



ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

Τμήμα Γεωγραφίας

**ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ
ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ**

Πτυχιακή εργασία της Κουκούλα Μαρίκας

Αθήνα, Φεβρουάριος 2011



ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

Τμήμα Γεωγραφίας

**ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ ΤΗΣ
ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΚΑΙ
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ**

Πτυχιακή εργασία της Κουκούλα Μαρίκας

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: Κατσαφάδος Πέτρος

ΜΕΛΗ: Καρύμπαλης Ευθύμιος, Παρχαρίδης Ισαάκ

Αθήνα, Φεβρουάριος 2011

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	5
ABSTRACT.....	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο - ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο - ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ.....	16
2.1 Περιγραφή υδρολογικού κύκλου.....	16
2.2 Οι βασικές παράμετροι του υδρολογικού κύκλου.....	18
2.2.1 Αποθήκευση νερού στη θάλασσα.....	18
2.2.2 Εξάτμιση.....	19
2.2.3 Εξατμισοδιαπνοή.....	21
2.2.3.1 Προσδιοριστικοί παράγοντες εξατμισοδιαπνοής.....	22
2.2.3.2 Μέθοδοι υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής.....	24
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο - ΤΟ ΕΛΑΦΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ CLM.....	27
3.1 Εισαγωγή.....	27
3.2 Ιστορικά στοιχεία.....	27
3.3 Πλεγματική Δομή Μοντέλου.....	28
3.4 Ατμοσφαιρική σύζευξη.....	30
3.5 Δεδομένα της επιφάνειας της γης.....	30
3.6 Ρυθμιζόμενοι παράμετροι και φυσικές σταθερές.....	31
3.7 Συστατικά μέρη του μοντέλου.....	31
3.7.1 Βιογεωφυσική.....	31
3.7.2 Υδρολογία και ποτάμια απορροή (river routing).....	32
3.7.3 Βιογεωχημεία.....	34
3.7.4 Δυναμική της βλάστησης.....	34
3.8 Θερμοδυναμική μοντέλου.....	36
3.8.1 Αριθμητική λύση.....	37
3.9 Υδρολογικό υπο-μοντέλο.....	39
3.9.1 Αριθμητική λύση.....	40
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο - ΤΟ ΕΛΑΦΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ NOAH (OSU-LSM).....	42
4.1 Εισαγωγή.....	42
4.2 Σύντομη περιγραφή του μοντέλου.....	46
4.3 Θερμοδυναμική μοντέλου.....	47

4.4 Υδρολογικό Μοντέλο.....	50
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο - ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ	
ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	57
5.1 Χαρακτηριστικά του αριθμητικού μοντέλου.....	58
5.2 Διαμόρφωση της επιχειρησιακής λειτουργίας και προγνωστικά προϊόντα.....	61
5.3 Μεθοδολογία.....	66
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο - ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	69
6.1 Θερμοκρασία Επιφάνειας Εδάφους.....	69
6.1.1 Τυπική Απόκλιση Θερμοκρασίας Επιφάνειας Εδάφους.....	76
6.2 Θερμοκρασία Εδάφους.....	79
6.3 Περιεκτικότητα Υγρασίας του Εδάφους.....	90
6.3.1 Τυπική Απόκλιση Περιεκτικότητας Υγρασίας του Εδάφους.....	99
6.4 Ογκομετρική Υγρασία Εδάφους.....	102
6.5 Συμπεράσματα.....	114
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	117

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η υγρασία του εδάφους και οι διακυμάνσεις της, επιδρούν στον καθορισμό των φυσικών διεργασιών του εδάφους ενώ ταυτόχρονα αποτελούν μία σημαντική παράμετρο για την δομή και την διατήρηση των οικοσυστημάτων καθώς επίσης και της βιοποικιλότητάς τους. Η εδαφική υγρασία ελέγχει την εναλλαγή νερού και θερμότητας μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και της ατμόσφαιρας, μέσω διαδικασίας της εξάτμισης και της διαπνοής των φυτών. Η θερμοδυναμική του εδάφους, καθώς επίσης και οι ροές της ορμής και της θερμότητας στο σύστημα εδάφους-ατμόσφαιρας, ενσωματώνονται και επιλύονται αναλυτικά στα περιφερειακά και κλιματικά ατμοσφαιρικά μοντέλα.

Τα εδαφικά μοντέλα αποτελούν σημαντικά εργαλεία για την ανάλυση και την εκτίμηση της ανταλλαγής μάζας και ενέργειας μεταξύ της γήινης βιόσφαιρας και της ατμόσφαιρας. Ένα εδαφικό υπο-μοντέλο είναι χαρακτηριστικό και κρίσιμο συστατικό των μοντέλων γενικής κυκλοφορίας, όπως για παράδειγμα τα παγκόσμια μοντέλα του κύκλου του άνθρακα (global carbon cycle models) καθώς και τα προγνωστικά κλιματικά μοντέλα. Με βάση τις πρόσφατες εκθέσεις της IPCC (2007) τα συγκεκριμένα συστήματα αποτελούν βασικά εργαλεία για την εκτίμηση των σεναρίων του μελλοντικού κλίματος, καθώς και για την αξιολόγηση των αναδράσεων με την βιόσφαιρα.

Η συγκεκριμένη εργασία αποσκοπεί στην παρουσίαση των βασικών χαρακτηριστικών δύο εξελιγμένων εδαφικών μοντέλων που είναι συζευγμένα με ατμοσφαιρικά μοντέλα μέσης κλίμακας και γενικής κυκλοφορίας. Μετά από δύο έτη συνεχούς επιχειρησιακής πρόγνωσης, επεξεργάστηκαν στατιστικά, τα καθημερινά αποτελέσματα ενός μη υδροστατικού μοντέλου μέσης κλίμακας. Στο πλαίσιο της εργασίας μελετάται η χωροχρονική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας για τον ευρύτερο ελλαδικό χώρο, κατά την χρονική περίοδο 2009-2010, σε μηνιαία και ετήσια βάση. Για το σκοπό αυτό επεξεργάστηκαν περισσότερα από 2TB δεδομένων σε μορφή grid και υπολογίστηκαν στατιστικές μεταβλητές, όπως η μέση μηνιαία και μέση ετήσια θερμοκρασία και υγρασία του εδάφους. Στο τέλος τα αποτελέσματα αυτά οπτικοποιήθηκαν και παρουσιάστηκαν υπό μορφή θεματικών χαρτών με τη χρήση της NCL (NCAR Command Language).

ABSTRACT

The soil temperature and its variability play a key role in the determination of natural processes of the ground and they constitute an important parameter for the structure and the maintenance of the ecosystems and their biodiversity as well. Soil moisture is controlling the exchange of water and heat energy between the land surface and the atmosphere through the evaporation and plant transpiration. Soil thermodynamics alongside with the momentum and heat fluxes in the system of land-atmosphere are incorporated and analytically resolved in the regional and climate atmospheric models.

Land surface models are important tools for analyzing and predicting mass and energy exchange between the terrestrial biosphere and atmosphere. A land surface module is a typical component of general circulation models, such as global carbon cycle models and prognostic global climate models. Based on the latest IPCC reports (2007) such integrated models are key tools for analyzing the future climate scenarios, and for assessing feedbacks with, and impacts on, the biosphere.

The main aim of this thesis is to present the basic characteristics of two advanced land-surface models fully coupled to mesoscale or general circulation atmospheric models. After two years of continuous operational forecasting, the day-by-day outputs of a non-hydrostatic mesoscale model are statistically processed. In this context the spatiotemporal variability of soil moisture and temperature for the wider area of Greece is being analyzed, during the time period 2009-2010, in monthly and annual base. To this end, advanced scripts and procedures have been developed in order to process more than 2TB of gridded data and extract statistical variables such as monthly and year-to-year averages of soil temperature and moisture. The results are finally visualized on NCL (NCAR Command Language) and they are presented in the form of thematic charts.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο – ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η υδρόσφαιρα αποτελεί το σύνολο των υδάτινων αποθεμάτων στην γη. Το 71% της επιφάνειας της γης καλύπτεται με νερό. Το μεγαλύτερο ποσοστό του νερού 97,39% της υδρόσφαιρας κατανέμεται στις θάλασσες και στους ωκεανούς, ενώ το υπόλοιπο 2,7% στις ηπείρους, όπου το νερό είναι εγκλωβισμένο στους παγετώνες των οροσειρών και στην Ανταρκτική. Μόνο το ένα εκατοστό του χιλιοστού της συνολικής ποσότητας του νερού της υδρόσφαιρας βρίσκεται στην ατμόσφαιρα. Οι ήπειροι, οι θάλασσες και η ατμόσφαιρα όπου αποθηκεύονται μεγάλες ποσότητες νερού βρίσκονται σε συνεχή αλληλεπίδραση που αποτελεί τον υδρολογικό κύκλο (Graham et al, 2010). Το 3% του συνολικού νερού είναι γλυκό, από το οποίο το 77,2% είναι σε μορφή πάγου, το 22,4% είναι το υπόγειο νερό, το 0,35% είναι οι λίμνες και το 0,01% είναι τα ποτάμια (Chorley and Graham 1969).

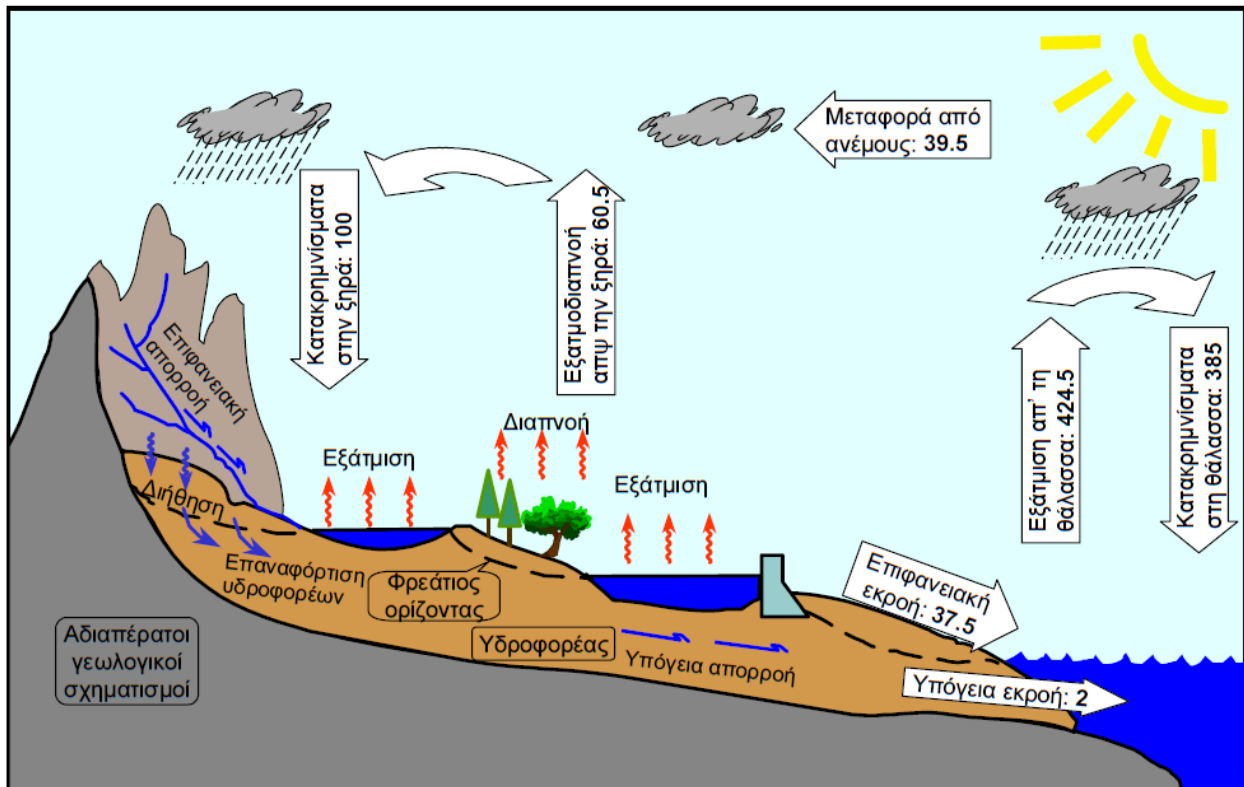
Η σημασία του υδρολογικού κύκλου είναι βασική για την κατανόηση της εμφάνισης και κίνησης του νερού, καθώς και στην ανάπτυξη και διαχείριση των υδάτινων πόρων.

Ο υδρολογικός κύκλος περιγράφει την αέναη κίνηση του νερού ανάμεσα στους ωκεανούς, την ατμόσφαιρα και την ξηρά, που συνοδεύεται και από αλλαγές ανάμεσα στην υγρή, την αέρια και τη στερεή φάση του νερού. Έτσι το νερό:

- εξατμίζεται από την θάλασσα και την ξηρά, ανεβαίνοντας κατακόρυφα, υπό μορφή υδρατμών, στην ατμόσφαιρα, αλλά και κινούμενο οριζόντια υπό την επίδραση των ανέμων
- διαπνέεται από τα δέντρα και τη βλάστηση, οδηγούμενο και πάλι στην ατμόσφαιρα υπό μορφή υδρατμών
- συμπυκνώνεται στην ατμόσφαιρα, σχηματίζοντας σύννεφα
- κατακρημνίζεται από την ατμόσφαιρα στη θάλασσα και την ξηρά, σε διάφορες μορφές (βροχή, χιόνι, χαλάζι)
- κατακρατείται από τα δέντρα, τη βλάστηση και το έδαφος
- διηθείται στο έδαφος εμπλουτίζοντάς το με εδαφική υγρασία·
- επαναφορτίζει τους ταμιευτήρες υπόγειου νερού·
- απορρέει επιφανειακά, σχηματίζοντας ρέματα και ποτάμια και καταλήγοντας τελικά στη θάλασσα·

- απορρέει υπόγεια, μέσω των πόρων και ρωγμών των γεωλογικών σχηματισμών, και είτε εκφορτίζεται επιφανειακά μέσω των πηγών, είτε εκρέει προς τη θάλασσα.

Αυτή η αχανής και αέναη “ατμομηχανή” του νερού τροφοδοτείται ενεργειακά από την ηλιακή ενέργεια και οδηγείται από τη βαρύτητα (Κουτσογιάννης, Ξανθόπουλος 1999)



Σχήμα 1.1: Σχηματική παράσταση του υδρολογικού κύκλου και του μέσου ετήσιου υδατικού ισοζυγίου της Γης. Οι μέσες ετήσιες διακινήσεις νερού έχουν εκφραστεί ως ποσοστό (%) επί της ετήσιας ποσότητας των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο χερσαίο τμήμα της Γης. Μία ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε $1190 \text{ km}^3/\text{έτος}$. Τα δεδομένα προέρχονται από τους Shiklomanov and Sokolov (1983) και Dingman (1994).

Πηγή: Δ. Κουτσογιάννης και Θ. Ξανθόπουλος, «Τεχνική Υδρολογία», Έκδοση 3, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1999

Η θερμοκρασία εδάφους και οι μεταβολές της στο χώρο και το χρόνο είναι πολύ σημαντικές για τον καθορισμό των φυσικών διεργασιών του εδάφους όπως η εξάτμιση και ο αερισμός, των χημικών αντιδράσεων και της ανταλλαγής ενέργειας και μάζας με την ατμόσφαιρα (Luo et al., 1992). Η θερμοκρασία εδάφους αποτελεί σημαντική παράμετρο για την ύπαρξη και την διατήρηση των δασικών και γεωργικών

οικοσυστημάτων, μέσω χημικών και βιολογικών διεργασιών όπως η βλάστηση των σπόρων, η ανάπτυξη των φυταρίων, η αύξηση των ριζών και η μικροβιακή δραστηριότητα. (Stathers et al., 1985; Bhatti et al., 2000; Hillel 2004). Τα φυτά μπορούν να ανταπεξέλθουν σε ένα ευρύ φάσμα θερμοκρασιών εδάφους χωρίς να παρουσιάζουν ζημιές. Όμως οι χρονικά και χωρικά μεταβαλλόμενες θερμοκρασίες του εδάφους είναι υπεύθυνες για τις σημαντικές διαφορές όσον αφορά την ανάπτυξη και την παραγωγικότητα των φυτών (McMichael and Quisenberry, 1993; McMichael and Burke, 1998).

Τις τελευταίες δεκαετίες η θερμοκρασία του εδάφους αποτελεί επίσης, σημαντική παράμετρο για εφαρμογές βιοκλιματικού σχεδιασμού, όπως η παθητική θέρμανση και ψύξη κτιρίων και θερμοκηπιακών εγκαταστάσεων. Η γνώση της κατανομής και της διακύμανσης της θερμοκρασίας εδάφους σε διάφορα βάθη απαιτείται για την αξιολόγηση του ενεργειακού δυναμικού του εδάφους, την αποτελεσματικότητα διαφόρων μέσων ανταλλαγής θερμότητας μεταξύ εδάφους και αέρα (π.χ. υπεδάφειες σωληνώσεις) και για τον υπολογισμό της θερμικής συμπεριφοράς των κτιριακών και θερμοκηπιακών εγκαταστάσεων που βρίσκονται σε άμεση επαφή με το έδαφος (Givoni and Katz, 1985; Stantamouris et al., 1995; Jacovides et al., 1996; Mihalakakou et al., 1997; Mihalakakou, 2002; Florides and Kalogirou, 2004).

Η υγρασία του εδάφους είναι δύσκολο να οριστεί, καθώς έχει διαφορετική σημασία για κάθε επιστημονικό κλάδο. Για παράδειγμα η έννοια της υγρασίας του εδάφους για ένα αγρότη έχει άλλη έννοια από αυτή που έχει για έναν γεωλόγο που ασχολείται με τους υδάτινους πόρους ή για έναν μετεωρολόγο. Γενικά, η υγρασία του εδάφους είναι το νερό που συγκρατείται στα κενά μεταξύ των μορίων του εδάφους. Η υγρασία της επιφάνειας του εδάφους είναι το νερό που περιέχεται στα ανώτερα 10cm του εδάφους, ενώ η υγρασία εδάφους στην ζώνη ανάπτυξης των ριζών είναι το νερό που είναι διαθέσιμο στα φυτά, το οποίο γενικά θεωρείται ότι βρίσκεται στα ανώτερα 200cm του εδάφους.

Συγκριτικά με άλλα συστατικά μέρη του υδρολογικού κύκλου, ο όγκος της υγρασίας του εδάφους είναι μικρός, εν τούτοις, είναι θεμελιώδους σημασίας για πολλές υδρολογικές, βιολογικές και βιογεωχημικές διεργασίες. Η γνώση της υγρασίας του εδάφους είναι πολύ σημαντική για ένα ευρύ φάσμα κρατικών και ιδιωτικών υπηρεσιών, οι οποίες έχουν ως αντικείμενό τους τον καιρό και το κλίμα, τη επιφανειακή και υπόγεια απορροή και τον έλεγχο των πλημμύρων, την διάβρωση του εδάφους, την ποιότητα του νερού κ.α.. Η υγρασία του εδάφους είναι μία βασική

μεταβλητή για τον έλεγχο των εναλλαγών νερού και θερμότητας μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και της ατμόσφαιρας, μέσω της διαδικασίας της εξάτμισης και της διαπνοής των φυτών. Συνεπώς, η υγρασία του εδάφους διαδραματίζει έναν σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη των ατμοσφαιρικών μοντέλων και της δυναμικής πρόγνωσης καιρού. Οι προσομοιώσεις των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης καιρού, έχουν δείξει ότι η αναβάθμιση της γνώσης της υγρασίας της επιφάνειας του εδάφους, της βλάστησης και της θερμοκρασίας μπορεί να οδηγήσει σε σημαντική βελτίωση των προγνώσεων. Η υγρασία του εδάφους επηρεάζει σημαντικά την ποσότητα των κατακρημνισμάτων που απορρέει σε κοντινά ρεύματα και ποταμούς. Τα δεδομένα της υγρασίας του εδάφους μπορούν να χρησιμοποιηθούν στην διαχείριση των ταμιευτήρων νερού, στην έγκαιρη προειδοποίηση πιθανής ξηρασίας, και στην πρόγνωση της απόδοσης των φυτικών καλλιεργειών (ESO 1999).

Εδώ και περισσότερο από μια δεκαετία, έχει γίνει ευρέως αποδεκτό ότι οι διεργασίες του εδάφους της γης, καθώς και η μοντελοποίησή τους διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο, όχι μόνο στα μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικά μοντέλα συμπεριλαμβανομένων και των μοντέλων γενικής κυκλοφορίας (General Circulation Models GCMs) (π.χ. Rowntree 1983, κ.λπ.), αλλά και στα περιοχικά μέσης κλίμακας ατμοσφαιρικά μοντέλα (Rowntree and Bolton 1983, Oukouchi et al. 1984, Mahfouf et al. 1987, Avissar and Pielke 1989, Chen and Avissar 1994a,b, κ.λπ.). Τα μοντέλα μέσης κλίμακας που επιλύουν/αναλύουν μήκη κύματος από 1 έως 100 km, χρησιμοποιούνται κυρίως σε τρεις περιπτώσεις: 1) περιοχικές προσομοιώσεις κλίματος, 2) αριθμητική πρόγνωση καιρού, και 3) έλεγχος ποιότητας αέρα. Ως εκ τούτου, κατά την διάρκεια των τελευταίων χρόνων είναι εμφανής η ταχεία πρόοδος στην ανάπτυξη καθώς και στις δοκιμές των εδαφικών μοντέλων σε μέσης κλίμακας ατμοσφαιρικά μοντέλα (π.χ. Bougeault et al. 1991, Giorgi et al. 1993, Bringfelt 1996, Smirnova et al. 1996, F. Chen et al. 1997, Pielke et al. 1997).

Ένα βασικό κίνητρο πίσω από αυτήν την εξέλιξη αποτελεί η λεπτομερής χωρική και χρονική ανάλυση και βελτιωμένη παραμετροποίηση του πλανητικού οριακού στρώματος (planetary boundary layer-PBL) που εφαρμόζεται στα σύγχρονα αριθμητικά μοντέλα μέσης κλίμακας επιτρέποντας την ρεαλιστικότερη προσομοίωση της ημερήσιας και κάθετης δομής του PBL. Οι διεργασίες της επιφάνειας του εδάφους επηρεάζουν σημαντικά τη δομή του PBL το σχηματισμό νεφών καθώς και τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα. Όμως η αύξηση της χωρικής ανάλυσης των μοντέλων μέσης κλίμακας δεν συνοδεύεται και από ανάλογη αύξηση της πυκνότητας

του δικτύου παρατηρήσεων με αποτέλεσμα την αδυναμία αποτύπωσης μέσης κλίμακας δομών στις αρχικές συνθήκες.. Η πλειοψηφία τέτοιων μέσης κλίμακας δομών που δεν αποτυπώνονται στο δίκτυο παρατήρησης προέρχεται κυρίως από την επίδραση της τοπογραφίας, της εδαφολογικής υγρασίας, της βλάστησης της επιφάνειας και των χαρακτηριστικών του εδάφους. Επομένως, είναι απαραίτητο τα μέσης κλίμακας μοντέλα να περιλαμβάνουν σε πλήρη σύζευξη ένα προηγμένο μοντέλο εδάφους, ώστε να προσομοιώνει κατάλληλα την θερμοδυναμική κατάσταση του εδάφους και να τροφοδοτεί με την σχετική πληροφορία την ελεύθερη ατμόσφαιρα και το PBL για τη βέλτιστη περιγραφή των φαινομένων μέσης κλίμακας.

Τα εδαφικά μοντέλα αποτελούν σημαντικά εργαλεία για την κατανόηση και την πρόβλεψη της ανταλλαγής μάζας και ενέργειας μεταξύ της γήινης βιόσφαιρας και της ατμόσφαιρας. Ένα εδαφικό μοντέλο είναι ένα χαρακτηριστικό και κρίσιμο συστατικό και των ατμοσφαιρικών μοντέλων μεγάλης κλίμακας, όπως για παράδειγμα τα παγκόσμια μοντέλα του κύκλου του άνθρακα (global carbon cycle models) καθώς και τα μοντέλα γενικής κυκλοφορίας (General Circulation Models-GCMs). Αυτά τα ολοκληρωμένα μοντέλα αποτελούν βασικά εργαλεία για την εκτίμηση των πιθανών μελλοντικών καταστάσεων του γήινου συστήματος κάτω από την ανθρωπογενή επίδραση (IPCC¹, 2007), καθώς και για την αξιολόγηση των αναδράσεων με την βιόσφαιρα.

Τα εδαφικά μοντέλα προσομοιώνουν τις βασικές διεργασίες που ρυθμίζουν την ανταλλαγή ενέργειας και ύλης - φωτοσύνθεση, αναπνοή, εξατμισοδιαπνοή (Bonan, 1995, Williams et al., 1996 Foley et al., 1996 Sellers et al., 1997), καθώς και το συνδυασμό τους. Οι συγκεκριμένες διεργασίες επηρεάζονται από διαταραχές διαφόρων κλιμάκων όπως το ισοζύγιο της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας και οι μεταβολές στις ροές μάζας και ενέργειας.. Οι διεργασίες τόσο στην επιφάνεια του εδάφους όσο και στα υπεδάφια στρώματα επηρεάζουν το κλιματικό σύστημα, μέσω του ελέγχου του ενεργειακού ισοζυγίου και των εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου.

Δύο από τα πιο εξελιγμένα εδαφικά μοντέλα τα οποία χρησιμοποιούνται ευρέως είναι το Oregon State University - Land Surface Model (OSU-LSM το οποίο στη συνέχεια μετονομάστηκε σε NOAH) και το Community Land Model (CLM). Το πρώτο λειτουργεί σε πλήρη σύζευξη με ένα μη-υδροστατικό ατμοσφαιρικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής, ενώ το δεύτερο λειτουργεί σε σύζευξη με ένα μοντέλο

¹ Intergovernmental Panel on Climate Change (Διακυβερνητική Επιτροπή Αλλαγής Κλίματος)

γενικής κυκλοφορίας αλλά και ανεξάρτητα. Μεγάλο πλήθος πρόσφατων ερευνητικών εργασιών, επικεντρώθηκαν στην αξιολόγηση των διαφορετικών LSMs χρησιμοποιώντας μακροχρόνιες παρατηρήσεις. Το 1995 οι Shao και Henderson-Sellers μετά από πλήθος αριθμητικών προσομοιώσεων με δεκατέσσερα αντιπροσωπευτικά σχήματα και συγκρίσεις με δεδομένα HAPEX-MOBILHY (Hydrological Atmospheric Pilot EXperiment -- MOdelisation du BILan HYdrique) κατέληξαν ότι οι προδιαγραφές των σχημάτων φυσικής και βιοχημείας των εδαφικών μοντέλων, ίσως θα πρέπει να είναι συνάρτηση του τύπου των προγνώσεων (βραχυπρόθεσμη ή μακροπρόθεσμη πρόγνωση καιρού) και των χωροχρονικών κλιμάκων που αναλύονται (μεγάλη-μέση- μικρό κλίμακα).

Το 1997 οι Chen et al πραγματοποίησαν αριθμητικά πειράματα στο Cabauw της Ολλανδίας σε 23 σχήματα μοντέλων ροών της επιφάνειας της γης. Οι διαφορές μεταξύ των αποτελεσμάτων των πειραμάτων στα σχήματα των εδαφικών μοντέλων και των παρατηρήσεων ήταν σημαντική. Μια θεωρητική ανάλυση των αποτελεσμάτων των πειραμάτων έδειξε ότι οι διαφορές στις οριακές συνθήκες που χρησιμοποιούνται σε διάφορα σχήματα δεν επαρκούν για να δικαιολογήσουν τη μεγάλη διακύμανση στην υγρασία του εδάφους. Ένα χρόνο αργότερα, το 1998 οι Wood et al κατέληξαν ότι γενικά υπάρχει λιγότερη ομοιότητα μεταξύ των αποτελεσμάτων των μοντέλων στην ετήσια μεταβλητότητα των επιφανειακών ροών και της θερμοκρασίας από ότι στις μέσες τους τιμές.

Όλα τα πειράματα που αναφέρονται παραπάνω έδειξαν ότι, έχοντας τις ίδιες αρχικές συνθήκες, οι εκτιμώμενες επιφανειακές ροές θερμότητας, η υγρασία του εδάφους, και η απορροή από διαφορετικά LSMs μπορεί να διαφέρει αρκετά. Οι συγκεκριμένες εργασίες βοήθησαν επίσης στην κατανόηση των εν γένει αδυναμιών των διάφορων φυσικών σχημάτων ενώ γίνονται προσπάθειες να εντοπιστούν τα πλεονεκτήματα αυτών των LSMs που αρχικά σχεδιάστηκαν για ατμοσφαιρικές εφαρμογές, και να εφαρμοστούν στα υδρολογικά εδαφικά μοντέλα ή αντίστροφα (Chen et al. 1996, Liang et al. 1999).

Το 2000 οι Chen και Dudhia με τα άρθρα τους «*Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity*» και «*Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation*», παρουσιάζουν και αξιολογούν το εδαφικό μοντέλο OSU- LSM το βρίσκεται σε πλήρη σύζευξη με το ατμοσφαιρικό μοντέλο NCAR

MM5. Με βάση μία σειρά πειραμάτων ευαισθησίας κατέληξαν ότι η θερμική και υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους καθώς και το ενεργειακό ισοζύγιο της επιφάνειας είναι πολύ ευαίσθητα στις αλλαγές της εδαφικής υγρασίας. Επίσης το εδαφικό μοντέλο μπορεί να προσφέρει σημαντική βελτίωση στην προσομοίωση των επιφανειακών ροών θερμότητας. Ως εκ τούτου, θεωρούν απαραίτητη τη δημιουργία ενός κατάλληλου συστήματος αφομοίωσης δεδομένων υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους έτσι ώστε να βελτιωθούν τα αρχικά δεδομένα και να περιγραφούν αναλυτικά οι υψίσυχνες ροές ενέργειας κοντά στο έδαφος.

Όσον αφορά την ανάλυση πλεγματικών δεδομένων υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους, έχει πραγματοποιηθεί ένας μεγάλος αριθμός εργασιών τόσο στη Αμερική όσο και στην Ευρώπη (π.χ. Rowntree Bolton 1983, Oglesby and Erickson 1989). Για τη Ελλάδα έχουν πραγματοποιηθεί εργασίες κυρίως με διαχείριση δεδομένων θερμοκρασίας εδάφους. Οι Lawrence and Hornberger (2007), συνέλεξαν δεδομένα υγρασίας εδάφους στο Big Meadows, έναν υψίπεδο υγρότοπο στο Εθνικό Πάρκο Shenandoah, στην Virginia των ΗΠΑ, και παρατήρησαν τη μεγαλύτερη μεταβολή της μέσης περιεκτικότητας υγρασίας, σύμφωνα με άλλες περιοχές της ίδιας κλιματικής ζώνης. Χρησιμοποίησαν ένα τροποποιημένο μοντέλο δυναμικής της υγρασίας του εδάφους για να εξετάσουν πώς η κατανομή της υγρασίας του εδάφους εξελίσσεται με τη πάροδο του χρόνου, πώς η τοπογραφία, ο τύπος εδάφους και ο τύπος βλάστησης επηρεάζουν σε αυτήν την κατανομή, και πώς εξηγούνται οι τάσεις που παρατηρούνται στις κλιματικές ζώνες.

Οι Jacovides et al., (1996) μελέτησαν στατιστικά χαρακτηριστικά της θερμοκρασίας εδάφους στην Αθήνα, τα οποία καθορίστηκαν μέσω της ανάλυσης Fourier σε χρονοσειρά δεδομένων 74 ετών (1917-1990) θερμοκρασιών εδάφους στην επιφάνεια και σε διάφορα βάθη του γυμνού και χλοερού εδάφους. Τα βασικά συμπεράσματα από την ανάλυση αυτή ήταν ότι οι θερμοκρασίες εδάφους καθώς και οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές τους σε οποιοδήποτε βάθος και χρόνο μπορούν να εκτιμηθούν, στη βάση της ετήσιας περιοδικότητάς τους, με την βοήθεια αρμονικών, υπολογισμένων με την τεχνική του Fourier. Ειδικότερα, οι πρώτες τρεις αρμονικές μαζί παρέχουν καλή συμφωνία μεταξύ των παρατηρούμενων και εκτιμώμενων θερμοκρασιών εδάφους στην επιφάνεια αλλά και σε διάφορα βάθη.

Το 2004 οι Wu and Dickinson εξέτασαν τη χρονική κλίμακα της μνήμης της υγρασίας των εδαφικών στρωμάτων, χρησιμοποιώντας δεδομένα υγρασίας εδάφους 50 ετών, από τις κλιματικές προσομοιώσεις του εδαφικού μοντέλου CLM το οποίο

βρίσκεται σε σύζευξη με το ατμοσφαιρικό μοντέλο NCAR CCM3 (National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3).

Ο Ψυλόγλου (1992) έχοντας τα δεδομένα των θερμομέτρων άμεσης επαφής, εγκατεστημένων στην επιφάνεια του εδάφους καθώς και σε βάθη 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40 και 50 cm καθώς και των θερμομέτρων σε μεταλλικά δοχεία, εγκατεστημένων σε βάθη 0.3, 0.6, 0.9, 1.2 m., κατά τον πρώτο χρόνο λειτουργίας τους (1/1/1991-31/12/1991), συμπέρανε ότι η μέση μηνιαία τιμή στο γυμνό έδαφος εμφανίζεται τον Ιανουάριο και η μέγιστη των Ιούλιο. Παράλληλη ετήσια πορεία διαπιστώνει και όλα τα βάθη μέχρι 0.50m 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 0.02 έως 0.40m, ενώ ο Αύγουστος για τα 0.50 m. Η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας εδάφους είναι αισθητή μέχρι το βάθος των 0.30m, ενώ από 0.40m και κάτω είναι σχεδόν ανεπαίσθητη (1°C). Η θερμοκρασία του εδάφους είναι χαμηλότερη από την θερμοκρασία του αέρα κατά τις πρωινές ώρες και αυξάνεται έως τις πρώτες μεσημβρινές και ελαττώνεται τις απογευματινές. Το ελάχιστο της θερμοκρασίας του εδάφους συμβαίνει λίγο μετά την ανατολή του ηλίου όπως περίπου και στον αέρα.

Με βάση τις παραπάνω προσεγγίσεις η συγκεκριμένη εργασία αποσκοπεί στην ανάλυση της θερμοδυναμικής κατάστασης του εδάφους (επιφάνεια και υπεδάφια στρώματα) για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας από πρωτογενή πλεγματικά δεδομένα. Συνεπώς μετά από δύο έτη συνεχούς επιχειρησιακής λειτουργίας ελέγχεται η λειτουργία του μοντέλου μέσης κλίμακας και μελετάται η χωροχρονική μεταβλητότητα της εδαφικής θερμοκρασίας και υγρασίας για τον ευρύτερο ελλαδικό χώρο. Παρουσιάζονται επίσης τα βασικά χαρακτηριστικά δύο εδαφικών μοντέλων που είναι συζευγμένα με ατμοσφαιρικά μοντέλα μέσης κλίμακας και γενικής κυκλοφορίας. Συνοψίζοντας οι στόχοι της παρούσας εργασίας είναι:

- Η συνοπτική παρουσίαση του εδαφικού μοντέλου NOAH (OSU-LSM) το οποίο βρίσκεται σε πλήρη σύζευξη με το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF (Weather Research and Forecasting Model).
- Ο έλεγχος λειτουργίας του υπο-μοντέλου εδάφους NOAH (OSU-LSM).
- Η χωροχρονική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας για τον ελλαδικό χώρο, κατά την χρονική περίοδο 2009-2010, σε μηνιαία και ετήσια βάση.

- Η εποχικότητα της εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους για διάφορες γεωγραφικές περιοχές.

Η εργασία αυτή χωρίζεται σε έξι κεφάλαια. Στο Κεφάλαιο 2 παρουσιάζεται ο υδρολογικός κύκλος και η συμβολή του στην κατανόηση της κίνησης και της αλλαγής φάσης του νερού στον πλανήτη. Αναπτύσσονται λεπτομερώς οι διεργασίες του κύκλου του νερού, και αναλύεται η παγκόσμια κατανομή του νερού. Στη συνέχεια στο Κεφάλαιο 3 αναλύεται το εδαφικό μοντέλο CLM, η δομή του, ο τρόπος λειτουργίας τους καθώς και οι βασικές εξισώσεις υπολογισμού της θερμοκρασίας και της υγρασία του εδάφους (των στρωμάτων του εδάφους). Στο Κεφάλαιο 4 αναπτύσσεται το εδαφικό μοντέλο NOAH, παρουσιάζονται οι λειτουργίες του και περιγράφονται τα επιμέρους υπο-μοντέλα προσομοίωσης της θερμοδυναμικής και της υδρολογίας του εδάφους. Στο Κεφάλαιο 5 αναπτύσσεται το αριθμητικό μοντέλο από το οποίο λήφθηκαν τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Ακόμη, παρουσιάζεται η μορφή των δεδομένων αυτών και η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την ανάλυση των δεδομένων. Τέλος το Κεφάλαιο 6 περιέχει την παρουσίαση της ανάλυσης των δεδομένων και των αποτελεσμάτων και συμπερασμάτων από αυτήν την εξεργασία και ανάλυση των δεδομένων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο - ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

2.1 Περιγραφή υδρολογικού κύκλου

Με τον όρο υδρολογικός κύκλος εννοούμε τη σταθερή και αδιάκοπη κίνηση του νερού στην ατμόσφαιρα, στην επιφάνεια της γης και στο υπέδαφος.



Σχήμα 2.1: Σχηματική αναπαράσταση του υδρολογικού κύκλου

Πηγή: <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclelegreek.html>

Ο υδρολογικός κύκλος είναι μια συνεχής διαδικασία που δεν παρουσιάζει αρχή και τέλος. Παρόλα αυτά έχει καθιερωθεί η περιγραφή του να ξεκινάει από τους ωκεανούς, δεδομένου ότι το μεγαλύτερο μέρος της υδρογείου καλύπτεται από αυτούς. Ο ήλιος, που κινεί τον κύκλο του νερού, θερμαίνει το νερό στους ωκεανούς το οποίο εν μέρει εξατμίζεται και ανυψώνεται με τη μορφή ατμού στον αέρα. Νερό εξατμίζεται επίσης από τις λίμνες, τα ποτάμια και το έδαφος. Η διαπνοή των φυτών είναι μια ακόμη λειτουργία που αποδίδει υδρατμούς στην ατμόσφαιρα. Η εξάτμιση και διαπνοή από την ξηρά συχνά δεν διακρίνονται και έτσι μιλούμε για μία ενιαία διεργασία, την εξατμισοδιαπνοή. Μια μικρή ποσότητα υδρατμών στην ατμόσφαιρα προέρχεται από την εξάχνωση, μέσω της οποίας μόρια από πάγους και χιόνια μετατρέπονται απευθείας σε υδρατμούς χωρίς να περάσουν από την υγρή μορφή.

Ανοδικά ρεύματα αέρα ανεβάζουν τους υδρατμούς στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, όπου οι μικρότερες πιέσεις που επικρατούν έχουν σαν αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας. Επειδή όμως σε χαμηλή θερμοκρασία ο αέρας δεν μπορεί πια να συγκρατεί όλη τη μάζα των υδρατμών, ένα μέρος τους συμπυκνώνεται και σχηματίζει τα σύννεφα. Παράλληλα τα σταγονίδια νερού που σχηματίζουν τα σύννεφα συγκρούονται και μεγαλώνουν, και τελικά πέφτουν απ' τον ουρανό ως κατακρημνίσματα, η συχνότερη μορφή των οποίων είναι η βροχή. Μια μορφή κατακρημνίσματος είναι το χιόνι, το οποίο όταν συσσωρεύεται στο έδαφος σχηματίζει πάγους και παγετώνες. Σε σχετικά θερμότερα κλίματα, όταν έρχεται η άνοιξη, το χιόνι λιώνει και ρέει, σχηματίζοντας την απορροή από λιώσιμο του χιονιού. Η μεγαλύτερη ποσότητα κατακρημνισμάτων πέφτει απευθείας στους ωκεανούς (Perlman 2011).

Από την ποσότητα που πέφτει στην ξηρά, ένα σημαντικό μέρος καταλήγει και πάλι στους ωκεανούς ρέοντας υπό την επίδραση της βαρύτητας, ως επιφανειακή απορροή. Η μεγαλύτερη ποσότητα της επιφανειακής απορροής μεταφέρεται στους ωκεανούς από τα ποτάμια, με τη μορφή ροής σε υδατορεύματα. Η επιφανειακή απορροή μπορεί ακόμη να καταλήξει στις λίμνες, που αποτελούν, μαζί με τους ποταμούς, τις κυριότερες αποθήκες γλυκού νερού.

Ωστόσο, το νερό των κατακρημνισμάτων δεν ρέει αποκλειστικά μέσα στους ποταμούς. Κάποιες ποσότητες διαπερνούν το έδαφος με τη λειτουργία της διήθησης από τους πόρους ή τις ρωγμές και τα ρήγματα διαφόρων πετρωμάτων και σχηματίζουν το υπόγειο νερό. Μέρος του νερού αυτού μετά από μία μικρή ή μεγάλη, αργή ή γρήγορη κίνηση μέσα στο υπέδαφος, επανέρχεται στην επιφάνεια της γης μέσα από πηγές, τροφοδοτεί τους ποταμούς, ή οδηγείται στην θάλασσα, ή ακόμα με τη βοήθεια του ριζικού συστήματος των φυτών και του φαινομένου της διαπνοής επανέρχεται στην ατμόσφαιρα. Ένα άλλο μέρος του υπόγειου νερού πηγαίνει βαθύτερα και εμπλουτίζει τους υδροφόρους ορίζοντες, οι οποίοι μπορούν να αποθηκεύσουν τεράστιες ποσότητες νερού για μεγάλα χρονικά διαστήματα.

Ο υδρολογικός κύκλος περιγράφεται από 6 συνιστώσες:

- (P) Βροχόπτωση (precipitation)
- (E) Εξάτμιση (Evaporation)
- (T) Διαπνοή (Transpiration)
- Διήθηση (infiltration)

- (G) Υπόγεια Απορροή (groundwater flow)
- (R) Επιφανειακή απορροή (surface runoff)

Το υδατικό ισοζύγιο είναι ο απολογισμός του νερού που εισέρχεται, εξέρχεται και αποθηκεύεται σε ένα συγκεκριμένο υδρολογικό σύστημα. Το υδατικό ισοζύγιο περιγράφεται βάση των κύριων διεργασιών που ορίστηκαν προηγουμένως, από την ακόλουθη σχέση:

$$P - R - E - T - G = \Delta s$$

Όπου Δs το νερό που αποθηκεύεται στο συγκεκριμένο υδρολογικό σύστημα.

Η εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου είναι εξαιρετικά σημαντική στην υδρολογία, ιδιαίτερα για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής ($ET=E+T$) όταν είναι δυνατός ο προσδιορισμός των υπόλοιπων παραγόντων. Παράδειγμα σε πολύ μεγάλες (με έκταση χιλιάδες km²) λεκάνες μπορούν να γίνουν οι ακόλουθες υποθέσεις $G \rightarrow 0$ και $\Delta s \rightarrow 0$. Άρα $ET=E+T \rightarrow P-R$.

2.2 Οι βασικές παράμετροι του υδρολογικού κύκλου

2.2.1 Αποθήκευση νερού στη θάλασσα

Πολύ περισσότερο νερό από αυτό που βρίσκεται σε κίνηση στον υδρολογικό κύκλο είναι αποθηκευμένο στη θάλασσα, κυρίως στους ωκεανούς. Από τα 1.386.000.000 κυβικά χιλιόμετρα του νερού στη Γη, περίπου 1.338.000.000 κυβικά χιλιόμετρα (το 96,5%) είναι αποθηκευμένα στους ωκεανούς. Οι ωκεανοί παρέχουν περίπου το 88% του εξατμιζόμενου νερού που μπαίνει στον υδρολογικό κύκλο.

Η ποσότητα του νερού στους ωκεανούς αλλάζει κατά τη διάρκεια μεγάλων χρονικών περιόδων. Κατά τη διάρκεια πιο ψυχρών κλιματικών περιόδων, σχηματίζονται περισσότερα παγόβουνα και παγετώνες με αποτέλεσμα να υπάρχει λιγότερο νερό στους ωκεανούς. Το αντίθετο συμβαίνει στις θερμές κλιματικές περιόδους. Κατά τη διάρκεια της τελευταίας εποχής των παγετώνων, η στάθμη των ωκεανών ήταν περίπου 122 μέτρα χαμηλότερη της σημερινής. Πριν από περίπου τρία εκατομμύρια χρόνια, όταν η Γη ήταν πιο θερμή, η στάθμη των ωκεανών μπορεί να ήταν μέχρι και 50 μέτρα πιο ψηλά από ότι σήμερα.

2.2.2 Εξάτμιση

Η εξάτμιση συνιστά μεταφορά νερού στην ατμόσφαιρα από την επιφάνεια της γης. Το νερό μπορεί να βρίσκεται σε υδάτινες επιφάνειες (λίμνες, κοιλάματα), στα φύλλα των δένδρων, στο έδαφος (επιφανειακή υγρασία) κ.α. Δεν συμπεριλαμβάνεται η ποσότητα του νερού που φθάνει στην ατμόσφαιρα από τα στόματα των φύλλων, η οποία ονομάζεται διαπνοή των φυτών. Η εξάτμιση εξαρτάται από μετεωρολογικούς παράγοντες (θερμοκρασία, υγρασία, ταχύτητα ανέμου, ατμοσφαιρική πίεση), την ποιότητα του νερού (περιεχόμενα άλατα) και την φύση/δομή του επιφανειακού στρώματος του εδάφους, το ύψος του υδροφόρου ορίζοντα κ.α.

Οι μονάδες μέτρησης είναι mm/tn. Η μέτρηση μπορεί να γίνει με ατμόμετρα και εξατμισίμετρα. Η ποσότητα θερμότητας E_o που απορροφάται από την μονάδα μάζας του νερού (που βρίσκεται σε θερμοκρασία Θ) για να μετατραπεί σε ατμούς δίνεται από την σχέση:

$$E_o = 606.5 - 0.695 \cdot \Theta$$

όπου E_o η θερμότητα σε cal/gr και Θ η θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου (C). 1 cal είναι η θερμότητα που απαιτείται για την αύξηση της θερμοκρασίας 1 gr νερού κατά 1oC. Για την εξάτμιση 1 mm νερού από μια επιφάνεια 1 cm² απαιτούνται 60 cal.

Βασικότερος παράγοντας για την εξάτμιση είναι η ακτινοβολία το ήλιου που παρέχει την απαιτούμενη ενέργεια. Άρα η εξάτμιση εξαρτάται από το ύψος του ηλίου που είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους, της εποχής, της ώρας της ημέρας, του υψομέτρου και της νέφωσης. Παρόλο που η ακτινοβολία είναι ο πιο σημαντικός παράγοντας είναι αρκετά δύσκολο να εκτιμηθεί και για αυτό χρησιμοποιείται η θερμοκρασία (που συσχετίζεται με την ακτινοβολία). Η θερμοκρασία είναι μέτρο της θερμικής ενέργειας (δυναμική και κινητική) που εμπεριέχεται σε ένα σώμα. Η εξάτμιση είναι ανάλογη με την ταχύτητα του ανέμου.

Ο προσδιορισμός της εξάτμισης σε ένα ταμιευτήρα μπορεί να γίνει χρησιμοποιώντας:

- Το ισοζύγιο του ύδατος, δηλαδή χρησιμοποιώντας την αρχή διατηρήσεως της μάζας. Σε αυτή την περίπτωση η κύρια υπόθεση είναι ότι μπορούν να εκτιμηθούν επακριβώς οι εισροές και οι εκροές νερού σε ένα κλειστό σύστημα. Στην πράξη αυτό είναι δύσκολο (παράδειγμα η υπόγειος ροή είναι δύσκολο να εκτιμηθεί).

- Αεροδυναμικός προσδιορισμός. Βασίζεται στον υπολογισμό της εξάτμισης βάσει της θεωρίας της μεταφοράς μάζας σε τυρβώδη ροή.
 1. Πειραματικά δεδομένα απέδειξαν ότι η ακόλουθη εμπειρική σχέση:

$$E = b \cdot u \cdot (e_o - e_a)$$
 όπου
 $b = 0.29 \cdot A - 0.05$ όπου A η επιφάνεια του ταμιευτήρα σε m²
 E= εξάτμιση (mm ανά ημέρα)
 U= η ταχύτητα σε ύψος 2 μέτρων από την επιφάνεια του ύδατος (m/sec)
 E_o= μέγιστη τάση υδρατμών στη θερμοκρασία της επιφάνειας του ύδατος (mbar)
 E_a= μέγιστη τάση υδρατμών του αέρα σε ορισμένο ύψος (mbar).
 2. Μια άλλη προσέγγιση έγινε από τον Meyer με την εμπειρική σχέση

$$E = C \cdot (e_o - e_a) \cdot [1 + (u/16)]$$
 όπου
 E= εξάτμιση (μέση μηνιαία σε mm)
 C= σταθερά ίση με 11.25 για μικρού όγκου και μικρού βάθους ταμιευτήρες ενώ για μεγαλύτερες μάζες ύδατος η τιμή φθάνει μέχρι 8.25)
 U= η μέση μηνιαία ταχύτητα σε ύψος 9 μέτρων από την υδάτινη επιφάνεια (km/h)
 E_o= μέγιστη τάση υδρατμών στη θερμοκρασία της επιφάνειας του ύδατος (mbar)
 E_a= μέγιστη τάση υδρατμών του αέρα σε ορισμένο ύψος (mbar).
 3. Για μικρού βάθους και μικρού όγκου ταμιευτήρες (< 8 m) e_a και e_o προσδιορίζονται από την μέση μηνιαία θερμοκρασία και την σχετική υγρασία του αέρα. Για μεγαλύτερες μάζες νερού η τιμή e_o βασίζεται στην μέση μηνιαία θερμοκρασία του ύδατος και η τιμή e_a με βάση τις μέσες τιμές θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας σε ύψος 9 μέτρα από την επιφάνεια του νερού.
- Το ισοζύγιο της ενέργειας. Απαιτεί την χρήση ειδικών οργάνων (ακτινομέτρων) για τον προσδιορισμό της ενέργειας που απορροφά το νερό σαν συνάρτηση του μήκους κύματος και δεν εφαρμόζεται στην πράξη (Καραπάντσιος 2009).

