the average soil temperature of the considered soil profile and, in the context of minimal data requirements, the average air temperature. Field measurements of soil temperatures at the surface and at various soil depths of the National Observatory of Athens station are used to evaluate the performance of the various models whereas the applicability is also discussed.

Finally, a promising result of the present study is the good performance of the models based on the daily average ground temperature from observations at 08:00, 14:00 and 20:00, that can be used to reconstruct hourly time series for stations and periods having only 8-hourly measurements.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΚΑΙ ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η θερμοκρασία εδάφους αποτελεί σημαντική παράμετρο στις χημικές και βιολογικές διεργασίες που είναι σημαντικές για τη διατήρηση της παραγωγικότητας και λειτουργικότητας των γεωργικών, δασικών, και άλλων οικοσυστημάτων, ενώ ταυτόχρονα έχει καθοριστική επίδραση στη σύνθεση και κατανομή των φυτικών και ζωικών κοινοτήτων (Bhatti et al., 2000; Stathers et al., 1985). Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο Ελλαδικός χώρος, στον οποίο σημειώνονται αξιόλογες μεταβολές στην θερμοκρασία της επιφάνειας τόσο του γυμνού όσο και του χλοερού εδάφους. Η γνώση αυτών των τιμών θερμοκρασίας παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, γιατί οι πολύ χαμηλές τιμές της στη διάρκεια της ψυχρής περιόδου έχουν ως αποτέλεσμα την καταστροφή της ποώδους βλάστησης εξαιτίας της πήξεως του νερού των κυττάρων στα φυτά. Απεναντίας, οι πολύ υψηλές θερμοκρασιακές τιμές της επιφάνειας εδάφους, στη διάρκεια της θερινής περιόδου συμβάλλουν στην καταστροφή της βλάστησης. Από τη γνώση των τιμών της θερμοκρασίας εδάφους, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι τιμές του στα διάφορα βάθη. Αυτό συμβαίνει, διότι η γνώση των συγκεκριμένων τιμών είναι απαραίτητη στη μελέτη των κλιματολογικών και εδαφολογικών συνθηκών που επικρατούν σε μια περιοχή, προκειμένου αυτές να εφαρμοστούν σε ποικίλες επιστημονικές μεθόδους ανάπτυξης αγροτικών καλλιεργειών, που η επιτυχία τους μπορεί να συμβάλλει σε μεγάλο βαθμό στην ανάπτυξη της Εθνικής Οικονομίας. Επίσης, στο πλαίσιο αυτό, ακριβείς εκτιμήσεις της είναι επίσης ιδιαίτερα σημαντικές στις ταξινομήσεις των εδαφών (Toy et al., 1978).

Επίσης, στα πλαίσια των περιβαλλοντικών επεκτάσεων της Αγρομετεωρολογίας, η γνώση της θερμοκρασίας εδάφους αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για τη διερεύνηση διεργασιών που υφίστανται οι δραστικές ουσίες φυτοπροστατευτικών. Τέτοιες διεργασίες είναι κατά κύριο λόγο η εξάτμιση πτητικών και ημιπτητικών ουσιών από το έδαφος καθώς επίσης και η βιοαποδόμηση. Και οι δυο έχουν αποδειχθεί ότι είναι σημαντικές διεργασίες απομάκρυνσης των φυτοφαρμάκων από το έδαφος (USDA, 1992; Hetrick et al., 1989; Brown and Boutwell, 1986 et al).

Τέλος, τις δυο τελευταίες δεκαετίες η θερμοκρασία εδάφους αποτελεί μια σημαντική παράμετρο σε διάφορες εφαρμογές βιοκλιματικού σχεδιασμού, όπως στην παθητική θέρμανση και ψύξη κτιρίων (επίγειων και υπόγειων) καθώς επίσης και θερμοκηπιακών εγκαταστάσεων. Οι τεχνικές αυτές προϋποθέτουν γνώση της ημερήσιας και ετήσιας διακύμανσης της θερμοκρασίας εδάφους σε διάφορα βάθη, καθώς και τη κατανομή της, κυρίως στην εδαφική επιφάνεια ως σημαντικό παράγοντα υπολογισμού της θερμικής συμπεριφοράς των κτιριακών και θερμοκηπιακών εγκαταστάσεων που βρίσκονται σε άμεση επαφή με το έδαφος, αλλά και πρόβλεψης της αποτελεσματικότητας των διαφόρων μέσων ανταλλαγής θερμότητας μεταξύ εδάφους και αέρα (π.χ. των υπεδάφιων σωληνώσεων) (dos Santos and Mendes, 2006; Mihalakakou, 2002; Munin, 2001; Mihalakakou et al., 1997; Jacovides et al., 1996; Swaid, 1995; Givoni and Katz, 1985).

Ο σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να παρουσιάσει απλά ημι-εμπειρικά πρότυπα ενσωματώνοντας εύκολα διαθέσιμες δυναμικά μεταβαλλόμενες παραμέτρους, σαν αντικατάσταση μιας πιθανούς σταθερής μακροχρόνιας θερμοκρασίας εδάφους. Σε κάθε περίπτωση, επιζητείται η επίλυση της εξίσωσης Fourier για το έδαφος σε μια διάσταση, δηλαδή της σχέσης :

$$\frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} \quad (\text{εξ. 1.1})$$

όπου $T(z, t)$, η συνάρτηση της θερμοκρασίας με το βάθος, z , και το χρόνο, t . Το D είναι η θερμική διαχυσιμότητα του εδάφους.

Στην παρούσα εργασία, οι ημι-εμπειρικές σχέσεις που αναπτύσσονται και εφαρμόζονται, βασίζονται σε ένα γενικό τύπο αναλυτικού προτύπου (Γαροφαλάκης, 2004).

Με βάση το σκεπτικό αυτό, αναπτύσσονται διάφορα ημι-αναλυτικά (‘ημι-εμπειρικά’) μοντέλα, τα οποία εφαρμόζονται και αξιολογούνται. Τα μοντέλα εφαρμόζονται σε δεδομένα θερμοκρασίας εδάφους μέχρι το βάθος των 1.2 m τα οποία προέρχονται από το μετεωρολογικό σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Συγκεκριμένα εξετάζονται μοντέλα που λαμβάνουν ως είσοδο τους:

- (α) τη θερμοκρασία εδάφους σε αρκετά μεγάλο βάθος (πέρα από το οποίο δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή),
- (β) τη μέση ημερήσια θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους,
- (γ) τη μέση θερμοκρασία σε συγκεκριμένο βάθος και
- (δ) τη μέση θερμοκρασία αέρα.

Τα δεδομένα αφορούν τιμές από αισθητήρες άμεσης επαφής αλλά και από μεταλλικά κύπελλα. Η αξιοπιστία των μοντέλων ελέγχεται με διάφορα στατιστικά μέτρα ώστε να προσεγγίζουν τις μετρημένες τιμές θερμοκρασίας στα διάφορα βάθη εδάφους. Τέλος, συζητείται και η εφαρμοσιμότητά των μοντέλων αυτών στα πλαίσια της ‘αγρομετεωρολογικής’ πληροφορίας που μπορεί να προσφέρουν.

Η εργασία αποτελείται ακολούθως από τα εξής κεφάλαια:

Κεφ. 2: Περιγραφική αναφορά στην παράμετρο ‘θερμοκρασία εδάφους’ και στους βασικούς παράγοντες που επηρεάζουν την ετήσια, εποχική και ημερήσια πορεία της αλλά και τις μεταβολές της στην εδαφική κατατομή.

Κεφ. 3: Ανασκόπηση της βιβλιογραφίας σχετικά με χαρακτηριστικές μεθόδους εκτίμησης και μοντέλων θερμοκρασίας εδάφους που έχουν αναπτυχθεί και εφαρμοσθεί.

Κεφ. 4: Το κεφάλαιο αυτό (ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ) περιλαμβάνει κατ’ αρχήν την περιγραφή του αναλυτικού μοντέλου μαζί με το θεωρητικό του υπόβαθρο και την περιγραφή των ημι-αναλυτικών λύσεων (μοντέλων) που αναπτύχθηκαν και εφαρμόζονται στην παρούσα εργασία (Κεφ. 4.1). Στο Κεφ. 4.2 περιγράφονται σύντομα τα διαθέσιμα δεδομένα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή των μοντέλων.

Κεφ. 5: Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται παρουσίαση της εφαρμογής των μοντέλων στα δεδομένα πεδίου καθώς επίσης και ανάλυση - αξιολόγηση και συζήτηση των αποτελεσμάτων τους. Τα δεδομένα αφορούν τιμές από αισθητήρες άμεσης επαφής αλλά και από μεταλλικά κύπελλα.

Κεφ. 6: Συμπεράσματα.

Παράρτημα: Παρατίθεται η εργασία που παρουσιάστηκε στο 11ο Διεθνές Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας (Αθήνα, 2012).

2. ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΕΔΑΦΟΥΣ

2.1 Γενικά

Ένας σημαντικός αποδέκτης της ηλιακής ακτινοβολίας είναι η επιφάνεια του εδάφους. Τόσο για την άμεση και τη διάχυτη ηλιακή ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος όσο και για το σύνολο των υπόλοιπων μορφών ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που δέχεται από την ατμόσφαιρα. Σημαντικό ποσοστό της ακτινοβολίας αυτής, επανεκπέμπεται από την επιφάνεια του εδάφους στην ατμόσφαιρα και από εκεί συνεχίζει την πορεία της στο διάστημα με τη μορφή θερμικής ακτινοβολίας. Συνέπεια αυτού του φαινομένου είναι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας, οι οποίες παρατηρούνται σε μικρά σχετικά βάθη εδάφους και δεν πρέπει να αγνοούνται κατά τη μελέτη της θερμοκρασίας εδάφους. (Φλόκας, 1997).

Η θερμοκρασία εδάφους καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό, από τη σχέση ανάμεσα στην απορροφώμενη θερμότητα (η οποία οφείλεται στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία) και την εκλυόμενη θερμότητα (η οποία αντιστοιχεί στην ακτινοβολία που εκπέμπεται απ' αυτό). Αξίζει να σημειωθεί πως μέρος της συνολικής ακτινοβολίας η οποία φτάνει από τον Ήλιο στο έδαφος, δεν απορροφάται (συνεπώς ούτε και επανεκπέμπεται) απ' αυτό, αλλά χάνεται κατά την πραγματοποίηση φυσικών φαινομένων όπως ανάκλαση, σκέδαση, διάχυση κ.τ.λ. Η θερμοκρασιακή συμπεριφορά του εδάφους επηρεάζεται και από φυσικοχημικούς παράγοντες όπως η σύστασή του, οι θερμικές ιδιότητες του, και η θερμοχωρητικότητα του. Οι θερμικές ιδιότητες του εδάφους καθορίζονται από τη χημική του σύσταση δηλαδή την περιεκτικότητα σε άμμο, άργιλο, λίθο κλπ. Η θερμοχωρητικότητα του, αντίστοιχα, από τον τύπο του εδάφους και το ποσοστό του αέρα και της υγρασίας που περιέχονται σε αυτό. (Φλόκας, 1997).

Η θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους είναι δυνατό να μελετηθεί τόσο σε επιφάνειες γυμνού εδάφους (ειδικά διαμορφωμένες οριζόντιες επιφάνειες με όσο το δυνατό πιο ομογενές υλικό), όσο και σε επιφάνειες χλοορού εδάφους (ομογενοποιημένες οριζόντιες επιφάνειες, όπου έχει καλλιεργηθεί χλόη ελεγχόμενου ύψους (10 cm το ανώτερο) και ελεγχόμενης πυκνότητας). Η θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους, ορίζεται ως η θερμοκρασία επιφάνειας γυμνού εδάφους και μόνο σε ειδικές

περιπτώσεις ως η θερμοκρασία του χλοερού εδάφους. Έντονες ανταλλαγές θερμότητας μεταξύ επιφάνειας και ατμόσφαιρας παρατηρούνται τόσο στο στρώμα αέρα που βρίσκεται σε επαφή με το γυμνό έδαφος όσο και σ' αυτό που βρίσκεται σε επαφή με το χλοερό έδαφος. (Φλόκας, 1997).

Το γυμνό έδαφος είναι κατά μέσο όρο θερμότερο από το χλοερό στη διάρκεια ενός έτους. Η προσπίπτουσα στο γυμνό έδαφος ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται στο σύνολο της από αυτό και προκαλεί αύξηση της θερμοκρασίας. Στο χλοερό έδαφος, όμως, η φυτική μάζα απορροφά ένα μέρος ακτινοβολίας με συνέπεια τη διαμόρφωση των θερμοκρασιών σε χαμηλότερα επίπεδα. Το φαινόμενο αυτό γίνεται εμφανές κυρίως στις μέσες μηνιαίες και στις απόλυτα ελάχιστες τιμές.

Οι απόλυτες ελάχιστες τιμές της θερμοκρασίας και στα δύο είδη των εδαφών διαμορφώνονται στα ίδια σχεδόν επίπεδα. Αυτό εξηγείται αν σκεφτούμε ότι η χλοερή επιφάνεια αποτελεί έναν ισχυρό πομπό γήινης θερμικής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της νύχτας με αποτέλεσμα οι τιμές να διαμορφώνονται σε πολύ χαμηλά επίπεδα.

Οι απόλυτες μέγιστες τιμές της θερμοκρασίας εδάφους, ιδιαίτερα του γυμνού, διαμορφώνονται σε σχετικά υψηλά επίπεδα κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου. Οι τιμές αυτές δεν απέχουν πολύ από τις αντίστοιχες που σημειώνονται πάνω στον πλανήτη.

Τα παραπάνω μπορούν, με κάποιες αποκλίσεις, να γενικευτούν σε όλες τις περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών, στις οποίες δεν παρατηρούνται έντονες και συνεχείς χιονοπτώσεις (το χιονοσκεπές έδαφος παρουσιάζει ιδιόμορφη θερμική συμπεριφορά).

Η θερμοκρασιακή συμπεριφορά, σε ύψος μόλις 10 cm πάνω από την επιφάνεια του εδάφους (γυμνό, χλοερό), εμφανίζεται τελείως διαφορετική. Σε όλη τη διάρκεια του έτους, οι μέσες θερμοκρασιακές τιμές στο ύψος αυτό είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες της επιφάνειας (0 cm), καθώς και μικρότερες από τις αντίστοιχες τιμές του αέρα στο ύψος του Μετεωρολογικού κλωβού (περίπου 1.5 m ύψος από το έδαφος).

Από τη σύγκριση των μέσων ετήσιων τιμών της θερμοκρασίας προκύπτει, ότι ο κύριος δέκτης της ακτινοβολίας είναι η επιφάνεια του εδάφους (γυμνό) και ακολουθούν κατά σειρά η χλοερή επιφάνεια, ο αέρας στο ύψος των 1.5 m (Μετεωρολογικός κλωβός) και ο αέρας στο ύψος των 10 cm (περισσότερο πάνω από το γυμνό και λιγότερο πάνω από το χλοερό έδαφος). Το χλοερό έδαφος παρουσιάζει

μεγαλύτερη ικανότητα εκπομπής της γήινης νυκτερινής ακτινοβολίας, γι' αυτό και σημειώνεται σε αυτό η χαμηλότερη μέση ετήσια τιμή (Φλόκας, 1997).

2.2 Χαρακτηριστικοί παράγοντες που επηρεάζουν τη θερμοκρασία εδάφους

2.2.1 Χρωματισμός του εδάφους και η διαμόρφωση

Ο χρωματισμός του εδάφους επηρεάζει τις ποσότητες ακτινοβολίας τις οποίες αυτό απορροφά, συγκρατεί και επανακτινοβολεί στην ατμόσφαιρα, αντίστοιχα. Έδαφος λευκού χρωματισμού (ασπρόγεια) δεν απορροφά, αντιθέτως επανακτινοβολεί όλη τη δεχόμενη ακτινοβολία. Αντίθετα, έδαφος μαύρου χρωματισμού (μαυρόγεια) απορροφά όλη την ακτινοβολία. Ως εκ τούτου στην πρώτη περίπτωση το έδαφος παραμένει ψυχρό, αλλά η υπερκείμενη ατμόσφαιρα θερμαίνεται έντονα. Στη δεύτερη περίπτωση, αντίστοιχα, το έδαφος θερμαίνεται, ενώ το υπερκείμενο στρώμα αέρα μπορεί να παραμένει ψυχρό. Η διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα σε λευκό και μαύρο έδαφος, στις ίδιες συνθήκες, είναι δυνατό να φτάσει και τους 20° C. (Φαρδής, 1980)

2.2.2 Σύσταση της επιφάνειας του εδάφους

Γενικά, όσο πιο συμπαγής είναι η επιφάνεια του εδάφους τόσο μικρότερη είναι η αγωγιμότητα του, με αποτέλεσμα όταν έχουμε συμπαγή επιφάνεια, το στρώμα στο οποίο ριζοβολεί το φυτό, παραμένει ψυχρό. Κατά τη διάρκεια της νύχτας η εκπομπή ακτινοβολίας είναι τόσο έντονη, ώστε να δημιουργείται συχνά κίνδυνος παγετού. Στην περίπτωση αυτή ενδείκνυται να καλυφθεί η επιφάνεια του εδάφους με άμμο ελαφρά χρωματισμένη η οποία χαρακτηρίζεται από καλύτερη αγωγιμότητα και παρουσιάζει χαμηλό βαθμό επανακτινοβολήσης. (Φαρδής, 1980)

2.2.3 Πορώδες και περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό

Εδάφη με αδρομερή ή έντονα συσσωματώδη υφή, επηρεάζονται ταχύτερα από την ακτινοβολία σε σύγκριση με τα συμπαγή εδάφη, κυρίως λόγω της διαφοράς στην

περιεχόμενη υγρασία. Όσο υγρότερο το έδαφος, τόσο μικρότερες οι μεταβολές της θερμοκρασίας, διότι η ειδική θερμότητα του νερού είναι πενταπλάσια της ειδικής θερμότητας των ανόργανων σωματιδίων του εδάφους. Σε ίσες μάζες εδαφών και ίσα ποσά απορροφώμενης ή εκπεμπόμενης θερμότητας η μεταβολή της θερμοκρασίας του άνυδρου εδάφους είναι πενταπλάσια αυτής του καθαρού νερού (Φαρδής, 1980)

2.2.4 Κάλυψη του εδάφους με βλάστηση

Όταν υπάρχει ελεύθερη κίνηση αέρα, δεν παρατηρείται διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ατμόσφαιρας γυμνού και καλυμμένου εδάφους. Όταν επικρατεί νηνεμία, ο αέρας που θερμαίνεται κατά τη διάρκεια της ημέρας στο γυμνό έδαφος, ανέρχεται κατακόρυφα, συνεπώς δεν επηρεάζει τη θερμοκρασία γειτονικού καλυμμένου με βλάστηση εδάφους. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, όμως, ο ψυχρός αέρας του γυμνού εδάφους διαχέεται στην ατμόσφαιρα του καλυμμένου και εισχωρεί σε αυτή σε αρκετή απόσταση από το σημείο διαχωρισμού των δύο εδαφών. Όταν η κάλυψη του εδάφους είναι πυκνή, τότε η μείωση της θερμοκρασίας του εδάφους κατά τη διάρκεια της μέρας είναι σημαντική (σε σύγκριση με το γυμνό έδαφος) και κυρίως σε μέρες με υψηλές θερμοκρασίες. Επιπλέον, όσο υψηλότερη είναι η υγρασία της ατμόσφαιρας ενός καλυμμένου εδάφους τόσο περισσότερη θερμότητα απαιτείται για την αύξηση θερμοκρασίας του αέρα. Για τους λόγους αυτούς, την ημέρα έχουμε μικρότερη μέγιστη θερμοκρασία εδάφους και θερμοκρασία αέρα στην ατμόσφαιρα δασώδους βλάστησης συγκρινόμενες με τις αντίστοιχες σε θαμνώδεις και ποώδεις περιοχές. Τη νύχτα η απώλεια θερμότητας με ακτινοβολία είναι χαμηλότερη όταν το έδαφος καλύπτεται από βλάστηση με αποτέλεσμα οι νυχτερινές θερμοκρασίες εδάφους και αέρα να μην πέφτουν τόσο χαμηλά όσο οι θερμοκρασίες γυμνών γειτονικών επιφανειών. Παρατηρούμε λοιπόν ότι η κάλυψη του εδάφους με βλάστηση επιτρέπει μικρότερες διακυμάνσεις κατά τη διάρκεια του 24ώρου μειώνοντας τη θερμοκρασία ημέρας και αυξάνοντας τη θερμοκρασία νύχτας σε σύγκριση με το γυμνό έδαφος. (Φαρδής, 1980)

2.2.5 Κλίση και προσανατολισμός του εδάφους

Η επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι εντονότερη όταν οι ακτίνες πέφτουν κάθετα στην επιφάνεια του εδάφους. Σε ορισμένες περιπτώσεις το ελάχιστο της θερμοκρασίας του εδάφους το οποίο είναι προσανατολισμένο προς το Νότο είναι υψηλότερο από το μέγιστο ενός εδάφους προσανατολισμένο στο Βορρά για το ίδιο υψόμετρο και την ίδια περιοχή. (Φαρδής, 1980)

2.2.6 Απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η πτώση της θερμοκρασίας στο εσωτερικό του εδάφους ποικίλει ανάλογα με την απόσταση από την επιφάνειά του. Συγκεκριμένα, όσο κοντύτερα στην επιφάνεια βρίσκεται ένα σημείο του εδάφους τόσο μεγαλύτερη είναι η πτώση της θερμοκρασίας. Αντίστοιχα, όσο βαθύτερα βρίσκεται ένα σημείο, τόσο μικρότερη είναι η μεταβολή αυτή. Λόγω των παραπάνω η θερμοκρασία είναι τόσο μεγαλύτερη όσο βαθύτερα «προχωράμε» στο εσωτερικό του εδάφους.

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, όμως, παρατηρείται το αντίθετο, καθώς τα βαθύτερα στρώματα θερμαίνονται με πιο αργούς ρυθμούς σε σχέση με τα ανώτερα. Επιπλέον η θερμοκρασία αέρα είναι πιο χαμηλή από την θερμοκρασία στην επιφάνεια εδάφους. Η μείωση αυτή είναι πιο έντονη σε ατμόσφαιρα που βρίσκεται πάνω από γυμνό έδαφος και μικρότερη σε απόσταση σκιασμένης επιφάνειας. Το αντίθετο συμβαίνει το χειμώνα, δηλαδή η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος είναι χαμηλότερη από τα ανώτερα στρώματα. (Φαρδής, 1980)

2.3 Ημερήσιες και ετήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας εδάφους

Η εδαφική θερμοκρασία μεταβάλλεται συνεχώς ανταποκρινόμενη στις ασταθείς μετεωρολογικές συνθήκες οι οποίες δρουν στην διαχωριστική επιφάνεια εδάφους-ατμόσφαιρας. Το σύστημα αυτό χαρακτηρίζεται από την περιοδική διαδοχή ημέρας και νύκτας, θέρους και χειμώνα. Εντούτοις, οι τακτοί ημερήσιοι και ετήσιοι κύκλοι διαταράσσονται από προσωρινά ακανόνιστα φαινόμενα όπως η συννεφιά, θερμά και ψυχρά κύματα, καταιγίδες και χιονοθύελλες, καθώς και περιόδους ξηρασίας. Στις

εξωγενείς αυτές επιδράσεις, πρέπει να συνυπολογιστούν και μεταβολές των ιδιοτήτων του εδάφους (αλλαγές στην ανακλαστικότητα, θερμοχωρητικότητα, και αγωγιμότητα καθώς το έδαφος υγραίνεται και ξηραίνεται, καθώς και μεταβολή όλων αυτών των ιδιοτήτων με το βάθος). Ομοίως και οι επιρροές της γεωγραφικής θέσης και της βλάστησης. Το πλήθος, αλλά και η ποικιλία αυτών των παραμέτρων, καθιστούν το θερμικό καθεστώς σε μια εδαφική κατατομή εξαιρετικά πολύπλοκο.

Οι ημερήσιες και ετήσιες περιοδικές διακυμάνσεις της θερμοκρασίας εδάφους, χαρακτηρίζονται από τα παρακάτω (Φλόκας, 1997):

Κατά τη διάρκεια μιας καλοκαιρινής ημέρας, η επιφάνεια του εδάφους θερμαίνεται περισσότερο από τον αέρα, ενώ κατά τη διάρκεια μιας χειμερινής νύχτας η θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους ελαττώνεται ταχύτερα και σε μεγαλύτερο βαθμό από την αντίστοιχη θερμοκρασία του αέρα.

Η μέση θερμοκρασία εδάφους είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του αέρα.

Η ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας επιφανείας του εδάφους σημειώνεται χρονικά πολύ κοντά στην αντίστοιχη του αέρα.

Η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας επιφανείας του εδάφους σημειώνεται, κατά μέσο όρο, 1-2 ώρες νωρίτερα από την αντίστοιχη τιμή για τον αέρα.

Οι χρονικές στιγμές στις οποίες παρατηρούνται οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές της θερμοκρασίας εδάφους παρουσιάζουν καθυστέρηση, με την αύξηση του βάθους.

Οι μέγιστες και οι ελάχιστες τιμές της θερμοκρασίας σημειώνονται στο εσωτερικό του εδάφους ελαττώνονται και αυξάνονται αντίστοιχα, με την αύξηση του βάθους.

Το ημερήσιο θερμομετρικό εύρος (ΗΘΕ) ελαττώνεται με την αύξηση του βάθους και μάλιστα σε βάθος 70-80 cm περίπου, η τιμή του είναι πρακτικά ίση με μηδέν. Ακόμη και στο βάθος των 50 cm παρατηρείται πάρα πολύ μικρή διαφορά ανάμεσα στη μέγιστη και ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας εδάφους.

Θεωρητικά, οι τιμές εύρους των μεταβολών της θερμοκρασίας εδάφους ελαττώνονται εκθετικά, όταν υπάρχει μια αριθμητική αύξηση του βάθους των παρατηρήσεων. Η πρόταση αυτή μπορεί να εκφραστεί από τη σχέση:

$$d_h = d_0 e^{-h\sqrt{\frac{\pi}{kt}}} \quad (\text{εξ. 2.3.1})$$

όπου :

dh = εύρος μεταβολής στο βάθος h

do = εύρος μεταβολής στην επιφάνεια του εδάφους

h = βάθος (m)

k = συντελεστής θερμικής αγωγιμότητας του εδάφους

t = χρονικό διάστημα που υπολογίζεται η θερμική μεταβολή

Από τη σχέση 2.3.1 για διαφορετικές περιπτώσεις και για ($dh = do$) έχουμε:

$$h\sqrt{\frac{\pi}{kt}} = h_1\sqrt{\frac{\pi}{k_1t_1}} \quad (\text{εξ. 2.3.2})$$

ή

$$\frac{h}{h_1} = \sqrt{\frac{kt}{k_1t_1}} \quad (\text{εξ. 2.3.3})$$

Αν $k = k_1$ τότε η 2.3.3 γίνεται :

$$\frac{h}{h_1} = \sqrt{\frac{t}{t_1}} \quad (\text{εξ. 2.3.4})$$

δηλαδή τα βάθη στα οποία τα θερμοκρασιακά εύρη έχουν την ίδια τιμή, είναι ανάλογα των τετραγωνικών ριζών των χρονικών διαστημάτων για τα οποία σημειώνεται το αυτό θερμομετρικό εύρος.

Στην περίπτωση που το έδαφος είναι ομοιογενές και οι διακυμάνσεις της θερμοκρασίας στην επιφάνεια είναι συμμετρικές, το εύρος της ημερήσιας και ετήσιας κύμανσης, καθώς και η στιγμή που σημειώνεται η μέγιστη και ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας ακολουθούν τους παρακάτω κανόνες:

Το εύρος των διακυμάνσεων της θερμοκρασίας ελαττώνεται με γεωμετρική πρόοδο, όταν το βάθος αυξάνεται με αριθμητική πρόοδο.

Η καθυστέρηση της στιγμής που σημειώνεται η τιμή της μέγιστης ή της ελάχιστης θερμοκρασίας, είναι ανάλογη του βάθους. Σύμφωνα με τον κανόνα αυτό, αν στην επιφάνεια η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας σημειώνεται τη 13η ώρα, τότε σε βάθος 36-68 cm η στιγμή της μέγιστης θερμοκρασίας θα σημειωθεί μετά από 12 ώρες περίπου, δηλαδή γύρω στην 13η ώρα της επόμενης ημέρας.

Για ίσες διακυμάνσεις, με περιόδους άνισης διάρκειας, το εύρος τους μειώνεται κατά την ίδια αναλογία για βάθη ανάλογα των τετραγωνικών ριζών της διάρκειας των περιόδων. Σύμφωνα με τον κανόνα αυτό, για δυο ίσες διακυμάνσεις και με περιόδους άνισης διάρκειας π.χ. ημερήσια και ετήσια, θα έχουμε :

$$\frac{h}{h_1} = \sqrt{\frac{t}{t_1}} \Rightarrow \frac{h}{h_1} = \sqrt{\frac{365}{1}} \quad (\text{εξ. 2.3.5})$$

ή

$$\frac{h}{h_1} = 19.1 \Rightarrow h = 19.1 \times h_1 \quad (\text{εξ. 2.3.6})$$

Δηλαδή, αν το εύρος της ημερήσιας κύμανσης υποδιπλασιαστεί για βάθος $h_1 = 12$ cm, τότε το εύρος της ετήσιας κύμανσης θα υποδιπλασιαστεί σε βάθος:

$$h = 12 \times 19.1 \cong h = 229 \text{ cm} \quad (\text{εξ. 2.3.7})$$

Με την εφαρμογή των παραπάνω κανόνων προκύπτει ότι το ΗΘΕ μηδενίζεται σε βάθος μικρότερο ή ίσο του 1 m. Απεναντίας το ετήσιο θερμομετρικό εύρος (ΕΘΕ) μηδενίζεται σε μεγαλύτερα βάθη και μάλιστα αυτά εξαρτώνται από τις τιμές του ΕΘΕ στην επιφάνεια του εδάφους. Συνεπώς, το βάθος αυτό είναι μικρό στον Ισημερινό, με μικρή τιμή του ΕΘΕ, και αυξάνει με το γεωγραφικό πλάτος. Στον Ισημερινό το βάθος αυτό είναι περίπου 6 m και στα μέσα γεωγραφικά πλάτη πλησιάζει τα 15 m, είναι δε μεγαλύτερο στις περιοχές εκείνες που παρουσιάζουν μέγιστη τιμή του ΕΘΕ (Φλόκας, 1997).

3 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ

Σε γενικές γραμμές, τρεις κατηγορίες μοντέλων θερμοκρασίας εδάφους έχουν αναπτυχθεί. Τα απλούστερα απολύτως εμπειρικά μοντέλα βασίζονται σε στατιστικές σχέσεις μεταξύ της θερμοκρασίας εδάφους σε κάποιο βάθος και κλιματολογικών και μεταβλητών εδάφους (π.χ. Toy et al., 1978). Τα μοντέλα αυτά είναι εύκολα στην σχεδίαση και χρήση τους, αλλά απαιτούν τεράστιες βάσεις δεδομένων από τις οποίες αναπτύσσονται εμπειρικές σταθερές για κάθε συγκεκριμένη τοποθεσία.

Υπάρχουν μεικτά εμπειρικά-μηχανιστικά μοντέλα που προβλέπουν τη θερμοκρασία σε βάθος εδάφους βασισμένα σε φυσικές αρχές της ροής θερμότητας (Gupta et al., 1981; Wierenga and De Wit, 1970). Σε αυτά τα μοντέλα η θερμοκρασία του ανώτερου ορίου πρέπει να δίνεται ή να εκτιμάται εμπειρικά.

Ο τρίτος τύπος μοντέλων εστιάζει σε φυσικές διεργασίες (ενεργειακό ισοζύγιο ακτινοβολίας και ροές αισθητής, λανθάνουσας και αγωγίμης θερμότητας εδάφους) για την πρόβλεψη της θερμοκρασίας ανώτερου ορίου. Οι van Bavel and Hillel (1976) και Stathers et al. (1985), για παράδειγμα, ασχολήθηκαν με το γυμνό έδαφος, οι Bristow et al. (1986) μελέτησαν μια επιφάνεια με ομοιόμορφη υπολειμματική κάλυψη, ενώ οι Manrogiopoulos et al. (2000), Tjamos (1991), Ross et al. (1985) και Liakatas et al. (1986) μοντελοποίησαν επικαλυμμένες με πλαστικό επιφάνειες. Στην κατηγορία αυτή, από την άποψη των απαιτούμενων δεδομένων, τα υπάρχοντα μοντέλα θερμοκρασίας εδάφους σχηματίζουν δυο γενικές ομάδες: (1) εκείνα που απαιτούν λεπτομερείς πληροφορίες πάνω στα χαρακτηριστικά εδάφους και επιφάνειας, αρχικές και οριακές συνθήκες και είσοδο δεδομένων και (2) εκείνα τα οποία συχνά χρησιμοποιούν πληροφορίες από μετεωρολογικούς σταθμούς, και δεδομένα θερμοκρασίας εδάφους σε ένα βάθος για την ανάπτυξη εμπειρικών σχέσεων.

Στις δύο τελευταίες κατηγορίες, δύο, συνήθως, είναι οι κύριες συνιστώσες στη μοντελοποίηση: α) η εκτίμηση των θερμοκρασιών της επιφάνειας του εδάφους (ή του ανώτερου ορίου) και β) της θερμοκρασίας της εδαφικής κατατομής χρησιμοποιώντας την υπολογιζόμενη ή εκτιμώμενη θερμοκρασία επιφάνειας ως συνθήκη του ανώτερου ορίου. Ας σημειωθεί ότι μερικά μοντέλα χρησιμοποιούν την ίδια διαδικασία για τον υπολογισμό του προφίλ θερμοκρασίας εδάφους (π.χ. Wagenet

and Hutson, 1987; Gupta et al., 1981) και διαφέρουν μόνο στις διαδικασίες για τον προσδιορισμό της συνθήκης του επιφανειακού ορίου.

Εκτός από τις αγρομετεωρολογικές εφαρμογές της πληροφορίας ‘θερμοκρασία εδάφους’, ενδιαφέρον παρουσιάστηκε τα τελευταία χρόνια, όπως αναφέρθηκε και προηγούμενως στην Εισαγωγή, στη προσομοίωση και εκτίμηση της ημερήσιας και ετήσιας κύμανσης της θερμοκρασίας επιφάνειας του εδάφους με στόχο εφαρμογές στον βιοκλιματικό σχεδιασμό. Προς την κατεύθυνση αυτή, αξίζει να αναφεροίτο χαρακτηριστικές εργασίες. Οι δυο μέθοδοι εκτίμησης που εφαρμόστηκαν από τους Mihalakakou et al. (1997) και Mihalakakou (2002), είναι ένα προσδιοριστικό (‘ντετερμινιστικό’) μοντέλο και μια προσέγγιση νευρωνικού δικτύου. Για την εκτίμηση της θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους (χρησιμοποιώντας τη διαφορική εξίσωση μετάδοσης της θερμότητας μέσω αγωγής και την εξίσωση ενεργειακού ισοζυγίου στην επιφάνεια του εδάφους) χρησιμοποιείται αναλυτικό μοντέλο. Η σύγκριση των μετρούμενων με τις εκτιμώμενες τιμές έδειξε ότι το αναλυτικό μοντέλο δίνει καλύτερες εκτιμήσεις κατανομής της θερμοκρασίας εδάφους.

