

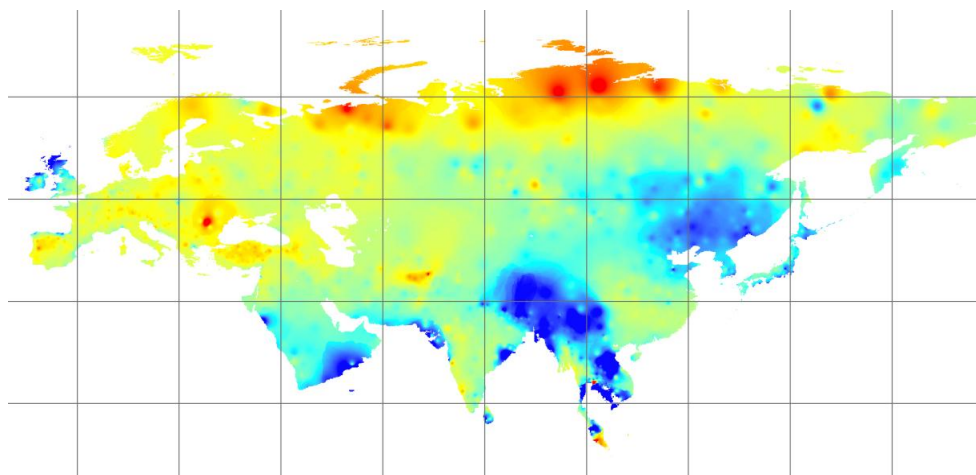


# ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

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

## ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΠΑΓΚΟΣΜΙΟΥ ΠΑΡΑΜΕΤΡΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΔΥΝΗΤΙΚΗΣ ΕΞΑΤΜΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

*Αλέξανδρος Κ. Καρανάσιος*



Αθήνα, Οκτώβριος 2016

Επιβλέπων: Καθηγητής Δ. Κουτσογιάννης





## Ευχαριστίες

---

Με το πέρας αυτής της εργασίας ολοκληρώνεται ένας ακόμη κύκλος προσωπικής εξέλιξης και διεύρυνσης των γνώσεων και των εμπειριών μου μέσα στον ακαδημαϊκό χώρο. Πρόκειται για ένα ακόμη τέλος που σηματοδοτεί μια ακόμη αρχή. Και όπως κάθε τέλος, έρχεται η ώρα που κοιτώντας κανείς πίσω και μετρώντας τους κόπους του, οφείλει αν μη τι άλλο να ευχαριστήσει ειλικρινά όσους με κάθε τρόπο στάθηκαν αρωγοί σε αυτή την προσπάθεια.

Στην ολοκλήρωση αυτής της εργασίας συνέβαλαν:

Ο υποψήφιος Διδάκτορας, συνάδελφος και φίλος Αριστοτέλης Τέγος, που «εμπνεύστηκε» το θέμα της διπλωματικής εργασίας, οργάνωσε και επιτήρησε την πορεία των εργασιών και φυσικά εμπλούτισε σε πολλά σημεία το αντικείμενο της εργασίας.

Ο συνάδελφος και πολύ καλός φίλος Μιχάλης Μαρουλάκης, ο οποίος με τις φοβερές γνώσεις του πάνω στο GIS και το πάθος του να βοηθά ουσιαστικά όποτε χρειαστεί, έκανε τη σύνθεση και παραγωγή όλων των χαρτών της εργασίας να μοιάζει παιχνίδι.

Τα μέλη της ΙΓΙΑΣ, τα οποία με την καθοδήγηση και πάλι του Αριστοτέλη Τέγου ασχολήθηκαν ενεργά με υπολογισμούς και επεξεργασίες απαραίτητες για τη διπλωματική εργασία.

Θέλω επίσης να ευχαριστήσω τον Καθηγητή και Κοσμήτορα της Σχολής Πολιτικών Μηχανικών Δημήτρη Κουτσογιάννη, επιβλέποντα της παρούσας διπλωματικής εργασίας, ο οποίος υποστήριξε και καθοδήγησε αδιάλειπτα την πορεία της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Το τέλος αυτού του κύκλου λοιπόν έρχεται χάρη στην απόφαση να γίνει η αρχή του. Και η αρχή του αλλά και η πορεία του δε θα ήταν η ίδια εάν δεν είχα στο πλευρό μου τους ανθρώπους που με στήριξαν και με στηρίζουν σε ό,τι κάνω. Θέλω λοιπόν να ευχαριστήσω τη Φένια, τους γονείς μου και την οικογένειά μου για την αμέριστη συμπαράστασή τους.

Αλέξανδρος Καρανάσιος

Οκτώβρης 2016



## Περιεχόμενα

---

Ευχαριστίες .....	i
Περιεχόμενα .....	ii
Περίληψη.....	iv
Abstract .....	v
Extended summary .....	vi
1 Εισαγωγή.....	1
1.1 Αντικείμενο της εργασίας.....	1
1.2 Διάρθρωση της εργασίας .....	1
2 Θεωρητικό υπόβαθρο της εξατμοδιαπνοής.....	3
2.1 Η έννοια της εξάτμισης .....	3
2.2 Η έννοια της διαπνοής .....	3
2.3 Η έννοια της εξατμοδιαπνοής.....	4
2.4 Τρόποι μέτρησης – υπολογισμού εξατμοδιαπνοής .....	4
2.5 Ενεργειακό ισοζύγιο και εξάτμιση .....	5
2.6 Μεταφορά μάζας και εξάτμιση .....	6
2.7 Βασικές μεταβλητές για την εκτίμηση της εξάτμισης.....	8
3 Μοντέλα υπολογισμού εξατμοδιαπνοής .....	13
3.1 Ιστορική εξέλιξη μοντέλων εκτίμησης εξατμοδιαπνοής.....	13
3.1.1 Εποχή προ Dalton (εποχή πριν τον 19 <sup>ο</sup> αιώνα) .....	13
3.1.2 Εποχή από Dalton μέχρι Penman (1800 – 1948) .....	15



3.1.3	Εποχή από Penman (1948) έως σήμερα.....	16
3.2	Η μέθοδος Penman .....	20
3.3	Η μέθοδος Penman - Monteith .....	21
3.4	Η μέθοδος Doorenbos - Pruitt .....	22
3.5	Απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού .....	22
3.6	Εμπειρικά μοντέλα .....	24
3.6.1	Η μέθοδος Thornthwaite .....	24
3.6.2	Η μέθοδος Hargreaves.....	25
3.6.3	Η μέθοδος Blaney - Criddle .....	25
4	Ανάπτυξη Παραμετρικού Μοντέλου .....	27
4.1	Φυσική θεμελίωση παραμέτρων παραμετρικού μοντέλου.....	28
5	Περιοχή μελέτης.....	29
6	Δεδομένα και Επεξεργασίες.....	31
6.1	Βαθμονόμηση μοντέλου .....	31
6.2	Στατιστικά κριτήρια αξιολόγησης .....	31
6.3	Χωρική παρεμβολή παραμέτρων a και b σε παγκόσμια κλίμακα με χρήση της μεθόδου IDW .....	33
6.4	Αξιολόγηση παραμετρικού μοντέλου.....	45
6.5	Επαλήθευση παραμετρικού μοντέλου .....	50
7	Παγκόσμιοι Χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής.....	55
8	Συμπεράσματα.....	62





## Περίληψη

---

Αντικείμενο της εργασίας είναι η ανάπτυξη ενός νέου παραμετρικού μοντέλου για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής, το οποίο βασίζεται στην προσαρμογή σε ένα δείγμα αναφοράς δυνητικής εξατμοδιαπνοής κατά Penman-Monteith και τα απαιτούμενα εισερχόμενα δεδομένα είναι η μηνιαία θερμοκρασία του αέρα και η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία. Το παραμετρικό μοντέλο βαθμονομήθηκε σε 4069 υδρομετεωρολογικούς σταθμούς της κλιματικής βάσης δεδομένων CLIMWAT 2.0 και έγινε χωρική παρεμβολή των παραμέτρων σε παγκόσμια κλίμακα με χρήση της μεθόδου IDW. Επίσης έγινε επαλήθευση του μοντέλου με χρήση κατάλληλων στατιστικών δεικτών (NSE, MAE, BIAS,  $R^2$ , RMSE), σε διάφορα κλιματικά καθεστώτα (55 σταθμοί). Τα αποτελέσματα τόσο της βαθμονόμησης όσο και κατά της επαλήθευσης του μοντέλου είναι αρκετά καλά. Τέλος κάνοντας χρήση των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου που υπολογίστηκαν, δεδομένων τηλεπισκόπησης για τη θερμοκρασία του αέρα, καθώς και υπολογισμών για την εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία, παρήχθησαν παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής.



## **Abstract**

---

The scope of the study is the development of a new parametric model, in order to estimate the potential evapotranspiration. The new model is based on the formulation of a parametric equation, that is adapted in a sample calculated at Penman- Monteith data. The necessary entry data is monthly air temperature and extraterrestrial solar radiation. The parametric model was calibrated in 4069 hydrometeorological stations of the CLIMWAT 2.0 climatic database and the parameters were spatially interpolated in a global level, using the IDW method. The model was also validated in various climatic regimes (55 stations), using various statistical criteria (NSE, MAE, BIAS,  $R^2$ , RMSE). The results of the calibration as well as the results of the validation of the model are really good. Moreover global monthly potential evapotranspiration maps were produced, using the parameter values that were calculated, calculated values of extraterrestrial solar radiation as well as remote sensing air temperature.



## **Extended summary**

---

### **Introduction**

The scope of this particular thesis is the development of a new model concerning the estimation of potential evapotranspiration. Evaporation and evapotranspiration constitute the main components of the hydrological cycle and their estimation demands a number of hydrometeorological data. The method, which describes with accuracy the phenomenon, is Penman- Monteith's method of combination, while for its assessment the average air temperature, relative humidity, sunshine and wind's velocity are demanded. The simultaneous existence of these four measurements is quite often absent from meteorological stations and a number of experts, due to complexity of the methods, looked for simplified mathematical expressions so as to describe the phenomenon.

### **Theoretical background of evapotranspiration**

Evaporation describes the transformation of water from liquid to gas phase, while transpiration describes the same phenomenon that takes place in the leafage of the flora. Evapotranspiration is the sum of the water losses that occur both due to evaporation and transpiration.

Measuring the evapotranspiration in the field is a difficult procedure. Various tool and methods have been developed, such as the lysimeter, water balance method, or remote sensing techniques.

### **Evapotranspiration models**

Actual and potential evapotranspiration can theoretically be retrieved from the mass transfer and energy balance equations, therefore a number of methods and models are based on those equations. The most integrated methods are the analytical ones, also known as combination methods, which combine the energy factors (solar radiation and temperature) with the atmospheric ones (vapor pressure deficit and wind speed). Evapotranspiration models have a long historical development, including a breadth of mathematical equations, that whether rely upon the simplification of the methods or originate from empirical observations and mainly inquire temperature as entry data.

## Parametric model development

In the specific thesis, a new parametrical equation is presented that relies on adaptation, depending on the method of minimal square, in a measured sample according to Penman-Monteith's method. The mathematical equation is described through this analogy.

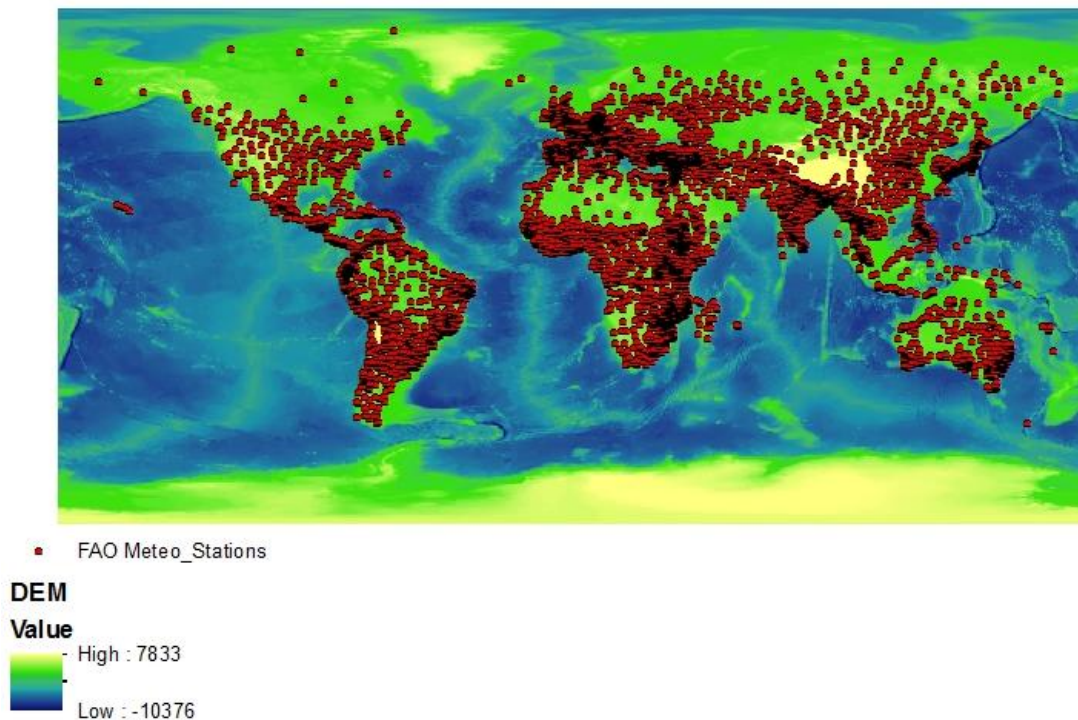
$$PET = \frac{aR_a}{1 - b\left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2}\right)}$$