2.2.3 Εξατμισοδιαπνοή

Η ατμόσφαιρα, εκτός από τη διαδικασία της εξάτμισης, εμπλουτίζεται με υδρατμούς και από τα φυτά, με τη διαδικασία της διαπνοής. Η διαπνοή ορίζεται σαν η διαδικασία εκείνη, κατά την οποία υδρατμοί διαφεύγουν από τα ζώντα φυτά (κυρίως από τα φύλλα τους) και εμπλουτίζουν την ατμόσφαιρα με αυτούς (Φλόκας 1992). Στη φύση, άμεση εξάτμιση από το έδαφος (E) και διαπνοή (Ta) συμβαίνουν ταυτόχρονα. Επειδή δεν υπάρχει εύκολος τρόπος διαχωρισμού των υδρατμών που παράγονται από τις δύο διεργασίες χρησιμοποιείται ο όρος εξατμισοδιαπνοή (ET) για να περιγράψει το άθροισμα των δύο.

Ευρέως χρησιμοποιούμενη είναι η έννοια της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (ETp). Σύμφωνα με τον Penman et al. (1956) η δυνητική εξατμισοδιαπνοή ορίζεται ως η εξάτμιση από εκτεταμένη επιφάνεια μικρού ύψους πράσινης βλάστησης, που σκιάζει απόλυτα το έδαφος, ενιαίου ύψους και με πλήρη επάρκεια νερού. Αυτή η περιγραφεί φυτοκαλλιέργειας ταιριάζει απόλυτα στο γρασίδι, η εξατμισοδιαπνοή από το οποίο καλείται εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (ETo) επειδή με βάση αυτή εκτιμάται η μέγιστη δυνατή εξατμισοδιαπνοή οποιασδήποτε φυτοκαλλιέργειας²

Στις περισσότερες περιπτώσεις η πραγματική εξατμισοδιαπνοή³ (ETa) διαφέρει από την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς, επειδή η πραγματική χρήση του νερού εξαρτάται από μετεωρολογικούς, φυτικούς και εδαφικούς παράγοντες, αλλά και, κυρίως, από τη διαθεσιμότητα νερού. Κατά τους Bouchet και Robelin (1969) η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς ελέγχεται αποκλειστικά από το κλίμα και μεταβάλλεται ως συνάρτηση της εποχής. Η μέγιστη δυνατή εξατμισοδιαπνοή αντιπροσωπεύοντας την πραγματική μέγιστη εξατμισοδιαπνοή φυτοκαλλιέργειας, αποτελεί ειδική περίπτωση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής εφόσον υπάρχει αρκετό διαθέσιμο νερό, η εξατμισοδιαπνοή πραγματοποιείται με το μέγιστο δυνατό ρυθμό, που εξαρτάται βασικά από τη διαθέσιμη ενέργεια και τον πιθανό έλεγχο που παρεμβάλλει η βλάστηση (ETa=ETm). Όταν η εδαφική επιφάνεια ξηραίνεται ή όταν περιορίζεται το εδαφικό νερό στο ριζικό στρώμα ο πραγματικός ρυθμός εξατμισοδιαπνοής μικραίνει (ETa<ETm).

² $ETm = Kc \cdot ETo$, όπου Kc είναι συντελεστής μικρότερος, ίσος ή και μεγαλύτερος από τη μονάδα, ανάλογα με το είδος και το στάδιο ανάπτυξης της φυτοκαλλιέργειας, αλλά και τις συνθήκες σχετικής υγρασίας και ανέμου (Rosenberg et al 1983)

³ Η απώλεια νερού που θα σημειωθεί για τις ανάγκες της βλάστησης, σε καμία περίπτωση δεν παρατηρηθεί έλλειψη νερού στο έδαφος, σύμφωνα με τον Thornthwaite.

Τέλος, η εξατμισοδιαπνοή από υδάτινη επιφάνεια μελετάται με την αρχική εξίσωση Penman και αναπτύσσεται μέθοδος υπολογισμού της μέγιστης εξατμισοδιαπνοής.

2.2.3.1 Προσδιοριστικοί παράγοντες εξατμισοδιαπνοής

Το φαινόμενο της εξατμισοδιαπνοής εξαρτάται από βασικούς φυσικούς παράγοντες που το προσδιορίζουν και ποσοτικά. Η δυνητική εξατμισοδιαπνοή ουσιαστικά ελέγχεται από μετεωρολογικούς παράγοντες, σε αντίθεση με την πραγματική εξατμισοδιαπνοή που σε σημαντικό βαθμό ελέγχεται και επηρεάζεται από παράγοντες σχετικούς με τα φυτά και το έδαφος. Οι σημαντικότεροι μετεωρολογικοί παράγοντες που επηρεάζουν την δυνητική εξατμισοδιαπνοή είναι η ηλιακή ακτινοβολία, η θερμοκρασία, η ατμοσφαιρική υγρασία και ο άνεμος. Η δυνητική εξατμισοδιαπνοή τείνει να αυξηθεί όταν αυξάνεται η θερμοκρασία, η ηλιακή ακτινοβολία και η ταχύτητα του ανέμου, ενώ τείνει να ελαττωθεί με την αύξηση της σχετικής υγρασίας.

Σε ό,τι αφορά στην ηλιακή ακτινοβολία και στη θερμοκρασία, μία αύξησή τους έχει ως αποτέλεσμα την επιτάχυνση των διαδικασιών του φυτού, όπως π.χ. στη φωτοσύνθεση και στην κυκλοφορία του νερού στο σύστημα ρίζες-κορμός-φύλλα του φυτού. Είναι, επομένως, φυσικό, να παρατηρείται μια διακύμανση στο ρυθμό της διαπνοής, τόσο ημερήσια όσο και εποχιακή που εμφανίζει ένα μέγιστο κατά τη διάρκεια της ημέρας ή των θερινών μηνών και ένα ελάχιστο κατά τη διάρκεια της νύχτας ή των χειμερινών μηνών.

Επίσης έχει διαπιστωθεί ότι η ανακλαστικότητα της φυτικής κάλυψης επηρεάζει το ρυθμό της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, δηλαδή στην ουσία, επηρεάζει το ενεργειακό ισοζύγιο της εξατμιζουσας επιφάνειας (Φλόκας 1992).

Γνωρίζοντας ότι η δυνητική εξατμισοδιαπνοή πραγματοποιείται, μόνο όταν η φυτική κάλυψη δεν εμφανίζει έλλειψη νερού, προκύπτει άμεσα ο βαθμός αλληλεπίδρασης στο ρυθμό του φαινομένου και της υφιστάμενης υγρασίας του εδάφους. Για την πραγματική εξατμισοδιαπνοή, εκτός των παραγόντων που επηρεάζουν το ρυθμό της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, υπάρχουν και κάποιοι πρόσθετοι παράγοντες από τους οποίους προσδιορίζεται. Ο σημαντικότερος από αυτούς είναι η ανεπάρκεια υγρασίας, καθώς και άλλοι δευτερεύουσας σημασίας, όπως ο βαθμός πυκνότητας της φυτικής βλάστησης που μπορεί να εκφραστεί και σαν το ποσοστό της επιφάνειας των φύλλων σε σχέση με την αντίστοιχη εδαφική

επιφάνεια ή ακόμη μπορεί να εκφραστεί με το πλήθος των φυτών ανά μονάδα εδαφικής επιφάνειας. Επίσης το στάδιο της ανάπτυξης των φυτών ή δέντρων αποτελεί παράγοντα που επηρεάζει την πραγματική εξατμισοδιαπνοή σε μια περιοχή⁴ (Φλόκας 1992).

Παρακάτω μελετώνται αναλυτικά οι βασικές κλιματολογικές μέθοδοι υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Στις σχέσεις που προτείνουν οι μέθοδοι αυτές υπεισέρχονται κάποιοι μετεωρολογικοί παράμετροι. Οι παράμετροι αυτοί είναι πρωτογενείς (μετρούνται άμεσα από τους μετεωρολογικούς σταθμούς) ή δευτερογενείς (υπολογίζονται με τη βοήθεια σχέσεων από τους πρωτογενείς). Οι πρωτογενείς παράμετροι που απαιτούνται για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής είναι:

- 1) Θερμοκρασία αέρα (T_a)
- 2) Ταχύτητα ανέμου (U)
- 3) Πραγματική ηλιοφάνεια (n)
- 4) Ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_s)
- 5) Μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία (R_{NL})

Οι δευτερογενείς παράμετροι είναι:

- 1) Σχετική υγρασία (RH)
- 2) Τάση κορεσμένων υδρατμών και πραγματική τάση υδρατμών (e_s, e)
- 3) Κλάσμα ηλιοφάνειας (n/N)
- 4) Η ολική ηλιακή ακτινοβολία και η μεγάλου μήκους ακτινοβολία όταν δεν μετρούνται άμεσα από τους μετεωρολογικούς σταθμούς.

Η ταχύτητα του ανέμου μετριέται συνήθως από τους σταθμούς στα 10m, ενώ στις μεθόδους που αναπτύσσονται στην συνέχεια απαιτείται στα 2m. Στην περίπτωση αυτή μπορεί να γίνει αναγωγή με τη βοήθεια της σχέσης (Τσακίρης, 1986):

$$U_2 = U_z (2/Z)^{0.2}$$

όπου U_2 : ταχύτητα ανέμου στα 2m, U_z : ταχύτητα ανέμου στο ύψος Z .

⁴ Κατά το αρχικό στάδιο της ανάπτυξης του φυτού έχουμε μια τάση αύξησης της εξατμισοδιαπνοής, ενώ για τα τελευταία στάδια ή κατά τη διάρκεια του Φθινοπώρου, η εξατμισοδιαπνοή ελαττώνεται σημαντικά κάτω από το ρυθμό της δυνατής εξατμισοδιαπνοής.

2.2.3.2 Μέθοδοι υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής

Μέθοδος Thornthwaite

Ο Thornthwaite (1948) περιέγραψε τη βιολογική και φυσική σπουδαιότητα της εξατμισοδιαπνοής στην κλιματική ταξινόμηση. Αποτέλεσμα των προσπαθειών του ήταν η δημιουργία μίας εξίσωσης για εκτίμηση της μηνιαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε χιλιοστά (mm), με μόνη μετρούμενη παράμετρο τη θερμοκρασία (Rosenberg 1983).

$$ET_o = 16 / (N/12) (m/30) (10 \cdot T_a / I)^a$$

όπου:

T_a : μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα (°C)

N: μέση μηνιαία θεωρητική ηλιοφάνεια (ώρες/ημέρα)

m: αριθμός ημερών του μήνα

a: ορίζεται ως

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49$$

όπου I είναι ένας θερμοκός δείκτης που παράγεται από το άθροισμα 12 μηνιαίων τιμών του δείκτη I

$$i = (T_a / 5)^{1,514} \quad \text{έτσι} \quad I = \sum_{1}^{12} i$$

Ο εκθέτης a μπορεί να υπολογιστεί επίσης από τη σχέση (Ξανθόπουλος 1984):

$$a = 0,016I + 0,5$$

Η μέθοδος παρουσιάζει ορισμένα μειονεκτήματα. Η υπολογιζόμενη ET_o υποεκτιμάται κατά το χρόνο της μέγιστης ετήσιας ακτινοβολίας το καλοκαίρι και βρίσκεται, κατά συνέπεια, εκτός φάσεως και το φθινόπωρο. Επιπλέον, εφαρμογή της σε μικρές περιόδους, συχνά οδηγεί σε σοβαρά σφάλματα επειδή η μέση για μικρή περίοδο θερμοκρασία δεν αποτελεί κατάλληλο μέτρο της εισερχόμενης ακτινοβολίας (Pelton et al 1960). Η σχετική επιτυχία της μεθόδου σε μηνιαία βάση ερμηνεύεται από το γεγονός ότι τόσο η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα όσο και η εξατμισοδιαπνοή είναι συναρτήσεις της καθαρής ακτινοβολίας και, έτσι, αυτοσυσχετίζονται όταν η περίοδος αναφοράς είναι σχετικά μεγάλη. Η μόνη απαιτούμενη, επομένως, παράμετρος για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα και για τους δώδεκα (12) μήνες του έτους.

Τροποποιημένη μέθοδος Penman

Οι Doorenbos και Pruitt (1977) πρότειναν μία τροποποιημένη μορφή της αρχικής εξίσωσης Penman, που ισχύει υπό τις ίδιες προϋποθέσεις, αλλά μπορεί να υπολογίζει τη μέση ημερήσια εξατμισοδιαπνοή για το χρονικό διάστημα ίσο ή μεγαλύτερο των δέκα ημερών. Εφόσον οι κλιματικές συνθήκες ημέρας και νύχτας επιδρούν αρκετά διαφορετικά στην εξατμισοδιαπνοή χρησιμοποιείται αντισταθμιστικός παράγοντας. Συγκεκριμένα, η συνιστώμενη από τους Doorenbos και Pruitt εξίσωση υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε mm ανά ημέρα είναι:

$$ET_o = c_1 [w \cdot R_N + (1-w) \cdot f(U_2) \cdot (e_a - e)]$$

όπου,

w είναι ο συντελεστής βαρύτητας που καθορίζει τη σημαντικότητα επίδρασης του ενεργειακού παράγοντα (R_N) στον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής, σε αντίθεση με τη συμπληρωματική του τιμή (1-w) που αντιπροσωπεύει την αντίστοιχη επίδραση του αεροδυναμικού παράγοντα [$f(U_2) \cdot (e_a - e)$].

Η καθαρή πυκνότητα ροής ακτινοβολίας (R_N , mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης ανά ημέρα) υπολογίζεται από τη σχέση: $R_N = (1-\rho)R_s - R_{NL}$

Οι όροι $f(U)$, U_2 , R_s , R_{NL} , e_a , e είναι αυτοί που περιγράφηκαν στην αρχική μέθοδο Penman. Επίσης, c_1 είναι παράγοντας προσαρμογής ενδεικτικός της διαφοράς των συνθηκών που επικρατούν σε ένα τόπο κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύχτας συνάρτηση της μέσης ολικής ηλιακής ακτινοβολίας, της μέσης μέγιστης σχετικής υγρασίας του 24ωρου, της μέσης ταχύτητας του ανέμου ημέρας και του λόγου ($U_{2,d}/U_{2,n}$), όπου $U_{2,n}$ είναι η μέση ταχύτητα ανέμου νύχτας.

$$c_1 = a_0 + a_1 \cdot x_1 + a_2 \cdot x_2 - a_3 \cdot x_3 + a_4 \cdot x_4 + a_5 \cdot x_5 + a_6 \cdot x_6 - a_7 \cdot x_7$$

όπου,

$$a_0 = 0,6817006$$

$$a_1 = 0,0027864 \quad x_1 = RH_{\max}$$

$$a_2 = 0,0181768 \quad x_2 = R_s$$

$$a_3 = 0,0682501 \quad x_3 = U_{2,d}$$

$$a_4 = 0,0126514 \quad x_4 = U_{2,d}/U_{2,n}$$

$$a_5 = 0,00927297 \quad x_5 = (U_{2,d})^2/U_{2,n}$$

$$a_6 = 0,43025 \cdot 10^{-4} \quad x_6 = RH_{\max} \cdot R_s \cdot U_{2,d}$$

$$a_7 = 0,092118 \cdot 10^{-7} \quad x_7 = RH_{\max} \cdot R_s \cdot U_{2,d}/U_{2,n}$$

Επομένως, οι παράμετροι που απαιτούνται για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (μέσες τιμές για το θεωρούμενο διάστημα) είναι:

1. Μέση θερμοκρασία αέρα
2. Μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία
3. Μέση μακρού κύματος ακτινοβολία
4. Μέση ημερήσια διαδρομή ανέμου στα 2m
5. Μέση ταχύτητα ανέμου ημέρας στα 2m
6. Μέση ταχύτητα ανέμου νύχτας στα 2m
7. Μέση μέγιστη σχετική υγρασία
8. Μέση τάση κορεσμένων υδρατμών
9. Μέση τάση υδρατμών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο - ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ CLM

3.1 Εισαγωγή

Το CLM (Community Land Model) είναι το εδαφικό μοντέλο για το Community Earth System Model (CESM, παγκόσμιο κλιματικό μοντέλο) και το Community Atmosphere Model (CAM, παγκόσμιο ατμοσφαιρικό μοντέλο). Είναι ένα κοινό πρόγραμμα μεταξύ των επιστημόνων του Τμήματος Επιστημών της Γης (Terrestrial Sciences Section TSS) και της Διεύθυνσης Κλίματος και Παγκόσμιας Δυναμικής Κλίματος (Climate and Global Dynamics Division CGD) στο Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας (National Center for Atmospheric Research NCAR) και την Ομάδα Εργασίας Εδαφικών Μοντέλων του CESM (CESM Land Model Working Group). Άλλες κύριες ομάδες εργασίας που συμβάλλουν στο CLM είναι αυτή της βιογεωχημείας, της Παλαιοκλιματολογίας (Paleoclimate), και της Αλλαγής και Αξιολόγησης Κλίματος (Hoffman et al 2004).

Το μοντέλο μορφοποιεί και ποσοτικοποιεί τις έννοιες οικολογικής κλιματολογίας. Η οικολογική κλιματολογία είναι ένα διεπιστημονικό πεδίο μέσω του οποίου αναλύονται οι φυσικές και ανθρώπινες αλλαγές-επεμβάσεις στη βλάστηση καθώς και οι επιπτώσεις τους στο κλίμα. Εξετάζει τις φυσικές, χημικές και βιολογικές διαδικασίες μέσω των οποίων τα γήινα οικοσυστήματα επηρεάζουν και επηρεάζονται από το κλίμα σε διαφορετικές χωρικές και χρονικές κλίμακες. Η κεντρική ιδέα είναι ότι τα επίγεια οικοσυστήματα, μέσω των κύκλων της ενέργειας, του νερού, των χημικών στοιχείων και των αέριων ιχνοστοιχείων, αποτελούν σημαντικούς καθοριστικούς παράγοντες που επηρεάζουν το κλίμα (Oleson et al 2010).

Το εδαφικό μοντέλο CLM (Community Land Model) είναι ένα μονής στήλης (χιόνι-έδαφος-βλάστηση) βιογεωφυσικό μοντέλο. Το CLM μπορεί να εκτελεστεί μεμονωμένα, με αρχικοποίηση από ατμοσφαιρικά δεδομένα, ή σε πλήρη σύζευξη με ένα κλιματικό μοντέλο (π.χ. το Community Climate System Model).

3.2 Ιστορικά στοιχεία

Αρχικά αναπτύχθηκε ως αυτόνομο μοντέλο εδάφους Common Land Model (Dai et al., 2003). Ο κωδικός τροποποιήθηκε σημαντικά για την ενσωμάτωση με το ατμοσφαιρικό μοντέλο Community Atmosphere Model (CAM) (Bonan et al., 2002)

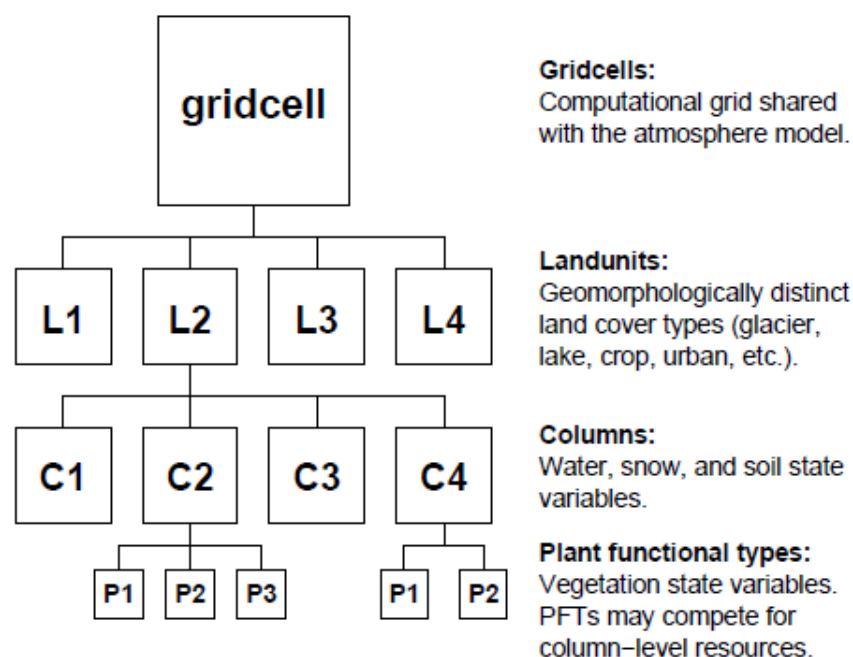
και το κλιματικό μοντέλο Community Climate System Model (CCSM) (Kiehl and Gent, 2004) το 2001.

Η διαθεσιμότητα του γήινου προσομοιωτή (Earth Simulator) στην Ιαπωνία και του Cray X1 στο Εθνικό Εργαστήριο του Oak Ridge (Oak Ridge National Laboratory) δημιούργησαν μεγαλύτερο ενδιαφέρον για τη δημιουργία εδαφικών μοντέλων – συμπεριλαμβανομένου και του CLM- σε διανυσματικές αρχιτεκτονικές. Ωστόσο, η προγενέστερη ανάπτυξη του CLM για αρχιτεκτονικές πολύ-επεξεργαστών είχε οδηγήσει ακούσια σε έναν κώδικα ο οποίος δεν παραλληλοποιείται. Αυτό οδήγησε στην ανάγκη για ανασύνταξη του μοντέλου το 2003 έτσι ώστε να παρέχει σωστή απόδοση και στις διανυσματικές και στις κλιμακωτές αρχιτεκτονικές.

Έπειτα από ουσιαστική ανάπτυξη και κάποιες δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν, η παράλληλη έκδοση του μοντέλου δημοσιοποιήθηκε στις 23 Ιουνίου του 2004 από το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας (National Center for Atmospheric Research NCAR). Μέχρι σήμερα έχουν δημιουργηθεί αρκετές νέες και πιο βελτιωμένες εκδόσεις του εδαφικού μοντέλου CLM με τη CLM4.0 ένα αποτελεί την τελευταία. (Hoffman et al 2005)

3.3 Πλεγματική Δομή Μοντέλου

Η οριζόντια ανομοιογένεια της επιφάνειας της γης στο CLM αντιπροσωπεύεται υπο-πλεγματική ιεραρχία, η οποία αποτελείται από τα πλεγματικά κελιά (grid cells), τις μονάδες εδάφους (land units), τις στήλες, και τους λειτουργικούς τύπους φυτών (plant functional types-PFTs) όπως φαίνεται στο σχήμα 1. Κάθε πλεγματικό κελί μπορεί να έχει διαφορετικό αριθμό μονάδων εδάφους, κάθε μονάδα εδάφους μπορεί να έχει διαφορετικό αριθμό στηλών, και κάθε στήλη μπορεί να έχει πολλαπλούς λειτουργικούς τύπους φυτών. Τα πλεγματικά κελιά αντιπροσωπεύουν το υπολογιστικό πλέγμα το οποίο είναι τμήμα και της ατμοσφαιρικής φυσικής (Hoffman et al 2005).



Σχήμα 3.1: Η υπο-πλεγματική ιεραρχία του CLM.

Πηγή: Hoffman et al «Vectorizing the Community Land Model», *The International Journal of High Performance Computing Applications*, Volume 19, No. 3, Summer 2005

Η μονάδα εδάφους, το πρώτο υπο-πλεγματικό επίπεδο, έχει σκοπό να απεικονίσει το ευρύτερο χωρικό σχέδιο/μοντέλο της υπο-πλεγματικής ετερογένειας. Χρησιμεύει κυρίως για την διάκριση των φυσικών εδαφολογικών ιδιοτήτων. Πιο συγκεκριμένα οι μονάδες εδάφους περιλαμβάνουν τους εξής τύπους: παγετώνας, λίμνη υγρότοπος, περιοχή αστικής κάλυψης, και περιοχή που καλύπτεται από βλάστηση. Η στήλη απεικονίζει την μεταβλητότητα της κατάστασης του εδάφους και του χιονιού σε μία μονάδα εδάφους. Η κατάσταση και η ροή του νερού και της ενέργειας εντοπίζονται στο επίπεδο των στηλών. Οι λειτουργικοί τύποι φυτών, οι οποίοι αποτελούν το τρίτο υπο-πλεγματικό επίπεδο, απεικονίζουν τις χαρακτηριστικές βιογεωφυσικές και βιογεωχημικές λειτουργίες των ευρέων κατηγοριών βλάστησης και γυμνού εδάφους. Μέχρι τέσσερα (4) από τα δεκαπέντε (15) πιθανούς λειτουργικούς τύπους φυτών που διαφέρουν στη φυσιολογία και τη δομή, μπορούν να περιέχονται σε μία στήλη. (Dai et al 2001).

Οι βιογεωφυσικές διαδικασίες προσομοιώνονται για κάθε μονάδα υπο-πλέγματος ανεξάρτητα, και οι προγνωστικές μεταβλητές υφίστανται σε κάθε μονάδα υπο-πλέγματος. Οι διαδικασίες που σχετίζονται με το έδαφος και το χιόνι απαιτούν

ιδιότητες επιπέδου λειτουργικών τύπων φυτών έτσι ώστε να συναθροιστούν σε επίπεδο στηλών. Η συνάθροιση συνήθως πραγματοποιείται με τον υπολογισμό ενός σταθμισμένου/στατικού αθροίσματος για κάθε ποσότητα σε όλους τους λειτουργικούς τύπους φυτών που περιέχει μία στήλη.

3.4 Ατμοσφαιρική σύζευξη

Η τρέχουσα κατάσταση της ατμόσφαιρας σε μία δεδομένη χρονική στιγμή χρησιμοποιείται για την λειτουργία του εδαφικού μοντέλου. Αυτή η κατάσταση της ατμόσφαιρας παρέχεται από ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο το οποίο είναι συνδεδεμένο με το CLM. Στη συνέχεια το εδαφικό μοντέλο ξεκινάει να πραγματοποιεί μία σειρά υπολογισμών για την επιφανειακή ενέργεια, σύσταση, ορμή, και τις ροές ακτινοβολίας. Οι υπολογισμοί του εδαφικού μοντέλου εφαρμόζονται σε δύο βήματα. Το μοντέλο ξεκινάει με τον υπολογισμό της επιφανειακής ενέργειας, σύστασης, ορμής, και ροής της ακτινοβολίας χρησιμοποιώντας την υδρολογική κατάσταση του χιονιού και του εδάφους από προηγούμενο χρονικό βήμα. Στη συνέχεια το CLM ενημερώνει τους υδρολογικούς υπολογισμούς για το χιόνι και το έδαφος βασιζόμενο σε αυτές τις ροές (Oleson et al 2010).

3.5 Δεδομένα της επιφάνειας της γης

Τα απαραίτητα δεδομένα της επιφάνειας της γης τα οποία πρέπει να εισάγονται στο εδαφικό μοντέλο για κάθε πλέγμα εδάφους περιέχονται στον παρακάτω πίνακα.

Δεδομένα	Σκοπός
Γεωγραφικό πλάτος και γεωγραφικό μήκος στο κέντρο του πλέγματος	Για τον υπολογισμό της ζενίθιας γωνίας
Χρωματικός τύπος εδάφους του πλεγματού (ή υπο-πλεγματού) κελιού (16 διαφορετικοί τύποι εδάφους)	Για τον υπολογισμό της ανελαστικότητας του κορεσμένου και ξηρού εδάφους σε δύο ίδιες περιοχές
Η περιεκτικότητα άμμου και αργίλου του εδάφους στο πλεγματού κελί σε κάθετη αναπαράσταση	Για τον υπολογισμό των θερμικών και υδρολογικών ιδιοτήτων του εδάφους
Τύπος κάλυψης Γης για κάθε υπο-πλέγμα (24 διαφορετικοί τύποι κάλυψης γης)	Καθορίζει τους τύπους των φυτών οι οποίοι διαφέρουν όσον αφορά τα οικολογικά χαρακτηριστικά και την μεταφορά ακτινοβολίας.
Τμήμα του κάθε υπο-πλέγματος που καλύπτεται με κάθε τύπο κάλυψης γης	Ανοδική διαβάθμιση των ροών

Πίνακας 3.1: Απαραίτητα δεδομένα της επιφάνειας της γης.

Πηγή: Dai et al «Common Land Model» 2001.

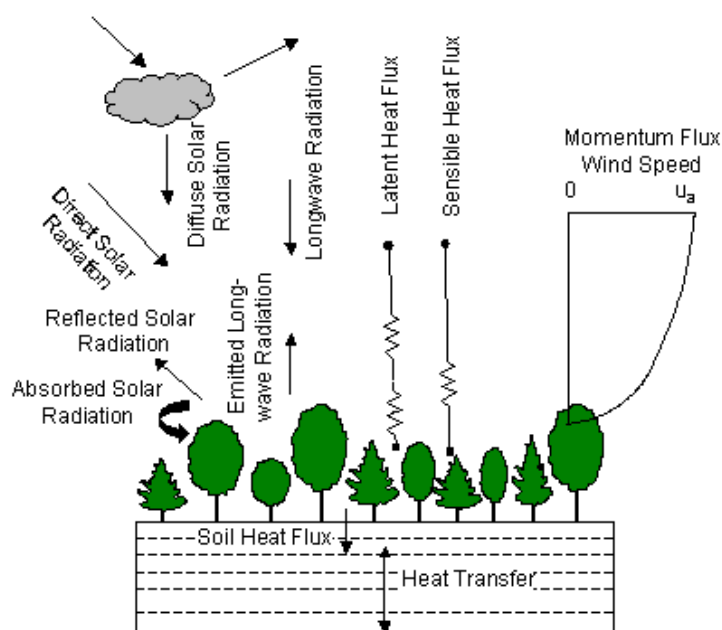
3.6 Ρυθμιζόμενοι παράμετροι και φυσικές σταθερές.

Οι τιμές ορισμένων ρυθμιζόμενων παραμέτρων οι οποίες εμπεριέχονται στην βιογεωφυσική παραμετροποίηση είτε έχουν ληφθεί από την βιβλιογραφία, είτε έχουν προσεγγιστεί με βάση συγκρίσεων με τις παρατηρήσεις. Οι φυσικές σταθερές, είναι γενικά κοινές για όλα τα τμήματα του συνδεδεμένου συστήματος μοντελοποίησης.

3.7 Συστατικά μέρη του μοντέλου

3.7.1 Βιογεωφυσική

Η βιογεωφυσική (Σχήμα 3.2) αναφέρεται στις στιγμιαίες εναλλαγές ενέργειας, νερού και ορμής του εδάφους με την ατμόσφαιρα. Αφορά τον τομέα της μικρομετεωρολογίας, της φυσιολογίας της βλάστησης, της φυσικής του εδάφους, της μεταφοράς ακτινοβολίας, και της υδρολογίας.

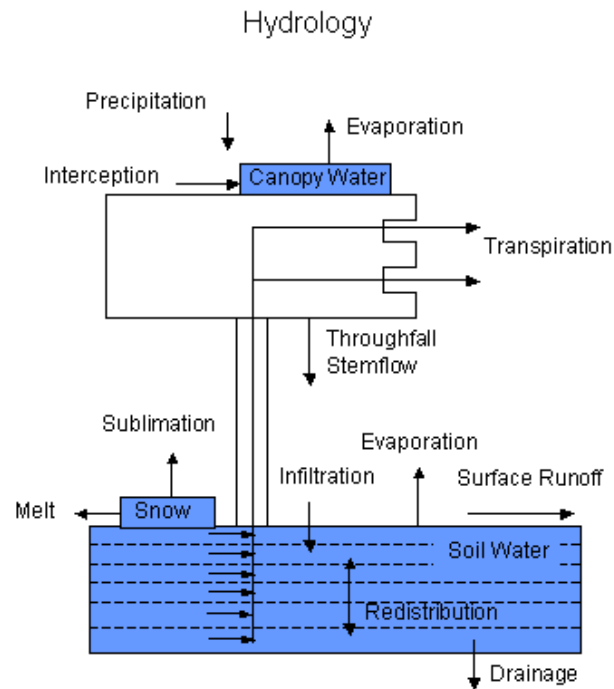


Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge

Σχήμα 3.2: Βιογεωφυσικές διαδικασίες του εδάφους που εξομοιώνονται από το CLM Πηγή: Oleson et al. «Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM)» 2010).

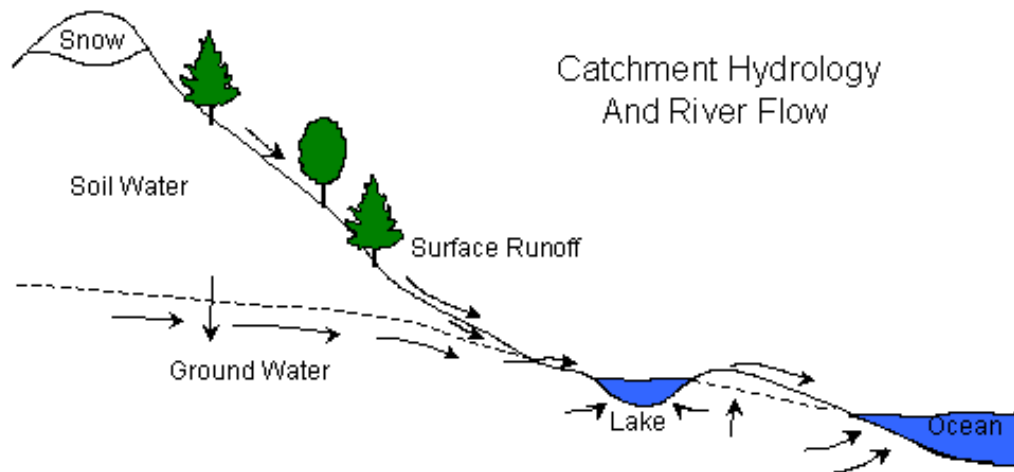
3.7.2 Υδρολογία και ποτάμια απορροή (river routing)

Ο υδρολογικός κύκλος (Σχήμα 3.3) στο έδαφος περιλαμβάνει την συγκράτηση του νερού από το φύλλωμα και το βλαστό του φυτού, την ροή του υπόγειου νερού και τη ροή σε υδατορεύματα, τη διήθηση, την απορροή, το υπόγειο νερό και το χιόνι. Αυτά συνδέονται με την βιογεωφυσική και επηρεάζουν την θερμοκρασία, την βροχόπτωση και την απορροή. Η συνολική απορροή (επιφανειακή και υπόγεια) οδηγείται προς τους ωκεανούς μέσω της ποτάμιας απορροής. Ένα μοντέλο ποτάμιας μεταφοράς (Σχήμα 3.4) (river transport model, RTM) είναι συγχρόνως συνδεδεμένο με το εδαφικό μοντέλο CLM, για τις υδρολογικές εφαρμογές καθώς επίσης και για την βελτιωμένη σύνδεση ξηράς-ωκεανού-θάλασσας-πάγου-ατμόσφαιρας στο κλιματικό μοντέλο Community Climate System Model (CCSM).



Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge

Σχήμα 3.3: Υδρολογικές διαδικασίες του εδάφους που εξομοιώνονται από το CLM
 Πηγή: Oleson et al. «Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM)» 2010)

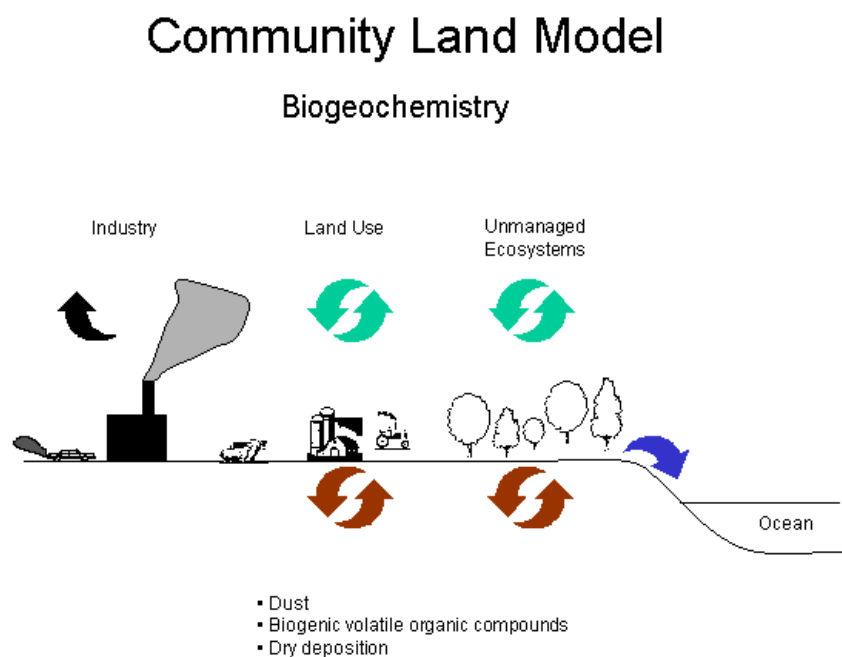


Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge

Σχήμα 3.4: Υδρολογική λεκάνη και ποτάμια ροή.
 Πηγή: Oleson et al. «Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM)» 2010)

3.7.3 Βιογεωχημεία

Η βιογεωχημεία (Σχήμα 3.5) αναφέρεται στις στιγμιαίες ανταλλαγές χημικών στοιχείων του εδάφους με την ατμόσφαιρα. Το CLM περιλαμβάνει μοντέλο σκόνης (Dust Model), μοντέλο εκπομπών βιογενών πτητικών οργανικών ενώσεων (Biogenic Volatile Organic Compounds Emissions Model (BVOCS) και εδαφικό μοντέλο για αστικές περιοχές (Urban Community Land Model UCLM).



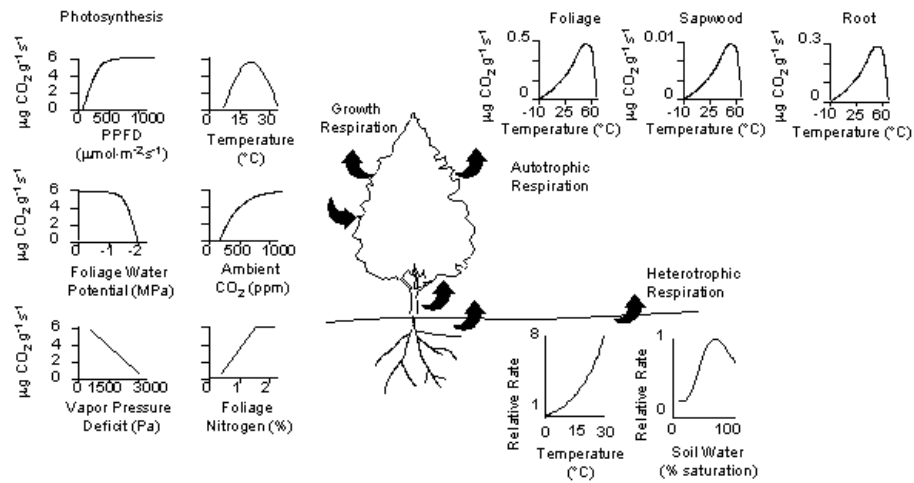
Σχήμα 3.5: Βιογεωχημεία στο CML.

Πηγή: <http://www.cgd.ucar.edu>

3.7.4 Δυναμική της βλάστησης

Το ισοζύγιο του άνθρακα στο οικοσύστημα (Σχήμα 3.6) περιλαμβάνει τον κύκλο του άνθρακα αλλά και τις αλλαγές της σύστασης και της δομής της βλάστησης που προκαλούνται από διάφορες διαταραχές (π.χ. πυρκαγιά, μεταβολές στις χρήσεις γης) και την αλλαγή του κλίματος. (Μοντέλο άνθρακα-αζώτου (Carbon-Nitrogen Model).

Ecosystem Carbon Balance



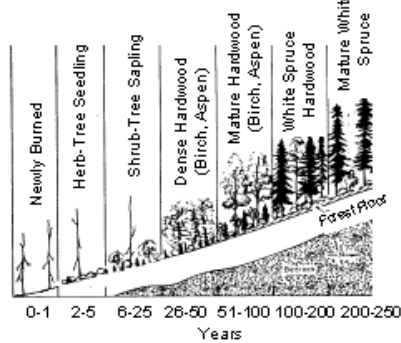
Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge

Σχήμα 3.: Ισοζύγιο του Άνθρακα.

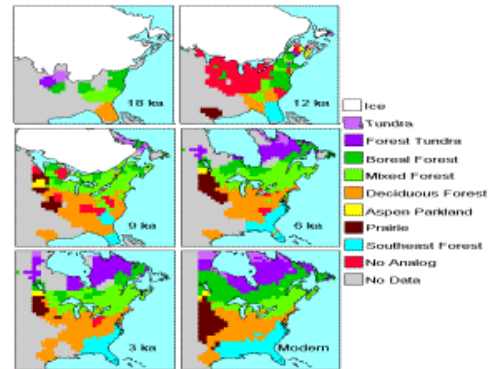
Πηγή: <http://www.cgd.ucar.edu>

Υπάρχουν δύο χρονικές κλίμακες για την δυναμική της βλάστησης: Η διαδοχή (Σχήμα 3.7) εξετάζει τις αλλαγές στην σύνθεση και τη δομή της βλάστησης κατά τη διάρκεια περιόδων που μπορεί να είναι μέχρι αρκετές εκατοντάδες έτη, συνήθως μετά από μία διαταραχή όπως πυρκαγιά ή αλλαγές στις χρήσεις γης. Κατά τη διάρκεια μεγάλων χρονικών περιόδων (π.χ., αιώνες, χιλιετίες) οι αλλαγές της βλάστησης σαν αποτέλεσμα της αλλαγής του κλίματος εξετάζονται από την βιογεωγραφία.

Upland White Spruce Succession On South Slopes Near Fairbanks, Alaska Following Fire



Vegetation Change Since Last Glacial Maximum



Copyright Bonan, G.B. (2002) Ecological Climatology: Concepts and Applications. Cambridge University Press, Cambridge

Σχήμα 3.7: Η διαδοχή του ορεινού λευκού έλατου διαδοχή στις νότιες πλαγιές κοντά στο Fairbanks της Αλάσκας, μετά από πυρκαγιά και η αλλαγή της βλάστησης από την τελευταία παγετώδη περίοδο.

Πηγή: <http://www.cgd.ucar.edu>

3.8 Θερμοδυναμική μοντέλου

Ο πρώτος νόμος αγωγιμότητας της θερμότητας είναι:

$$F = -\lambda \nabla T \quad (3.1)$$

όπου F είναι η ποσότητα της θερμότητας που διοχετεύεται σε μία περιοχή σε μία μονάδα χρόνου (W m^{-2}), λ είναι η θερμική αγωγιμότητα ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), και ∇T είναι η χωρική βαθμίδα μεταβολής της θερμοκρασίας (K m^{-1}). Σε μονοδιάστατη μορφή

$$F_z = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.2)$$

όπου z είναι σε κάθετη διεύθυνση (m) με θετικές τιμές προς τα κάτω και το F_z είναι θετικό προς τα πάνω.

Ο δεύτερος νόμος της αγωγιμότητας της θερμότητας σε μονοδιάστατη μορφή ορίζεται:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (3.4)$$

Αυτή η εξίσωση επιλύεται αριθμητικά για τον υπολογισμό των θερμοκρασιών εδάφους και χιονιού σε μία στήλη εδάφους δεκαπέντε (15) επιπέδων. Η θερμοκρασία υπολογίζεται αρχικά χωρίς αλλαγή φάσης και στη συνέχεια αναπροσαρμόζεται για την αλλαγή φάσης.

3.8.1 Αριθμητική λύση

Η στήλη του εδάφους διαχωρίζεται σε δεκαπέντε (15) στρώματα όπου το βάθος του στρώματος του εδάφους i , ή το βάθος του κόμβου, z_i (m), είναι:

$$z_i = f_s \{ \exp[0.5(i - 0.5)] - 1 \} \quad (3.5)$$

όπου $f_s = 0.025$ είναι ένας συντελεστής κλίμακας. Το πάχος κάθε στρώματος Δz_i (m) είναι:

$$\Delta z_i = \begin{cases} 0.5(z_1 + z_2) & i = 1 \\ 0.5(z_{i+1} - z_{i-1}) & i = 2, 3, \dots, N_{levgrnd} - 1 \\ z_N - z_{N-1} & i = N_{lengrnd} \end{cases} \quad (3.6)$$

όπου $N_{levgrnd} = 15$ είναι ο αριθμός στρωμάτων του εδάφους. Τα βάθη στα σημεία επαφής των στρωμάτων, $z_{h,i}$ (m) είναι:

$$z_{h,i} = \begin{cases} 0.5(z_i + z_{i+1}) & i = 1, 2, \dots, N_{levgrnd} - 1 \\ z_{N_{levgrnd}} + 0.5\Delta z_{N_{levgrnd}} & i = N_{levgrnd} \end{cases} \quad (3.7)$$

Οι θερμικές ιδιότητες (δηλαδή, η θερμοκρασία T_i [K], η θερμική αγωγιμότητα λ_i [W m⁻¹ K⁻¹], η ογκομετρική ικανότητα θερμότητας c_i [J m⁻³ K⁻¹]) καθορίζονται για τα στρώματα εδάφους στα βάθη των σημείων επαφής (σχήμα 3.9).

Η ροή θερμότητας F_i (W m⁻²) από το στρώμα i στο $i + 1$ είναι:

$$F_i = -\lambda[z_{h,i}] \left(\frac{T_i - T_{i+1}}{z_{i+1} - z_i} \right) \quad (3.8)$$

όπου η θερμική αγωγιμότητα στο σημείο επαφής $\lambda[z_{h,i}]$ δίνεται:

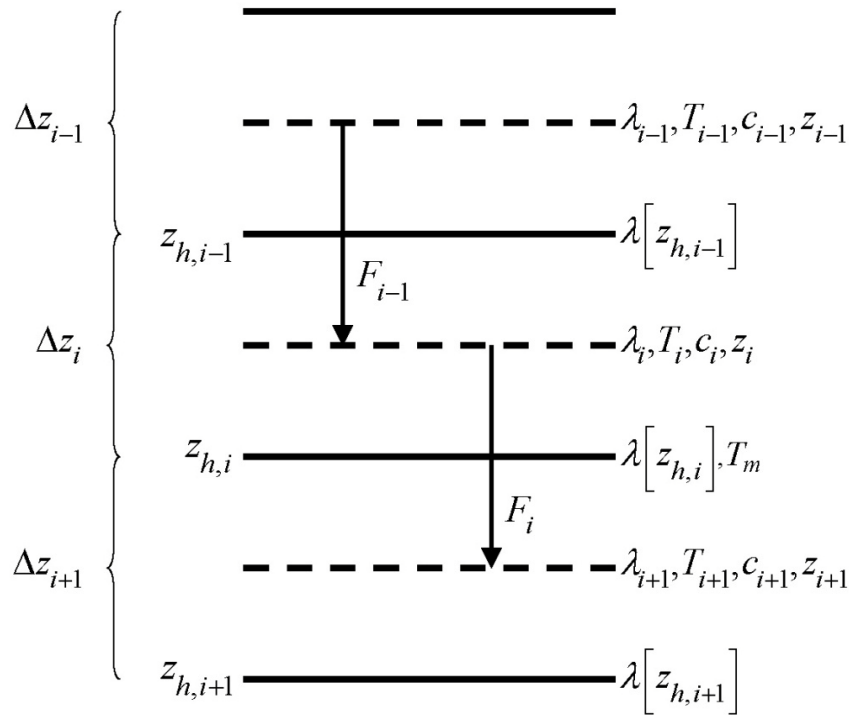
$$\lambda[z_{h,i}] = \begin{cases} \frac{\lambda_i \lambda_{i+1} (z_{i+1} - z_i)}{\lambda_i (z_{i+1} - z_{h,i}) + \lambda_{i+1} (z_{h,i} - z_i)} & i = snl + 1, \dots, N_{lengrnd} - 1 \\ 0 & i = N_{levgrnd} \end{cases} \quad (3.9)$$

Αυτές οι εξισώσεις προέρχονται, με βάση το Σχήμα 3.9, υποθέτοντας ότι η ροή θερμότητας από το i (βάθος z_i) προς την στο σημείο επαφής μεταξύ των i και $i+1$

(βάθος $z_{h,i}$) είναι ίση με τη ροή θερμότητας από το σημείο επαφής προς το $i+1$ (βάθος z_{i+1}), δηλαδή:

$$-\lambda_i \frac{T_i - T_m}{z_{h,i} - z_i} = -\lambda_{i+1} \frac{T_m - T_{i+1}}{z_{i+1} - z_{h,i}} \quad (3.10)$$

όπου T_m είναι η θερμοκρασία στο σημείο επαφής των στρωμάτων i και $i+1$.



Σχήμα 3.9: Σχηματικό διάγραμμα του αριθμητικού σχήματος που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας του εδάφους. Παρουσιάζονται τρία (3) στρώματα εδάφους, τα $i-1$, i και $i+1$. Η θερμική αγωγιμότητα λ , η ειδική θερμοχωρητικότητα c , και η θερμοκρασία T_α καθορίζονται στο βάθος του σημείου επαφής του στρώματος z . T_m είναι η θερμοκρασία στο σημείο επαφής. Η θερμική αγωγιμότητα $\lambda [z_h]$ καθορίζεται στο σημείο επαφής των δύο στρωμάτων z_h . Το πάχος του στρώματος είναι Δz . Οι ροές θερμότητας F_{i-1} και F_i ορίζονται ως θετικές προς τα πάνω.

Πηγή: Oleson et al. «Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM)» 2010)

Το ισοζύγιο ενέργειας για το i^{th} επίπεδο/στρώμα είναι:

$$\frac{c_i \Delta z_i}{\Delta t} (T_i^{n+1} - T_i^n) = -F_{i-1} + F_i \quad (3.11)$$

όπου οι εκθέτες n και $n+1$ δείχνουν τις τιμές στην αρχή και το στο τέλος του χρονικού βήματος, αντίστοιχα, και Δt είναι το χρονικό βήμα (s).

3.9 Υδρολογικό υπο-μοντέλο

Το εδαφικό νερό προβλέπεται από ένα πολύ-στρωματικό μοντέλο, στο οποίο η κατακόρυφη μεταφορά υγρασίας εδάφους διέπεται από τη διήθηση, την επιφανειακή και τη υπόγεια απορροή, την βαθμίδα διάχυσης, την βαρύτητα, την διαπνοή της βλάστησης μέσω του ριζικού συστήματος, και τις αλληλεπιδράσεις με τα υπόγεια νερά (Σχήμα 3.10).