Για την πρόβλεψη διακυμάνσεων της θερμοκρασίας επιφάνειας ομοιογενούς εδάφους ο Swaid (1995) ανέπτυξε απλές δομές για το μοντέλο αποκατάστασης ισχύος (force-restore model). Για την περιγραφή της νυκτερινής ψύξης τυπικών αστικών επιφανειών εδάφους κάτω από ανέφελες συνθήκες, χρησιμοποιήθηκαν ισοδύναμα ηλεκτρικά κυκλώματα. Η επιφανειακή ψύξη ομοιογενών εδαφών κατά τη νύχτα χαρακτηρίστηκε με μια χρονική σταθερά που αναφέρεται ως CTTC (cluster thermal time constant). Η παράμετρος αυτή είναι σταθερή για όλους τους τύπους εδάφους, ανεξαρτήτως των θερμικών ιδιοτήτων του υποστρώματος και ισοδυναμεί με το αντίστροφο κλάσμα της γωνιακής συχνότητας του θερμικού κύκλου (π.χ. ημερήσιου, ετήσιου). Η ψύξη επιφανειών διπλής στρωμάτωσης χαρακτηρίστηκε επίσης από δυο χρονικές σταθερές, το άθροισμα των οποίων ισούται με την CTTC. Προβλέψεις θερμοκρασιών επιφάνειας εδάφους που παρέχονται από το μοντέλο αποκατάστασης ισχύος, συγκρίθηκαν ικανοποιητικά με τις αριθμητικές προσομοιώσεις που διεξήχθησαν για το ίδιο υπόστρωμα και ισχύ ακτινοβολήσης. Επίσης οι προβλέψεις του μοντέλου βρέθηκαν σε γενική συμφωνία με μια ομάδα δεδομένων θερμοκρασιών επιφάνειας εδάφους στον αγρό.

Τέλος, πρόσφατες εργασίες περιλαμβάνουν την εφαρμογή του αναλυτικού μοντέλου του Γαρουφαλάκης (2004) και την εφαρμογή αριθμητικού μοντέλου σε δεδομένα πειραματικού αγρού στο Γεωπονικό Παν/μιο Αθηνών (Δρούλια, 2006).

Επίσης την εργασία Mazou (2010) και την εργασία Μάζου (2010) στις οποίες έγινε διερεύνηση της χωρικής και χρονικής μεταβολή της θερμοκρασίας εδάφους με χρήση του αναλυτικού μοντέλου των Γαρουφαλάκης (2004) και Droulia et al (2008) σε δεδομένα από πειραματικό αγρό στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών καθώς επίσης και εφαρμογή αριθμητικού μοντέλου (PRZM3) που χρησιμοποίησαν και οι Tsiros and Dimopoulos (2007). Στην εργασία Mazou (2010) έγινε επίσης και ανάλυση συχνοτήτων των τιμών της θερμοκρασίας σε διάφορα βάθη με χρήση τεχνικών Fourier στα δεδομένα θερμοκρασίας εδάφους του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Τέλος, στην εργασία της Κουτελίδα (2010) και Κουτελίδα κα (2010) αξιοποιήθηκαν οι διαθέσιμες μετρήσεις της θερμοκρασίας του εδάφους του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για την περίοδο 1991-2008, για την αξιολόγηση των ακόλουθων θερμικών χαρακτηριστικών του εδάφους: πλάτος των εποχιακών διακυμάνσεων της θερμοκρασίας αυτού μέχρι το βάθος των 1,2 μέτρων, η χρονική επιβράδυνση του θερμοκρασιακού κύματος και η χρονική απόκλιση κατά την εμφάνιση των μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών στα διάφορα βάθη. Σε ακόμα πιο πρόσφατη εργασία έγινε εφαρμογή τεχνικών τεχνητών νευρωνικών δικτύων (artificial neural networks) για την εκτίμηση τιμών θερμοκρασίας εδάφους στα δεδομένα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Mazou et al. 2012).

4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

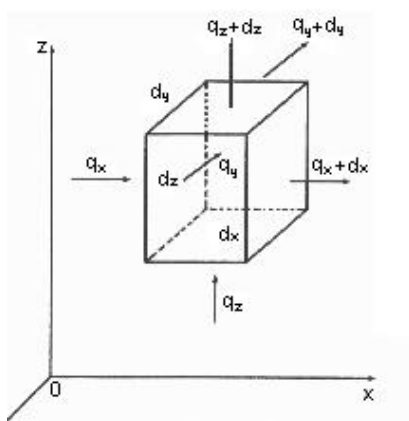
4.1 Τα Μαθηματικά Μοντέλα

4.1.1. Θεωρητικό Υπόβαθρο : Μετάδοση Θερμότητας στο Έδαφος

Ως γνωστόν η θερμότητα μπορεί να μεταδοθεί με τέσσερις διαφορετικούς μηχανισμούς ανάλογα με το μέσο διάδοσης: με αγωγή, με μεταφορά, με συναγωγή (ή επαγωγή) και με ακτινοβολία.

Σε μια μεταβατική κατάσταση αγωγής θερμότητας συμπράττουν τα θερμικά ρεύματα, i_x =εκείνο που εισέρχεται στο υλικό, i_1 =εκείνο που παράγεται μέσα στο υλικό, i_{x+dx} =εκείνο που εξέρχεται από το υλικό και i_s =εκείνο που αποθηκεύεται στο υλικό. Η αρχή διατήρησης της ενέργειας επιβάλλει: $i_x+i_1=i_{x+dx}+i_s$ και :

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{i_v}{k} = \frac{\rho \cdot c}{k} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\alpha} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (4.1.1.1)$$



όπου: $\alpha = \frac{k}{\rho \cdot c}$ είναι η θερμική διαχυτότητα. Η

σχέση (4.1.1) εκφράζει τον γενικό νόμο της αγωγής της θερμότητας. Τα ρ και c είναι η πυκνότητα και η ειδική θερμότητα του υλικού αντίστοιχα και i_v το ανά μονάδα όγκου θερμικό ρεύμα που παράγεται από το υλικό. Θεωρούμε ότι η μεταβολή όγκου του σώματος είναι αμελητέα. Στις τρεις διαστάσεις η σχέση (4.1.1.1)

Σχ.4.1.1.1 Ροή θερμότητας σε στερεό γράφεται:

στερεό

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{i_v}{k} = \frac{\partial T}{\alpha \cdot \partial t} \quad (4.1.1.2)$$

Η σχέση (4.1.1.2) ονομάζεται, γενικά, εξίσωση διάχυσης, περιγράφει φαινόμενα μεταφοράς γενικά και έχει τις παρακάτω ειδικές μορφές:

- Για $i_v=0$ (απουσία εσωτερικής πηγής) .Ονομάζεται σχέση Fourier.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{a \cdot \partial t} \quad (4.1.1.2 \alpha)$$

- Για στάσιμη κατάσταση με εσωτερική πηγή. Ονομάζεται σχέση Poisson.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{i_v}{k} = 0 \quad (4.1.1.2 \beta)$$

- Για στάσιμη κατάσταση χωρίς εσωτερική πηγή. Ονομάζεται σχέση Laplace.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (4.1.1.2 \gamma)$$

Στη μελέτη αυτή χρησιμοποιείται το στατιστικό και δυναμικό πρότυπο μέσω της μελέτης της εξίσωσης Fourier.

• **Μεταφορά και συναγωγή:** είναι τρόποι μετάδοσης θερμότητας, που προϋποθέτουν την παρουσία ρευστού. Στην πρώτη περίπτωση εμφανίζεται κίνηση μάζας ρευστού από την περιοχή μεγαλύτερης προς την αντίστοιχη μικρότερης θερμοκρασίας. Στη συναγωγή ή επαγωγή η θερμότητα μεταδίδεται ανάμεσα στο ρευστό και την επιφάνεια ενός στερεού. Στο σύστημα του θερμοκηπίου και κυρίως στην επιφάνεια του εδάφους κυριαρχεί το φαινόμενο της συναγωγής. Το “κλασικό” πρότυπο της συναγωγής εφαρμόζεται σε σύστημα στερεού επιφανειακής θερμοκρασίας T_σ και ρευστού του οποίου η θερμοκρασία σε σημείο του μακριά από την επιφάνεια του στερεού είναι T_∞ (θερμοκρασία ελεύθερης ροής). Το στρώμα, πάνω από το οποίο η θερμοκρασία είναι σταθερή και ίση με T_∞ λέγεται δυναμικό οριακό στρώμα. Ο βασικός νόμος που περιγράφει την μεταφορά και την συναγωγή είναι:

$$i_c = h \cdot S \cdot (T_\sigma - T_\infty) \quad (4.1.1.3)$$

όπου h είναι ο μέσος συντελεστής συναγωγής ($W/m^2 \cdot K$), που εξαρτάται από τον συντελεστή θερμοαγωγιμότητας k στη θερμοκρασία T_∞ του ρευστού, τη διαδρομή ℓ του ρευστού κατά τη διεύθυνση του φαινομένου και το είδος της συναγωγής ή μεταφοράς. Τα είδη της μεταφοράς είναι:

- η φυσική ή ελεύθερη, όταν οφείλεται σε θερμοβαθμίδα ($dT/d\ell$) ή σε βαθμίδα πυκνότητας ($dp/d\ell$) του ρευστού.

- η εξαναγκασμένη ή βεβιασμένη, όταν προκαλείται από επέμβαση εξωτερικού αιτίου.

Η εξάρτηση του συντελεστή h από τους παράγοντες που προαναφέρθηκαν εκφράζεται με τη σχέση:

$$h = \frac{Nu \cdot k}{\ell} \quad (4.1.1.4)$$

όπου: Nu είναι ο αδιάστατος αριθμός Nusselt. Ο αριθμός αυτός, που χαρακτηρίζει το είδος του φαινομένου και συγκεκριμένα, αν η συναγωγή είναι ελεύθερη, συνδέεται με τους αριθμούς Grashof (Gr) και Prandl (Pr) μέσω της σχέσης:

$$Nu = a \cdot (Gr \cdot Pr)^b \quad (4.1.1.5)$$

όπου: a και b συντελεστές, που προσδιορίζονται πειραματικά. Ο εκθέτης b εξαρτάται από το είδος της ροής (στρωτής ή τυρβώδους) και στη βιβλιογραφία περιορίζεται στην περιοχή μεταξύ 0,20 και 0,35. Ο συντελεστής a παίρνει συνήθως τιμές από 0,44 μέχρι 0,60 και εξαρτάται από την τιμή του γινομένου Gr.Pr. Ο αριθμός Grashof δίνεται από τη σχέση :

$$Gr = \frac{2 \cdot |T_{\infty} - T_{\sigma}| \cdot \ell^3 \cdot g}{(T_{\infty} + T_{\sigma}) \cdot \eta_k}$$

Όπου η_k είναι ο συντελεστής κινηματικού ιξώδους του ρευστού.

Για τις συνηθισμένες θερμοκρασίες του αέρα ο αριθμός Prandl είναι περίπου 0,7.

Αν η συναγωγή είναι εξαναγκασμένη ο Nu συνδέεται με τους αριθμούς Reynolds και Prandl με τη σχέση:

$$Nu = c \cdot Re^d \cdot Pr^f \quad (4.1.1.6)$$

όπου: $f = 0,33$ ενώ οι c, d είναι συντελεστές που προσδιορίζονται πειραματικά και εξαρτώνται από την τιμή του αριθμού Reynolds Re. Η τιμή $Re = 5 \cdot 10^5$ θεωρείται προσεγγιστικά οριακή για τη μετάβαση από τη στρωτή στην τυρβώδη ροή, αφού υπάρχει και μεταβατική περιοχή μεταξύ των δυο ειδών ροής. Για τον αριθμό Reynolds ισχύει η σχέση:

$$Re = \frac{v_{\infty} \cdot \ell}{\eta_k}$$

όπου v_{∞} είναι η ταχύτητα του αέρα μακριά από το στερεό.

Στη μελέτη αυτή το φαινόμενο της συναγωγής εμφανίζεται στο εσωτερικό του θερμοκηπίου και στον χώρο μεταξύ του πλαστικού καλύμματος των τομέων A (PE-Έδαφος), C (Fe-PE, Έδαφος), F (Νυχτερινή κάλυψη) και της επιφάνειας του εδάφους.

Ως αντίσταση συναγωγής R_c ορίζεται η παράσταση:

$$R_c = \frac{\ell}{h \cdot S}$$

Οι παραδοχές που αναφέρθηκαν για τους αριθμούς Nu, Re, Gr και Pr είναι συμβατές με τη διεθνή βιβλιογραφία. Ενδεικτικά αναφέρονται οι εργασίες των:

Isachenko *at al* (1977); Adams & Rogers (1973); Mikheyev (1977); Luikov (1980); Holman (1986); Papadakis *at al.* (1989a); Frangoudakis *at al* (1988) και άλλων.

• **Ακτινοβολία.** Η μετάδοση θερμότητας γίνεται με ηλεκτρομαγνητικά κύματα και πραγματοποιείται ανεξάρτητα από την παρουσία ή όχι ύλης.

Η αναλυτική σχέση για τη φασματική αφετική ικανότητα $A_{\lambda,T}$ είναι:

$$A_{\lambda,T} = \frac{c_1}{\lambda^5 (e^{c_2/\lambda T} - 1)} \quad (4.1.1.7)$$

όπου: $c_1=2\pi hc^2$ (h =σταθερά Planck, c =ταχύτητα του φωτός) και $c_2=hc/k$ (k =σταθερά Boltzmann)

• **Συνδυασμένη μετάδοση.** Στο σχήμα 4.2 υπάρχει αντιπροσωπευτικό δείγμα συστήματος, όπου εμφανίζονται όλοι οι τρόποι μετάδοσης. Ένα τέτοιο σύστημα εμφανίζεται στο θερμοκήπιο του πειράματος στους τομείς Α, C και F. Το ορθογώνιο τμήμα αρχίζει από την επιφάνεια του εδάφους και

- i) δέχεται θερμότητα από ακτινοβολία (καθαρή) q_n , που είναι η διαφορά της ηλιακής q_d και της γήινης q_γ ($q_n = q_d - q_\gamma$).
- ii) δέχεται θερμική ενέργεια q_a με αγωγή από το υπόλοιπο έδαφος
- iii) αποθηκεύει αντίστοιχη θερμότητα q_s , πάλι με αγωγή
- iv) ανταλλάσσει θερμότητα q_r μέσω ακτινοβολίας με το περιβάλλον και
- v) αποβάλλει, τέλος, θερμότητα q_c με συναγωγή προς τον αέρα (υποθέτουμε ότι

η

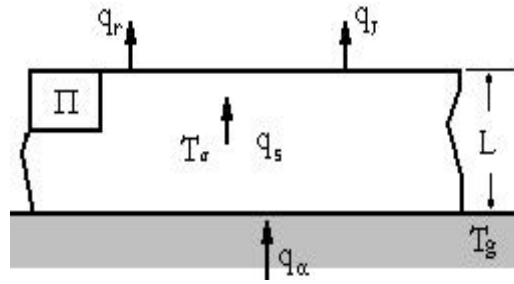
θερμοκρασία της επιφάνειάς του είναι μεγαλύτερη από αυτήν του αέρα μακριά

από το στερεό, $T_\sigma > T_\infty$)

Η εφαρμογή της αρχής διατήρησης της ενέργειας: $q_a + q_n = q_s + q_r + q_c$ σε συνδυασμό με την παραδοχή ότι οι θερμοκρασίες T_σ και T_∞ δεν διαφέρουν πολύ οδηγούν στην απλοποιημένη σχέση:

$$k_1 \cdot S \cdot \frac{T_g - T_\sigma}{L} = k_2 \cdot S \cdot \frac{T_g - T_\infty}{L} + h_r \cdot (T_\sigma - T_\infty) + h \cdot S \cdot (T_\sigma - T_\infty) \quad (4.1.1.8)$$

όπου k_1 , k_2 είναι συντελεστές θερμοαγωγιμότητας του εδάφους και του στερεού αντίστοιχα και h_r είναι συντελεστής γραμμικοποίησης από την παράσταση $\epsilon_r \cdot \sigma \cdot S \cdot (T_\sigma^4 - T_\infty^4)$ στην αντίστοιχη $h_r(T_\sigma - T_\infty)$.



Σχ. 4.1.1.2 Συνδυασμένη μετάδοση θερμότητας

Η σχέση (4.1.1.8) εύχρηστη και προσεγγίζει το φαινόμενο της συνδυασμένης μετάδοσης θερμότητας σε όλες τις περιπτώσεις κάλυψης του εδάφους, αφού με την παραδοχή $|T_s - T_\infty| \ll T_s$, είναι συνάρτηση 1^{ου} βαθμού ως προς τις θερμοκρασίες. Είναι φανερό ότι η σχέση αυτή προϋποθέτει αποκατάσταση της θερμικής ισορροπίας στο σύστημα.

4.1.2 Το Αναλυτικό Πρότυπο

Οι ημι-εμπειρικές σχέσεις, που αποτελούν το ημιεμπειρικό πρότυπο και το οποίο χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, βασίζονται στον κάτωθι γενικό τύπο αναλυτικού προτύπου το οποίο προσομοιώνει την ετήσια διακύμανση των ωριαίων τιμών των θερμοκρασιών του εδάφους σε διάφορα βάθη (Γαροφαλάκης 2004):

$$\begin{aligned}
 T(z,t) = & T_a + A_1 \cdot e^{-z/d_1} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8760} + \varphi_1 - \frac{z}{d_1}\right) + A_2 \cdot A_3 \cdot e^{-z/d_2} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \varphi_3 - \frac{z}{d_2}\right) \\
 & - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-z/d_3} \cdot \sin\left(\frac{364 \cdot 2\pi t}{8760} - \varphi_2 + \varphi_3 - \frac{z}{d_3}\right) \\
 & - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-z/d_4} \cdot \sin\left(\frac{366 \cdot 2\pi t}{8760} + \varphi_2 + \varphi_3 - \frac{z}{d_4}\right)
 \end{aligned}
 \tag{4.1.2.1}$$

όπου A_1, A_2, A_3 , τα πλάτη των διακυμάνσεων, $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ οι διαφορές φάσης και d_1, d_2, d_3 , και d_4 σταθερές, που συνδέονται με τη διαχυτότητα D και την περίοδο της εκάστοτε ημιτονοειδούς συνιστώσας, που υπολογίζονται στατιστικά με βάση τις τιμές των μετρήσεων.

Το αναλυτικό πρότυπο περιγράφεται λεπτομερώς παρακάτω:

Για την περίπτωση εδάφους με άπειρο βάθος και με αρχική θερμοκρασία ($t = 0$) σταθερή με το βάθος, δηλαδή $T(z,0) = T_{in}$, η ανταπόκριση σε μια μεταβολή της επιφανειακής θερμοκρασίας της μορφής

$$T(0, t > 0) = T_{in} + \Delta T_0 \quad (4.1.2.2)$$

περιγράφεται από τη γενική εξίσωση (Carslaw and Jaeger, 1986):

$$T(z, t) = T_{in} + \Delta T_0 \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2\sqrt{D \cdot t}}\right) \quad (4.1.2.3)$$

όπου t = χρόνος, z = εδαφικό βάθος, D η θερμική διαχυσιμότητα και $\operatorname{erfc}(x)$ η συνάρτηση σφάλματος *υποσελίδο

Η συνάρτηση απόκρισης του συστήματος $u(z, t)$ για τη μεταβολή ΔT_0 της επιφανειακής θερμοκρασίας τη χρονική στιγμή 0 είναι :

$$u(z, t) = \left. \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} \right|_{\Delta T_0 \rightarrow 1} = -\frac{1}{2t} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{D \cdot t}}\right) \quad (4.1.2.4)$$

Προκαλώντας μεταβολή $\Delta T_0(t)$ την χρονική στιγμή τ , οδηγούμαστε σε ολοκλήρωση της συνάρτησης απόκρισης $u(z, t)$, με όρια για το τ , από 0 έως t :

$$T(z, t) = T_{in} + \int_0^t \Delta T_0(\tau) u(z, t-\tau) d\tau = T_{in} + \int_0^t \Delta T_0(t-\tau) u(z, \tau) d\tau \quad (4.1.2.5)$$

για την περίπτωση περιοδικής μεταβολής της επιφανειακής θερμοκρασίας $T(0, t)$ της μορφής :

$$T(0, t) = T_a + A_0 \cdot \sin(2\pi f t + \varphi) \quad (4.1.2.6)$$

f = συχνότητα μεταβολής της $T(0, t)$

T_a = μέση θερμοκρασία αέρα

Ο Hillel (1982) κατέληξε σε λύση «ψευδοσταθερής κατάστασης» της μορφής :

$$T(z, t) = T_a + A_0 \cdot e^{-z/d} \cdot \sin\left(2\pi f t - \frac{z}{d} + \varphi\right) \quad (4.1.2.7)$$

φ = η αρχική φάση του επιφανειακού συστήματος

Η παράμετρος d δίνεται από την :

$$d = \sqrt{\frac{D}{f\pi}} \quad (4.1.2.8)$$

Η λύση της (εξ. 5.7) προϋποθέτει συγχρονισμό όλων των σημείων του εδάφους με την επιφάνεια (ψευδοσταθερή κατάσταση). Επεκτείνοντας την (εξ. 5.7) φτάνουμε σε σχέση που περιλαμβάνει την επίδραση πολλών σημάτων με συχνότητες f_1, f_2, \dots, f_n :

$$T(0, t) = T_a + \sum_{i=1}^n A_i \cdot \sin(2\pi f_i t + \varphi_i) \quad (4.1.2.9)$$

λόγω της (εξ. 5.7) η θερμοκρασία σε κάθε βάθος είναι :

$$T(z, t) = T_a + \sum_{i=1}^n A_i \cdot e^{-z/d_i} \cdot \sin\left(2\pi f_i t - \frac{z}{d_i} + \varphi_i\right) \quad (4.1.2.10)$$

Η μέθοδος περιλαμβάνει την υπέρθεση δύο θερμοκρασιακών σημάτων, του ετήσιου με περίοδο $T_1 = 8760$ h δηλαδή ($f = 1/8760$ h⁻¹) και του ημερήσιου με αντίστοιχα $T_2 = 24$ h και ($f = 1/24$ h⁻¹) και τότε (Garofalakis, 2004):

$$T(0, t) = T_a + A_1 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8760} + \varphi_1\right) + A_2 \cdot \left[A_3 - \cos\left(\frac{2\pi t}{8760} + \varphi_2\right) \right] \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \varphi_3\right) \quad (4.1.2.11)$$

με απλή τριγωνομετρική επεξεργασία η (4.1.2.11) γίνεται :

$$\begin{aligned} T(0, t) = & T_a + A_1 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8760} + \varphi_1\right) + A_2 \cdot A_3 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \varphi_3\right) \\ & - \frac{A_2}{2} \cdot \sin\left(\frac{364 \cdot 2\pi t}{8760} - \varphi_2 + \varphi_3\right) - \frac{A_2}{2} \cdot \sin\left(\frac{366 \cdot 2\pi t}{8760} + \varphi_2 + \varphi_3\right). \end{aligned} \quad (4.1.2.12)$$

Τελικά η (εξ. 5.10) γίνεται :

$$\begin{aligned} T(z, t) = & T_a + A_1 \cdot e^{-z/d_1} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8760} + \varphi_1 - \frac{z}{d_1}\right) + A_2 \cdot A_3 \cdot e^{-z/d_2} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \varphi_3 - \frac{z}{d_2}\right) \\ & - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-z/d_3} \cdot \sin\left(\frac{364 \cdot 2\pi t}{8760} - \varphi_2 + \varphi_3 - \frac{z}{d_3}\right) \\ & - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-z/d_4} \cdot \sin\left(\frac{366 \cdot 2\pi t}{8760} + \varphi_2 + \varphi_3 - \frac{z}{d_4}\right) \end{aligned} \quad (4.1.2.13)$$

όπου οι παράμετροι d_1, d_2, d_3 , και d_4 με τη βοήθεια της (4.1.2.8) ισούται με :

$$d_1 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{\pi}}, \quad d_2 = \sqrt{\frac{D \cdot 24}{\pi}}, \quad d_3 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{364\pi}}, \quad d_4 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{366\pi}} \quad (4.1.2.14)$$

Στην παρούσα μελέτη το αναλυτικό μοντέλο της συνάρτησης 4.1.2.13 προσφέρει για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας εδάφους χρησιμοποιώντας το βάθος εδάφους και το χρόνο ως ανεξάρτητες μεταβλητές. Οι μεταβλητές D , A_i , και φ , ($i=1, 2, 3$) λήφθηκαν χωρίς γραμμική παλινδρόμηση. Ο αλγόριθμος Levenberg-Marquardt προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα συνάρτησης, δηλαδή το άθροισμα τετραγώνων των υπολοίπων χρησιμοποιήθηκε όπως υλοποιείται στο στατιστικό μοντέλο SPSS™ v.10 st. Η μέση θερμοκρασία, T_a , θεωρείται μια παράμετρος του μοντέλου A0.

4.1.3 Τα Ημι-αναλυτικά Πρότυπα

Το αναλυτικό πρότυπο, που περιγράφεται στην προηγούμενη παράγραφο, θεωρεί ότι η θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους σε μακροπρόθεσμη βάση, T_a , είναι σταθερή, άρα το όλο σύστημα σε κατάσταση ευσταθούς ισορροπίας. Καθώς η θεώρηση αυτή δεν επιτρέπει τη χρήση του προτύπου για προσομοίωση δυναμικών καταστάσεων, και κατά συνέπεια για προγνωστικούς σκοπούς, εξετάστηκε η δυνατότητα αντικατάστασης της σταθεράς T_a με εναλλακτικές παραμέτρους οι οποίες θα παρουσιάζουν ομαλή χρονική μεταβολή ενώ ταυτόχρονα θα έχουν και φυσική συνάφεια με τη διαδικασία μεταβολής της θερμοκρασιακής κατατομής του εδάφους.

Μια πρώτη επιλογή είναι η θερμοκρασία σε αρκετά μεγάλο βάθος πέρα από το οποίο δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή (T_{g50} για τα αμέσου επαφής και T_{g120} για τα μεταλλικά κύπελλα). Στην περίπτωση αυτή θέλουμε να δούμε αν το πρότυπο με χρήση της παραμέτρου με αρκετά μεγάλο βάθος θα μπορέσει να αντικαταστήσει την παράμετρο T_a .

Μια άλλη παρέμβαση είναι η παράμετρος T_{g3} που αφορά στη μέση τιμή των τριών τιμών θερμοκρασίας ημερησίως από τις ώρες 8:00, 14:00 και 20:00. Αυτό το πρότυπο θα μας ενδιέφερε να έχει καλά αποτελέσματα για να χρησιμοποιηθεί ενδεχομένως στη συμπλήρωση των δεδομένων παλαιότερων ετών όπου δεν υπάρχουν ωριαίες τιμές θερμοκρασιών αλλά υπάρχουν μόνο τρεις μετρήσεις ημερησίως στις ώρες που αναφέρονται παραπάνω.

Μια επιπλέον παράμετρος που μελετήθηκε είναι αυτή της μέσης τιμής όλων των θερμοκρασιών σε όλα τα βάθη (T_{gan} και για τα δυο σετ δεδομένων). Σε μια

τέτοια περίπτωση περιμένουμε να δείξει ικανοποιητικά αποτελέσματα η επεξεργασία των δεδομένων μας δεδομένου ότι είναι μια παράμετρος η οποία δε μεταβάλετε σημαντικά με την πάροδο του χρόνου και είναι εύκολα υπολογίσιμη.

Μια αντίστοιχη έκφραση του μοντέλου αλλά με χρήση της μέσης τιμής θερμοκρασίας αέρα (Tairav) θα μπορούσε να έχει θετικά αποτελέσματα και μελετήθηκε για το γεγονός ότι είναι μια πληροφορία εύκολα διαθέσιμη.

Η γενική μορφή του προτύπου είναι:

$$\begin{aligned}
 T(z,t) = & J + A_1 \cdot e^{-z/d_1} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8760} + \phi_1 - \frac{z}{d_1}\right) \\
 & + A_2 \cdot A_3 \cdot e^{-z/d_2} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \phi_3 - \frac{z}{d_2}\right) \\
 & - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-z/d_3} \cdot \sin\left(\frac{364 \cdot 2\pi t}{8760} - \phi_2 + \phi_3 - \frac{z}{d_3}\right) \\
 & - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-z/d_4} \cdot \sin\left(\frac{366 \cdot 2\pi t}{8760} + \phi_2 + \phi_3 - \frac{z}{d_4}\right)
 \end{aligned} \tag{4.1.3.1}$$

$$d_1 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{\pi}}, \quad d_2 = \sqrt{\frac{D \cdot 24}{\pi}}, \quad d_3 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{364\pi}}, \quad d_4 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{366\pi}}$$

Όπου J βάζουμε τα Tair, Tg3, Tgav, Tairav, Tg50 και Tg120.

4.2 Δεδομένα

4.2.1 Γενικά

Συστηματικές καταγραφές της θερμοκρασίας του εδάφους σε διάφορα βάθη εκτελούνται από το 1911, στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (Ε.Α.Α.). Οι καταγραφές πραγματοποιούνται τρεις φορές ημερησίως (08:00, 14:00 και 20:00 LST). Ο σταθμός (γ. πλάτος 37° 58' Β, γ. μήκος 23° 43' Α, υψόμετρο 107 m από την μέση στάθμη της θάλασσας) βρίσκεται στις ιστορικές εγκαταστάσεις του Ε.Α.Α. στο Θησείο, κοντά στο κέντρο της Αθήνας. Στα τέλη του 1990 πραγματοποιήθηκε αυτοματοποίηση του σταθμού μέτρησης θερμοκρασιών εδάφους. Τα κλασικά υδραργυρικά θερμομέτρα αντικαταστάθηκαν από σύγχρονους αισθητήρες τύπου “thermistor” (τύπος 107-probe, της Campbell Scientific Ltd.). Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιείται πλέον ανά ώρα (δειγματοληψία ανά λεπτό και μέση τιμή, μέγιστη και ελάχιστη ανά ώρα) (Ψυλόγλου, 1992).



Εικόνα 1: Φωτογραφίες από το Σταθμό του Θησείου. Θερμομέτρα άμεσου επαφής & μεταλλικά κύπελλα.

Στο σταθμό του Θησείου πραγματοποιούνται επιπλέον οι εξής παρατηρήσεις τυπικών μετεωρολογικών και ακτινομετρικών παραμέτρων:

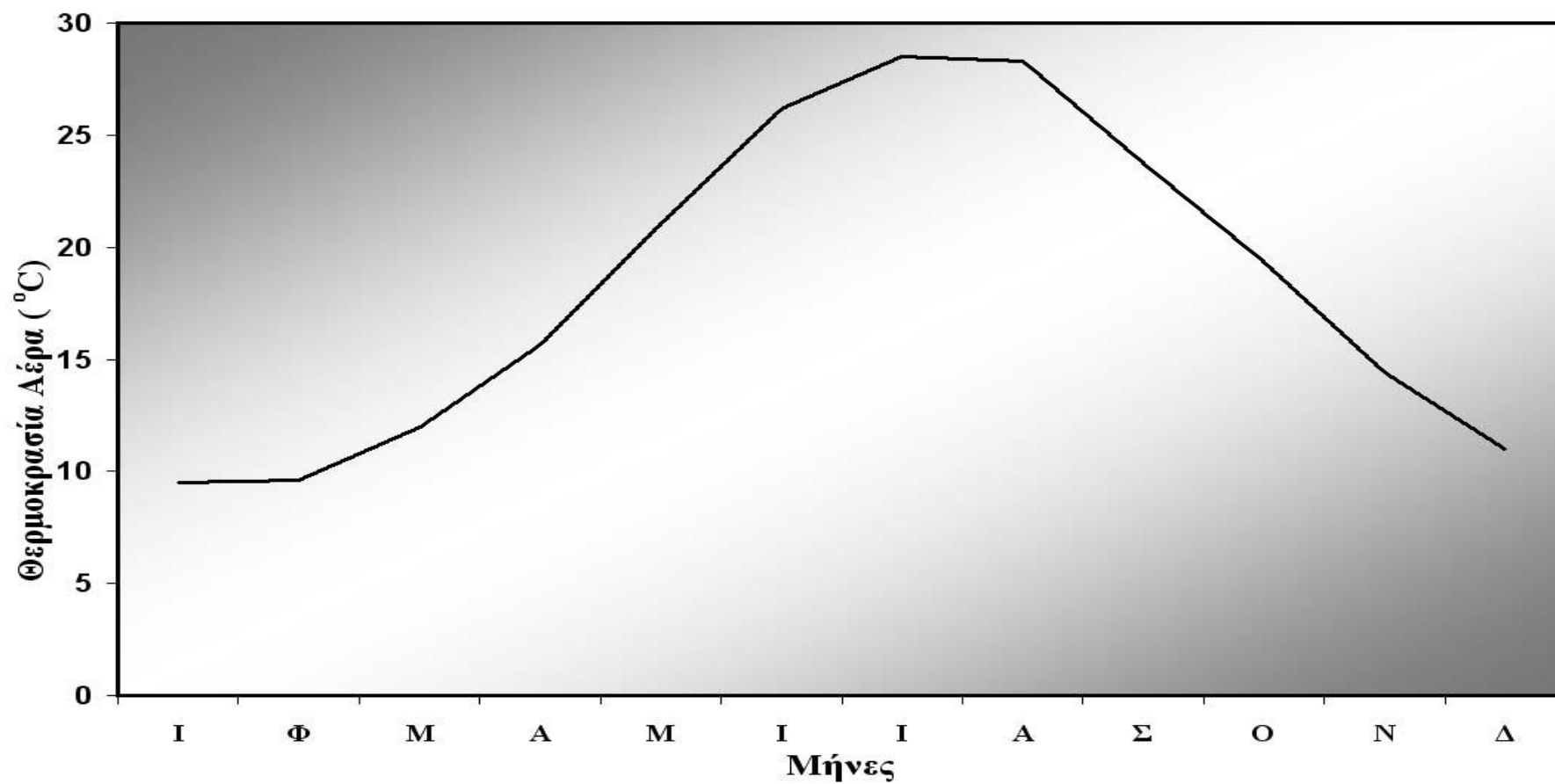
- θερμοκρασία αέρα ($^{\circ}\text{C}$) (ωριαίες, μέσες ημερήσιες και μέσες μηνιαίες, μέγιστες και ελάχιστες τιμές)
- σχετική υγρασία (%) (ωριαίες, μέσες ημερήσιες και μέσες μηνιαίες τιμές)
- ατμοσφαιρική πίεση (hPa) (ωριαίες, μέσες ημερήσιες και μέσες μηνιαίες τιμές)
- ταχύτητα ανέμου (m/s) (ωριαίες, μέσες ημερήσιες και μέσες μηνιαίες τιμές)
- διεύθυνση ανέμου (deg) (ωριαίες τιμές, ροδόγραμμα)
- ύψος και διάρκεια βροχόπτωσης (mm, hrs)
- εξάτμιση (mm)
- σημείο δρόσου ($^{\circ}\text{C}$)
- έλλειμμα κορεσμού (mm Hg)
- πίεση ατμών (mm Hg)
- διάρκεια ηλιοφάνειας (hrs)
- νεφοκάλυψη και είδος νεφών (octals)
- βαθμοήμερες θέρμανσης/ψύξης (degree days) ($^{\circ}\text{C}$)
- ολική ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντια επίπεδο (W/m^2) (ωριαίες, ημερήσιες και μηνιαίες τιμές με πυρανόμετρο τύπου Erppley)
- διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντια επίπεδο (W/m^2) (ωριαίες, ημερήσιες και μηνιαίες τιμές με πυρανόμετρο τύπου Erppley και στεφάνη σκίασης, δεν έχει γίνει διόρθωση στεφάνης)
- ολικός φωτισμός σε οριζόντια επίπεδο (kLux) (ωριαίες, ημερήσιες και μηνιαίες τιμές)
- διάχυτος σε οριζόντια επίπεδο (kLux) (ωριαίες, ημερήσιες και μηνιαίες τιμές, διορθωμένες έχει γίνει διόρθωση στεφάνης) και ορατότητα.