a,b: Parameters which are calculated through the method of minimal square

$R_a$ : The extraterrestrial radiation that can be easily calculated

$T_{max}$ ,  $T_{min}$ : The maximum and minimum air temperature

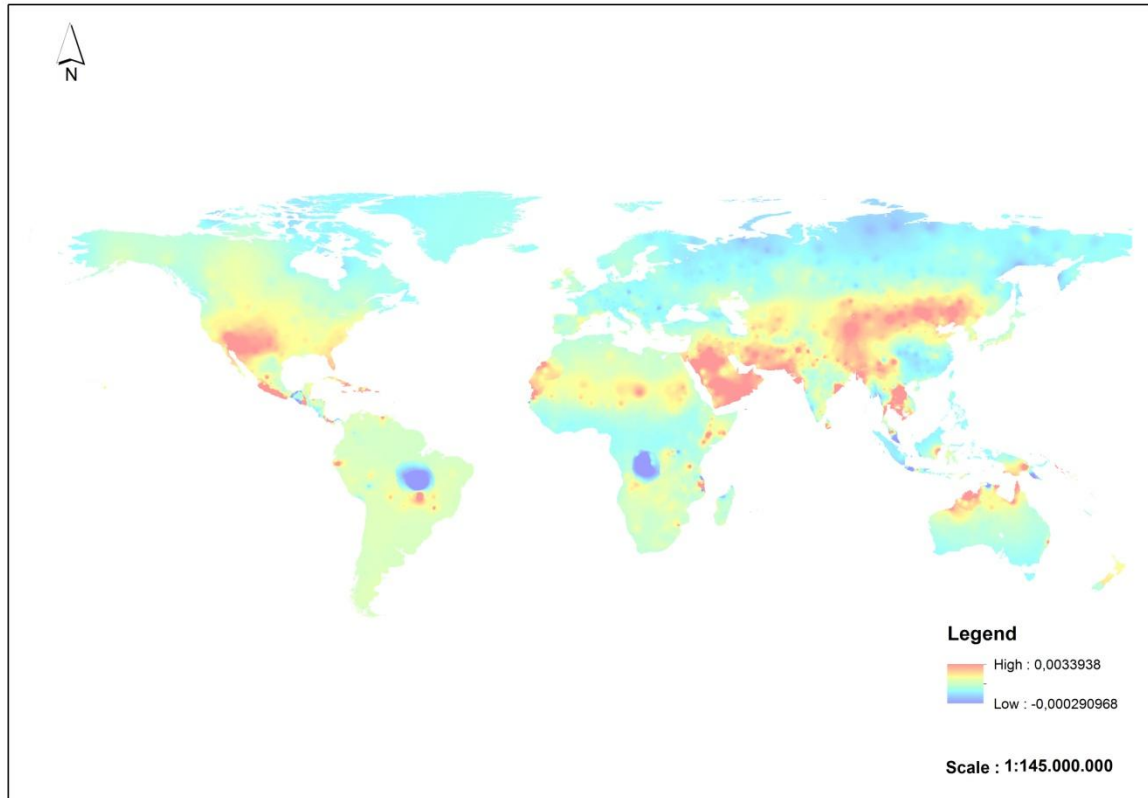
This new analogy was implemented in 4069 hydrometeorological stations of the CLIMWAT 2.0 climatic database (Figure 1).



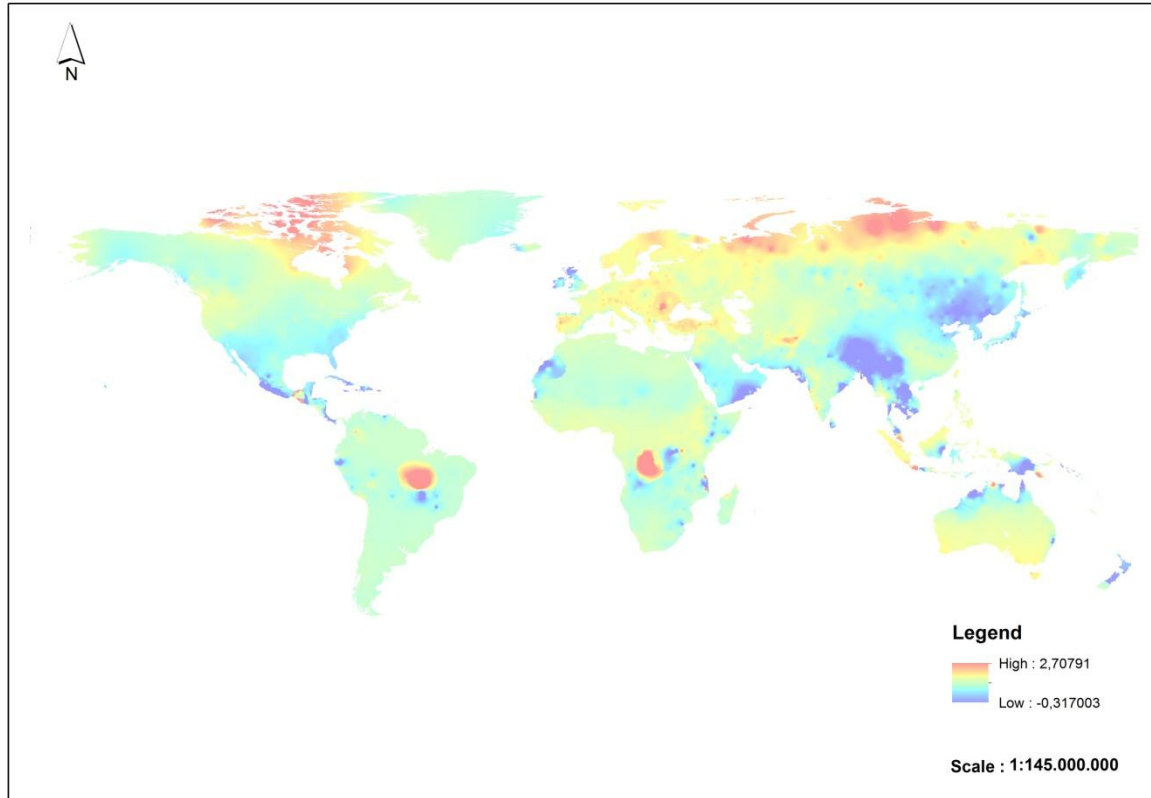
**Figure 1: Hydrometeorological network stations**

## Data and procedures

The parametric model was calibrated in all the abovementioned hydrometeorological stations. The parameters a and b were then geographically interpolated in a global scale using the method of Inverse Distance Weighting. In Figures 2 and 3 below, the global spatial interpolation of parameters a and b are presented respectively.



**Figure 2: Spatial interpolation of parameter a in global level**

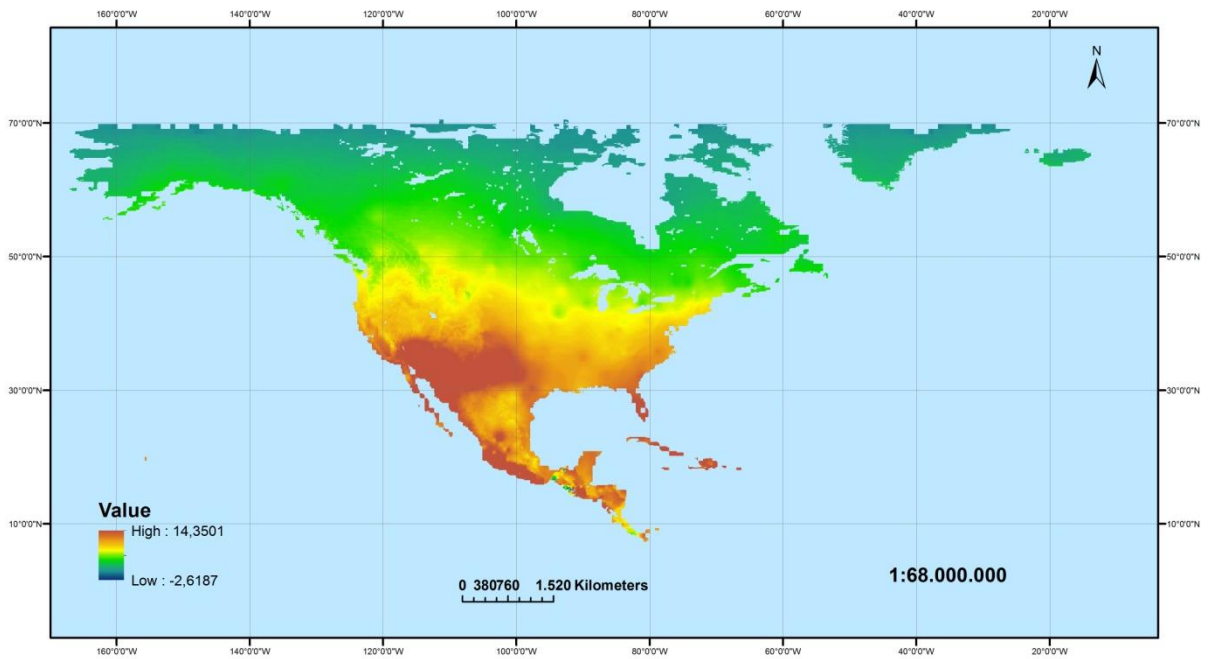


**Figure 3: Spatial interpolation of parameter b in global level**

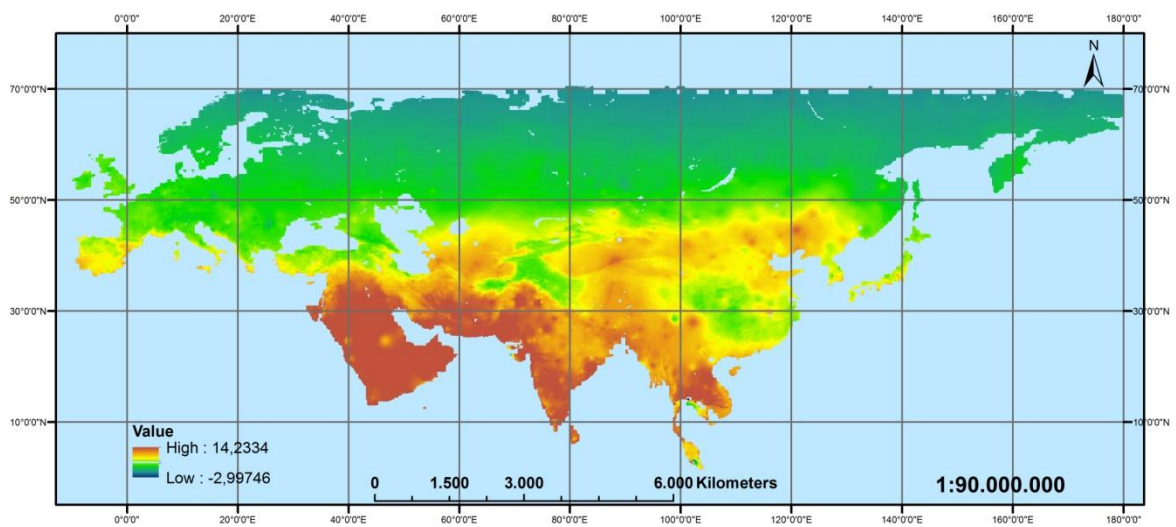
Moreover the model was validated using various statistical indexes (NSE, MAE, BIAS,  $R^2$ , RMSE), in different climatic regimes (55 stations in total). According to the validation, the model presents really satisfactory results.

Finally global maps of monthly potential evapotranspiration were produced by using the parametric equation, the parameters a and b that were derived from the model calibration, air temperature from remote sensing data of Goddard Space Flight Center of NASA and extraterrestrial solar radiation that was calculated. For every geographical unit of the planet, twelve maps of monthly potential evapotranspiration have been produced (one for each month). Below two sample maps for the geographical unit of North America and Eurasia are given.





**Figure 4: Potential evapotranspiration map for January in North America (mm/day)**



**Figure 5: Potential evapotranspiration map for January in Eurasia (mm/day)**

# 1 Εισαγωγή

---

## 1.1 Αντικείμενο της εργασίας

Αντικείμενο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας είναι η ανάπτυξη ενός νέου μοντέλου για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής. Η εξατμοδιαπνοή είναι μια βασική διεργασία του υδρολογικού κύκλου και η εκτίμησή της είναι πολύ σημαντική για πλήθος τεχνικών εφαρμογών, όπως το υδρολογικό ισοζύγιο, η εκτίμηση των υδατικών αναγκών και η εκτίμηση των απωλειών από ταμιευτήρες και άλλες. Ο υπολογισμός της όμως είναι δύσκολος καθώς απαιτεί πολλά πρωτογενή δεδομένα για τη συνεπή εκτίμησή της.

Στην εργασία περιγράφεται ένα νέο παραμετρικό μοντέλο, το οποίο βασίζεται στην προσαρμογή σε ένα δείγμα αναφοράς δυνητικής εξατμοδιαπνοής κατά Penman-Monteith και τα απαιτούμενα εισερχόμενα δεδομένα είναι η μηνιαία θερμοκρασία του αέρα και η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία, εκ των οποίων μόνο η θερμοκρασία χρειάζεται να μετρηθεί. Η μέθοδος Penman-Monteith θεωρείται η εγκυρότερη διεθνώς για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής και το μοναδικό της μειονέκτημα είναι η απαίτηση σε πολλά πρωτογενή δεδομένα (θερμοκρασία, σχετική υγρασία, ηλιοφάνεια και ταχύτητα ανέμου).