Για τη μονοδιάστατη κάθετη ροή του νερού στο εδάφους, η διατήρηση της μάζας εκφράζεται ως εξής:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - Q \quad (3.12)$$

όπου θ είναι η ογκομετρική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό (mm^3 του νερού, mm^{-3} του εδάφους), το t είναι ο χρόνος (s), το z είναι το ύψος (πάνω) από ένα σημείο αναφοράς στην στήλη του εδάφους (mm) (θετικό προς τα επάνω), q είναι η ροή του εδαφικού νερού ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ή mm s^{-1}) (θετικό προς τα επάνω), και Q είναι ένας όρος απομάκρυνσης της εδαφικής υγρασίας (mm του νερού mm^{-1} του εδάφους s^{-1}) (απώλεια εξατμισοδιαπνοής).

Η ροή του εδαφικού νερού q στην εξίσωση (3.12) μπορεί να περιγραφεί από το νόμο του Darcy:

$$q = -k \frac{\partial \psi_h}{\partial z} \quad (3.13)$$

Όπου k είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (mm s^{-1}), και ψ_h είναι η υδραυλική δυναμική (mm). Η υδραυλική δυναμική είναι:

$$\psi_h = \psi_m + \psi_z \quad (3.14)$$

όπου ψ_m είναι η δυναμική της τάσης του εδάφους (mm), και ψ_z είναι η βαρυτική δυναμική (mm). Αν η υψομετρική αναφορά είναι η επιφάνεια του εδάφους, τότε $\psi_z = z$. Αφήνοντας το $\psi_m = \psi$, ο νόμος του Darcy γίνεται:

$$q = -k \left[\frac{\partial (\psi + z)}{\partial z} \right] \quad (3.15)$$

Η εξίσωση του Darcy μπορεί να μεταβληθεί και να παράγει:

$$q = -k \left[\frac{\partial (\psi + z)}{\partial z} \right] = -k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) = -k \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + 1 \right) \quad (3.16)$$

Η αντικατάσταση αυτής της εξίσωσης στην εξίσωση (3.12), με $Q=0$ παράγει την εξίσωση Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + 1 \right] \quad (3.17)$$

Οι Zeng και Decker (2009) αφαίρεσαν την κατάσταση ισορροπίας από την εξίσωση (3.4) ως εξής:

$$q = -k \left[\frac{\partial(\psi+z-C)}{\partial z} \right] \quad (3.18)$$

όπου C είναι μία σταθερά υδραυλικής δυναμικής πάνω από τη στάθμη του νερού z_{∇} .

$$C = \psi_E + z = \psi_{sat} \left[\frac{\theta_E(z)}{\theta_{sat}} \right]^{-B} + z = \psi_{sat} + z_{\nabla} \quad (3.19)$$

έτσι ώστε:

$$q = -k \left[\frac{\partial(\psi-\psi_E)}{\partial z} \right] \quad (3.20)$$

όπου ψ_E είναι η ισορροπία της δυναμικής τάσης του εδάφους (mm). Αντικαθιστώντας τις εξισώσεις (3.19) και (3.18) στην εξίσωση (3.17) παράγεται η τροποποιημένοι από τους Zeng και Decker (2009) εξίσωση Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k \left(\frac{\partial(\psi-\psi_E)}{\partial z} \right) \right] - Q \quad (3.21)$$

όπου περιλαμβάνεται όρος απομάκρυνσης της εδαφικής υγρασίας.

3.9.1 Αριθμητική λύση

Αναφορικά με το Σχήμα 3.10, η εξίσωση της διατήρησης της μάζας (εξίσωση (3.12)) μπορεί να ενταχθεί σε κάθε στρώμα ως εξής:

$$\int_{-z_{h,i}}^{-z_{h,i-1}} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \int_{-z_{h,i}}^{-z_{h,i-1}} \frac{\partial q}{\partial z} dz - \int_{-z_{h,i}}^{-z_{h,i-1}} Q dz \quad (3.22)$$

Τα όρια ολοκλήρωσης είναι αρνητικά δεδομένου ότι το z ορίζεται ως θετικό προς τα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Αυτή η εξίσωση μπορεί να γραφτεί ως:

$$\Delta z_i \frac{\partial \theta_{liq,i}}{\partial t} = -q_{i-1} + q_i - e_i \quad (3.23)$$

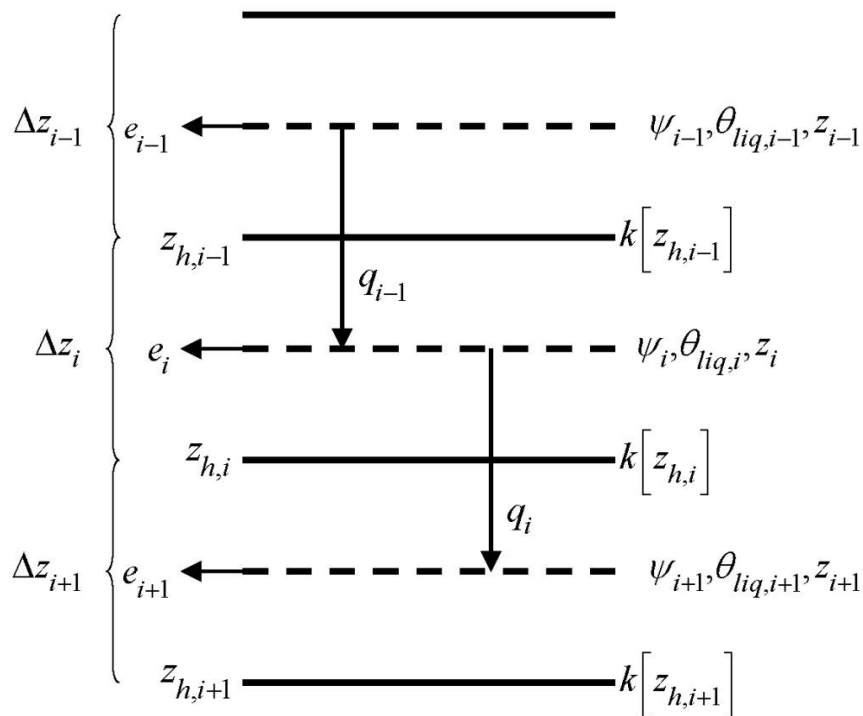
Όπου q_i είναι η ροή του νερού στην διαχωριστική επιφάνεια $z_{h,i}$, q_{i-1} είναι η ροή του νερού στην διαχωριστική επιφάνεια $z_{h,i-1}$ και e_i είναι ένας μέσος όρος του όρου απομάκρυνσης της εδαφικής υγρασίας των στρωμάτων (απώλεια εξατμισοδιαπνοής) που ορίζεται ως θετικό όταν υπάρχει ροή από το στρώμα (προς άλλο στρώμα) (mm s^{-1}). Λαμβάνοντας την πεπερασμένη διαφορά με το χρόνο και αξιολογώντας τις ροές απόλυτα σε χρόνο $n+1$ παράγουμε:

$$\frac{\Delta z_i \Delta \theta_{liq,i}}{\Delta t} = -q_{i-1}^{n+1} + q_i^{n+1} - e_i \quad (3.24)$$

Όπου $\Delta \theta_{liq,i}$ είναι η μεταβολή του όγκου του νερού του εδάφους του στρώματος/επιπέδου i σε χρόνο Δt και Δz_i είναι το πάχος του στρώματος (mm).

Το νερό που απομακρύνεται με τη διαπνοή σε κάθε στρώμα e_i είναι συνάρτηση της συνολικής διαπνοής E_v^t και της πραγματικής αναλογίας των ριζών

$$e_i = r_{e,i} E_v^t \quad (3.25)$$



Σχήμα 3.10: Διάγραμμα του αριθμητικού σχήματος που χρησιμοποιείται για την επίλυση των ροών του νερού στο έδαφος. Παρουσιάζονται τρία στρώματα εδάφους, $i-1$, i και $i+1$. Το δυνητική τάση του εδάφους ψ και ο όγκος νερού του εδάφους θ_{liq} σε βάθος z του στρώματος. Η υδραυλική αγωγιμότητα $k[z_h]$ ορίζεται στην επιφάνεια επαφής δύο στρωμάτων z_h . Το πάχος του στρώματος είναι Δz . Η ροή του νερού του εδάφους q_{i-1} και q_i ορίζονται ως θετικά προς τα πάνω. Ο όρος απομάκρυνσης της εδαφικής υγρασίας e (απώλεια εξατμισοδιαπνοής) ορίζεται ως θετικό όταν υπάρχει ροή από το στρώμα (προς τα έξω). Πηγή: Oleson et al. «Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM)» 2010)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο - ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ NOAH (OSU-LSM)

4.1 Εισαγωγή

Μετά την αναγνώριση της σπουδαιότητας των διεργασιών της επιφάνειας της γης στα συστήματα μοντελοποίησης κλίματος, έχει καταβληθεί σημαντική προσπάθεια ώστε να αναπαραστήσουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τις αλληλεπιδράσεις εδάφους-ατμόσφαιρας. Σαν αποτέλεσμα αυτής της προσπάθειας, τα τελευταία 20 χρόνια έχει αναπτυχθεί, ένα ευρύ φάσμα εδαφικών μοντέλων LSM (Land Surface Model). Ένα σημαντικό έργο κατά την διάρκεια αυτών των χρόνων είναι η εισαγωγή ενός επιπέδου φυλλώματος (foliage layer) (ή «big leaf» μοντέλο) σε ένα εδαφικό μοντέλο που πρότεινε ο Deardorff (1978). Στις πιο πρόσφατες εξελίξεις στο LSM, αυτή η ιδέα της επεξεργασίας των φυτών λεπτομερώς έχει υιοθετηθεί με παραλλαγές. Η λεπτομερής επεξεργασία των φυτών είναι περιορισμένη σε μερικά μοντέλα (π.χ. Deardorff 1978, Pan and Mahrt 1987, Noilhan and Planton 1989) και περίπλοκη σε άλλα μοντέλα (π.χ. Dickinson 1984, Sellers et al. 1986, Xue et al. 1991). Τα σύνθετα μοντέλα χρησιμοποιούν μία ολοκληρωμένη επεξεργασία των βιοφυσικών αλληλεπιδράσεων καθώς και των αλληλεπιδράσεων της ακτινοβολίας, μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους, της βλάστησης και της ατμόσφαιρας. Αυτά, φυσικά, έχουν περισσότερες καθορισμένες φυσικές παραμέτρους από τα μοντέλα βλάστησης με περιορισμένη επεξεργασία φυτών.

Ένας άλλος τύπος LSM (π.χ. Entekhabi and Eagleson 1989, Wood et al. 1992, Schaake et al. 1996) είναι βασισμένος στην κατανόηση του υδρολογικού κύκλου, και αναλύει έμμεσα την επίδραση της βλάστησης στην εξατμισοδιαπνοή. Μερικά από αυτά τα υδρολογικά μοντέλα είναι σχεδιασμένα και βαθμονομημένα για μεγάλης κλίμακας ποτάμιας λεκάνες απορροής και συμπεριλαμβάνουν τα αποτελέσματα της υπο-πλεγματικής κλίμακας μεταβλητότητας της βροχόπτωσης και της υγρασίας του εδάφους.

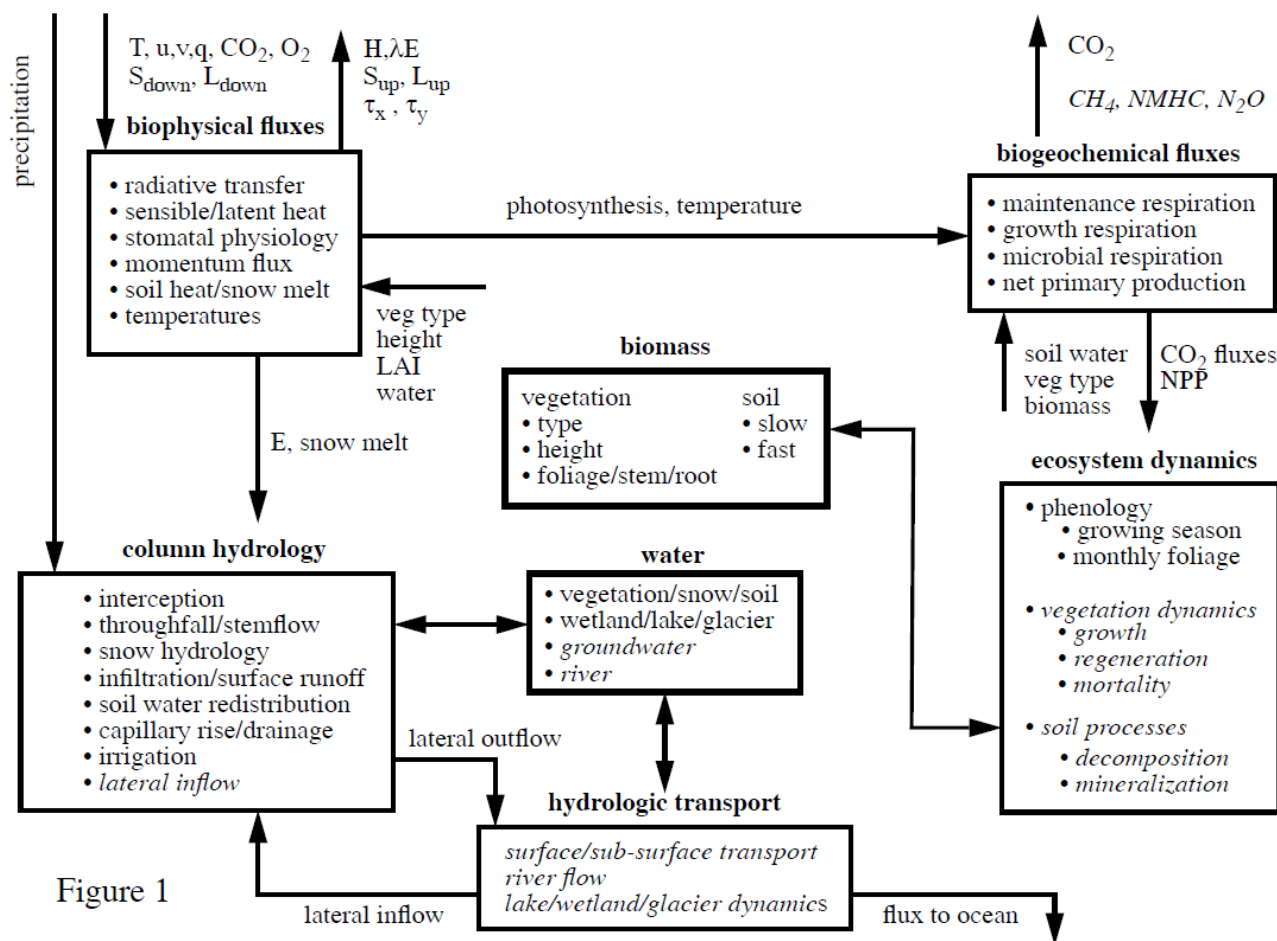
Όπως επισημαίνεται από τους Chen et al (1996), λαμβάνοντας υπόψη τη σημασία ενός τόσο ευρέος φάσματος εδαφικών μοντέλων, είναι μεγάλη πρόκληση γι' αυτούς που ασχολούνται με τα ατμοσφαιρικά μοντέλα να επιλέξουν ένα εδαφικό μοντέλο κατάλληλο για τις ανάγκες τους. Επιπλέον, πρόσφατα αριθμητικά πειράματα σύγκρισης LSMs, αποκάλυψαν ότι τα εξελιγμένα LSMs δεν απέχουν πολύ από τους σχετικά απλούς κώδικες. Εν μέρει, αυτό συμβαίνει επειδή είναι δύσκολο να

διευκρινιστεί ακριβώς ένα ενδεχόμενο μεγάλο σύνολο φυσικών παραμέτρων, ειδικά σε τοπικές κλίμακες που απαιτούνται σε ορισμένα μοντέλα βλάστησης ή εδαφικά/υδρολογικά μοντέλα.

Οι Chen et al (1996) επέκτειναν το OSU (Oregon State University) LSM, το οποίο αναπτύχθηκε αρχικά από τους Pan και Marht (1987), έτσι ώστε να περιλαμβάνει ένα λεπτομερή διατύπωση της αντίστασης της βλάστησης, που χρησιμοποιήθηκε από τους Jacquemin και Noilhan (1990) και ένα σχέδιο επιφανειακής απορροής από τους Schaake et al (1996). Επίσης, έχει τη δυνατότητα να εντοπίζει την ημερήσια και εποχική εξέλιξη της εξάτμισης και της υγρασίας του εδάφους (Chen et al. 1996, T. H. Chen et al. 1997, Chen and Mitchell 1999). Αυτό το μοντέλο εφαρμόστηκε στο επιχειρησιακό μοντέλο Eta του Εθνικού Κέντρου Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (NCEP) τον Φεβρουάριο του 1996, υπό την υποστήριξη του προγράμματος Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Continental-Scale International Project (Παγκόσμιο Πείραμα του Κύκλου του Νερού και της Ενέργειας- Ηπειρωτικής Κλίμακας Παγκόσμιο Έργο) της Εθνικής Διεύθυνσης Ατμόσφαιρας και Ωκεανών (National Atmospheric and Oceanic Administration).

Το συγκεκριμένο εδαφικό μοντέλο είναι ένα μονοδιάστατο μοντέλο ανταλλαγής θερμότητας, ορμής, νερού και διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), μεταξύ της ατμόσφαιρας και του εδάφους (Σχήμα 4.1) συμπεριλαμβάνοντας:

- Οικολογικές διαφορές μεταξύ των τύπων βλάστησης,
- Θερμικές και υδρολογικές διαφορές μεταξύ των διαφορετικών τύπων εδάφους, και
- Διαφορετικοί τύποι εδάφους, όπως λίμνες, υγρότοποι, μέσα σε ένα πλεγματοειδές κελί.



Σχήμα 4.1: Διάγραμμα των βιοφυσικών, βιογεωχημικών, υδρολογικών διεργασιών καθώς και των διεργασιών του οικοσυστήματος, που προσομοιώνονται από το μοντέλο. Εδώ παρουσιάζονται οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ αυτών των διεργασιών και οι αλληλεπίδραση μεταξύ του εδάφους και της ατμόσφαιρας. Οι βιοφυσικές και βιογεωχημικές αλλαγές εξαρτώνται από την οικολογική και υδρολογική κατάσταση του εδάφους, οι οποίες «ενημερώνονται» από τα οικολογικά και υδρολογικά υπο-μοντέλα.

Πηγή: Bonan «A Land Surface Model (LSM version 1) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies (Technical Description and User's Guide)» 1996.

Οι επιφάνειες που καλύπτονται από βλάστηση περιλαμβάνουν διάφορους τύπους φυτών σε υπο-περιοχές (patches). Οι λίμνες και οι υγράτοποι, αν υπάρχουν, σχηματίζουν επιπλέον υπο-περιοχές (patches) για ένα σύνολο έως και πέντε υπο-πλεγματικών σημείων (subgrid points). Το μοντέλο εκτελείται για κάθε υπο-πλεγματικό σημείο (subgrid point) ξεχωριστά, με τον ίδιο πλεγματικό μέσο όρο

ατμοσφαιρικών συνθηκών. Οι πλεγματικοί μέσοι όροι των μεταβλητών της επιφάνειας υπολογίζονται μέσω των υπο-πλεγματικών περιοχών. Οι διαδικασίες που επαναλαμβάνονται για κάθε υπο-πλεγματικό σημείο είναι:

Δυναμική οικοσυστημάτων

- Φαινολογία βλάστησης

Βιοφυσικές διαδικασίες

- Απορρόφηση, ανάκλαση και διαπερατότητα της ηλιακής ακτινοβολίας
- Απορρόφηση και εκπομπή μεγάλου μήκους ακτινοβολίας επιτρέποντας εκπομπές μικρότερες της μονάδας.
- Αισθητή και λανθάνουσα ροή θερμότητας, διαχωρίζοντας την λανθάνουσα θερμότητα σε εξάτμιση από τα φυτά, εξάτμιση εδάφους και διαπνοή.
- Ροές ορμής.
- Μεταφορά θερμότητας σε πολύ-στρωματικό έδαφος ή λίμνη.
- Φυσιολογία των στομάτων των φυτών.

Υδρολογικές διεργασίες

- Συγκράτηση (νερού από τα φυτά), ροή υπόγειου νερού και ροή σε υδατορεύματα
- Συσσώρευση χιονιού και τήξη
- Διήθηση και απορροή
- Υδρολογία εδάφους, συμπεριλαμβάνοντας και την μεταφορά νερού σε ένα πολύ-στρωματικό έδαφος.

Βιοχημικές διεργασίες

- Φωτοσύνθεση, αναπνοή φυτών και μικροβιακή αναπνοή
- Καθαρή πρωτογενής παραγωγή

Το μοντέλο έχει σχεδιαστεί σε πλήρη σύζευξη με το ατμοσφαιρικό μοντέλο. Δηλαδή, η τρέχουσα κατάσταση της ατμόσφαιρας, χρησιμοποιείται για να τροφοδοτήσει με τα απαραίτητα δεδομένα το εδαφικό μοντέλο, και στη συνέχεια, η ενέργεια, η σύσταση, η ορμή και η ροή της ακτινοβολίας του εδάφους χρησιμοποιούνται για έτσι ώστε να προστεθούν συμπληρωματικά δεδομένα στο ατμοσφαιρικό μοντέλο.

Τα απαιτούμενα δεδομένα επιφάνειας για κάθε πλεγματικό κελί εδάφους παρατίθενται στον *Πίνακα 4.1*. Το γεωγραφικό πλάτος και το γεωγραφικό μήκος

χρησιμοποιούνται για να υπολογιστεί το ζενίθ της ηλιακής γωνίας. Ο τύπος του εδάφους καθορίζει τους τύπους φυτών, οι οποίοι έχουν διαφορετικά οικολογικά χαρακτηριστικά στο τμήμα του πλεγματοειδούς κελιού που καλύπτεται από βλάστηση. Το χρώμα του εδάφους καθορίζει την ανακλαστικότητα του ξηρού και κορεσμένου εδάφους. Η εκατοστιαία αναλογία άμμου, ιλύος, και αργίλου καθορίζουν τις θερμικές και υδρολογικές ιδιότητες του εδάφους. Οι λίμνες και οι υγρότοποι καθορίζουν τα υπο-πλεγματοειδή σημεία νερού σε ηπειρωτικές περιοχές.

Απαραίτητα Δεδομένα Εδάφους
Γεωγραφικό πλάτος και γεωγραφικό μήκος του κέντρου του πλεγματοειδούς κελιού
Τύπος εδάφους
Τύπος χρώματος εδάφους
Εκατοστιαία περιεκτικότητα άμμου, ιλύος και αργίλου
Ποσοστό κάλυψης πλεγματοειδούς κελιού από λίμνες
Ποσοστό κάλυψης πλεγματοειδούς κελιού από υγρότοπους

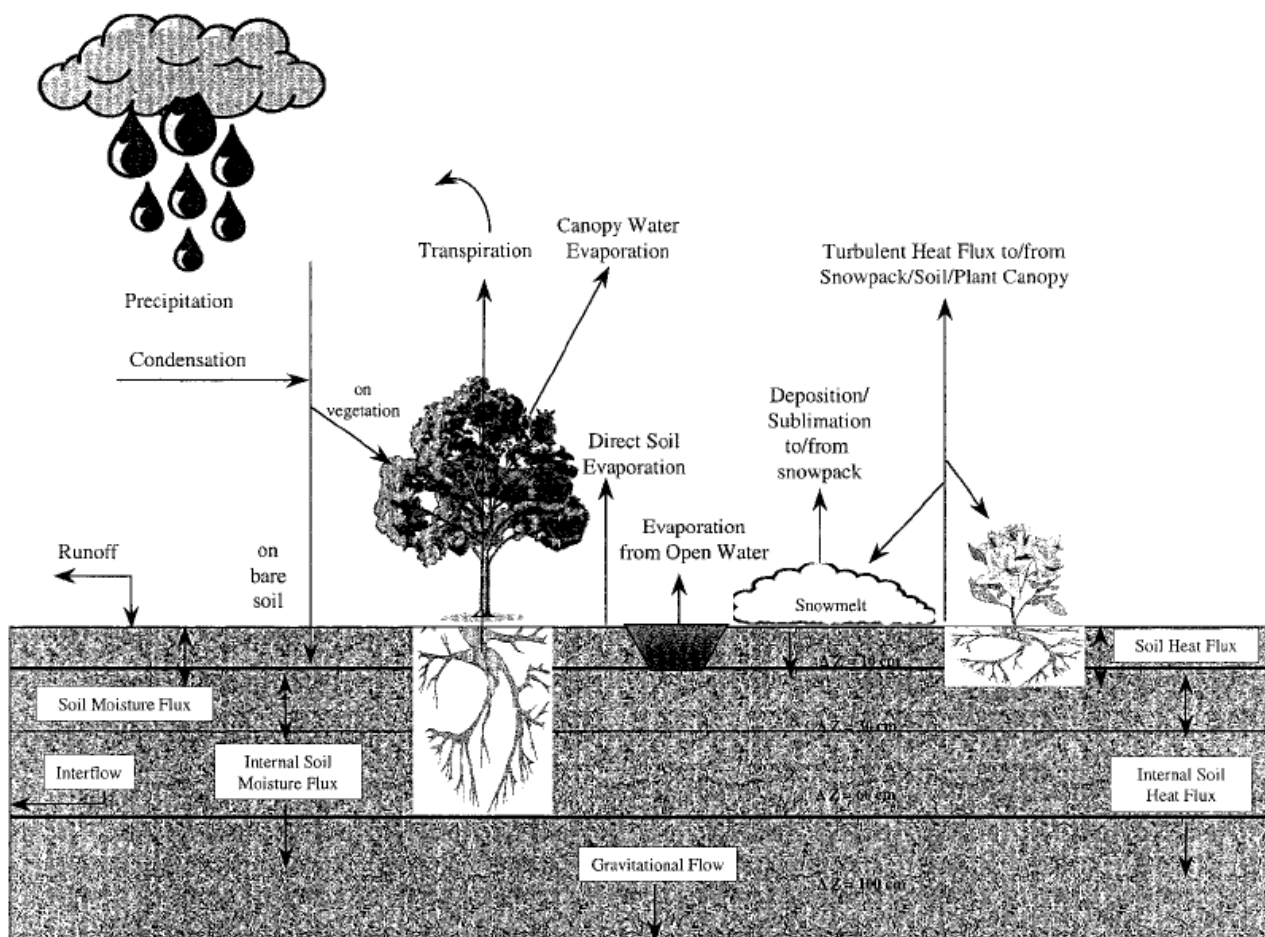
Πίνακας 4.1: Απαιτούμενα δεδομένα επιφάνειας για κάθε πλεγματοειδές κελί εδάφους στο LSM.

Πηγή: Bonan «*A Land Surface Model (LSM version 1) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies (Technical Description and User's Guide)*» 1996.

4.2 Σύντομη περιγραφή του μοντέλου

Παρακάτω παρέχεται μία σύντομη περιγραφή της θερμοδυναμικής και της υδρολογίας του εδάφους στο OSU-LSM (Σχήμα 4.2). Το συγκεκριμένο μοντέλο είναι βασισμένο στη σύζευξη της ημερήσιας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (υπολογισμένη με την μέθοδο Penman) (Mahrt and Ek, 1984), του πολυστρωματικού εδαφικού μοντέλου (Mahrt and Pan 1984), και του αρχικού μοντέλου βλάστησης (Pan and Mahrt 1987). Περιλαμβάνει ένα στρώμα βλάστησης με τις ακόλουθες προγνωστικές μεταβλητές: υγρασία και θερμοκρασία εδάφους στα εδαφικά στρώματα, νερό που αποθηκεύεται στη βλάστηση, και χιόνι που αποθηκεύεται στο έδαφος. Για να υπολογίσει το εδαφικό μοντέλο την ημερήσια, εβδομαδιαία, και εποχική εξέλιξη της υγρασίας του εδάφους, και επίσης για να μειώσει πιθανά σφάλματα αποκοπής στην διαδικασία διακριτοποίησης χρησιμοποιούνται τέσσερα εδαφικά στρώματα, και το πάχος του κάθε στρώματος από την επιφάνεια της γης μέχρι το κατώτατο σημείο του είναι 0.1, 0.3, 0.6 και 1.0m κατ' αντιστοιχία. Το συνολικό βάθος του εδάφους είναι 2m, με την ζώνη του ριζικού συστήματος (root zone) στο ανώτερο 1m του εδάφους.

Κατά συνέπεια, το βαθύτερο εδαφικό στρώμα (1m), ενεργεί σαν μία δεξαμενή αποστράγγισης/απορροής βαρύτητας στο κάτω μέρος. Το βάθος των ριζών των φυτών μπορεί να υπολογιστεί ως συνάρτηση του τύπου βλάστησης, εάν στο μέλλον είναι διαθέσιμα ρεαλιστικά στοιχεία μήκους ριζών.



Σχήμα 4.2: Σχηματική αναπαράσταση του OSU-LSM.

Πηγή: Chen and Dudhia «Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity» 2000.

4.3 Θερμοδυναμική μοντέλου

Η θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους ορίζεται βάσει των Mahrt και Ek (1984) εφαρμόζοντας μια γραμμική εξίσωση του ισοζυγίου της ενέργειας στην επιφάνεια της γης που αντιπροσωπεύει την συνδυασμένη επιφάνεια εδάφους-βλάστησης. Η ροή της θερμότητας στην επιφάνεια από την εξίσωση διάχυσης για την θερμοκρασία του εδάφους (T) δίνεται από:

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (4.1)$$

Η θερμοχωρητικότητα υπό σταθερό όγκο, C ($J m^{-3} K^{-1}$), και η θερμική αγωγιμότητα, K_t ($W m^{-1} K^{-1}$), διατυπώνονται ως συναρτήσεις της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό υπό σταθερό όγκο, θ :

$$C = \theta C_{water} + (1 - \theta_s) C_{soil} + (\theta_s - \theta) C_{air} \quad (4.2)$$

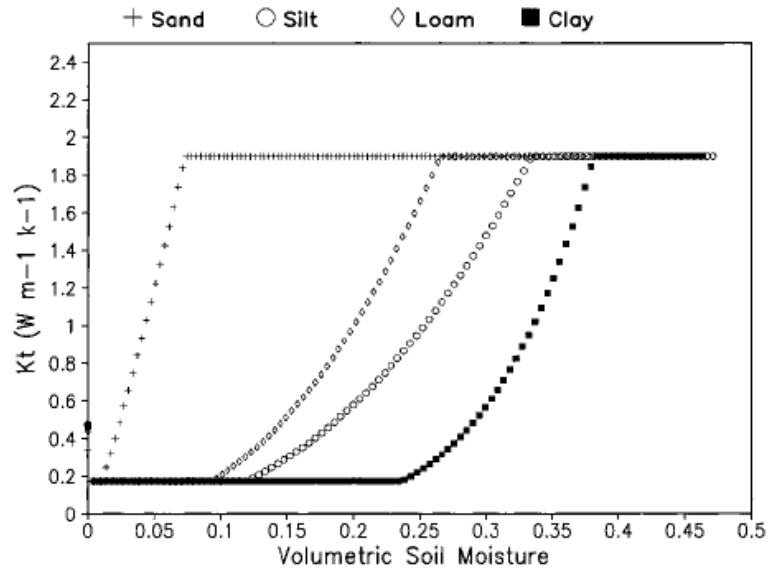
$$K_t(\theta) = \begin{cases} 420 \exp[-(2.7 + P_f)], & P_f \leq 5.1 \\ 0.1744 & P_f > 5.1 < 0 \end{cases}$$

και
$$P_f = \log[\psi_s(\theta_s/\theta)^b] \quad (4.3)$$

Οι θερμοχωρητικότητες υπό σταθερό όγκο είναι: $C_{water} = 4.2 \times 10^6 J m^{-3} K^{-1}$, $C_{soil} = 1.26 \times 10^6 J m^{-3} K^{-1}$, και $C_{air} = 1004 J m^{-3} K^{-1}$. Εδώ, θ_s και Ψ_s είναι η μέγιστη υγρασία εδάφους (πορώδες έδαφος), και το δυναμικό του νερού στο έδαφος, αντίστοιχα, και τα δύο εξαρτώνται από τη σύσταση του εδάφους (Cosby et al. 1984). Η παραπάνω συνάρτηση για τον υπολογισμό της θερμικής αγωγιμότητας (K_t), που πρότεινα οι McCumber και Pielke (1981), έχει χρησιμοποιηθεί σε πολλά LSMs (π.χ. Noilhan and Planton 1989; Viterbo and Beljaars 1995). Η σχέση μεταξύ του όγκου υγρασίας του εδάφους με τη θερμική αγωγιμότητα παρουσιάζονται στο *Σχήμα 4.3*. Η μέγιστη τιμή της K_t είναι $1.9 W m^{-1} K^{-1}$. Η εξίσωση (4.1) ολοκληρωμένη για το i -οστό στρώμα δίνεται:

$$\Delta z_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left(K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left(K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (4.4)$$

Η πρόγνωση της θερμοκρασίας T_i πραγματοποιείται με τη χρήση του σχήματος Crank–Nicholson. Η θερμοκρασία στο χαμηλότερο όριο, το οποίο θεωρούμε ότι βρίσκεται 3m κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, καθορίζεται από την ετήσια μέση θερμοκρασία αέρα στην επιφάνεια του εδάφους. Αυτό υποδηλώνει ότι η συνολική στήλη εδάφους σε αυτό το LSM, δεν μπορεί να υπερβεί τα 3m, αν και ο αριθμός των στρωμάτων δεν περιορίζεται.



Σχήμα 4.3: Η θερμική αγωγιμότητα ως συνάρτηση του όγκου υγρασίας εδάφους, για τέσσερις τύπους εδάφους: άμμος, ιλύς, αργιλικό, και αργιλώδες.

Πηγή: Chen and Dudhia «Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity» 2000.

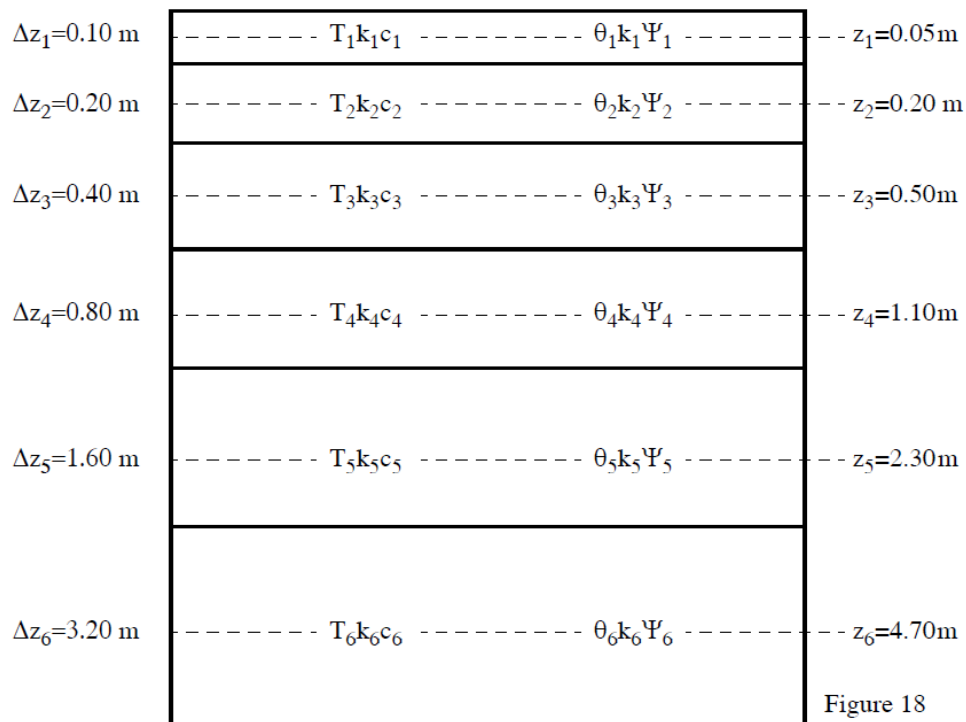


Figure 18

Σχήμα 4.4: Διάγραμμα του πολύ-στρωματικού μοντέλου εδάφους. Οι θερμικές ιδιότητες (θερμοκρασία T_i , θερμική αγωγιμότητα k_i , θερμοχωρητικότητα υπό σταθερό όγκο C_i) ορίζονται στο κέντρο (βάθος z_i) του στρώματος πάχους z_i . Το ίδιο ισχύει και για τις υδραυλικές ιδιότητες (περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό υπό σταθερό όγκο θ_i , υδραυλική αγωγιμότητα k_i και ο πίνακας δυναμικού του νερού στο έδαφος ψ_i).

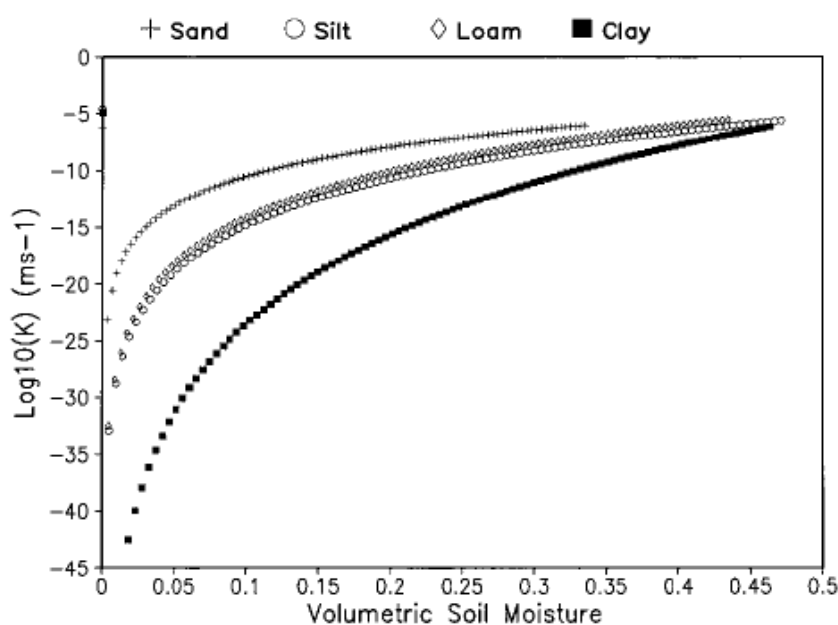
Πηγή: Bonan «A Land Surface Model (LSM version 1) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies (Technical Description and User's Guide)» 1996

4.4 Υδρολογικό Μοντέλο

Στο υδρολογικό μοντέλο, η προγνωστική εξίσωση για την περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους υπό σταθερό όγκο(Θ) είναι:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\theta} \quad (4.5)$$

Όπου η διάχυση του νερού του εδάφους D (m^2/s) και η υδραυλική αγωγιμότητα K (m/s) είναι συναρτήσεις της ογκομετρικής περιεκτικότητας σε υγρασία του εδάφους Θ , και η F_{θ} αντιπροσωπεύει πηγές και καταβόθρες (δηλαδή, βροχόπτωση, εξάτμιση, και απορροή) για το εδαφικό νερό. Αυτή η μορφή της εξίσωσης Richard προέρχεται από τον νόμο του Darcy, υπό την προϋπόθεση μίας σταθερής, ισοτροπικής, ομοιογενούς, και μονοδιάστατης κάθετης περιοχής ροής (Hanks and Ashcroft, 1986) και με αυτόν τον τρόπο η διάχυση του νερού του εδάφους D , δίνεται από την εξίσωση $D = K(\Theta)(\partial \Psi / \partial \Theta)$, όπου Ψ είναι η συνάρτηση της τάσης του νερού του εδάφους. Η υδραυλική αγωγιμότητα K , καθώς επίσης και η διάχυση D , εξαρτώνται γραμμικά από την υγρασία του εδάφους όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.5.



Σχήμα 4.5: Η υδραυλική αγωγιμότητα ως συνάρτηση του όγκου της υγρασίας του εδάφους για τέσσερις τύπους εδαφών: άμμος, ιλύς, αργιλικό, και αργιλώδες.

Πηγή: Chen and Dudhia «Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity» 2000

Αν ενσωματώσουμε την εξίσωση (4.5) σε τέσσερα στρώματα/επίπεδα εδάφους, και επεκτείνουμε την F_Θ , λαμβάνουμε:

$$d_{z1} \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z1} - K_{z1} + P_d - R - E_{dir} - E_{t1} \quad (4.6)$$

$$d_{z2} \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z1} - D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z2} + K_{z1} - K_{z2} - E_{t2} \quad (4.7)$$

$$d_{z3} \frac{\partial \theta_3}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z2} - D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z3} + K_{z2} - K_{z3} - E_{t3} \quad (4.8)$$

και

$$d_{z4} \frac{\partial \theta_4}{\partial t} = -D \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z3} + K_{z3} - K_{z4} \quad (4.9)$$

όπου d_{zi} είναι το πάχος του i -οστού στρώματος εδάφους, P_d τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (χωρίς την συγκράτηση από τα φυτά), και E_{ti} η διαπνοή των φυτών που λαμβάνεται από τις ρίζες των φυτών στο i -στρώμα εντός του στρώματος της ζώνης των ριζών. Στο κατώτατο σημείο του εδαφικού μοντέλου, η υδραυλική διάχυση υποθέτουμε ότι είναι μηδέν (0), έτσι ώστε η ροή του νερού του εδάφους οφείλεται μόνο στην διήθηση λόγω βαρύτητας K_{z4} , γνωστή και ως υπόγεια απορροή ή αποστράγγιση.

Έπειτα από την πρόσφατη προσπάθεια συγχώνευσης του παραδοσιακού LSM με υδρολογικά μοντέλα, για την καλύτερη προσομοίωση του μηχανισμού απορροής, υιοθετήθηκε το μοντέλο επιφανειακής απορροής στο μοντέλο Simple Water Balance (SWB), για να υπολογιστεί η επιφανειακή απορροή R . Το μοντέλο SWB (Schaake et al 1996) είναι ένα υδρολογικό μοντέλο διπλής-δεξαμενής (two-reservoirs) το οποίο είναι συνήθως βαθμονομημένο για μεγάλες λεκάνες απορροής ποταμών και λαμβάνει υπόψη του την ετερογένεια της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης, της υγρασίας του εδάφους και της απορροής. Η επιφανειακή απορροή, R , ορίζεται ως το μέρος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που δεν διεισδύουν στο έδαφος ($R = P_d - I_{max}$). Η μέγιστη διήθηση, I_{max} υπολογίζεται ως εξής:

$$I_{max} = P_d \frac{D_x [1 - \exp(-kdt\delta_i)]}{P_d + D_x [1 - \exp(-kdt\delta_i)]}$$

$$D_x = \sum_{i=1}^4 \Delta Z_i (\Theta_s - \Theta_i)$$

και

$$kdt = kdt_{ref} \frac{K_s}{K_{ref}} \quad (4.10)$$

όπου δ_i είναι η μετατροπή του τρέχοντος χρονικού βήματος του μοντέλου δ_t (σε δευτερόλεπτα) σε ημερήσιες τιμές (δηλαδή $\delta_i = \delta_t / 86400$). K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού, η οποία εξαρτάται από την σύσταση του εδάφους και $kdt_{ref} = 0.3$ και $K_{ref} = 2 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ ορίζονται βάσει των πειραμάτων PILPS2 (c) (Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes) (Wood et al 1998).

Η συνολική εξάτμιση E , είναι το άθροισμα 1) της άμεσης εξάτμισης από το επιφανειακό στρώμα εδάφους E_{dir} , 2) της εξάτμισης των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που συγκρατούνται από τα φυτά E_c και 3) της διαπνοής από τα φύλλα και τις ρίζες E_t . Δηλαδή έχουμε $E = E_c + E_{dir} + E_t$.

Βάσει του τεστ ευαισθησίας των Betts et al (1997), υιοθετείται μία απλή γραμμική μέθοδος (Mahfouf and Noilham 1991) για τον υπολογισμό της άμεσης εξάτμισης από την επιφάνεια του εδάφους:

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \beta E_p$$

και

$$\beta = \frac{\theta_1 - \theta_w}{\theta_{ref} - \theta_w} \quad (4.11)$$

όπου E_p είναι η δυνητική εξάτμιση, η οποία υπολογίζεται από μία προσέγγιση του ισοζυγίου της ενέργειας βασισμένη στην μέθοδο Penman. Η συγκεκριμένη μέθοδος περιλαμβάνει μία αεροδυναμική αντίσταση εξαρτώμενη από την ευστάθεια (Mahrt and Ek 1984). θ_{ref} και θ_w είναι η χωρητικότητα του πεδίου και το σημείο μαρασμού της βλάστησης αντίστοιχα, και σ_f είναι η αναλογία του φυλλώματος της βλάστησης, το οποίο είναι σημαντικό για τον διαχωρισμό της συνολικής εξάτμισης σε άμεση εξάτμιση γυμνού εδάφους και σε διαπνοή από τα φυτά.

Η εξάτμιση στην υγρή βλάστηση ορίζεται ως:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \quad (4.12)$$

όπου W_c είναι η περιεκτικότητα του φυλλώματος των φυτών σε νερό (από τη συγκράτηση), S είναι η μέγιστη χωρητικότητα του φυλλώματος των φυτών (που συνήθως επιλέγεται να είναι 0.5 mm), και $n=0.5$. Το ισοζύγιο του συγκρατημένου νερού από τα φυλλώματα των φυτών είναι:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c \quad (4.13)$$

όπου P είναι η συνολική βροχόπτωση. Εάν το W_c είναι μεγαλύτερο από το S , η υπόλοιπη βροχή, D , φτάνει στο έδαφος. Η εξατμισοδιαπνοή του φυλλώματος των φυτών ορίζεται ως:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right] \quad (4.14)$$

όπου B_c είναι μία συνάρτηση της αντίστασης της βλάστησης, η οποία διατυπώνεται ως εξής:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}} \quad (4.15)$$

όπου C_h είναι ο συντελεστής εναλλαγής θερμότητας και υγρασίας του εδάφους. Το Δ εξαρτάται από την κλίση της καμπύλης κορεσμού της ειδικής υγρασίας. R_r είναι μία συνάρτηση της θερμοκρασίας αέρα στην επιφάνεια του εδάφους, της πίεσης στην επιφάνεια, και του C_h , και R_c είναι η αντίσταση της βλάστησης. Η αντίσταση της βλάστησης R_c , υπολογίζεται βάσει της διατύπωσης των Jacquemin και Noilhan (1990),

$$R_c = \frac{R_{cmin}}{LAI F_1 F_2 F_3 F_4}$$

$$F_1 = \frac{R_{cmin}/R_{cmax} + f}{1 + f} \quad \text{όπου} \quad f = 0.55 \frac{R_g}{R_{gl}} \frac{2}{LAI}$$

$$F_2 = \frac{1}{1 + h_s [q_s(T_a) - q_a]}$$

$$F_3 = 1 - 0.0016 (T_{ref} - T_a)^2 \quad \text{και}$$

$$F_4 = \sum_{i=1}^3 \frac{(\Theta_i - \Theta_w) d_{zi}}{(\Theta_{ref} - \Theta_w)(d_{z1} + d_{z2})} \quad (4.16)$$

όπου οι F_1 , F_2 , F_3 και F_4 έχουν το 0 και το 1 ως το χαμηλότερο και ανώτερο όριο αντίστοιχα, και αντιπροσωπεύουν τις επιπτώσεις της ηλιακής ακτινοβολίας, του ελλείμματος πίεσης υδρατμών, της θερμοκρασίας αέρα, και της υγρασίας του εδάφους αντίστοιχα. Εδώ $q_s(T_a)$ είναι αναλογία μίγματος κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία T_a . Η μεταβλητή R_{cmin} είναι η ελάχιστη αντίσταση των στομάτων των φυτών, LAI είναι ο δείκτης έκτασης του φυλλώματος (Leaf Area Index), και R_{cmax} είναι η επιφανειακή αντίσταση των φύλλων και ορίζεται σε 5000 s m^{-1} (Dickinson et al 1993). Η μεταβλητή T_{ref} είναι $298 \text{ }^\circ\text{K}$ σύμφωνα με τους Noilhan και Planton (1989). Εδώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι η συνάρτηση της πίεσης της υγρασίας του εδάφους

χρησιμοποιείται μόνο στην ζώνη των ριζών, η οποία φτάνει στο τρίτο στρώμα του εδάφους στην τρέχουσα εφαρμογή.

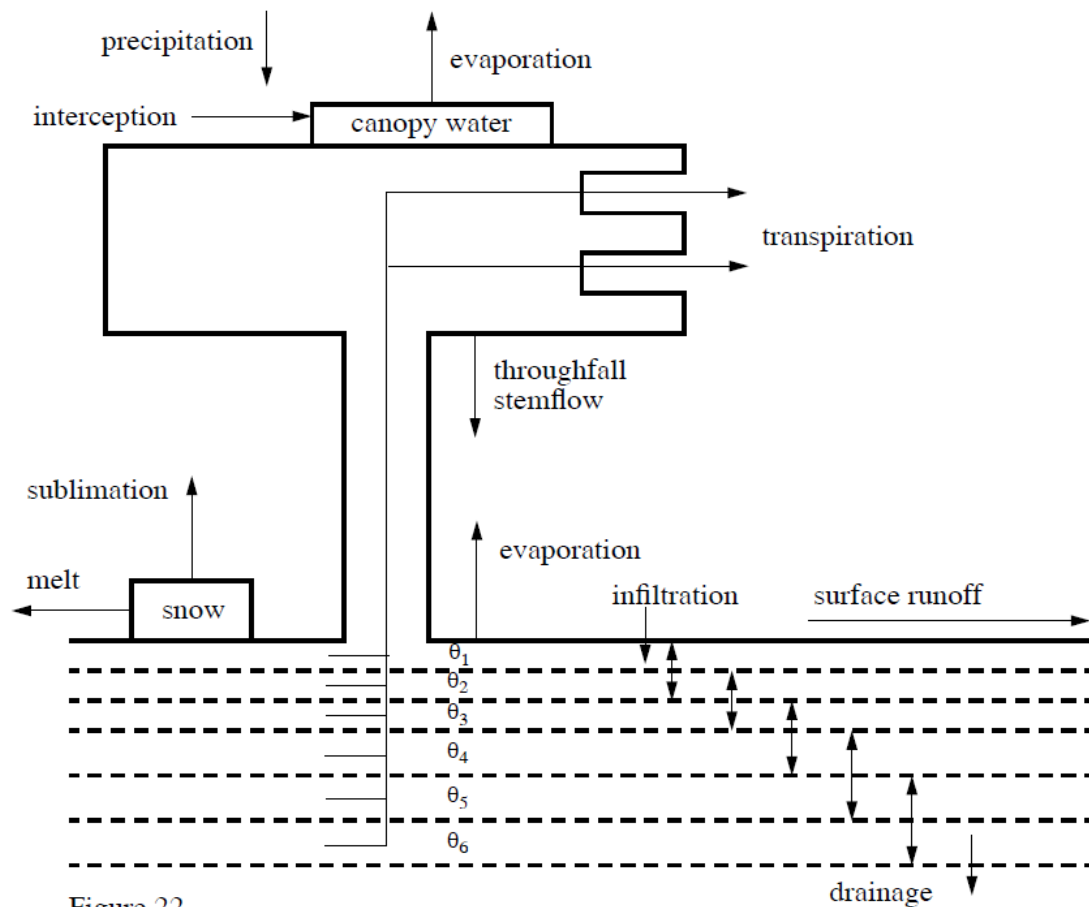


Figure 22

Σχήμα 4.6: Διάγραμμα της ροής του νερού.