Βροχόμετρο τύπου tipping bucket χρησιμοποιείται για την καταγραφή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων (βροχή, χιόνι, χαλάζι) με ευαισθησία μέτρησης 0.1 mm/tip, και ακρίβεια $\pm 2\%$ για ποσά βροχής μέχρι 25 mm/hr και $\pm 3\%$ για ποσά βροχής μέχρι 50 mm/hr. Η καταγραφή της ποσότητας χιονιού ή χαλαζιού πραγματοποιείται ως ισοδύναμη ποσότητα νερού μετά το λιώσιμό τους. Η μέτρηση της βροχόπτωσης πραγματοποιείται σε ύψος 1.5m περίπου πάνω από το έδαφος.

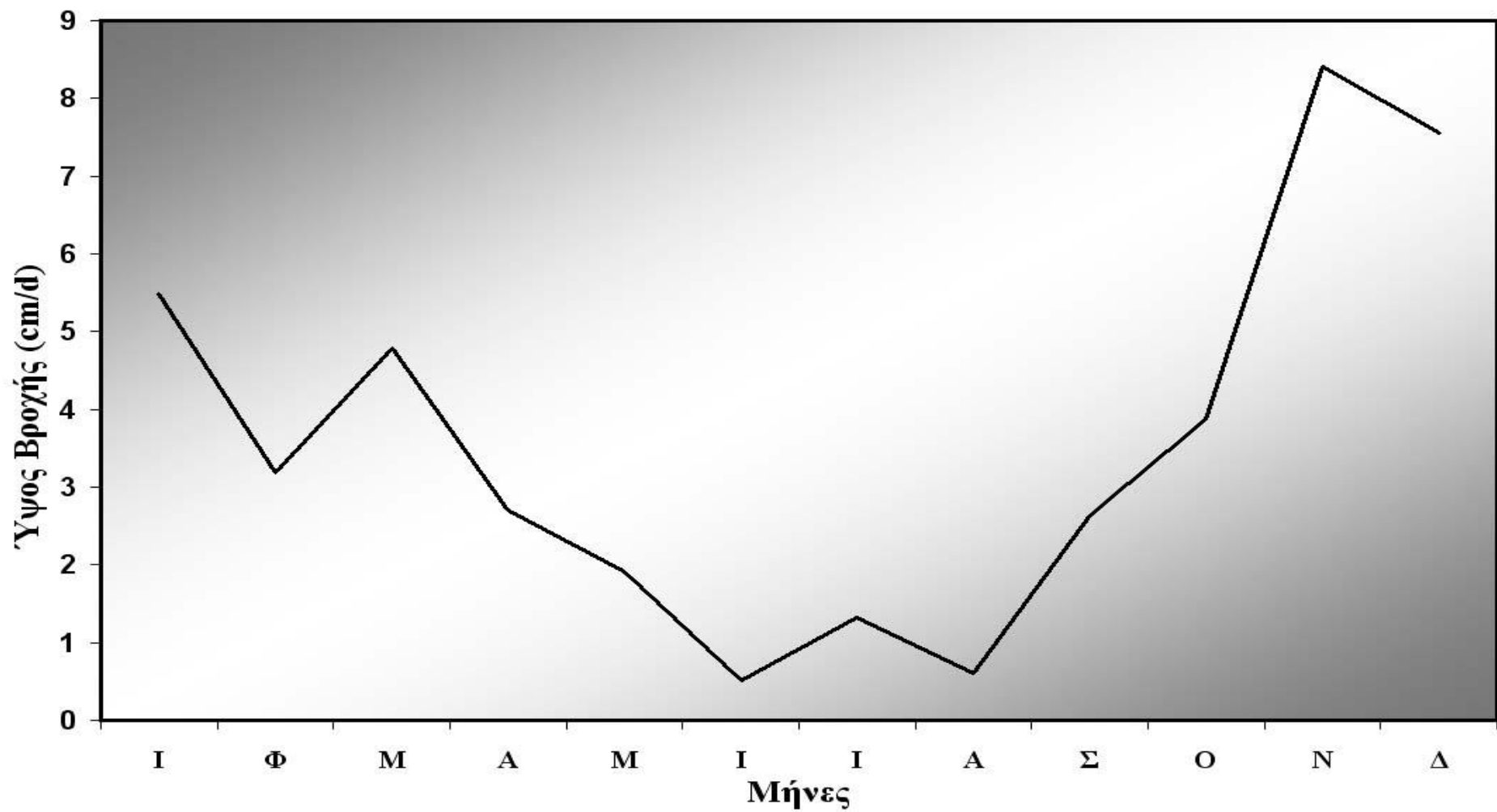
Κυπελλοφόρο ανεμόμετρο χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της έντασης του πνέοντος ανέμου σε ύψος 10 μέτρων πάνω από το έδαφος, από 0 μέχρι 55 m/s με ακρίβεια μέτρησης της τάξης του $\pm 2\%$ και κατώφλι λειτουργίας 0.2 m/s. Η ένταση του ανέμου μετράται από ξεχωριστό αισθητήρα από εκείνου της διεύθυνσης ανέμου.

Πυρανόμετρο της εταιρίας Eppley χρησιμοποιείται για την καταγραφή της έντασης της ολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης. Ο αισθητήρας του πυρανομέτρου βασίζεται σε ένα πλήθος παθητικών στοιχείων αίσθησης της θερμότητας που καλούνται θερμοζεύγη. Η θερμική ακτινοβολία που καταφτάνει από τον ήλιο απορροφάται από την μια επαφή του θερμοζεύγους, την καλούμενη ως «ενεργή» ή «θερμή» επαφή, με αποτέλεσμα την αύξηση της θερμοκρασίας της. Η δεύτερη επαφή του, η καλούμενη ως «επαφή αναφοράς» ή «ψυχρή» διατηρείται σε μια χαμηλότερη σταθερή θερμοκρασία στο εσωτερικό του σώματος του οργάνου. Η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των δύο επαφών του θερμοζεύγους είναι ανάλογη της έντασης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Έτσι λόγω του θερμοηλεκτρικού φαινομένου δημιουργείται μια διαφορά δυναμικού ανάλογης της διαφοράς θερμοκρασίας των δύο επαφών. Αυτή με την σειρά της καταγράφεται στο σύστημα συλλογής δεδομένων προς περαιτέρω επεξεργασία.

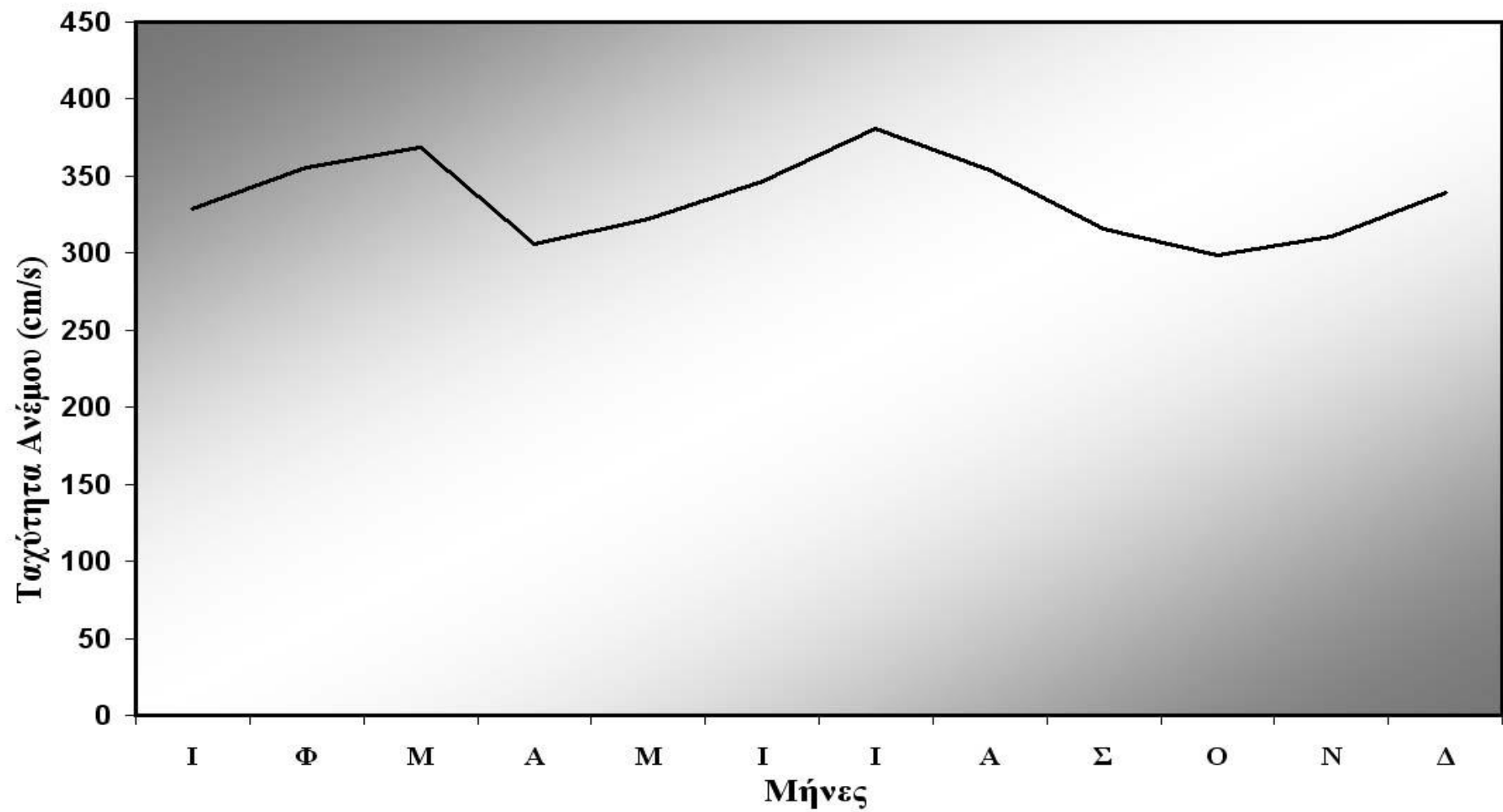
Τέλος, σύμφωνα με τα δεδομένα του Ε.Α.Α. στο σταθμό του Θησείου για την εξεταζόμενη περίοδο 1991-2006, παρουσιάζονται στα διαγράμματα 4.2.1.1-4.1.2.4 τις μέσες μηνιαίες τιμές της θερμοκρασίας αέρα, του ύψους βροχής, της ταχύτητας του ανέμου και της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας.



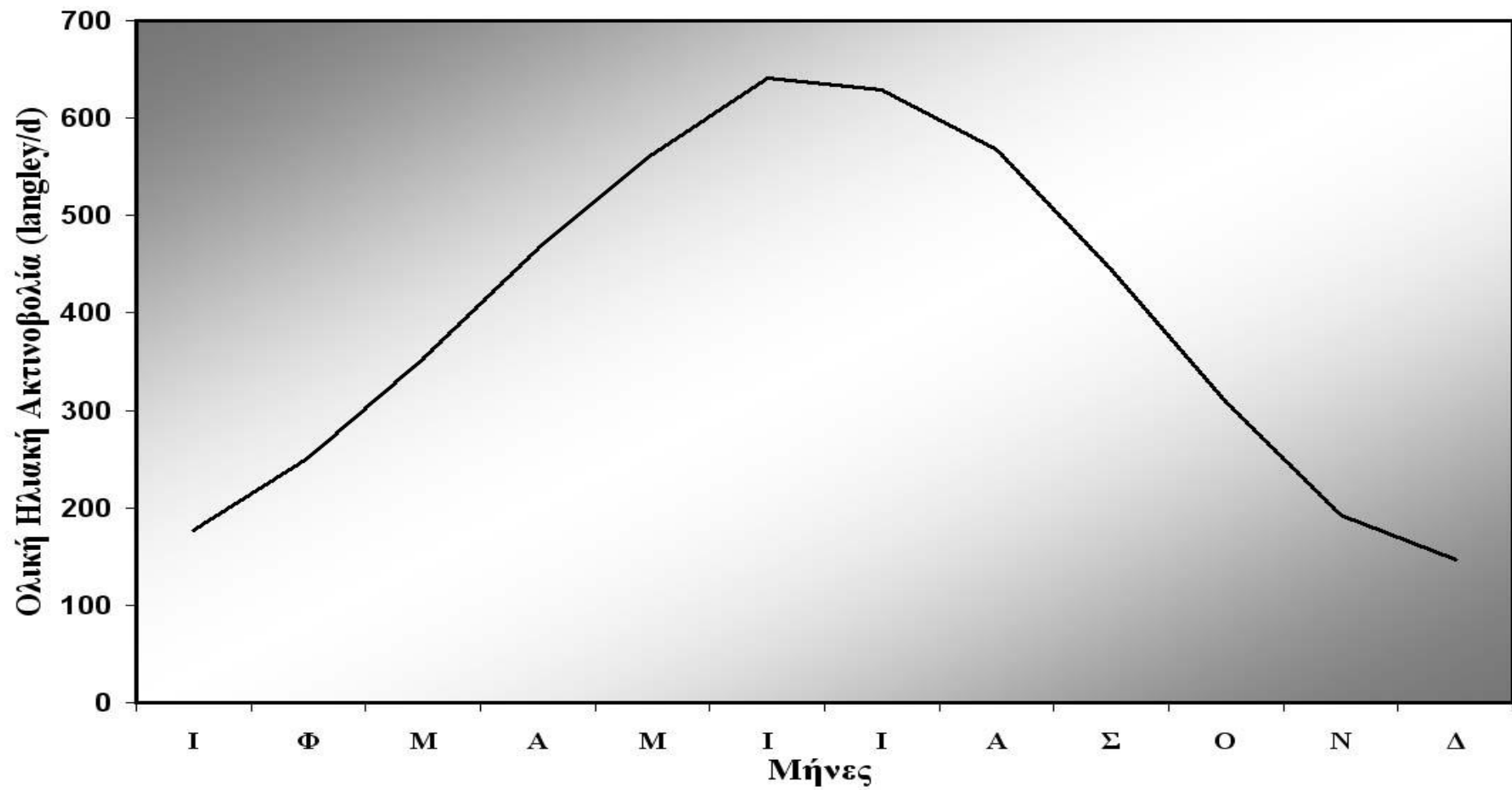
Σχήμα 4.2.1.1: Μέσες μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας αέρα στο σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Θησείο) για την περίοδο 1991-2006.



Σχήμα 4.2.1.2: Μέσες μηνιαίες τιμές ύψους βροχής στο σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Θησείο) για την περίοδο 1991-2006.



Σχήμα 4.2.1.3: Μέσες μηνιαίες τιμές ταχύτητας ανέμου στο σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Θησείο) για την περίοδο 1991-2006.



Σχήμα 4.2.1.2: Μέσες μηνιαίες τιμές ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο σταθμό του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Θησείο) για την περίοδο 1991-2006.

4.2.2 Δεδομένα Θερμοκρασίας Εδάφους

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν οι διαθέσιμες μετρήσεις της θερμοκρασίας του εδάφους σε διάφορα βάθη του Ε.Α.Α., για την περίοδο 1991-2006.

Οι μετρήσεις προέρχονται από δυο ομάδες οργάνων μέτρησης θερμοκρασιών εδάφους :

i. θερμομέτρα άμεσης επαφής εγκατεστημένα στην επιφάνεια του εδάφους καθώς και σε βάθη 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40 και 50 cm, και

ii. θερμομέτρα σε μεταλλικά δοχεία, εγκατεστημένα σε βάθη 0.3, 0.6, 0.9, 1.2 m.

Σε προηγούμενη εργασία (Κουτελίδα 2010) πραγματοποιήθηκε , λεπτομερής ποιοτικός έλεγχος στα δεδομένα θερμοκρασιών εδάφους σε διάφορα βάθη, προκειμένου να εντοπισθούν λάθη και να απομακρυνθούν τυχόν εσφαλμένες τιμές. Κατά τον έλεγχο εντοπίστηκαν κυρίως δυο τύποι σφαλμάτων:

(α) λόγω μη ορθής λειτουργίας των ίδιων των αισθητήρων. Τέτοια λειτουργία παρατηρήθηκε για χρονικά διαστήματα από μερικές ώρες έως μερικές ημέρες. Συνήθως ακολουθούσαν μετά από διακοπές τροφοδοσίας του συλλέκτη δεδομένων, ή κατά τις καλοκαιρινές περιόδους όπου παρατηρούνταν έκθεση του συλλέκτη σε ασυνήθιστα υψηλές θερμοκρασίες (π.χ. περιόδους καύσωνα)

(β) λόγω εσφαλμένης επανατοποθέτησης των δύο θερμομέτρων άμεσης επαφής στην επιφάνεια του γυμνού και του καλυμμένου με γρασίδι εδάφους, μετά τη πραγματοποίηση εργασιών συντήρησης στον σταθμό καταγραφής θερμοκρασιών εδάφους.

Κατά την πρώτη περίπτωση τα δεδομένα αφαιρέθηκαν εντελώς από την βάση δεδομένων. Στη δεύτερη διορθώθηκαν επιμελώς πριν την εισαγωγή τους στην βάση δεδομένων. Στη συνέχεια, υπολογίστηκαν οι μέσες ημερήσιες τιμές καθώς και οι μέσες μηνιαίες τιμές της θερμοκρασίας του αέρα και του εδάφους στα διάφορα βάθη.(Κουτελίδα 2010)

Σε προηγούμενες εργασίες (Μαριολόπουλος, 1928 και Ψυλόγλου 1992), έχει αναλυθεί διεξοδικά η κλιματική συμπεριφορά της θερμοκρασίας εδάφους στο χώρο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Θα ήταν δόκιμο, να πραγματοποιηθεί μια σύντομη αναφορά σε αυτή. Η πρώτη εργασία αναφέρεται στα δεδομένα παρατηρήσεων και η δεύτερη στα δεδομένα του αυτοματοποιημένου σταθμού. Πιο

συγκεκριμένα ο Μαριολόπουλος (1928) κατέληξε στα παρακάτω συμπεράσματα σχετικά με τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας του εδάφους στην επιφάνεια και στα διάφορα βάθη, λαμβάνοντας υπόψη τις τριώρες παρατηρήσεις (08:00, 14:00 και 21:00 LST) της θερμοκρασίας του εδάφους μιας δεκαπενταετίας (1911-1925), και τις αντίστοιχες της θερμοκρασίας αέρα από το Ε.Α.Α.

Στα πλαίσια της παρούσης εργασίας κρίθηκε σκόπιμο να αναφερθεί συνοπτικά η ανάλυση θερμοκρασίας εδάφους στο χώρο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στ Θησείο έτσι όπως αυτή έγινε στην Μεταπτυχιακή Διπλωματική εργασία της Κουτελίδα 2010.

Η μέση ετήσια διακύμανση της θερμοκρασίας του γυμνού εδάφους παρουσιάζει μέγιστη τιμή τον μήνα Ιούλιο και ελάχιστη το μήνα Ιανουάριο. Αυτές οι τιμές παρατηρούνται ακριβώς την περίοδο των αντίστοιχων ακραίων τιμών της θερμοκρασίας του αέρα. Παρόλο που οι τιμές της θερμοκρασίας του αέρα είναι χαμηλότερες από τις αντίστοιχες του γυμνού εδάφους, κυρίως κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, η καμπύλη της ετήσιας πορείας της θερμοκρασίας του γυμνού εδάφους παρακολουθεί αυτή του αέρα, Η μέση ετήσια θερμοκρασία του γυμνού εδάφους είναι μεγαλύτερη κατά $2.69\text{ }^{\circ}\text{C}$ της αντίστοιχης μέσης του αέρα. (Κουτελίδα 2010)

Η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασία στο βάθος 30cm είναι πολύ μικρή. Δεν ξεπερνά τον 1°C . Το ημερήσιο μέγιστο παρατηρείται τις απογευματινές ώρες, δηλαδή αρκετές ώρες αργότερα του μεγίστου της επιφάνειας. Αυτό οφείλεται στη βραδύτητα με την οποία η θερμοκρασία προχωρεί προς το εσωτερικό του εδάφους. Το ημερήσιο ελάχιστο συμβαίνει επίσης μετά από το αντίστοιχο της επιφάνειας. Οι μηνιαίες μέσες θερμοκρασίες στο βάθος αυτό είναι ανώτερες εκείνων της επιφάνειας του εδάφους κατά τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο, ενώ κατά τους σχετικά θερμότερους μήνες είναι κατώτερες. Η μέση ετήσια θερμοκρασία στο βάθος αυτό είναι μικρότερη εκείνης στην επιφάνεια του γυμνού εδάφους κατά $1.18\text{ }^{\circ}\text{C}$. (Κουτελίδα 2010)

Στο βάθος 60cm η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας, μόλις φτάνει τον μισό βαθμό κελσίου. Το ημερήσιο μέγιστο και ελάχιστο συμβαίνουν αργότερα των αντίστοιχων στο βάθος των 30cm. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες κατά τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο είναι μεγαλύτερες κατά μέσο όρο κατά $0.84\text{ }^{\circ}\text{C}$ από εκείνες σε βάθος 30cm. Κατά τους υπόλοιπους μήνες είναι μικρότερες κατά $0.91\text{ }^{\circ}\text{C}$. Η μέση ετήσια θερμοκρασία στο

βάθος αυτό είναι κατώτερη εκείνης του βάθους 0.30m, κατά 0.04 °C. (Κουτελίδα 2010)

Στο βάθος 90cm η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας της θερμοκρασία, είναι σχεδόν ανεπαίσθητη και μόλις φτάνει κατά μέσο όρο τους 0.17°C, όπως προκύπτει από τις τρίωρες παρατηρήσεις. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες κατά τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο είναι μεγαλύτερες κατά μέσο όρο κατά 0.81 °C από εκείνες σε βάθος 60cm. Κατά τους υπόλοιπους μήνες είναι μικρότερες κατά 1.14 °C. Η μέση ετήσια θερμοκρασία στο βάθος των 0.90m είναι μεγαλύτερη εκείνης των 60cm κατά 0.16°C. (Κουτελίδα 2010).

Βάθος 120cm. Η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας είναι ανεπαίσθητη και οι παρατηρήσεις γίνονται μόνο την 14:00 ώρα. Από το 1931 γίνονται και στο βάθος αυτό τρίωρες παρατηρήσεις κάθε μέρα. Οι μέσες μηνιαίες θερμοκρασίες διαφέρουν κατά δέκατα του βαθμού Κελσίου από εκείνες στα 0.90m. Κατά τους ψυχρούς μήνες του έτους (Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο, Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο) αυτές είναι μεγαλύτερες. Κατά τους υπόλοιπους μήνες μικρότερες από τις αντίστοιχες στο βάθος των 90cm. Η μέση ετήσια θερμοκρασία στο βάθος αυτό είναι μεγαλύτερη της αντίστοιχης στα 90cm κατά 0.10°C. Αυτό ίσως οφείλεται στο ότι, αν και ανεπαίσθητη, εν τούτοις η παρατήρηση μόνο στις 14:00 ώρα δεν αρκεί για τον προσδιορισμό της μέση ημερήσια θερμοκρασίας. (Κουτελίδα 2010).

Μετά την αυτοματοποίηση του σταθμού του E.A.A. στα τέλη του 1990, ο Ψυλόγλου (1992) διατύπωσε τα παρακάτω συμπεράσματα για τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας εδάφους για τα παραπάνω βάθη, έχοντας τα δεδομένα των θερμομέτρων άμεσης επαφής. Κατά τον πρώτο χρόνο λειτουργίας τους (1/1/1991-31/12/1991) τα θερμόμετρα ήταν εγκατεστημένα στην επιφάνεια του εδάφους καθώς και σε βάθη 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40 και 50cm. Επίσης τα θερμόμετρα σε μεταλλικά δοχεία ήταν εγκατεστημένα σε βάθη 30, 60, 90, 120cm.

- Η μέση ελάχιστη μηνιαία τιμή στο γυμνό έδαφος εμφανίζεται τον Ιανουάριο και η μέγιστη των Ιούλιο.
- Σε όλα τα βάθη μέχρι 50cm διαπιστώνεται παράλληλη ετήσια πορεία και για τα δύο είδη θερμομέτρων, όπου ο Ιανουάριος ή ο Φεβρουάριος είναι ο ψυχρότερος μήνας του έτους ενώ ο Ιούλιος είναι ο θερμότερος για βάθη από 2cm έως 40cm, ενώ ο Αύγουστος για τα 50cm.

- Η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας εδάφους είναι αισθητή μέχρι το βάθος των 30cm. Από 40cm και κάτω είναι σχεδόν ανεπαίσθητη (1°C).
- Κατά τις πρωινές ώρες η θερμοκρασία του εδάφους είναι χαμηλότερη από την θερμοκρασία του αέρα. Αυξάνεται έως τις πρώτες μεσημβρινές και ελαττώνεται τις απογευματινές.
- Το ελάχιστο της θερμοκρασίας του εδάφους παρατηρείται λίγο μετά την ανατολή του ηλίου όπως περίπου και στον αέρα.

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Το έδαφος έχει σταθερή σύσταση (ομογενές) γύρω από το μετρητικό σύστημα. Θεωρούμε πως δεν υπάρχει επίδραση της παρουσίας νερού στις εδαφικές θερμοκρασίες. Για την επιφάνεια, τα 10cm και τα 50cm βάθος το έδαφος είναι πηλώδες ενώ για τα 5, 20, 30cm είναι αμμοπηλώδες.

Η πειραματική περίοδος είναι από 1991 έως και το 2006 και οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε ωριαία βάση. Από τα δεδομένα που μελετήθηκαν για την περίοδο αυτή παρατηρούμε ότι ο Ιανουάριος και Φεβρουάριος (στα 50cm) είναι οι ψυχρότεροι μήνες του έτους τόσο για τη θερμοκρασία αέρα όσο και για τα βάθη που εξετάζουμε. Αντίστοιχα ο Ιούλιος και ο Αύγουστος (στα 50cm) είναι οι θερμότεροι μήνες του έτους. Παρατηρείται μια καθυστέρηση μεταφοράς της θερμότητας όσο μεγαλώνει το βάθος.

Αύξηση της θερμοκρασίας παράλληλα με την αύξηση του βάθους παρατηρούμε δυο μήνες πριν και δύο μήνες μετά το μήνα Δεκέμβριο, ο οποίος είναι αυτός με τη μικρότερη ηλιοφάνεια.

Στο δεύτερο μέρος της εργασίας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα θερμοκρασιών εδάφους σε 4 βάθη από θερμομέτρα μεταλλικών κυπέλλων για τη σύγκριση μετρημένων και προσομοιωμένων τιμών.

Προκειμένου να μπορέσουμε να εισάγουμε κύμανση μεγαλύτερης συχνότητας (ωριαίας) αλλά και τη δυνατότητα μιας διαφοροποίησης από έτος σε έτος, στα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν ο σταθερός όρος J αντικαταστάθηκε από τις μετρούμενες παραμέτρους $Tair$, $Tg3$, $Tgan$, $Tairan$ τόσο για τα δεδομένα αμέσου επαφής όσο και για τα δεδομένα από τα μεταλλικά κύπελλα. Επιπλέον χρησιμοποιήθηκαν η $Tg50$ για τα αμέσου επαφής και η $Tg120$ για τα κύπελλα. Υπενθυμίζεται ότι η παράμετρος $A1$ εκφράζει το πλάτος της ετήσιας κύμανσης και οι $A2$ και $A3$ είναι πλάτη που σχετίζονται με την ημερήσια κύμανση.

Ξεκινώντας από τα αποτελέσματα των μοντέλων που βασίστηκαν στα δεδομένα από τα θερμομέτρα αμέσου επαφής (Πίνακας 1) παρατηρούμε ότι όλα τα μοντέλα προσαρμόζονται πολύ καλά στις μετρήσεις ($R^2=0.85-0.97$) με καλύτερα αυτά που βασίζονται στις μέσες θερμοκρασίες εδάφους. Όλες οι παράμετροι είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95% και τα μοντέλα παρουσιάζουν μια ομοιογένεια στις εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων.

Πιο συγκεκριμένα οι φάσεις F1 F2 και F3 των ημιτονικών συνιστωσών δεν εμφανίζουν σημαντικές διαφορές, επομένως τα μοντέλα έχουν παρόμοια χρονική συμπεριφορά σε σχέση με τις μετρήσεις.

Μικρές διαφορές παρουσιάζουν τα πλάτη των ανωτέρω συνιστωσών, A2 και A3, ιδιαίτερα όταν η ανεξάρτητη μεταβλητή είναι η T_{air} .

Εντονότερη διαφοροποίηση παρουσιάζει το πλάτος της ετήσιας κύμανσης A1, όπου το ετήσιο εύρος διακύμανσης της ανεξάρτητης μεταβλητής φαίνεται να παίζει καθοριστικό ρόλο. Οι παράμετροι με μικρό ετήσιο θερμομετρικό εύρος έχουν μικρό πλάτος A1: τα T_{g3} και T_{gan} που έχουν μικρό ετήσιο θερμομετρικό εύρος έχουν τα μικρότερα A1, ενώ τα T_{air} και T_{airan} που έχουν τα μεγαλύτερα ετήσια θερμομετρικά εύρη έχουν μεγαλύτερα πλάτη $A1=1,5-1,6$. Το μοντέλο που βασίζεται στο T_{g50} διαφοροποιείται από αυτή τη συμπεριφορά εμφανίζοντας το μέγιστο πλάτος $A1=2,703$.

Ο συντελεστής θερμικής διαχυσιμότητας (D) παρουσιάζει μια λίγο πολύ σταθερή τιμή γύρω στο 1,9 έως 2,0 με μόνη διαφοροποίηση στο μοντέλο που βασίζεται στο T_{air} για το οποίο είναι $D=1,134$.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1: Εκτιμώμενες παράμετροι και τυπικά σφάλματα από τα θερμομέτρα αμέσου επαφής στα εφαρμοσμένα μοντέλα Tair, Tg3, Tgav, Tairav, Tg50.

ΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ ΑΜΕΣΟΥ ΕΠΑΦΗΣ										
	Tair		Tg3		Tgav		Tairav		Tg50	
	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα
R ²	0.85		0.96		0.97		0.89		0.89	
A1	1,594	0,005	-0,288	0,003	0,065	0,003	1,512	0,004	2,703	0,005
A2	4,27	0,01	5,657	0,009	5,510	0,008	5,48	0,01	5,63	0,01
A3	1,159	0,006	1,433	0,002	1,439	0,002	1,443	0,003	1,448	0,004
F1	4,317	0,003	4,585	0,009	4,18	0,03	4,298	0,003	4,869	0,002
F2	-6,513	0,004	-6,494	0,001	-6,483	0,001	-6,486	0,002	-6,498	0,002
F3	4,033	0,003	4,216	0,001	4,193	0,001	4,184	0,001	4,196	0,001
D	1,134	0,008	1,916	0,004	1,985	0,004	1,899	0,007	1,901	0,007

Συνεχίζοντας με τα αποτελέσματα των μοντέλων που βασίστηκαν στα δεδομένα από τα μεταλλικά κύπελλα (Πίνακας 2(α)) παρατηρούμε ότι, σε σύγκριση με τα μοντέλα αμέσου επαφής, τα μοντέλα που βασίζονται στη θερμοκρασία αέρα προσαρμόζονται λιγότερο καλά στις μετρήσεις ($R^2=0.63-0.81$) ενώ αυτά που βασίζονται σε θερμοκρασίες εδάφους έχουν $R^2=0.94-0.99$. Επιπλέον δεν παρατηρούμε την ίδια ομοιογένεια στις εκτιμώμενες τιμές των παραμέτρων. Πιο συγκεκριμένα αν και η γενική συμπεριφορά και οι τιμές του πλάτους ετήσιας κύμανσης A1 και της αντίστοιχης φάσης F1 είναι παρόμοια με αυτά των μοντέλων αμέσου επαφής, τα πλάτη A2 και A3 είναι, εν προκειμένω μη στατιστικά σημαντικά. Επιπλέον, οι αντίστοιχες φάσεις F2 και F3 χρήζουν τριγωνομετρικών αναγωγών προκειμένου να είναι δυνατή η σύγκριση με τα προηγούμενα αποτελέσματα (Πίνακας 2(β)). Μετά τις σχετικές διορθώσεις οι τιμές των φάσεων F2 και F3, προκύπτουν τιμές σχετικά ομοιογενείς εκτός από το Tg120 και παρόμοιες με αυτές των μοντέλων αμέσου επαφής αν και σε αρκετές περιπτώσεις δεν είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο εμπιστοσύνης 95%. Ο συντελεστής διαχυσιμότητας (D) είναι μια τάξη μεγέθους μικρότερος από ότι στα μοντέλα αμέσου επαφής και αυτό ίσως εξηγείτε από το ότι στα θερμόμετρα των μεταλλικών κυπέλλων το υπερκείμενο τμήμα δεν αποτελείται από έδαφος αλλά από αέρα ο οποίος έχει πολύ χαμηλότερη θερμική διαχυσιμότητα.

ΠΙΝΑΚΑΣ 2(α): Εκτιμώμενες παράμετροι και τυπικά σφάλματα από τα θερμομέτρα από μεταλλικά κύπελλα, στα εφαρμοσμένα μοντέλα Tair, Tg3, Tgav, Tairav, Tg50.

ΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ ΜΕΤΑΛΛΙΚΩΝ ΚΥΠΕΛΛΩΝ										
	Tair		Tg3		Tgav		Tairav		Tg120	
	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα
R ²	0.68		0.99		0.99		0.81		0.94	
A1	2,46	0,03	-0,311	0,005	0,002	0,004	2,42	0,02	5,24	0,01
A2	229,5	479,2	1760,7	6592,9	1407,2	32244,5	42,3	59,6	-35,4	24,2
A3	259,4	540,3	1638,1	6122,4	2286,1	10769,5	83,4	117,3	-69,5	47,6
F1	3,76	0,01	5,2	0,01	4,9	1,9	3,476	0,009	5,544	0,002
F2	-986	2	3040,8	3,7	-1388,7	4,6	17775	1,4	172,5	0,6
F3	-64,2	0,1	124,8	0,2	5,5	22,4	275,22	0,08	11	0,02
D	0,116	0,003	0,053	0,002	0,0	0,1	0,173	0,004	0,187	0,001

ΠΙΝΑΚΑΣ 2(β): Εκτιμώμενες παράμετροι και τυπικά σφάλματα από τα θερμομέτρα από μεταλλικά κύπελλα, στα εφαρμοσμένα μοντέλα Tair, Tg3, Tgav, Tairav, Tg50. (διορθωμένες φάσεις με τριγωνομετρικούς μετασχηματισμούς)

ΘΕΡΜΟΜΕΤΡΑ ΜΕΤΑΛΛΙΚΩΝ ΚΥΠΕΛΛΩΝ										
	Tair		Tg3		Tgav		Tairav		Tg120	
	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα	Εκτιμώμενη τιμή	Τυπικό σφάλμα
R ²	0.68		0.99		0.99		0.81		0.94	
A1	2,46	0,03	-0,311	0,005	0,002	0,004	2,42	0,02	5,24	0,01
A2	229,5	479,2	1760,7	6592,9	1407,2	32244,5	42,3	59,6	-35,4	24,2
A3	259,4	540,3	1638,1	6122,4	2286,1	10769,5	83,4	117,3	-69,5	47,6
F1	3,76	0,01	5,2	0,01	4,9	1,9	3,476	0,009	5,544	0,002
F2	6,18	2	6,08	3,7	6,13	4,6	6,16	1,4	2,92	0,6
F3	4,9	0,1	5,47	0,2	5,5	22,4	5,05	0,08	4,72	0,02
D	0,116	0,003	0,053	0,002	0,0	0,1	0,173	0,004	0,187	0,001

Οι στατιστικοί δείκτες που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση της απόδοσης των μοντέλων είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE: Root Mean Square Error) και το μέσο σφάλμα (MBE: Mean Bias Error) και υπολογίζονται σύμφωνα με τις εξισώσεις 5.2.1 και 5.2.2 (Willmott, 1982).

$$\text{RMSE} = [N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2]^{0.5} \quad (5.2.1)$$

$$\text{MBE} = N^{-1} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (5.2.2)$$

Όπου:

P_i = οι εκτιμώμενες τιμές

O_i = οι παρατηρούμενες τιμές

N = ο αριθμός των παρατηρήσεων

Στους πίνακες 3 και 4 δίδονται οι τιμές των RSME και MBE, όπως προέκυψαν με βάση τις παρατηρούμενες και εκτιμώμενες από το μοντέλο θερμοκρασίες εδάφους για την περίοδο 1991-2006 και για τα βάθη 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40 και 50cm για τα θερμόμετρα αμέσου επαφής και 30, 60, 90 και 120cm για τα μεταλλικά κύπελλα αντίστοιχα.