Το παραμετρικό μοντέλο βαθμονομήθηκε σε 4069 υδρομετεωρολογικούς σταθμούς της κλιματικής βάσης δεδομένων CLIMWAT 2.0 και έγινε χωρική παρεμβολή των παραμέτρων σε παγκόσμια κλίμακα με χρήση της μεθόδου IDW. Επίσης έγινε επαλήθευση του μοντέλου με χρήση κατάλληλων στατιστικών δεικτών, σε διάφορα κλιματικά καθεστάτα. Τέλος κάνοντας χρήση των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου που υπολογίστηκαν, δεδομένων τηλεπισκόπησης για τη θερμοκρασία του αέρα, καθώς και υπολογισμών για την εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία, παρήχθησαν παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής.

## 1.2 Διάρθρωση της εργασίας

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία αποτελείται από την εισαγωγή, 7 Κεφάλαια και ένα Παράρτημα. Στο 2<sup>ο</sup> Κεφάλαιο παρουσιάζονται οι εισαγωγικές έννοιες της εξάτμισης και της διαπνοής, το φυσικό πλαίσιο εκτίμησής τους και οι μέθοδοι μέτρησης της εξάτμισης και της δυνητικής εξατμοδιαπνοής.

Στο 3<sup>ο</sup> Κεφάλαιο γίνεται εκτενής παρουσίαση των μοντέλων εκτίμησης της δυνητικής εξατμοδιαπνοής, κάνοντας μια ιστορική ανάλυση της εξέλιξής τους. Ακόμη παρουσιάζονται και οι απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού.

Στο Κεφάλαιο 4 παρουσιάζεται η μαθηματική έκφραση του νέου παραμετρικού μοντέλου και περιγράφεται η φυσική θεμελίωση των παραμέτρων.

Στο 5<sup>ο</sup> Κεφάλαιο παρουσιάζεται η περιοχή μελέτης, περιγράφεται το υδρομετεωρολογικό δίκτυο της FAO, καθώς και η βάση κλιματικών δεδομένων CLIMWAT, από την οποία αντλήθηκαν δεδομένα για τις περαιτέρω επεξεργασίες.

Στο Κεφάλαιο 6 παρουσιάζονται οι επεξεργασίες που πραγματοποιήθηκαν για τα δεδομένα των 4069 σταθμών του υδρομετεωρολογικού δικτύου της FAO, εξάγονται οι παράμετροι του μοντέλου και γίνεται χωρική παρεμβολή αυτών σε παγκόσμια κλίμακα. Επίσης γίνεται αξιολόγηση του παραμετρικού μοντέλου βάσει συγκεκριμένων στατιστικών δεικτών και επαλήθευση αυτού σε 55 σταθμούς σε διαφορετικές κλιματικές περιοχές (Η.Π.Α., Γερμανία, Ισπανία, Ελλάδα, Αυστραλία, Ιρλανδία, Ιράν).

Στο 7<sup>ο</sup> Κεφάλαιο παρουσιάζονται παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής, που προέκυψαν χρησιμοποιώντας την παραμετρική εξίσωση. Οι παράμετροι a και b που χρησιμοποιήθηκαν είναι αυτοί που υπολογίστηκαν στο Κεφάλαιο 6, η θερμοκρασία του αέρα προέρχεται από δεδομένα της βάσης δεδομένων GLDAS (Global Land Data Assimilation System), η οποία έχει παραχθεί από τον τομέα Υδρολογικών Επιστημών του GSFC (Goddard Space Flight Center) της NASA, ενώ η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία προέκυψε βάσει υπολογισμών.

Στο 8<sup>ο</sup> και τελευταίο Κεφάλαιο γίνεται η σύνοψη των εργασιών και των βασικών συμπερασμάτων της παρούσας εργασίας.

Στο παράρτημα παρουσιάζονται οι παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής για κάθε γεωγραφική ενότητα.

## **2 Θεωρητικό υπόβαθρο της εξατμοδιαπνοής**

---

Η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής προσελκύει το ενδιαφέρον αρκετών κλάδων των γεωεπιστημών, όπως είναι η υδρολογία, η μετεωρολογία, η κλιματολογία, η οικολογία και η γεωπονία. Αποτελεί βασική διεργασία του υδρολογικού κύκλου, με αποτέλεσμα να αποτελεί απαραίτητο στοιχείο κατά τη μελέτη, αξιοποίηση και διαχείριση των υδατικών πόρων, τη μελέτη της κλιματικής αλλαγής, την πρόβλεψη φαινομένων ξηρασίας καθώς και την εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών των καλλιεργειών (Lingling Zhao et al., 2013). Χαρακτηριστικό δείγμα του ιδιαίτερα σημαντικού ρόλου της εξατμοδιαπνοής είναι το γεγονός ότι πάνω από το 60% των κατακρημνισμάτων που πέφτουν πάνω στο χερσαίο τμήμα της Γης χάνεται με τους μηχανισμούς της εξάτμισης και της διαπνοής (Κουτσογιάννης, 1999).

### **2.1 Η έννοια της εξάτμισης**

Ο όρος εξάτμιση (evaporation) χρησιμοποιείται στην υδρολογία για να περιγράψει τόσο φαινομενολογικά όσο και ποσοτικά, τη μετατροπή του νερού από την υγρή στην αέρια φάση (υδρατμοί). Ο φυσικός ρυθμός καθορίζεται από τρεις θεμελιώδεις παράγοντες:

- ✓ Τη φυσική διαθεσιμότητα (παρουσία) του νερού σε υγρή φάση
- ✓ Τη διαθεσιμότητα ενέργειας στην επιφάνεια του νερού για την πραγματοποίηση της εξάτμισης
- ✓ Την ευκολία με την οποία διαχέονται οι υδρατμοί στην ατμόσφαιρα

### **2.2 Η έννοια της διαπνοής**

Ο όρος διαπνοή (transpiration) περιγράφει τη μετατροπή του νερού σε υδρατμούς που πραγματοποιείται στους πόρους της χλωρίδας και ιδίως των φυλλωμάτων των φυτών. Το νερό των φυτών απορροφάται από το έδαφος μέσω των ριζών και, μέσω του αγγειακού συστήματος, οδηγείται στους πόρους των φυλλωμάτων, γνωστούς ως στόματα, απ' όπου διαπνέεται. Η βασική διαφορά της διαπνοής από την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες ή βρεγμένο έδαφος, έγκειται στο γεγονός ότι τα κύτταρα των φυτών ελέγχουν το ρυθμό διαπνοής, μέσω της ρύθμισης των ανοιγμάτων των στομάτων. Κατά τα άλλα η διαπνοή είναι μια φυσική διεργασία που διέπεται από τους νόμους της εξάτμισης. Αποτελεί δηλαδή μια μορφή εξάτμισης.

### **2.3 Η έννοια της εξατμοδιαπνοής**

Με τον όρο εξατμοδιαπνοή καλούμε το σύνολο των απωλειών νερού από την εξάτμιση εδαφών και από τη διαπνοή της χλωρίδας. Η ποσότητα της εξατμοδιαπνοής που πραγματοποιείται από εδαφικές επιφάνειες, πλήρως και ομοιόμορφα καλυμμένες από αναπτυσσόμενη χλωρίδα, κάτω από συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού ονομάζεται δυνητική εξατμοδιαπνοή. Η πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι μικρότερη ή το πολύ ίση με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή. Η εξατμοδιαπνοή, δυνητική ή πραγματική, εξαρτάται από το είδος της φυτοκάλυψης και τα χαρακτηριστικά της (ύψος, φύλλωμα, στάδιο ανάπτυξης κ.α.). Για λόγους τυποποίησης των υπολογισμών έχει εισαχθεί η έννοια της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, η οποία ορίζεται κατ'αρχήν ως η εξατμοδιαπνοή από μια ιδεατή εκτεταμένη επιφάνεια καλυμμένη πλήρως από ομοιόμορφη χαμηλού ύψους χλόη που σκιάζει πλήρως το έδαφος και βρίσκεται σε συνθήκες ενεργού ανάπτυξης χωρίς έλλειψη νερού.

### **2.4 Τρόποι μέτρησης – υπολογισμού εξατμοδιαπνοής**

Η μέτρηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής στο πεδίο είναι μια δύσκολη διαδικασία. Για μικρές περιοχές και σε πειραματική κλίμακα, οι μετρήσεις με το λυσίμετρο θεωρούνται αντιπροσωπευτικές της πραγματικής εξατμοδιαπνοής. Το λυσίμετρο είναι πρακτικά μια λεκάνη διαμέτρου 0,5-2,0 m, γεμάτη χώμα, στην οποία έχουν φυτευτεί φυτά. Με μέτρηση του βάρους του περιεχομένου είναι δυνατή η εκτίμηση της διαφοράς της περιεκτικότητας σε νερό και συνεπώς της εξατμοδιαπνοής

Για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής σε χωρική κλίμακα μεγέθους λεκάνης απορροής, παρουσιάζεται έντονο ενδιαφέρον για τεχνολογίες τηλεπισκόπησης (remote sensing), οι οποίες συνδυάζουν δεδομένα επίγειων μετρήσεων με δεδομένα που εξάγονται από ραντάρ (Tsouni A., et al., 2008).

Μια ακόμη μέθοδος εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής είναι η μέθοδος του υδατικού ισοζυγίου. Επιπρόσθετα, η μέθοδος του υδατικού ισοζυγίου μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μεγάλη χρονική κλίμακα (ετήσια και υπερετήσια), όπου μπορεί να αμεληθεί το φαινόμενο της αποθήκευσης νερού. Εναλλακτικά, το υδατικό ισοζύγιο μπορεί να εκτιμηθεί μέσω υδρολογικών μοντέλων, τα οποία προσομοιώνουν του κύριους υδρολογικούς μηχανισμούς της λεκάνης απορροής χρησιμοποιώντας την επιφανειακή βροχόπτωση και τη δυνητική εξατμοδιαπνοή ως εισερχόμενα καθώς και δεδομένα βαθμονόμησης όπως επιφανειακές

υδρομέτρησεις ή στάθμες παρακολούθησης υπόγειου υδροφορέα.. Προκειμένου λοιπόν να εξαχθεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι απαραίτητο να εκτιμηθεί η δυναμική εξατμοδιαπνοή στη λεκάνη απορροής (Tegos A., 2007).

Όσον αφορά στη μέτρηση της εξάτμισης, αυτή μπορεί να γίνει με τη βοήθεια ενός εξατμισόμετρου, το οποίο βασίζεται στην αρχή της απώλειας του νερού από μια υδατική επιφάνεια. Πρακτικά ένα εξατμισόμετρο είναι μια μικρή λεκάνη γεμάτη με νερό, στην οποία μετράται η διαφορά της στάθμης σε μία ορισμένη χρονική περίοδο. Η εκτίμηση της εξάτμισης καθίσταται εφικτή με βάση την εξής απλή σχέση:

$$E_m = P - \Delta H$$

όπου  $E_m$  η εξάτμιση,  $P$  η βροχόπτωση και  $\Delta H$  λαμβάνεται θετική όταν η στάθμη του εξατμισόμετρου αυξάνεται. Σε αυτή την περίπτωση όμως είναι σαφές ότι δεν μετράται η φυσική εξάτμιση αλλά η εξάτμιση από ένα συγκεκριμένο όργανο και η διεργασία εξαρτάται από τη θερμοχωρητικότητα του οργάνου. Για αυτό το λόγο εισάγεται η σχέση:

$$E = K E_m$$

όπου  $K < 1$  λέγεται συντελεστής εξατμισόμετρου και εξαρτάται από τη γεωμετρία του οργάνου και τις μετεωρολογικές συνθήκες γύρω από τη θέση του οργάνου. Οι τιμές του συντελεστή δεν είναι σταθερές στην διάρκεια του έτους αλλά μεταβάλλονται σημαντικά ανάλογα με τις μετεωρολογικές συνθήκες.

Γενικώς, κατά κανόνα είναι προτιμότερος ο έμμεσος προσδιορισμός της εξάτμισης και της (δυναμικής) εξατμοδιαπνοής, με βάση μετρήσεις άλλων μετεωρολογικών μεταβλητών που τις επηρεάζουν, όπως είναι η ηλιακή ακτινοβολία, η ηλιοφάνεια, η θερμοκρασία, η σχετική υγρασία, η ταχύτητα του ανέμου και (λιγότερο) η ατμοσφαιρική πίεση (Κουτσογιάννης, 1999).

## 2.5 Ενεργειακό ισοζύγιο και εξάτμιση

Η πλήρης εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου σε μία μοναδιαία επιφάνειας αναφοράς στη γη δίνεται από τη σχέση:

$$R_n = H + \Lambda + G + Q_B + Q_S + Q_h \quad (2.5.1)$$

Όπου,

H: Αισθητή θερμότητα

Λ: Λανθάνουσα θερμότητα

G: Διακίνηση ενέργειας με αγωγή προς το έδαφος

Q<sub>B</sub>: Ενέργεια που δαπανάται για τις βιοχημικές διεργασίες των φυτών

Q<sub>S</sub>: Προσωρινή αποθήκευση ενέργειας

Q<sub>h</sub>: Ενέργεια που μεταφέρεται οριζόντια προς άλλες περιοχές

Στην πράξη οι τέσσερις τελευταίοι όροι της εξίσωσης 2.5.1 μπορούν να θεωρηθούν αμελητέοι οπότε η εξίσωση παίρνει τη μορφή

$$R_n \approx A = H + \Lambda \quad (2.5.2)$$

Η ολική καθαρή ενέργεια  $R_n$  (kJ/(m<sup>2</sup>d)) μπορεί να προσδιοριστεί με σχετική ακρίβεια. Το σημαντικό πρόβλημα προκύπτει από τον επιμερισμό του  $R_n$  στους όρους H και Λ. Για την άρση του προβλήματος επιχειρείται να προσδιοριστεί ο λόγος της αισθητής προς την λανθάνουσα θερμότητα γνωστός ως λόγος Bowen:

$$B = \frac{H}{\Lambda} \quad (2.5.3)$$

Αν προσδιοριστεί ο όρος Λ, τότε η εξάτμιση εκφρασμένη σε όρους μάζας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου προκύπτει άμεσα από τη σχέση:

$$E' = \frac{\Lambda}{\lambda} = \frac{A}{\lambda(1+B)}$$

όπου λ η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης.