Πηγή: Bonan «A Land Surface Model (LSM version 1) for Ecological, Hydrological, and Atmospheric Studies (Technical Description and User's Guide)» 1996.

Τύπος Βλάστησης	Αναλαστικότητα	Z_0 (m)	R_{cmin} (sm^{-1})	R_{gl}	h_s
Πλατύφυλλα αειθαλή δέντρα	0.11	2.653	150	30	41.69
Πλατύφυλλα φυλλοβόλα δέντρα	0.12	0.826	100	30	54.53
Πλατύφυλλα και needleleaf δέντρα	0.12	0.8	125	30	51.93
Needleleaf αειθαλή δέντρα	0.1	1.089	150	30	47.35
Needleleaf φυλλοβόλα δέντρα	0.11	0.854	100	30	47.3
Πλατύφυλλα δέντρα με φυτοκάλυψη (groundcover)	0.19	0.856	70	65	54.53
Φυτοκάλυψη (groundcover)μόνο	0.19	0.075	40	100	36.35
Πλατύφυλλοι θάμνοι με φυτοκάλυψη (groundcover)	0.25	0.238	300	100	42.0
Πλατύφυλλοι θάμνοι με γυμνό έδαφος	0.25	0.065	400	100	42.0
Νανοφυή δένδρα/θάμνοι με φυτοκάλυψη (groundcover) (τούνδρα)	0.16	0.05	150	100	42
Γυμνό έδαφος	0.12	0.011			
Καλλιέργειες	0.19	0.075	40.0	100	36.35
Υγρότοπος	0.12	0.04	150	100	60
Ξηρή παράκτια έκταση	0.19	0.075	400	100	200
Νερό	0.19	0.01			
Πάγος	0.80	0.011	999	999	999

Πίνακας 4.2: Παράμετροι που σχετίζονται με την βλάστηση στο LSM, οποίες περιλαμβάνουν το μήκος τραχύτητας (roughness length) (Z_0) σε m, την ελάχιστη αντίσταση των στομάτων των φυτών (R_{cmin}) σε sm^{-1} . Εδώ το R_{gl} είναι η ορατή ηλιακή ροή στην οποία η F_1 (συνάρτηση 4.16), διπλασιάζει την ελάχιστη τιμή της, και h_s είναι μία παράμετρος της F_2 .

Πηγή: Chen and Dudhia «Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity» 2000

Τύπος Εδάφους	Q_s ($m^3 m^{-3}$)	C_s (m)	K_s ($m s^{-1}$)	B	Q_{ref} ($m^3 m^{-3}$)	Q_w ($m^3 m^{-3}$)
Άμμος (Sand)	0.339	0.069	1.07E-6	2.79	0.236	0.01
Αργιλώδης άμμος (Loamy sand)	0.421	0.036	1.41E-5	4.26	0.283	0.028
Αμμώδης μάργες (Sandy loam)	0.434	0.141	5.23E-6	4.74	0.312	0.047
Αργιλώδης ίλυσ (Silt loam)	0.476	0.759	2.81E-6	5.33	0.36	0.084
Ίλυσ (Silt)	0.476	0.759	2.81E-6	5.33	0.36	0.084
Άργιλος (Loam)	0.439	0.355	3.38E-6	5.25	0.329	0.066
Αμμώδης αργιλικός άργιλος (Sandy clay loam)	0.404	0.135	4.45E-6	6.66	0.314	0.067
Ίλυώδης αργιλικός άργιλος(Silty clay loam)	0.464	0.617	2.04E-6	8.72	0.387	0.12
Αργιλικός άργιλος (Clay loam)	0.465	0.263	2.45E-6	8.17	0.382	0.103
Αμμώδης πηλός (Sandy clay)	0.406	0.098	7.22E-6	10.73	0.338	0.1
Ίλυώδης πηλός (Silty clay)	0.468	0.324	1.34E-6	10.39	0.404	0.126
Πηλός (Clay)	0.468	0.468	9.74E-7	11.55	0.412	0.138
Οργανική ύλη (Organic material)	0.439	0.355	3.38E-6	5.25	0.329	0.06
Νερό (Water)						
Βραχώδες υπόστρωμα (Bedrock)	0.25	7.59	9.74E-8	11.55	0.233	0.094
Άλλο (χερσαίος-πάγος) (land-ice)	0.421	0.036	1.34E-6	11.55	0.283	0.028

Πίνακας 4.3: Παράμετροι που σχετίζονται με το έδαφος στο LSM. Οι υδραυλικές ιδιότητες είναι, η περιεκτικότητα νερού του κορεσμένου εδάφους υπό σταθερό όγκο (Q_s), η υδραυλική αγωγιμότητα σε κορεσμένο έδαφος (K_s), η χωρητικότητα του πεδίου (Q_{ref}) και το σημείο μαρασμού (Q_w). Εδώ ο b είναι ένας εκθέτης της συνάρτησης που συνδέει τη δυναμική του νερού του εδάφους καθώς και την περιεκτικότητα σε νερό.

Πηγή: Chen and Dudhia «Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity» 2000

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο - ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι η μελέτη της χωροχρονικής μεταβλητότητας της εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας για τον ελλαδικό χώρο, κατά την χρονική περίοδο 2009-2010, σε μηνιαία και ετήσια βάση. Αναλύθηκε επίσης η εποχικότητα της εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους για διάφορες γεωγραφικές περιοχές.

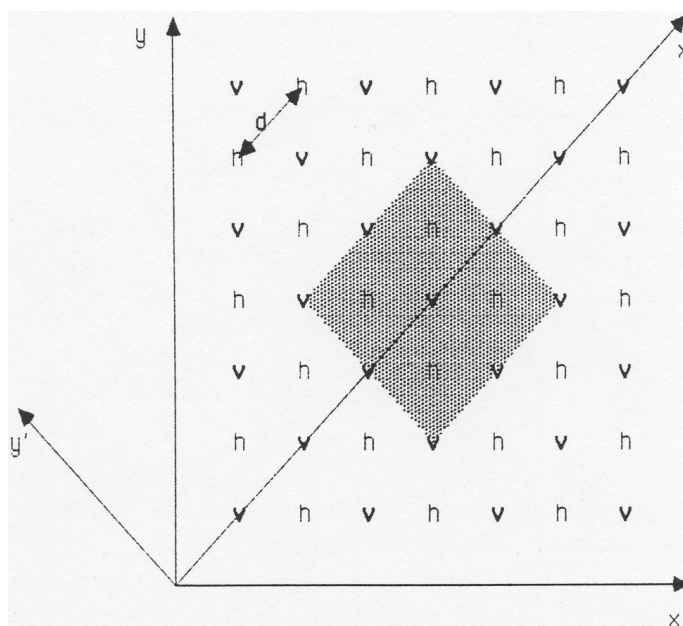
Για το σκοπό αυτό δημιουργήθηκαν θεματικοί χάρτες με τις μέσες μηνιαίες και μέσες ετήσιες τιμές της εδαφικής υγρασίας καθώς και της θερμοκρασίας του εδάφους (και υπεδάφους) για τα έτη 2009 και 2010 καθώς και των άλλων μεταβλητών.

Τα πλεγματικά δεδομένα τα οποία εφαρμόστηκαν για τον υπολογισμό των μέσων καθώς και των ακρότατων τιμών της εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους για τον ελλαδικό χώρο προέρχονται από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF το οποίο έχει εγκατασταθεί και προσαρμοστεί, από την Ομάδα Δυναμικής της Ατμόσφαιρας και του Κλίματος (ΟΔΑΚ) του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου Αθηνών (ΧΠΑ), στις υπολογιστικές εγκαταστάσεις του Τμήματος Γεωγραφίας. Η αρχική εγκατάσταση του μοντέλου πραγματοποιήθηκε το 2007 ενώ η επιχειρησιακή του λειτουργία σε καθημερινή βάση ξεκίνησε τον Ιούλιο του 2008 μετά από μεγάλη περίοδο δοκιμών και αξιολογήσεων των προγνώσεων. Πεδίο ολοκλήρωσης των προσομοιώσεων αποτελεί η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και της Ευρώπης ενώ ο χρονικός ορίζοντας των προγνωστικών προϊόντων είναι 120 ώρες (5 ημέρες).

Παρακάτω αναπτύσσονται τα βασικά χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου αριθμητικού μοντέλου, οι αρχικές και οριακές συνθήκες που χρησιμοποιούνται για την επιχειρησιακή πρόγνωση σε συνδυασμό με τις εφαρμογές του. Τα κύρια προγνωστικά προϊόντα του μοντέλου περιλαμβάνουν την θερμοκρασία, την ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας, τον υετό, την διεύθυνση και την ένταση του ανέμου, ενώ επιπλέον παρέχονται προγνώσεις για τη χιονόπτωση, τη λανθάνουσα και αισθητή ροή θερμότητας καθώς και τις θερμοκρασίες και τα γεωδυναμικά ύψη μέσα στην τροπόσφαιρα. Το σύνολο των παραπάνω δεδομένων σε μορφή προγνωστικών χαρτών και μετεογραμμάτων είναι διαθέσιμα σε καθημερινή βάση από την ιστοσελίδα <http://meteoclima.gr>.

5.1 Χαρακτηριστικά του αριθμητικού μοντέλου

Το συγκεκριμένο μοντέλο ακολουθεί την υδροστατική προσέγγιση ή τη μη υδροστατική επίλυση των εξισώσεων και αποτελεί ένα αξιόπιστο σύστημα με σχετικά περιορισμένες απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ για την εκτίμηση ατμοσφαιρικών φαινομένων σε τοπικό επίπεδο (όπως συστήματα κατακόρυφης ανάπτυξης, συνοπτική και υποσυνοπτική κυκλοφορία και φαινόμενα στη meso-α και meso-β χαρακτηριστική κλίμακα κινήσεων). Η αριθμητική επίλυση των εξισώσεων του μοντέλου εφαρμόζεται στα σημεία semi-staggered πλέγματος τύπου E, όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 5.1.



Σχήμα 5.1: Πλέγμα τύπου E σε κύριο (x,y) και δευτερεύον (x',y') σύστημα συντεταγμένων. Η ελάχιστη έκταση τεσσάρων σημείων πλέγματος σημειώνεται με τη σκιασμένη περιοχή. Η απόσταση ανάμεσα σε δύο διαδοχικά σημεία πλέγματος της ίδιας μεταβλητής απεικονίζεται με d .

Πηγή: Κατσαφάδος και άλλοι «Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα» 2010

Η δυναμική του μοντέλου βασίζεται στον πυρήνα NMM, ενώ τα σχήματα φυσικής που περιλαμβάνει είναι:

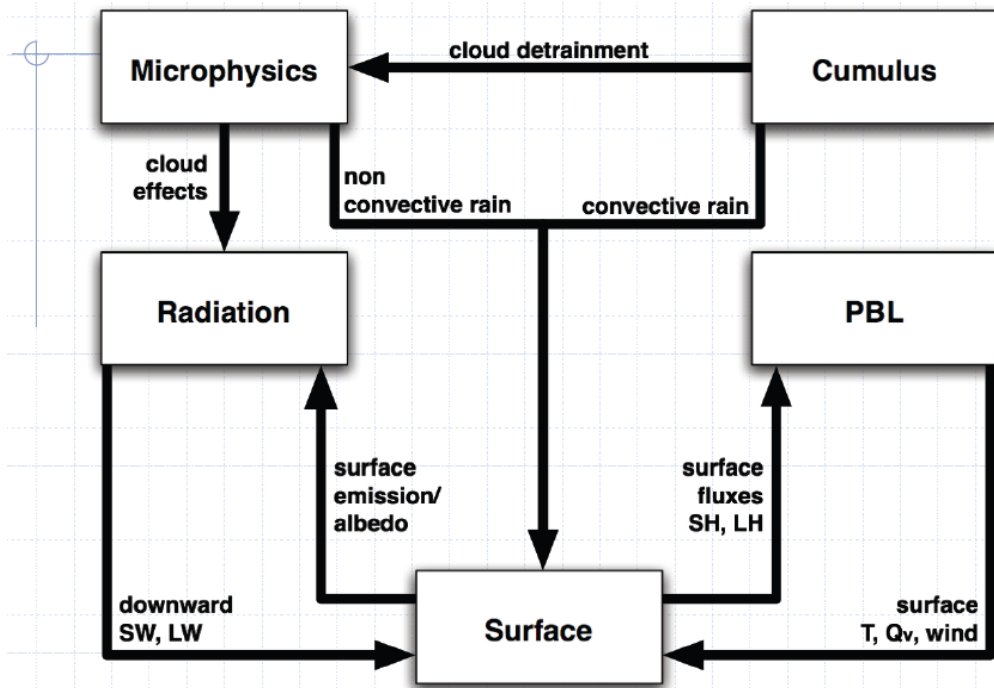
- Για την μικροφυσική χρησιμοποιείται το σχήμα Ferrier (Ferrier *et al.*, 2002). Το σχήμα Ferrier είναι ένα μικροφυσικό σχήμα double-moment bulk cloud, το οποίο εκτιμά διάφορες μορφές συμπυκνώματος (condensate) με τη μορφή σύννεφων νερού, μικρών κρυστάλλων πάγου, βροχής και κατακρημνισμάτων

σε μορφή πάγου. Τα κατακρημνίσματα σε μορφή πάγου είναι το χιόνι, χαλάζι και το χιονόνερο.

- Το ισοζύγιο ακτινοβολιών παραμετροποιείται με το σχήμα GFDL. Το οποίο ακολουθεί την απλουστευμένη μέθοδο εναλλαγής των Fels και Schwarzkopf, με τον υπολογισμό σε φασματικές ζώνες που συνδέονται με το διοξείδιο του άνθρακα, τους υδρατμούς, και το όζον. Περιλαμβάνει τους συντελεστές εκπομπής διοξειδίου του άνθρακα των Schwarzkopf και Fels, τα αποτελέσματα της επικάλυψης υδρατμών – διοξειδίου του άνθρακα και της διόρθωσης γραμμικού σχήματος Voigt.
- Το σχήμα Betts-Miller-Janjic χρησιμοποιείται για τις διεργασίες των νεφών και βροχόπτωσης (Janjic *et al.*, 2001, Janjic, 2003). Το σχήμα αυτό βασίζεται στο σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς των Betts-Miller. Οι αρχικές τροποποιήσεις έγιναν από τον Janjic, και περιλαμβάνουν της εισαγωγής του σχήματος «cloud efficiency» έτσι ώστε να παρέχει έναν επιπλέον βαθμό ελευθερίας κατά τον καθορισμό των κατακόρυφων κατατομών της θερμότητας και της υγρασίας.
- Η φυσική του επιφανειακού στρώματος παραμετροποιείται με το σχήμα Monin-Obukhov-Janjic. Αυτό το σχήμα περιλαμβάνει την παραμετροποίηση του ιξώδους υποστρώματος. Για τις υδάτινες επιφάνειες το ιξώδες υπόστρωμα παραμετροποιείται όπως προτείνεται από τον Janjic. Για την ξηρά, οι επιδράσεις του ιξώδους υποστρώματος λαμβάνονται υπόψη μέσω του ευμετάβλητου ύψους της θερμοκρασίας, και της υγρασίας όπως προτείνεται από τον Zilitinkevitch (1995). Η διόρθωση (του) Beljaars (1994) εφαρμόζεται έτσι ώστε να αποφευχθούν ιδιομορφίες σε περιπτώσεις ασταθούς επιφανειακού στρώματος και άπνοιας. Οι επιφανειακές ροές υπολογίζονται με μία επαναληπτική μέθοδο.
- Για την τυρβώδη κινητική ενέργεια του πλανητικού οριακού στρώματος χρησιμοποιείται το σχήμα Mellor-Yamada-Janjic (Janjic 1996).
- Υπομοντέλο εδάφους είναι το ενοποιημένο NOAH (Chen and Dudhia, 2000) σε 4 υπεδάφια στρώματα (0.10, 0.40, 1.0 και 2.0 m). Το μοντέλο αυτό περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Στο Σχήμα 5.2 παρουσιάζεται το διάγραμμα ροής ανάμεσα στα επιμέρους σχήματα του μοντέλου (Dudhia, 2009).

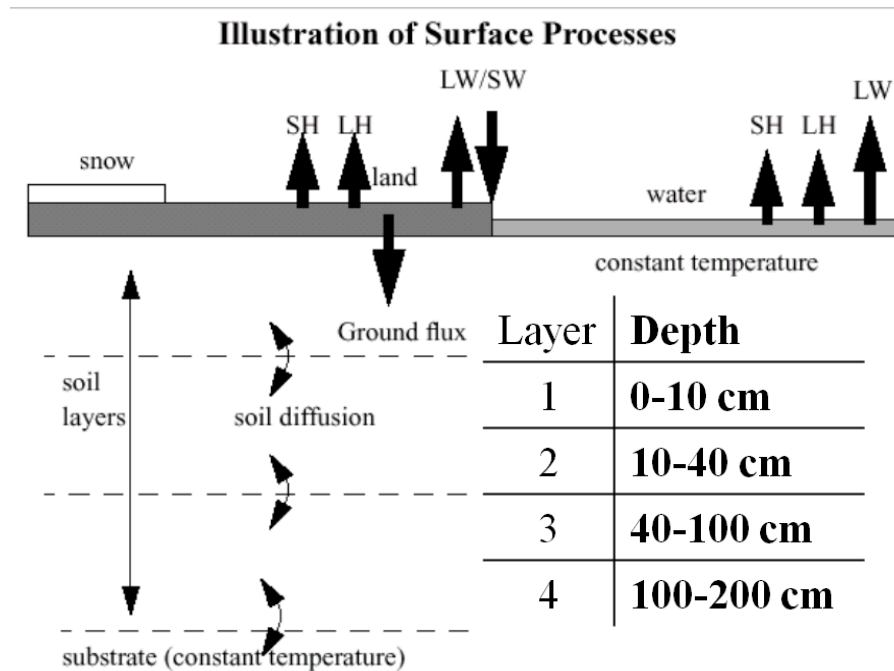
Direct Interactions of Parameterizations



Σχήμα 5.2: Αλληλεπιδράσεις των παραμετροποιήσεων του επιμέρους σχημάτων του μοντέλου.

Πηγή: Κατσαφάδος και άλλοι «Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα» 2010

Στο υπομοντέλο εδάφους NOAH υπολογίζεται η επιφανειακή και υπεδάφια (υπόγεια) απορροή καθώς και οι ροές θερμότητας και υγρασίας σε 4 υπεδάφια στρώματα βάθους μέχρι 2m (Σχήμα 5.3).



Σχήμα 5.3: Οι διεργασίες στο έδαφος από το υπομοντέλο NOAH (Dudhia 2009). Ο πίνακας αναφέρει τα πάχη για τα 4 υπεδάφια στρώματα του μοντέλου.

Πηγή: Κατσαφάδος και άλλοι «Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα» 2010

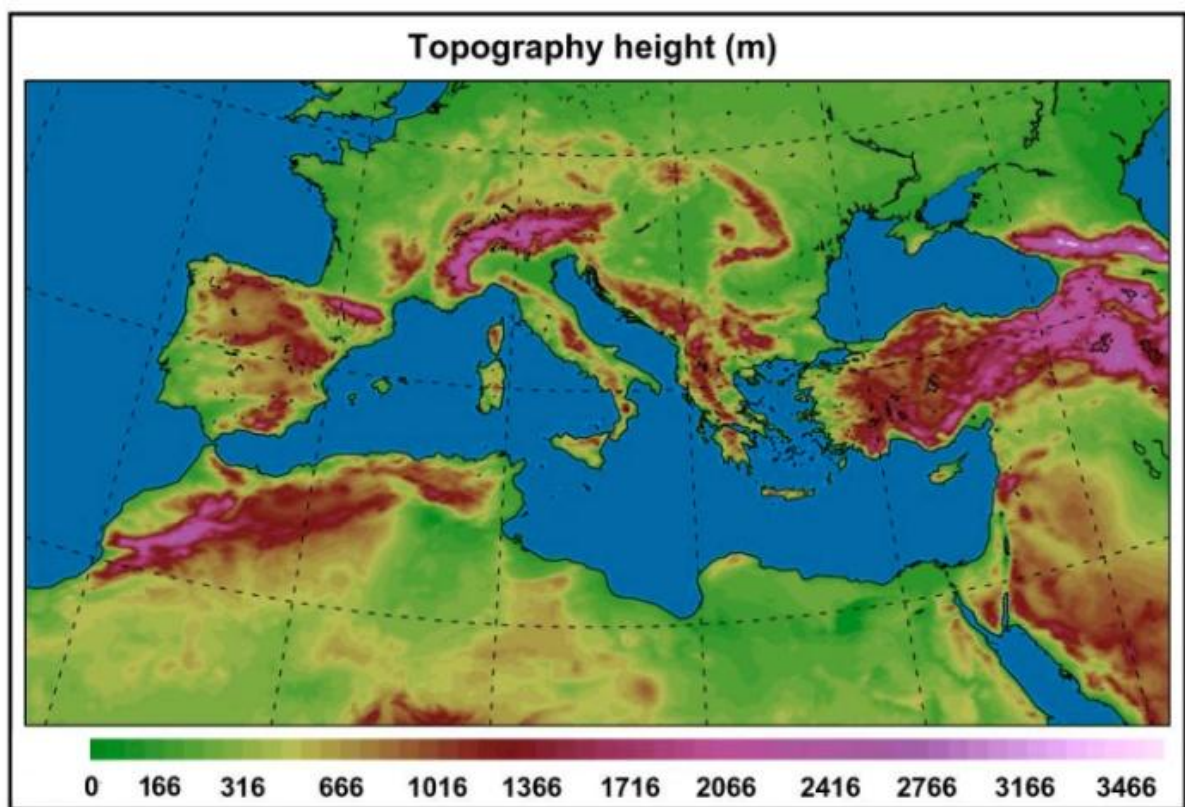
5.2 Διαμόρφωση της επιχειρησιακής λειτουργίας και προγνωστικά προϊόντα

Η αρχική εγκατάσταση του μοντέλου πραγματοποιήθηκε τον Ιανουάριο του 2008 ενώ η επιχειρησιακή του λειτουργία σε καθημερινή βάση ξεκίνησε τον Ιούλιο του 2008 μετά από μεγάλη περίοδο δοκιμών και αξιολογήσεων των προγνώσεων. Ο πρωτογενής κώδικας του μοντέλου αποτελείται από περίπου 5×10^7 γραμμές σε fortran95 και C και είναι πλήρως παραλληλοποιημένος ακολουθώντας το πρωτόκολλο Message Passing Interface (MPI). Παραλληλοποιημένα είναι επίσης τα στάδια προεπεξεργασίας και μετεπεξεργασίας των δεδομένων εισόδου και εξόδου αντίστοιχα.

Οι αρχικές και οριακές συνθήκες του μοντέλου κατά την επιχειρησιακή του λειτουργία προέρχονται από το παγκόσμιο προγνωστικό σύστημα Global Forecasting System (GFS) των National Centers for Environmental Prediction (NCEP) σε ανάλυση $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ και χρονική διακριτοποίηση 3 ώρες. Εναλλακτικά έχουν χρησιμοποιηθεί πεδία ανάλυσης ή πρόγνωσης από το European Centre for Medium range Weather Forecast (ECMWF) καθώς και αναλύσεις του συστήματος αφομοίωσης δεδομένων (LAPS). Για την επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας

χρησιμοποιούνται τα real-time-global (rtg) δεδομένα σε $0.083^\circ \times 0.083^\circ$ ανάλυση. Τα πρωτογενή αποτελέσματα των προσομοιώσεων μπορεί να είναι διαθέσιμα σε διάφορες μορφοποιήσεις, όπως binary, GRIB, GRIB2, NETCDF ενώ κατά τη φάση μετεπεξεργασίας των προγνωστικών προϊόντων η ακολουθούμενη οπτικοποίηση βασίζεται στο λογισμικό NCL με μορφοποίηση σε EPS/JPG/PNG.

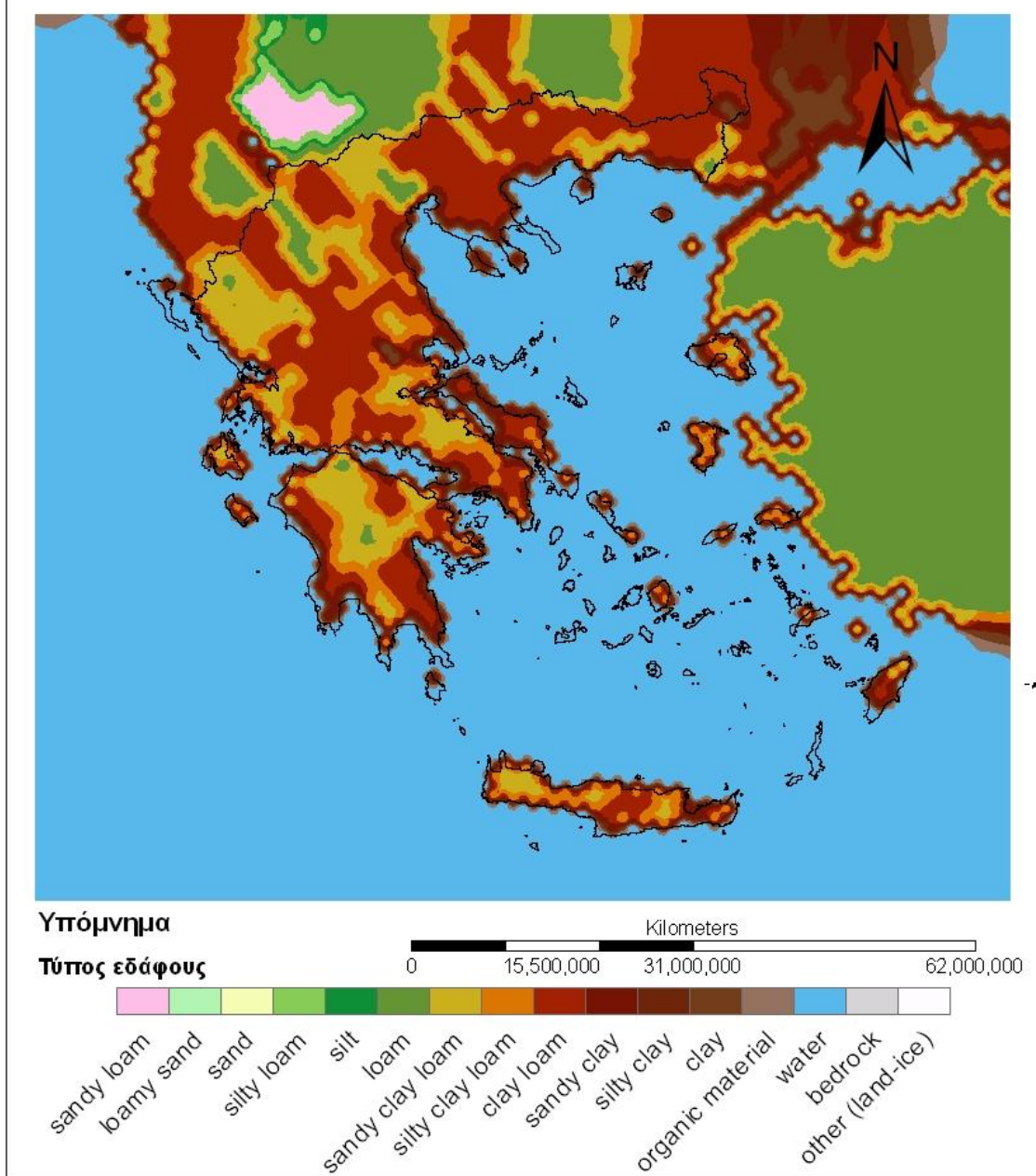
Πεδίο ολοκλήρωσης των προσομοιώσεων αποτελεί η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και της Ευρώπης ενώ ο χρονικός ορίζοντας των προγνωστικών προϊόντων είναι 120 ώρες (5 ημέρες). Τα δεδομένα υποβάθρου τοπογραφίας προέρχονται από το United States Geological Survey (USGS) Digital Elevation Model (DEM) σε αρχική ανάλυση 30×30 s (Σχήμα 5.4), ενώ τα δεδομένα υποβάθρου για χρήση γης και τύπο εδάφους προέρχονται από το USGS (24 κατηγορίες) και το Federal Agricultural Organization (16 κατηγορίες) αντίστοιχα σε ανάλυση 30×30 s (Σχήματα 5.5 και 5.6).



Σχήμα 5.4: Τοπογραφία του πεδίου ολοκλήρωσης.

Πηγή: Κατσαφάδος και άλλοι «Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα» 2010

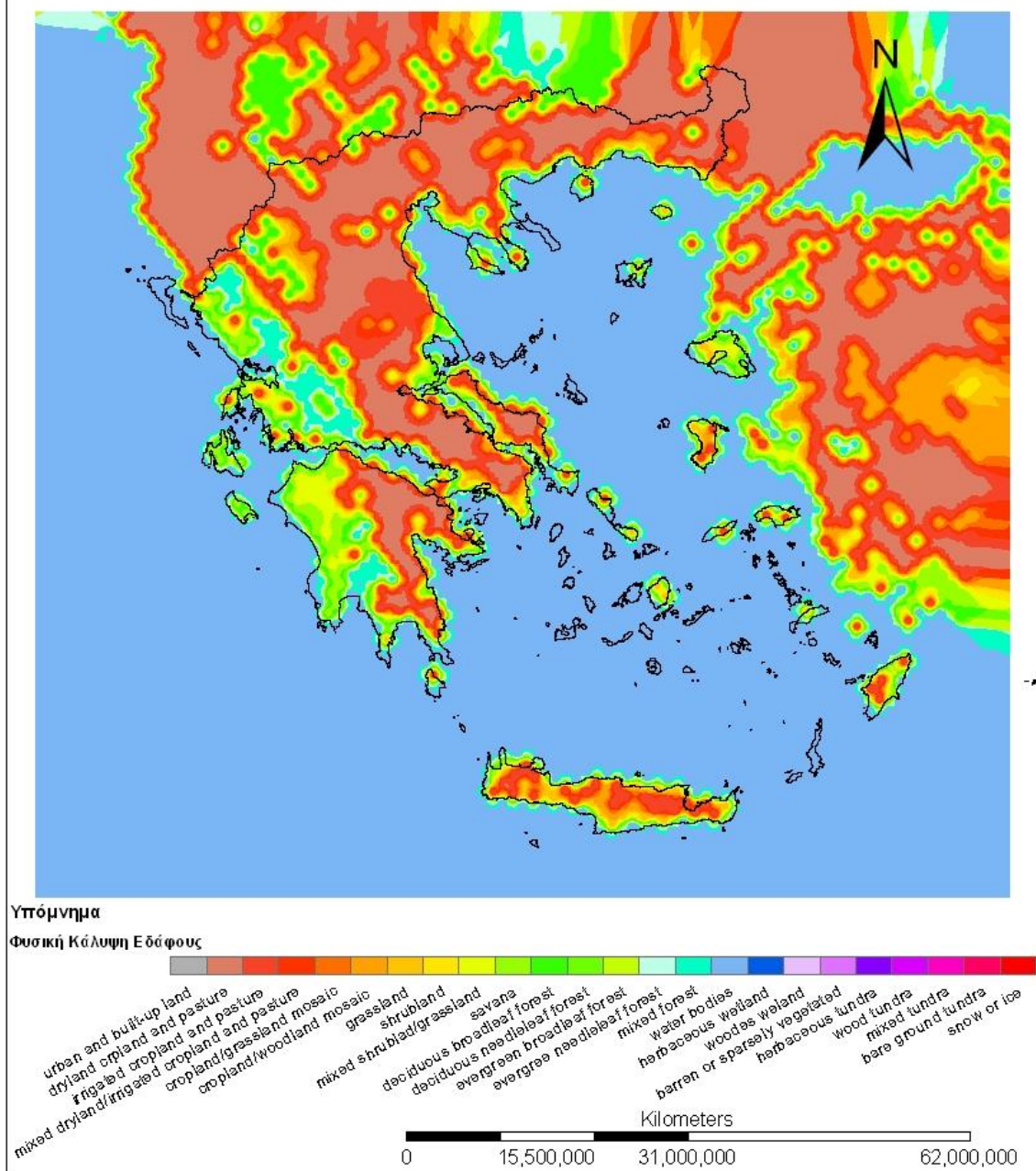
Τύπος εδάφους, της ευρύτερης περιοχής του ελλαδικού χώρου



Σχήμα 5.6: Τύποι εδαφών (16) του ευρύτερου ελλαδικού χώρου. (δεδομένα από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF)

Πηγή: Ιδία επεξεργασία

Φυσική κάλυψη εδάφους, της ευρύτερης περιοχής του ελλαδικού χώρου



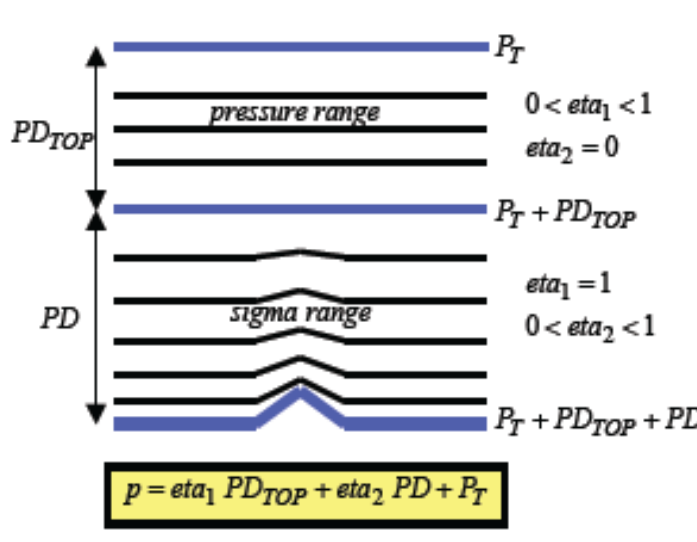
Σχήμα 5.7: Είδος φυσικής εδαφικής κάλυψης (24) του ευρύτερου ελλαδικού χώρου. (δεδομένα από το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF)

Πηγή: Ιδία επεξεργασία

Το μοντέλο παρέχει επίσης τη δυνατότητα πολλαπλών εσωτερικών πλεγμάτων (nests) με μονή ή αμφίδρομη επίδραση δηλαδή ενημέρωση του εσωτερικού και

υψηλότερης οριζόντιας ανάλυσης πλέγματος από το εξωτερικό πλέγμα (μονόδρομη επίδραση) ή πέρασμα της προγνωστικής πληροφορίας και από το πυκνό εσωτερικό πλέγμα στο αραιότερο εξωτερικό (αμφίδρομη επίδραση).

Στην εγκατάσταση του μοντέλου στο ΧΠΑ και για λόγους υπολογιστικής επάρκειας έχει επιλεγεί μονό πεδίο ολοκλήρωσης 305x273 σημείων, με $0.09^\circ \times 0.09^\circ$ οριζόντια διακριτοποίηση (~10 km), χρονικό βήμα ολοκλήρωσης 24sec και 38 ασύμμετρα κατακόρυφα επίπεδα από την επιφάνεια μέχρι τα 25 mb. Η κατακόρυφη διακριτοποίηση του μοντέλου ακολουθεί τη σ-συντεταγμένη μέχρι τα 400 hPa και την εφαρμογή ισοβαρικών επιπέδων από εκεί και πάνω (Σχήμα 5.7).



Σχήμα 5.7: Η κατακόρυφη διακριτοποίηση του μοντέλου.

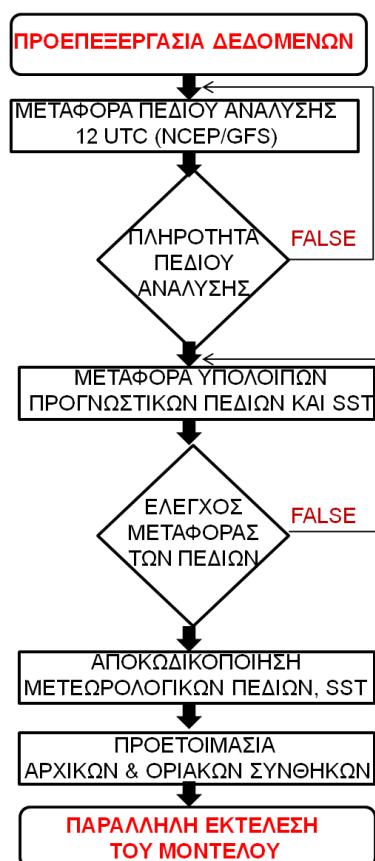
Πηγή: Κατσαφάδος και άλλοι «Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα» 2010

Η επιχειρησιακή διαδικασία των καθημερινών προσομοιώσεων αποτελείται από τρεις κύριες φάσεις:

- Τη φάση προεπεξεργασίας των αρχικών και οριακών συνθηκών.
- Τη φάση εκτέλεσης του μοντέλου και παραγωγής πρωτογενών δεδομένων.
- Τη φάση μετεπεξεργασίας των προγνώσεων (αλλαγή προβολικού συστήματος στο οριζόντιο επίπεδο, παρεμβολή πεδίων σε προκαθορισμένα ισοβαρικά επίπεδα, εξαγωγή προγνωστικών χρονοσειρών, οπτικοποίηση).

Η φάση προεπεξεργασίας των δεδομένων παρουσιάζεται στο δομοδιάγραμμα του σχήματος 5.8 και αποτελείται από σύνολο αλγορίθμων σε fortran95, C, perl και shell script για τη μεταφορά των πεδίων ανάλυσης και πρόγνωσης από το NCEP, τον

έλεγχο της πληρότητάς τους, την αποκωδικοποίησή τους και την επαναπροβολή τους στα σημεία πλέγματος του πεδίου ολοκλήρωσης για την παραγωγή των αρχικών και οριακών συνθηκών του μοντέλου. Η προεπεξεργασία των δεδομένων διαρκεί περίπου 45 λεπτά, η παράλληλη εκτέλεση του μοντέλου σε 24 επεξεργαστές διαρκεί 3 ώρες ενώ η μετεπεξεργασία και οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων διαρκεί πάνω από 1 ώρα.



Σχήμα 5.8: Δομοδιάγραμμα της φάσης προεπεξεργασίας των δεδομένων.
 Πηγή: Κατσαφάδος και άλλοι «Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα» 2010

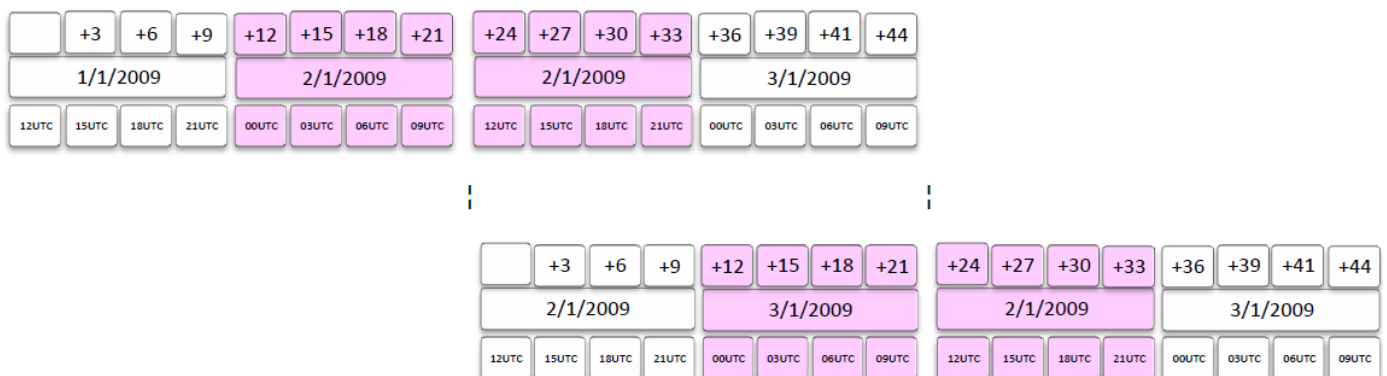
5.3 Μεθοδολογία

Από το σύνολο των δεδομένων που παρέχει το ατμοσφαιρικό μοντέλο WRF (και το εδαφικό υπο-μοντέλο NOAH το οποίο βρίσκεται σε πλήρη σύζευξη με το ατμοσφαιρικό) στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω πεδία:

- Θερμοκρασία επιφάνειας (°K)
- Θερμοκρασία των εδαφικών (υπεδαφικών) στρωμάτων 0-10cm, 10-40cm, 40-100cm και 100-200cm από την επιφάνεια της γης (°K)

- Ογκομετρική υγρασία των εδαφικών (υπεδαφικών) στρωμάτων 0-10cm, 10-40cm, 40-100cm και 100-200cm από την επιφάνεια της γης (m^3/m^3)
- Περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος 0-200cm από την επιφάνεια της γης. (Kg m^{-2})

Για τη συγκέντρωση δεδομένων ολόκληρων 24ωρων από το σύνολο των παραπάνω μεταβλητών που διατίθενται με προγνωστικό ορίζοντα 120 ωρών (5 ημερών) με χρονική διακριτοποίηση 3 ώρες λήφθηκε η προγνωστική περίοδος από 12 έως 33 ώρες (δηλαδή +12 έως +33) οι οποίες αντιστοιχούν στις 00 UTC έως 21 UTC της επόμενης ημέρας έτσι ώστε να είναι κοντά στην ανάλυση και να έχουν όσο το δυνατόν λιγότερα σφάλματα (Σχήμα 5.9). Για όσες ημέρες δεν υπήρχαν στοιχεία, έγινε σύνθεση από τις υπάρχουσες μέρες σε μεγαλύτερες προγνωστικές ώρες. Στη συνέχεια περιορίστηκαν τα δεδομένα σε αυτά που αντιστοιχούν στην περιοχή πάνω από τον ευρύτερο ελλαδικό χώρο.



Σχήμα 5.9: Σχηματική αναπαράσταση συγκέντρωσης δεδομένων ολόκληρου 24ωρου.

Στη συνέχεια με τη χρήση της NCL (NCAR Command Language) υπολογίστηκαν οι μέσες ετήσιες και μέσες μηνιαίες τιμές υπολογίστηκαν οι μέσες μηνιαίες και μέσες ετήσιες τιμές της εδαφικής υγρασίας καθώς και της θερμοκρασίας του εδάφους (και υπεδάφους) για τα έτη 2009 και 2010. Επίσης υπολογίστηκε η τυπική απόκλιση των παραπάνω μεταβλητών έτσι ώστε να εκτιμηθούν οι ακρότατες τιμές για διάφορες εποχές.

Η τυπική απόκλιση (standard deviation) αποτελεί ένα μέτρο διασποράς, άμεσα συνδεδεμένο με το μέτρο διασποράς (διακύμανση) αφού ορίζεται ως η θετική τετραγωνική της ρίζα. Συγκεκριμένα έχουμε:

Ορισμός: Έστω n δεδομένα $x_1, x_2, \dots, x_n$, τιμές μίας ποσοτικής μεταβλητής X και $\bar{X}$ ο αριθμητικός τους μέσος. Τότε η τυπική απόκλιση των τιμών αυτών συμβολίζεται με σ και ορίζεται από τη σχέση:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2}{n - 1}}$$

Η τυπική απόκλιση εκφράζεται στη μονάδα μέτρησης της μεταβλητής (π.χ. °K για θερμοκρασία εδάφους). Εκφράζει την κεντρική τάση κάποιων “ιδιόμορφων” ποσοτήτων (τιμών) οι οποίες εκφράζουν “κάπως ιδιόμορφα” την απόκλιση των δεδομένων από την νόρμα του αριθμητικού μέσου. Η τυπική απόκλιση δηλώνει τον μέσο όρο της διασποράς των δεδομένων.

Τέλος με τη χρήση της NCL (NCAR Command Language) καθώς και του ArcMap του προγράμματος ArcGIS δημιουργήθηκαν θεματικοί χάρτες με τις μέσες μηνιαίες και μέσες ετήσιες τιμές της εδαφικής υγρασίας καθώς και της θερμοκρασίας του εδάφους (και υπεδάφους) για τα έτη 2009 και 2010 καθώς και των άλλων μεταβλητών. Με τη συγκεκριμένη διαδικασία θα αναλυθεί η χωροχρονική μεταβλητότητα της μέσης εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους, καθώς και την περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία, σε συνδυασμό με τις ακρότατες τιμές εδαφικής υγρασίας και θερμοκρασίας εδάφους για διάφορες εποχές.

Από το σύνολο των θεματικών χαρτών που δημιουργήθηκαν στο επόμενο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι χάρτες οι οποίοι παρέχουν τις σημαντικότερες πληροφορίες για της χωροχρονική κατανομή τόσο της θερμοκρασίας όσο και της υγρασίας του εδάφους.

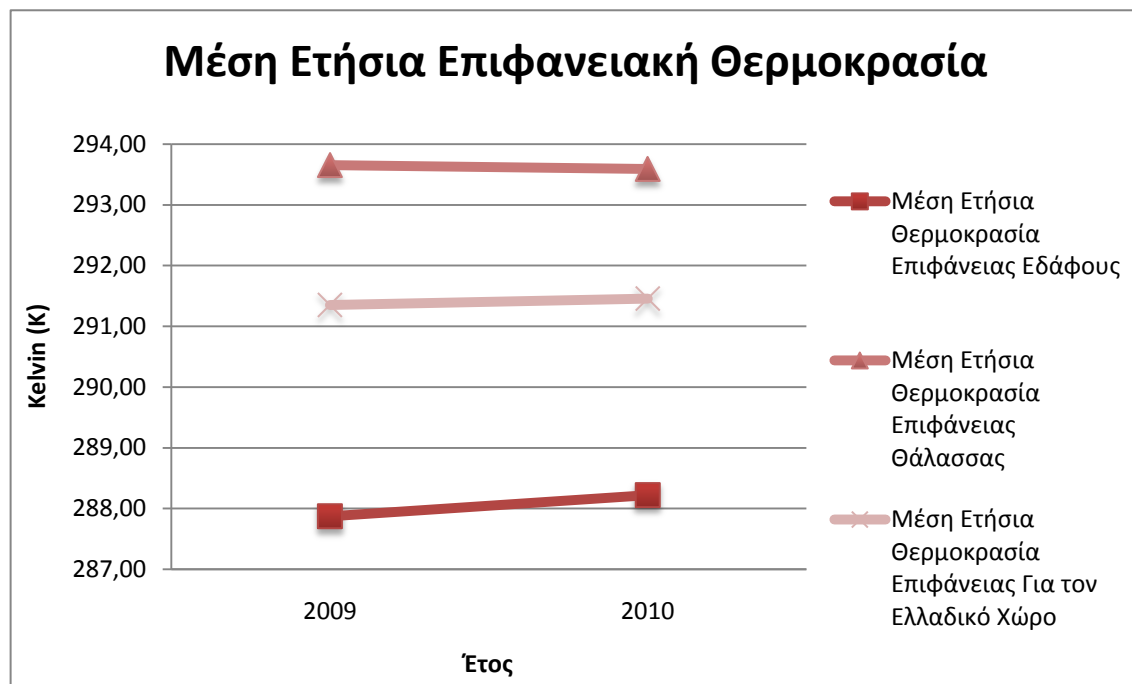
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο – ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

6.1 Θερμοκρασία Επιφάνειας Εδάφους

Στο υποκεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η ανάλυση και μελέτη της κατανομής της μέσης ετήσιας και μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για την ευρύτερη περιοχή του ελλαδικού χώρου. Στον Πίνακα 6.1 και το Γράφημα 6.1 όπου απεικονίζεται η μέση ετήσια θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους της θάλασσας καθώς και του συνόλου της επιφάνειας του ευρύτερου ελλαδικού χώρου, φαίνεται το 2010 να παρουσιάζεται μια αύξηση της τάξης των 0,35°K στη θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους σε σχέση με αυτή του 2009. Αντίθετα η μέση ετήσια θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας το 2009 παρουσιάζεται μεγαλύτερη κατά 0,06°K από αυτή του 2010. Τέλος το 2010 σημειώνεται αύξηση, τάξης των 0,11°K, της μέσης ετήσιας επιφανειακή θερμοκρασία στο σύνολο του ελλαδικού χώρου συγκριτικά με το προηγούμενο έτος. Ο αριθμός σημείων φανερώνει το πλήθος των σημείων πλέγματος του πεδίου ολοκλήρωσης τα οποία χαρακτηρίζονται ως ξηρά (1^η στήλη), ως θάλασσα (2^η στήλη) καθώς και το σύνολό τους.