Το αριθμητικό μοντέλο χρησιμοποιήθηκε από την Δρούλια (2006) για δεδομένα του σταθμού του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών κατά την εκπόνηση της μεταπτυχιακής διατριβή της όπου κατέληξε στο συμπέρασμα ότι οι εκτιμήσεις του μοντέλου είναι καλύτερες από τα μεγαλύτερα προς τα μικρότερα βάθη. Τέλος στο ίδιο συμπέρασμα κατέληξαν οι Tsiros και Dimopoulos (2007) οι οποίοι εφάρμοσαν το μοντέλο για τον ίδιο σταθμό στο Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Στους Πίνακες 3 και 4, παρουσιάζονται μερικοί δείκτες καλής προσαρμογής των προτύπων.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3: Στατιστικοί δείκτες: Μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE: Root Mean Square Error) και Μέσο σφάλμα (MBE: Mean Bias Error), στα εφαρμοσμένα μοντέλα Tair, Tg3, Tgav, Tairav, Tg50 με δεδομένα εισόδου από θερμόμετρα αμέσου επαφής.

MBE	2cm	5cm	10cm	15cm	20cm	30cm	40cm	50cm	ALL
Tair	1,6	1,5	1,2	0,7	0,6	0,6	0,8	1,4	2,6
Tg3	-0,9	-0,8	-0,8	-0,5	-0,3	0,0	0,1	0,1	1,7
Tgav	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9
Tairav	1,6	1,4	1,1	0,6	0,6	0,6	0,8	1,4	2,0
Tg50	1,8	1,7	1,4	0,8	0,8	0,8	1,0	0,1	3,1
RMSE	2cm	5cm	10cm	15cm	20cm	30cm	40cm	50cm	ALL
Tair	3,6	3,0	2,4	2,6	3,0	3,4	3,7	4,5	3,3
Tg3	4,0	3,0	2,4	1,9	1,6	1,3	1,1	1,1	2,2
Tgav	3,4	2,4	1,5	0,9	0,6	0,3	0,2	0,1	1,6
Tairav	4,1	3,2	2,4	1,9	1,9	2,2	2,5	3,6	2,8
Tg50	8,0	7,4	7,1	6,6	6,4	6,2	6,2	1,5	6,4

ΠΙΝΑΚΑΣ 4: Στατιστικοί δείκτες: Μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE: Root Mean Square Error) και Μέσο σφάλμα (MBE: Mean Bias Error), στα εφαρμοσμένα μοντέλα Tair, Tg3, Tgav, Tairav, Tg120 με δεδομένα εισόδου από θερμόμετρα μεταλλικών κυπέλλων.

MBE	30cm	60cm	90cm	120cm	ALL
Tair	-0,1	0,5	0,7	1,6	0,7
Tg3	-0,2	0,0	0,0	0,0	-0,1
Tgav	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Tairav	-0,1	0,5	0,7	1,6	0,7
Tg120	-1,7	-1,0	-0,9	0,0	-0,9
RMSE	30cm	60cm	90cm	120cm	ALL
Tair	2,5	3,4	3,9	4,7	3,7
Tg3	0,7	0,2	0,2	0,1	0,4
Tgav	0,7	0,2	0,1	0,1	0,3
Tairav	2,3	2,3	2,8	3,7	2,8
Tg120	2,4	1,6	1,4	0,7	1,6

Στα παρακάτω Διαγράμματα 1-36 φαίνονται διαγραμματικά τα αποτελέσματα των μοντέλων τόσο σε σύγκριση με τις μετρημένες τιμές όσο και σε σύγκριση μεταξύ τους.

Παρατηρήσεις σχετικά με τη συμπεριφορά των μοντέλων στα θερμόμετρα αμέσου επαφής:

Γενικά δείχνουν να έχουν μια καλή συσχέτιση τα μοντέλα με της μετρούμενες τιμές. Πιο συγκεκριμένα:

Το μοντέλο Tg3 δίνει εξαιρετικά αποτελέσματα σε όλα τα βάθη.

Το Tgav υποεκτιμά τόσο τις μέγιστες όσο και τις ελάχιστες ιδιαίτερα στα μικρά βάθη από 2-10cm ενώ δίνει καλύτερα αποτελέσματα στα βάθη 20 έως 50cm.

Το Tair παρουσιάζει μια σταθερή διακύμανση. Στα μικρά βάθη υποεκτιμά τις ελάχιστες ενώ δείχνει να προσομοιώνει καλύτερα τις μέγιστες τιμές, ενώ προχωρώντας προς τα μεγαλύτερα βάθη η διαφορά αυτή μεγαλώνει τόσο για τις μέγιστες όσο και για τις ελάχιστες.

Το Tairav υποεκτιμά σημαντικά τόσο τις μέγιστες όσο και τις ελάχιστες τιμές στα βάθη 2-10cm και από τα 20-50cm χαρακτηρίζεται από αστάθεια(πότε υποεκτιμά κατά πολύ και πότε υπερεκτιμά κατά πολύ τις μετρούμενες τιμές). Ιδιαίτερα στα βάθη 30, 40 και 50cm για τους μήνες Οκτώβριο έως Μάρτιο παρατηρούμε να υποεκτιμά κατά πολύ τις μετρήσεις.

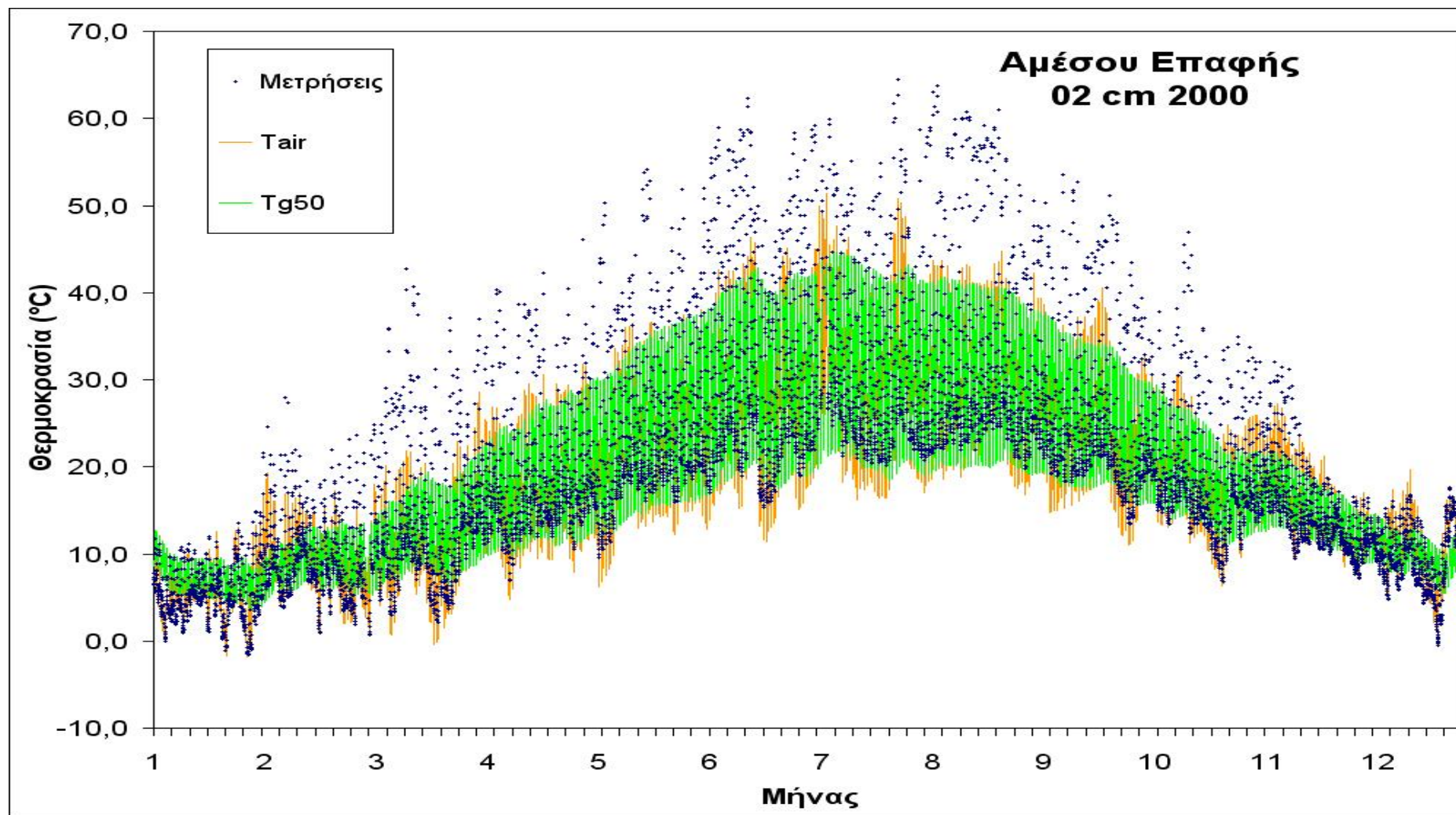
Το Tg50 υποεκτιμά τις μέγιστες τιμές στα μικρά βάθη ενώ υποεκτιμά λιγότερο τις ελάχιστες. Στα 15 και 20cm δείχνει να έχει πολύ καλά αποτελέσματα. Στα 30cm αξίζει να σημειωθεί ότι αρχίζει να υπερεκτιμά τις τιμές τους μήνες από Μάρτιο έως Οκτώβριο ενώ ταυτόχρονα να υποεκτιμά τις τιμές για τους υπόλοιπους μήνες με εντονότερη αυτή τη συμπεριφορά στα 50cm.

Παρατηρήσεις σχετικά με τη συμπεριφορά των μοντέλων στα θερμόμετρα μεταλλικών κυπέλλων:

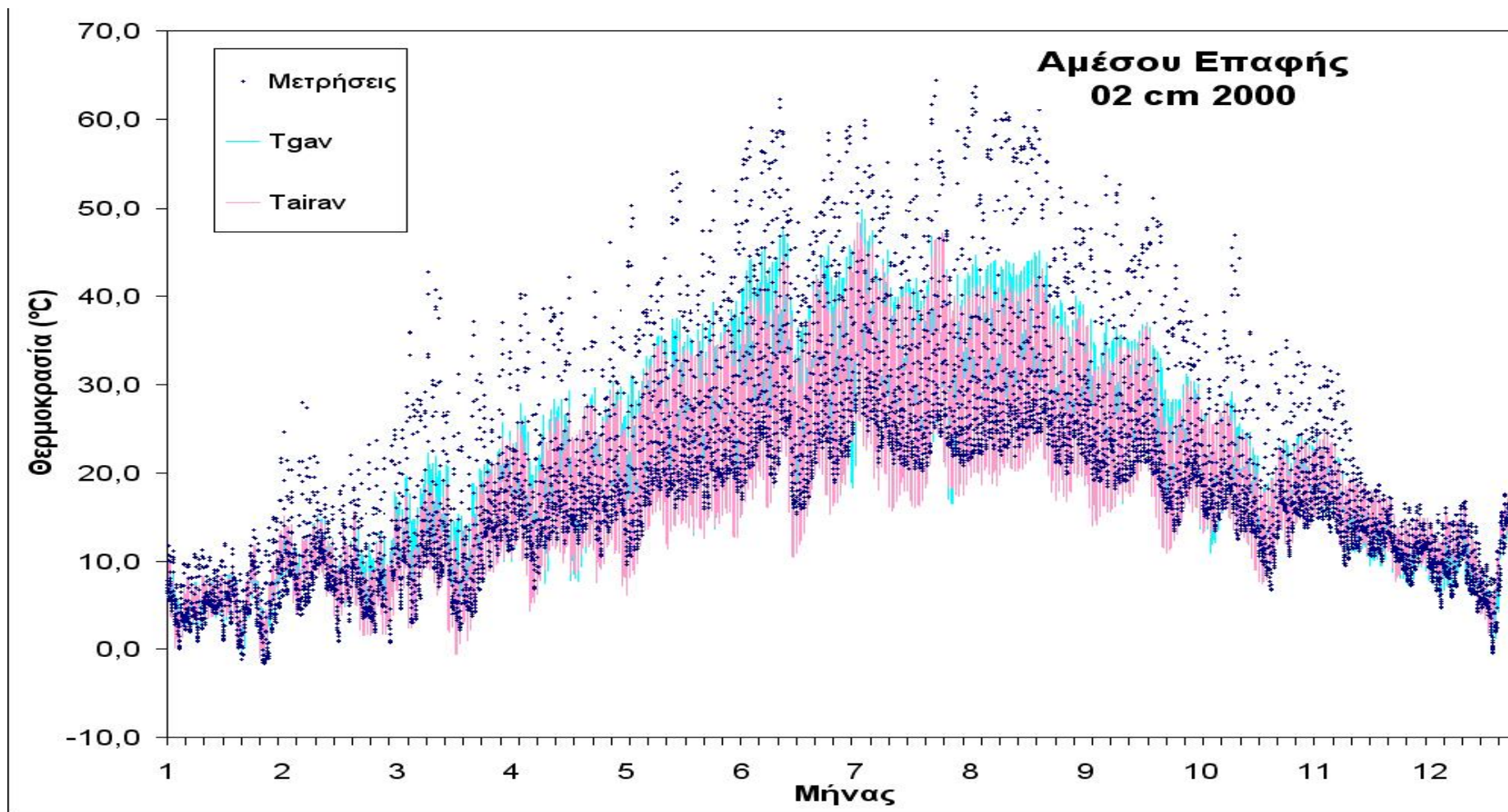
Το Tair στα μικρά βάθη υποεκτιμά τις ελάχιστες και δίνει καλύτερα αποτελέσματα για τις μέγιστες τιμές. Προχωρώντας προς τα μεγαλύτερα βάθη η διαφορά αυτή μεγαλώνει τόσο για τις μέγιστες όσο και για τις ελάχιστες.

Το Tairav παρουσιάζει αντίστοιχη συμπεριφορά με τα θερμόμετρα αμέσου επαφής. Υποεκτιμά σημαντικά τόσο τις μέγιστες όσο και τις ελάχιστες τιμές στο βάθος 30cm και όσο προχωράμε στα βάθη οι διαφορές γίνονται εντονότερες.

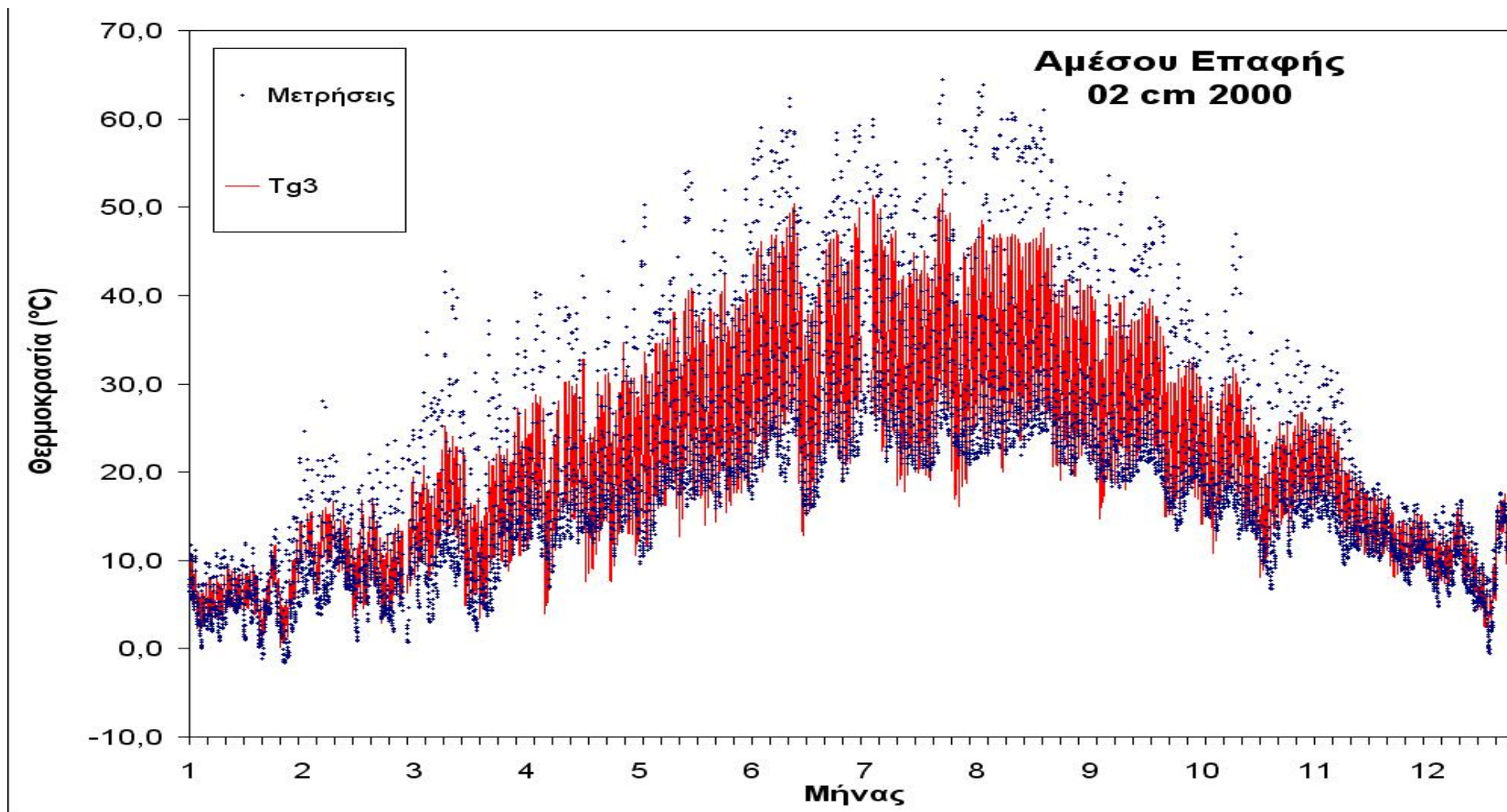
Το μοντέλο Tg3 και Tgav δίνουν εξαιρετικά αποτελέσματα σε όλα τα βάθη και στις μετρήσεις των μεταλλικών κυπέλλων.



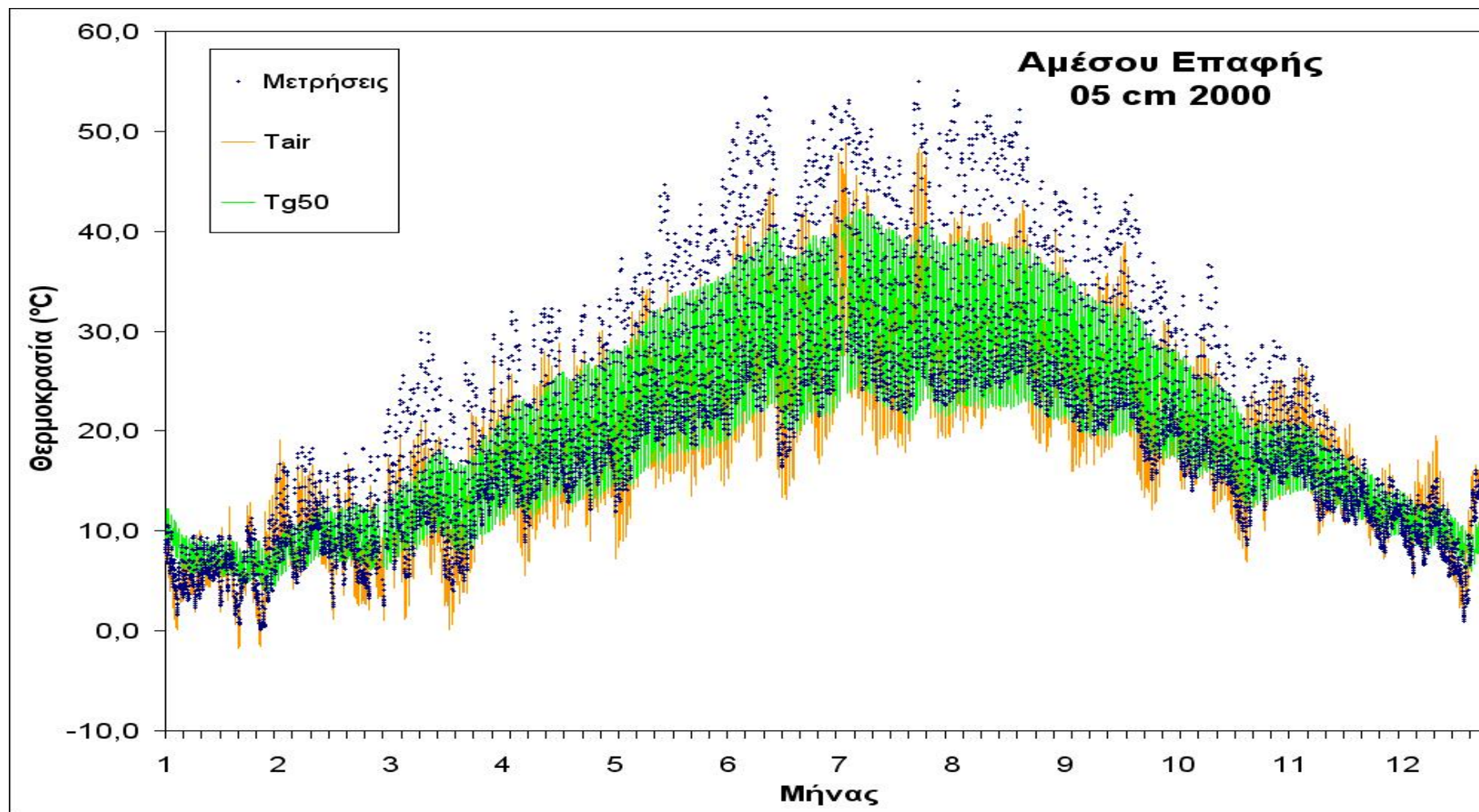
Διάγραμμα 1: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 2cm για το έτος 2000.



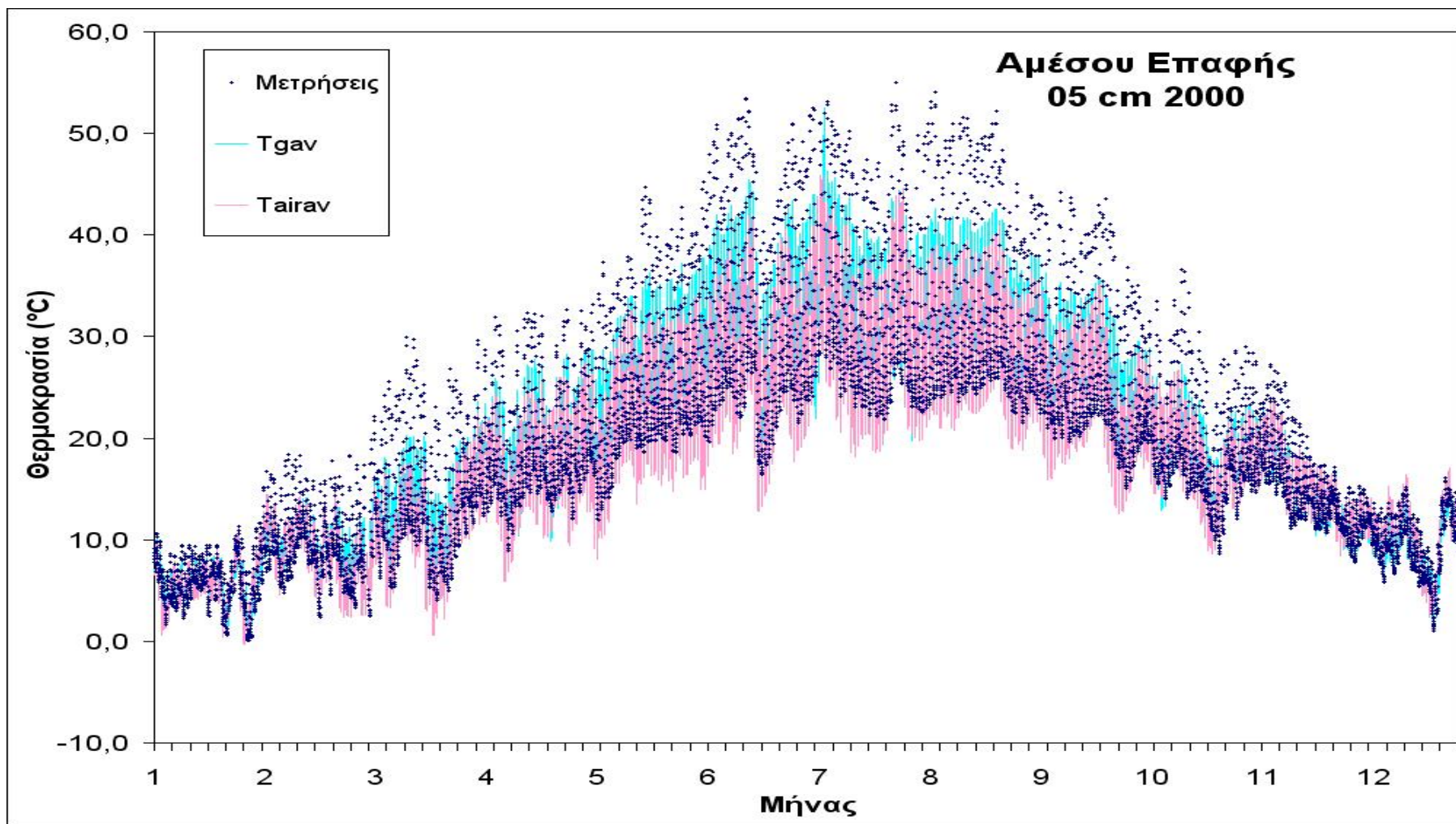
Διάγραμμα 2: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgan, Tairan και μετρήσεων στο βάθος 2cm για το έτος 2000.



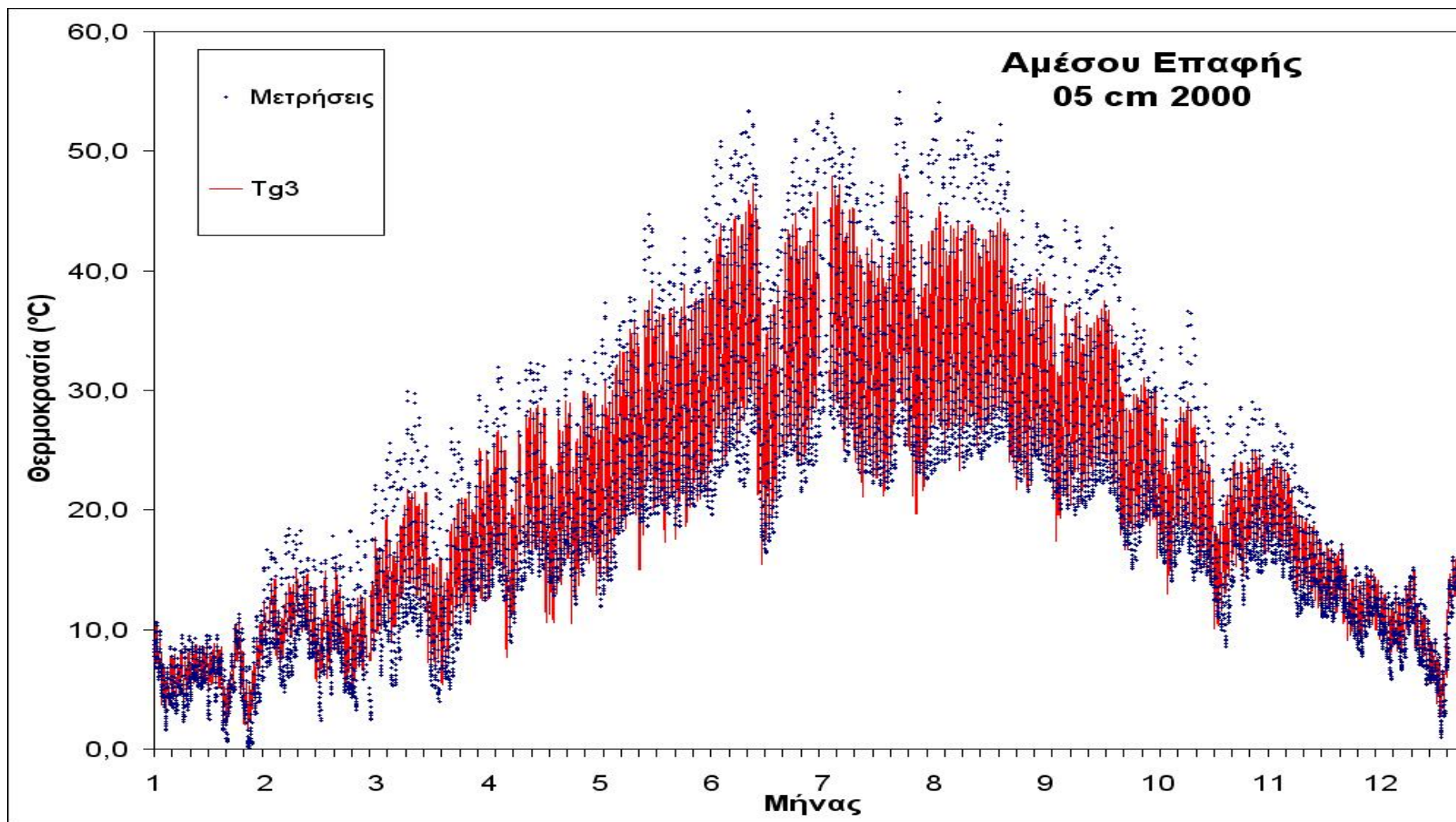
Διάγραμμα 3: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 2cm για το έτος 2000



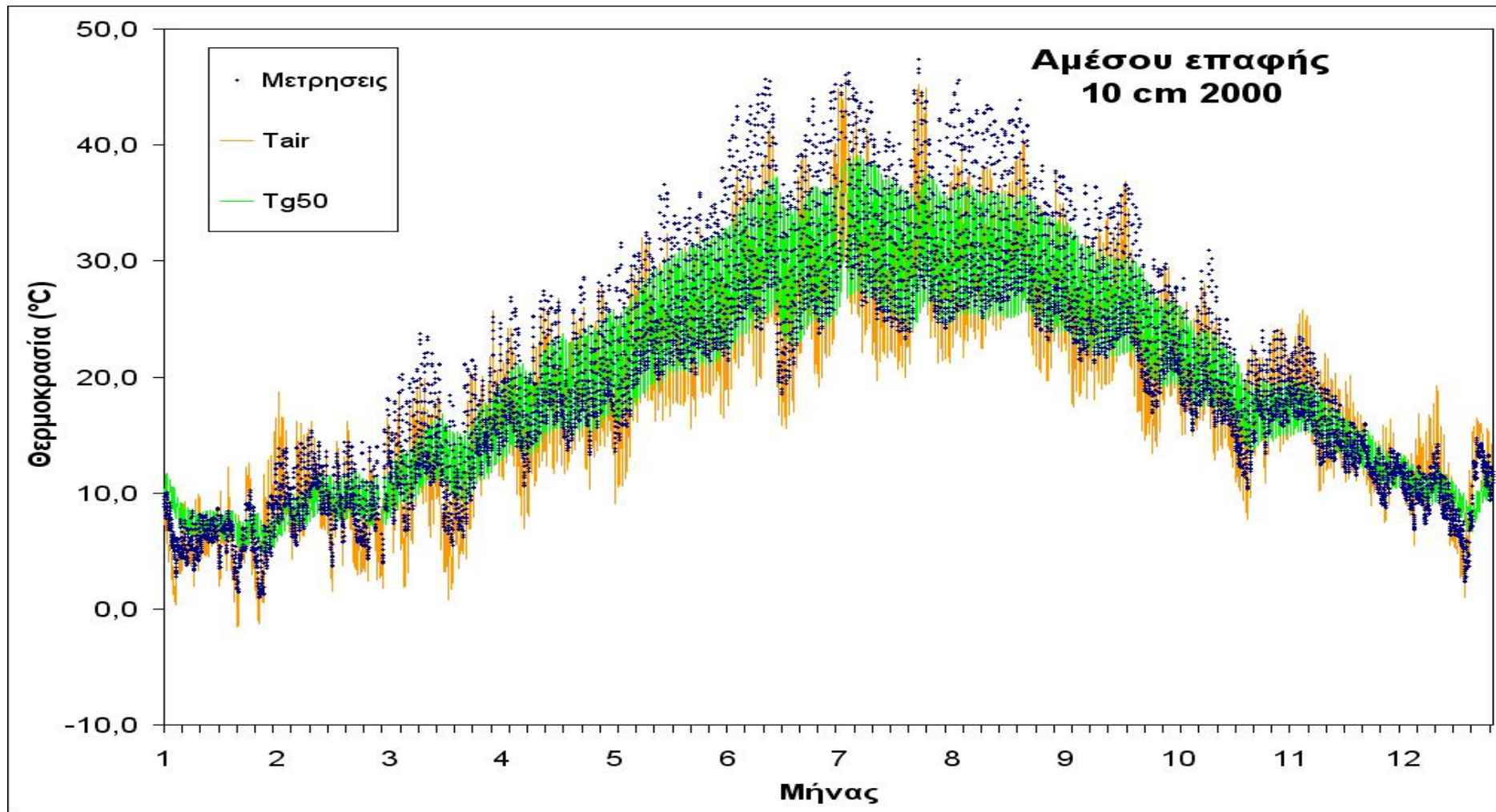
Διάγραμμα 4: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 5cm για το έτος 2000.



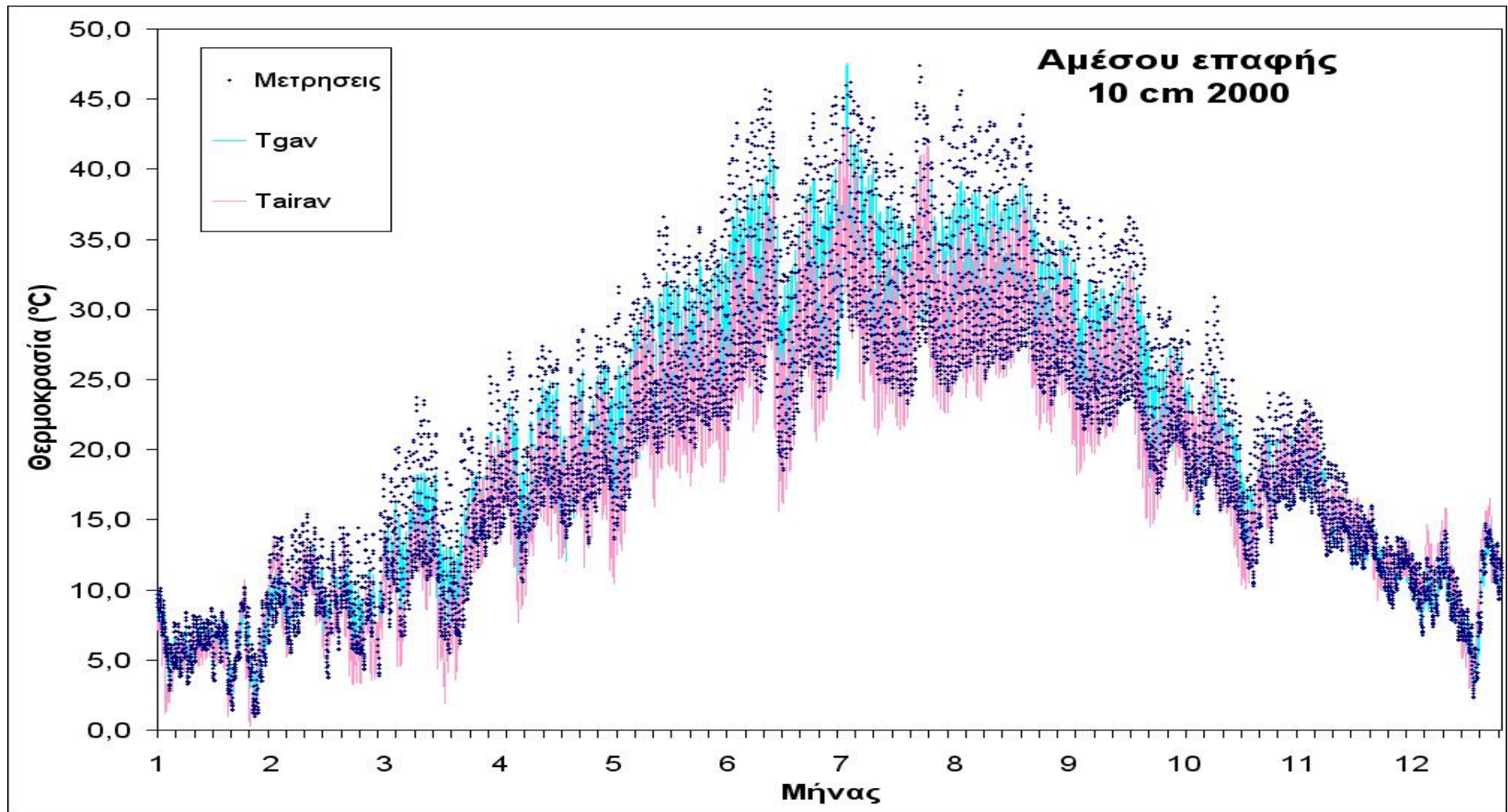
Διάγραμμα 5: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 5cm για το έτος 2000.