Η εξάτμιση εκφρασμένη ως ισοδύναμο ύψος νερού στη μονάδα του χρόνου (π.χ. σε mm/d) δίνεται από τη σχέση:

$$E = \frac{E'}{\rho}$$

όπου ρ η πυκνότητα του νερού.

## 2.6 Μεταφορά μάζας και εξάτμιση

Η διεργασία της εξάτμισης από αεροδυναμική άποψη θεωρείται μια διεργασία διάχυσης. Οι υδρατμοί που βρίσκονται σε κατάσταση κορεσμού κοντά στην επιφάνεια εξάτμισης



μεταφέρονται προς τα πάνω όπου η συγκέντρωση είναι μικρότερη. Ο γενικός νόμος της διάχυσης είναι:

$$G_z = -D \frac{dc}{dz}$$

όπου,

$G_z$ : Ο ρυθμός μεταφοράς κατά τη διεύθυνση  $z$

$D$ : η διαχυτότητα

Η εξάτμιση για κατακόρυφο άξονα ταυτίζεται με το ρυθμό εξάτμισης και δίνεται από τη σχέση:

$$E' = -D_v \frac{dp_v}{dz}$$

$p_v$ : Η πυκνότητα των υδρατμών

Επίσης η εξίσωση μπορεί να γραφεί:

$$E' = -D_v \frac{\epsilon \rho_a}{\rho} \frac{de}{dz}$$

Η παραπάνω εξίσωση δεν είναι άμεσα ολοκληρώσιμη επειδή η διαχυτότητα μεταβάλλεται στον κατακόρυφο άξονα. Η διαχυτότητα των υδρατμών θεωρείται ανάλογη της διαχυτότητας της ορμής  $D_m$  που υπεισέρχεται στην παρακάτω σχέση:

$$\tau = D_m \rho_a \frac{du}{dz}$$

Συνδυάζοντας τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει μια σχέση που μπορεί να ολοκληρωθεί ανάμεσα σε δύο στάθμες:

$$\frac{de}{dz} = - \frac{D_m}{D_v} \frac{E'}{\tau} \frac{\rho}{\epsilon} \frac{du}{dz}$$

Ολοκληρώνοντας ανάμεσα στις στάθμες  $z_1$  και  $z_2$  προκύπτει:

$$e_1 - e_2 = \frac{D_m}{D_v} \frac{E'}{\tau} \frac{\rho}{\epsilon} (u_2 - u_1)$$

όπου  $e_1$  και  $e_2$  η τάση υδρατμών στις αντίστοιχες στάθμες.

Λαμβάνοντας το λογαριθμικό νόμο διανομής των ταχυτήτων στο πεδίο ροής του ανέμου, η αεροδυναμική έκφραση της εξάτμισης γνωστή και ως εξίσωση Thornthwaite- Holtzman είναι:

$$E' = \frac{D_v \rho_a \epsilon \kappa^2}{D_m [\ln(z_2/z_1)]}$$

Για την εφαρμογή της θα πρέπει να είναι γνωστή η ταχύτητα ανέμου και η τάση υδρατμών σε δύο στάθμες. Στην πράξη χρησιμοποιείται ευρύτερα η εμπειρικά προσδιορισμένη και πιο γενικευμένη εξίσωση μεταφοράς της μορφής:

$$E' = F(u) [e^*(T_s) - e]$$

όπου  $F(u) = \alpha + \beta u$  με συντελεστές  $\alpha$  και  $\beta$  εμπειρικά προσδιορισμένους.

Η έκφραση του λόγου Bowen δίνεται από την παρακάτω σχέση και προϋποθέτει τη μέτρηση της θερμοκρασίας τόσο στην επιφάνεια που εξατμίζει όσο και στην ατμόσφαιρα, καθώς και τη μέτρηση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα.

$$B = \gamma \frac{T_s - T_a}{e^*(T_s) - e}$$

Ο συνδυασμός της εξίσωσης μεταφοράς και της εξίσωσης του ενεργειακού ισοζυγίου απαιτεί τελικά τη μέτρηση των μετεωρολογικών μεταβλητών μόνο σε ένα επίπεδο.

## 2.7 Βασικές μεταβλητές για την εκτίμηση της εξάτμισης

Στην ανάλυση της φυσικής διεργασίας της εξάτμισης ενδιαφέρουν τόσο οι ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα όσο και του νερού των υδρατμών. Ορισμένες από αυτές τις ιδιότητες καθώς και άλλες που σχετίζονται με την ενεργειακή τροφοδοσία της εξάτμισης από την ηλιακή ακτινοβολία δίνονται παρακάτω.

### Πίεση κορεσμού υδρατμών $e^*$ (hPa)

Για τη δεδομένη θερμοκρασία του αέρα υπολογίζεται ως:

$$e_* = 6.11 \frac{17.27 T_a}{e^{T_a+237.3}}$$

### **Κλίση καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών $\Delta$ (hPa/K)**

Για την δεδομένη μέση θερμοκρασία του αέρα και την ήδη υπολογισμένη πίεση κορεσμού υδρατμών  $e^*$  υπολογίζεται ως

$$\Delta = \frac{4098 e^*}{(T+237.2)^2}$$

### **Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης $\lambda$ (kJ/kg)**

Ο υπολογισμός του  $\lambda$  απαιτεί τη θερμοκρασία  $T_s$  στην επιφάνεια του νερού σε °C. Κάνουμε την παραδοχή πως ισούται με τη θερμοκρασία του αέρα ( $T_s = T_a$ ). Η σχέση που δίνει το  $\lambda$  είναι:

$$\lambda = 2501 - 2361 T_s$$

### **Ψυχομετρικός συντελεστής $\gamma$ (hPa/K)**

Υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\gamma = \frac{c_p p}{\varepsilon \lambda}$$

όπου το  $\lambda$  υπολογίζεται ως άνω,  $c_p$  είναι ειδική θερμότητα αέρα για σταθερή πίεση και λαμβάνεται η τυπική τιμή  $c_p = 1.013$  kJ/kg/°C,  $\varepsilon$  ο λόγος μοριακών βαρών νερού και ξηρού αέρα και λαμβάνεται η τιμή  $\varepsilon = 0.622$  και  $p$  η ατμοσφαιρική πίεση όπου χρησιμοποιείται μία μέση τιμή συναρτήσει του υψόμετρου από τη σχέση:

$$p = 1013.25 (1 - 2.256 \times 10^{-5} z)^{5.256}$$

όπου,  $z$  το υψόμετρο σε m.

### **Αριθμός ημέρας $J$**

Για την περίπτωση υπολογισμού σε ημερήσιο χρονικό βήμα λαμβάνεται απλά ο αριθμός της ημέρας στο έτος από 1 για την πρώτη Ιανουαρίου έως 365 για την 31η Δεκεμβρίου. Για τους

υπολογισμούς σε μηνιαίο χρονικό βήμα λαμβάνεται μία αντιπροσωπευτική τιμή για κάθε μήνα, η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$J = J_0 + (\mu + 1) - 1$$

όπου  $\mu$  ο αριθμός των ημερών του μήνα και  $J_0$  ο αριθμός ημέρας της πρώτης ημέρας του μήνα.

### **Ηλιακή απόκλιση $\delta$ (rad)**

Δίνει το γεωγραφικό πλάτος στο οποίο πέφτουν κάθετα οι ακτίνες του ηλίου κατά τη μεσουράνησή του:

$$\delta = 0,4093 \cos \left( \frac{2\pi}{365} J - 2,98 \right)$$

### **Γωνία ώρας δύσης του ηλίου $\omega_s$ (rad)**

Χρησιμοποιώντας το υπολογισμένο  $\delta$  και το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής  $\varphi$ , η γωνία ώρας δύσης του ηλίου δίνεται από την σχέση:

$$\omega_s = \cos^{-1} (-\tan \varphi \tan \delta)$$

Η χρήση αυτού του μεγέθους περιορίζει τους υπολογισμούς σε γεωγραφικά πλάτη  $|\varphi| < 66.5^\circ$ .

### **Αστρονομική διάρκεια της ημέρας $N$ (h)**

Έχοντας υπολογίσει το  $\omega_s$ , η αστρονομική διάρκεια της ημέρας σε ώρες δίνεται από την σχέση:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s$$

### **Εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία $S_0$ (kJ/m<sup>2</sup>/d)**

Έχοντας υπολογίσει τα  $\omega_s$ ,  $\delta$ , η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία δίνεται από την σχέση:

$$S_0 = \frac{I_s t_d d_r}{\pi} (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \sin \omega_s \cos \varphi \cos \delta)$$

όπου  $t_d$  η μέση διάρκεια ημέρας η οποία λαμβάνεται  $t_d = 86400$  s,  $I_s$  ηλιακή σταθερά η οποία λαμβάνεται  $I_s = 1.367$  kW/m<sup>2</sup> και  $d_r$  η εκκεντρότητα η οποία δίνεται από την σχέση:

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

### **Συντελεστής απορρόφησης της ατμόσφαιρας (Prescott) $f_s$**

Ο συντελεστής δίνεται από την σχέση:

$$f_s = a_s + b_s n/N$$

Για τα  $a_s$ ,  $b_s$  λαμβάνονται οι τυπικές τιμές  $a_s = 0.25$ ,  $b_s = 0.50$ . Για την διάρκεια ηλιοφάνειας, χρησιμοποιείται η υπολογισμένη τιμή της προηγούμενης παραγράφου.

### **Καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων $S_n$ (kJ/m<sup>2</sup>/d)**

Υπολογίζεται από την σχέση:

$$S_n = (1-a) f_s S_0$$

Εφόσον η διάρκεια ηλιοφάνειας υπολογίζεται μέσω της μετρημένης  $S_n$ , τότε η παραπάνω τιμή θα διαφέρει από τη μετρημένη τιμή  $S_{n,m}$  κατά το γινόμενο  $(1-a)$  καθώς η σχέση προκύπτει λύνοντας ως προς  $n$  την σχέση Prescott και αντικαθιστώντας το  $f_s$  με την τιμή που προκύπτει αν λύσουμε ως προς αυτή την μεταβλητή τη σχέση του  $S_n$  και θεωρώντας μηδενική τιμή albedo (εφόσον κάποια μετρητική διάταξη ακτινοβολίας έχει πρακτικά μηδενική ανακλαστικότητα). Ο συντελεστής  $a$  λέγεται Λευκαύγεια (albedo) και είναι ο λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία. Για την εφαρμογή της μεθόδου του Penman όπου υπολογίζεται το ύψος της εξάτμισης θα λαμβάνεται τυπική τιμή  $a=0.08$ . Για την εφαρμογή της μεθόδου των Penman-Monteith, θα λαμβάνεται τυπική τιμή  $a = 0.25$  που είναι μία τυπική τιμή για καλλιέργειες.

### **Συντελεστής επίδρασης της νέφωσης $f_L$**

Δίνεται από την εξής σχέση:

$$f_L = a_L + b_L n/N$$

όπου για τα  $a_L$ ,  $b_L$  θα λαμβάνονται οι τυπικές τιμές  $a_L = 0.10$  και  $b_L = 0.90$ .

### **Καθαρή ικανότητα εκπομπής $\epsilon_n$**

Δίνεται από τον τύπο του Brunt:

$$\varepsilon_{\pi} = a_e - b_e \sqrt{e}$$

όπου  $e$  η τάση των ατμών σε hPa και δίνεται από την σχέση:

$$e = U e^*$$

όπου  $U$  το ποσοστό της σχετικής υγρασίας.

Οι αδιάστατοι παράμετροι  $a_e$  και  $b_e$  λαμβάνονται  $a_e=0.56$  και  $b_e=0.08$  για τη μέθοδο του Penman και  $a_e=0.34$  και  $b_e=0.044$  για τη μέθοδο Penman – Monteith.

### **Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων $L_n$ (kJ/m<sup>2</sup>/d)**

Δίνεται από την σχέση:

$$L_n = \varepsilon_n f_L \sigma (T_a + 273)^4$$

όπου  $\sigma$  η σταθερά Stefan-Boltzmann  $\sigma = 4.9 \times 10^{-6}$  kJ/(m<sup>2</sup>K<sup>4</sup>d) και  $T_a$  η μέση θερμοκρασία του αέρα σε °C.