Έτος	Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Επιφάνειας Εδάφους (°K)	Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Επιφάνειας Θάλασσας (°K)	Μέση Ετήσια Θερμοκρασία Επιφάνειας Για τον Ελλαδικό Χώρο (°K)
2009	287,87	293,65	291,35
2010	288,22	293,59	291,46
Αριθμός Σημείων	1432	2168	3600

Πίνακας 6.1: Μέση ετήσια θερμοκρασία επιφάνειας



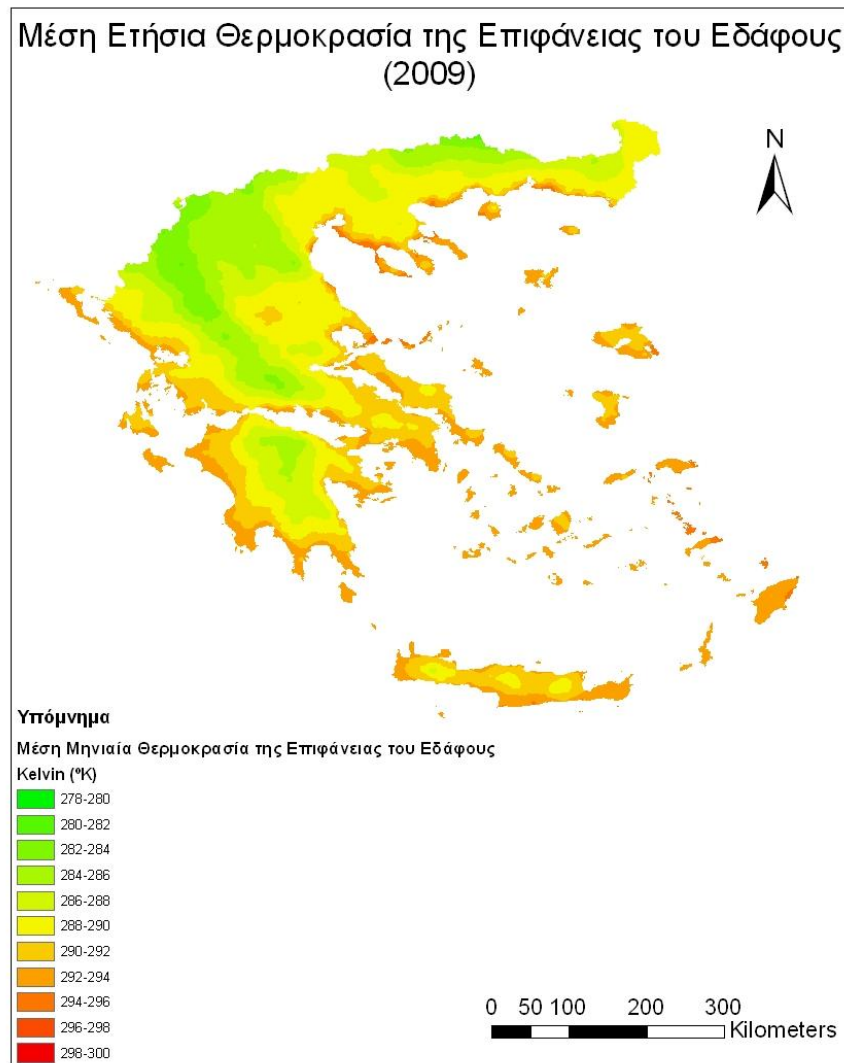
Γράφημα 6.1: Μέση ετήσια θερμοκρασία επιφάνειας

Όσον αφορά την χωρική κατανομή της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για τον ευρύτερο ελλαδικό χώρο, από τους χάρτες 6.1 και 6.2 παρατηρείται, όπως ήταν αναμενόμενο, και για τα δύο έτη, μία χωρική διαφοροποίηση ανάμεσα στο βόρειο και το νότιο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής, με το νότιο τμήμα να είναι το θερμότερο. Επίσης η (νότια κυρίως) νησιωτική χώρα παρουσιάζεται πιο θερμή από την ηπειρωτική. Στις παράκτιες, καθώς και στις πεδινές περιοχές απαντώνται πολύ υψηλές τιμές θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους. Οι χαμηλότερες θερμοκρασίες επιφάνειας εδάφους εμφανίζονται κατά μήκος της οροσειράς της Πίνδου.

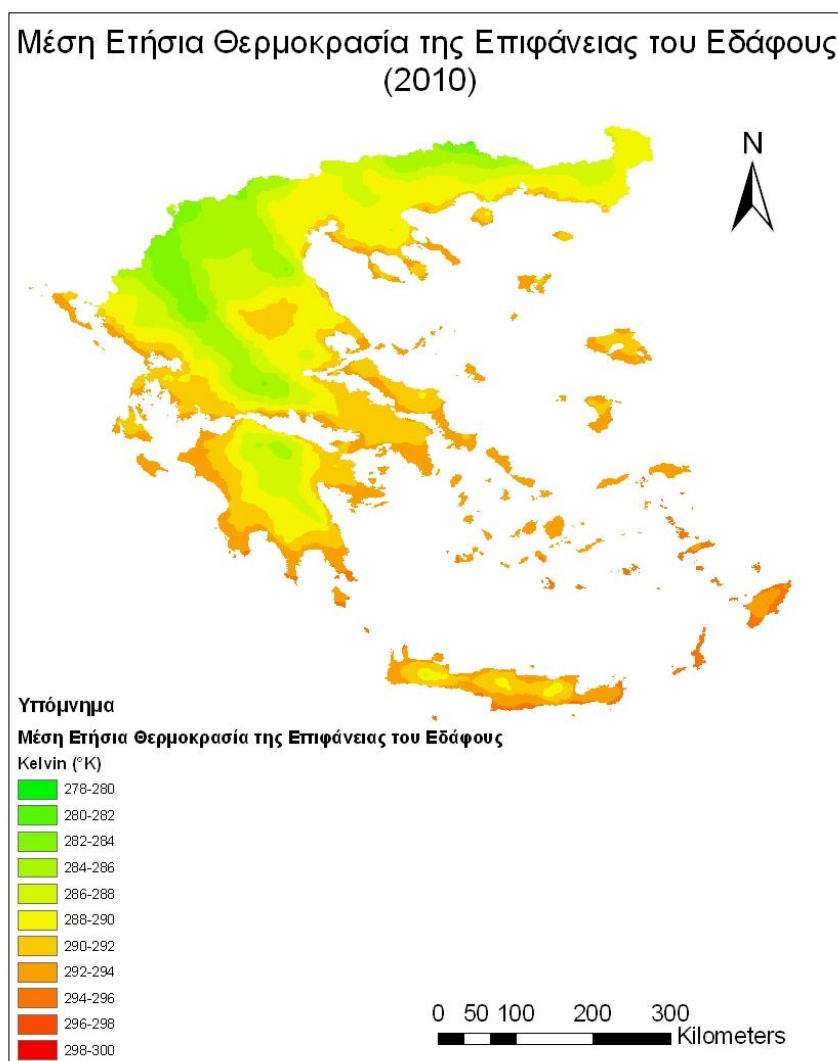
Για το 2009 οι περιοχές που εμφανίζουν τις υψηλότερες τιμές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους είναι οι παράκτιες περιοχές της Κρήτης και κυρίως το ανατολικό τμήμα του νησιού, τα νησιά του νοτιοανατολικού Αιγαίου καθώς και τα νότια μικρασιατικά παράλια. Όσον αφορά την ηπειρωτική χώρα, πολύ υψηλή θερμοκρασία επιφάνειας εδάφους εντοπίζεται στην περιοχή της Αττικής, στην πεδιάδα της Θεσσαλίας, καθώς και στην Ηλεία και την νοτιοανατολική Μεσσηνία. Αντίθετα, οι ψυχρότερες περιοχές είναι οι κορυφές της Πίνδου, καθώς και οι ορεινοί όγκοι της Αλβανίας.

Το 2010, παρατηρείται ότι οι περιοχές με τις μεγαλύτερες τιμές θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους αυξάνονται, συμβάλλοντας έτσι στην αύξηση της μέσης

ετήσιας θερμοκρασίας επιφάνειας του εδάφους από το 2009, όπως διαπιστώθηκε νωρίτερα. Αναφορικά με το 2009, μεγαλύτερο τμήμα της πεδιάδας της Θεσσαλίας εμφανίζει υψηλές τιμές θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους. Το ίδιο ισχύει και για την ανατολή και νότια Πελοπόννησο, την Αττική, τα νησιά του νοτιοανατολικού Αιγαίου, το νότιο τμήμα της Μικράς Ασίας και την Κρήτη.



Χάρτης 6.1: Μέση ετήσια θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους (°K), για το 2009



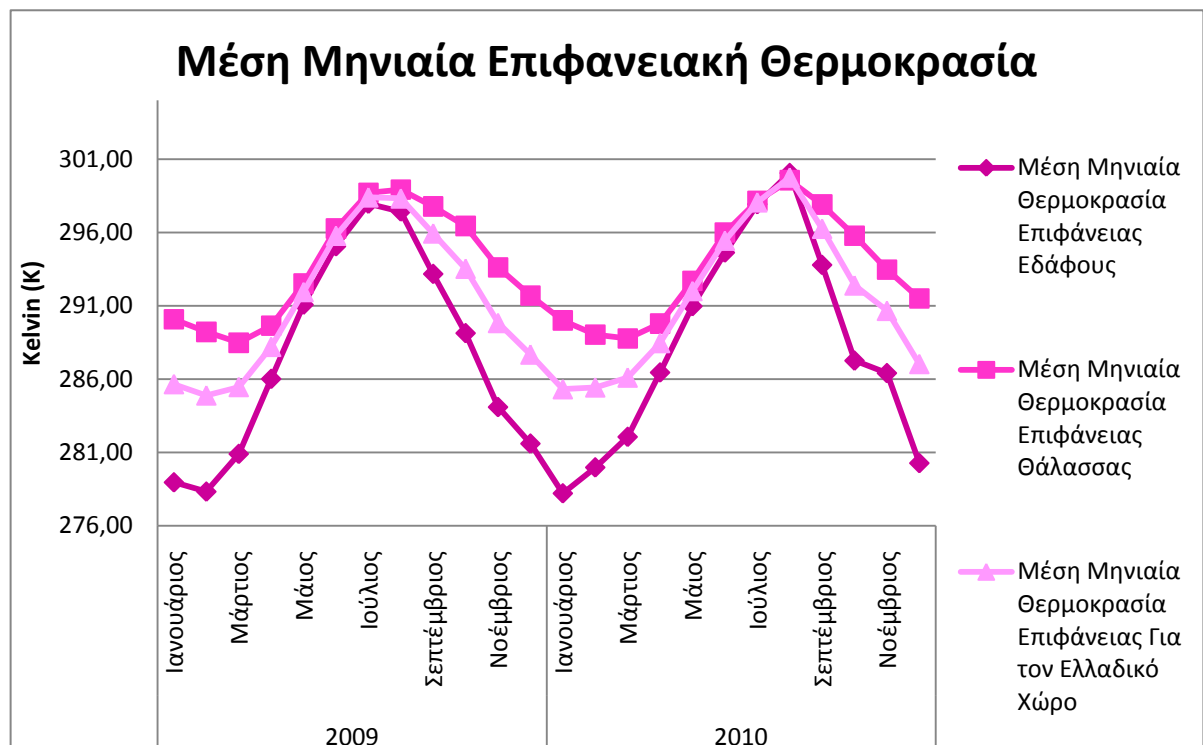
Χάρτης 6.2: Μέση ετήσια θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους °K, για το 2010

Η ετήσια πορεία της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους παρουσιάζεται στον Πίνακα 6.2 και στο Γράφημα 6.2. Γενικά, όπως είναι αναμενόμενο, διαπιστώνεται, ότι υπάρχει χρονική διαφοροποίηση στις μέσες μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους, ανάμεσα στην ψυχρή και τη θερμή περίοδο. Κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου παρατηρείται ότι για το 2009 ο ψυχρότερος μήνας για την επιφάνεια του εδάφους και της θάλασσας (και του συνόλου του ελλαδικού χώρου) ήταν ο Φεβρουάριος (278,34°K) (Χάρτης 6.3α) ενώ για το 2010 ήταν ο Ιανουάριος (278,22°K) (Χάρτης 6.3β). Παρατηρείται ότι η χωρική κατανομή της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους κατά τη διάρκεια των ψυχρότερων μηνών, είναι ίδια και για τα δύο έτη, με την βορειοδυτική Ελλάδα (και την Αλβανία) να εμφανίζει τις χαμηλότερες τιμές.

Ο θερμότερος μήνας όσον αφορά την θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους, του 2009, ο οποίος είναι ο Ιούλιος (297,95°K) (Χάρτης 6.4α) (ενώ για την επιφάνεια της θάλασσας και του συνόλου του ελλαδικού χώρου ήταν ο Αύγουστος), εμφανίζεται λιγότερο θερμός από τον Αύγουστο (300,04°K) (Χάρτης 6.4β) του 2010, ο οποίος είναι ο θερμότερος μήνας του έτους.

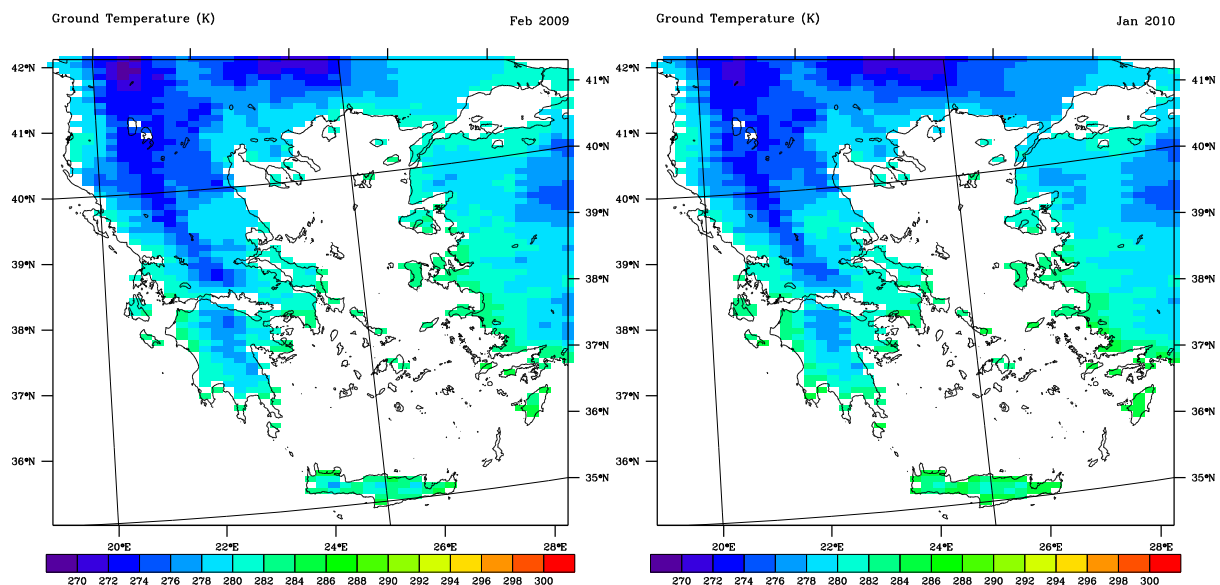
Έτος	Μήνας	Μέση Μηνιαία Θερμοκρασία Επιφάνειας Εδάφους (°K)	Μέση Μηνιαία Θερμοκρασία Επιφάνειας Θάλασσας (°K)	Μέση Μηνιαία Θερμοκρασία Επιφάνειας Για τον Ελλαδικό Χώρο (°K)
2009	Ιανουάριος	278,97	290,08	285,66
	Φεβρουάριος	278,34	289,22	284,89
	Μάρτιος	280,91	288,48	285,47
	Απρίλιος	286,02	289,65	288,21
	Μάιος	291,07	292,52	291,94
	Ιούνιος	295,05	296,26	295,78
	Ιούλιος	297,95	298,69	298,40
	Αύγουστος	297,42	298,92	298,32
	Σεπτέμβριος	293,17	297,77	295,94
	Οκτώβριος	289,13	296,44	293,53
	Νοέμβριος	284,10	293,62	289,83
	Δεκέμβριος	281,61	291,69	287,68
2010	Ιανουάριος	278,22	290,00	285,32
	Φεβρουάριος	279,99	289,04	285,44
	Μάρτιος	282,07	288,78	286,11
	Απρίλιος	286,45	289,79	288,46
	Μάιος	290,97	292,70	292,01
	Ιούνιος	294,62	295,99	295,45
	Ιούλιος	297,92	298,15	298,06
	Αύγουστος	300,04	299,56	299,75
	Σεπτέμβριος	293,78	297,90	296,26
	Οκτώβριος	287,26	295,78	292,39
	Νοέμβριος	286,41	293,47	290,66
	Δεκέμβριος	280,28	291,50	287,04
Αριθμός Σημείων		1432	2168	3600

Πίνακας 6.2: Μέσες μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας επιφάνειας

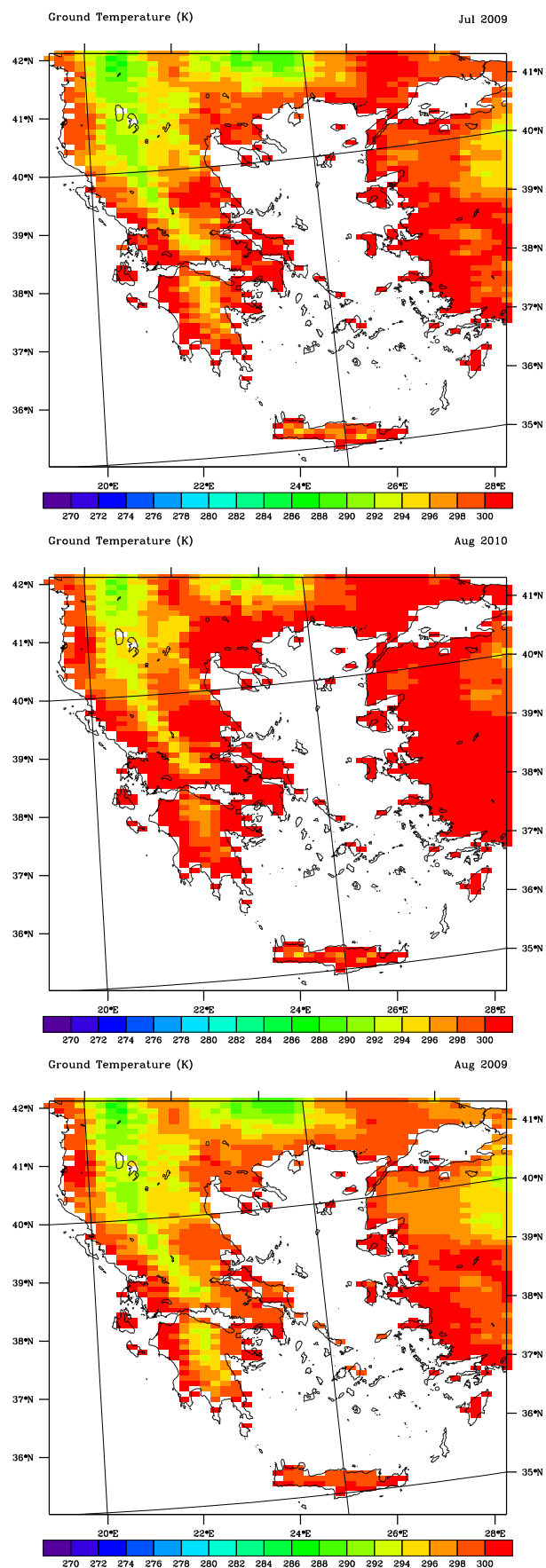


Γράφημα 6.2: Μέσες μηνιαίες τιμές θερμοκρασίας επιφάνειας

Σημαντική διαφορά στις τιμές της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους ανάμεσα στα δύο έτη εντοπίζεται τον Αύγουστο (Χάρτες 6.4β και 6.4γ) και τον Νοέμβριο (Χάρτης 6.5α και 6.5β). Και τους δύο αυτούς μήνες η μέση μηνιαία θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους το 2009 είναι μικρότερη κατά 2,62°K και 2,31°K αντίστοιχα σε σχέση με αυτή του 2010.

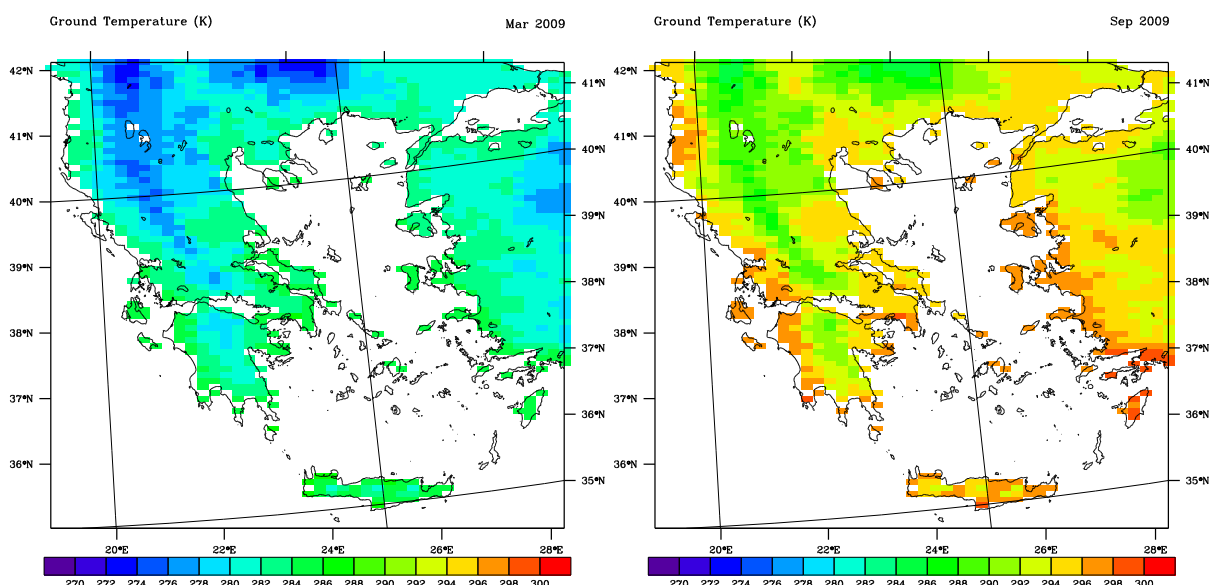


Χάρτης 6.3: Μέση μηνιαία θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους για α) τον Φεβρουάριο του 2009 και β) τον Ιανουάριο του 2010.



Χάρτης 6.4: Μέση μηνιαία θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους για α) τον Ιούλιο του 2009 β) τον Αύγουστο του 2009 και γ) τον Αύγουστο του 2010.

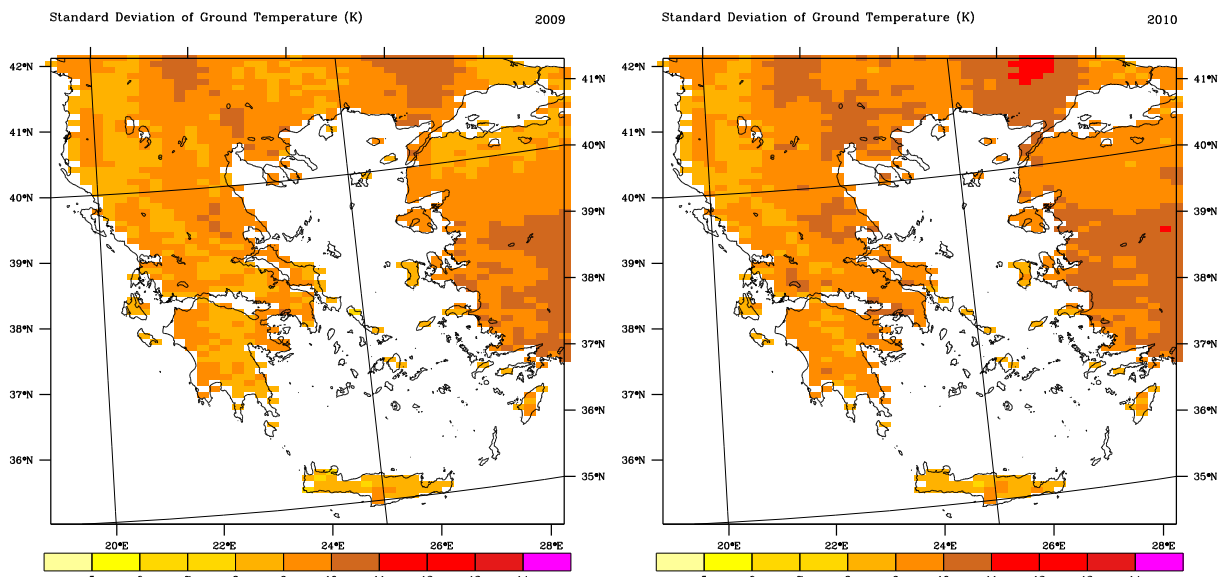
Τέλος αξίζει να σημειωθεί ότι κατά τη διάρκεια της άνοιξης (Χάρτης 6.5α) απαντώνται χαμηλότερες τιμές θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους, αναφορικά με το φθινόπωρο (Χάρτης 6.5β). Αυτό συμβαίνει γιατί την άνοιξη το έδαφος, μετά τους χειμερινούς μήνες, είναι ψυχρό και υγρό, αντίθετα από το φθινόπωρο κατά τη διάρκεια του οποίου το έδαφος είναι ξηρό και θερμό, καθώς έπεται του καλοκαιριού.



Χάρτης 6.5: Μέση μηνιαία θερμοκρασία επιφάνειας του εδάφους για α) τον Μάρτιο του 2009 και β) τον Σεπτέμβριο του 2009

6.1.1 Τυπική Απόκλιση Θερμοκρασίας Επιφάνειας Εδάφους

Στο συγκεκριμένο υποκεφάλαιο θα ερευνηθεί η διασπορά των τιμών της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους. Πιο συγκεκριμένα, με την τυπική απόκλιση υπολογίζονται ο μέσος όρος της διασποράς των δεδομένων σε °K από τις μέσες τιμές που παρουσιάστηκαν νωρίτερα. Στους Χάρτες 6.6α και 6.6β παρουσιάζεται η τυπική απόκλιση της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα.

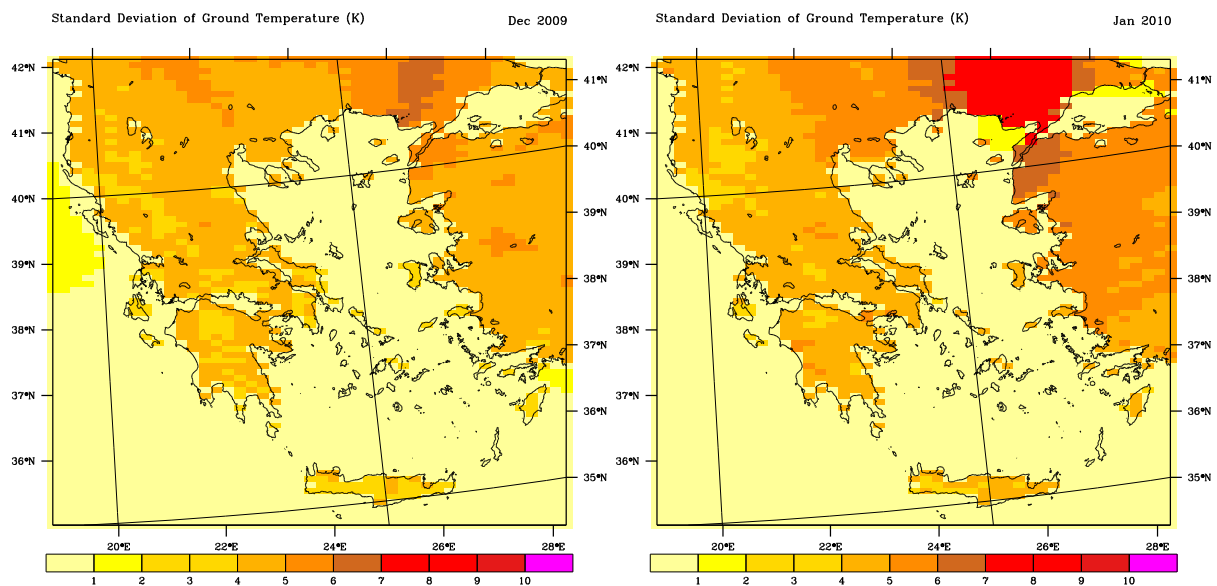


Χάρτης 6.6: Τυπική απόκλιση της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για α) το 2009 και β) το 2010

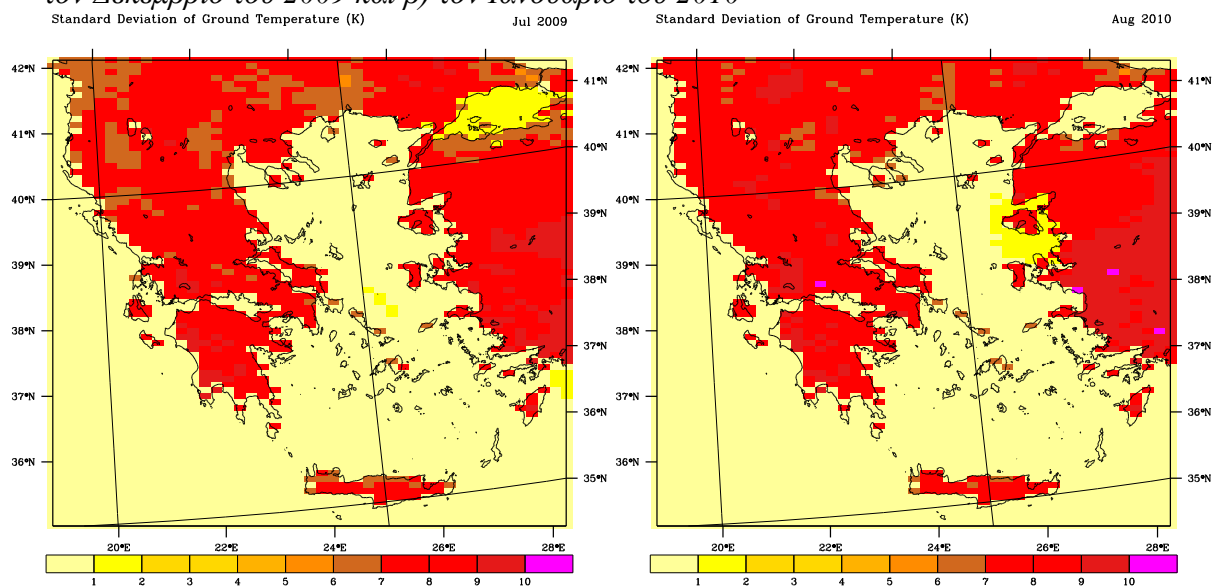
Διαπιστώνεται ότι το 2010 παρουσιάζει μεγαλύτερο ετήσιο θερμομετρικό εύρος από το 2009. Παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές της τυπικής απόκλισης και για τα δύο έτη παρουσιάζονται στις περιοχές με τις μεγαλύτερες μέσες ετήσιες τιμές θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους. Επίσης το 2010 σημειώνονται μεγάλες τιμές της τάξης των 11 °K τυπικής απόκλισης στη βόρειο Ελλάδα. Αυτό σημαίνει ότι στην βόρειο Ελλάδα αλλά και στις υπόλοιπες περιοχές με μεγάλες τιμές τυπικής απόκλισης οι παρατηρηθείσες τιμές θερμοκρασίας επιφάνειας εδάφους απέχουν κατά μέσο όρο 11°K από τη μέση ετήσια τιμή που αναφέρεται παραπάνω (υπάρχουν μεγαλύτερες ακραίες τιμές).

Όσον αφορά την τυπική απόκλιση των μηνιαίων τιμών θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους οι μήνες με τις μικρότερες τυπικές αποκλίσεις είναι ο Δεκέμβριος (Χάρτης 6.7α) και ο Ιανουάριος (Χάρτης 6.7β) για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα. Η ευρύτερη περιοχή του Εύρου και της Ευρωπαϊκής Τουρκίας, κατά τη διάρκεια των δύο αυτών μηνών, εμφανίζει μεγάλες τιμές τυπικής απόκλισης (έως και 9°K). Ο Ιανουάριος του 2010 είναι ο μήνας με τις χαμηλότερες τιμές μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους, ενώ και ο Δεκέμβριος του 2009 είναι ένας αρκετά κρύος μήνας, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Οι μεγαλύτερες τιμές τυπικής απόκλισης εντοπίζονται, όπως είναι αναμενόμενο, τους πιο θερμούς μήνες του έτους, οι οποίοι είναι ο Ιούλιος (Χάρτης 6.8α) και ο Αύγουστος (Χάρτης 6.8β) για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα. Αξίζει να αναφερθεί ότι μεγάλες τιμές τυπικής απόκλισης συναντώνται τον Μάιο (Χάρτης 6.9) και στα δύο έτη, παρουσιάζοντας μεγαλύτερο

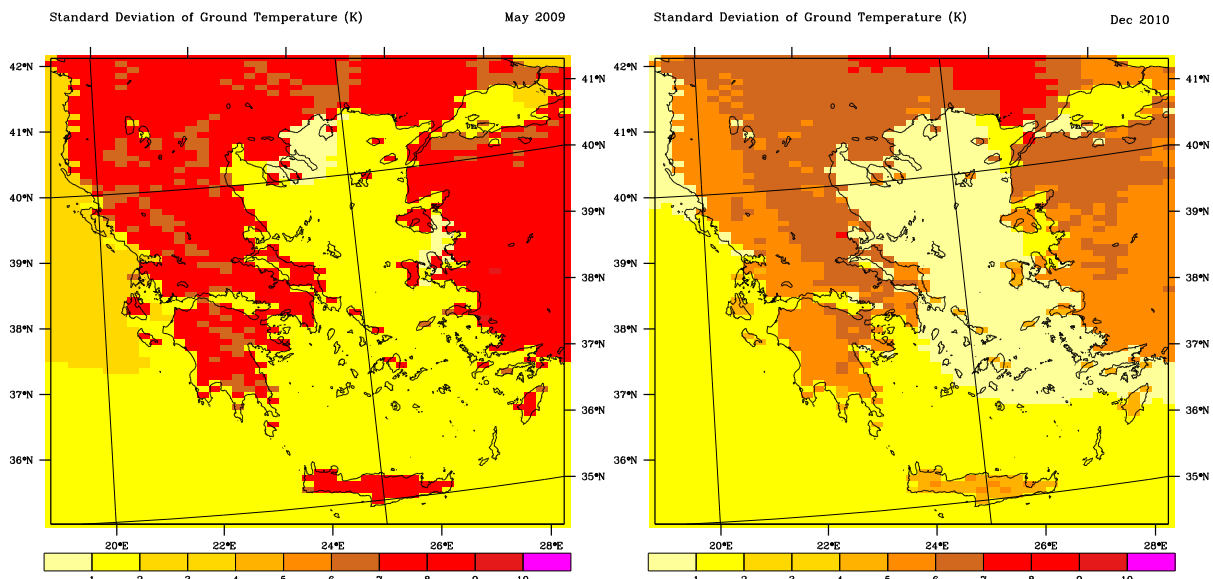
θερμομετρικό εύρος τιμών. Γενικά παρατηρείται ότι στην Ανατολική Ελλάδα απαντώνται μεγαλύτερες τιμές τυπικής απόκλισης απ' ότι στην Δυτική στους περισσότερους μήνες (Χάρτης 6.10). Επειδή η δυτική Ελλάδα εμφανίζει μεγαλύτερα ποσά υγρασίας σε σχέση με την ανατολική συνεπώς τα σχετικά υγρότερα εδάφη εμφανίζουν μικρότερη τυπική απόκλιση (μηνιαίο ή ετήσιο θερμομετρικό εύρος) σε σχέση με τα ξηρότερα, λόγω των ιδιοτήτων του νερού.



Χάρτης 6.7: Τυπική απόκλιση της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για α) τον Δεκέμβριο του 2009 και β) τον Ιανουάριο του 2010



Χάρτης 6.8: Τυπική απόκλιση της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για α) τον Ιούλιο του 2009 και β) τον Αύγουστο του 2010



Χάρτης 6.9 και 6.10: Τυπική απόκλιση της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους για τον Μάιο του 2009 και τον Δεκέμβριο του 2010

Συμπερασματικά παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερη διασπορά των τιμών της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους παρουσιάζεται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες όπου εντοπίζονται και τα μέγιστα της θερμοκρασίας. Ενώ αντίθετα κατά τους χειμερινούς μήνες οι τιμές της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους παρουσιάζει μικρότερη διασπορά και συνεπώς λιγότερες ακραίες τιμές.

6.2 Θερμοκρασία Εδάφους

Σε αυτό το υποκεφάλαιο μελετάται η θερμοκρασία του εδάφους στον ελλαδικό χώρο σε τέσσερα υπεδάφια στρώματα. Το πρώτο στρώμα είναι 0 έως 10cm από την επιφάνεια του εδάφους, το δεύτερο από 10 έως 40cm, το τρίτο από 40 έως 100cm και το τέταρτο από 100-200cm από την επιφάνεια του εδάφους.

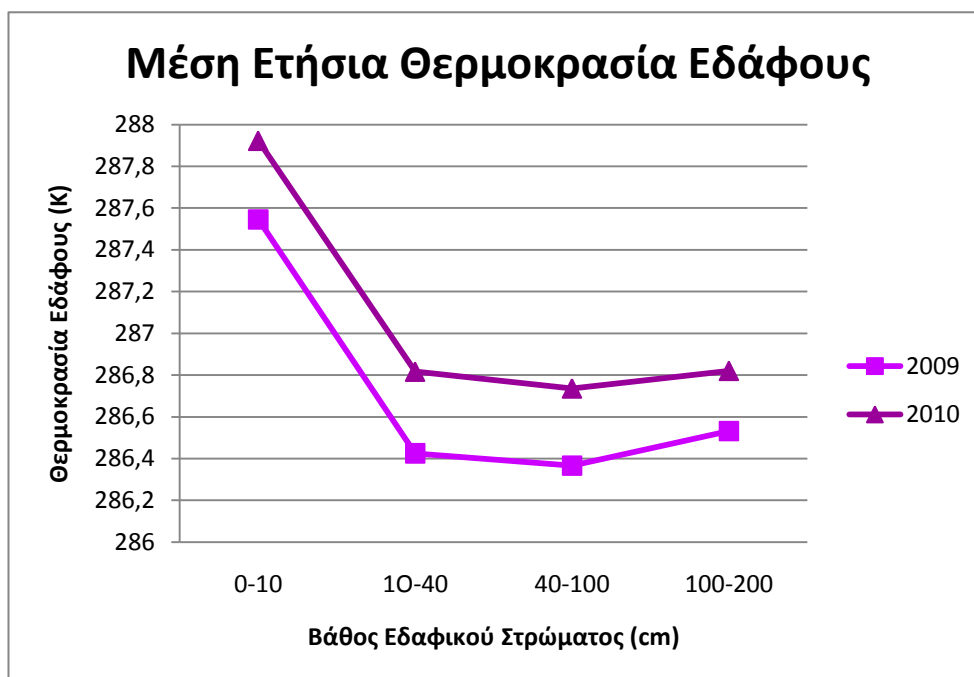
Από τον Πίνακα 6.3 και το Γράφημα 6.3 διακρίνουμε ότι όπως και στη μέση ετήσια θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους έτσι και στην μέση ετήσια θερμοκρασία των εδαφικών στρωμάτων, σε όλα τα βάθη, το 2009 παρατηρούνται χαμηλότερες τιμές από το 2010. Οι μεγαλύτερες διαφορές της τάξης των $0,38^{\circ}\text{K}$ και $0,39^{\circ}\text{K}$ στη θερμοκρασία του εδάφους ανάμεσα στα δύο έτη εντοπίζονται στο πρώτο (0-10cm) και στο δεύτερο (10-40cm) στρώμα αντίστοιχα. Ενώ παρατηρείται ότι στα άλλα δύο στρώματα που βρίσκονται σε μεγαλύτερο βάθος η διαφορές ανάμεσα στις τιμές της θερμοκρασίας εδάφους των δύο ετών μειώνονται, ενώ στο τελευταίο στρώμα

εντοπίζονται οι μικρότερες διάφορες θερμοκρασίας εδάφους ανάμεσα στα δύο έτη (0,29°K).

Είναι εμφανές ότι μέχρι το βάθος των 100cm από την επιφάνεια του εδάφους, και στα δύο εξεταζόμενα έτη, η θερμοκρασία μειώνεται σημαντικά. Διακρίνεται επίσης ότι ο μεγαλύτερος ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας με το βάθος εμφανίζεται από το πρώτο επίπεδο (0-10cm) έως το δεύτερο επίπεδο (10-40cm), ενώ από το δεύτερο στο τρίτο επίπεδο (40-100cm) ο ρυθμός μείωσης είναι πολύ μικρός. Τα αποτελέσματα αυτά υποδηλώνουν την ύπαρξη μιας καθυστέρησης στην μεταφορά της θερμότητας μέσα στο έδαφος. Αξίζει να σημειωθεί ότι από το τρίτο έως το τέταρτο επίπεδο το οποίο βρίσκεται σε βάθος από 100 έως 200cm από την επιφάνεια του εδάφους, η θερμοκρασία παρουσιάζει άνοδο και τα δύο χρόνια, με το 2009 να σημειώνει μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας στο τελευταίο εξεταζόμενο στρώμα.

Έτος	Βάθος(cm)	Θερμοκρασία Εδάφους(K)
2009	0-10	287,5455
	10-40	286,4251
	40-100	286,3659
	100-200	286,5318
2010	0-10	287,9226
	10-40	286,8166
	40-100	286,7362
	100-200	286,8206
Αριθμός σημείων		1432

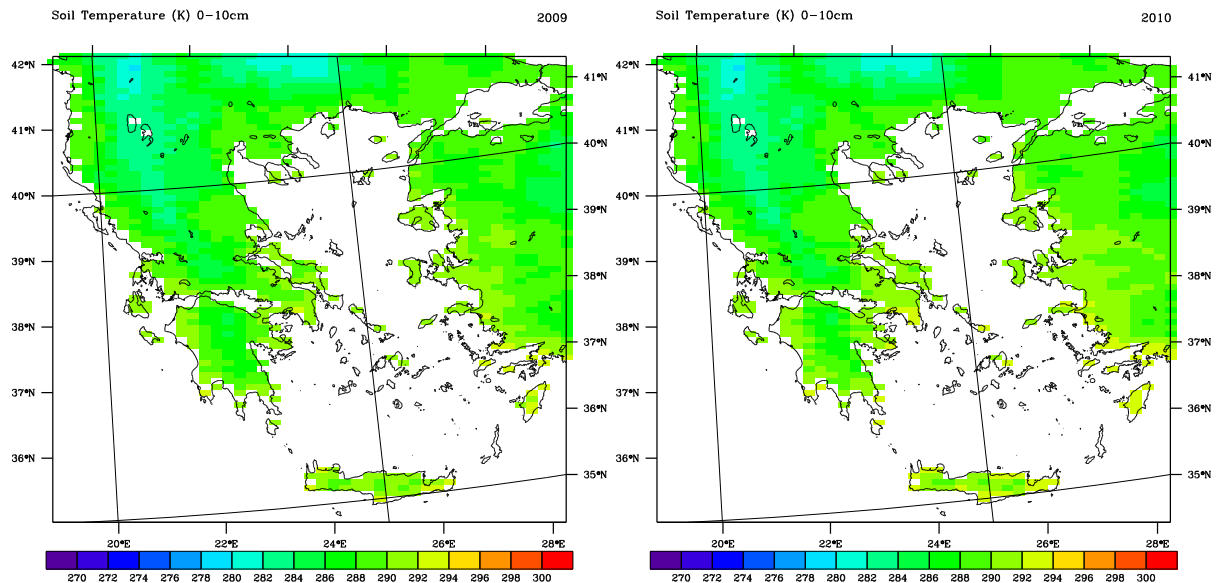
Πίνακας 6.3: Μέση ετήσια θερμοκρασία τριών εδαφικών στρωμάτων διαφορετικού βάθους για το 2009 και το 2010.



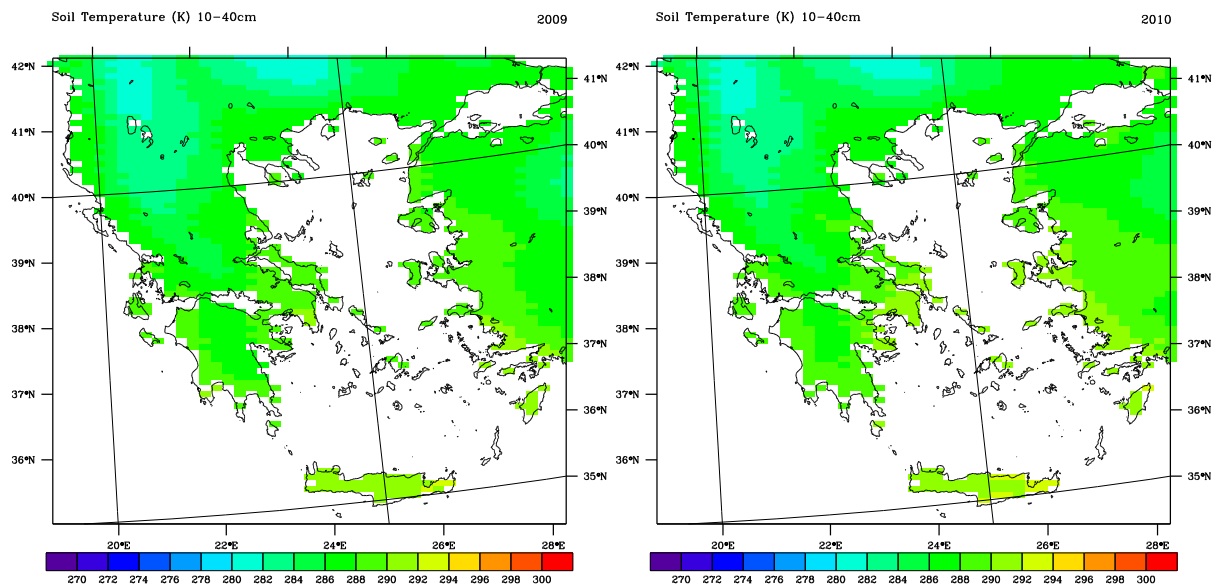
Γράφημα 6.3: Μέση ετήσια θερμοκρασία τριών εδαφικών στρωμάτων διαφορετικού βάθους για το 2009 και το 2010.

Στους Χάρτες 6.11α και 6.11β παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους από 0 έως 10cm για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα. Παρατηρείται ότι στις παράκτιες περιοχές της νότιας κυρίως Ελλάδας εντοπίζονται οι υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας εδάφους, ενώ οι ορεινές ηπειρωτικές περιοχές (Πίνδος) παρουσιάζονται ως πιο ψύχρες. Στο εδαφικό στρώμα βάθους 10 έως 40cm (Χάρτες 6.12α και 6.12β) η χωρική κατανομή της θερμοκρασίας του εδάφους παρουσιάζει αλλαγές αναφορικά με το προηγούμενο στρώμα. Ενώ στο πρώτο στρώμα οι μεγαλύτερες τιμές απαντώνται στη νότια νησιωτική χώρα, στη νότια Πελοπόννησο και την Αττική, και οι μικρότερες τιμές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας εδάφους εντοπίζονται στην οροσειρά της Πίνδου καθώς και στους ορεινούς όγκους της Αλβανίας, οι υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας του δεύτερου εδαφικού στρώματος, παρατηρούνται στην ανατολική Κρήτη και τα νησιά του νοτιοανατολικού Αιγαίου καθώς και τα απέναντι παράλια της Μ. Ασίας. Όσο αυξάνεται το βάθος, και φτάνοντας στο εδαφικό στρώμα βάθους 40 έως 100cm (Χάρτες 6.13α και 6.13β) δεν παρατηρείται μεγάλη διαφορά στη χωρική κατανομή της θερμοκρασίας του εδάφους συγκριτικά με το προηγούμενο στρώμα. Στο τελευταίο εξεταζόμενο εδαφικό στρώμα βάθους 100 έως 200cm η κατανομή της

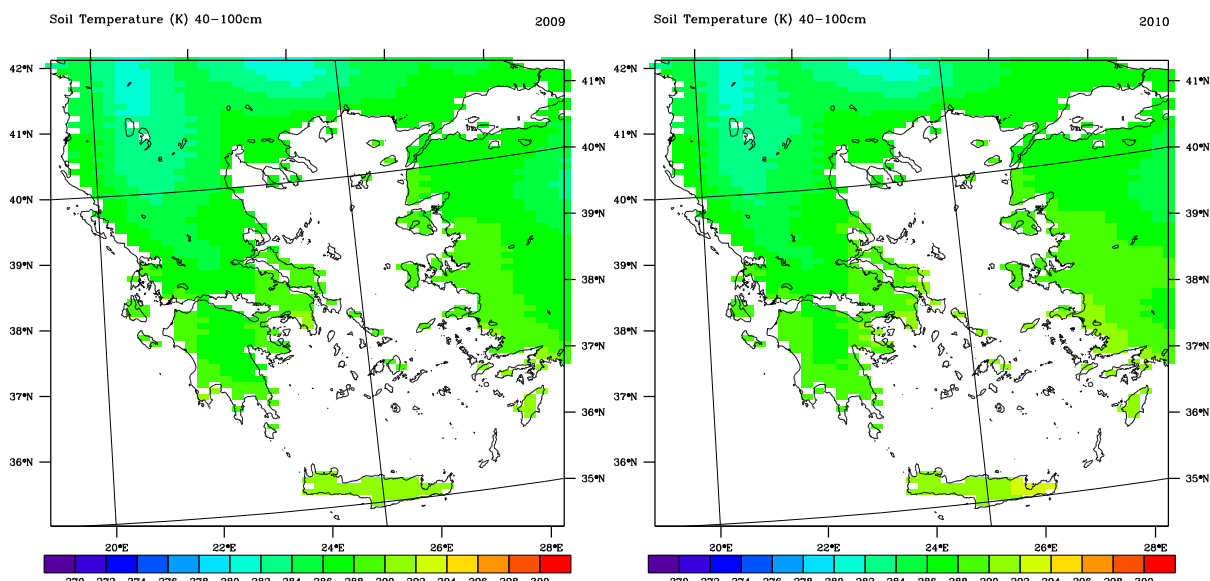
μέσης ετήσια θερμοκρασίας στην Ελλάδα δεν παρουσιάζει διαφορές σε σχέση με το προηγούμενο στρώμα.