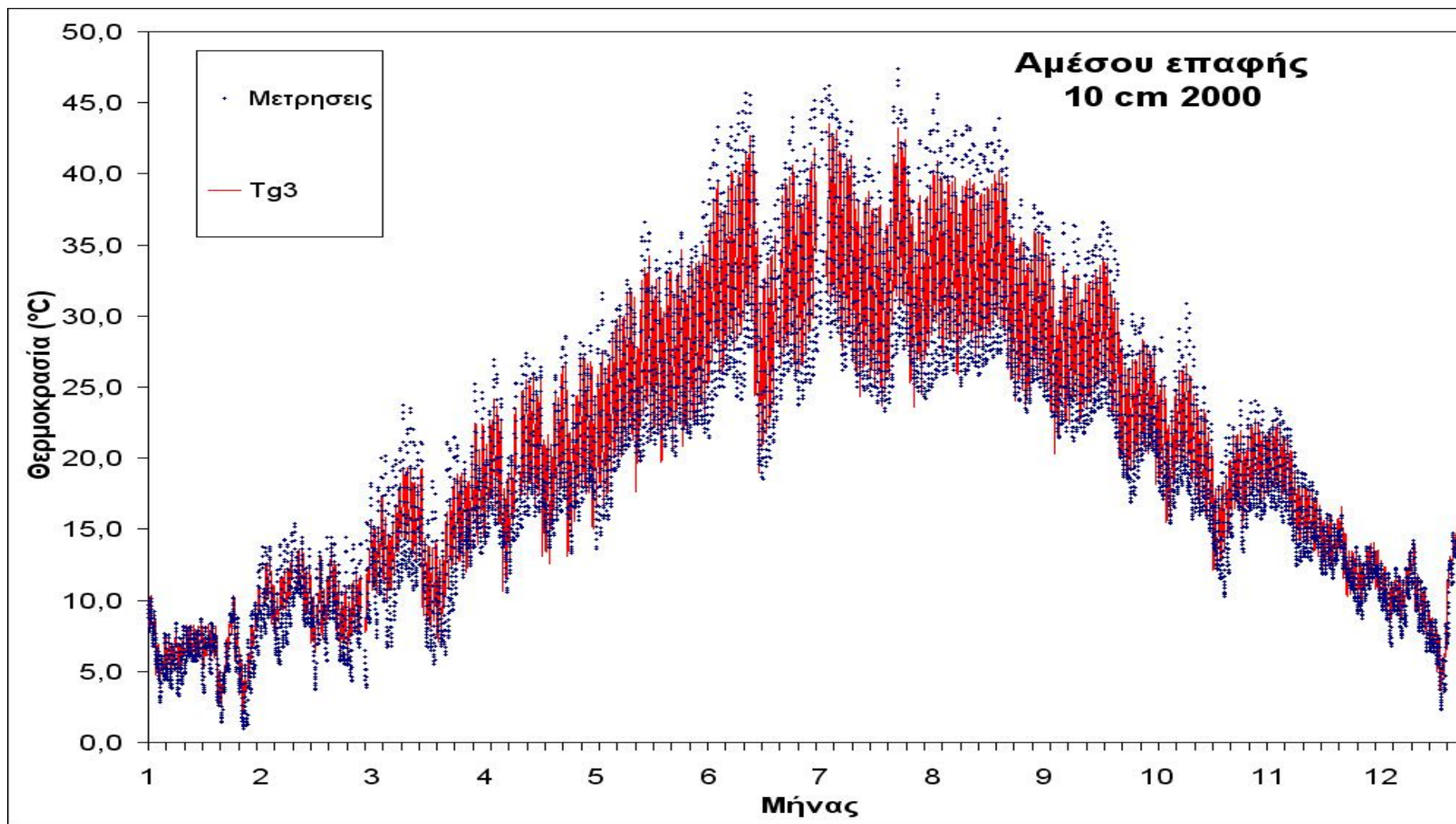
Διάγραμμα 6: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 5cm για το έτος 2000.



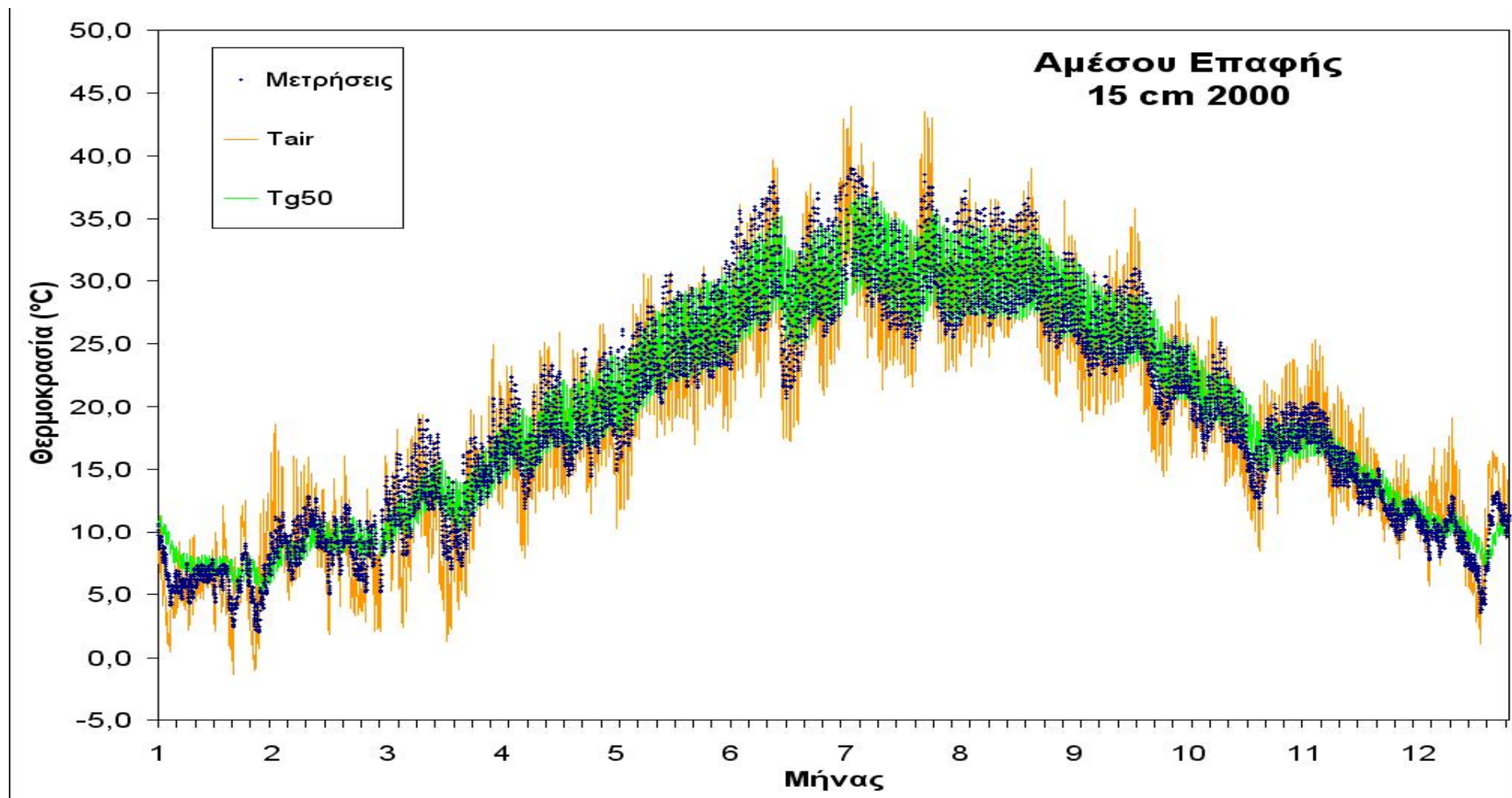
Διάγραμμα 7: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 10cm για το έτος 2000.



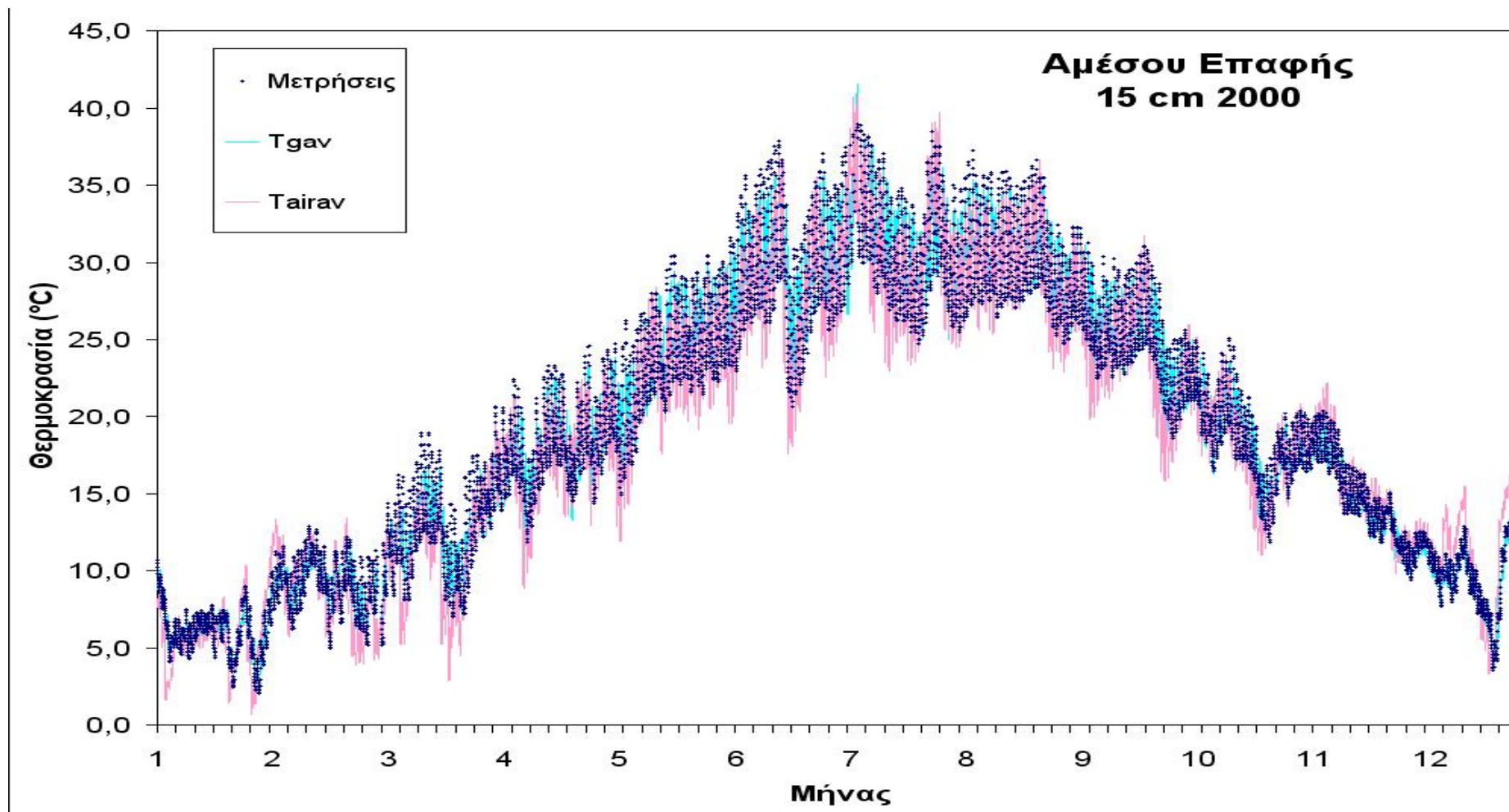
Διάγραμμα 8: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgan, Tairan και μετρήσεων στο βάθος 10cm για το έτος 2000.



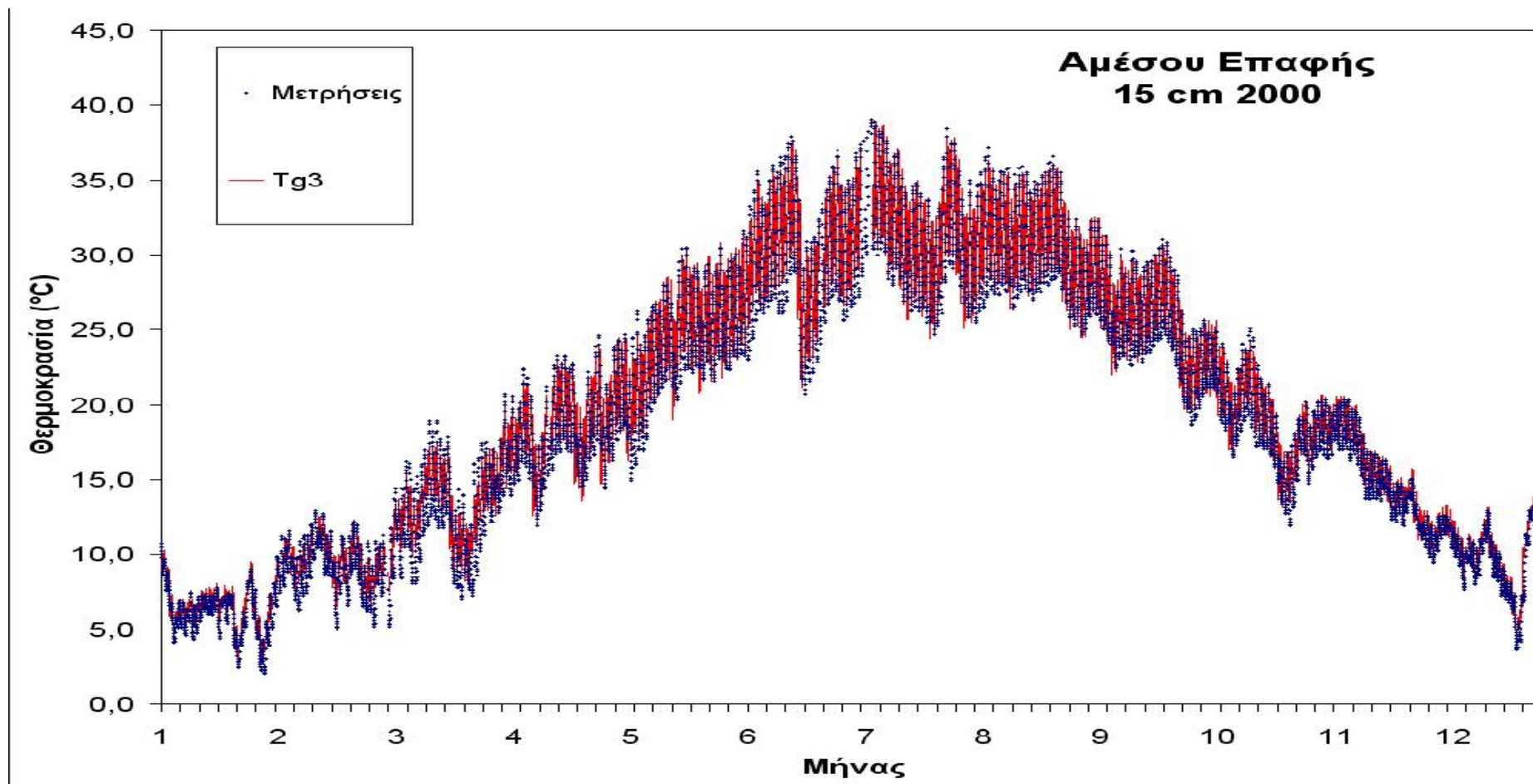
Διάγραμμα 9: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 10cm για το έτος 2000.



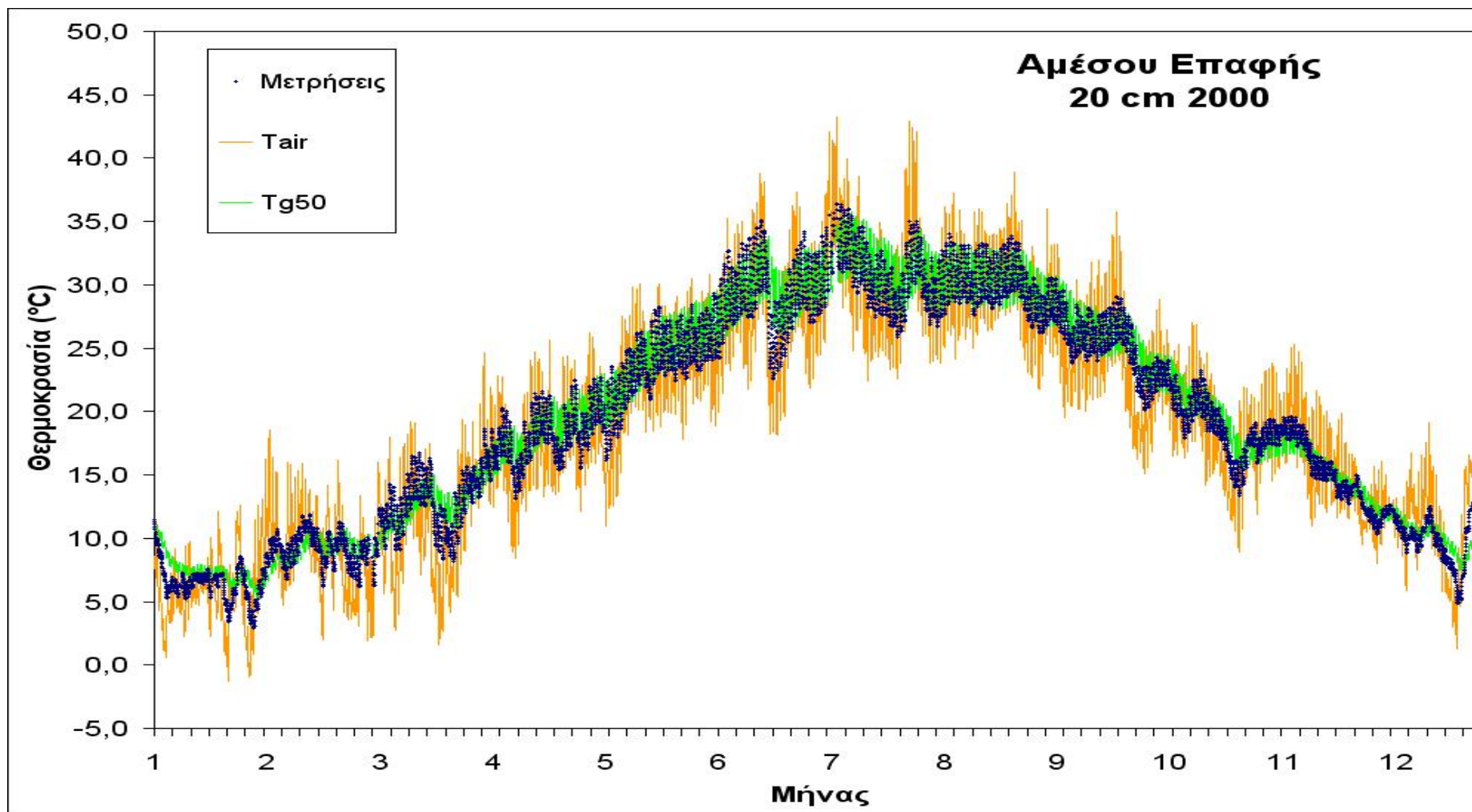
Διάγραμμα 10: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 15cm για το έτος 2000.



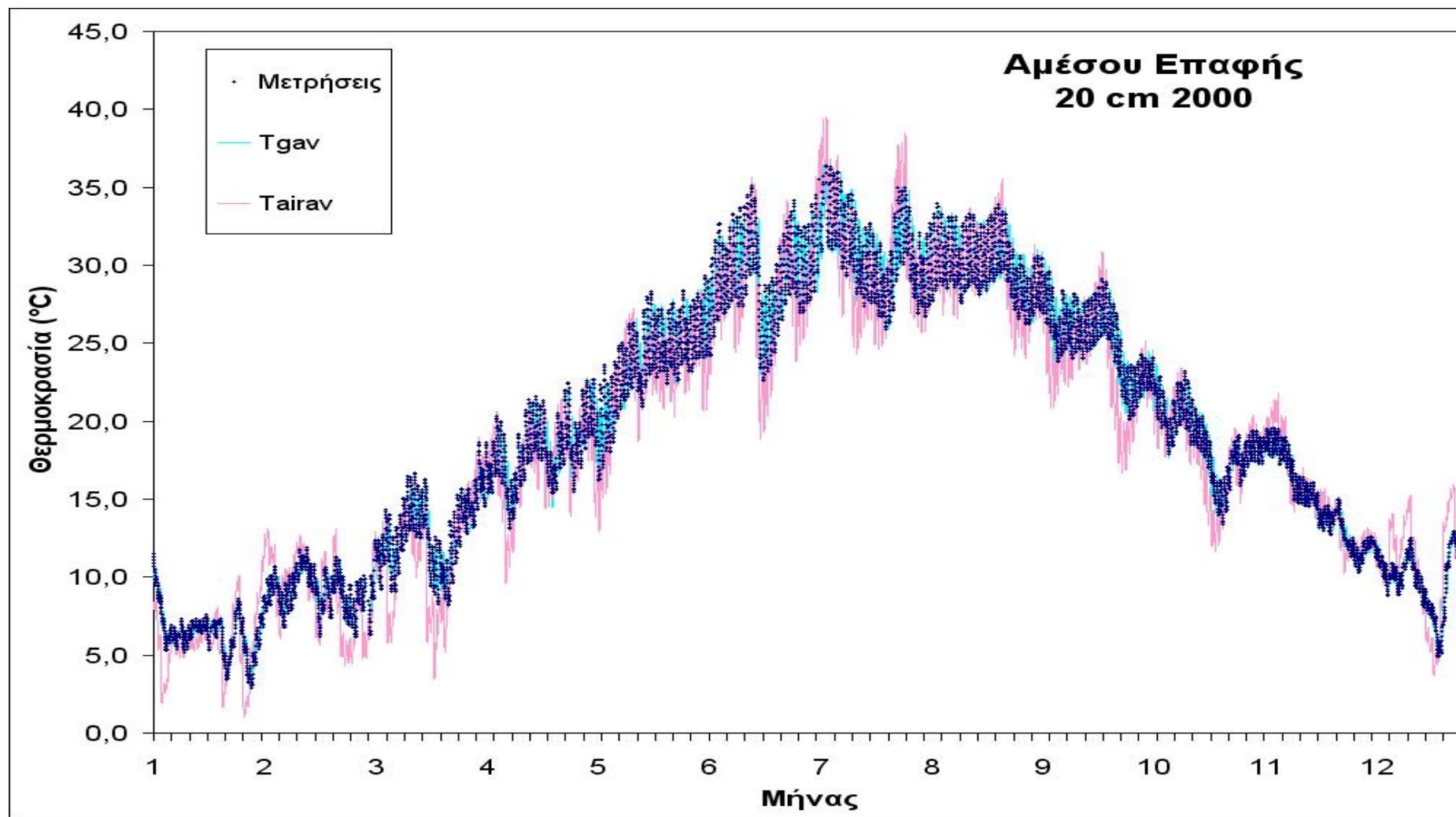
Διάγραμμα 11: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 15cm για το έτος 2000.



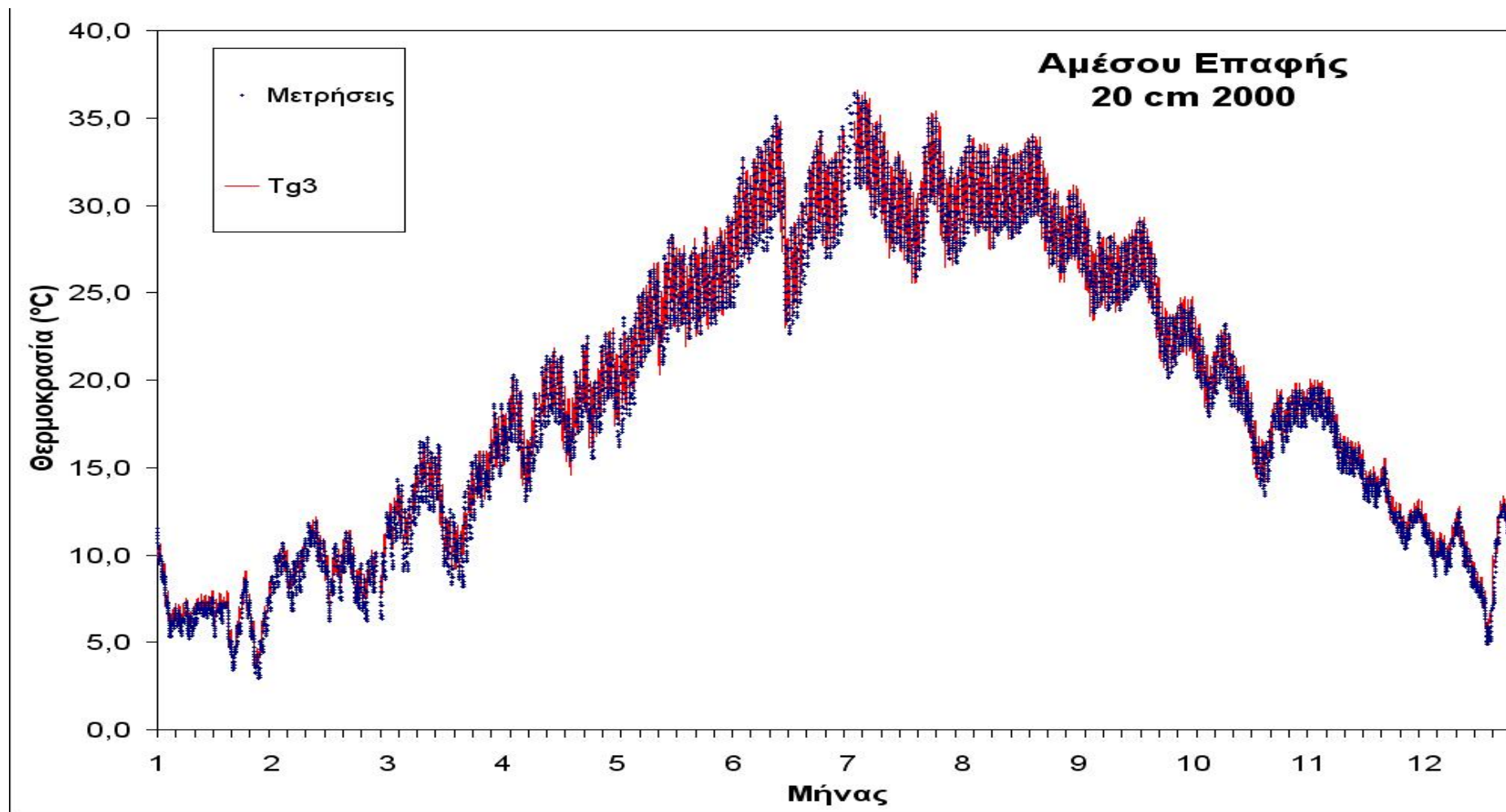
Διάγραμμα 12: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 15cm για το έτος 2000.



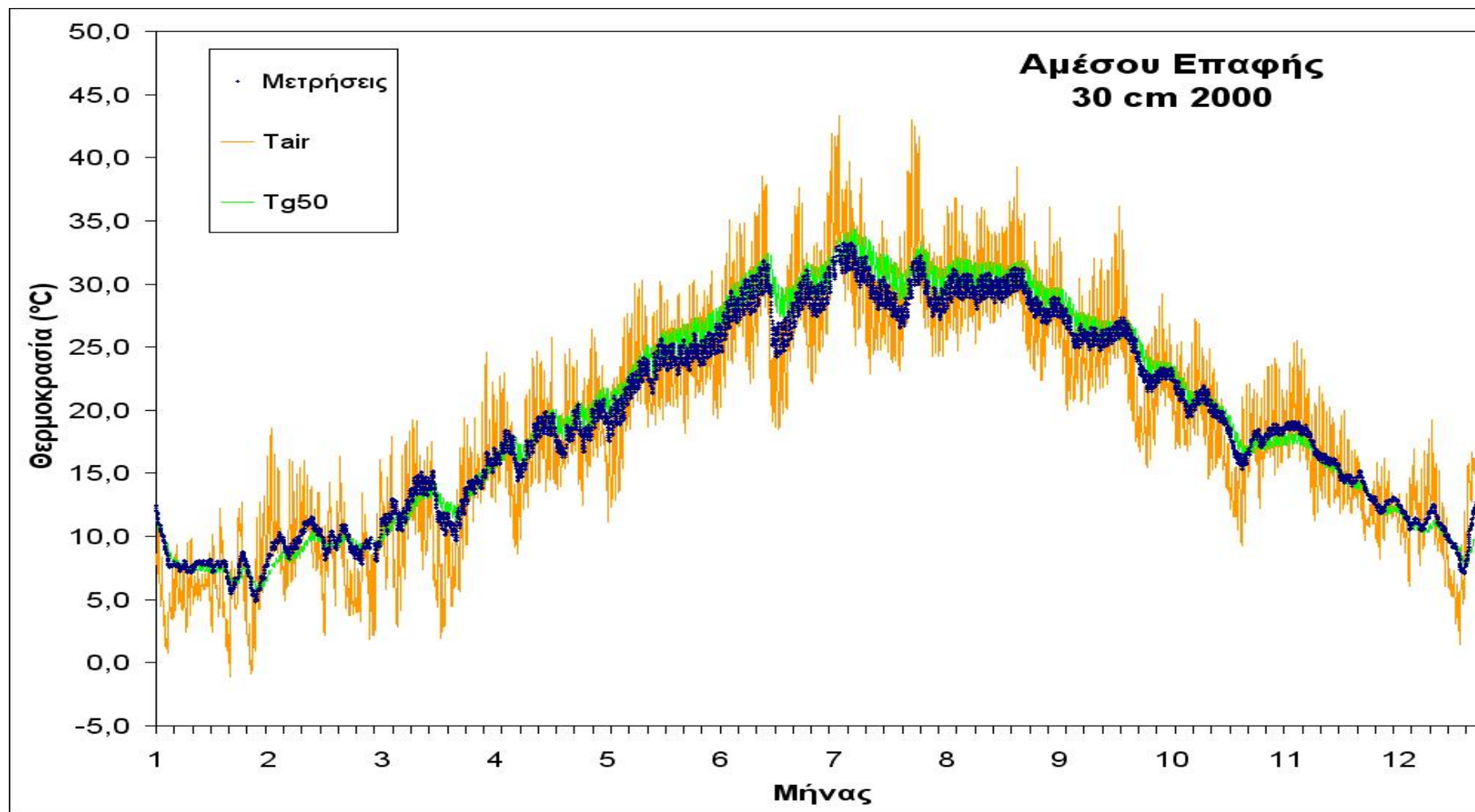
Διάγραμμα 13: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 20cm για το έτος 2000.



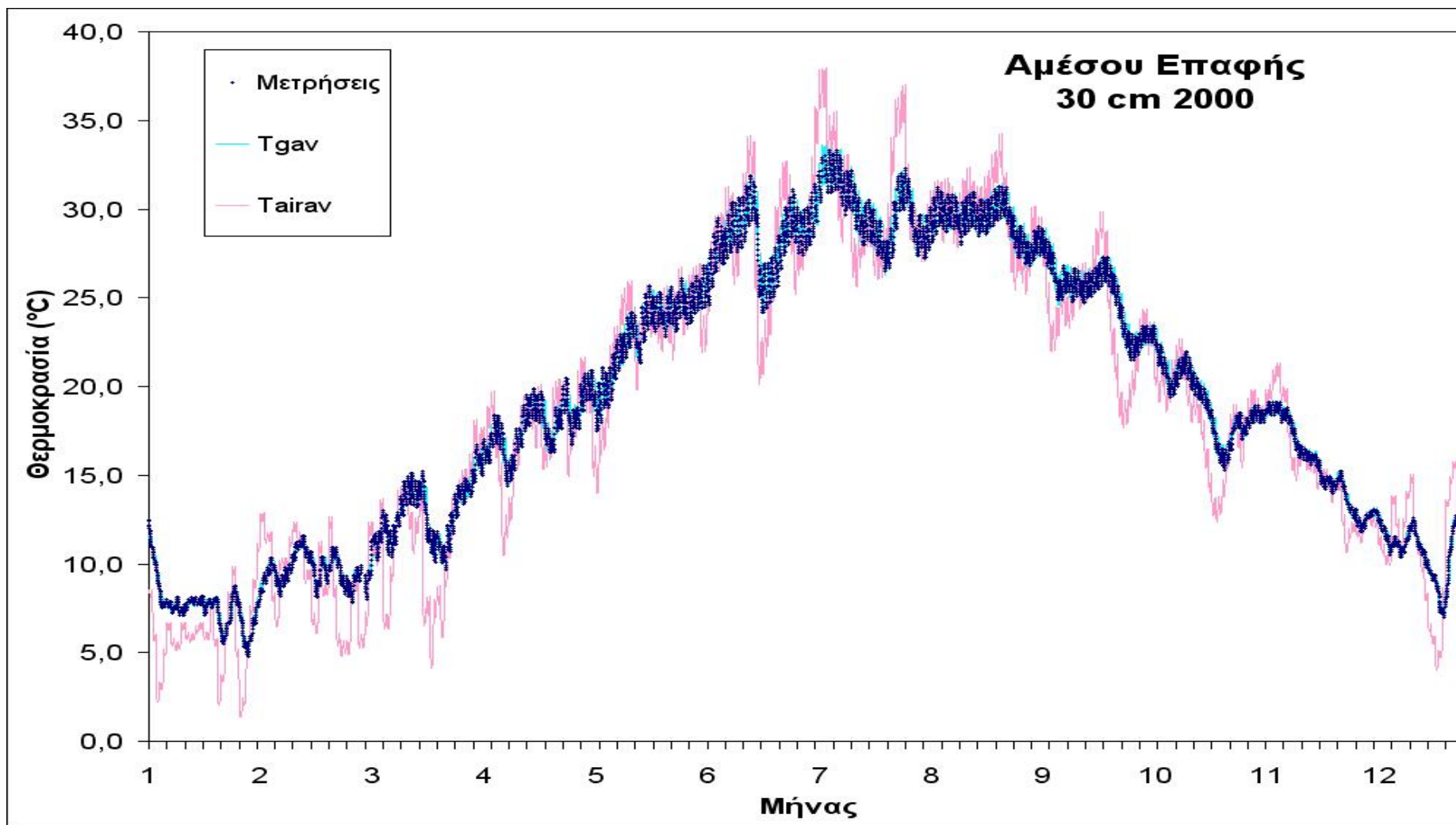
Διάγραμμα 14: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 20cm για το έτος 2000.