### **Ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης $R_n$ (kJ/m<sup>2</sup>/d)**

Είναι η διαφορά της καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων και της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων:

$$R_n = S_n - L_n$$

### **3 Μοντέλα υπολογισμού εξατμοδιαπνοής**

---

Η δυναμική εξατμοδιαπνοή καθώς και η πραγματική εξατμοδιαπνοή μπορούν θεωρητικά να εξαχθούν μέσω των εξισώσεων μεταφοράς μάζας και του ενεργειακού ισοζυγίου. Για το σκοπό αυτό έχουν αναπτυχθεί ένα πλήθος μεθόδων και μοντέλων που βασίζονται στις εξισώσεις μεταφοράς μάζας και στο ενεργειακό ισοζύγιο. Οι πλέον ολοκληρωμένες μέθοδοι είναι οι αναλυτικές, γνωστές και ως μέθοδοι συνδυασμού, οι οποίες συνδυάζουν τους ενεργειακούς παράγοντες (ηλιακή ακτινοβολία και θερμοκρασία) με τους ατμοσφαιρικούς παράγοντες (έλλειμμα πίεσης υδρατμών και ταχύτητα ανέμου) οδηγώντας σε μια περισσότερο φυσική αναπαράσταση του φαινομένου της εξατμοδιαπνοής (Fisher et al., 2011).

#### **3.1 Ιστορική εξέλιξη μοντέλων εκτίμησης εξατμοδιαπνοής**

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η εξάτμιση παίζει έναν πολύ σημαντικό ρόλο στην υδρολογική δίαιτα μιας λεκάνης απορροής. Η πραγματική εξατμοδιαπνοή σε παγκόσμιο επίπεδο αντιστοιχεί περίπου στα δυο τρίτα του συνόλου των γήινων κατακρημνίσεων. Σε σύγκριση με την απορροή και τις κατακρημνίσεις, το μέγεθος της πραγματικής εξάτμισης είναι πιο δύσκολο να μετρηθεί απευθείας στο πεδίο ή να εκτιμηθεί με υπολογιστικές μεθόδους βάσει μετεωρολογικών παρατηρήσεων.

Ανατρέχοντας κανείς στη χρονική εξέλιξη των μοντέλων εκτίμησης της εξάτμισης, αυτά μπορούν να χωριστούν στις εξής κατηγορίες:

1. Εποχή προ Dalton (εποχή πριν τον 19<sup>ο</sup> αιώνα)
2. Εποχή από Dalton μέχρι Penman (1800 – 1948)
3. Εποχή από Penman (1948) έως σήμερα

##### **3.1.1 Εποχή προ Dalton (εποχή πριν τον 19<sup>ο</sup> αιώνα)**

Παρ' όλες τις εκτενείς αναφορές στην υδρολογία, κυρίως τα έργα του Αριστοτέλη είναι αυτά που απασχόλησαν την ακαδημαϊκή κοινότητα κατά την εποχή του Μεσαίωνα. Οι θεωρίες και οι απόψεις του Αριστοτέλη επηρέασαν την επιστημονική κοινότητα μέχρι και τα τέλη του 17<sup>ου</sup> αιώνα (Brutsaert W., 1982). Σύμφωνα με τον Brutsaert, η θεωρία του Αριστοτέλη, με βάση την οποία η θερμότητα είναι η κινητήριος δύναμη της εξάτμισης και ότι ο άνεμος δεν παίζει κανέναν ρόλο σε αυτή, αποτέλεσε οπισθοδρόμηση στην ανάπτυξη της αντίληψης του

φαινομένου της εξάτμισης κατά την εποχή εκείνη (Brutsaert W., 1982). Οι βάσεις για τη σταδιακή απομάκρυνση από τη θεωρία του Αριστοτέλη τέθηκαν από τον γάλλο Rene Descartes, με την έκδοση του βιβλίου του “The Meteors” το 1637.

Η απαρχή της μελέτης της υδρολογίας σε επιστημονικό πλέον επίπεδο, τίθεται το 1674, σύμφωνα με το συνέδριο «Three centuries of scientific hydrology» που πραγματοποιήθηκε το 1974 στο Παρίσι. Κατά τους Dumitrescu και Nemeč (1974), η δημοσίευση του βιβλίου του Perrault με τίτλο «On the origin of springs» το έτος 1674 είναι ουσιαστικά η απαρχή της μελέτης της υδρολογίας. Στον Perrault πιστώνεται επίσης και η πρώτη πειραματική μέτρηση της εξάτμισης, αν και ουσιαστικά αυτό που μετρήσε ήταν η εξάχνωση, καταγράφοντας την απώλεια βάρους ενός κομματιού πάγου μέσα στο χρόνο.

Η πρώτη απευθείας μέτρηση της εξάτμισης του νερού πραγματοποιήθηκε μάλλον το 1686 από τον Edmund Halley, όταν μετρήσε την απώλεια νερού από μια θερμαινόμενη δεξαμενή. Στη συνέχεια εξέλιξε τις έρευνές του μέσω πειραματικών αναλύσεων, τα αποτελέσματα των οποίων παρουσίασε σε μια δημοσίευση το 1694 (Halley E., 1694). Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι η πειραματική διαδικασία που ακολούθησε προσομοιάζει σε μεγάλο βαθμό τις σύγχρονες μεθόδους μέτρησης της εξάτμισης.

Κατά τον 18<sup>ο</sup> αιώνα αναπτύχθηκαν πολλές ιδέες που αποτέλεσαν τη βάση για τη μελλοντική κατανόηση του φαινομένου της εξάτμισης. Σύμφωνα με τον Brutsaert (1982) αρκετά από αυτά τα ζητήματα που αναπτύχθηκαν την εποχή εκείνη, είχαν ήδη μελετηθεί στη δημοσίευση του Halley το 1686. Το βασικό ζήτημα που απασχόλησε την επιστημονική κοινότητα της εποχής είναι ότι ο θερμότερος αέρας μπορεί να διαλύσει περισσότερο νερό, ότι ο αέρας μπορεί να κορεστεί με νερό, ότι εάν ο κορεσμένος με νερό αέρας ψυχθεί τότε θα προκληθεί κατακρήμνιση καθώς και ότι η εξάτμιση προκαλεί ψύξη.

Αντίστοιχες πειραματικές διαδικασίες με αυτή του Halley συνεχίστηκαν κατά τον 18<sup>ο</sup> αιώνα. Ο Dobson (1777) μετρήσε την εξάτμιση για μια περίοδο 4 ετών (1772-1775) εφαρμόζοντας μια μέθοδο αντίστοιχη με αυτή του Halley και απέδειξε τη στενή σχέση μεταξύ εξάτμισης και θερμοκρασίας. Ακόμη και την εποχή εκείνη επικρατούσε η γενική ιδέα ότι η εξάτμιση αποτελεί μια διαδικασία διάλυσης του νερού στον αέρα. Η αντίληψη αυτή τερματίστηκε με τα πειράματα του de Luc το 1792, ο οποίος απέδειξε ότι η εξάτμιση σε έναν κενό θάλαμο γίνεται με τον ίδιο ρυθμό όπως και στον αέρα (De Luc J.A., 1792). Το πείραμα αυτό αποτελεί



τον πρόδρομο της ιδέας των μερικών πιέσεων στην ατμόσφαιρα, η οποία ακολούθως αποτέλεσε τη βάση της θεωρίας του Dalton.

Επίσης κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου έλαβαν χώρα πειράματα και συζητήσεις - σχετικά με την απορρόφηση θερμότητας κατά τη διάρκεια της εξάτμισης, γεγονός που οδήγησε στην αντίληψη της λανθάνουσας θερμότητας. Ο Joseph Black (1728-1799) πραγματοποίησε σχετικά πειράματα και δημοσίευσε τα αποτελέσματα το 1762. Ο Lavoisier περιέγραψε επίσης τη λανθάνουσα θερμότητα το 1777.

Ο Dalton αναγνωρίζεται διεθνώς ως μια βασική μορφή στην ανάπτυξη της θεωρίας της εξάτμισης. Καταρχάς απέρριψε τη θεώρηση της εξάτμισης ως μιας διαδικασίας διάλυσης. Επίσης ασχολήθηκε με την επιρροή της διακύμανσης της θερμοκρασίας, την ευκολία εξάτμισης διαφορετικών υγρών και την επίδραση της υγρασίας στον αέρα.

### **3.1.2 Εποχή από Dalton μέχρι Penman (1800 – 1948)**

Την εποχή μετά τον Dalton η εξέλιξη στην κατανόηση του φαινομένου της εξάτμισης είναι αργή. Το 1870, σύμφωνα με τον Livingston, ο Dines συσχέτισε την εξάτμιση με το έλλειμμα πίεσης υδρατμών (Livingston G.J., 1908), όμως τελικά ο Weilenmann το 1877 ήταν ο πρώτος που ανέπτυξε μια εξίσωση που περιέγραψε την παραπάνω συσχέτιση.

Κατά τη διάρκεια της περιόδου 1800-1947, τα μοντέλα βασίζονταν κυρίως στην ανάλυση της ξηρασίας, στην ενέργεια υπό τη μορφή της ακτινοβολίας ή των βαθμομερών ή της ατμοσφαιρικής διαταραχής.

Οι Thornthwaite και Holzman (1939) κάνουν μια χρήσιμη επισκόπηση των ερευνών που αφορούν στην εφαρμογή των ατμοσφαιρικών αναταραχών στη διαδικασία της εξάτμισης κατά την περίοδο 1920-1939. Οι έρευνες του Jeffrey (1918) και του Giblett (1921) περιορίζονταν στα υδάτινα σώματα. Ο πρώτος εξέτασε την εξάτμιση ως μια διαδικασία διάχυσης ενώ ο δεύτερος ασχολήθηκε κυρίως με το πώς η εξάτμιση μειώνονταν σε μεγάλα υδάτινα σώματα σε σχέση με μια προσήνεμη τοποθεσία.

Το πρώτο μισό του 20<sup>ου</sup> αιώνα αφιερώθηκε κυρίως στον εμπειρισμό. Αρκετές μη-εμπειρικές έρευνες πραγματοποιήθηκαν βέβαια, η σημαντικότερη των οποίων είναι η εισαγωγή του λόγου Bowen το 1926. Μια δεύτερη σημαντική εξέλιξη ήρθε από τους Cummings και Richardson (1927), οι οποίοι περιέγραψαν πώς μπορεί να προσεγγιστεί η εξάτμιση από μια

λίμνη χρησιμοποιώντας την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου ενσωματώνοντας και το λόγο του Bowen.

Μιας και οι διαδικασίες των ατμοσφαιρικών αναταράξεων είχαν επαρκώς κατανοηθεί μέσω των θεωρητικών εργασιών του Taylor, του Prandtl, του von Karman και του Rossby, το 1936 ο Sverdrup παρείχε επιπλέον κατανόηση του μηχανισμού της εξάτμισης. Βασιζόμενοι στην εργασία του Rossby, των Rossby και Montgomery και του Sverdrup, οι Thornthwaite και Holzman το 1939 συνδύασαν τη συγκέντρωση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα, την ταχύτητα του ανέμου και το μήκος της τραχύτητας για την εκτίμηση της πραγματικής εξάτμισης (Thornthwaite C.W. and Holzman B., 1939).

Τα τελευταία 100 χρόνια η συνήθης μορφή της εξίσωσης του Dalton ως μια γραμμική εξίσωση της πίεσης ελλείμματος υδρατμών και της ταχύτητας του ανέμου εξελίχθηκε σταδιακά. Συγκεκριμένα ο Sill (1983) συμπεριέλαβε μεταβλητές στην εξίσωση του Dalton για να εκφράσει τη δυναμική μεταφορά. Ο Sartori (1989) συμπεριέλαβε το μήκος ανάπτυξης της πλήρους τυρβώδους ροής. Οι Lee και Swancar (1997) βελτίωσαν το μοντέλο προσθέτοντας έναν όρο ατμοσφαιρικής σταθερότητας. Οι McJannet et al. (2012) ενσωμάτωσαν την εξάτμιση από επιφάνεια λιμνών στην εξίσωση της εξάτμισης από ελεύθερη επιφάνεια. Η εμπειρική φύση των εξισώσεων αυτών καθιστά την εφαρμογή τους εφικτή σε συγκεκριμένες τοποθεσίες.

### **3.1.3 Εποχή από Penman (1948) έως σήμερα**

Η κλασική εξίσωση που ανέπτυξε ο Penman για την εκτίμηση της εξάτμισης το 1948, αποτέλεσε την πρώτη εξίσωση που συνδύασε έναν όρο ηλιακής ακτινοβολίας με έναν αεροδυναμικό όρο. Η εποχή μετά τον Penman χαρακτηρίζεται από αρκετές θεωρητικές αναλύσεις, οι οποίες οδήγησαν στην ανάπτυξη μεθόδων εκτίμησης της δυνητικής εξατμοδιαπνοής, της εξατμοδιαπνοής αναφοράς, της πραγματικής εξάτμισης σε χερσαίο περιβάλλον και της εξάτμισης από ρηχές και βαθιές λίμνες.

#### Δυνητική εξάτμιση

Η πλέον σημαντική μέθοδος εκτίμησης της δυνητικής εξάτμισης που βασίζεται μόνο στη θερμοκρασία είναι η μέθοδος Thornthwaite. Άλλες γνωστές μέθοδοι είναι η μέθοδος Blaney-Criddle, με τις διάφορες παραλλαγές της, καθώς και η μέθοδος Behnke-Maxey. Ορισμένα ακόμη μοντέλα είναι τα εξής: Makkink, Ture, Jensen-Haise, Stephens-Stewart-P, Camargo-

71, Priestley-Taylor, Makkink-Hansen. Οι Makkink και Priestley-Taylor είναι παρόμοιες και ενσωματώνουν την κλίση της καμπύλης πίεσης υδρατμών και την ηλιακή ακτινοβολία, ενώ ο Turc, οι Jensen-Haise και οι Stephens-Stewart συσχέτισαν τη δυναμική εξάτμιση με την ηλιακή ακτινοβολία και τη θερμοκρασία του αέρα. Η σχέση του Camargo-71 βασίζεται στην εξωγήινη ακτινοβολία και στη θερμοκρασία του αέρα. Μέθοδος «κλειδί» αποτελεί και η σχέση των Priestley και Taylor του 1972 (Priestley C.H.B. and Taylor R.J., 1972). Παρόλο που η σχέση αυτή είναι εμπειρική (Shuttleworth W.J. et al., 1979), ο de Bruin (1987) παρατήρησε ότι σε περιφερειακό επίπεδο η σχέση Priestley-Taylor μπορεί να εξαχθεί θεωρώντας ότι η εξάτμιση και το έλλειμμα κορεσμού είναι εξαρτημένες μεταβλητές. Μετατροπές της σχέσης Priestley-Taylor έγιναν από τους Agam et al. (2010) και Ding et al. (2013).