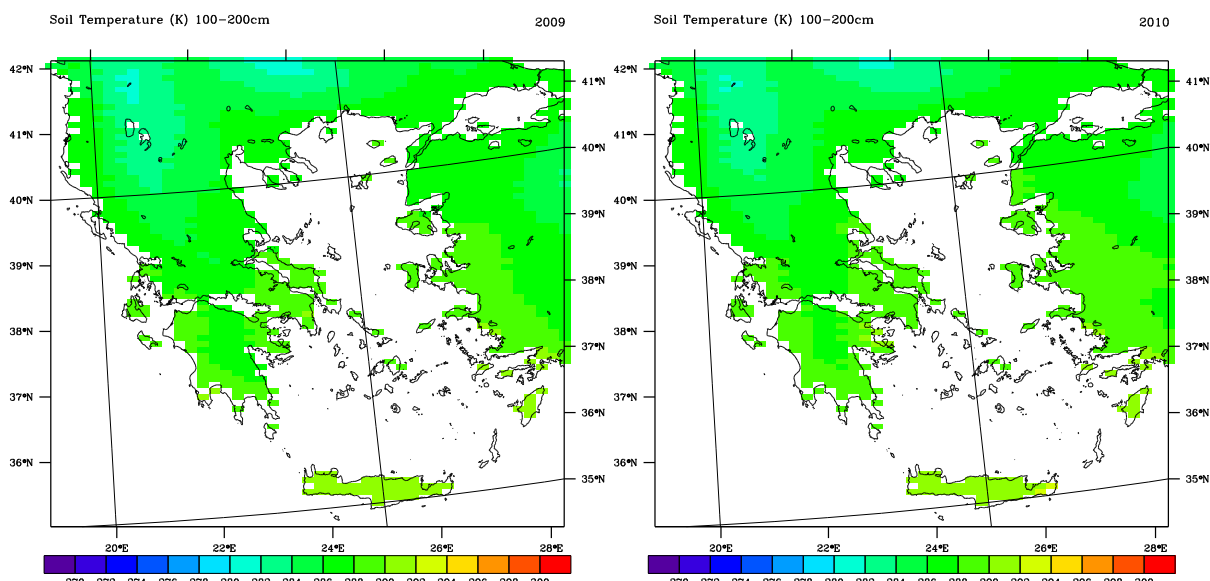
Χάρτης 6.11: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 0-10cm από την επιφάνεια της γης για α) το 2009 και β) το 2010



Χάρτης 6.12: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 10-40cm από την επιφάνεια της γης για α) το 2009 και β) το 2010



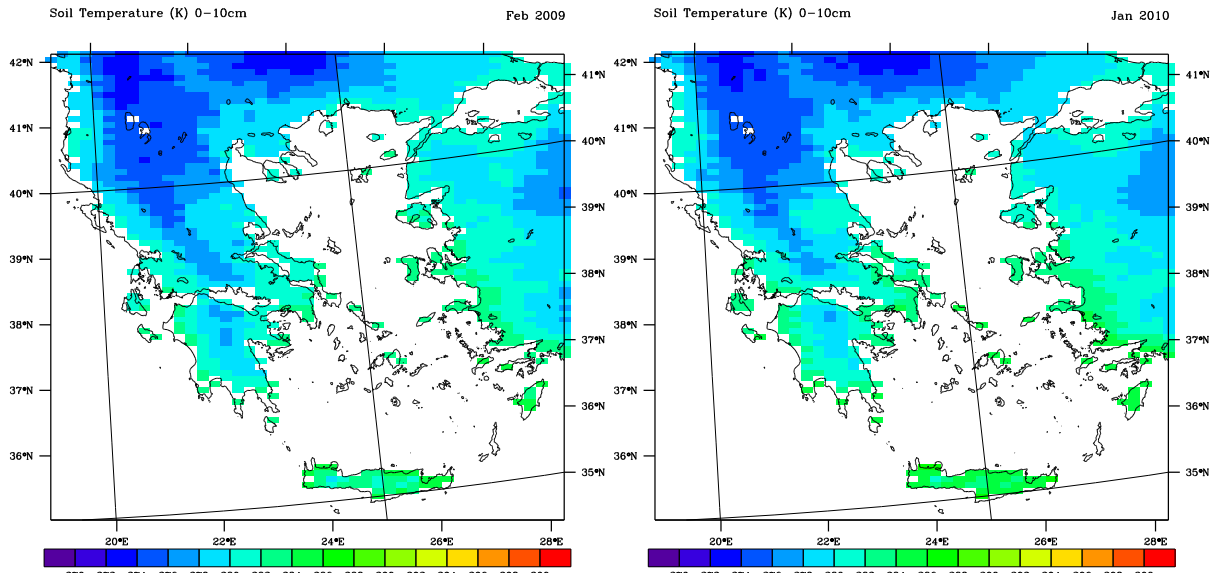
Χάρτης 6.13: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 40-100cm από την επιφάνεια της γης για α) το 2009 και β) το 2010



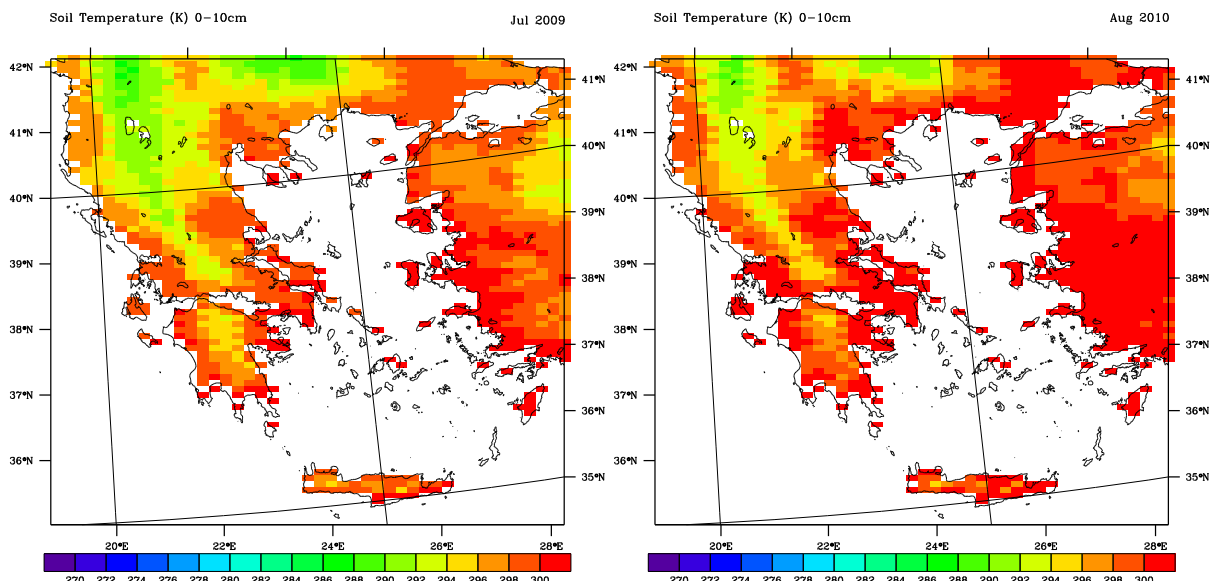
Χάρτης 6.14: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 100-200cm από την επιφάνεια της γης για α) το 2009 και β) το 2010

Όσον αφορά τη μέση μηνιαία θερμοκρασία εδάφους παρατηρείται ότι για το εδαφικό στρώμα βάθους 0-10cm ο Φεβρουάριος (Χάρτης 6.15α) είναι ο πιο ψυχρός μήνας για το 2009 και ο Ιανουάριος (Χάρτης 6.15β) για το 2010, ενώ οι πιο θερμοί μήνες είναι ο Ιούλιος (Χάρτης 6.16α) και ο Αύγουστος (Χάρτης 6.16β) αντίστοιχα για τα δύο εξεταζόμενα έτη. Εντοπίζεται επίσης ότι όπως και στην θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας έτσι και στη εδαφική θερμοκρασία, την θερμή περίοδο απαντώνται οι υψηλότερες θερμοκρασίες εδάφους και αντίστοιχα, την ψυχρή περίοδο

εμφανίζονται οι χαμηλότερες τιμές θερμοκρασίας εδάφους. Και στην μηνιαία θερμοκρασία εδάφους παρουσιάζεται χωρική διακριτοποίηση ανάμεσα σε βορρά και νότο, ορεινές και πεδινές περιοχές, ηπειρωτική και νησιωτική Ελλάδα.



Χάρτης 6.15: Μέση μηνιαία θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 0-10cm για α) τον Φεβρουάριο του 2009 και β) τον Ιανουάριο του 2010

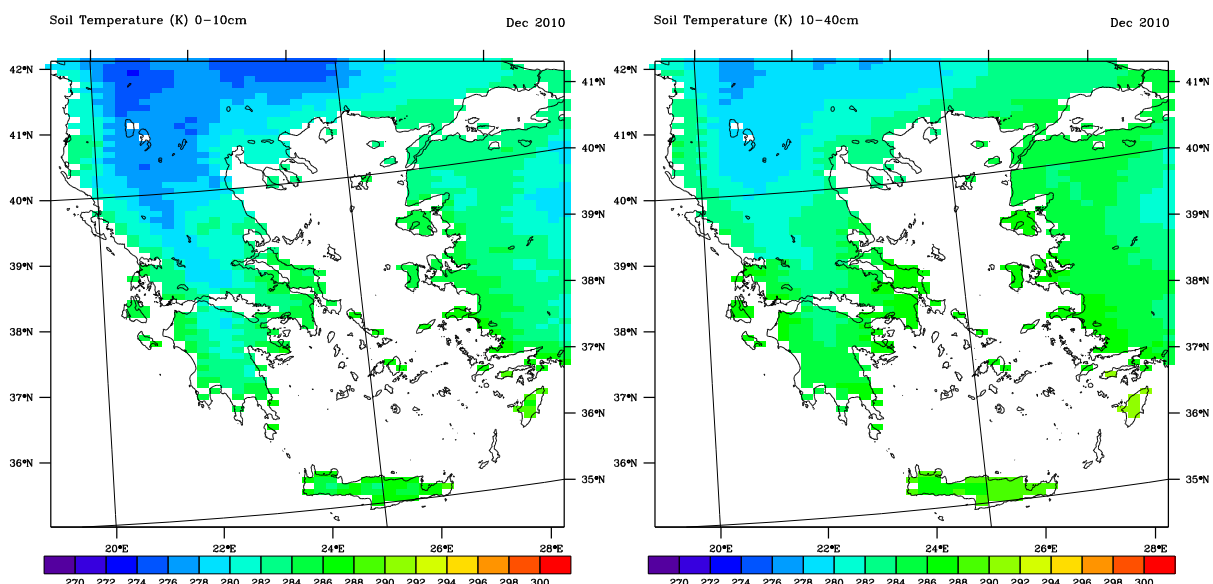


Χάρτης 6.16: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 0-10cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Ιούλιο του 2009 και β) τον Αύγουστο του 2010

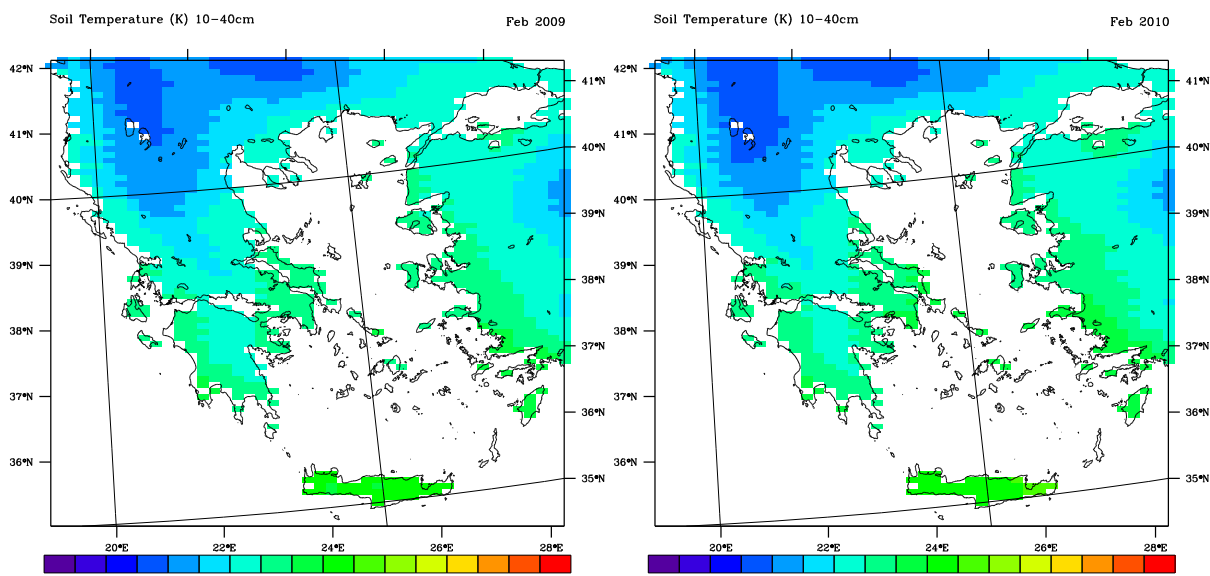
Στο δεύτερο εδαφικό στρώμα βάθους 10 έως 40cm και το 2009 και το 2010 παρατηρείται ότι κατά τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο (Χάρτης 6.17α και 6.17β), δηλαδή κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, η θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος παρουσιάζει αύξηση σε σχέση με το προηγούμενο στρώμα

ενώ τους υπόλοιπους μήνες η θερμοκρασία μειώνεται σημαντικά. Η μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους εμφανίζεται στην βόρεια και βορειοδυτική Ελλάδα. Αξίζει να αναφερθεί ότι και για τα δύο έτη ο ψυχρότερος μήνας είναι ο Φεβρουάριος (Χάρτης 6.18α και 6.18β) ενώ ο θερμότερος ο Αύγουστος (Χάρτης 6.19α και 6.19β). Είναι εμφανές ότι η χωρική κατανομή της θερμοκρασίας του δεύτερου εδαφικού στρώματος ανάμεσα στα δύο έτη είναι διαφορετική, καθώς το βόρειο τμήμα της περιοχής που εξετάζεται παρουσιάζεται πιο ψυχρό τον Φεβρουάριο του 2010 ενώ το η νότια Ελλάδα εμφανίζεται πιο θερμή αναφορικά με τον Φεβρουάριο του προηγούμενου έτους. Όσον αφορά των Αύγουστο του 2010 παρατηρείται ότι είναι πιο θερμός από τον Αύγουστο του 2009, κυρίως στις νοτιοανατολικές περιοχές της χώρας. Ενώ στο βόρειο και δυτικό τμήμα του ευρύτερου ελλαδικού χώρα οι διαφορές της θερμοκρασίας του εδάφους ανάμεσα στα δύο έτη είναι πιο μικρές.

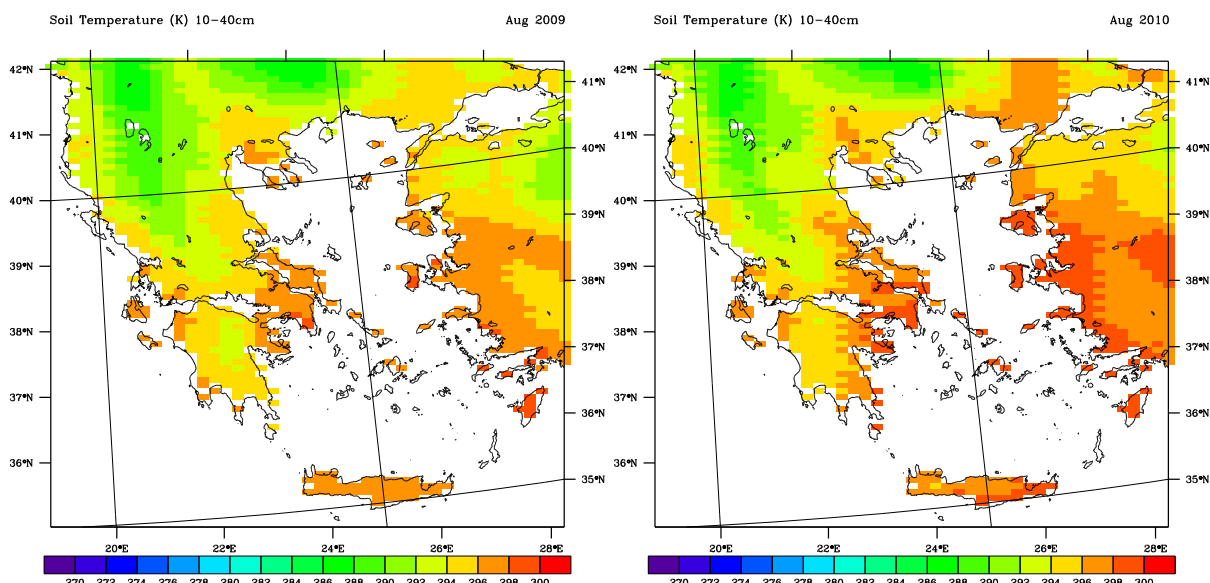
Και σε αυτό το εδαφικό στρώμα η μέση μηνιαία θερμοκρασία του εδάφους ακολουθεί την ίδια χωρική κατανομή με αυτή του προηγούμενου στρώματος, με την μόνη διαφορά, ότι σε αυτό το στρώμα υπάρχει μεγαλύτερη διαφορά στις τιμές της θερμοκρασίας ανάμεσα στο νότιο και το βόρειο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής.



Χάρτης 6.17: Μέση ετήσια θερμοκρασία στα εδαφικά στρώματα βάθους α) 0-10cm και β) 10-40cm από την επιφάνεια της γης, για τον Δεκέμβριο του 2010



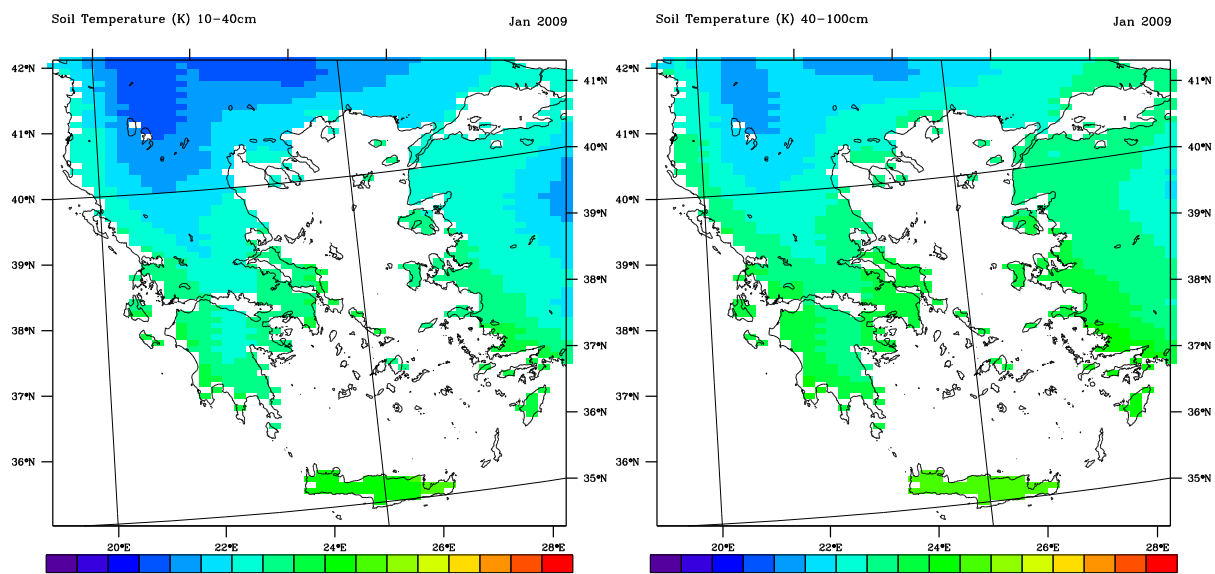
Χάρτης 6.18: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 10-40cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Φεβρουάριο του 2009 και β) τον Φεβρουάριο του 2010



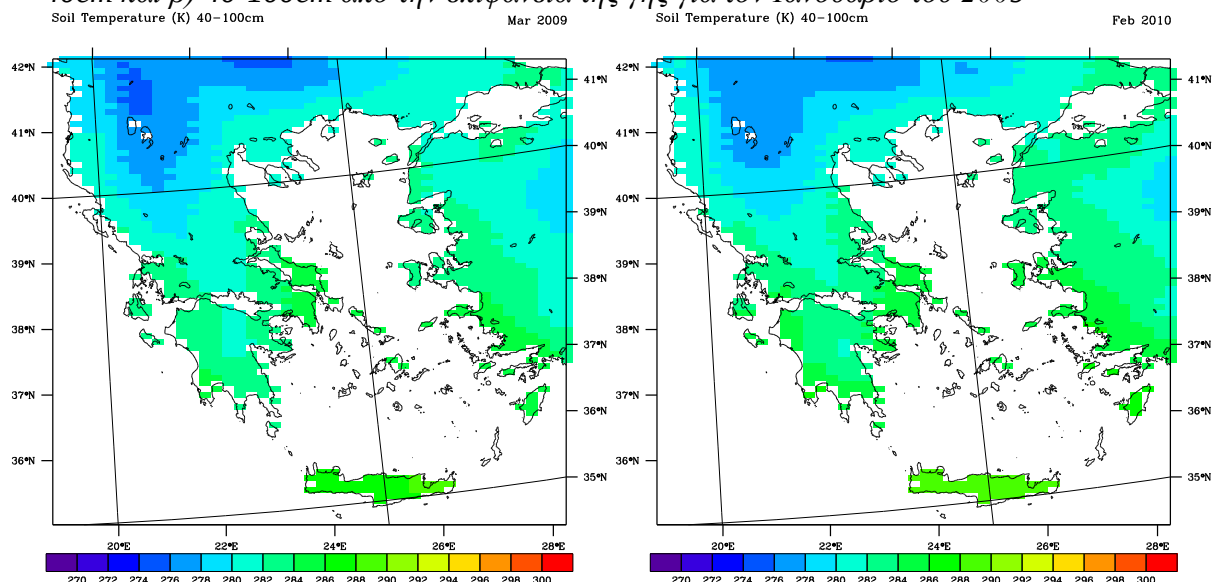
Χάρτης 6.19: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 10-40cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Αύγουστο του 2009 και β) τον Αύγουστο του 2010

Στο εδαφικό στρώμα βάθους 40 έως 100cm παρατηρείται περαιτέρω αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους κατά τους ψυχρούς μήνες Ιανουάριο (Χάρτης 6.20α και 6.20β), Φεβρουάριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο. Αντίθετα τους υπόλοιπους μήνες η θερμοκρασία μειώνεται σε σχέση με το προηγούμενο εδαφικό στρώμα. Για το 2009 ο Μάρτιος (Χάρτης 6.21α) παρουσιάζει τις χαμηλότερες τιμές θερμοκρασίας εδάφους ενώ για το 2010 ο μήνας με τις χαμηλότερες τιμές μέσης θερμοκρασίας εδάφους είναι ο Φεβρουάριος (Χάρτης 6.21β). Παρατηρείται ότι ο Μάρτιος του 2009 η θερμοκρασία

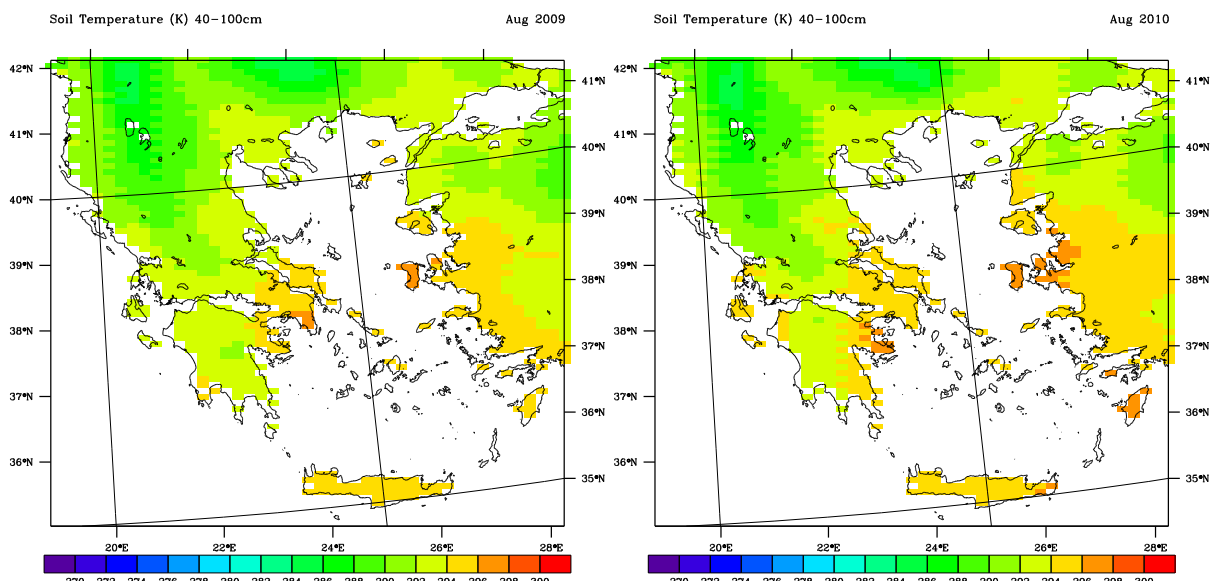
του τρίτου εδαφικού στρώματος είναι χαμηλότερη από αυτή του Φεβρουαρίου του 2010, σε όλη την περιοχή που μελετάται. Ο θερμότερος μήνας του τρίτου εδαφικού επιπέδου και για τα δύο έτη είναι ο Αύγουστος (Χάρτης 6.22α και 6.22β). Και εδώ είναι εμφανές ότι το τρίτο εδαφικό στρώμα βάθους 40-100cm είναι θερμότερο τον Αύγουστο του 2010 σε όλη την χώρα, εκτός από την περιοχή της Αργολίδας και της νότιας Μεσσηνίας, όπου τον Αύγουστο του 2009 απαντώνται υψηλότερες τιμές θερμοκρασίας εδάφους από τον Αύγουστο του επόμενου έτους.



Χάρτης 6.20: Μέση ετήσια θερμοκρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 10-40cm και β) 40-100cm από την επιφάνεια της γης για τον Ιανουάριο του 2009



Χάρτης 6.21: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 40-100cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Μάρτιο του 2009 και β) τον Φεβρουάριο του 2010

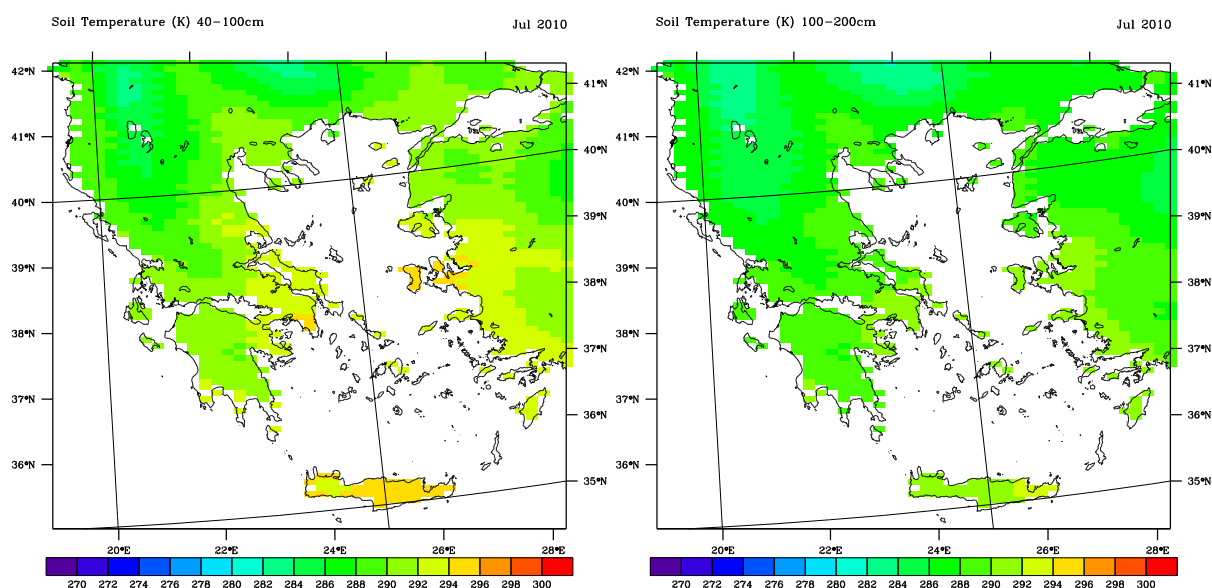


Χάρτης 6.22: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 40-100cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Αύγουστο του 2009 και β) τον Αύγουστο του 2010

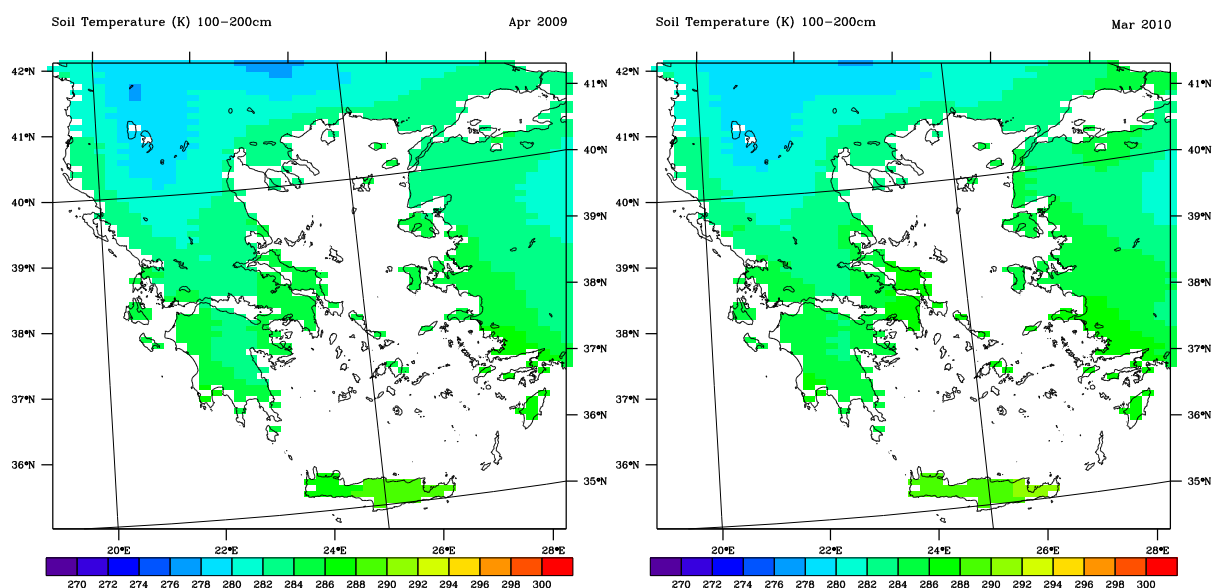
Στο τελευταίο εδαφικό στρώμα βάθους 100 έως 200cm παρατηρείται μείωση της θερμοκρασίας του εδάφους κατά τους θερμούς μήνες Μάιο, Ιούνιο, Ιούλιο (Χάρτης 6.23α και 6.23β), Αύγουστο και Σεπτέμβριο και τα δύο έτη, ενώ για όλοι οι άλλοι μήνες εμφανίζουν αύξηση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας του εδάφους. Η μέση μηνιαία θερμοκρασία του τελευταίου εδαφικού στρώματος για τον Ιούλιο του 2010 είναι χαμηλότερη από την αντίστοιχη θερμοκρασία του προηγούμενου εδαφικού στρώματος κυρίως στην νότια νησιωτική χώρα και την νοτιοανατολική ηπειρωτική χώρα (την ίδια συμπεριφορά στην θερμοκρασία του εδάφους παρουσιάζουν και οι υπόλοιποι θερμοί μήνες που όπως αναφέρθηκε παραπάνω παρουσιάζουν μείωση της θερμοκρασίας του εδάφους σε αυτό το βάθος).

Για το 2009 ο ψυχρότερος μήνας είναι ο Απρίλιος (Χάρτης 6.24α), και για το 2010 ο Μάρτιος (Χάρτης 6.24β). Ο Απρίλιος του 2009 εμφανίζεται πιο ψυχρός από τον Μάρτιο του 2010 τόσο στην ηπειρωτική όσο και στην νησιωτική χώρα. Ο μήνας με της υψηλότερες τιμές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας εδάφους και για τα δύο έτη είναι ο Σεπτέμβριος (Χάρτης 6.25α και 6.25β), λόγω της καθυστέρησης της διάδοσης της θερμότητας από την επιφάνεια του εδάφους έως το βάθος των 2m. Τον Σεπτέμβριο του 2010 η μέση μηνιαία θερμοκρασία του τελευταίου εξεταζόμενου εδαφικού στρώματος, παρουσιάζει αύξηση αναφορικά με τις τιμές της θερμοκρασίας του συγκεκριμένου εδαφικού στρώματος τον Σεπτέμβριο του προηγούμενου έτους, σε όλη την Ελλάδα, εκτός από την περιοχή της πεδιάδας της Θεσσαλονίκης, όπου το 2009

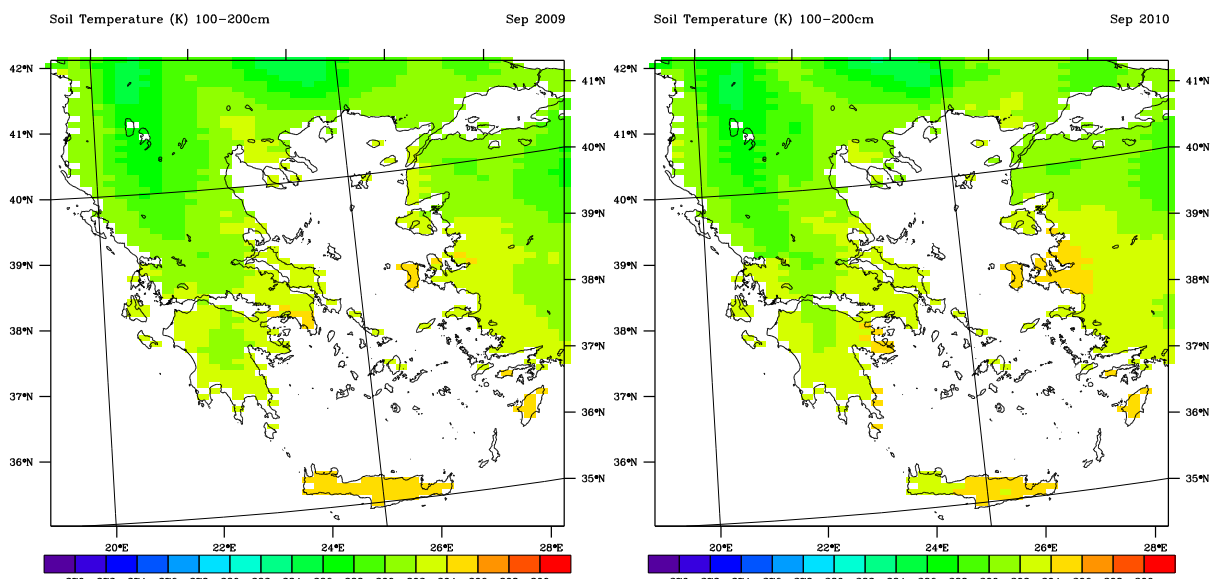
απαντώνται υψηλότερες τιμές από το 2010. Η διακύμανση των τιμών σε αυτό το εδαφικό επίπεδο είναι πιο μικρή συγκριτικά με τα προηγούμενα στρώματα.



Χάρτης 6.23: Μέση ετήσια θερμοκρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 40-100cm και β) 100-200cm από την επιφάνεια της γης για τον Ιούλιο του 2010



Χάρτης 6.24: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 100-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Απρίλιο του 2009 και β) τον Μάρτιο του 2010



Χάρτης 6.25: Μέση ετήσια θερμοκρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 100-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Σεπτέμβριο του 2009 και β) τον Σεπτέμβριο του 2010

6.3 Περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους.

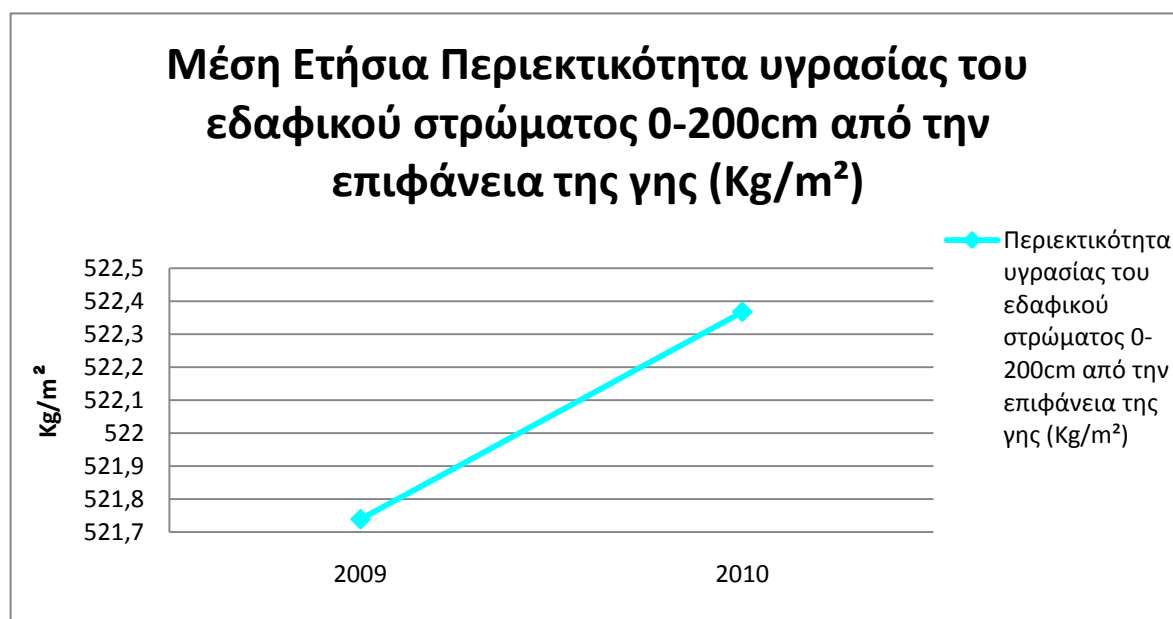
Σε αυτό το υποκεφάλαιο μελετάται η μέση ετήσια και μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0 έως 200cm από την επιφάνεια της γης σε τιμές Kg/m².

Η μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για τα έτη 2009 και 2010 παρουσιάζεται στον Πίνακα 6.4 και στο Γράφημα 6.4. Παρατηρείται ότι το 2009 η μέση περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους είναι κατά 0,63 Kg/m² μικρότερη από αυτή του 2010. Αυτό μπορεί να οφείλεται σε μεγαλύτερο μέσο ετήσιο ύψος βροχής το 2010 από το 2009. Στον Χάρτη 6.26 όπου απεικονίζεται η μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης φαίνεται ότι οι μεγαλύτερες τιμές υγρασίας εδάφους απαντώνται στην βορειοδυτική ηπειρωτική Ελλάδα, και κατά μήκος της οροσειράς της Πίνδου, καθώς και στους ορεινούς όγκους της Αλβανίας. Αντίθετα οι χαμηλότερες τιμές υγρασίας παρατηρούνται στην ανατολική κυρίως Κρήτη, την ανατολική Στερεά Ελλάδα, στην βορειανατολική Πελοπόννησο (Κόρινθο και Αργολίδα) καθώς και στην περιοχή της πεδιάδας της Θεσσαλίας. Η ίδια περίπου χωρική κατανομή της υγρασίας του εδάφους παρουσιάζεται και για το 2010 (Χάρτης 6.27). Οι περιοχές με τις χαμηλότερες τιμές υγρασίας εδάφους αυξάνονται, με την Μεσσηνία, την Εύβοια και μεγαλύτερο τμήμα

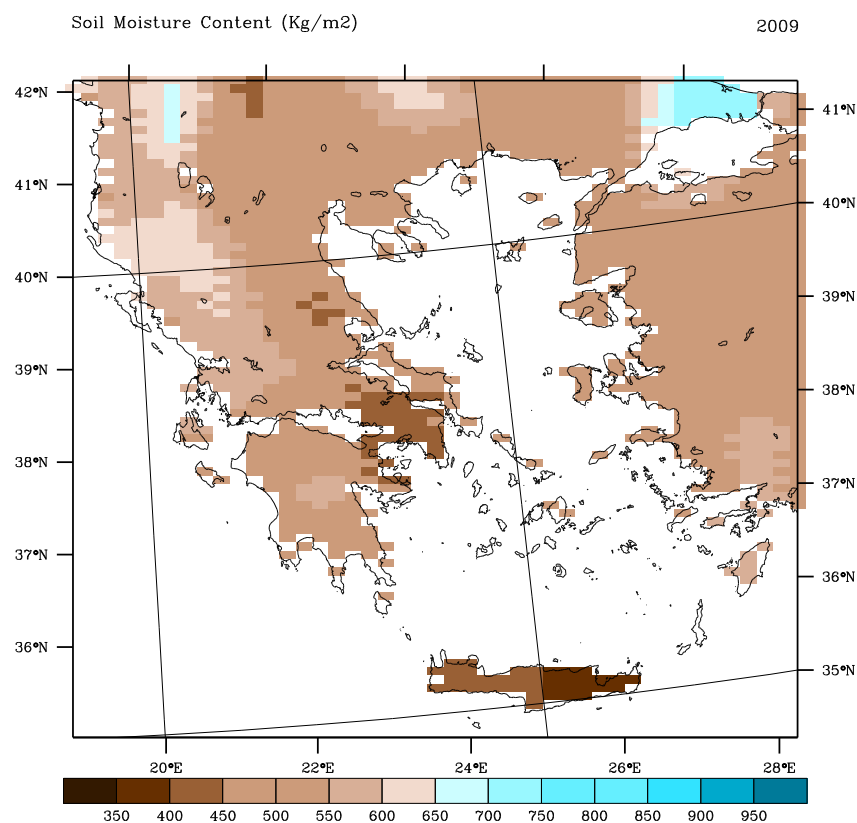
της ανατολικής Στερεάς Ελλάδας να προσθέτονται σε αυτές που αναφέρθηκαν νωρίτερα ως οι περιοχές με τις χαμηλότερες τιμές υγρασίας για το 2009. Γενικά η περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος που εξετάζεται εμφανίζει χωρική διαφοροποίηση βορά νότου, δυτικής και ανατολικής χώρας, καθώς και νησιωτικής και ηπειρωτικής περιοχής όπως είναι αναμενόμενο.

Έτος	Μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης (Kg/m ²)
2009	521,7382
2010	522,3672
Αριθμός Σημείων	1432

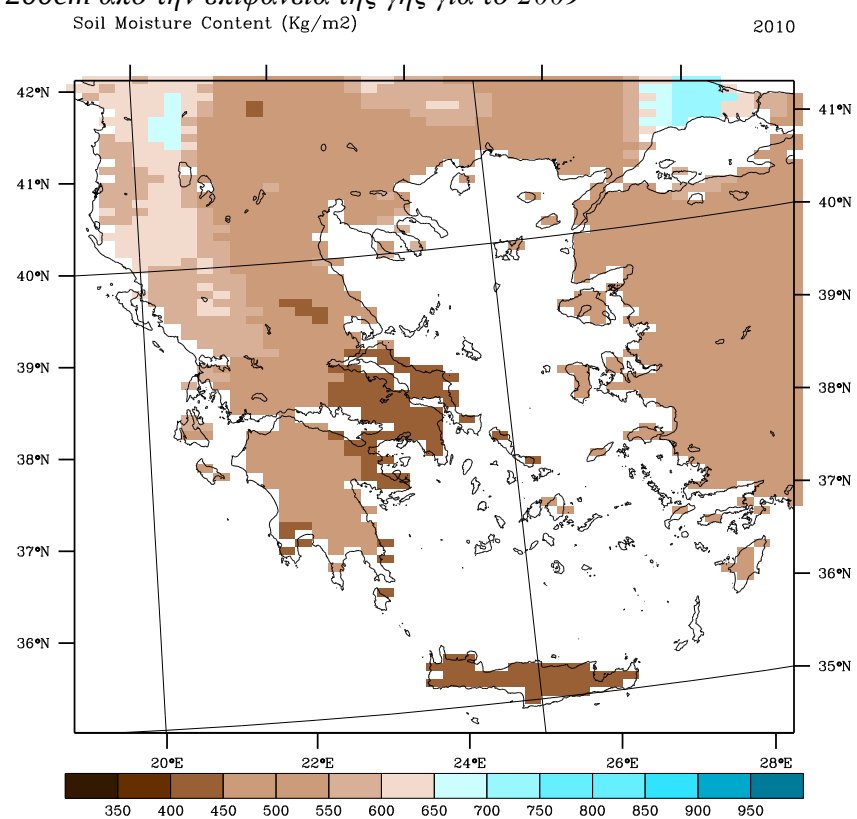
Πίνακας 6.4: Μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009 και το 2010.



Γράφημα 6.4: Μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009 και το 2010.



Χάρτης 6.26: Μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009

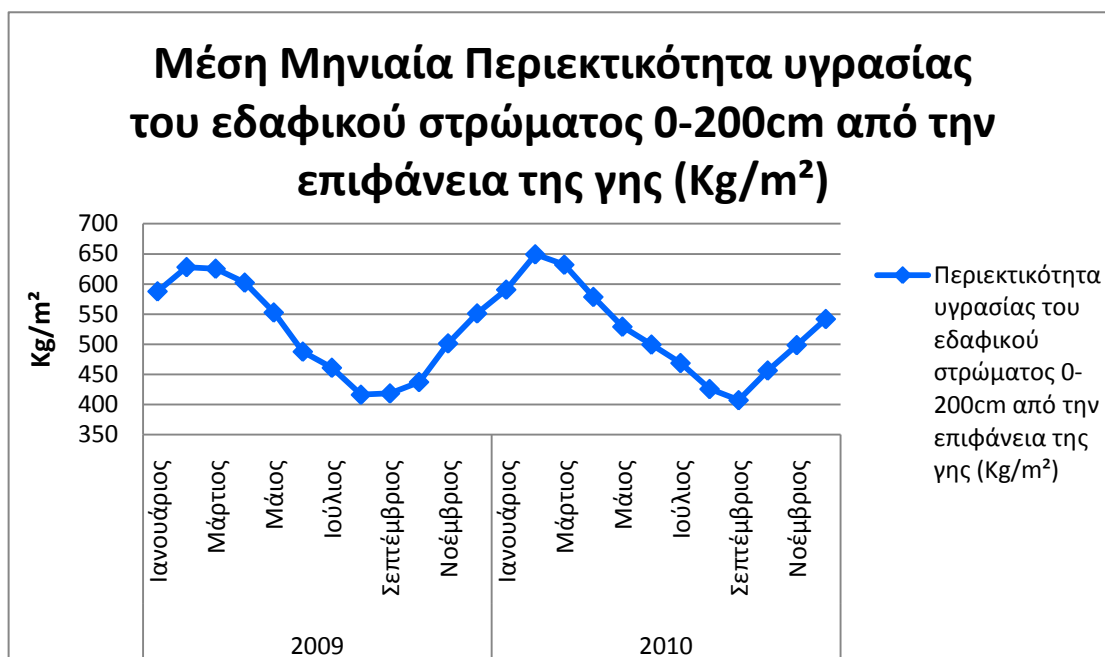


Χάρτης 6.27: Μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009

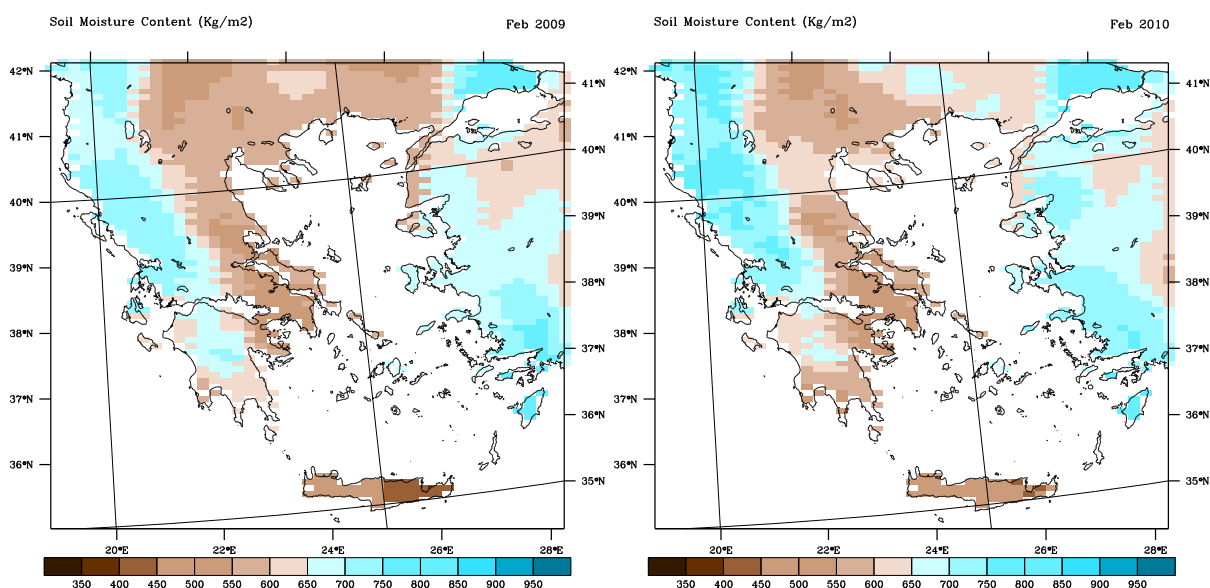
Η ετήσια πορεία της μέσης μηνιαίας περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0 έως 200cm από τη επιφάνεια του εδάφους φαίνεται στον Πίνακα 6.5 καθώς και στο αντίστοιχο γράφημα (6.5). Όπως είναι αναμενόμενο κατά τους χειμερινούς μήνες, κατά την διάρκεια και των δύο εξεταζόμενων ετών, η περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους είναι υψηλή, ενώ αντίθετα κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών η περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους λαμβάνει τις ελάχιστες τιμές. Για το 2009 καθώς και για το 2010 ο μήνας με την μεγαλύτερη περιεκτικότητα υγρασίας στο εξεταζόμενο εδαφικό στρώμα είναι ο Φεβρουάριος (Χάρτες 6.28α και 6.28β), καθώς και τα δύο έτη κατά τη διάρκεια του μήνα αυτού υπήρξαν μεγάλα ύψη βροχής (Lagouvardos et al., 2010, 2011). Η χωρική κατανομή της περιεκτικότητας νερού του εδάφους τον Φεβρουάριο του 2009 παρουσιάζει έντονες διαφορές από αυτή του Φεβρουαρίου του 2010. Ενώ στο σύνολο του ευρύτερου ελλαδικού χώρου η μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους είναι πολύ υψηλότερη τον Φεβρουάριο του 2010 από την αντίστοιχη του 2009, η Πελοπόννησος, το 2009 παρουσιάζει υψηλότερες τιμές περιεκτικότητας υγρασίας εδάφους, από το 2010. Οι χαμηλότερες τιμές υγρασίας εδάφους παρατηρήθηκαν τον Αύγουστο για το 2009 (Χάρτης 6.29α) και τον Σεπτέμβριο για το 2010 (Χάρτης 6.29β). Ο Σεπτέμβριος του 2010 παρουσιάζει χαμηλότερη μέση μηνιαία περιεκτικότητα νερού του εδάφους στο σύνολο του ευρύτερου ελλαδικού χώρου, από την αντίστοιχη του Αυγούστου του 2009. Ωστόσο στις περισσότερες περιοχές της ανατολικής και κεντρικής Μακεδονίας, της Θράκης και της Θεσσαλίας απαντώνται χαμηλότερες τιμές υγρασίας εδάφους τον Αύγουστο του 2009 από τον Σεπτέμβρη του 2010. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι δύο αυτοί μήνες χαρακτηρίστηκαν από ισχυρές βροχοπτώσεις, σημειώνοντας πολύ μεγάλα ύψη υετού και πλημμυρικά φαινόμενα σε περιοχές της Ελλάδας (Lagouvardos et al., 2010, 2011).