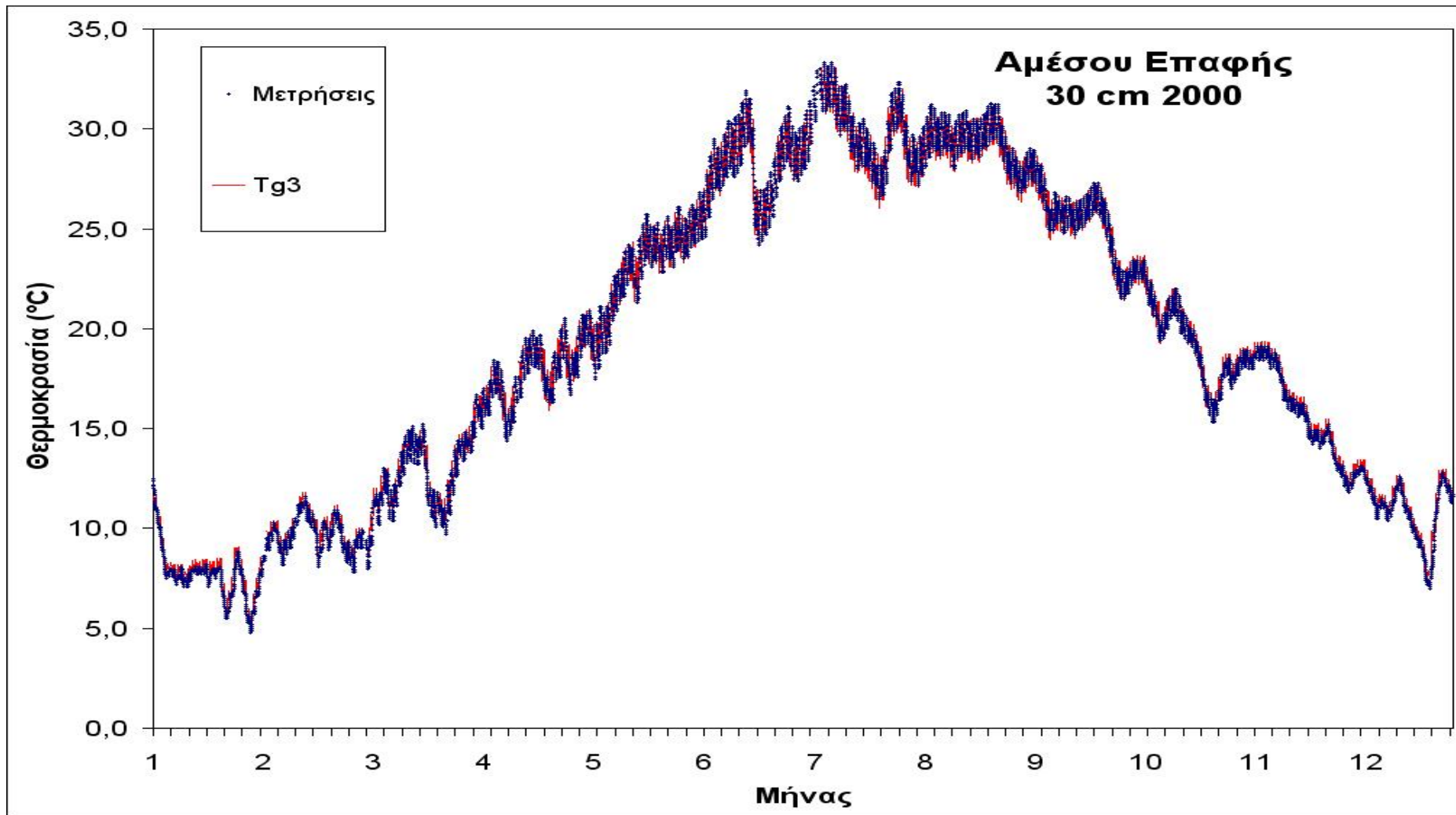
Διάγραμμα 15: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 20cm για το έτος 2000.



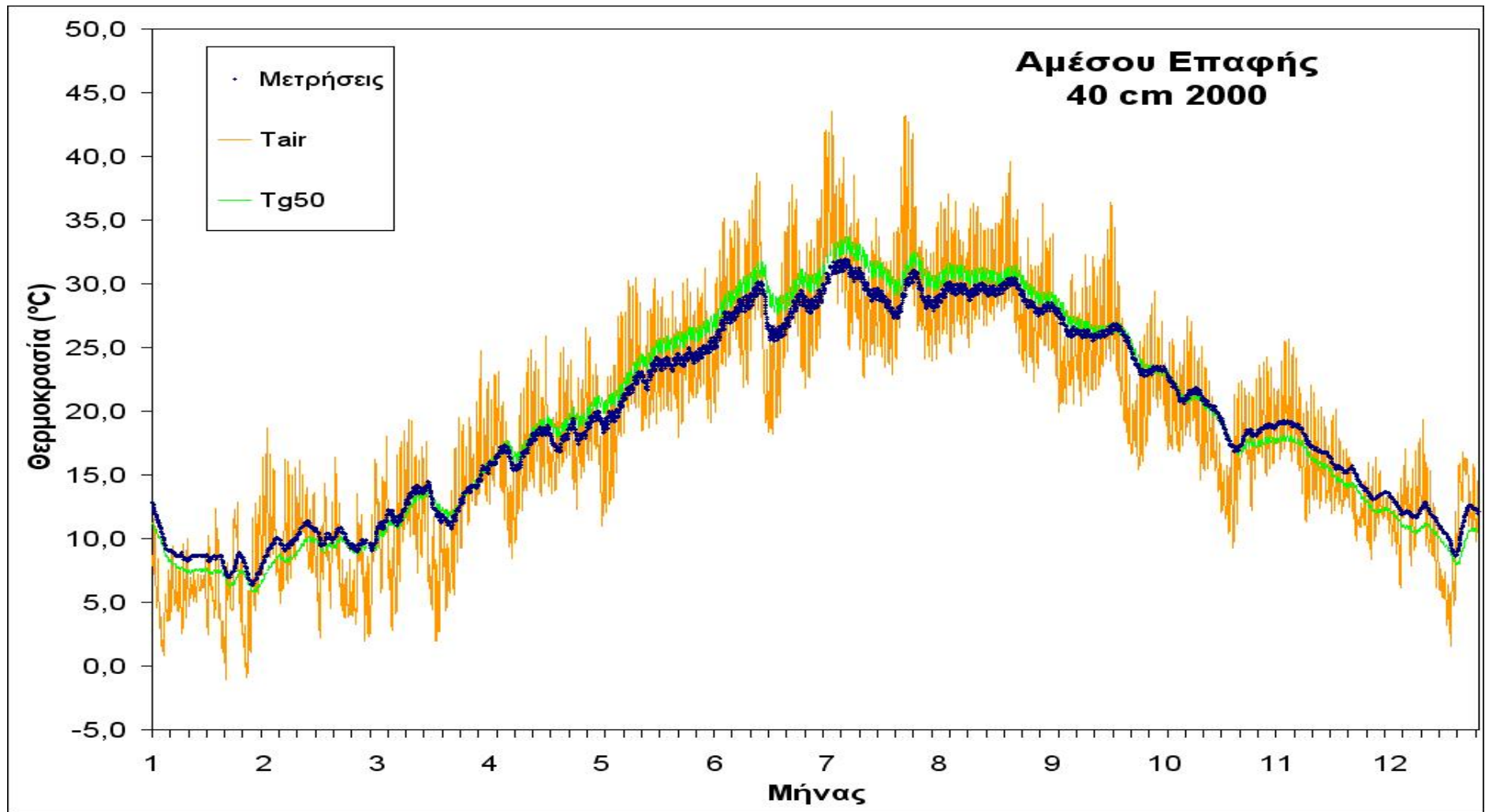
Διάγραμμα 16: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 30cm για το έτος 2000.



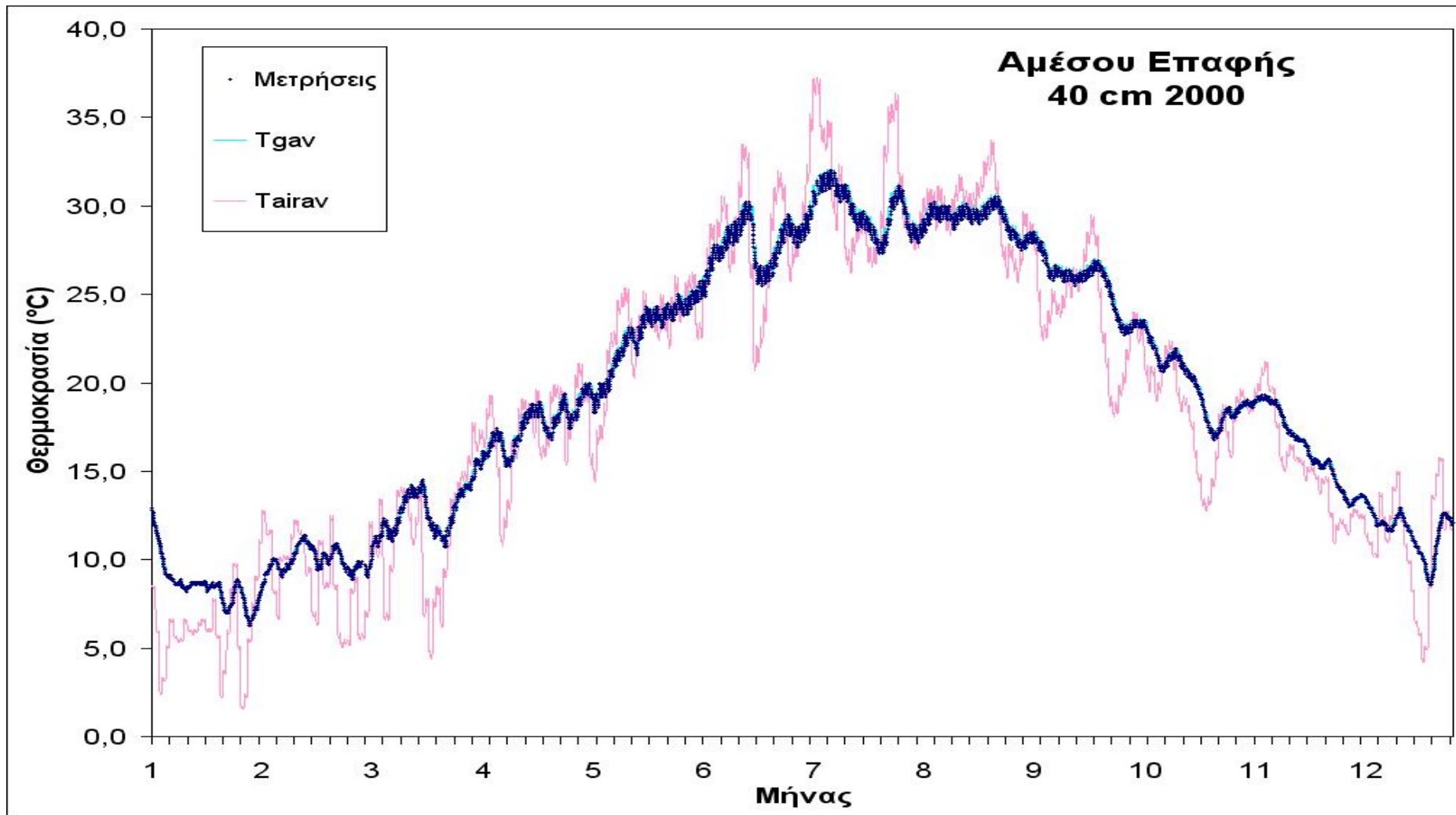
Διάγραμμα 17: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 30cm για το έτος 2000.



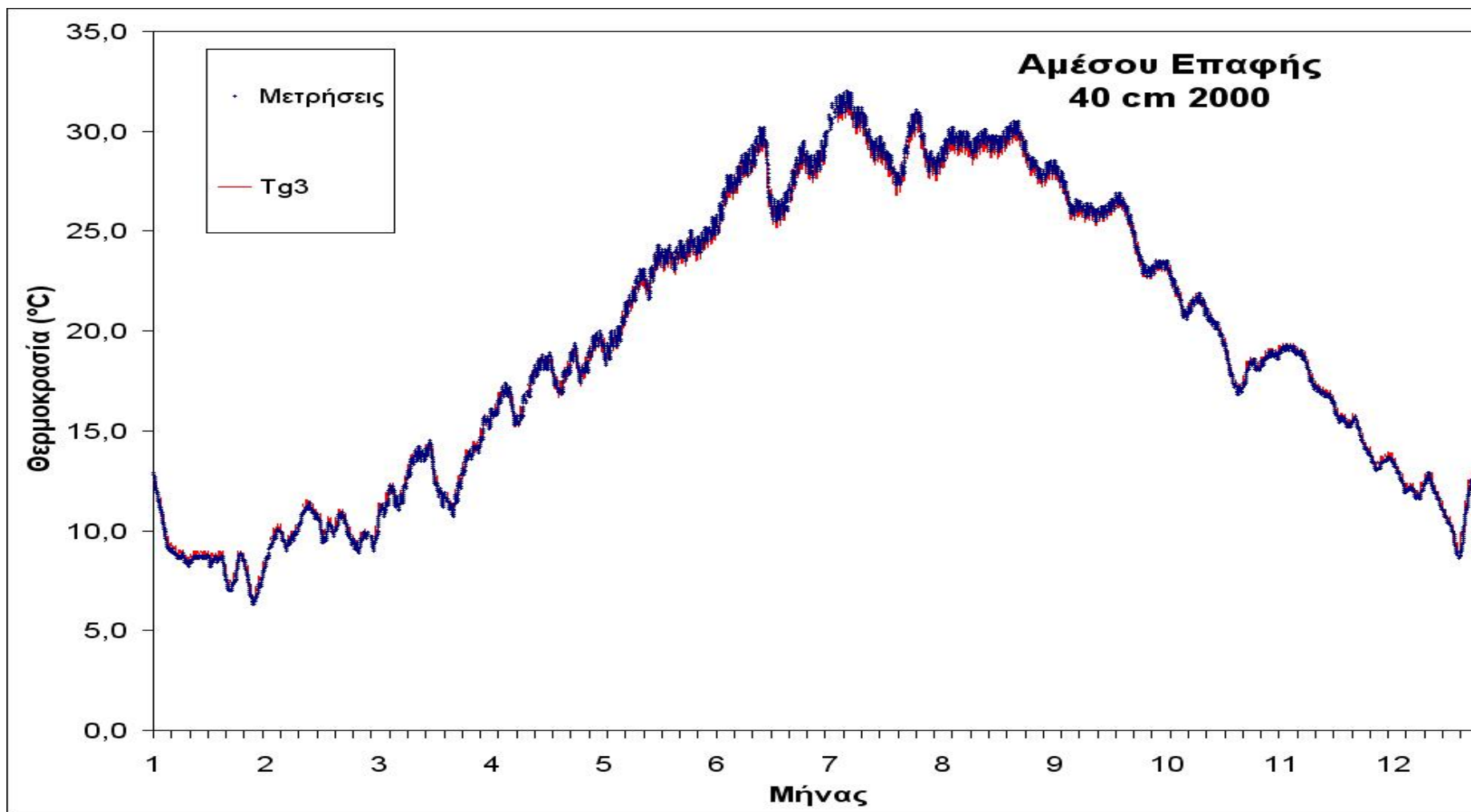
Διάγραμμα 18: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 30cm για το έτος 2000.



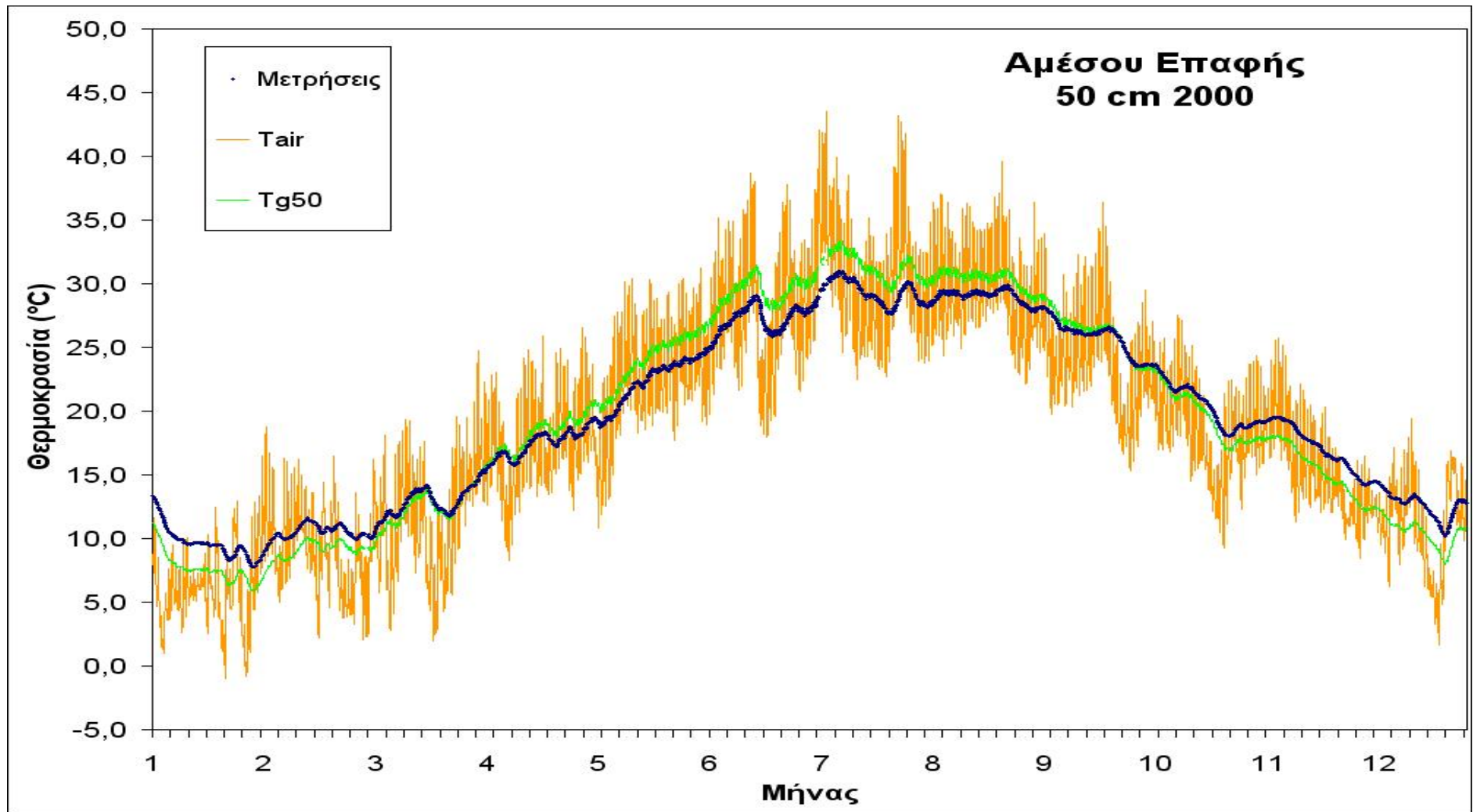
Διάγραμμα 19: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 40cm για το έτος 2000.



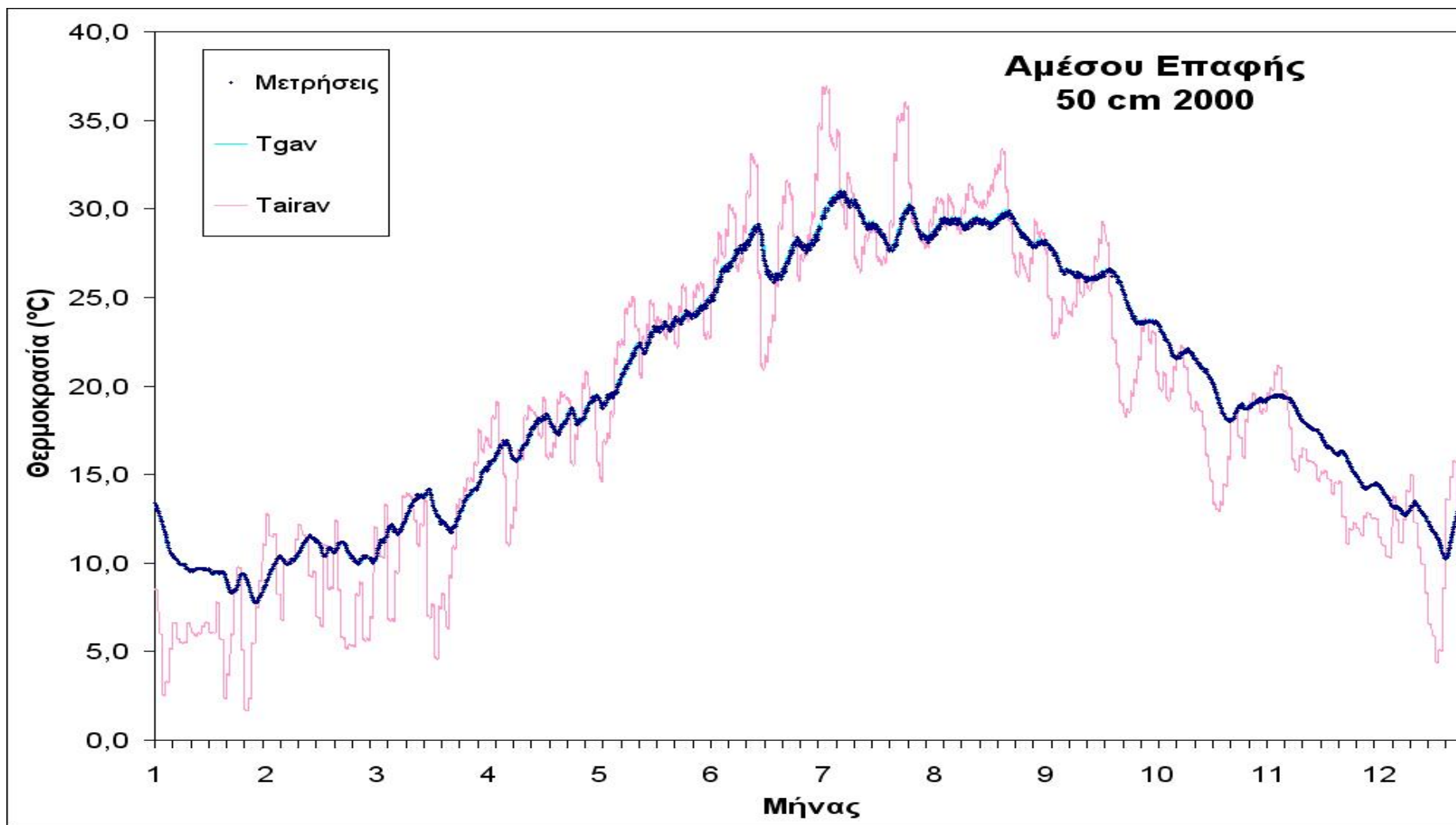
Διάγραμμα 20: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 40cm για το έτος 2000.



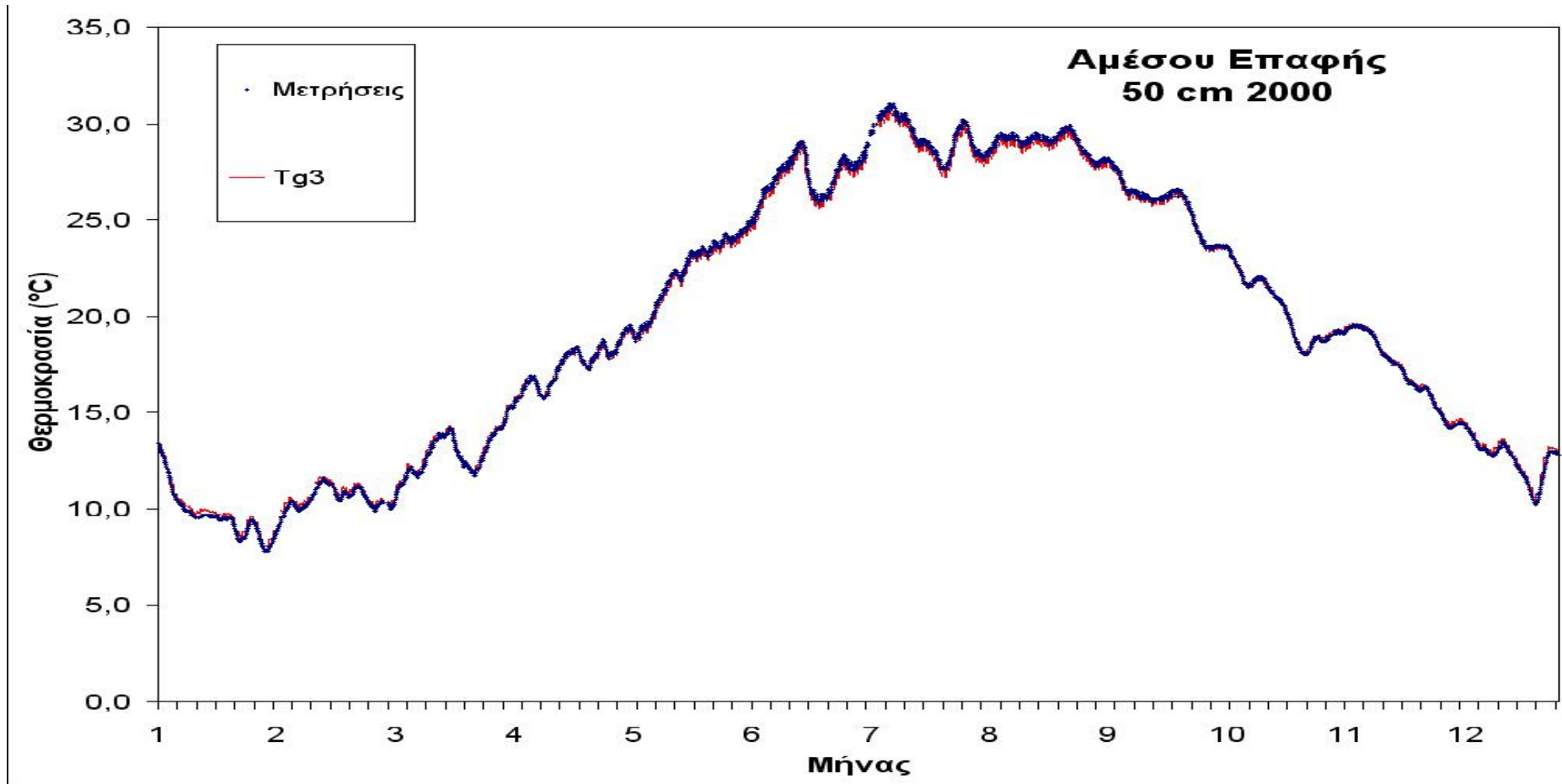
Διάγραμμα 21: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 40cm για το έτος 2000.



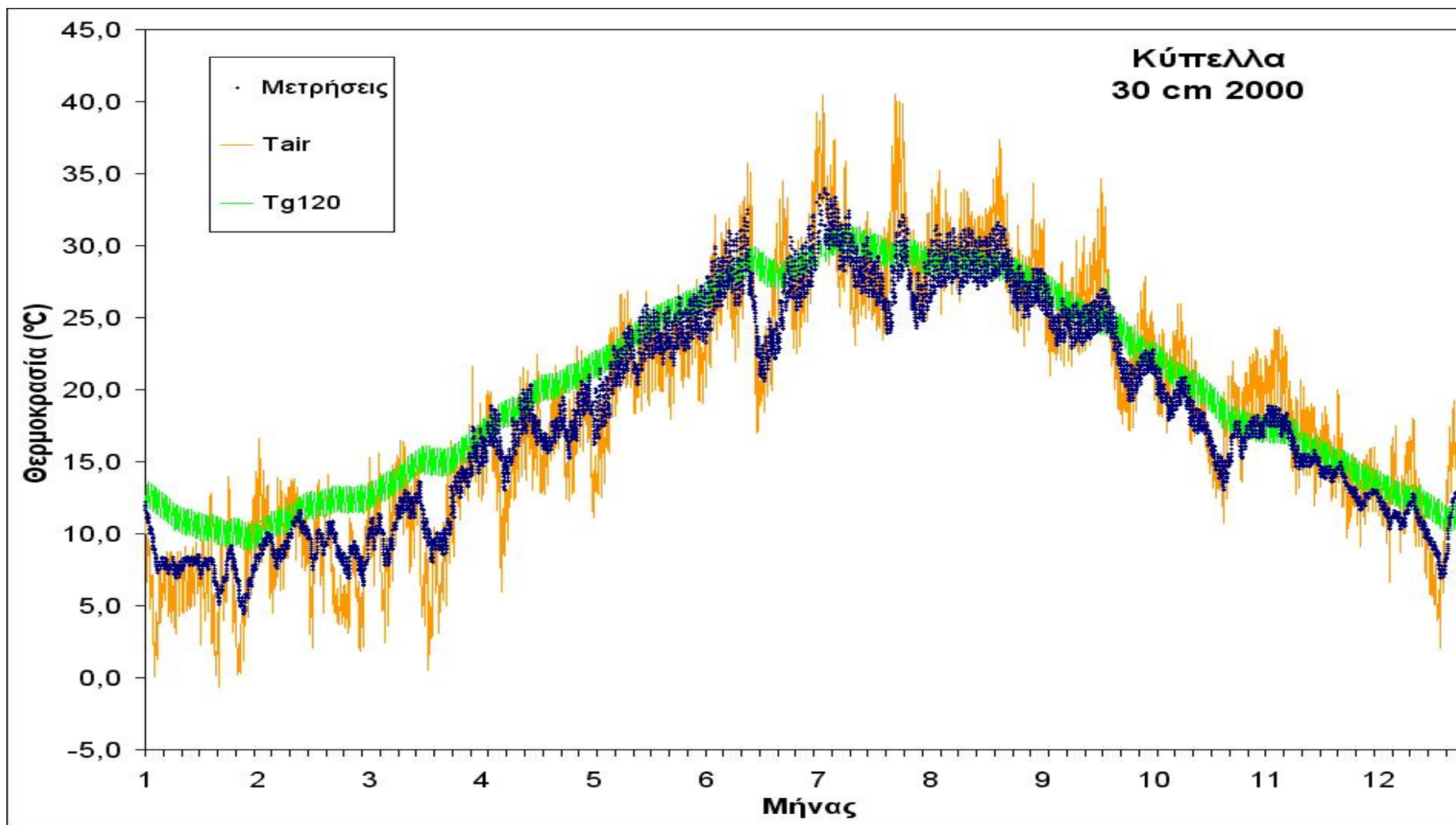
Διάγραμμα 22: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg50 και μετρήσεων στο βάθος 50cm για το έτος 2000.



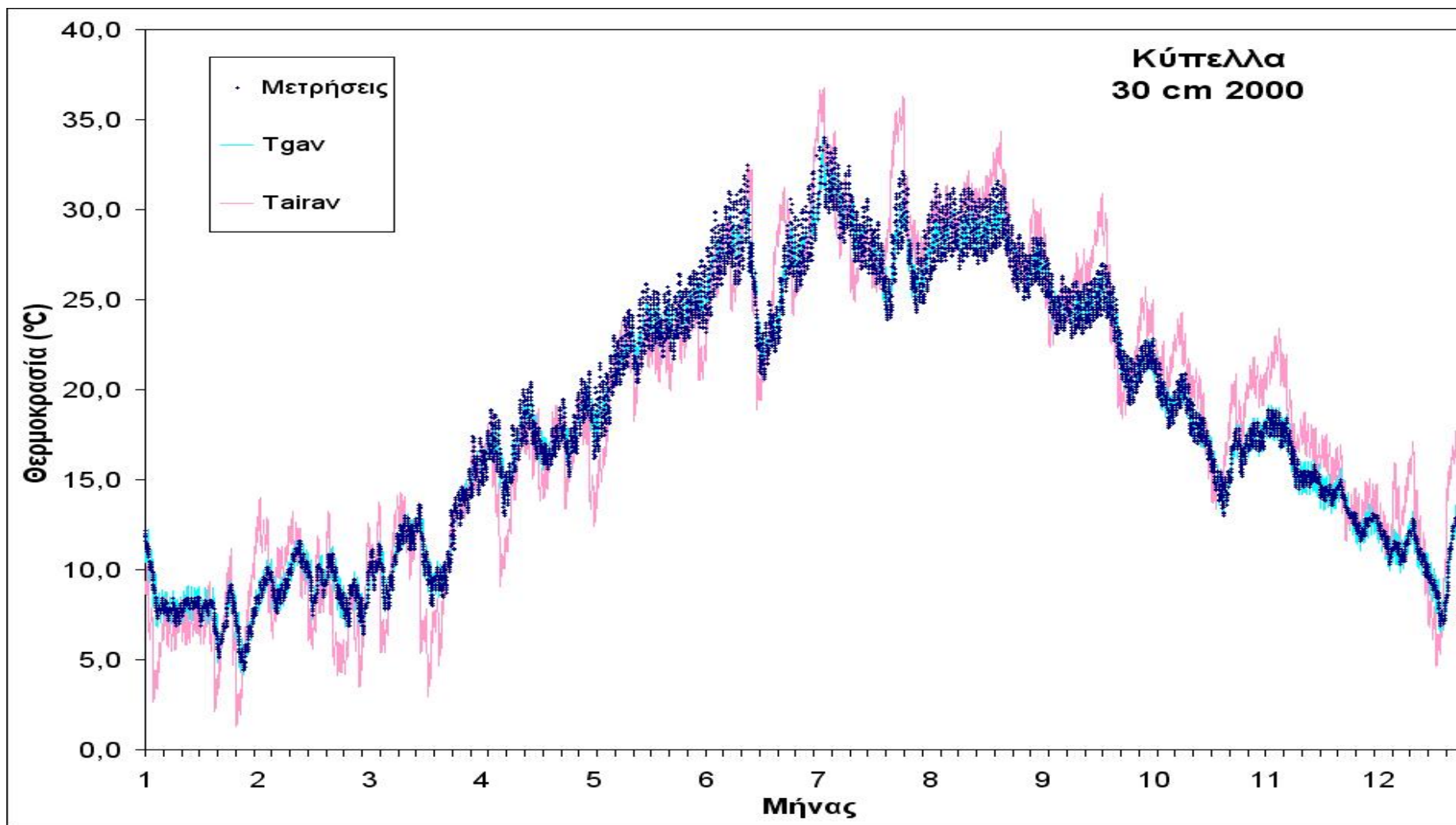
Διάγραμμα 23: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 50cm για το έτος 2000.