Το μοντέλο του Makkink του 1957, είναι παρόμοιο με αυτό των Priestley-Taylor με τη διαφορά ότι το τελευταίο απαιτεί τη γνώση της καθαρής ακτινοβολίας ενώ το πρώτο τη γνώση της ολικής ακτινοβολίας. Επίσης το μοντέλο Makkink έχει δυο εμπειρικούς συντελεστές ενώ το μοντέλο Priestley-Taylor έχει μόνο ένα, αν και ο Hansen (1984) τροποποίησε το μοντέλο Makkink για να ενσωματώσει μόνο μια παράμετρο.

Μερικά ακόμη μοντέλα εκτίμησης της εξάτμισης είναι αυτά του Budyko, καθώς και του van Bavel. Το 2015 οι Tegos et al. ανέπτυξαν ένα παραμετρικό μοντέλο εκτίμησης της εξάτμισης που βασίζεται στο μοντέλο Penman-Monteith και το οποίο απαιτεί τη γνώση της εξωγήινης ακτινοβολίας και της θερμοκρασίας του αέρα, καθώς και την εκτίμηση τριών παραμέτρων.

#### Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς

Δυο μοντέλα που αναπτύχθηκαν για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς και βασίζονται στη θερμοκρασία του αέρα, είναι το Linacre-77V και το μοντέλο PMT. Το τελευταίο αποτελεί μια πιο απλοποιημένη έκδοση του μοντέλου FAO 56-RC.

Ορισμένα άλλα μοντέλα βασίζονται στην θερμοκρασία και την ακτινοβολία. Ένα από αυτά είναι το μοντέλο Hargreaves-85 καθώς και το Τροποποιημένο μοντέλο Hargreaves, το οποίο ενσωματώνει τις κατακρημνίσεις, καθώς και το Βελτιωμένο μοντέλο Hargreaves των Meek και Phene (1991), που ενσωματώνει το έλλειμμα πίεσης υδρατμών. Το μοντέλο Jones-Ritchie περιλαμβάνει μόνο την ηλιακή ακτινοβολία και τη θερμοκρασία, το προσαρμοσμένο μοντέλο του Turc ενσωματώνει επίσης την ταχύτητα του ανέμου, ενώ το μοντέλο FAO-24 απαιτεί την ηλιακή ακτινοβολία, τη θερμοκρασία του αέρα, την υγρασία και την ταχύτητα του ανέμου.

Το εν λόγω μοντέλο εξελίχθηκε από το μοντέλο FAO 56-RC. Ένα αντίστοιχο μοντέλο αναπτύχθηκε το 2000, με το όνομα ASCE-PM.

Το μοντέλο Kimberley-Penman είναι ισοδύναμο με το μοντέλο Penman εκτός από το γεγονός ότι η συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου μεταβάλλεται εποχιακά. Ένα ακόμη μοντέλο είναι το μοντέλο Todorovic (Todorovic M., 1999), το οποίο βασίζεται στην εξίσωση Penman-Monteith-P και ενσωματώνει έναν συντελεστή αντίστασης που μεταβάλλεται ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες.

Το 2009 οι Shuttleworth και Wallace, πρότειναν το μοντέλο Matt-Shuttleworth, ενσωματώνοντας σε αυτό την επιφανειακή αντίσταση και προτείνοντας τιμές για αυτή (Shuttleworth W.J. and Wallace J.S., 2009). Εφαρμόζεται κυρίως σε περιοχές ξηρές και με συχνούς ανέμους.

Τέλος το μοντέλο FAO24-Blaney-Criddle είναι ένα πολυ-παραμετρικό μοντέλο εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής αναφοράς, που έχει προσαρμοστεί για τοπικές κλιματικές συνθήκες και για αυτό χρειάζεται προσοχή στην εφαρμογή του.

#### Πραγματική εξατμοδιαπνοή από μη-κορεσμένες επιφάνειες

Ο Penman το 1950 εισήγαγε την ιδέα μιας σχέσης που θα αντιπροσωπεύει τη μειωμένη τιμή της πραγματικής εξατμοδιαπνοής σε σχέση με τη δυνητική (Penman H.L., 1950). Ο Monteith (1965) διερεύνησε θεωρητικά τη σχέση μεταξύ της πραγματικής και της δυνητικής εξάτμισης από το φύλλωμα των φυτών και ανέπτυξε το μοντέλο Penman-Monteith-A.

Μετά τον Penman (1948), οι Slatyer και McIlroy (1961) ανέπτυξαν μια εξίσωση συνδυασμού (McIlroy-A) για την εκτίμηση της πραγματικής διαπνοής από τυπικά μετεωρολογικά δεδομένα. Το 1989 οι Granger και Gray ανέπτυξαν το μοντέλο Granger-Gray (Granger R.J. and Gray D.M., 1989).

Μετά το 1985 αναπτύχθηκαν αρκετά μοντέλα που πραγματεύονται την πραγματική εξάτμιση από τη βλάστηση και το χώμα. Η εξάτμιση από ελεύθερη επιφάνεια νερού περιλαμβάνεται στο σταθμισμένο μοντέλο Penman-Monteith. Όλα τα μοντέλα αυτού του τύπου είναι δομημένα με τρόπο που η συνολική εξάτμιση είναι το άθροισμα της εξάτμισης από τη βλάστηση, το χώμα και το νερό, με χρήση κατάλληλων βαρών ανάλογα με τη διαθέσιμη ενέργεια, την έκταση, τους επιφανειακούς συντελεστές αντίστασης της βλάστησης και του

χώματος καθώς και τον αεροδυναμικό συντελεστή αντίστασης ανάμεσα στο χόμα και τη βλάστηση.

Άλλη μια προσέγγιση για την κατανόηση της διαδικασίας της εξάτμισης σχετίζεται με την Συμπληρωματική Εξίσωση του Bouchet του 1963, στην οποία η δυνητική και πραγματική εξατμοδιαπνοή σχετίζονται μεταξύ τους με συμπληρωματικό τρόπο (Bouchet R.J., 1963).

Για δυο δεκαετίες αρχίζοντας από το 1965, ο F.I. Morton ανέπτυξε τρία μοντέλα που βασίστηκαν στη Συμπληρωματική Εξίσωση για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής από λεκάνη απορροής, από ρηχή και από βαθειά λίμνη, χωρίς να ενσωματώσει την επίδραση του ανέμου. Ο Morton χρησιμοποίησε ένα παγκόσμιο σετ λεκανών απορροής για να βαθμονομήσει τα μοντέλα του.

Το 1979 οι Brutsaert και Stricker αντικατέστησαν τις εξισώσεις Priestley-Taylor και Penman. Σύμφωνα με τους Hobbins et al. (2001), τεστάροντας το μοντέλο αυτό κατέληξαν σαν συμπέρασμα ότι υποεκτιμά ελαφρώς την πραγματική εξάτμιση. Το 2014 ο Szilagyi υποστήριξε ότι επειδή το μοντέλο Priestley-Taylor βαθμονομήθηκε σε υγρό περιβάλλον, είναι απαραίτητη μια θερμοκρασιακή διόρθωση προκειμένου να μην υπερεκτιμάται η εξατμοδιαπνοή (Szilagyi J., 2014).

Το 2010 οι Grago et al. τροποποίησαν το μοντέλο Brutsaert-Stricker εκτιμώντας τη σχετική υγρασία από την ελάχιστη θερμοκρασία παρά από παρατηρημένες τιμές υγρασίας και επίσης αντικαθιστώντας τον αεροδυναμικό όρο του μοντέλου Penman, με έναν όρο που βασίστηκε στη θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov (Foken T., 2006).

Βασίζόμενοι στη Συμπληρωματική Σχέση, οι Hans et al. (2011) πρότειναν μια παραλλαγή των μοντέλων Granger-Gray και Brutsaert-Stricker με την ονομασία Granger A-A. Οι Han et al. (2012) πρότειναν μια μη γραμμική εξίσωση που προσεγγίζει την κανονικοποιημένη Συμπληρωματική Σχέση εκτίμησης της εξάτμισης.

#### Εξάτμιση από ελεύθερες επιφάνειες ύδατος και ρηχές και μικρές λίμνες

Ένας σημαντικός αριθμός μοντέλων αναπτύχθηκαν επίσης για την εκτίμηση της εξάτμισης από ελεύθερη επιφάνεια ύδατος και από ρηχές λίμνες. Τη βάση αυτών των μοντέλων αποτέλεσε και πάλι η σχέση Penman (1948) παρόλο που η πλειοψηφία των μοντέλων αυτών βασίζεται στην προσέγγιση της μεταφοράς μάζας. Ενδεικτικά μοντέλα αυτού του τύπου είναι το Lane-Stewart-Rouse, de Bruin-Keijman (1979), Linacre-92 και Linacre-93 (Linacre E.T.,

1993). Άλλα σχετικά μοντέλα είναι το μοντέλο Valiantzas-OW, το μοντέλο Ferguson (Ferguson J., 1952), το μοντέλο PenmanR-OW καθώς και το μοντέλο Morton CRWE.

### Εξάτμιση από λίμνες όπου η αποθήκευση θερμότητας πρέπει να ληφθεί υπόψη

Η διαφορά στον υπολογισμό της εξάτμισης από μια βαθειά λίμνη σε σύγκριση με μια ρηχή λίμνη, είναι ότι πρέπει να ληφθεί υπόψη η αποθήκευση θερμότητας. Μια βαθειά λίμνη τείνει να δεσμεύει θερμότητα κατά τους θερμούς μήνες και να την αποδίδει υπό τη μορφή της λανθάνουσας θερμότητας κατά τη διάρκεια των ψυχρών μηνών.

Σύμφωνα με τον Chow (1964), ο Schmidt W. (1915) το 1915 ήταν ο πρώτος που εφήρμοσε ένα ενεργειακό ισοζύγιο για την εκτίμηση της εξάτμισης από μια υδάτινη επιφάνεια. Οι Cummings και Richardson (1927) συνεισέφεραν και αυτοί στην εκτίμηση της εξάτμισης από λίμνη με τη χρήση ενεργειακού ισοζυγίου και του λόγου του Bowen, λαμβάνοντας υπόψη τη λανθάνουσα θερμότητα.

Ενδεικτικά μοντέλα είναι τα εξής: Weather Bureau, Kohler-Parmele, Keijman, Vardavas-Fountoulakis, Finch, McJannet και Morton CRLE.

## **3.2 Η μέθοδος Penman**

Ο Penman (1948) ανέπτυξε πρώτος την κλασική μέθοδο που συνδυάζει το ισοζύγιο ενέργειας και τις αεροδυναμικές διαδικασίες για την εκτίμηση της εξάτμισης από επιφάνεια ύδατος, εδάφους και από γρασίδι. Η εξάτμιση κατά το μοντέλο του Penman μπορεί να υπολογιστεί από τον συνδυασμό της εκτίμησης της εξάτμισης λόγω μεταφοράς και της εκτίμησης της εξάτμισης από το ενεργειακό ισοζύγιο. Τελικά το ύψος εξάτμισης ανά ημέρα (mm/d) δίνεται από τη σχέση:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) D$$

Αν το χρονικό βήμα υπολογισμού είναι ο μήνας, τότε η παραπάνω σχέση πρέπει να πολλαπλασιαστεί με τον αριθμό των ημερών του μήνα για να δώσει τη συνολική μηνιαία εξάτμιση. Τα μεγέθη της εξίσωσης του Penman υπολογίζονται σύμφωνα με τις σχέσεις του προηγούμενου κεφαλαίου. Εισάγεται επιπλέον η συνάρτηση ανέμου  $F(u)$  καθώς και το έλλειμμα κορεσμού  $D$  που δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$F(u) = 0.13 + 0.140 u$$

όπου  $u$  η ταχύτητα του ανέμου σε m/s.

$$D = e^* (1-U)$$

όπου  $U$  το ποσοστό της σχετικής υγρασίας και  $e^*$  η πίεση κορεσμού των υδρατμών.

### 3.3 Η μέθοδος Penman - Monteith

Αργότερα ο Monteith (Monteith,1965) επέκτεινε την εξίσωση του Penman ώστε να λαμβάνεται υπόψη ο ρόλος της βλάστησης στη διαδικασία της διαπνοής και συγκεκριμένα ο ρόλος του ανοίγματος και του κλεισίματος του στόματος των φυτών, μέσω της εισαγωγής της επιφανειακής αντίστασης των στομάτων  $r_s$ . Η παραδοχή που διατύπωσε το 1948 ο Penman ότι οι υδρατμοί κοντά στην επιφάνεια του υγρού είναι κορεσμένοι δεν ευσταθεί στην περίπτωση της διαπνοής όπου οι υδρατμοί δεν είναι κορεσμένοι στην επιφάνεια των φύλλων. Η επιφανειακή αντίσταση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως την ακτινοβολία, το έλλειμμα κορεσμού, τη θερμοκρασία των φυλλωμάτων, το περιεχόμενο νερό στα φυλλώματα, το ύψος των φυτών.