Έτος	Μήνας	Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος 0-200cm από την επιφάνεια της γης (Kg/m ²)
2009	Ιανουάριος	587,8947
	Φεβρουάριος	628,163
	Μάρτιος	625,4872
	Απρίλιος	602,4004
	Μάιος	552,8244
	Ιούνιος	487,9282
	Ιούλιος	461,2161
	Αύγουστος	416,4225
	Σεπτέμβριος	418,6023
	Οκτώβριος	437,507
	Νοέμβριος	501,57
	Δεκέμβριος	551,2776
2010	Ιανουάριος	590,7273
	Φεβρουάριος	649,2953
	Μάρτιος	632,1077
	Απρίλιος	578,6968
	Μάιος	529,2612
	Ιούνιος	499,5971
	Ιούλιος	468,9771
	Αύγουστος	425,9061
	Σεπτέμβριος	407,3593
	Οκτώβριος	456,6081
	Νοέμβριος	498,7418
	Δεκέμβριος	542,033
Αριθμός Σημείων		1432

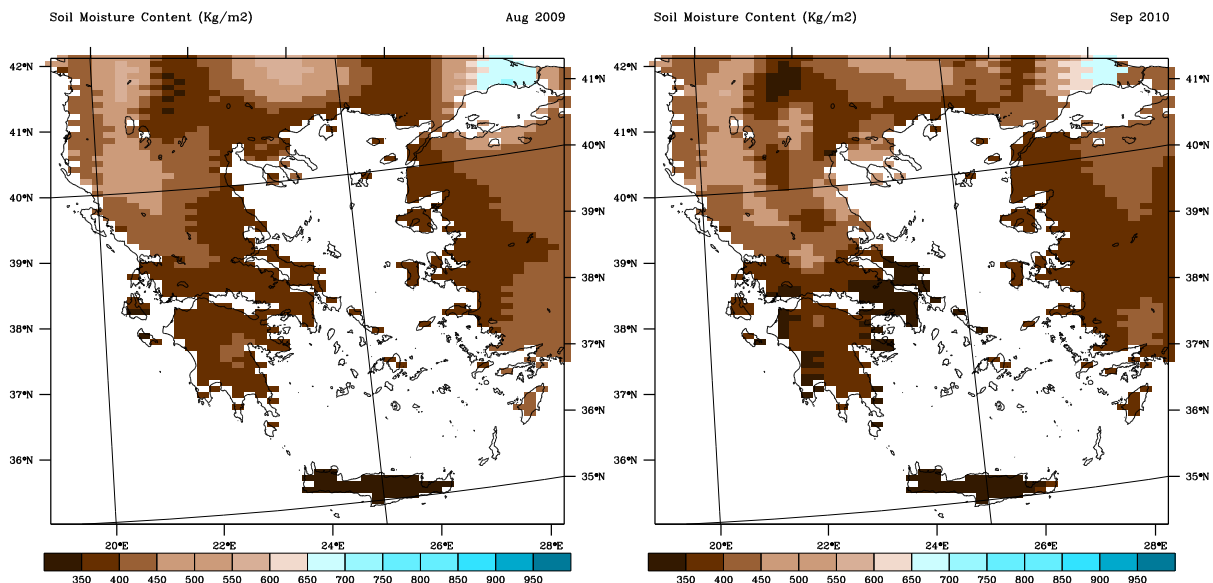
Πίνακας 6.5: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009 και το 2010.



Πίνακας 6.5: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009 και το 2010.



Χάρτης 6.28: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Φεβρουάριο του 2009 και β) τον Φεβρουάριο του 2010

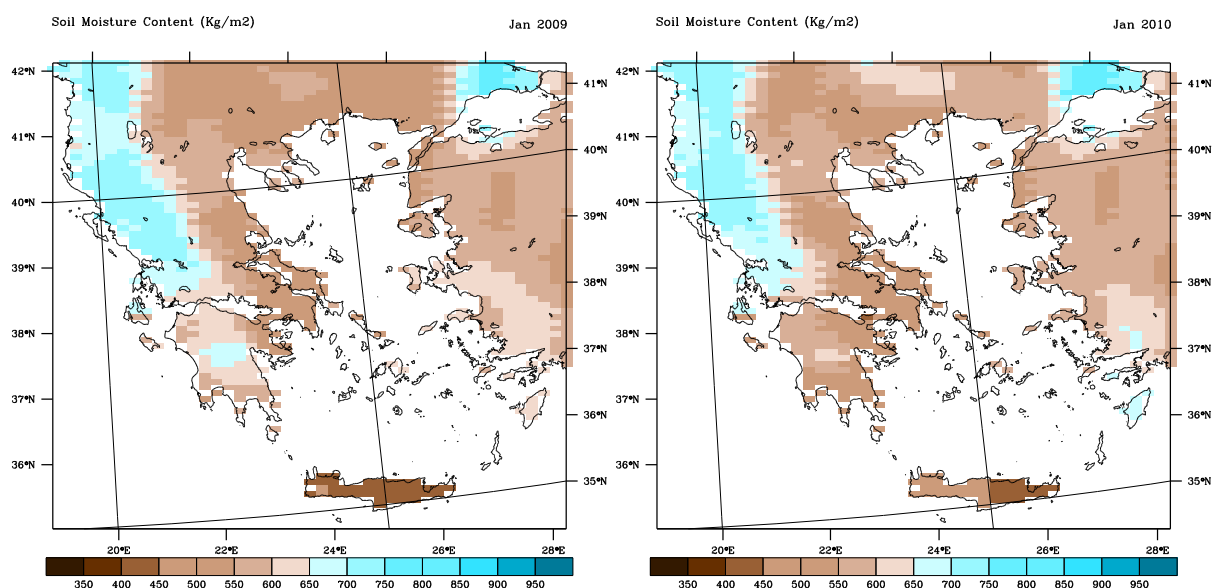


Χάρτης 6.29: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Αύγουστο του 2009 και β) τον Σεπτέμβριο του 2010

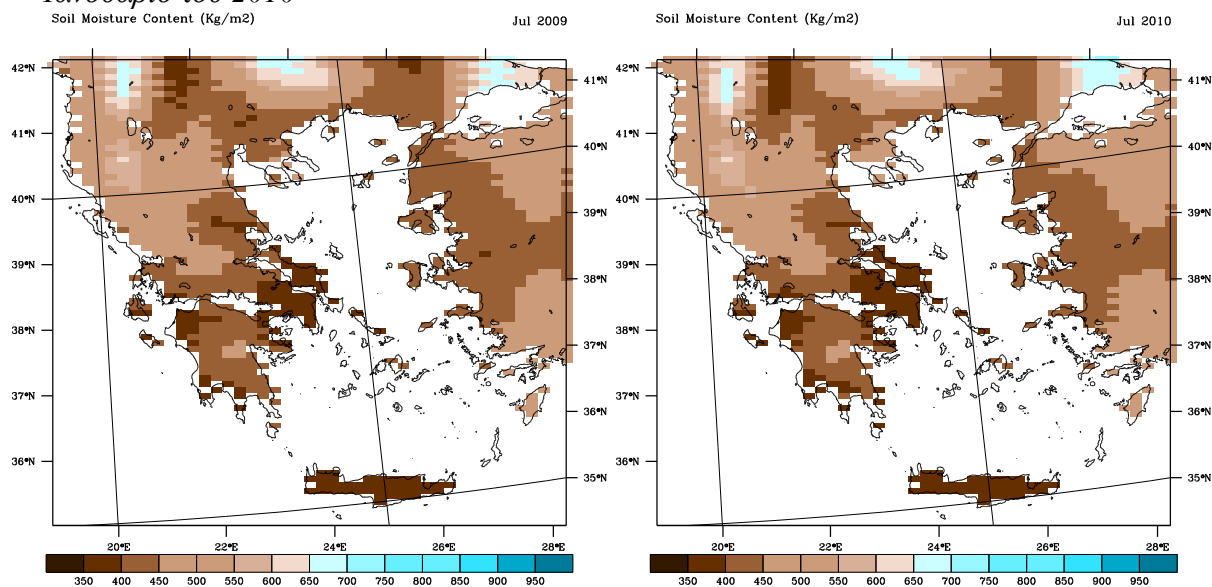
Κατά τους χειμερινούς μήνες (Χάρτης 6.30α και 6.30β) των δύο εξεταζόμενων ετών παρατηρείται ότι οι υψηλότερες τιμές περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζονται στην δυτική Ελλάδα και οι χαμηλότερες τιμές στην νησιωτική και ανατολική ηπειρωτική χώρα. Αυτό οφείλεται στον μεγάλο ύψος βροχής που δέχεται η δυτική Ελλάδα σε αντίθεση με τα χαμηλά ύψη βροχής της ανατολικής χώρας. Καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος σε αυτές της περιοχές, παίζει κυρίως η οροσειρά της Πίνδου. Η οροσειρά αυτή διαιρεί την Ελλάδα, σε δυο σχεδόν διαφορετικές κλιματικές περιοχές, στην προσηνεμη και πολύομβρη δυτική Ελλάδα και στην υπήνεμη και ομβροσκιερή ανατολική Ελλάδα με αποτέλεσμα η δυτική Ελλάδα να έχει 800-1200mm ετήσιας αθροιστικής βροχής κάθε ενώ η ανατολική να έχει μέχρι 700 χιλιοστά.

Κατά τους θερμούς καλοκαιρινούς μήνες η χωρική κατανομή της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm (Χάρτες 6.31α και 6.31β) παρουσιάζει διαφορά από αυτή των χειμερινών μηνών. Παρατηρείται διαφοροποίηση στις τιμές της περιεκτικότητας νερού του εδάφους ανάμεσα στην δυτική και ανατολική χώρα, όπως και τους χειμερινούς μήνες αλλά κατά την θερμή περίοδο, παρουσιάζεται σημαντική διαφορά στις τιμές της περιεκτικότητας υγρασίας του εδάφους, ανάμεσα στο βόρειο και το νότιο τμήμα της χώρα. Οι υψηλότερες τιμές εντοπίζονται στην βορειοδυτική ηπειρωτική χώρα και τα δύο εξεταζόμενα έτη.

Αντίθετα οι χαμηλότερες τιμές περιεκτικότητας υγρασίας του εδάφους παρατηρούνται στην Κρήτη, στα νησιά του νότιου Ιονίου και τα νησιά του Αιγαίου.



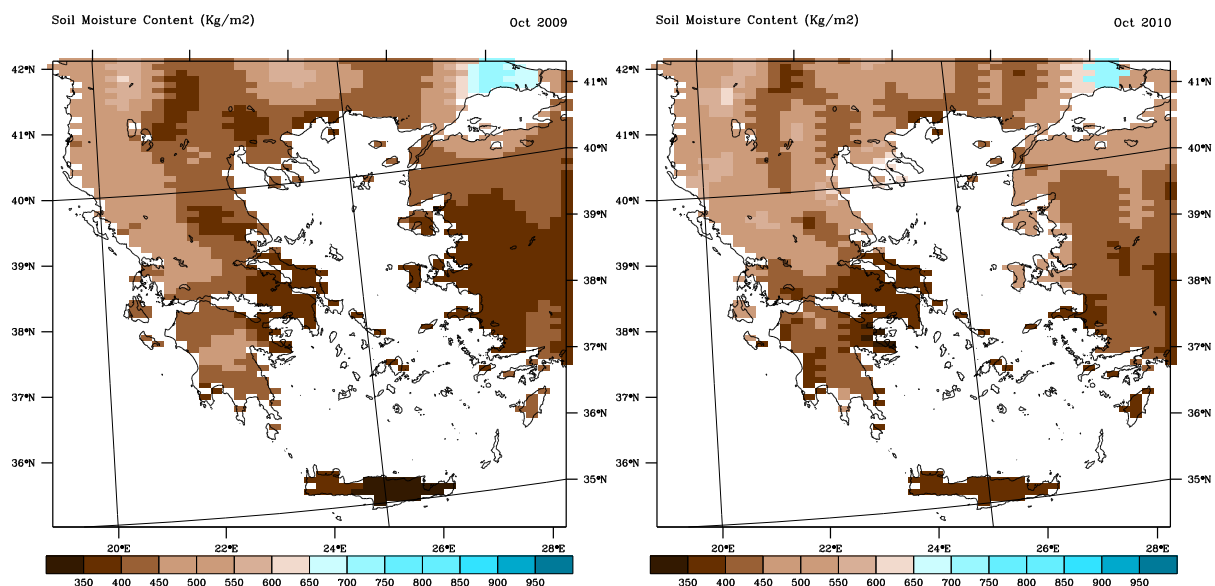
Χάρτης 6.30: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Ιανουάριο του 2009 και β) τον Ιανουάριο του 2010



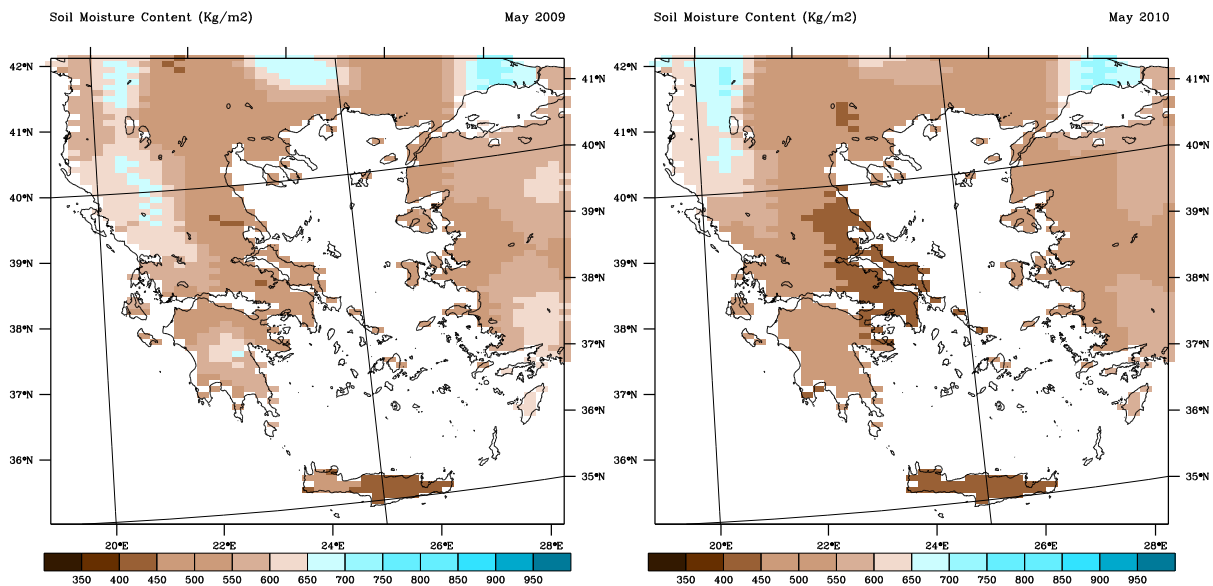
Χάρτης 6.31: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Φεβρουάριο του 2009 και β) τον Φεβρουάριο του 2010

Αξίζει να σημειωθεί ότι μεγάλες διαφορές στις μέσες μηνιαίες τιμές της περιεκτικότητας υγρασίας του εδάφους ανάμεσα στα δύο έτη απαντώνται τους μήνες Φεβρουάριο, και Οκτώβριο (Χάρτες 6.32α και 6.32β), όπου το 2010 κατά τη διάρκεια αυτών των μηνών η περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους είναι κατά 21,1 Kg/m² και

19,1 Kg/m² υψηλότερη από αυτή των αντίστοιχων μηνών του προηγούμενου έτους. Αντίθετα κατά τους μήνες Απρίλιο και Μάιο (Χάρτες 6.33α και 6.33β), του 2009 οι τιμές της υγρασίας είναι κατά 23 Kg/m²(και για τους δύο μήνες) υψηλότερες από αυτές του επόμενου έτους. Αυτό οφείλεται στα χαμηλά ύψη βροχής για τους δύο αυτούς μήνες κατά το 2010 σε αντίθεση με τα μεγάλα ύψη βροχής κατά τη διάρκεια του Απριλίου και του Μαΐου του 2009 (Lagouvardos et al., 2010, 2011). Παρά την υψηλότερη μέση μηνιαία τιμή περιεκτικότητας νερού του εδάφους στο σύνολο του ευρύτερου ελληνικού χώρου, τον Οκτώβριο του 2010, αναφορικά με της αντίστοιχες τιμές του προηγούμενου έτους, η Πελοπόννησος, και η δυτική Στερεά Ελλάδα, παρουσιάζει χαμηλότερες τιμές περιεκτικότητας υγρασίας του εδάφους από αυτές του Οκτωβρίου του 2009.



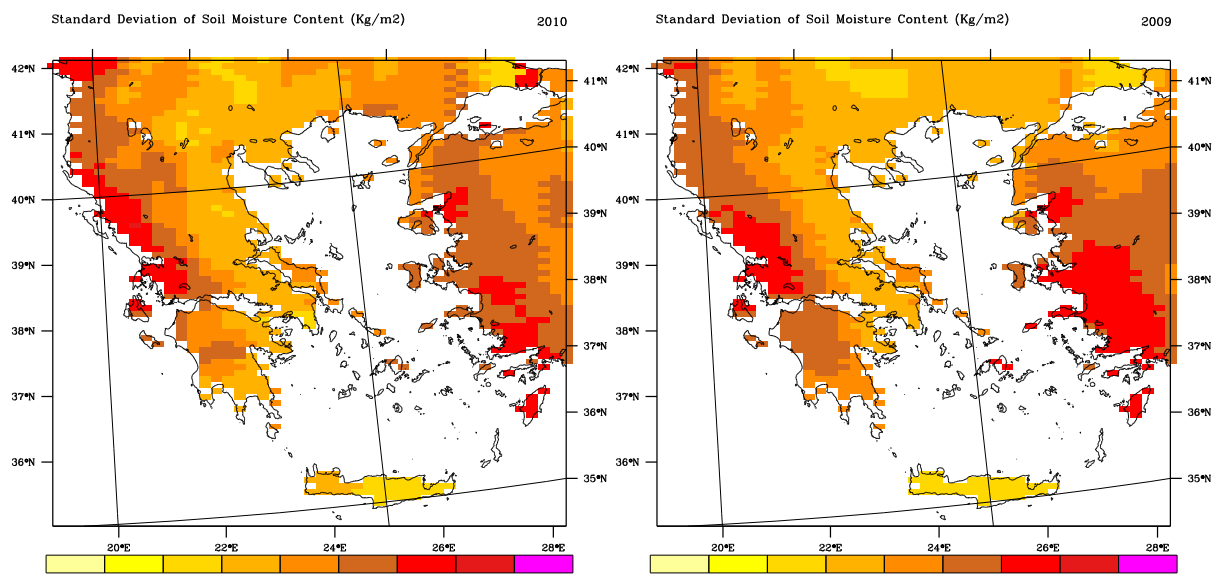
Χάρτης 6.32: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Οκτώβριο του 2009 και β) τον Οκτώβριο του 2010



Χάρτης 6.33: Μέση μηνιαία περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για α) τον Μάιο του 2009 και β) τον Μάιο του 2010

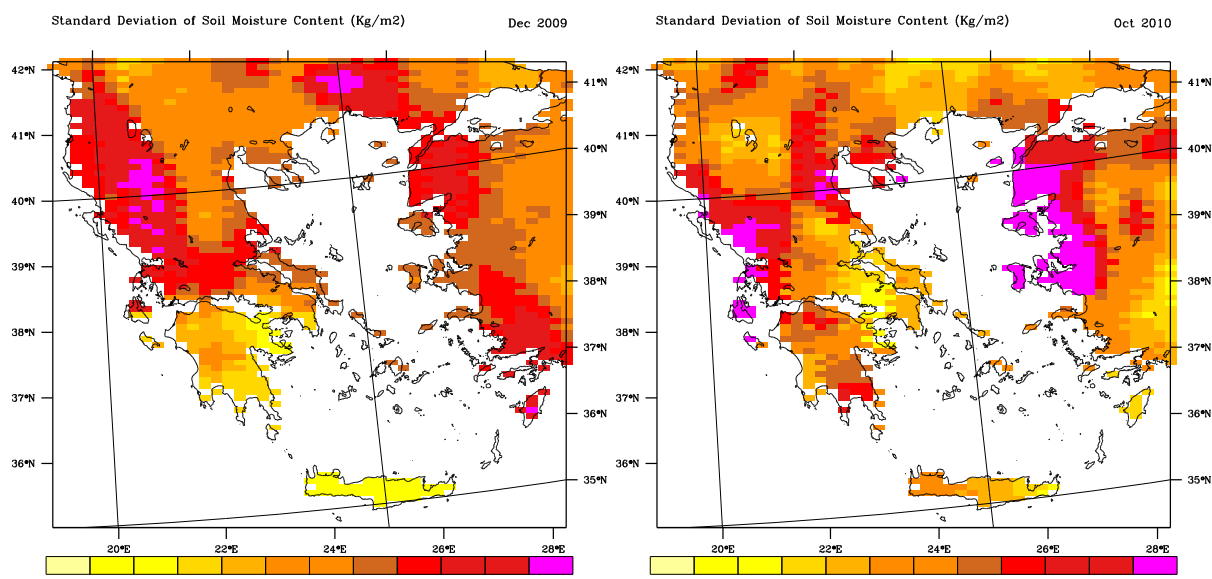
6.3.1 Τυπική Απόκλιση Περιεκτικότητας Υγρασίας του Εδάφους

Οι Χάρτες 6.34α και 6.34β παρουσιάζουν την τυπική απόκλιση των τιμών της υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης, για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα. Παρατηρείται γενικά ότι στις περιοχές της δυτικής Ελλάδας και των νησιών του νότιου και ανατολικού Αιγαίου παρατηρούνται οι μεγαλύτερες τιμές τυπικής απόκλισης και για τα δύο έτη. Ενώ αντίθετα στην Κρήτη και την Ανατολική ηπειρωτική χώρα όπου και παρουσιάζονται (όπως αναφέρθηκε παραπάνω) οι μικρότερες τιμές υγρασίας εδάφους, εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές τυπικής απόκλισης.

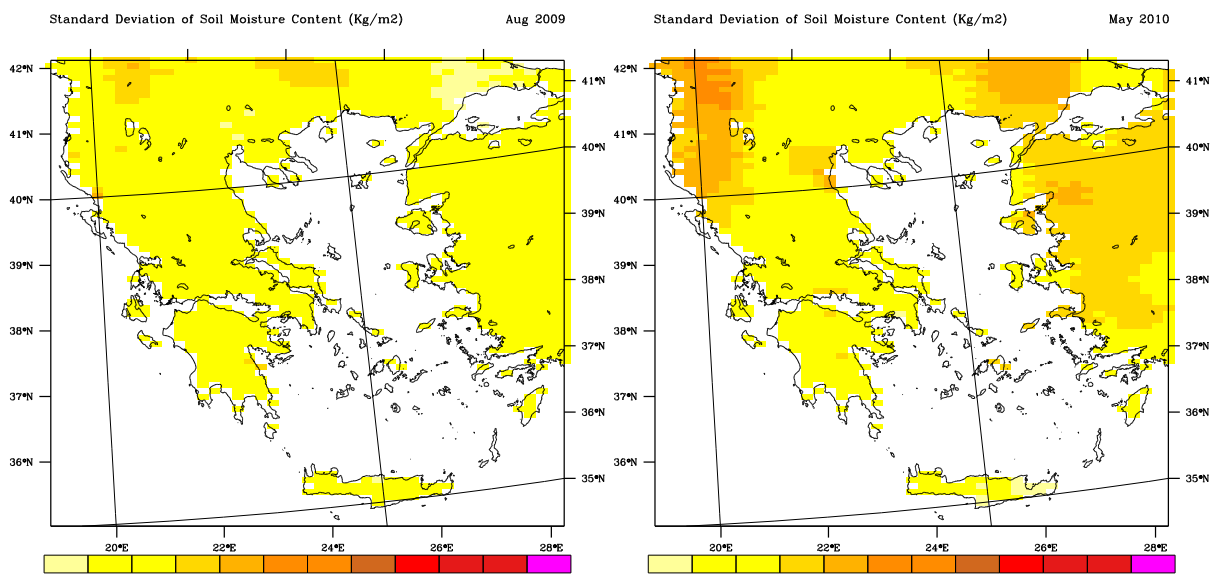


Χάρτης 6.34: Τυπική απόκλιση των τιμών της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης, για α) το 2009 και β) το 2010

Όσον αφορά την διασπορά των τιμών της περιεκτικότητας της υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm για τον κάθε μήνα των δύο ετών παρατηρείται ότι οι μήνες με την μεγαλύτερη απόκλιση είναι ο Δεκέμβριος (Χάρτης 6.35α) για το 2009 και ο Οκτώβριος (Χάρτης 6.35β) για το 2010. Αντίθετα οι μήνες με τις μικρότερες τιμές τυπικής απόκλισης και συνεπώς με τις λιγότερες ακραίες τιμές είναι ο Αύγουστος (Χάρτης 6.36α) και ο Μάιος (Χάρτης 6.36β) για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα.



Χάρτης 6.35: Τυπική απόκλιση των τιμών της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης, για α) τον Δεκέμβριο του 2009 και β) τον Νοέμβριο του 2010



Χάρτης 6.36: Τυπική απόκλιση των τιμών της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης, για α) τον Αύγουστο του 2009 και β) τον Μάιο του 2010

Εντοπίζεται ότι η διασπορά των τιμών της υγρασίας του εδάφους δεν επηρεάζεται έντονα από το ύψος των τιμών της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος, όπως συμβαίνει με την θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους. Έτσι ο μήνας με την μεγαλύτερη απόκλιση για το 2010 δεν συμπίπτει με τον μήνα με την μεγαλύτερη περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους. Η μεγάλη διασπορά μπορεί να οφείλεται σε έντονες καταιγίδες ή σε περιόδους μεγάλης ξηρασίας εν μέσω ξηρής ή υγρής περιόδου αντίστοιχα. Επίσης γενικά παρατηρείται ότι οι μεγαλύτερες τιμές τυπικής απόκλισης της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm σημειώνονται στην δυτική (και κυρίως τη βορειοδυτική) Ελλάδα.

6.4 Ογκομετρική Υγρασία Εδάφους

Σε αυτό το υποκεφάλαιο μελετάται η μέση μηνιαία και μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία τεσσάρων εδαφικών στρωμάτων τα οποία έχουν βάθος 0-10cm, 10-40cm, 40-100cm και 100-200cm από την επιφάνεια της γης το καθένα αντίστοιχα σε τιμές m^3/m^3 για το 2009 και το 2010.

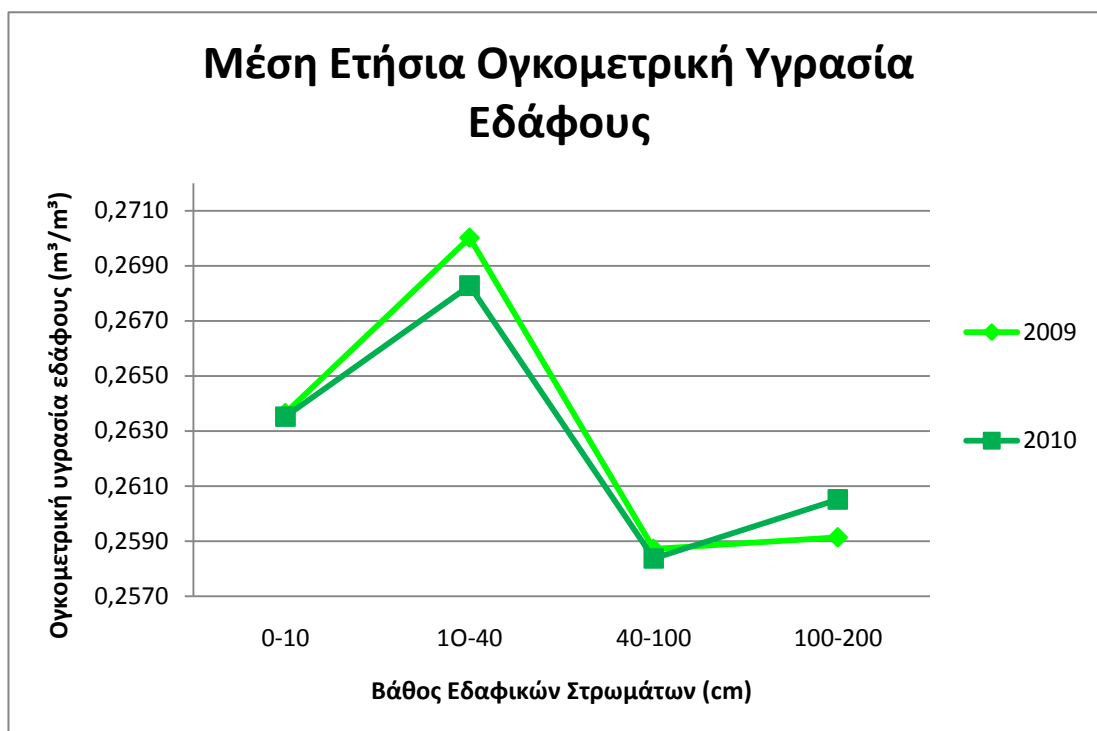
Η μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία του εδάφους στα τέσσερα εξεταζόμενα στρώματα για το 2009 και το 2010 παρουσιάζεται στον Πίνακα 6.6 και στο Γράφημα 6.6. Γενικά στα δύο έτη παρουσιάζονται διαφορές στις τιμές της ογκομετρικής υγρασίας σε όλα τα εδαφικά στρώματα. Το 2009 φαίνεται να έχει υψηλότερες τιμές

ογκομετρικής υγρασίας στα τρία πρώτα στρώματα βάθους 0-10cm, 10-40cm και 40-100cm, αντίθετα στο τελευταίο στρώμα βάθους 100-200cm το 2010 εμφανίζει περισσότερη ογκομετρική υγρασία εδάφους. Οι διαφορές μεταξύ των τιμών υγρασίας των δύο ετών δεν ξεπερνούν το $0,002 \text{ m}^3/\text{m}^3$ σε όλα τα εξεταζόμενα στρώματα. Παρατηρείται επίσης ότι η μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία παρουσιάζει αύξηση από το εδαφικό στρώμα βάθους 10-40cm (Χάρτης 6.37α και 6.37β) σε σχέση με το πρώτο στρώμα βάθους 0-10cm (Χάρτης 6.38α και 6.38β). Αύξηση σημειώνει η ογκομετρική υγρασία του εδάφους και στο εδαφικό στρώμα βάθους 100-200cm (Χάρτης 6.39α και 6.39β), ενώ αντίθετα στο τρίτο στρώμα (40-100cm) (Χάρτης 6.40α και 6.40β) η υγρασία μειώνεται σημαντικά. Αυτό το φαινόμενο παρατηρείται και στα δύο έτη.

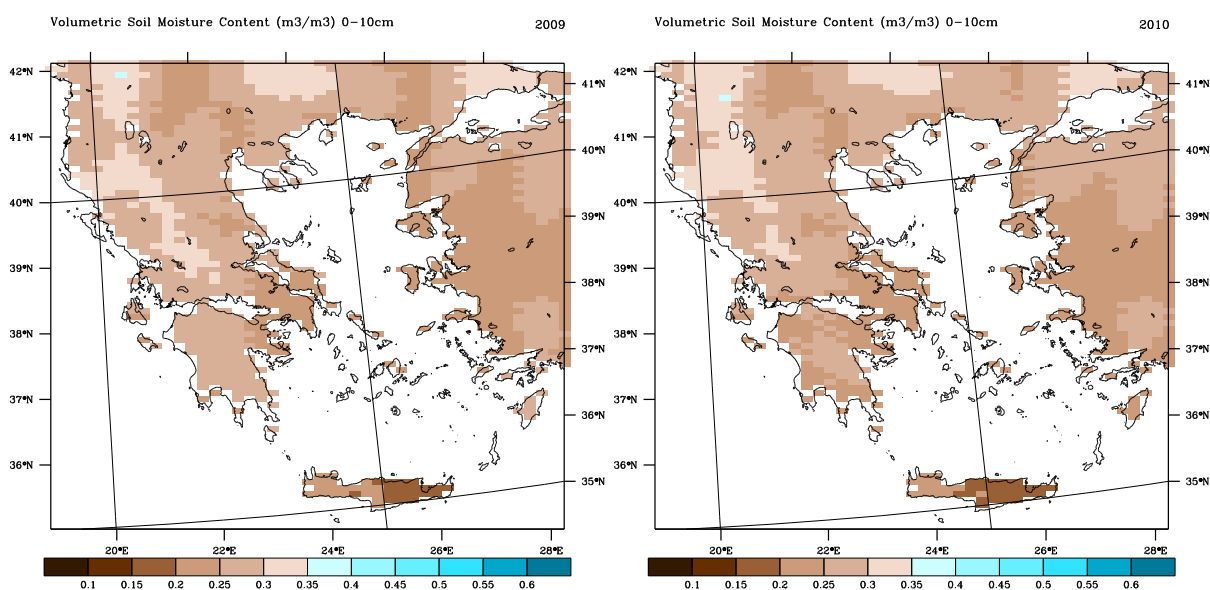
Η χωρική κατανομή της ογκομετρικής υγρασίας εδάφους είναι όμοια με την χωρική κατανομή της περιεκτικότητας υγρασίας εδάφους, σε όλα τα εδαφικά στρώματα που εξετάζονται και στα δύο έτη. Ωστόσο αξίζει να σημειωθεί ότι στο τελευταίο στρώμα, βάθους 100-200cm, και ενώ σε όλα τα άλλα στρώματα και στα δύο έτη η δυτική Κρήτη παρουσιάζει μεγαλύτερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας, το 2009 εντοπίζονται πολύ χαμηλές τιμές ογκομετρικής υγρασίας εδάφους σε σχέση με το ανατολικό τμήμα του νησιού.

Έτος	Βάθος (cm)	Μέση Ετήσια Ογκομετρική Υγρασία Εδάφους (m^3/m^3)
2009	0-10	0,2637
	10-40	0,2700
	40-100	0,2587
	100-200	0,2591
2010	0-10	0,2635
	10-40	0,2683
	40-100	0,2584
	100-200	0,2605
Αριθμός Σημείων		1432

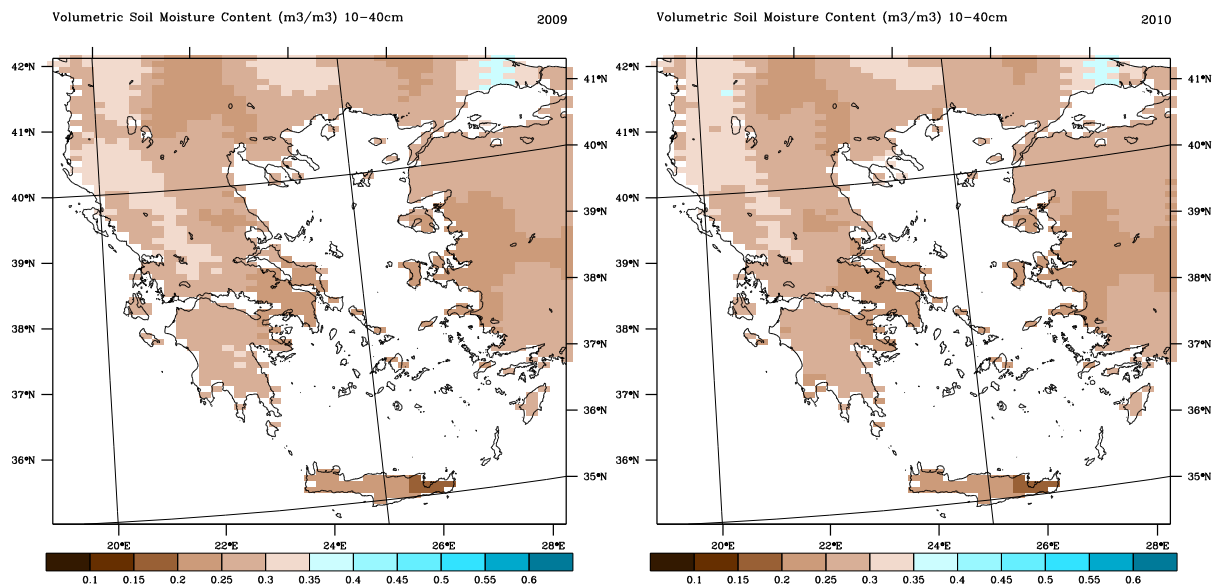
Πίνακας 6.6: Μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία τριών εδαφικών στρωμάτων διαφορετικού βάθους για το 2009 και το 2010



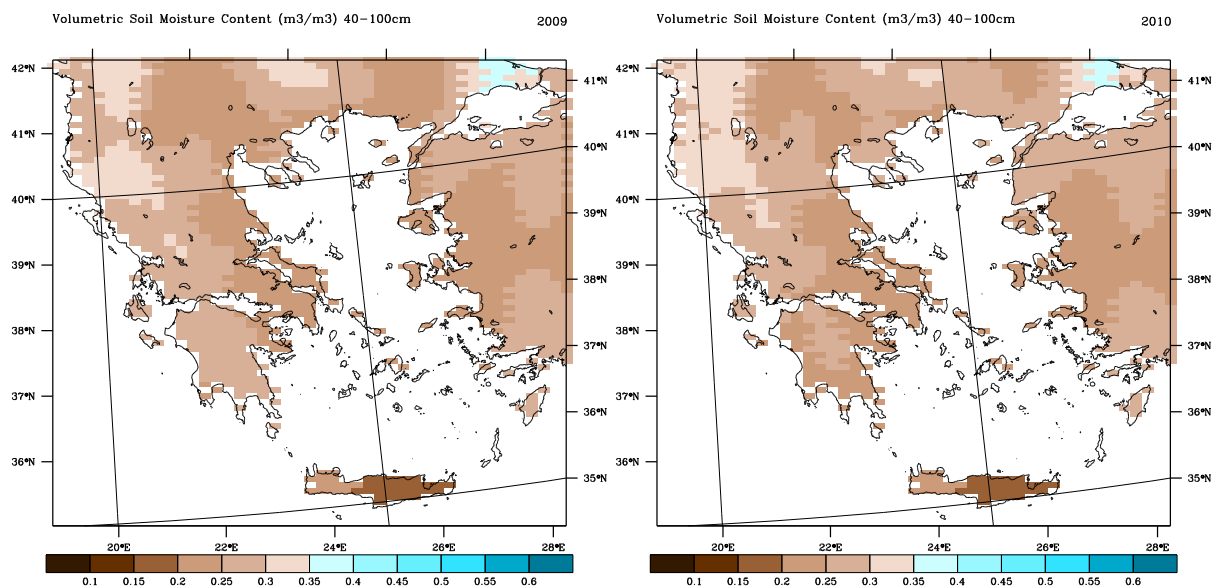
Γράφημα 6.6: Μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία τριών εδαφικών στρωμάτων διαφορετικού βάθους για το 2009 και το 2010



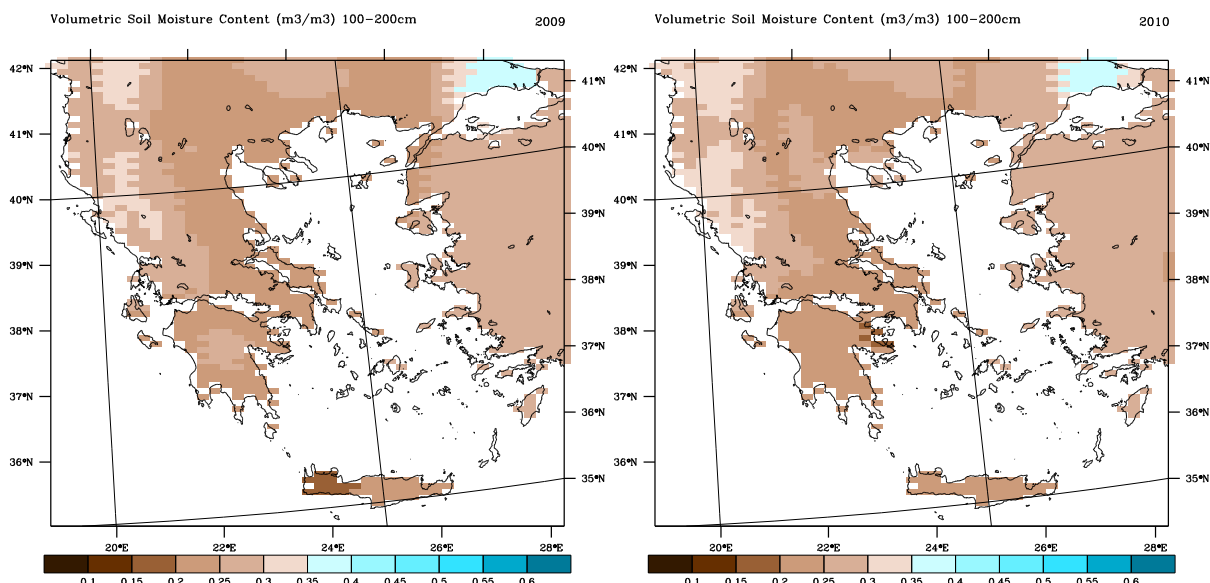
Χάρτης 6.37: Μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 0-10cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) το 2009 και β) το 2010



Χάρτης 6.38: Μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 10-40cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) το 2009 και β) το 2010

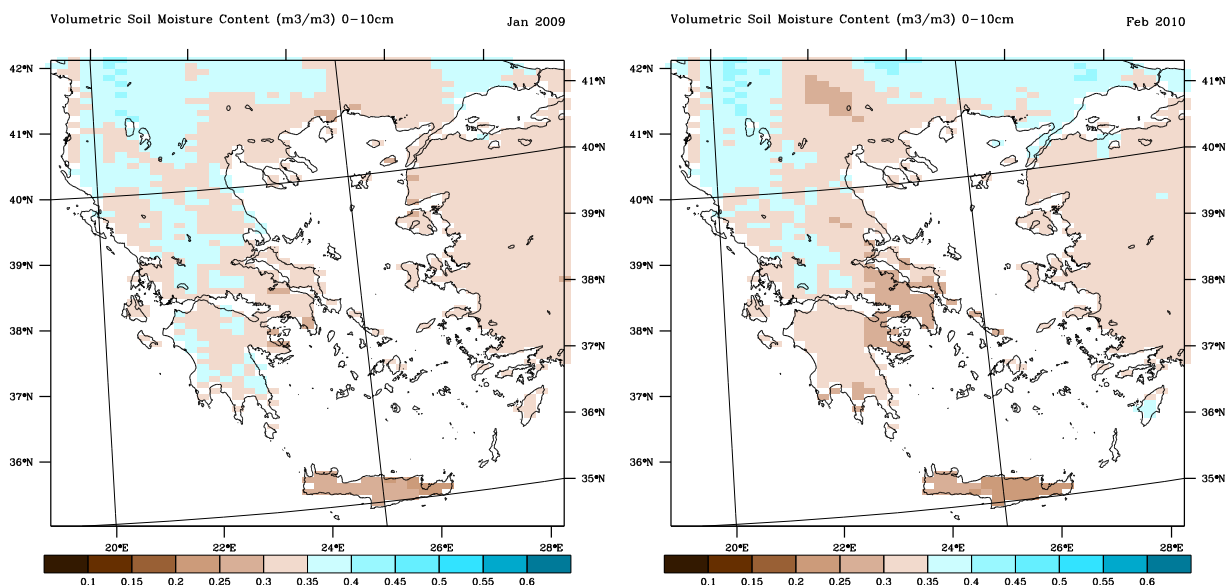


Χάρτης 6.39: Μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 40-100cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) το 2009 και β) το 2010

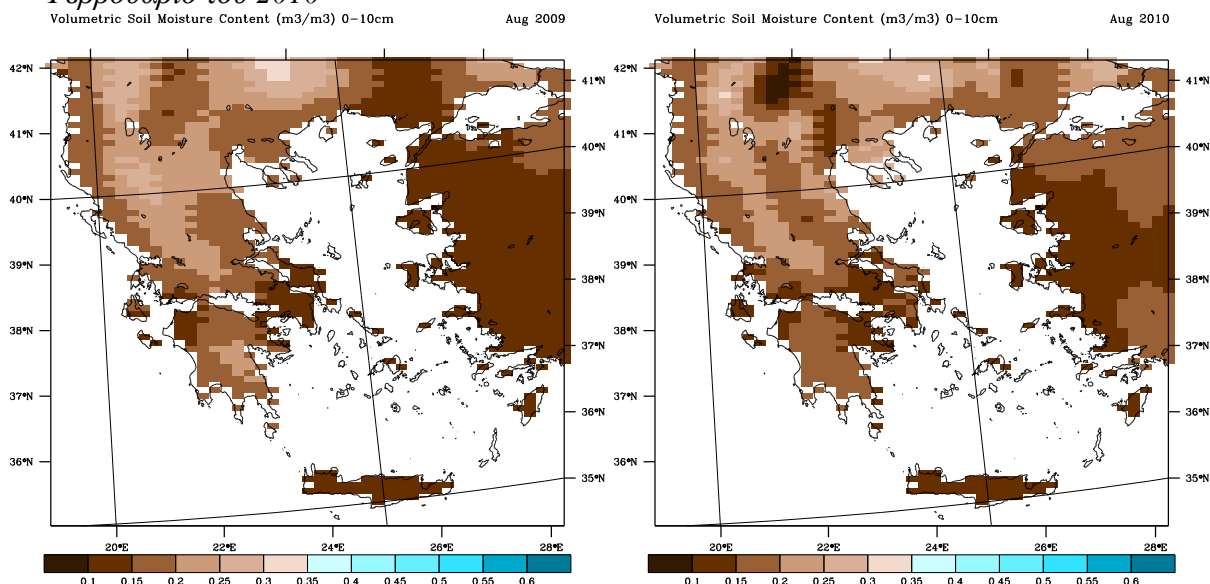


Χάρτης 6.40: Μέση ετήσια ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 100-200cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) το 2009 και β) το 2010

Όσον αφορά τις μέσες μηνιαίες τιμές ογκομετρικής υγρασίας στο εδαφικό στρώμα βάθους 0-10cm από την επιφάνεια του εδάφους, ο Ιανουάριος (Χάρτης 6.41α) εμφανίζεται να έχει τις υψηλότερες τιμές υγρασίας για το 2009, ενώ για το 2010 ο μήνας με την περισσότερη εδαφική υγρασία είναι ο Φεβρουάριος (Χάρτης 6.41β). Παρατηρείται ότι ο Ιανουάριος του 2009 παρουσιάζει γενικά μεγαλύτερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας, στην ηπειρωτική κυρίως χώρα, με τις μέγιστες τιμές να απαντώνται στους ορεινούς όγκους της Αλβανίας. Η χωρική κατανομή της ογκομετρικής υγρασίας για τον Φεβρουάριο του 2010 διαφέρει από αυτή του Ιανουαρίου του προηγούμενου έτους, καθώς εδώ οι περιοχές με τις μεγαλύτερες τιμές είναι η βορειοδυτική ηπειρωτική χώρα καθώς και η βορειοανατολική Θράκη και η ευρωπαϊκή Τουρκία. Στο ίδιο εδαφικό στρώμα κατά τον Αύγουστο (Χάρτης 6.42α και 6.42β) εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας εδάφους, και στα δύο εξεταζόμενα έτη. Παρατηρείται ότι και τους μήνες με τις χαμηλότερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας, η χωρική κατανομή των τιμών της υγρασίας διαφέρει ανάμεσα στα δύο έτη.