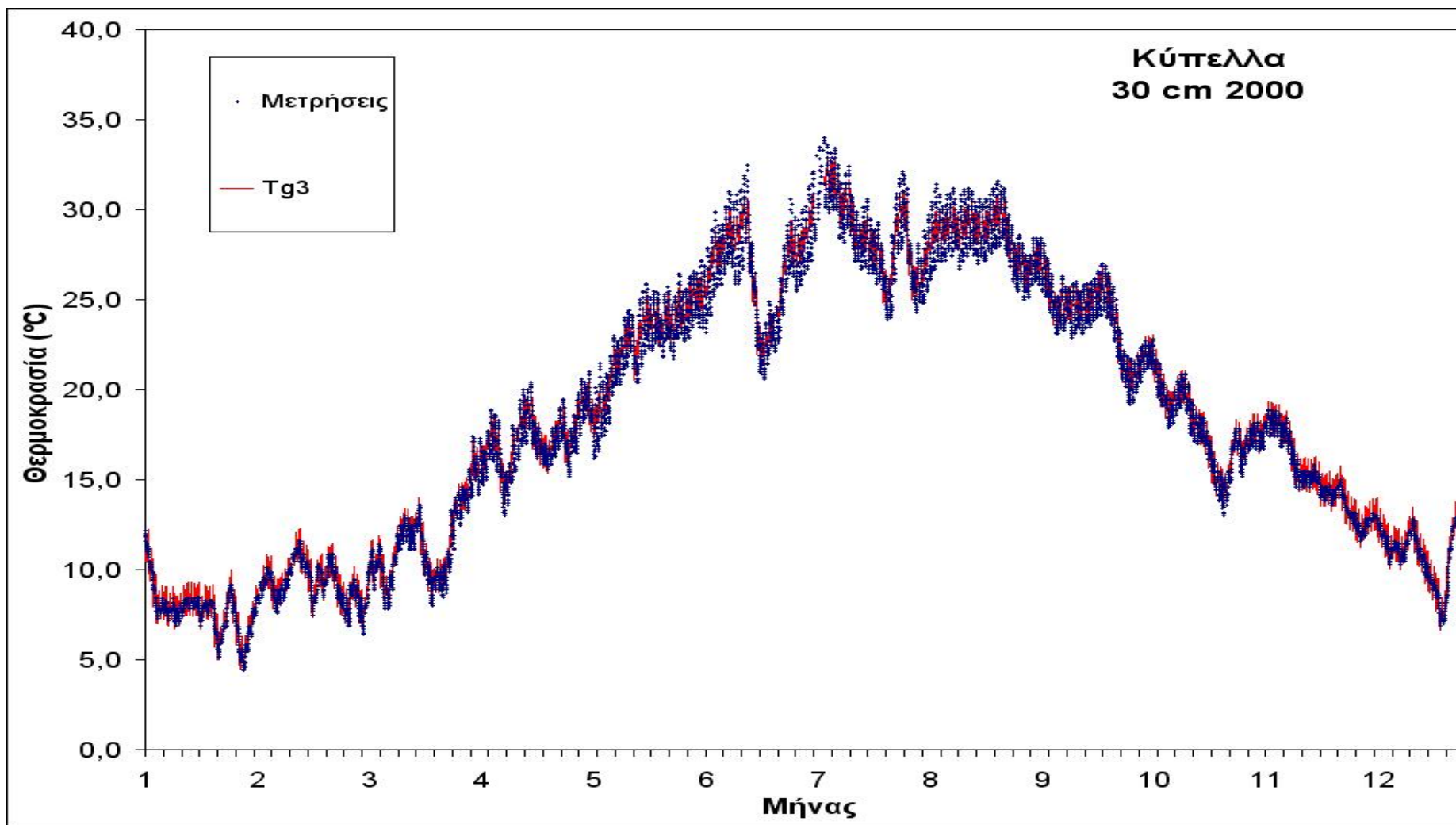
Διάγραμμα 24: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 50cm για το έτος 2000.



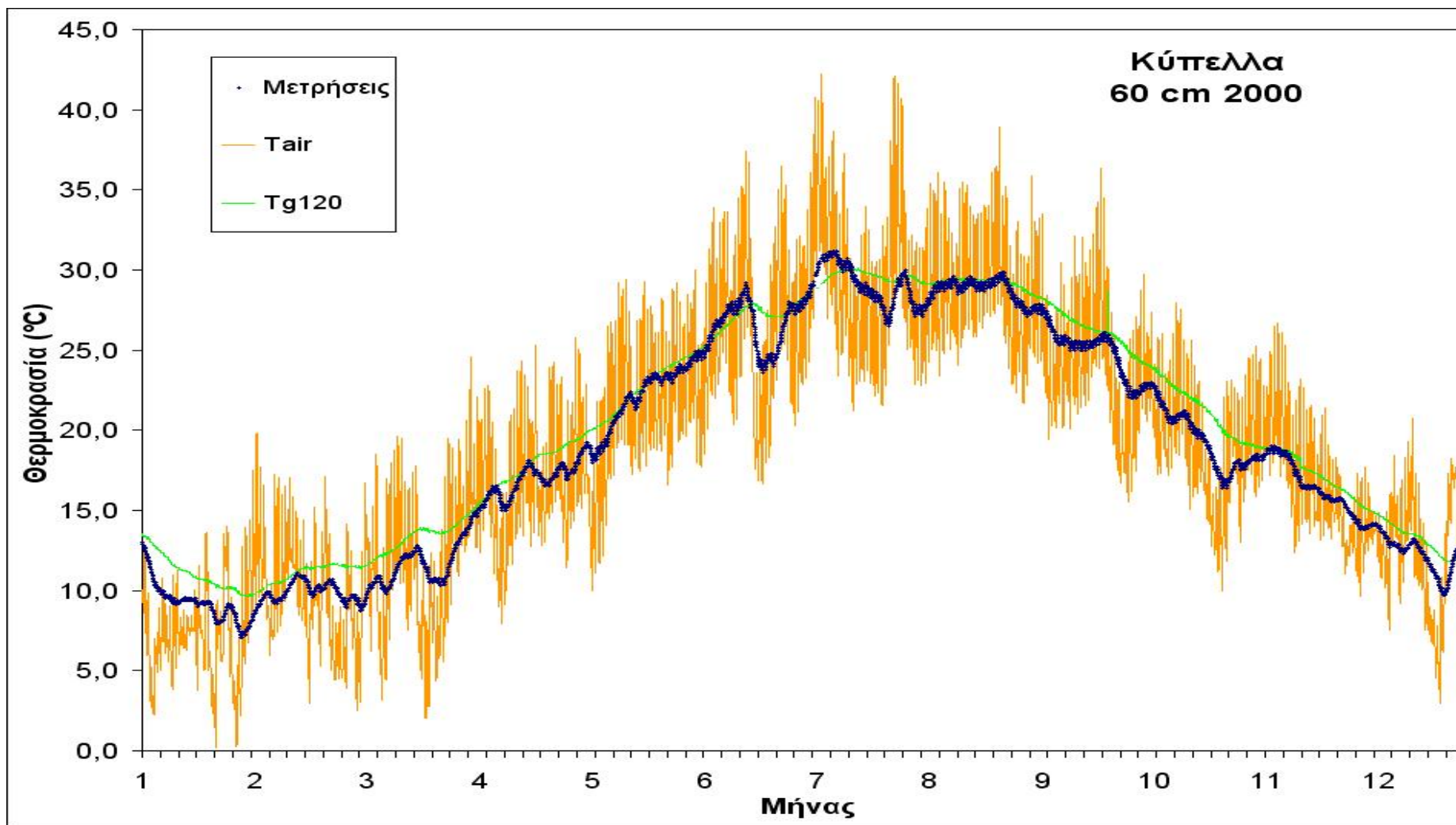
Διάγραμμα 25: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg120 και μετρήσεων στο βάθος 30cm για το έτος 2000.



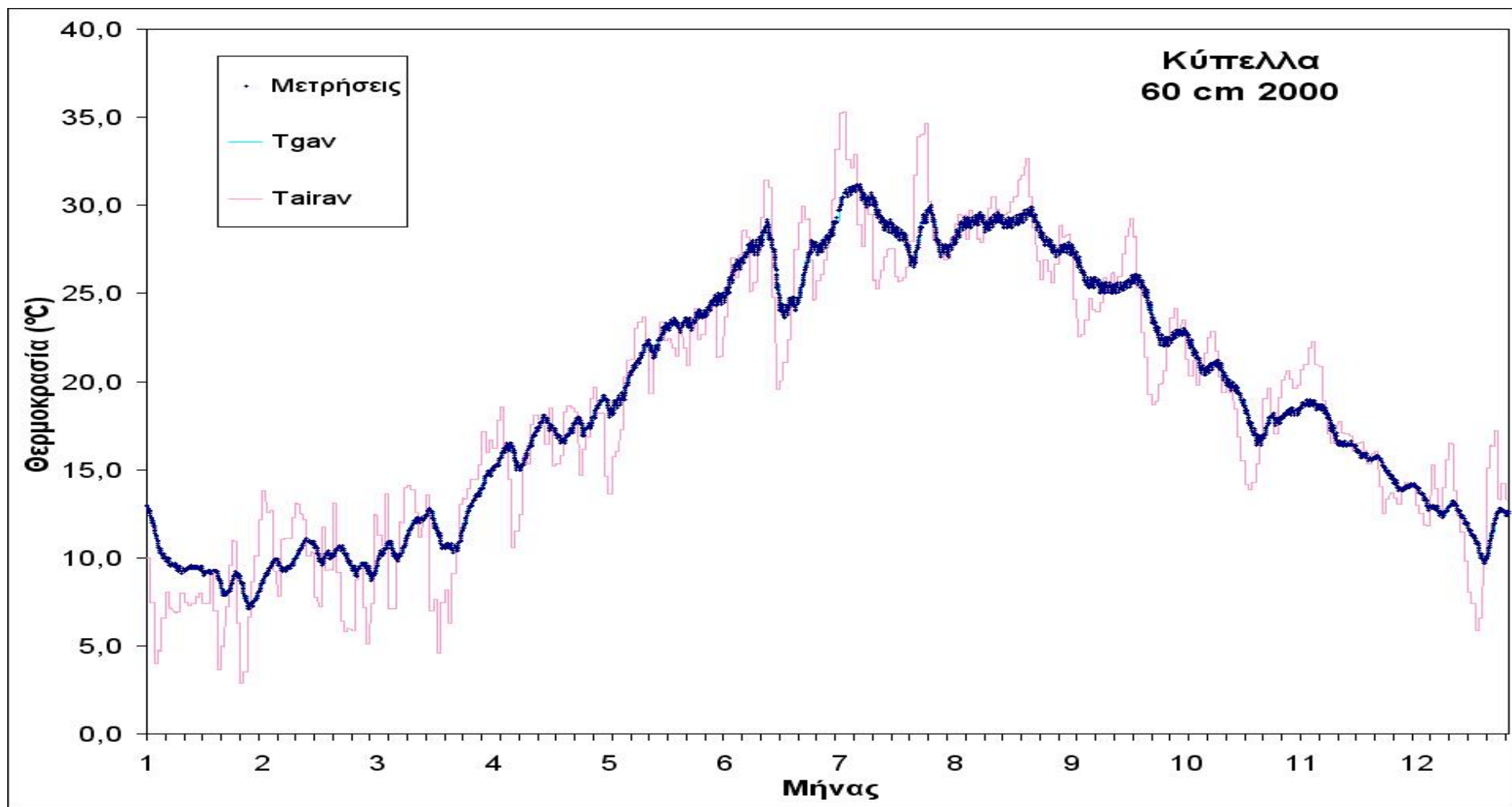
Διάγραμμα 26: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 30cm για το έτος 2000.



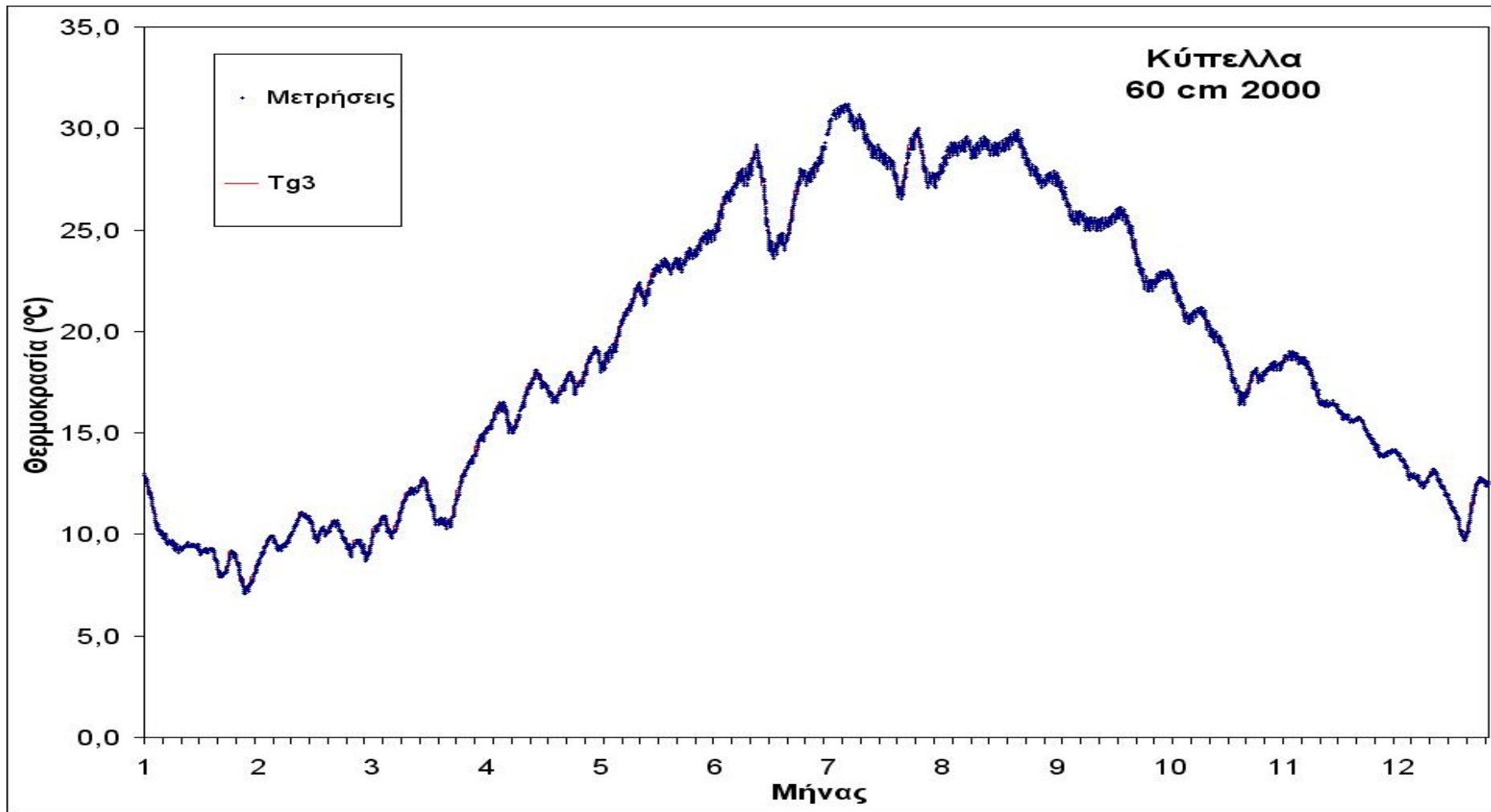
Διάγραμμα 27: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 30cm για το έτος 2000.



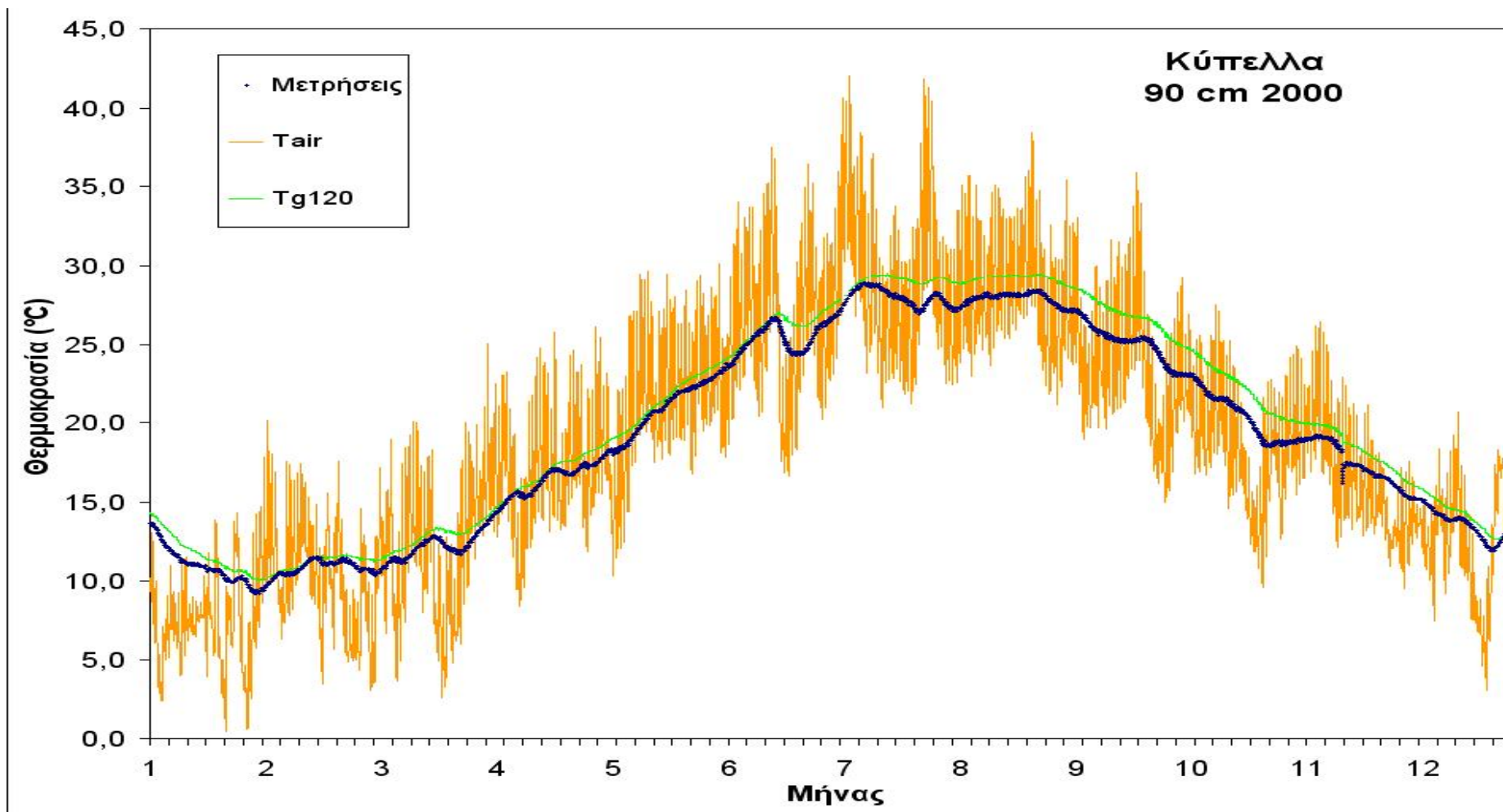
Διάγραμμα 28: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg120 και μετρήσεων στο βάθος 60cm για το έτος 2000.



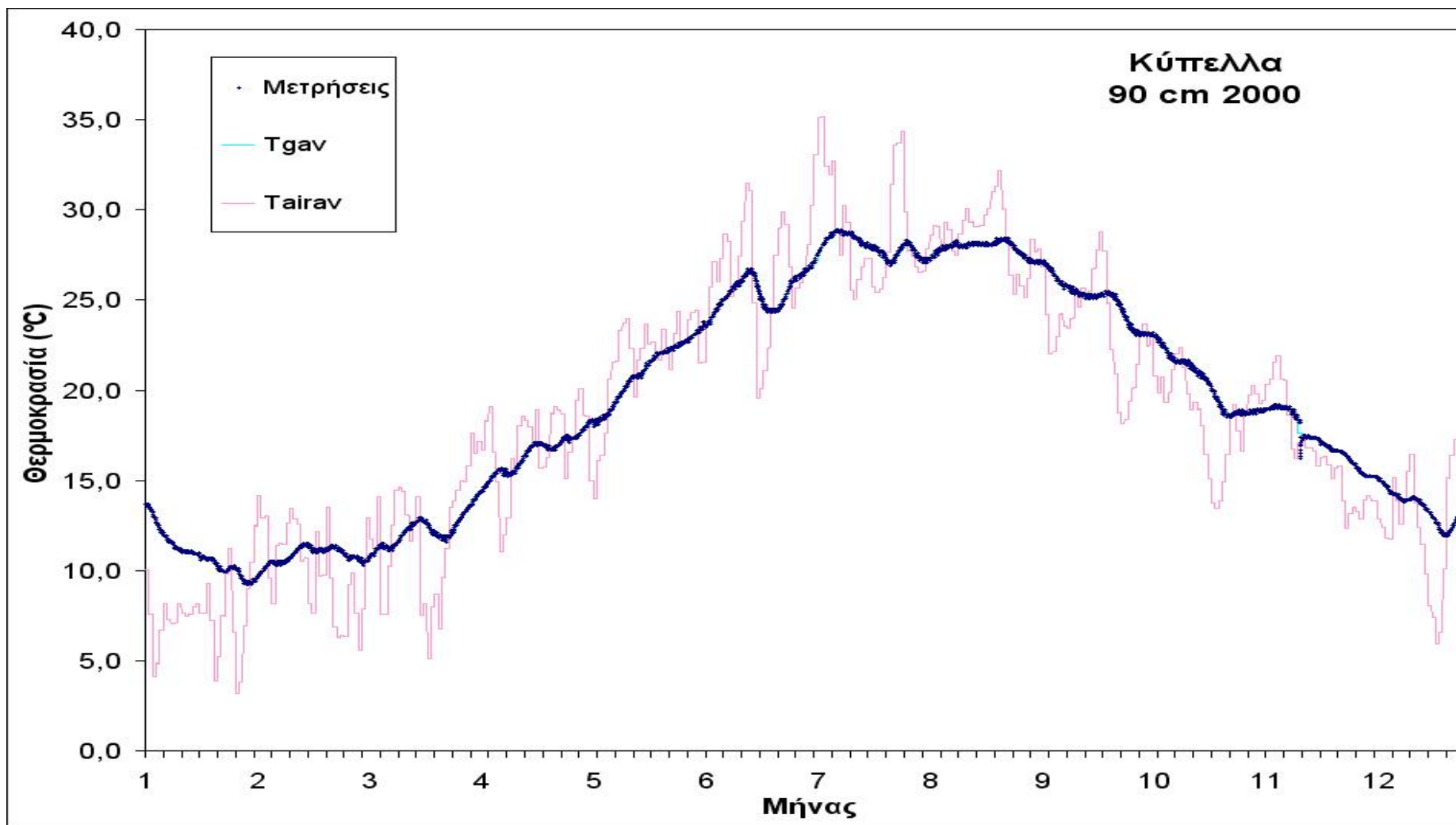
Διάγραμμα 29: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 60cm για το έτος 2000.



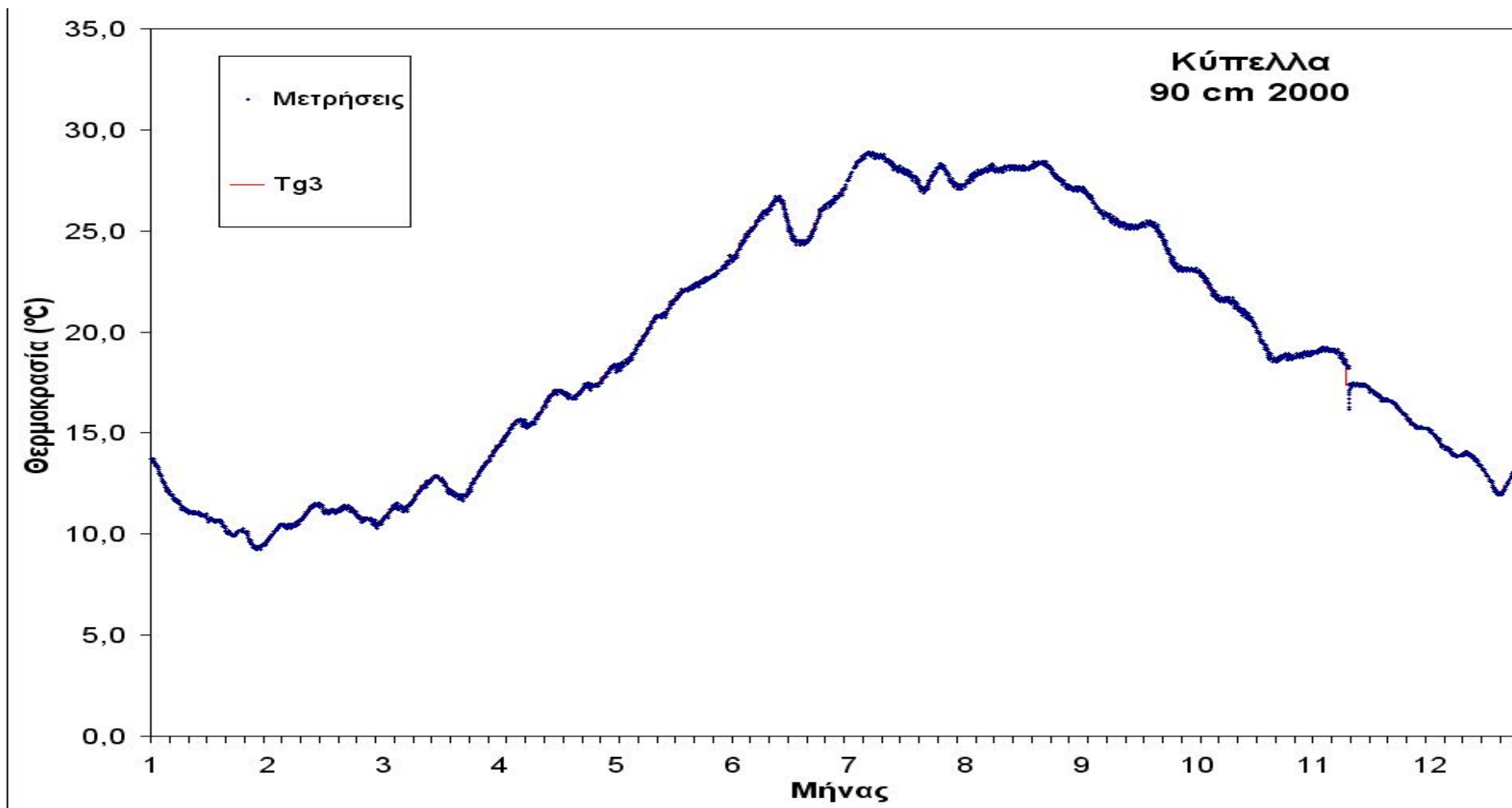
Διάγραμμα 30: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 60cm για το έτος 2000.



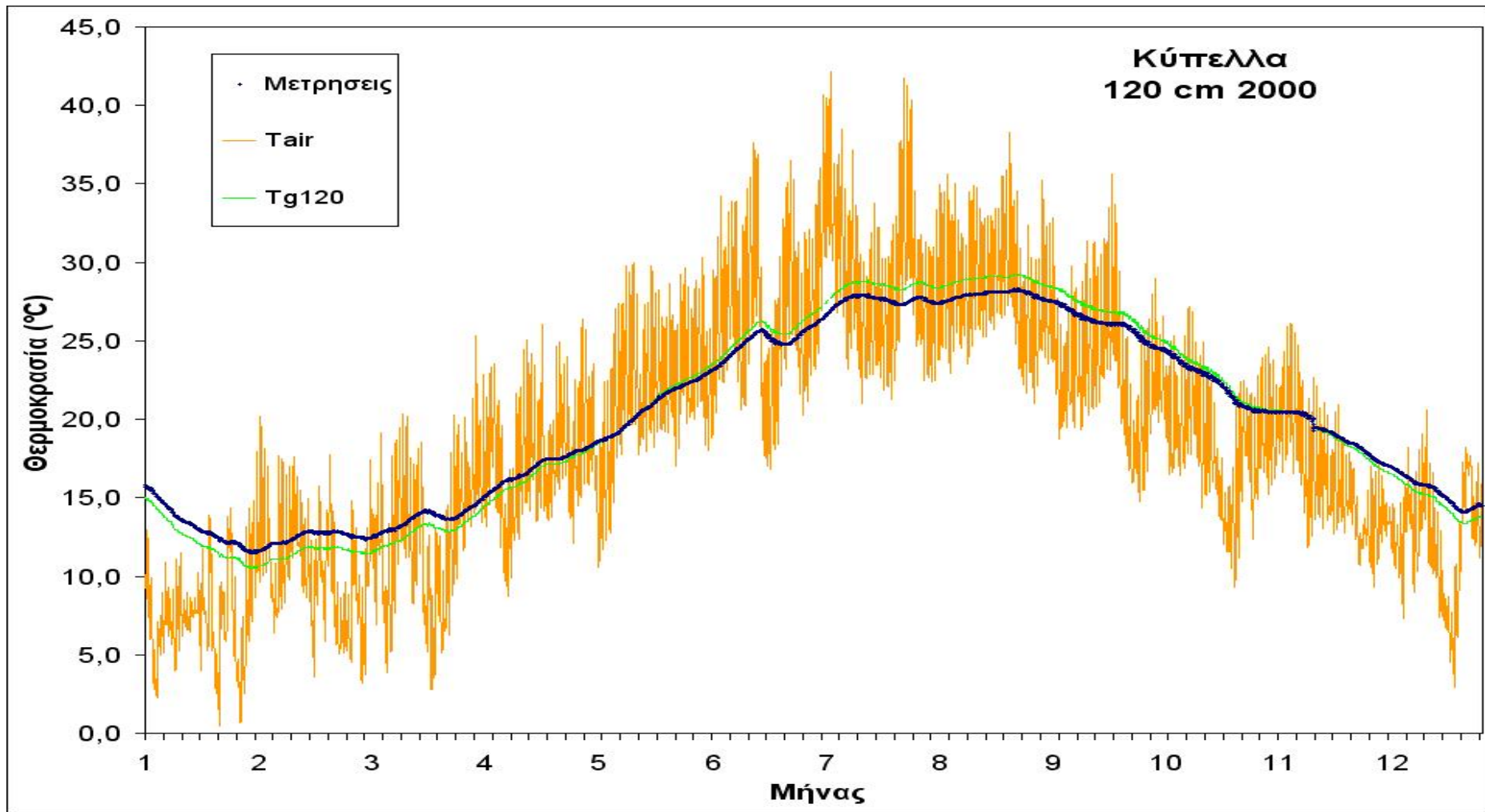
Διάγραμμα 31: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg120 και μετρήσεων στο βάθος 90cm για το έτος 2000.



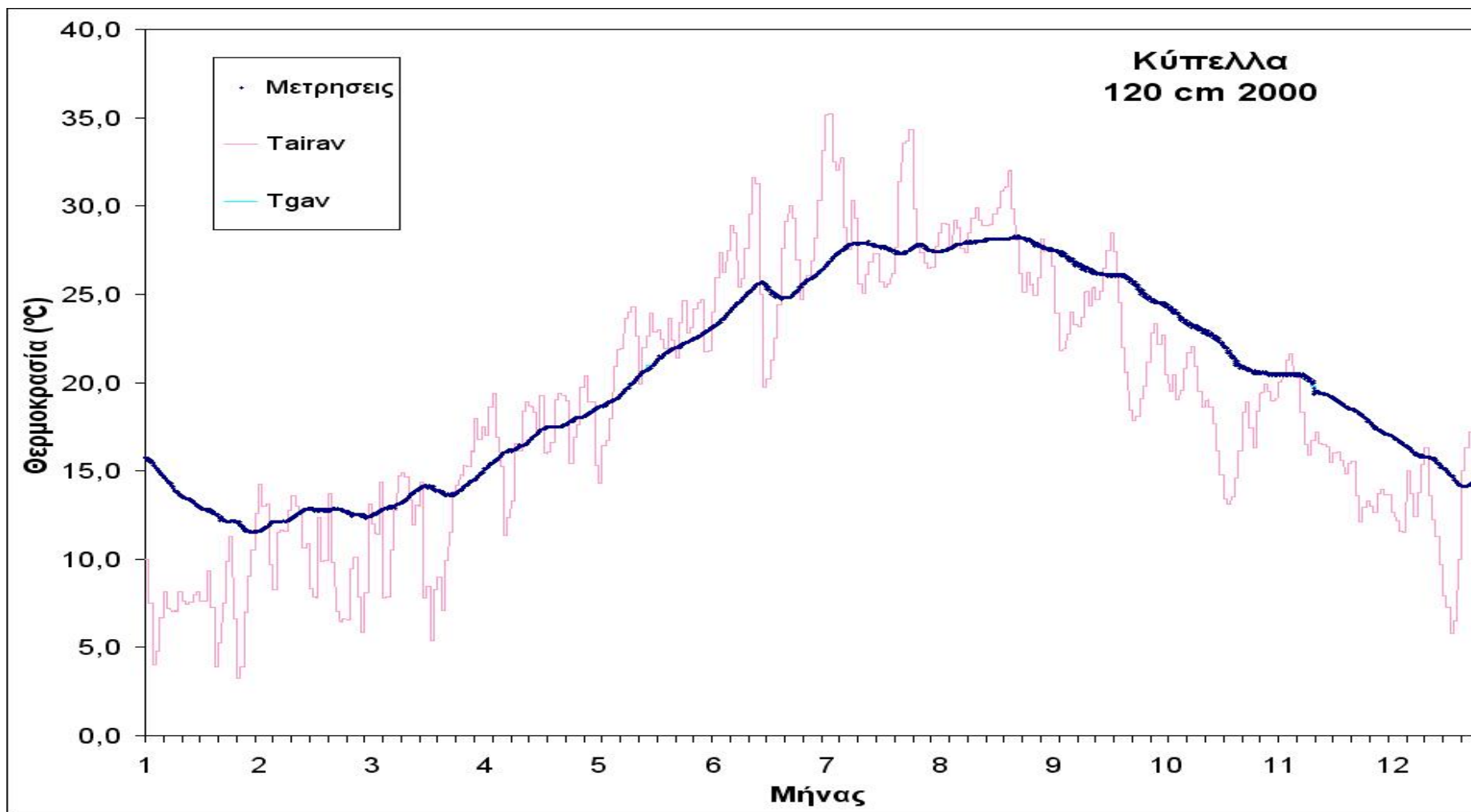
Διάγραμμα 32: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgav, Tairav και μετρήσεων στο βάθος 90cm για το έτος 2000.



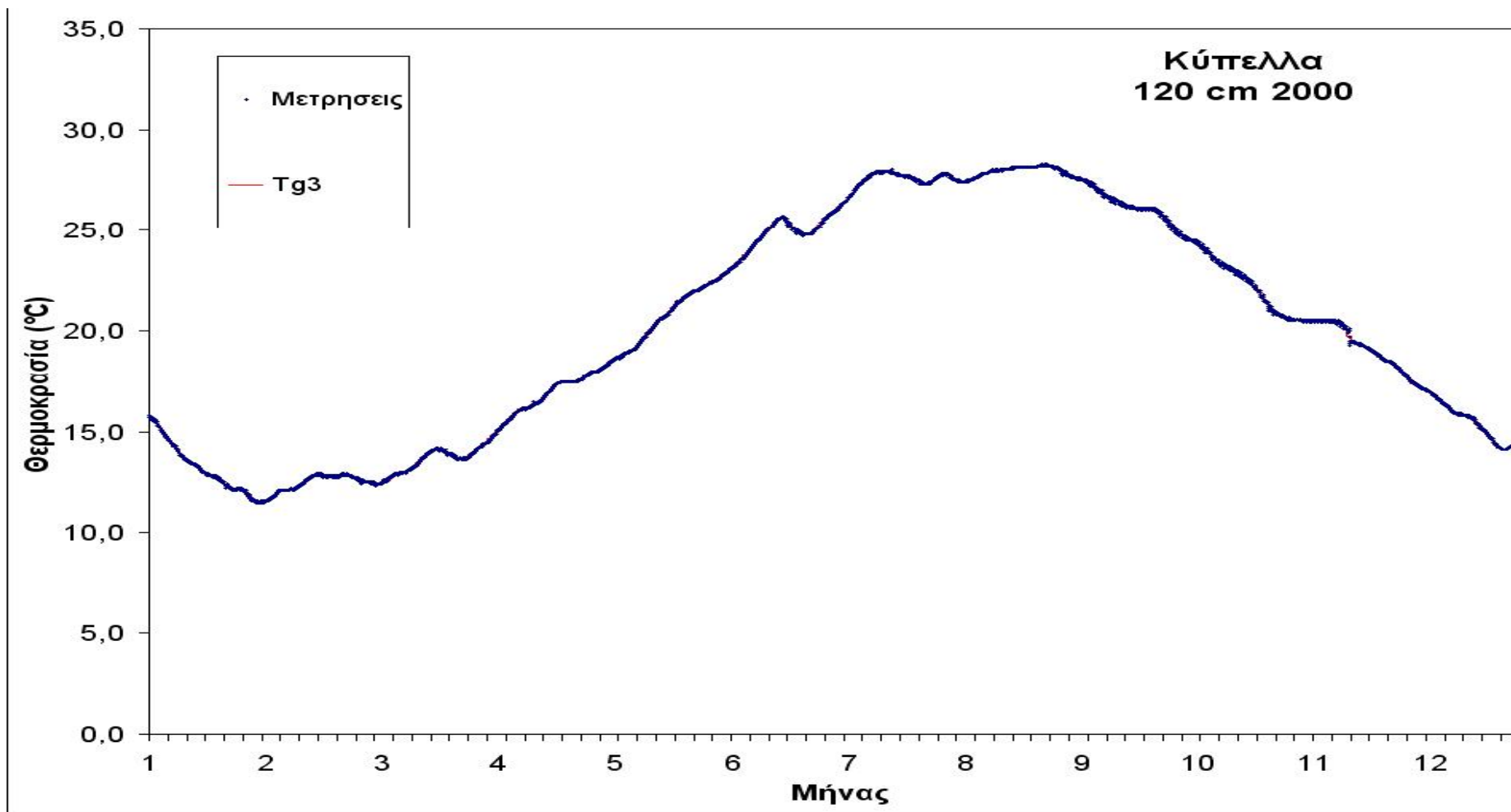
Διάγραμμα 33: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 90cm για το έτος 2000.