Το μοντέλο των Penman – Monteith είναι μία τροποποίηση της πρωτότυπης σχέσης του Penman ώστε να είναι δυνατή η εκτίμηση του ύψους της δυνητικής εξατμοδιαπνοής. Η δυνητική εξατμοδιαπνοή (ύψος ανά ημέρα – mm/d) δίνεται από την σχέση:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} F(u) D \quad (3.3.1)$$

Η συνάρτηση ανέμου  $F(u)$  δίνεται από τη σχέση:

$$F(u) = \frac{90}{273 + T_a} u \quad (3.3.2)$$

όπου  $u$  η ταχύτητα του ανέμου σε m/s και  $T_a$  η μέση θερμοκρασία σε °C. Ο ανηγμένος ψυχομετρικός συντελεστής  $\gamma'$  δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma' = \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right) \quad (3.3.3)$$

$$\gamma' = \gamma (1 + 0,33 u) \quad (3.3.4)$$

όπου  $\gamma$  η τιμή του ψυχομετρικού συντελεστή για τους υδρατμούς και  $u$  η ταχύτητα του ανέμου σε m/s. Η εξίσωση Penman-Monteith μεταπίπτει άμεσα στην εξίσωση Penman. Στην περίπτωση της υδάτινης επιφάνειας ισχύει  $r_s = 0$  οπότε  $\gamma' = \gamma$ .

Η μέθοδος Penman Monteith δίνει βέλτιστες εκτιμήσεις της εξατμοδιαπνοής σε ημερήσια και μηνιαία κλίμακα και είναι η πλέον συνεπής μέθοδος στις περισσότερες περιοχές (Allen et al., 1989). Επίσης έχει πολύ καλή απόδοση τόσο σε ξηρά όσο και σε υγρά κλίματα (Jensen et al., 1990) και δίνει με αρκετά καλή ακρίβεια τις υδατικές ανάγκες της χλόης (Mecham, 1996). Η καταλληλότητα της μεθόδου ακόμη και ελλείψει δεδομένων σχετικής υγρασίας και ταχύτητας ανέμου έχει επιβεβαιωθεί (Sentelhas et al., 2010).

### 3.4 Η μέθοδος Doorenbos - Pruitt

Οι Doorenbos- Pruitt πρότειναν το 1997 μια ελαφρά τροποποίηση της σχέσης του Penman, χωρίς να εισάγουν την έννοια της επιφανειακής αντίστασης. Η μέθοδος συνοψίζεται από τη σχέση:

$$E = c \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) D \right] \text{ (mm/day)}$$

Η πρώτη τροποποίηση είναι η εισαγωγή του συντελεστή αναγωγής  $c$  που εξαρτάται από τη μέγιστη σχετική υγρασία, την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος, την ταχύτητα ανέμου κατά τη διάρκεια της νύχτας. Η δεύτερη τροποποίηση αφορά στη συνάρτηση ανέμου, η οποία είναι  $F(u) = 0,27(1+0.86u)$ . Η μέθοδος αποτελεί από το 1970 μέχρι πρόσφατα το διεθνές πρότυπο, γνωστό και ως πρότυπο FAO, εκτίμησης των υδατικών αναγκών των καλλιεργειών.

### 3.5 Απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού

Η υπολογιστική πολυπλοκότητα των μεθόδων συνδυασμού οδήγησε πολλούς ερευνητές στη διατύπωση εξισώσεων με λιγότερα απαιτούμενα πρωτογενή δεδομένα. Μια εύχρηστη και αρκετά διαδεδομένη σχέση διατυπώθηκε το 1972 από τους Priestley και Taylor και περιγράφεται από την εξίσωση:

$$E = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} \quad \text{[mm/day]} \quad (3.5.1)$$



Η σχέση χρησιμοποιεί των ενεργειακό όρο της εξίσωσης Penman, τον οποίο επαυξάνει κατά 30% παραλείποντας τον όρο της μεταφοράς και για την εφαρμογή δεν απαιτείται η γνώση της ταχύτητας ανέμου.

Μια άλλη απλοποίηση της μεθόδου συνδυασμού θεωρείται η σχέση του Linacre που διατυπώθηκε το 1977. Για την εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια, η εξίσωση γράφεται:

$$E = \frac{700 \frac{(T+0,006z)}{(100-\varphi)+15(T-T_d)}}{80-T} \quad [\text{mm/d}] \quad (3.5.2)$$

z: Το υψόμετρο σε m

$\varphi$ : Το γεωγραφικό πλάτος σε μοίρες

$T_d$ : Το σημείο δρόσου που κατά το Linacre μπορεί να εκτιμηθεί από θερμοκρασιακά δεδομένα.

Από τη μελέτη του προκύπτει ότι και η ακτινοβολία εμπεριέχεται έμμεσα σε σχέση με τη θερμοκρασία.

Άλλοι ερευνητές αναζήτησαν απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού και κατέληξαν σε μία κατηγορία μαθηματικών εκφράσεων που έχουν για δεδομένα εισόδου την εξωγήινη ακτινοβολία και τη μέση θερμοκρασία. Πρώτοι οι Jensen και Haise (1963) χρησιμοποιώντας την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου καθώς και μετρήσεις εξατμοδιαπνοής από αρδευόμενες εκτάσεις των Η.Π.Α διατύπωσαν τη σχέση 3.5.3 που αποτελεί την απλοποίηση των μεθόδων συνδυασμού. Η εξίσωση έχει μοναδικό άγνωστο τη μέση ημερήσια θερμοκρασία και την εξωγήινη ακτινοβολία που είναι μέγεθος που υπολογίζεται σχετικά εύκολα.

$$PE = \frac{Re}{\lambda \rho} \frac{T_a}{40} \quad [\text{mm/d}] \quad (3.5.3)$$

Το 1972 οι McGuinness και Bordne πρότειναν μια τροποποίηση της 3.5.3 και τελικά η σχέση που δίνει την ημερήσια δυνητική εξατμοδιαπνοή δίνεται ως:

$$PE = \frac{Re}{\lambda \rho} \frac{T_a+5}{68} \quad [\text{mm/d}] \quad (3.5.4)$$

Μια άλλη έρευνα (Oudin et al., 2005) αναθεωρεί και τις δύο εξισώσεις διατυπώνοντας την 3.5.5. Στην συγκεκριμένη δημοσίευση οι ερευνητές συλλέγουν πρωτογενή δεδομένα

ημερησίας βροχόπτωσης, ημερησίων υδρομετρήσεων από λεκάνες των ΗΠΑ, της Γαλλίας και της Αυστραλίας και εξάγουν τη δυνητική εξατμοδιαπνοή την οποία συγκρίνουν με μετρημένες τιμές στις ίδιες λεκάνες, ορίζοντας διάφορα μέτρα επίδοσης. Από την ανάλυση τους προτείνουν την τροποποίηση της σχέσης McGuinness και καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι η εξίσωση ίσως να περιγράφει πιο αποτελεσματικά το φαινόμενο ακόμη και από την καθιερωμένη μέθοδο των Penman- Monteith. Βέβαια στην βαθμονόμηση των τεσσάρων υδρολογικών μοντέλων που χρησιμοποίησαν ενυπάρχουν πολλές αβεβαιότητες, όπως για παράδειγμα η υιοθέτηση της τιμής του συντελεστή της άμεσης απορροής.

$$PE = \frac{Re}{\lambda \rho} \frac{T_a + 5}{100} \quad [\text{mm/d}] \quad (3.5.5)$$

Στις σχέσεις 3.5.3, 3.5.4 και 3.5.5 ισχύει ότι

PE: Το ύψος της δυνητικής εξατμοδιαπνοής (mm/day)

Re: Η εξωγήινη ακτινοβολία ( $\text{MJm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ )

$T_a$ : Η μέση ημερήσια θερμοκρασία ( $^{\circ}\text{C}$ )

$\lambda$ : λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ( $\text{kJ/kg}$ )

$\rho$ : Η πυκνότητα του νερού ( $\text{kgL}^{-1}$ )

### 3.6 Εμπειρικά μοντέλα

Η πολυπλοκότητα των μεθόδων συνδυασμού για τον υπολογισμό της εξάτμισης και της δυνητικής εξατμοδιαπνοής καθώς και η απαίτηση τους σε πολλά δεδομένα εισόδου οδήγησε τους ερευνητές στην αναζήτηση απλούστερων εξισώσεων για τον υπολογισμό της εξάτμισης και της δυνητικής εξατμοδιαπνοής. Οι μέθοδοι αυτές βασίζονται σε εμπειρικές εκφράσεις, απαιτούν θερμοκρασιακά δεδομένα εισόδου και έχουν τύχει ευρείας εφαρμογής κυρίως για την εκτίμηση των υδατικών αναγκών (Tegos A., 2007).

#### 3.6.1 Η μέθοδος Thornthwaite

Είναι η πλέον απλή ως προς την υπολογιστική διαδικασία μέθοδος η οποία όμως έχει τύχει ευρύτατης εφαρμογής αν και τείνει να ξεπεραστεί. Η δυνητική εξατμοδιαπνοή κάποιου μήνα υπολογίζεται από τη σχέση:

$$E_p = 16 \left( \frac{10 T_a}{I} \right)^\alpha \frac{\mu N}{360}$$

όπου  $E_p$  η δυνητική εξατμοδιαπνοή σε mm/μήνα,  $T_a$ , η μέση θερμοκρασία του μήνα σε °C,  $\mu$  ο αριθμός των ημερών του μήνα,  $N$  η μέση αστρονομική διάρκεια της ημέρας (λαμβάνεται η τιμή στη μέση του μήνα),  $I$  εμπειρικός συντελεστής που ονομάζεται ετήσιος θερμικός δείκτης και  $\alpha$  άλλος εμπειρικός συντελεστής, συνάρτηση του  $I$ . Οι εμπειρικοί συντελεστές υπολογίζονται από το δείγμα των μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών του έτους ( $T_{aj}$ ,  $j=1..12$ ) ως εξής:

$$I = \sum_{i=1}^{12} i_j$$

$$i_j = 0.09 T_{aj}^{3/2}$$

$$\alpha = 0.016I + 0.5$$

### 3.6.2 Η μέθοδος Hargreaves

Η μέθοδος του Hargreaves χρησιμοποιείται για να εκτιμηθεί η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς. Η μέθοδος απαιτεί την ύπαρξη χρονοσειράς θερμοκρασίας με μηνιαίο ή και ημερήσιο χρονικό βήμα, η δε τιμή της εξατμοδιαπνοής αναφοράς  $E_{rc}$  σε mm/d υπολογίζεται από τη σχέση:

$$E_{rc} = \frac{0.0023 S_0}{\lambda} (T_a + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.5}$$

όπου  $S_0$  η εξωγήινη ακτινοβολία σε  $\text{kJ} / (\text{m}^2 \text{ d})$ , η οποία υπολογίζεται στη συγκεκριμένη ημέρα προκειμένου για ημερήσιο υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής ή στη μέση του μήνα για μηνιαίο,  $\lambda$  είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης σε  $\text{kJ/kg}$  και θα λαμβάνεται η τιμή  $\lambda=2460$ ,  $T_a$  η μέση θερμοκρασία και  $T_{max}$ ,  $T_{min}$ , η μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία της χρονοσειράς μέσης θερμοκρασίας.

### 3.6.3 Η μέθοδος Blaney - Criddle

Η μέθοδος Blaney – Criddle έχει τύχει ευρύτατης εφαρμογής για την εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών. Η μηνιαία δυνητική εξατμοδιαπνοή μίας καλλιέργειας υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την παρακάτω σχέση η οποία έχει ως μόνη μετεωρολογική μεταβλητή τη μέση μηνιαία θερμοκρασία  $T_a$ :

$$E_p = 0.254 k_c p (32 + 1.8 T_a)$$

όπου  $E_p$  η δυνητική εξατμοδιαπνοή σε mm/μήνα,  $k_c$  ο συντελεστής καταναλωτικής χρήσης (φυτικός συντελεστής) και  $p$  το ποσοστό (%) των ωρών ημέρας του συγκεκριμένου μήνα σε σχέση με το σύνολο των ωρών ημέρας του έτους. Το ποσοστό αυτό υπολογίζεται από τη σχέση:

$$p = 100 \frac{\mu N}{365 \times 12}$$

όπου  $N$  η μέση αστρονομική διάρκεια της ημέρας στο μέσο του μήνα σε ώρες και  $\mu$  ο αριθμός ημερών του συγκεκριμένου μήνα.

## 4 Ανάπτυξη Παραμετρικού Μοντέλου

---

Η ανάγκη ύπαρξης απλοποιημένων μοντέλων τόσο σε επίπεδο δομής όσο και σε επίπεδο απαίτησης δεδομένων, είναι μεγάλη σε αρκετούς τομείς των επιστημών των υδατικών πόρων (Koutsoyiannis 2009, Koutsoyiannis 2014). Τα περισσότερα απλοποιημένα μοντέλα αποτυγχάνουν να περιγράψουν το φαινόμενο της εξατμοδιαπνοής εξαιτίας της μεγάλης πολυπλοκότητάς του και των ποικίλων τοπικών κλιματικών συνθηκών. Ως εκ τούτου, η ιδέα της αντικατάστασης ορισμένων παραμέτρων και σταθερών που χρησιμοποιούνται στην κλασική εξίσωση Penman – Monteith (PM), από έναν αριθμό παραμέτρων που είναι τοπικά κυμαινόμενες και εκτιμώμενες μέσω βαθμονόμησης βάσει ενός δείγματος εξατμοδιαπνοής, συνιστά μια νέα και ελκυστική μέθοδο για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής.