Χάρτης 6.41: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 0-10cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) τον Ιανουάριο του 2009 και β) τον Φεβρουάριο του 2010

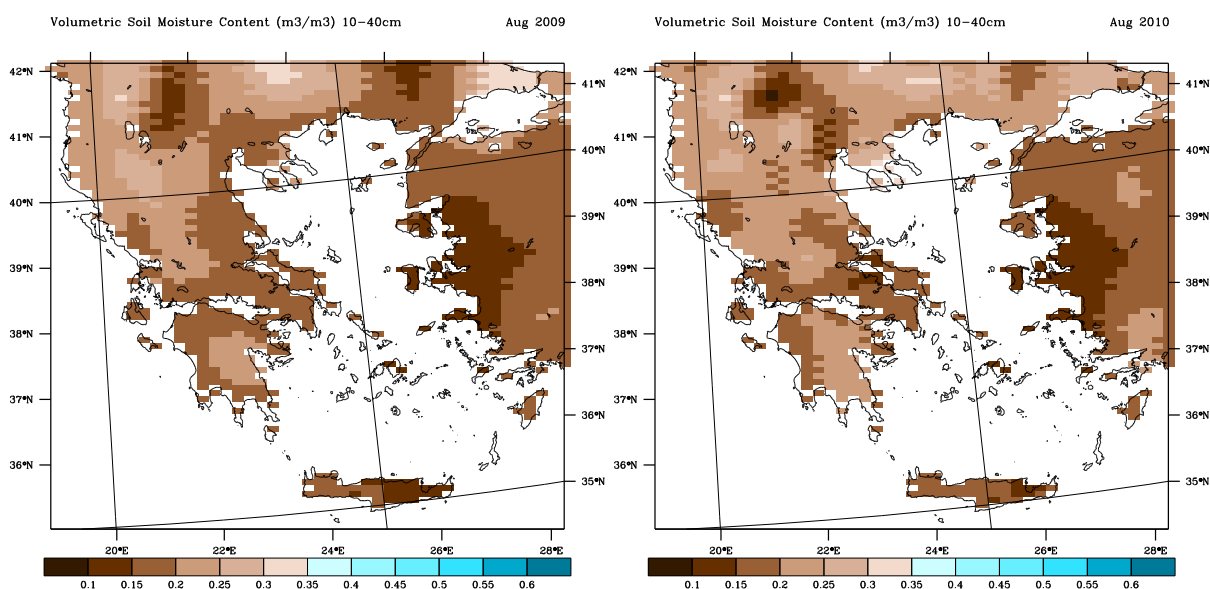


Χάρτης 6.42: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 0-10cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) τον Αύγουστο του 2009 και β) τον Αύγουστο του 2010

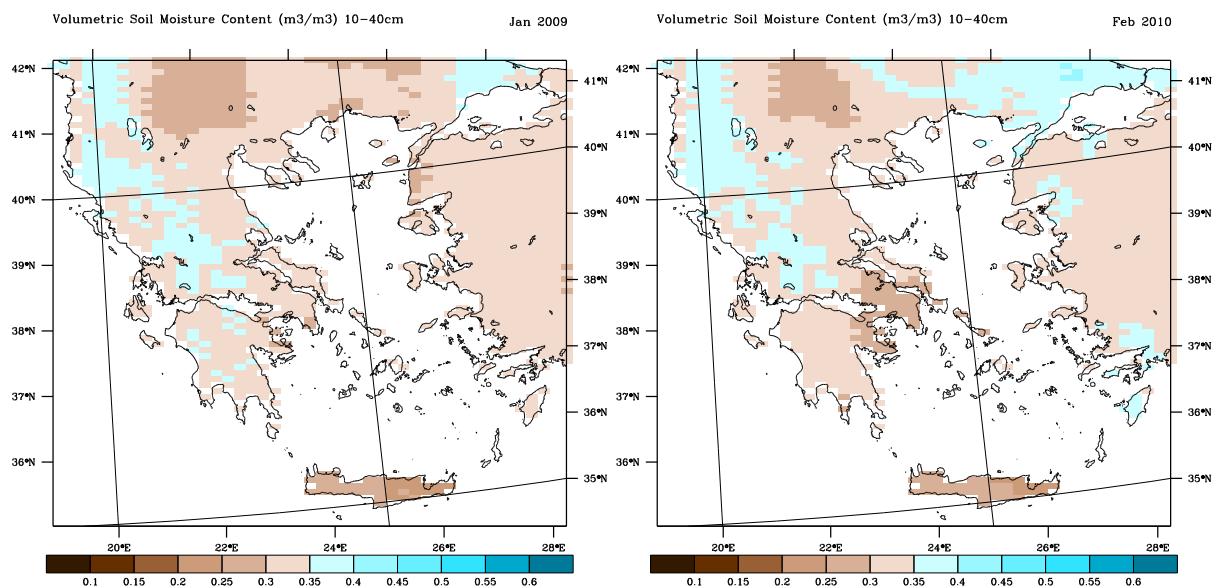
Ακόμη παρατηρείται ότι κατά τους χειμερινούς μήνες όπου εντοπίζονται οι μεγαλύτερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας, οι δυτική ηπειρωτική χώρα (και κυρίως κατά μήκος της οροσειράς της Πίνδου) εμφανίζεται ως η περιοχή με την περισσότερη υγρασία, ενώ κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, οι πεδινές περιοχές της δυτικής Ελλάδας που βρίσκονται κοντά στην θάλασσα εμφανίζουν πολύ χαμηλά ποσά υγρασίας εδάφους, και οι περιοχές με τις υψηλότερες τιμές περιορίζονται στην περιοχή που καλύπτεται από την οροσειρά της Πίνδου καθώς και στην

βορειοανατολική χώρα. Αξίζει να αναφέρουμε ότι κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, πολύ χαμηλές τιμές ογκομετρικής υγρασίας στο εδαφικό στρώμα βάθους 0-10cm παρουσιάζουν οι περιοχές στο δυτικό τμήμα της Κεντρικής Μακεδονίας (Πέλλα, Ημαθία, Θεσσαλονίκη, Κιλκίς και Ημαθία). Γενικά η χωρική κατανομή της μέσης μηνιαίας υγρασίας σε αυτό το εδαφικό στρώμα είναι παρόμοια με αυτή της μέσης ετήσιας περιεκτικότητας υγρασίας.

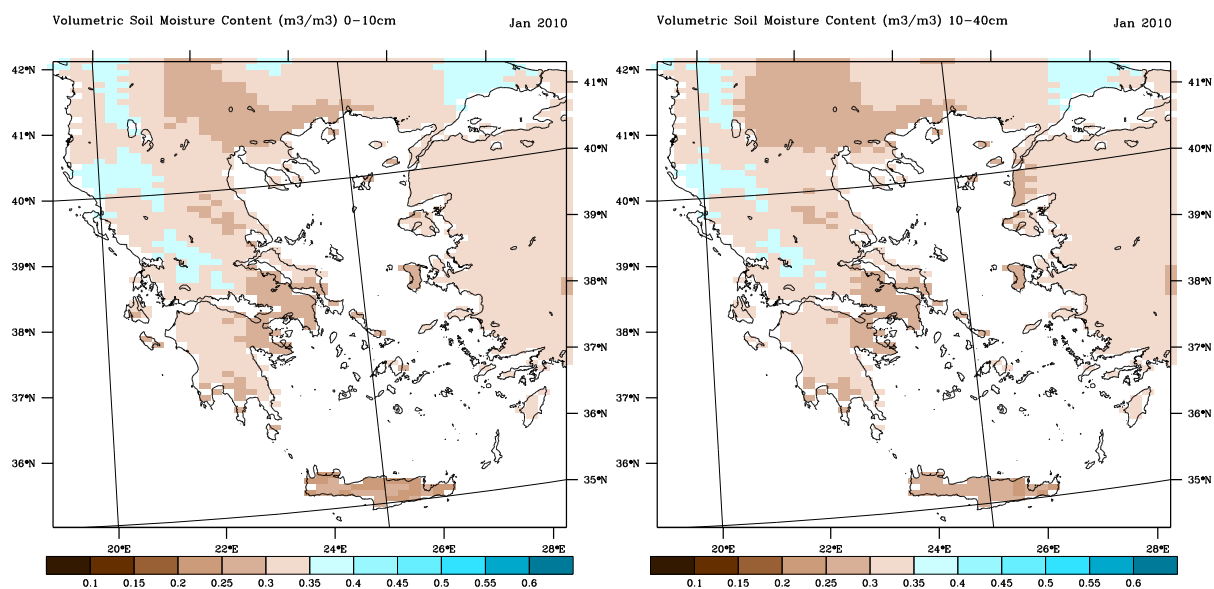
Το δεύτερο εδαφικό στρώμα βάθους 10-40cm, εμφανίζει την ίδια χωρική κατανομή της μέσης μηνιαίας ογκομετρικής υγρασίας στον Ελλαδικό χώρο με το προηγούμενο στρώμα. Διαφορές παρατηρούνται στην χρονική κατανομή της υγρασίας. Έτσι παρατηρείται ότι ο μήνας με τις χαμηλότερες τιμές είναι ο Αύγουστος (Χάρτης 6.43α και 6.43β) και για τα δύο έτη, ενώ αντίθετα ο Ιανουάριος (Χάρτης 6.44α) και ο Φεβρουάριος (Χάρτης 6.44β) είναι οι μήνες με τις υψηλότερες τιμές υγρασίας για το 2009 και το 2010 αντίστοιχα. Σε αυτό το εδαφικό στρώμα παρατηρείται ότι κατά τους ψυχρούς μήνες Ιανουάριο (Χάρτης 6.45α και 6.45β), Σεπτέμβριο, Οκτώβριο, και Δεκέμβριο, η ογκομετρική υγρασία μειώνεται και για τα δύο έτη, ενώ το ίδιο ισχύει και για τον Φεβρουάριο το 2009. τους υπόλοιπους μήνες η ογκομετρική υγρασία αυξάνεται (Χάρτης 6.46α και 6.46β) η παραμένει σε σταθερά επίπεδα και για τα δύο έτη.



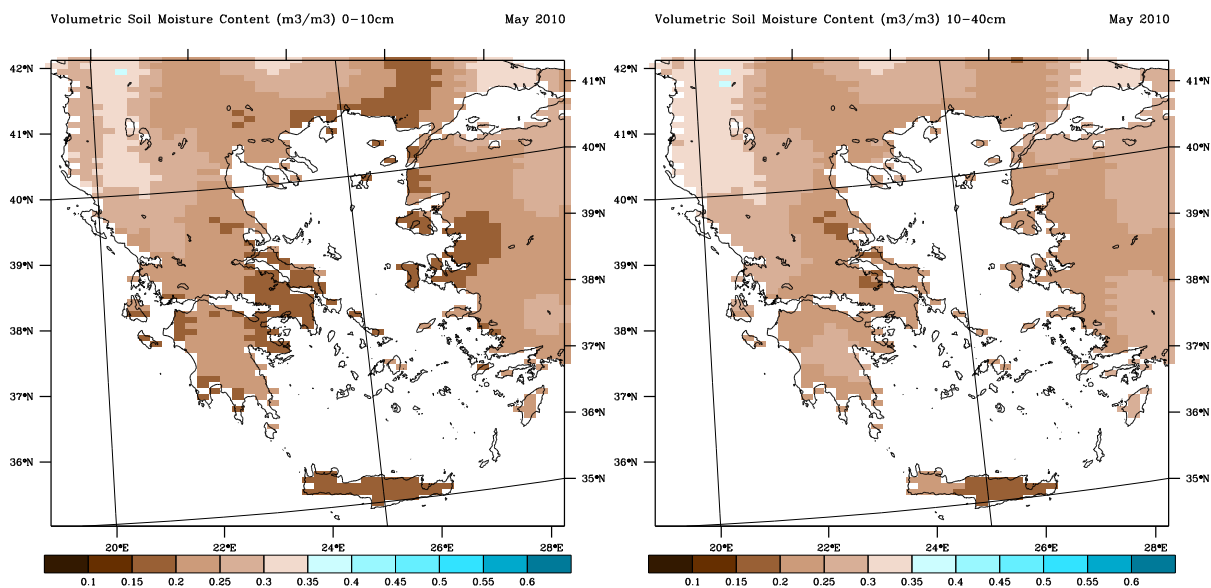
Χάρτης 6.43: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 10-40cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) τον Αύγουστο του 2009 και β) τον Αύγουστο του 2010



Χάρτης 6.44: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 10-40cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) τον Ιανουάριο του 2009 και α) τον Φεβρουάριο του 2010



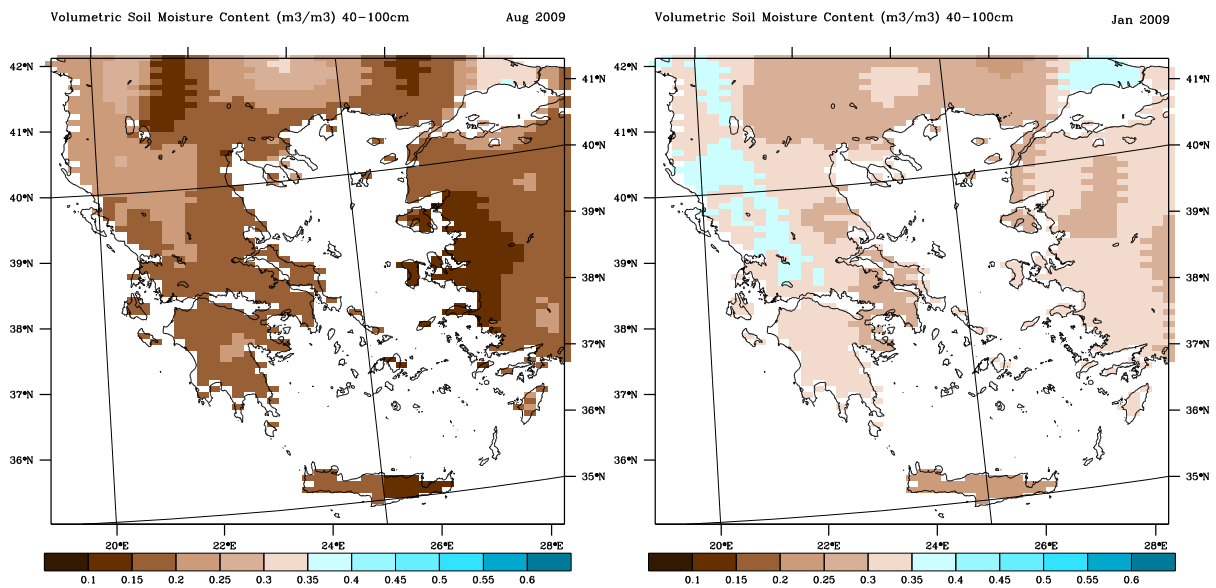
Χάρτης 6.45: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 0-10cm και β) 10-40cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Ιανουάριο του 2010



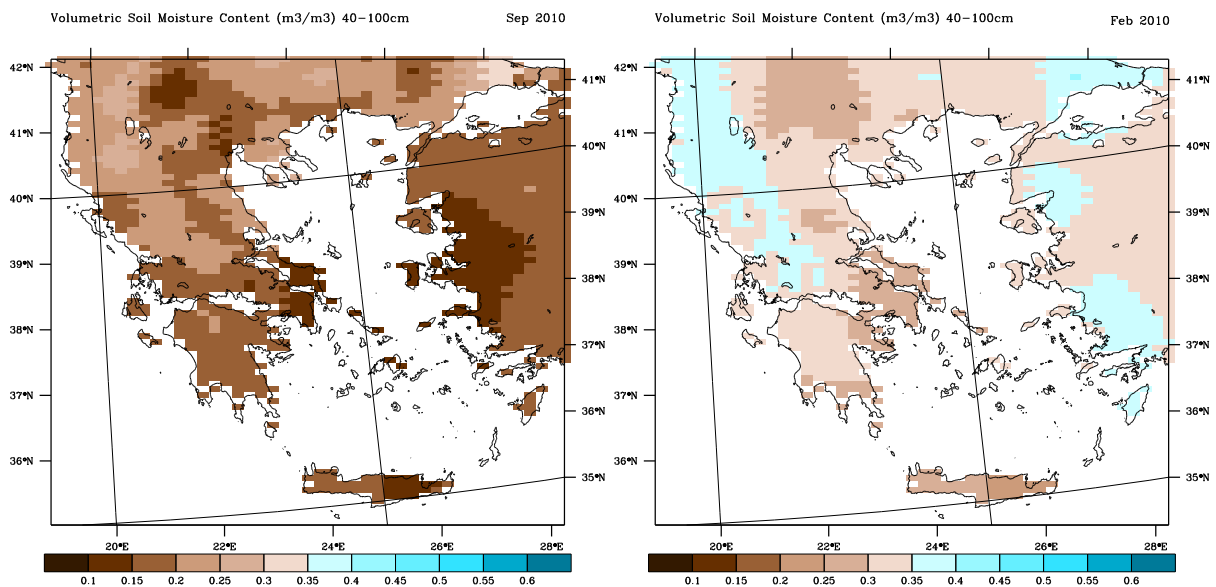
Χάρτης 6.46: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 0-10cm και β) 10-40cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Μάιο του 2010

Στο τρίτο εδαφικό στρώμα, το οποίο βρίσκεται σε βάθος 40-100cm από την επιφάνεια του εδάφους, η χωρική κατανομή της υγρασίας είναι η ίδια με τα άλλα δύο στρώματα. Όσον αφορά τη χρονική κατανομή, για το 2009 ο μήνας με τις χαμηλότερες τιμές υγρασίας ήταν ο Αύγουστος (Χάρτης 6.47α), ενώ αντίθετα ο μήνας με την υψηλότερη ογκομετρική υγρασία στο εξεταζόμενο εδαφικό στρώμα ήταν ο Ιανουάριος (Χάρτης 6.47β). Για το 2010 ο Σεπτέμβριος (Χάρτης 6.48α) και ο Φεβρουάριος (Χάρτης 6.48β) ήταν οι μήνες με τις υψηλότερες και χαμηλότερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας αντίστοιχα.

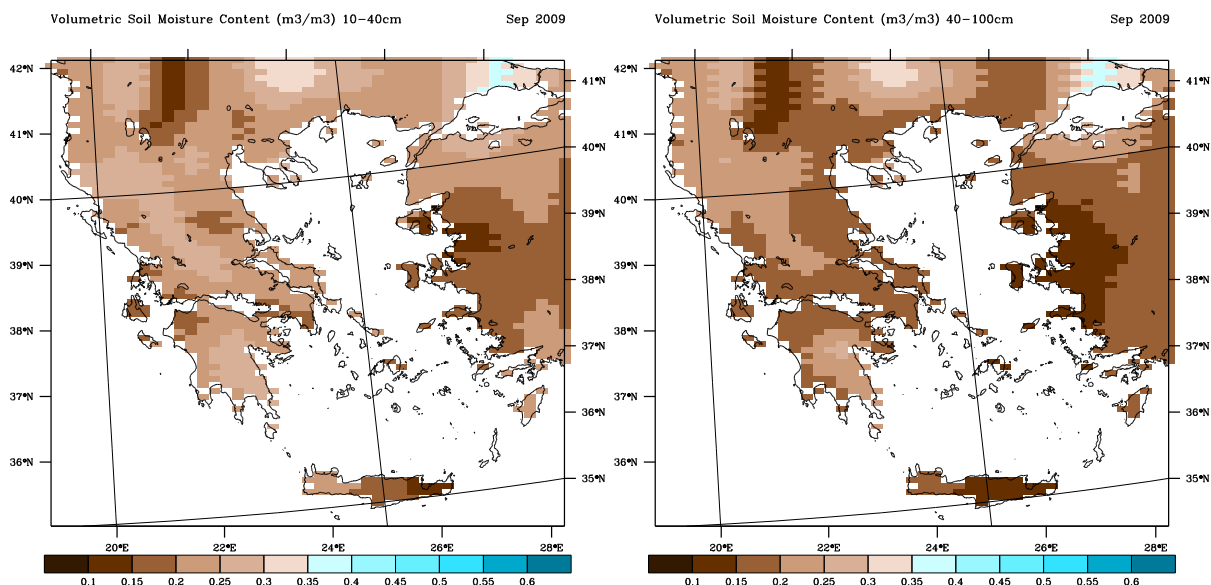
Καθ' όλη τη διάρκεια και των δύο ετών οι μέσες μηνιαίες τιμές ογκομετρικής υγρασίας για το τρίτο εδαφικό στρώμα μειώνονται σε σχέση με το προηγούμενο στρώμα, με τον Σεπτέμβρη (Χάρτης 6.49α και 6.49β) να παρουσιάζουν την μεγαλύτερη μείωση της υγρασίας.



Χάρτης 6.47: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 40-100cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) τον Αύγουστο και β) τον Ιανουάριο του 2009

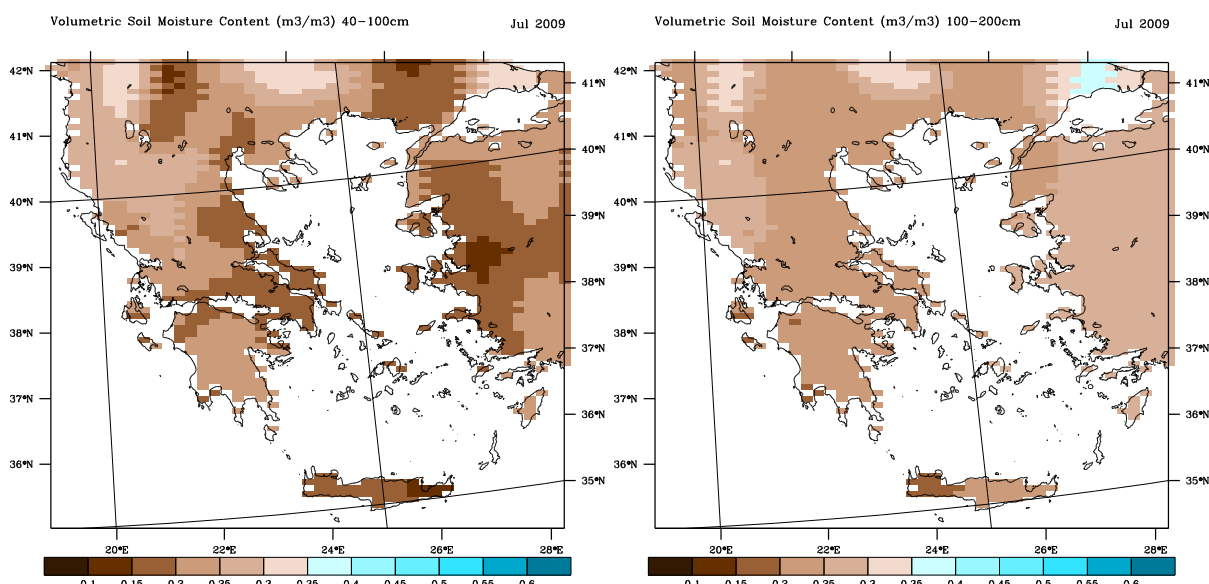


Χάρτης 6.48: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία του εδαφικού στρώματος βάθους 40-100cm από την επιφάνεια του εδάφους για α) τον Σεπτέμβριο του 2010 και β) τον Φεβρουάριο του 2010



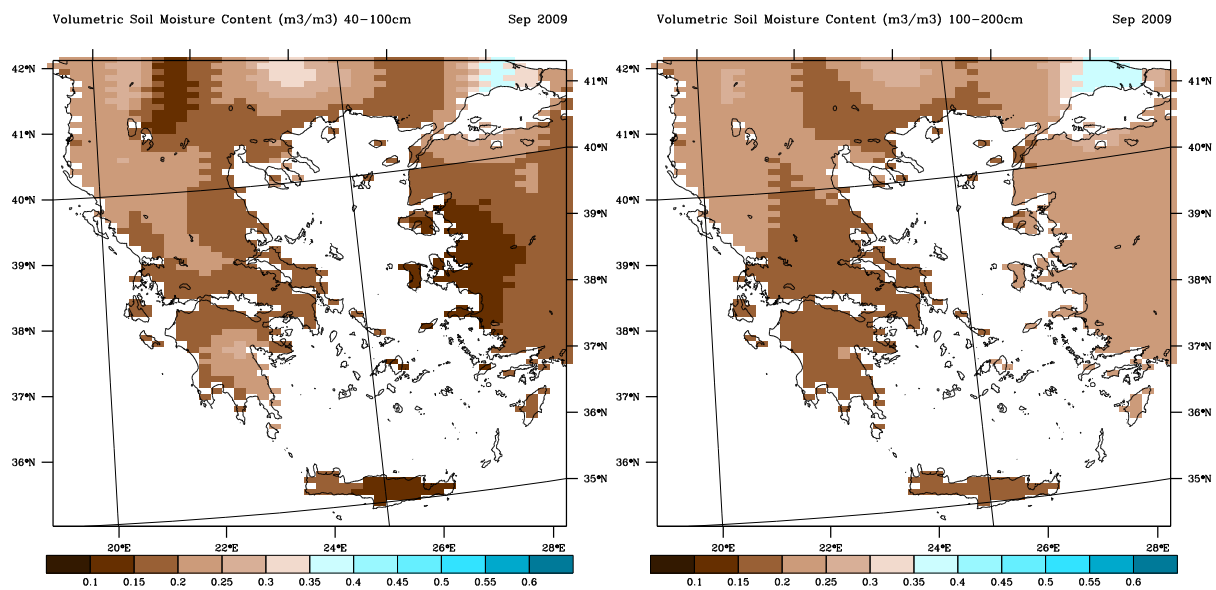
Χάρτης 6.49: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 10-40cm και β) 40-100cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Σεπτέμβριο του 2009

Στο μεγαλύτερο σε βάθος εδαφικό στρώμα (100-200cm από την επιφάνεια της γης), παρατηρούνται έντονες διαφορές τόσο στην χρονική όσο και στην χωρική κατανομή την ογκομετρικής υγρασίας. Γενικά εντοπίζεται ότι κατά τους θερμούς μήνες (Μάιο, Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο) η ογκομετρική υγρασία αυξάνεται και για τα δύο έτη (Χάρτης 6.50α και 6.50β). Επίσης αύξηση παρατηρείται και τον Απρίλιο του 2010.

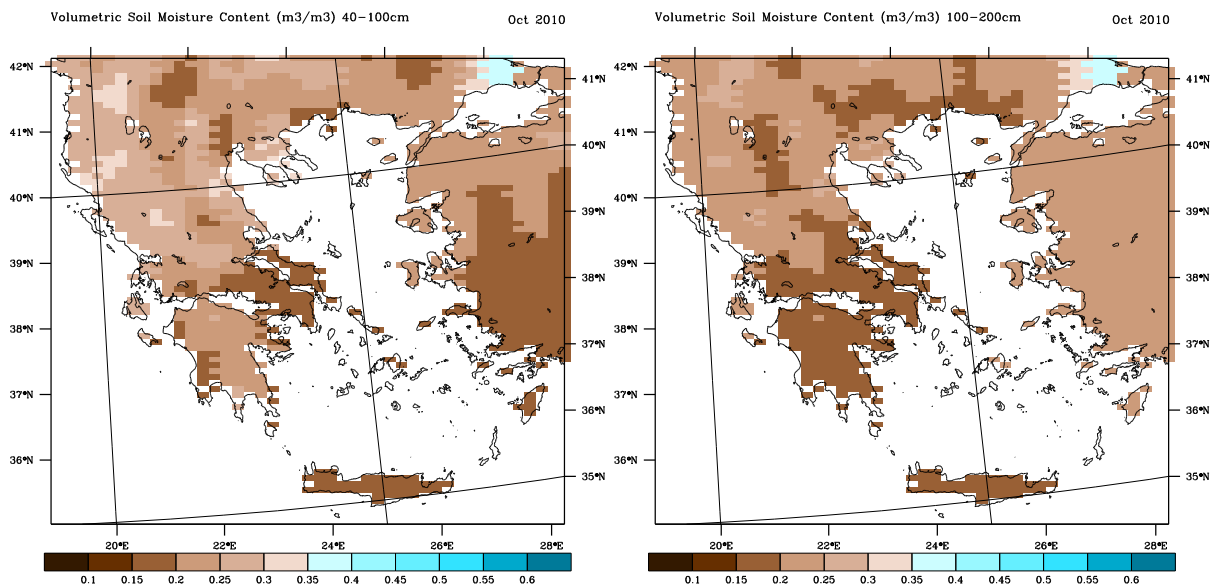


Χάρτης 6.50: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 40-100cm και β) 100-200cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Ιούλιο του 2009

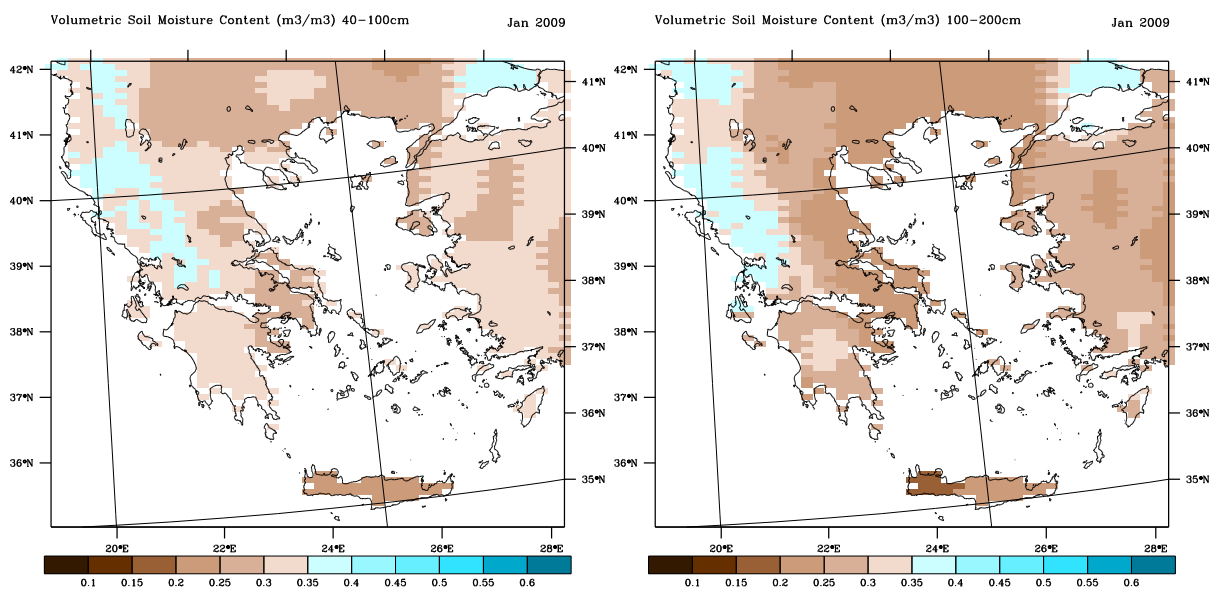
Τον Σεπτέμβριο (Χάρτης 6.51α και 6.51β) και των δύο ετών παρουσιάζεται αύξηση της ογκομετρικής υγρασίας του εξεταζόμενου εδαφικού στρώματος σε όλη τη χώρα εκτός από την κεντρική και νότια ηπειρωτική χώρα, όπου παρατηρείται μείωση των τιμών της υγρασίας. Έντονες διαφορές στη χωρική κατανομή της υγρασίας σε σχέση με το προηγούμενο στρώμα παρατηρείται και τον Οκτώβριο (Χάρτης 6.52α και 6.52β) το 2009 και του 2010, καθώς ενώ σημειώνεται αύξηση της ογκομετρικής υγρασίας στην ηπειρωτική χώρα, στο νησιωτικό τμήμα της Ελλάδας εντοπίζεται μείωση των τιμών της μεταβλητής αυτής. Τους υπόλοιπους μήνες παρατηρείται μείωση της υγρασίας του εδαφικού στρώματος (Χάρτης 6.53α και 6.53β).



Χάρτης 6.51: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 40-100cm και β) 100-200cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Σεπτέμβριο του 2009



Χάρτης 6.52: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 40-100cm και β) 100-200cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Οκτώβριο του 2010



Χάρτης 6.53: Μέση μηνιαία ογκομετρική υγρασία των εδαφικών στρωμάτων βάθους α) 40-100cm και β) 100-200cm από την επιφάνεια του εδάφους για τον Ιανουάριο του 2009

6.6 Συμπεράσματα

Από την ανάλυση των πλεγματικών δεδομένων θερμοκρασίας και υγρασίας εδάφους του ατμοσφαιρικού μοντέλου WRF για την περίοδο 2009-2010 και την εκτίμηση των μέσω ετήσιων και μηνιαίων τιμών, καθώς και της τυπικής απόκλισης των μεταβλητών αυτών προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

- Η μέση θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους στην ευρύτερη περιοχή του ελλαδικού χώρου για το 2010 σημείωσε αύξηση (0.35°K) σε σχέση με την αντίστοιχη του 2009. Επίσης οι τιμές της θερμοκρασίας της επιφάνειας για το 2010 παρουσιάζουν και μεγαλύτερη διασπορά από το προηγούμενο έτος.
- Όπως είναι αναμενόμενο οι μεγαλύτερες τιμές θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους σημειώνονται τους καλοκαιρινούς μήνες, όπου και παρατηρείται η μεγαλύτερη διασπορά των τιμών της μεταβλητής αυτής ενώ αντίστοιχα οι μικρότερες τους χειμερινούς.
- Στην χωρική κατανομή της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους παρατηρείται ότι στην ορεινή ηπειρωτική Ελλάδα εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές. Το νότιο τμήμα της χώρας παρουσιάζεται πιο θερμό από το βόρειο καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου, με την Κρήτη να παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές. Επίσης στην νησιωτική Ελλάδα δεν εμφανίζονται πολύ χαμηλές τιμές θερμοκρασίας εδάφους. Επίσης χαμηλές τιμές παρατηρούνται και στην πεδινή περιοχή της Θεσσαλίας, στην Αττική και τη Θεσσαλονίκη, κυρίως κατά τους ανοιξιάτικους και φθινοπωρινούς μήνες.
- Η μέση θερμοκρασία των εδαφικών στρωμάτων συνολικού βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης για το 2009 είναι μικρότερη από αυτή του 2010.
- Εντοπίζεται μείωση της θερμοκρασίας του εδάφους με το βάθος, για όλους τους μήνες εκτός από τους χειμερινούς μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο. Αυτή η μείωση της θερμοκρασίας παρατηρείται μέχρι και το τρίτο εδαφικό στρώμα το οποίο όπως έχει αναφερθεί βρίσκεται σε βάθος 40 έως 100cm από την επιφάνεια του εδάφους. Αντίθετα, στο τέταρτο εδαφικό στρώμα βάθους 100-200cm παρουσιάζεται αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους για σε όλους τους μήνες εκτός από του πιο θερμούς, Μάιο, Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο, κατά τους οποίους η μέση μηνιαία θερμοκρασία εδάφους μειώνεται σε σχέση με το προηγούμενο στρώμα.

- Η χωρική κατανομή της θερμοκρασίας των εδαφικών στρωμάτων είναι όμοια με αυτήν της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους, ενώ παρατηρείται μείωση των διαφορών της χωρικής κατανομής καθώς αυξάνεται το βάθος.
- Η μέση ετήσια περιεκτικότητα υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια της γης το 2009 είναι κατά 0,63 Kg/m² μικρότερη από αυτή του 2010.
- Τους χειμερινούς μήνες, κατά την διάρκεια και των δύο εξεταζόμενων ετών, η περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους είναι υψηλή, ενώ αντίθετα κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών η περιεκτικότητα υγρασίας του εδάφους λαμβάνει τις ελάχιστες τιμές.
- Οι υψηλότερες τιμές περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος βάθους 0-200cm από την επιφάνεια του εδάφους εντοπίζονται στην Δυτική Ελλάδα και οι χαμηλότερες τιμές στην νησιωτική και ανατολική ηπειρωτική χώρα. Αντίθετα οι χαμηλότερες τιμές περιεκτικότητας υγρασίας του εδάφους παρατηρούνται στην Κρήτη, στα νησιά του νότιου Ιονίου και τα νησιά του Αιγαίου.
- Στις περιοχές της δυτικής Ελλάδας και των νησιών του νότιου και ανατολικού Αιγαίου παρατηρείται η μεγαλύτερη διασπορά των τιμών της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος που μελετήθηκε. Αντίθετα η Κρήτη και η ανατολική ηπειρωτική χώρα εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές τυπικής απόκλισης. Εντοπίζεται ότι η διασπορά των τιμών της υγρασίας του εδάφους δεν επηρεάζεται έντονα από το ύψος των τιμών της περιεκτικότητας υγρασίας του εδαφικού στρώματος, όπως συμβαίνει με την θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους.
- Το 2009 σημειώνονται υψηλότερες τιμές ογκομετρικής υγρασίας στα τρία εδαφικά στρώματα βάθους 0-10cm, 10-40cm και 40-100cm, (που μελετώνται) ενώ στο τελευταίο στρώμα βάθους 100-200cm το 2010 φαίνεται να έχει περισσότερη ογκομετρική υγρασία εδάφους.
- Στο εδαφικό στρώμα βάθους 10-40cm παρατηρείται ότι κατά τους ψυχρούς μήνες η ογκομετρική υγρασία μειώνεται αναφορικά με το προηγούμενο εδαφικό στρώμα, αντίθετα με τους υπόλοιπους μήνες που η ογκομετρική υγρασία αυξάνεται ή παραμένει σε σταθερά επίπεδα. Στο επόμενο εδαφικό στρώμα βάθους 40-100cm καθ' όλη τη διάρκεια του έτους οι μέσες μηνιαίες τιμές ογκομετρικής υγρασίας μειώνονται σε σχέση με το προηγούμενο

στρώμα. Καθ' όλη τη διάρκεια και των δύο ετών οι μέσες μηνιαίες τιμές ογκομετρικής υγρασίας για το τρίτο εδαφικό στρώμα μειώνονται σε σχέση με το προηγούμενο στρώμα. Στο μεγαλύτερο σε βάθος εδαφικό στρώμα (100-200cm από την επιφάνεια της γης), γενικά παρατηρείται ότι κατά τους θερμούς μήνες η ογκομετρική υγρασία αυξάνεται.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- Avissar, R., and R. Pielke, 1989 «*A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology*», Monthly Weather Review, 117, 2113–2136.
- Beljaars, A. C. M., 1994, «*The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection*», Q. J. R. Meteorol. Soc., 121, 255-270.
- Betts, A. K., F. Chen, K. Mitchell, and Z. Janjic, 1997, «*Assessment of land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta Model using FIFE data*», Monthly Weather Review, 125, 2896–2915.
- 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
- Bonan, G. B., 1995, «*Land atmosphere CO₂ exchange simulated by a land-surface process model coupled to an atmospheric generalcirculation model*» Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 100, 2817–2831
- Bonan, G. B. 1996, «*A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and user's guide*», NCAR Technical Note NCAR/TN-417+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 150 pp.
- Bonan, G. B., Oleson, K. W., Vertenstein, M., Levis, S., Zeng, X., Dai, Y., Dickinson, R.E., and Yang, Z.-L. 2002a, «*The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model*», Journal of Climate 15, 3123-3149.
- Bonan, G. B., Levis, S., Kergoat, L., and Oleson, K. W. 2002b, «*Landscapes as patches of plant functional types: An integrating concept for climate and ecosystem models*», Global Biogeochemical Cycles 16, 5.1-5.23.
- Bouchet, R., J. and Robelin, M., 1969, «*Evapotranspiration potentielle et reelevation d' utilisation – portee pratique*», Bull. Tech. Infor.. 238, 1-9

- Bougeault, P., J. Noilhan, P. Lacarrere, and P. Mascart, 1991 «An experiment with an advanced surface parameterization in a mesobeta-scale model. Part I: Implementation.» *Monthly Weather Review*, 119, 2358–2373.
- Bringfelt, B., 1996 «Tests of a new land surface treatment in HIRLAM» HIRLAM Technical Report 23, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 72 pp.
- Chen, F., and R. Avissar, 1994a, «The impact of land-surface wetness on mesoscale heat fluxes», *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1324–1340.
- Chen, F., and R. Avissar, 1994b, «Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in largescale models», *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1382–1401
- Chen, F., J. Dudhia, Z. Janjic, and M. Baldwin, 1997, «Coupling a landsurface model to the NCEP mesoscale Eta model» Preprints, 13th Conference on Hydrology, Long Beach, CA, American Meteor Society, 99–100.
- Chen, F., and Coauthors, 1996, «Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations», *Journal of Geophysical Research*, 101, 7251–7268.
- Chen, F., and K. Mitchell, 1999, «Using GEWEX/ISLSCP forcing data to simulate global soil moisture fields and hydrological cycle for 1987–1988» *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 77, 1–16.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001, «Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity», *Monthly Weather Review*, 129, 569–585.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001, «Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling system. Part II: Preliminary model validation», *Monthly Weather Review*, 129, 587–604.
- Chen, T. H., and Coauthors, 1997 «Cabauw experimental results from the Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes», *Journal of Climate*, 10, 1194–1215.
- Chorley R. J, R. Graham Barry, 1969, «Introduction to physical hydrology», Methuen and Co. Ltd, London

- Cosby, B. J., G. M. Hornberger, R. B. Clapp, and T. R. Ginn, 1984, «*A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils*» Water Resources Research, 20, 682–690.
- Dai, Y., et al. 2001, «*Common Land Model: Technical documentation and user's guide*»
- Dai, Y., Zeng, X., Dickinson, R. E., Baker, I., Bonan, G. B., Bosilovich, M. G., Denning, A. S., Dirmeyer, P. A., Houser, P. R., Niu, G., Oleson, K.W., Schlosser, C.A., and Yang, Z.-L. 2003, «*The Common Land Model*», Bull. Amer. Meteor. Soc. 84, 1013-1023.
- Deardorff, J. W., 1978, «*Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation*», Journal of Geophysical Research, 83, 1889–1903.
- Dickinson, R. E., 1984, «*Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models*», Climate Processes and Climate Sensitivity: Maurice Ewing Volume 5, Geophysical Monograph, No. 29, American Geophysical Union, 58–72.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977, «*Guidelines for predicting crop water requirements*» FAO Irrigation and Drainage paper 24, Rome, Italy.17-27
- Dudhia, J., 2009, «*WRF physics options*», 10th Annual meeting of WRF users, National Center for Atmospheric Research, June 23 - 26, 2009, USA.
- Entekhabi, D., and P. S. Eagleson, 1989, «*Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale variability*», Journal of Climate, 2, 816–831.
- Ferrier, B.S., Y. Jin, Y. Lin, T. Black, E. Rogers, and G. DiMego, 2002, «*Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model*», Preprints, 15th Conf. on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 280-283.
- 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.
- Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A. Hax-eltine, 1996, «*An integrated biosphere model of land surface*

- processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics*» Global Biogeochemical Cycles, 10, 603-628.
- Givoni, B. and Katz, L., 1985, «*Earth temperatures and underground buildings*», Energy and Buildings, 8: 15-25.
 - Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. Bates, 1993, «*Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions*», Monthly Weather Review, 121, 2814–2832.
 - Hanks, R. J., and G. L. Ashcroft, 1986, «*Applied Soil Physics*», Springer-Verlag, 159 pp.
 - Hillel, D., 2004. «*Introduction to Soil Physics*». Academic Press. pp 215-234.
 - Hoffman, F., Vertenstein, M., Thornton, P., Oleson, K., and Levis, S. 2004. «*Community Land Model Version 3.0 (CLM3.0) Developer's Guide*» Technical Memorandum ORNL/TM–2004/119, ORNL, Oak Ridge, TN
 - Hoffman, F., Vertenstein, M., H. Kitabata, and J. B. White, 2005, «*Vectorizing the Community Land Model*» The International Journal of High Performance Computing Applications, Volume 19, No. 3, , pp. 247–260
 - Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990, «*Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set*», Boundary-Layer Meteorology, 52, 93–134.
 - 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
 - Janjic, Z.I., 1996, «*The Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Eta model*», 11th Conf. on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August 1996; Amer. Meteor. Soc., Boston, MA, 333–334.
 - Janjic, Z.I., Gerrity J.P. Jr, and S. Nickovic, 2001, «*An alternative approach to nonhydrostatic modelling*», Monthly Weather Review, 129, 1164–1178.
 - Janjic, Z.I., 2003, «*A nonhydrostatic model based on a new approach*» Meteorology and Atmospheric Physics, 82, 271–285, DOI 10.1007/s00703-001-0587-6.
 - Kiehl, J. T. and Gent, P. R. 2004, «*The Community Climate System Model, version two*», Journal of Climate 17, 3666–3682.

- Lawrence, J.E. and G.M. Hornberger, 2007, «*Soil-moisture variability across climate zones*» *Geophys. Res. Lett.*, 34: L20402, doi:10.1029/2007GL031382
- Liang, X., E. F. Wood, and D. P. Lettenmaier, 1999, «*Modeling ground heat flux in land surface parameterization schemes*», *Journal of Geophysical Research*, 104, 9581–9602.
- Luo, Y., Loomis, R.S. and Hsiao, T.C., 1992, «*Simulation of soil temperature in crops*». *Agric. For. Meteorol.*, 61:23-38.
- Mahfouf, J. F., and J. Noilhan, 1991, «*Comparative study of various formulation from bare soil using in situ data*», *Journal of Applied Meteorology*, 30, 1354–1365.
- Mahfouf, J. F., E. Richard, and P. Mascart, 1987, «*The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations*», *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1483–1495.
- Mahrt, L., and M. Ek, 1984, «*The influence of atmospheric stability on potential evaporation*», *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 222–234.
- Mahrt, L., and H. L. Pan, 1984, «*A two-layer model of soil hydrology*», *Boundary-Layer Meteorology*, 29, 1–20.
- McCumber, M. C., and R. A. Pielke, 1981, «*Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model soil layer*», *Journal of Geophysical Research*, 86, 9929–9938.
- 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.
- 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.

- Noilhan, J., and S. Planton, 1989, «*A simple parameterization of land surface processes for meteorological models*», Monthly Weather Review, 117, 536–549.
- Oglesby, J., and Erickson D., J., 1989, «*Soil Moisture and the Persistence of North America Drought*», Journal of Climate, 2, 11, 136-1380
- Ookouchi, Y., M. Segal, R. C. Kessler, and R. Pielke, 1984, «*Evaluation of soil moisture effects of the generation and modification of mesoscale circulations*», Monthly Weather Review, 112, 2281–2292.
- Oleson, K.W., and coauthors. 2010, «*Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM)*», NCAR Technical Note NCAR/TN-478+STR, National Center for Atmospheric Research
- Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987, «*Interaction between soil hydrology and boundary-layer development*», Boundary-Layer Meteorology, 38, 185–202.
- Pelton, W., I., King, K. M. and Tanner C. B. 1960, «*An evaluation of the thornthwaite method for determining potential evapotranspiration*», Agron. J. 52, 387-395
- Penman, H.L., 1948. «*Natural evaporation from open water, bare soil and grass*». Proceedings Royal Society, Series A 193:120-146.
- Pielke, R. A., T. J. Lee, J. H. Copeland, J. L. Eastman, C. L. Ziegler, and C. A. Finley, 1997, «*Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations*», Ecological Applications, 7, 3–21.
- Rosenberg, N. J., «*MICROCLIMATE: The biological environment*», J. Wiley, WSA, pp. 243-258
- Rowntree, P. R., 1983, «*Sensitivity of GCM to land surface processes*», Proceedings of the Workshop on Intercomparison of Large-Scale Models Used for Extended Range Forecasts, United Kingdom, ECMWF, 225–261.
- Rowntree, P. R., and J. R. Bolton, 1983, «*Simulations of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe*», Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 109, 501–526.
- 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

- Schaake, J. C., V. I. Koren, Q. Y. Duan, K. Mitchell, and F. Chen, 1996, «*A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales*», Journal of Geophysical Research, 101, 7461–7475.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986, «*A simple biosphere model (Sib) for use within general circulation models*», Journal of the Atmospheric Sciences, 43, 505–531.
- Sellers, P. J., Dickinson, R. E., Randall, D. A., Betts, A. K., Hall, F. G., Berry, J. A., Collatz, G. J., Denning, A. S., Mooney, H. A., Nobre, C. A., Sato, N., Field, C. B., and Henderson-Sellers, A., 1997, «*Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere*», Science, 275, 502–509
- Shao, Y., and A. Henderson-Sellers, 1995, «*Validation of soil moisture simulation in landsurface parameterisation schemes with HAPEX data*», Global and Planetary Change 13, 11-46
- Smirnova, T. G., J. M. Brown, and S. G. Benjamin, 1996, «*The soil component of the MAPS model: Description and performance in one- and three-dimensional applications*», 11th Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, American Meteor Society, 259–261.
- 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.
- Thornthwaite, C. W. 1948, «*An approach toward a rational classification of climate*», Geographical Review 38 (1): 55–94
- Viterbo, P., and A. C. Beljaars, 1995, «*An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation*», Journal of Climate, 8, 2716–2748.
- Williams, M., Rastetter, E. B., Fernandes, D. N., Goulden, M. L., Wofsy, S. C., Shaver, G. R., Melillo, J. M., Munger, J. W., Fan, S.-M., and Nadelhoffer, K. J., 1996, «*Modelling the soil-plant-atmosphere continuum in a Quercus-Acer stand at Harvard Forest: the regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties*, Plant Cell Environ», 19, 911–927

- Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, and V. G. Zartarian, 1992, «*A landsurface parameterization with subgrid for general circulation models*», Journal of Geophysical Research, 97, 2717–2728.
- Wood, E. F., and Coauthors, 1998, «*The project for Intercomparison of Landsurface Parameterization Schemes (PILPS). Phase 2(c) Red–Arkansas River Basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons*», Global and Planetary Change, 19, 115–136.
- Wu, W., and R. E. Dickinson, 2004, «*Time scales of layered soil moisture memory in the context of land-atmosphere interaction*». J. Clim., 17, 2752–2964.
- Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter, and J. Shukla, 1991, «*A simplified biosphere model for global climate studies*» Journal of Climate, 4, 346–364.
- Zeng, X., and Decker, M. 2009, «*Improving the numerical solution of soil moisture-based Richards equation for land models with a deep or shallow water table*», Journal of Hydrometeorology, 10:308–319.
- Zilitinkevich, S., 1995, «*Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows*», Air Pollution Theory and Simulation, Air Pollution III, H. Power, N. Moussiopoulos, and C. A. Brebbia, Eds., Vol. I, Computational Mechanics Publications, 53–60.

Ελληνόγλωσση Βιβλιογραφία

- Κατσαφάδος, Π., Μαυροματίδης, Η., Γκίκας Ν., και Παπαδόπουλος, Α., 2010 «*Το προγνωστικό σύστημα καιρού του Χαροκόπειου Πανεπιστημίου: χαρακτηριστικά και προγνωστικά προϊόντα*»
- Κουτσογιάννης, Δ., και Θ. Ξανθόπουλος, 1999 «*Τεχνική Υδρολογία*», Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα
- Ξανθόπουλος, Θ., 1984 «*Εισαγωγή στην Τεχνική Υδρολογία*», ΕΜΠ, 4.9–4.11, 4.24–4.30
- Τσακίρης, Γ., 1986, «*Μαθήματα εγγειοβελτιωτικών έργων*», Αθήνα, 4.10–4.30
- Φλόκας, Α., 1992, «*Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*», Ζήτη Θεσσαλονίκη

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

Δικτυακοί τόποι

- Earth Observatory, NASA, Graham S., C. Parkinson, and M. Chahine, 2010, http://earthobservatory.nasa.gov/Features/Water/water_cycle_2000.pdf
- U.S. Geological Survey (USGS) Web page for the water resources of Georgia, Perlman H., 2011, «Summary of the Water Cycle», <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclesummary.html>
- Georgia Tech, School of Earth and Atmospheric Sciences <http://climate.eas.gatech.edu/>
- Intergovernmental Panel on Climate Change <http://www.ipcc.ch/pdf/supporting-material/expert-meeting-report-scenarios.pdf>
- Ομάδα Δυναμικής της Ατμόσφαιρας και του Κλίματος, Τμήμα Γεωγραφίας-Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο Αθηνών <http://meteoclima.gr/>
- Climate and Global Dynamics, University Corporation for Atmospheric Research <http://www.cgd.ucar.edu/tss/clm/>
- Mesoscale and Microscale Meteorology, University Corporation for Atmospheric Research <http://www.mmm.ucar.edu/>
- Marshall Space Flight Center Earth Science Office, J., E., Arnold, 1999, «Soil Moisture», http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/landprocess/lp_home.html