Διάγραμμα 34: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tair, Tg120 και μετρήσεων στο βάθος 120cm για το έτος 2000.



Διάγραμμα 35: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικών μοντέλων Tgan, Tairan και μετρήσεων στο βάθος 120cm για το έτος 2000.



Διάγραμμα 36: Σύγκριση αποτελεσμάτων ημι-εμπειρικού μοντέλου Tg3 και μετρήσεων στο βάθος 120cm για το έτος 2000.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από τη μελέτη και ανάλυση των δεδομένων θερμοκρασιών εδάφους του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών για την περίοδο 1991-2006 και από την εκτίμηση των θερμοκρασιών εδάφους με την εφαρμογή των ημι-εμπειρικών μοντέλων που εξετάστηκαν και την αξιολόγησή τους, προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα :

- ✓ Τα μοντέλα που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα θερμομέτρων αμέσου επαφής δείχνουν να έχουν γενικά καλή συσχέτιση εκτιμώμενων και μετρούμενων τιμών. Το μοντέλο με την καλύτερη επίδοση είναι αυτό που σαν ανεξάρτητη μεταβλητή έχει τη μέση θερμοκρασία εδάφους το οποίο είναι λογικό εφόσον είναι μια παράμετρος που παραμένει σχεδόν σταθερή σε βάθος χρόνου.
- ✓ Τα μοντέλα που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα θερμομέτρων μεταλλικών κυπέλλων παρουσιάζουν, σε γενικές γραμμές., καλύτερη προσαρμογή. Αρκετά καλά αποτελέσματα έχουμε στην περίπτωση με ανεξάρτητη μεταβλητή τη μέση θερμοκρασία εδάφους (T_{gan}) αλλά και το μοντέλο με ανεξάρτητη μεταβλητή τη μέση ημερήσια θερμοκρασία εδάφους από τις ώρες 8:00, 14:00, 20:00.
- ✓ Το μοντέλο με ανεξάρτητη μεταβλητή τη μέση ημερήσια θερμοκρασία εδάφους από τις ώρες 8:00, 14:00, 20:00, με βάση τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων, κρίνεται ότι είναι ένα καλό μοντέλο που, από πρακτική άποψη, μπορεί να το χρησιμοποιηθεί σε ενδεχόμενη συμπλήρωση δεδομένων θερμοκρασίας εδάφους από τρίωρη σε ωριαία βάση.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Arya, S.P., 2001. *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, Inc., California, USA, 46-60 pp.
- Ausher, R.; Katan, J. and Ovadia, S., 1975. An improved selective medium for the isolation of verticillium dahliae. *Phytoparasitica*, 3(2): 133-137
- Bakisky, A. and Burton, P.J., 1995. Root-zone soil temperature variation associated with microsite characteristics in high-elevation forest openings in the interior of British Columbia. *Agricultural Forest Meteorology*, 77:31-54.
- Barney, C.W., 1951. Effects of soil temperature and light intensity on root growth of loblolly pine seedling, *Plant Physiology*, Vol. 26, No. 1 (Jan., 1951), pp. 146-163.
- Beltrami, H. and Kellman, L., 2003. An examination of short- and long-term air-ground temperature coupling. *Global and Planetary Change*, 38:291-303.
- Bhatti, J.S.; Flemming, R.L.; Foster, N.W.; Meng, F.-R.; Bourque, C.P.A. and Arp, P.A., 2000. Simulations of pre- and post-harvest soil temperature, soil moisture, and snowpack for jack pine: comparison with field observations. *Forest Ecology and Management*, 138:413-426
- Boucher, J.-F.; Bernier, P. Y. and Munson, A. D., 2001. Radiation and soil temperature interactions on the growth and physiology of eastern white pine (*Pinus strobus* L.) seedlings. *Plant and Soil* 236: 165-174.
- Bowen, G.D. 1991. Soil temperature, root growth and plant function. In: Waisel A, Eshel A, Kafkafi U, eds. *Plant Roots: The Hidden Half*. New York: Marcel Dekker, Inc., 309-330 pp.
- Bristow, K.L.; Campbell, G.S.; Papendick, R.I. and Elliott, L.F., 1986. Simulation of heat and moisture transfer through a surface residue-soil system. *Agric. For. Meteorol.*, 36:193-214.
- Brown, S.M., and Boutwell, S.H., 1986. Chemical Spill Exposure Assessment. *Risk Analysis*, Volume 6 Issue 3: 291 – 299.
- Carsel, R.F.; Smith, C.N.; Mulkey, L.A.; Dean, J.D. and Jowise, P., 1984. User's Manual for the Pesticide Root Zone Model (PRZM): Release 1. U.S. Environmental Protection Agency, Environmental Research Laboratory, Athens, GA. EPA-600/3-84-109.

Carsel, R.F.; Mulkey, L.A.; Lorber, M.N. and Baskin, L.B., 1985. The Pesticide Root Zone Model (PRZM): A Procedure for Evaluating Pesticide Leaching Threats to Ground Water. *Ecological Modeling*, 30:49-69.

Clarkson, DT and Warner, AJ. 1979. Relationships Between Root Temperature and the Transport of Ammonium and Nitrate Ions by Italian and Perennial Ryegrass (*Lolium- Multiflorum* and *Lolium-Perenne*). *Plant physiology* 64: 557-561.

Clarkson, DT; Hopper, MJ and Jones, L.H.P., 1986. The Effect of Root Temperature on the Uptake of Nitrogen and the Relative Size of the Root-System in *Lolium-Perenne* .1. Solutions Containing Both NH_4^+ and NO_3^- . *Plant Cell and Environment* 9: 535-545.

de Vries, D.A., 1963 Thermal Properties of Soils. In: *Physics of the Plant Environment*, W.R. van Wijk, (ed.). J. Wiley and Sons, Inc., New York.

DeLucia, E.H.; Heckathorn, S.A. and Day, T.A., 1992. Effects of Soil-Temperature on Growth, Biomass Allocation and Resource Acquisition of *Andropogon-Gerardii* Vitman. *New Phytologist*, 120: 543-549.

Domisch, T.; Finer, L and Lehto, T., 2001. Effects of soil temperature on biomass and carbohydrate allocation in Scots pine (*Pinus sylvestris*) seedlings at the beginning of the growing season. *Tree Physiology*, 21: 465-472

Dong, Shufu; Scagel, Carolyn F.; Cheng, Lailiang; Fuchigami, L. H. and Rygielwicz, Paul T. 2001. Soil temperature and plant growth stage influence nitrogen uptake and amino acid concentration of apple during early spring growth. *Tree physiology*, 21: 524-547.

dos Santos, G.H. and Mendes, N., 2006. Simultaneous heat and moisture transfer in soils combined with building simulation. *Energy and Buildings*, 38:303-314.

Δρούλια, Φ., 2006. Πρόγνωση θερμοκρασιών εδάφους. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Florides, G. and Kalogirou, S., 2004. Measurements of Ground Temperature at Various Depths. Proceedings of the 3rd International Conference on Sustainable Energy Technologies, Nottingham, UK.

Garofalakis, I.; Tsiros, I.; Frangoudakis, A.; Chronopoulos, K. and Flouri, F. , 'An Experimental Study of Soil Temperature Regimes Associated with Solar Disinfestation Techniques Under

Greenhouse Conditions in Greece', *Journal of Environmental Science and Health, Part A*, 41:4, 621 – 630

Givoni, B. and Katz, L., 1985. Earth temperatures and underground buildings. *Energy and Buildings*, 8: 15-25.

Gupta, S.C.; Radke, J.K. and Larson, W.E., 1981. Predicting Temperature of Bare and Residue-Covered Soils with and without a Corn Crop. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45:405-412.

Gupta, S.C.; Radke, J.K.; Larson, W.E. and Shaffer, M.J., 1982. Predicting Temperature of Bare and Residue-Covered Soils from Daily Maximum and Minimum Air Temperatures. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46:372-376.

Gupta, S.C.; Larson, W.E. and Linden, D.R., 1983. Tillage and Surface Residue Effects on Soil Upper Boundary Temperatures. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47:1212-1218.

Gupta, S.C.; Larson, W.E. and Allmaras, R.R., 1984. Predicting Soil Temperature and Soil Heat Flux under Different Tillage-Surface Residue Conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:223-232.

Hanks, R.J.; Austin, D.D. and Ondrechen, W.T., 1971. Soil Temperature Estimation by a Numerical Method. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35:665-667.

Hetrick, D.M.; Travis, C.C.; Leonard, S.K. and Kinerson, R.S., 1989. Qualitative Validation of Pollutant Transport components of an unsaturated soil zone model (SESOIL). ORNL/TM-10672. Oak Ridge National Laboratory.

Hillel, D., 2004. *Introduction to Soil Physics*. Academic Press. pp 215-234.

Θωμά Ε., Τσίρος Ι., Χρονοπούλου Α., Λυκούδης Σ., Γαροφαλάκης Ι., 2008. Εκτίμηση και πρόγνωση θερμοκρασιών εδάφους: Σύγκριση αποτελεσμάτων νέων ημι-εμπειρικών σχέσεων και αριθμητικού μοντέλου με δεδομένα πεδίου. 9ο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας. Θεσσαλονίκη Μάιος 2008.

Jacovides, C.P.; Mihalakakou, G.; Santamouris, M. and Lewis, J.O., 1996. On the ground temperature profile for passive cooling applications in buildings. *Solar Energy*, 57(3):167-175.

Karlsson, P.S and Nordell, K.O., 1996. Effects of soil temperature on the nitrogen economy and growth of mountain birch seedlings near its presumed low temperature distribution limit. *Ecoscience* 3 (2): 183-189.

Kaspar, T.C., and Bland, W.L., 1992. Soil temperature and root growth. *Soil Science*, 154(4), 290-299.

Katan, J.; Greenberger, A.; Alon, H. and Grienstein, A., 1976. Solar heating by polyethylene mulching for the control of diseases caused by soil-borne pathogens. *Phytopathology*, 66: 683-688.

Κουτελίδα Κ., 2010. Ανάλυση και εκτίμηση θερμοκρασιών εδάφους. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Κουτελίδα Κ., Ψυλόγλου Β. Ε., Τσίρος Ι., 2010. Διεθνές Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας (COMECAP 2010). Πάτρα Μάιος 2010 «Μελέτη διακύμανσης της θερμοκρασίας εδάφους σε διάφορα βάθη για την περιοχή της Αθήνας»

Liakatas, A.; Clarke, J.A. and Monteith, J.L., 1986. Measurements of the heat balance under plastic mulches. Part I. Radiation balance and soil heat flux. *Agric. For. Meteorol.*, 36:227-239.

Livadas, G.C. and Goutsidou Y.A., 1972. Earth surface temperature. Part I. Bare-soil surface. *Sci. Annals, Fac. Phys. & Mathem., Univ. Thessaloniki*.12:243-258.

Livadas, G.C. and Goutsidou Y.A., 1974. Soil temperature in Thessaloniki-Greece. *Sci. Annals, Fac. Phys. & Mathem., Univ. Thessaloniki*.14:207-223.

Livadas, G.C. and Flokas A.A., 1972. Sunshine duration in Thessaloniki. Greece (III). *Sci. Annals, Fac. Phys. & Mathem., Univ. Thessaloniki*.12:228-241.

Luo, Y., Loomis, R.S. and Hsiao, T.C., 1992. Simulation of soil temperature in crops. *Agric. For. Meteorol.*, 61:23-38.

Mazou E., Tsiros I., Alvertos N., Lykoudis S., Garofalakis I., 2010. Estimation of soil temperature: Time and frequency domain modeling. International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics Patra – May 2010.

Mazou E., Alvertos N., Tsiros I., 2012. Soil Temperature Prediction using Time-Delay Neural Networks. 11th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (COMECAP 2012), Athens May-June 2012.

Matthews, DJ and Hayes, P., 1982. Effect of Root Zone Temperature on Early, Nodulation and Nitrogen-Fixation in Soya Beans. *Journal of Agricultural Science* 98: 371-376.

Μαριολόπουλος Ηλίας, 1928. Επί της θερμοκρασίας του εδάφους εν Αθήναις. Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών, συνεδρία της 23 Μαΐου 1928.

Mavrogianopoulos, G.N.; Frangoudakis, A. and Pandelakis, J., 2000. Energy Efficient Soil Disinfestation by Microwaves. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 75:149-153.

Μάζου, Ε. 2010. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

McMichael, BL and Burke, JJ. 1998. Soil temperature and root growth. *Hortscience* 33: 947-951.

McMichael, BL and Quisenberry, JE. 1993. The Impact of the Soil Environment on the Growth of Root Systems. *Environmental and experimental botany* 33: 53-61.

McMichael, B.L.; Upchurch, D.R. and Burke, J.J., 1996. Soil temperature derived prediction of root density in cotton. *Environmental and Experimental Botany*, 36, 303-312

Mihalakakou, G., 2002. On estimating soil surface temperature profiles. *Energy and Buildings*, 34:251-259.

Mihalakakou, G.; Santamouris, M.; Lewis, J.O. and Asimakopoulos, D., 1997. On the application of the energy balance equation to predict ground temperature profiles. *Solar Energy*, 60(3/4), 181-190.

Nabi, G., and Mullins, C.E., 2007. Soil temperature dependent growth of cotton seedings before emergence. *Pedosphere*, 18(1): 54-59.

Oliver, S.A.; Oliver, H.R.; Wallace, J.S. and Roberts, A.M., 1987. Soil heat and temperature variation with vegetation, soil type and climate. *Agricultural Forest Meteorology*, 39: 257-269.

Parton, W.J. and Logan, J.A., 1981. A model for diurnal variation in soil and air temperature. *Agricultural Meteorology*, 23, 205-216.

Power, JF; Grunes, DL; Reichman, GA and Willis, WO. 1970. Effect of Soil Temperature on Rate of Barley Development and Nutrition. *Agronomy Journal* 62: 567-&.

Ross, P.J.; Williams, J. and McCowen, R.L., 1985. Soil temperature and the energy balance of vegetative mulch in the semi-arid tropics. II. Dynamic analysis of the total energy balance. *Aust. J. Soil. Res.*, 23:515-532.

Salhotra, A.M. 1986. A Coupled Heat, Salt and Water Balance Model of Evaporation and Stratification in Saline Terminal Lakes: An Application to the Dead Sea. Ph.D. Dissertation. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

Santamouris, M. 2007. Advances In Passive Cooling (Buildings, Energy and Solar Technology Series). Earthscan Publications Ltd., pp. 340.

Santamouris, M.; Mihalakakou, G.; Balaras, C.A.; Argiriou, A.; Asimakopoulos, D. And Vallindras, M., 1995. Use of buried pipes for energy conservation in cooling of agriculture greenhouses. *Solar Energy*, 55(2), 111-124

Sikora, E.; Gupta, S.C. and Kossowski, J., 1990. Soil temperature predictions from a numerical heat-flow model using variable and constant thermal diffusivities. *Soil & Tillage Research*, 18, 27-36.

Smerdon, J.E.; Pollack, H.N.; Cermak, V.; Enz, J.W.; Kresl, M.; Safanda, J. and Wehmiller, J.F., 2006. Daily, seasonal, and annual relationships between air and subsurface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 111, D07101, doi: 10.1029/2004JD005578.

Stathers, R.J.; Black, T.A. and Novak, M.D., 1985. Modelling soil temperature in forest clearcuts using climate station data. *Agricultural Forest Meteorology*. 36: 153-164.

Stevenson, I.L., 1959. Dehydrogenase activity in soils. *Can. J. Microbiol.* 5: 229-235.

Swaid H, 1995: Urban climate related aspects of the force-restore method, *Atmospheric Environment* 29 (23) 3401-3409.

Swaid, H. and Hoffman, M. E., 1989. Prediction of impervious ground surface temperature by the Surface Thermal Time Constant (STTC) model. *Energy and Buildings* 13, 149-157.

Thibodeaux, L.J., 1979. *Chemodynamics: Environmental Movement of Chemicals in Air, Water, and Soil*. John Wiley & Sons, New York.

Thoma E., Tsiros I.X., Lykoudis S., Psiloglou B.E., 2012. Applications of semi-analytical models for estimating soil temperature. 11th International Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, Athens May-June 2012

Thunholm, B., 1990. A comparison of measured and simulated soil temperature using air temperature and soil surface energy balance as boundary conditions. *Agric. For. Meteorol.*, 53:59-72.

- Tjamos, E.C., 1991. Soil Solarization in Greece. In: *Soil Solarization*, J. Katan, J.E. DeVay, (ed.). CRC Press Inc., Boca Raton, FL, USA, 206-214 pp.
- Toy, T.J.; Kuhaida, A.J. and Munson, B.E., 1978. The prediction of mean monthly soil temperature from mean monthly air temperature. *Soil Sci.*, 126(3):181-189.
- Tsiros, J.X.; Elmaloglou, S. and Ambrose, S., 1998. A comparative study of two methods for modeling soil water regime in agricultural fields. *Water Resources Management*, 12:285-293.
- Tsiros, I.X. and Dimopoulos I.F. (2007). An evaluation of the performance of the soil temperature simulation algorithms used in the PRZM model. *Journal of Environmental Science and Health Part A*, 42: 661–670
- United States Department of Agriculture, 1992. *Opus: An integrated simulation model for transport of Nonpoint-source pollutants at the field scale*. ARS-98. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service.
- van Bavel, CHM and Hillel, DI, 1976: A Simulation Study of Soil Heat and Moisture Dynamics as Affected by a Dry Mulch. In: *Proceedings of 1975 Summer Computer Simulation Conference*, San Francisco, California. Simulation Councils, Inc., La Jolla, CA., 815-821 pp.
- van Bavel, CHM and Hillel, DI, 1975. Calculating Potential and Actual Evaporation from a Bare Soil Surface by Simulation of Concurrent Flow of Water and Heat. *Agri. Meteorol.*, 17:453-476.
- Wagenet, R.J. and Hutson, J.L., 1987. *Leaching Estimation and Chemistry Model*. Cornell University, Ithaca, NY.
- White, P.J.; Clarkson, D.T and Earnshaw, M.J., 1987. Acclimation of potassium influx in rye (*Secale cereale*) to low root temperatures. *Planta*, Volume 171, Number 3: 377-385.
- Wierenga, P.J. and de Wit, C.T., 1970. Simulation of heat flow in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34:845-848.
- Willmott, C.J., 1982, Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin American Meteorological Society*, **63**, 1309-1313.
- World Meteorological Organization, 1975. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. *Operational Hydrology Report No 7*, World Meteorological Organization, Geneva.

Xu, Qingzhang and Huang, Bingru, 2000. Effects of Differential Air and Soil Temperature on Carbohydrate Metabolism in Creeping Bentgrass. Published in Crop Sci. 40:1368–1374.

Yang, C.-C.; Prasher, S.O. and Mehuys, G.R., 1997. An artificial neural network to estimate soil temperature. Canadian Journal of Soil Science, 77, 421-429.

Yuan, Y.; Ji, H.; Du, Y. and Cheng, B., 2008. Semi-analytical solution for steady-periodic heat transfer of attached underground engineering envelope. Building and Environment, 43, 1147-1152.

Ψυλόγλου, Β., 1992. Μεταπτυχιακή Διατριβή. Ανάλυση των καταγραφών θερμοκρασίας εδάφους κατά τον πρώτο χρόνο λειτουργίας του αυτοματοποιημένου σταθμού στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Η εργασία που παρουσιάστηκε στο 11ο Διεθνές Συνέδριο Μετεωρολογίας,
Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας
(COMESAP 2012, Αθήνα, 2012).

Applications of semi-analytical models for estimating soil temperature

Thoma E.¹, Tsiros I.X.¹, Lykoudis S.², Psiloglou B.E.²

¹ Thoma E. Division of Geological Sciences and Atmospheric Environment, Agricultural University of Athens, Iera Odos 75 11855 Athens, Greece

¹ Tsiros I.X. Division of Geological Sciences and Atmospheric Environment, Agricultural University of Athens, Iera Odos 75 11855 Athens, Greece

² Lykoudis S. Institute of Environmental Research and Sustainable Development, National Observatory of Athens, I. Metaxa and V. Pavlou, 152 36 P. Pendeli, Greece

² Psiloglou B. E. Institute of Environmental Research and Sustainable Development, National Observatory of Athens, I. Metaxa and V. Pavlou, 152 36 P. Pendeli, Greece

*corresponding author e-mail: itsiros@aua.gr

Abstract The present study deals with the application of various semi-analytical models to estimate ground temperature profiles. The models are based on the general formula of an analytical model which, considering a quasi steady state system, implements the superposition of annual and daily sinusoidal fluctuations. The models are then developed from the analytical model by replacing the steady state soil temperature with easily obtained daily average temperatures such as the average surface temperature, the average temperature of selected soil depths, the average soil temperature of the considered soil profile and, in the context of minimal data requirements, the average air temperature. Field measurements of soil temperatures at the surface and at various soil depths of the National Observatory of Athens station are used to evaluate the performance of the various models whereas the models' applicability is also discussed.

1 Introduction

Soil temperature and its variations in time and space are very important in describing several physical processes, such as evaporation, chemical reactions, and energy and mass exchange with the atmosphere (Luo et al. 1992), which in turn are of considerable interest to many disciplines ranging from forestry, micrometeorology and climatology to architecture and also building physics (e.g. Santamouris 2007).

The measurement of ground temperature profile is, however, not always easy, thus modeling can be a useful tool for providing knowledge of the diurnal and annual variations of the soil temperature at different depths. Modeling approaches include, in general, analytical, semi-analytical, numerical as well as statistical, Fourier and ANN based, and of course empirical models (e.g. Mihalakakou et al. 1995, Droulia et al. 2008, Yuan et al. 2008, Graham et al. 2010, Mazou et al. 2010). Despite the availability of so many modeling approaches, the balance between the accuracy of the model results and the availability of the required input data is always a major concern.

Analytical models are usually not very demanding in terms of input data, yet they are frequently limited to describing steady state conditions, therefore being unsuitable to describe the temporal evolution of the ground temperature profile. On the other hand, analytical models can be modified so as to include some degree of variation, usually by substitution of a steady state parameter by a dynamically varying counterpart. Following this approach, in this work we attempt to enhance the usability of the deterministic analytical model presented by Droulia et al. (2008). The model is based on a quasi steady state approach that takes into account the superposition of the annual and daily (diurnal) sinusoidal fluctuation around a constant value of the soil temperature.

$$\begin{aligned}
T(z,t) = & J + A_1 \cdot e^{-t/d_1} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8760} + \phi_1 - \frac{z}{d_1}\right) \\
& + A_2 \cdot A_3 \cdot e^{-t/d_2} \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + \phi_2 - \frac{z}{d_2}\right) \\
& - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-t/d_3} \cdot \sin\left(\frac{364 \cdot 2\pi t}{8760} - \phi_2 + \phi_3 - \frac{z}{d_3}\right) \\
& - \frac{A_2}{2} \cdot e^{-t/d_4} \cdot \sin\left(\frac{366 \cdot 2\pi t}{8760} + \phi_2 + \phi_3 - \frac{z}{d_4}\right)
\end{aligned} \tag{1}$$

$$\begin{aligned}
d_1 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{\pi}}, \quad d_2 = \sqrt{\frac{D \cdot 24}{\pi}} \\
d_3 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{364\pi}}, \quad d_4 = \sqrt{\frac{D \cdot 8760}{366\pi}}
\end{aligned} \tag{2}$$

In equations (1) and (2), $T(z,t)$ is the soil temperature at depth z and time t (hours), J is the long term steady state soil temperature, D is the soil diffusivity, t is time (hours) and $A_1, A_2, A_3, \phi_1, \phi_2, \phi_3$ are amplitudes and phase shifts of the annual and diurnal components that can be estimated statistically.

Adopting the long term steady state soil temperature as the body upon which the diurnal and annual cycle variations are applied, limits the usability of this model, notably in cases where it would be more helpful i.e. in cases of incomplete or discontinued databases.

The purpose of this work is then to present simple semi-analytical models based on eqs (1) and (2), incorporating easily available, dynamically varying parameters as replacements for the long term steady state ground temperature. Such models may allow the generation of realistically varying time series of ground temperature profiles.

2 Data and Methodology

2.1 Data

For the purpose of the present study, data for surface and soil temperatures, measured by electronic thermometers were obtained from the meteorological station located at the National Observatory of Athens for the period 1991-2006.

The data refer to hourly measurements in direct contact to bare soil at 0 (surface) 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, and 50cm. During data recording, errors are introduced due to instrument malfunctions, as well as other factors including maintenance actions and unwanted shading by adjacent structures and vegetation, which mainly influence the outcome of the temperature measurements at the surface.

Therefore, prior to the development of the models, a detailed data quality analysis was performed. Extreme values were tracked and checked for consistency against the data for the rest of the depths at the same hour. Also data, especially surface values, were checked for complying with the expected diurnal variation. The values that were influenced by exogenous factors were considered as missing.

2.2 Methodology

Various semi-analytical models are introduced in an attempt to tackle the lack of temporal variation of the steady state soil temperature, J , which does not allow the use of the analytical model described in eq (1), in a dynamic manner. Thus, temporal variability is introduced by substituting J with some available or easily obtained hourly or daily temperatures, namely hourly air temperature (T_{air}), daily average air temperature from 24 hourly values (T_{airav}), daily average ground temperature from observations at 08:00, 14:00 and 20:00 (entered twice) (T_{g3}),

daily average ground temperature from 24 hourly values (T_{gav}), and hourly ground temperature at 50cm (T_{g50}).

The various models were fitted to the data using non-linear regression analysis. To test the performance of the various models, the fitting was performed on a training data set consisting of the 80% of the original data, whereas a randomly selected 20% of the data was reserved as a validation data set. The random selection was performed on each depth separately and the model developed will be referred to as DevAll. Furthermore, since the surface (0cm) measurements were found to be more susceptible to the influence of exogenous factors, these measurements were excluded and a second set of models was developed (denoted as Devno0).

Mean absolute error (MAE) and root mean square error (RMSE) were calculated for each model using the validation data set. Based on these results a set of models was developed using the entire dataset (denoted as Final).

3 Results

All models fitted to the training data set provided statistically significant parameter estimates. Models obtained with and without the surface (0cm) measurements provided similar results in terms of R^2 , whereas the estimated parameters' values even though statistically different in most cases, were very close to each other indicating a robustness of the obtained models. Models including 0 cm data (DevAll), using T_{airav} are performing better than those using T_{air} (overall RMSE 3.4 and 3.5°C respectively) which in turn is better than models using ground temperatures as a proxy for J (overall RMSE between 4.1 and 4.6°C). This counterintuitive behavior is remedied in Devno0 models, with models using T_{g3} and T_{gav} being significantly better than the rest, and very well in absolute terms: the overall RMSE is 1.6 and 1.7°C respectively (dropping, for T_{gav} , from 3.4°C at 0cm to 0.1°C at 0cm) with similar MAEs.

Table 1. Estimation of values and associated standard errors (S.E.) of the various model parameters (final models).

Model	T_{air}		T_{airav}		T_{gav}		T_{g3}		T_{g50}	
Parameter	Value	S.E.(±)	Value	S.E.(±)	Value	S.E.(±)	Value	S.E.(±)	Value	S.E.(±)
R^2	0.85		0.89		0.97		0.96		0.89	
A	1.594	0.005	1.512	0.004	0.065	0.003	-0.288	0.003	2.703	0.005
A	4.275	0.019	5.487	0.014	5.510	0.008	5.657	0.009	5.636	0.015
A	1.159	0.006	1.443	0.004	1.439	0.002	1.433	0.002	1.448	0.004
φ	4.317	0.003	4.298	0.003	4.189	0.038	4.585	0.009	4.869	0.002
φ	-6.513	0.004	-6.486	0.002	-6.483	0.001	-6.494	0.001	-6.498	0.002
φ	4.033	0.003	4.184	0.001	4.193	0.001	4.216	0.001	4.196	0.001
D	1.134	0.008	1.899	0.007	1.985	0.004	1.916	0.004	1.903	0.008

Since the DEvno0 models performed better, this was the modelling approach adopted for the development of the Final models. The results are presented in Table 1 whereas data from the 15cm and 50cm depths for an indicative year (namely 2000) are presented in Fig. 1.

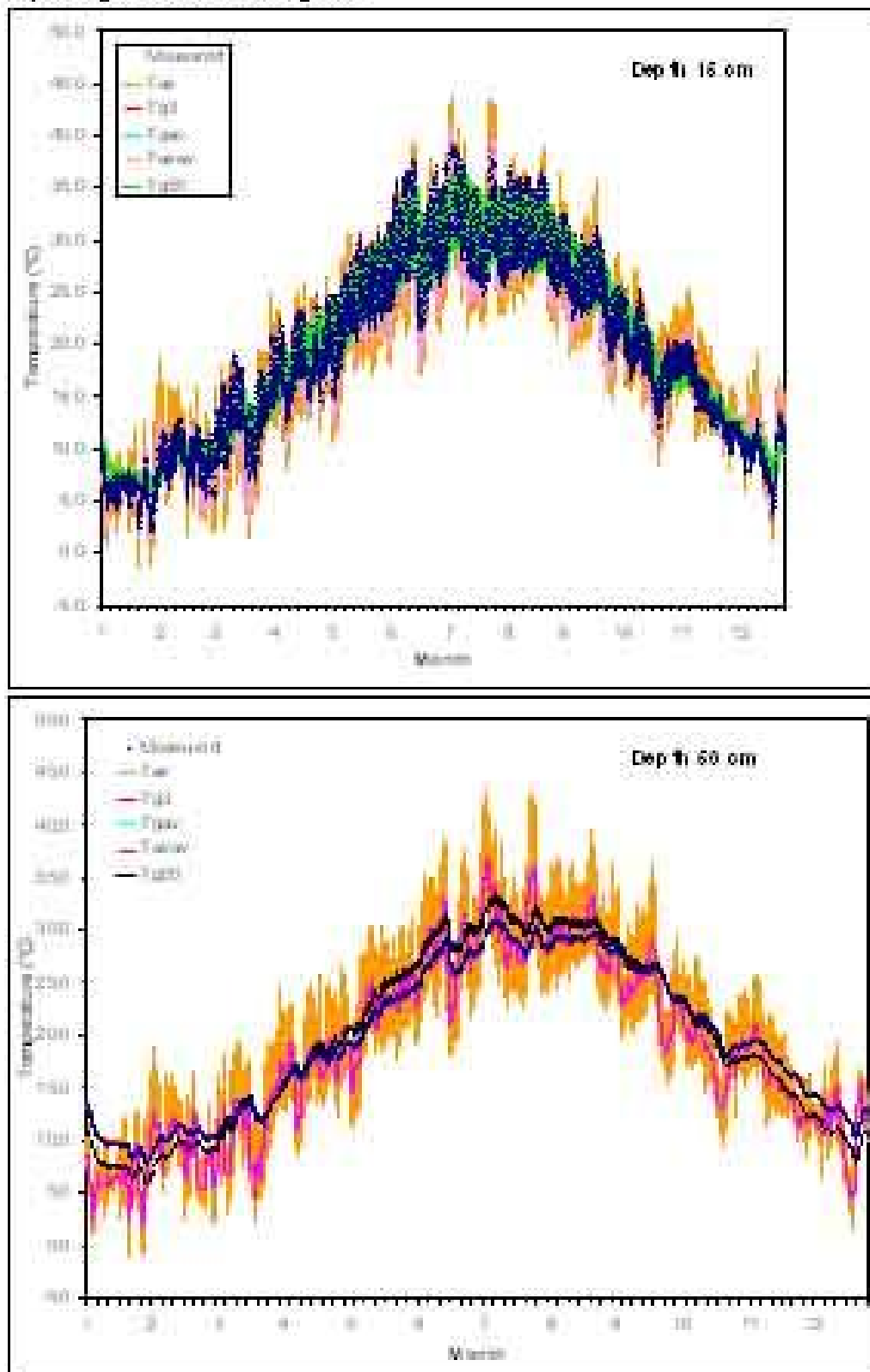


Fig. 1. Final models and measured data for the 15cm (upper) and 50cm (lower) depths

The majority of the parameters' estimates are pretty similar for all models, except for A_1 , the amplitude of the hourly variation, for models T_{air} and T_{airav} , and D , the thermal diffusivity, for model T_{air} .

Models using air temperature present, as expected, over exaggerated variation compared to the measurements, and the discrepancy is larger as we move deeper into the soil. On the other hand, models using T_{gav} are those performing best, with those using T_{g3} coming second best. This was more or less expected since average ground temperature is the closest representative of the long term steady state ground temperature, J , initially required by the model (eq. (1)).

4 Conclusions

Models using air temperature as a means to re-introduce temporal variability and add some forecasting capability to model described by eq. (1) are, understandably, less successful than those using ground temperatures. Moreover, excluding soil surface temperatures from the data set, leads to greatly improved models regarding the rest of depths, whereas the performance for surface (0cm) ground temperatures is not significantly affected. Finally, a promising result of the present study is the good performance of the models based on the daily average ground temperature from observations at 08:00, 14:00 and 20:00 that can be used to reconstruct hourly time series for stations and periods having only 8-hourly measurements.

References

- Graham EA, Lam Y, Yuen EM (2010) Forest understory soil temperatures and heat flux calculated using a Fourier model and scaled using a digital camera. *Agr Forest Meteorol* 150:640-649. doi: 10.1016/j.agrformet.2010.02.005
- Droulia F, Lykoudis S, Tsiros I, Albertos N, Akylas E, Garofalakis I (2008) Ground temperature estimations using simplified analytical and semi-empirical approaches. *Sol Energy* 83:211-219. doi: 10.1016/j.solener.2008.07.013
- Luo Y, Loomis RS, Hsiao TC (1992) Simulation of soil temperature in crops. *Agr Forest Meteorol* 61:23-38. doi: 10.1016/0168-1923(92)90023-W
- Mazou E, Tsiros I, Albertos N, Lykoudis S, Garofalakis I (2010) Estimation of soil temperature: Time and frequency domain modeling. In: Proc. 10th Conference of Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, Patras, Greece, Hellenic Meteorological Society, 517-525.
- Mihalakakou G, Santamouris M, Asimakopoulos D, Argyriou A (1995) On the ground temperature below buildings. *Sol Energy* 55:355-362. doi: 10.1016/0038-092X(95)00060-5
- Santamouris M (2007) *Advances in Passive Cooling (Buildings Energy and Solar Technology Series)*, Earthscan Publications
- Yuan Y, Ji H, Du Y, Cheng B (2008) Semi-analytical solution for steady-periodic heat transfer of attached underground engineering envelope. *Build and Environ* 43:1147-1152. doi: 10.1016/j.buildenv.2007.03.001