Οι Koutsoyiannis and Xanthopoulos (1999), Tegos et al. (2009) και Tegos et al. (2013), εξέτασαν τη δομή και την ευαισθησία των δεδομένων εισόδου του μοντέλου PM. Κατέληξαν ότι η εξωγήινη ακτινοβολία και η θερμοκρασία κυριαρχούν στην εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής. Επιπλέον οι Mamassis et al. (2014) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η επιρροή κάθε μετεωρολογικής παραμέτρου στην εξατμοδιαπνοή είναι σχεδόν γραμμική, ενώ η θερμοκρασία έχει τη μεγαλύτερη επιρροή.

Η μαθηματική έκφραση του παραμετρικού μοντέλου για κάθε χρονικό βήμα είναι η ακόλουθη:

$$PET = \frac{a Ra - b}{1 - c Ta} \quad (4.1)$$

όπου PET (mm) είναι η δυνητική εξατμοδιαπνοή,  $R_a$  ( $\text{kJm}^{-2}$ ) είναι η εξωγήινη ακτινοβολία,  $a$  ( $\text{kg kJ}^{-1}$ ),  $b$  ( $\text{kg m}^{-2}$ ), και  $c$  ( $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ) είναι οι προς βαθμονόμηση παράμετροι και  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) είναι η μέση θερμοκρασία αέρα.

Η εξωγήινη ακτινοβολία  $R_a$ , για κάθε ημέρα του χρόνου και για διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη, εκτιμάται μέσω της ηλιακής σταθεράς, την ηλιακή απόκλιση και την εποχή του χρόνου, μέσω της παρακάτω εξίσωσης:

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(d) \sin(\omega_s)] \quad (4.2)$$

όπου  $R_a$  ( $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) η εξωγήινη ακτινοβολία,  $G_{sc}$  η ηλιακή σταθερά =  $0.0820 \text{ MJm}^{-2}\text{min}^{-1}$ ,  $d_r$  η αντίστροφη σχετική απόσταση Γης – Ήλιου,  $\omega_s$  (rad) η γωνία της ώρας ηλιοβασιλέματος,  $\phi$  (rad) το γεωγραφικό πλάτος,  $\delta$  η ηλιακή απόκλιση (rad).

#### 4.1 Φυσική θεμελίωση παραμέτρων παραμετρικού μοντέλου

Διαιρώντας τόσο τον αριθμητή όσο και τον παρονομαστή με  $\Delta$ , η εξίσωση PM μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$PET = \frac{1}{\lambda \rho} \frac{R_n + \gamma \lambda F(u) D}{1 + \frac{\gamma'}{\Delta}} \quad (4.1.1)$$

όπου PET είναι η δυνητική εξατμοδιαπνοή (mm/d),  $R_n$  είναι η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια του εδάφους,  $\Delta$  είναι η κλίση της καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών,  $\gamma$  είναι ο ψυχομετρικός συντελεστής ενώ  $r_s$  και  $r_a$  είναι οι συντελεστές επιφανειακής και αεροδυναμικής αντίστασης και  $\gamma' = \gamma (1 + r_s/r_a)$ .

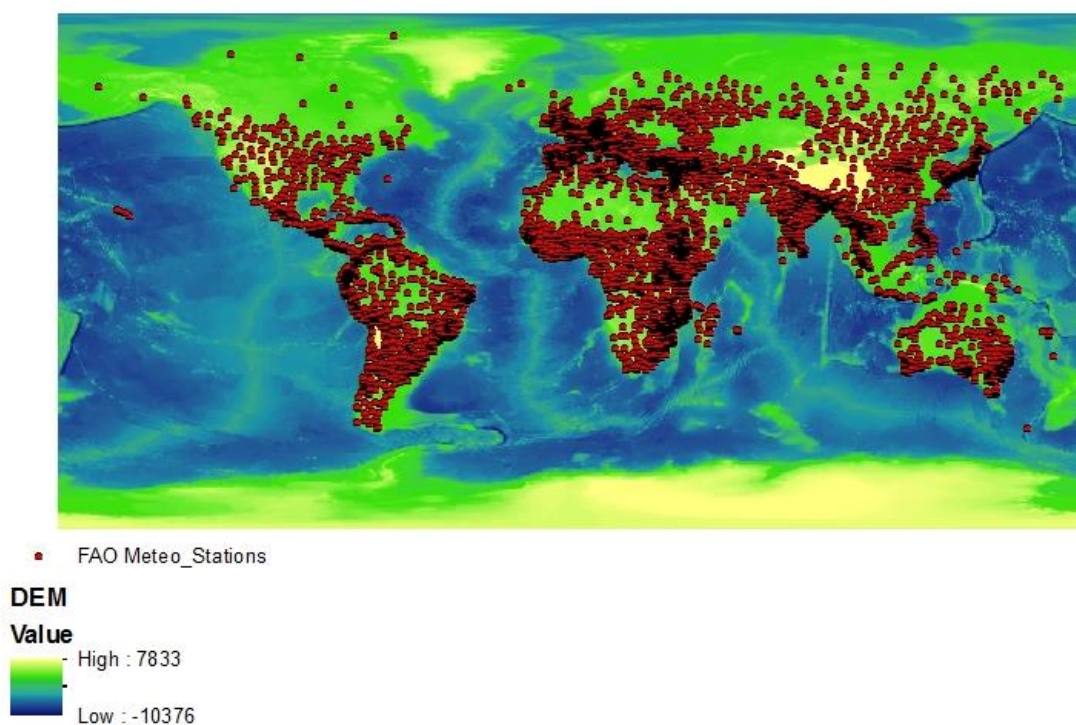
Συνδυάζοντας τις εξισώσεις 4.1 και 4.1.1, προκύπτουν οι συντελεστές  $a$ ,  $b$  και  $c$  της εξίσωσης 4.1, στους οποίους μπορεί να δοθεί μια φυσική ερμηνεία. Ο όρος  $a^* = a/\lambda\rho$  αντιπροσωπεύει το μέσο ποσοστό ενέργειας που παρέχεται από τον ήλιο (σε όρους  $R_a$ ) και που αφού φτάσει στην επιφάνεια της γης μετατρέπεται σε λανθάνουσα θερμότητα, κινητοποιώντας έτσι τη διαδικασία της εξατμοδιαπνοής. Η παράμετρος  $b$  αντιπροσωπεύει τις ελλείπουσες πληροφορίες που συνδέονται με τις αεροδυναμικές διαδικασίες οι οποίες σχετίζονται με τον άνεμο και το έλλειμμα υδρατμών της ατμόσφαιρας και δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$b = \frac{0.67 * (0.13 + 0.14 * u) * T(1 - U) * 6.11 * \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)}{1000} \quad (4.1.2)$$

όπου  $u$  (m/s) είναι η ταχύτητα του ανέμου,  $U$  (%) είναι η σχετική υγρασία και  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) είναι η μέση θερμοκρασία αέρα. Τέλος, ο όρος  $1 - c T_a$  προσεγγίζει τον όρο  $1 + \gamma'/\Delta$  και είναι συνάρτηση της μέσης θερμοκρασίας του αέρα.

## 5 Περιοχή μελέτης

Η περιοχή μελέτης συνίσταται από 4069 υδρο-μετεωρολογικούς σταθμούς της κλιματικής βάσης δεδομένων CLIMWAT 2.0. Ενδεικτικά, οι θέσεις των σταθμών παρουσιάζονται στην παρακάτω εικόνα.



Εικόνα 4.1-1: Θέσεις υδρο-μετεωρολογικών σταθμών βάσης δεδομένων CLIMWAT

Το υδρο-μετεωρολογικό δίκτυο κατανέμεται σε 5 γεωγραφικές ενότητες, δηλαδή σε 910 σταθμούς στην Αφρική, 341 σταθμούς στην ευρύτερη περιοχή της Αυστραλίας, συμπεριλαμβανομένου της Νέας Ζηλανδίας, της Παπούα Νέας Γουινέας, της Ινδονησίας, της Μαλαισίας και των Φιλιππίνων, 1849 στην Ευρασία, 364 στη Βόρεια Αμερική και 605 στη Νότια Αμερική.

Η πλειοψηφία των σταθμών στην Αφρική (55%) βρίσκονται σε υψόμετρα μεταξύ 0 και 500 μέτρα, ενώ το 30% των σταθμών μεταξύ 500 και 1500 μέτρων. Μόνο το 5% αυτών καλύπτει υψόμετρα πάνω από 2000 μέτρα. Το 91% των σταθμών στην ευρύτερη περιοχή της Αυστραλίας καλύπτουν υψόμετρα από 0 έως 500 μέτρα. Στην Ευρασία το 76% των σταθμών βρίσκονται σε υψόμετρα από 0 έως 500 μέτρα και το 13% αυτών σε υψόμετρα από 500 έως 1000 μέτρα. Στη Βόρεια Αμερική 68% και 14% των σταθμών βρίσκονται σε υψόμετρα από 0 έως 500 μέτρα και 500 έως 1000 μέτρα αντίστοιχα. Το ίδιο ισχύει και στην περίπτωση της

Νότιας Αμερικής όπου 65% των σταθμών εκτείνονται σε υψόμετρα από 0 έως 500 μέτρα και 16% σε υψόμετρα από 500 έως 1000 μέτρα.

Η βάση δεδομένων CLIMWAT παρέχει μακροπρόθεσμες μέσες μηνιαίες τιμές επτά κλιματικών παραμέτρων (μέση ημερήσια μέγιστη θερμοκρασία, μέση ημερήσια ελάχιστη θερμοκρασία, μέση σχετική υγρασία, μέση ταχύτητα ανέμου, μέση διάρκεια ηλιοφάνειας ανά ημέρα, μέση ηλιακή ακτινοβολία, μηνιαία βροχόπτωση, μηνιαία ενεργός βροχόπτωση, δυνητική εξατμοδιαπνοή που έχει υπολογιστεί με τη μέθοδο Penman Monteith). Τα δεδομένα καλύπτουν συνήθως την περίοδο 1971 – 2000. Σε περίπτωση μη ύπαρξης δεδομένων για την περίοδο αυτή, τότε χρησιμοποιούνται χρονοσειρές μήκους τουλάχιστον 15 ετών. Για κάθε υδρο-μετεωρολογικό σταθμό δίνεται το γεωγραφικό μήκος και πλάτος καθώς και το υψόμετρό του.

Οι πληροφορίες για τους σταθμούς αντλείται από τη βάση δεδομένων του Agromet Group του Παγκόσμιου Οργανισμού Τροφίμων και Γεωργίας (FAO).

Οι μετεωρολογικές μεταβλητές, εκτός από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή, είναι απευθείας παρατηρήσεις ή μετατροπές παρατηρήσεων. Τα πρωτότυπα δεδομένα που προέρχονται από μια μεγάλη βάση δεδομένων όπως και στην περίπτωση της βάσης CLIMWAT, δεν θα μπορούσαν να είναι ενιαία. Για παράδειγμα η υγρασία και η ηλιακή ακτινοβολία μπορούν να εκφραστούν μέσω διαφορετικών μεταβλητών. Όσον αφορά στην υγρασία, αποφασίστηκε να χρησιμοποιηθεί η πίεση υδρατμών ως κύρια μεταβλητή και μόνο όπου δεν είναι διαθέσιμη να χρησιμοποιηθεί η θερμοκρασία σημείου δρόσου και η σχετική υγρασία. Παρόλα αυτά υπάρχει πιθανότητα η τιμή της πίεσης υδρατμών να είναι υψηλότερη από αυτή που είναι φυσικά δυνατή δεδομένης της μέσης θερμοκρασίας. Οι πρωτότυπες βάσεις δεδομένων ελέγχθηκαν ως προς την πιθανότητα ύπαρξης του παραπάνω προβλήματος και στις ελάχιστες περιπτώσεις εντοπισμού του, χρησιμοποιήθηκε μια εκ των λοιπών παραμέτρων.

Το ίδιο πρόβλημα προκύπτει και στην περίπτωση της ηλιακής ακτινοβολίας. Αντί για τη ροή ηλιακής ενέργειας στην επιφάνεια, συχνά μόνο οι ώρες ηλιοφάνειας ή το κλάσμα ηλιοφάνειας έχει καταγραφεί, αμφότερα των οποίων μπορούν να μετατραπούν σε ακτινοβολία.

Για τον υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής με τη μέθοδο Penman-Monteith, τόσο η ακτινοβολία όσο και το κλάσμα ηλιοφάνειας είναι απαραίτητα. Για τη διατήρηση και των δυο αυτών παραμέτρων σε συμφωνία, η παρατηρημένη ηλιακή ακτινοβολία χρησιμοποιήθηκε ως βασική μεταβλητή και το κλάσμα ηλιοφάνειας εκτιμήθηκε από αυτή.



## 6 Δεδομένα και Επεξεργασίες

---

Οι επεξεργασίες που πραγματοποιήθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας είναι οι εξής:

- Βαθμονόμηση της ελαφρώς διαφοροποιημένης εξίσωσης 6.1.1 (και συγκεκριμένα των παραμέτρων  $a$  και  $b$ ), σε όλους τους υδρο-μετεωρολογικούς σταθμούς της βάσης δεδομένων που αναλύθηκε στο Κεφάλαιο 5 παραπάνω.
- Χωρική παρεμβολή των παραμέτρων  $a$  και  $b$  σε παγκόσμια κλίμακα με χρήση της μεθόδου IDW (μέγεθος πλέγματος 60 km).
- Επαλήθευση, μέσω κατάλληλων στατιστικών δεικτών, του παραμετρικού μοντέλου βάσει των τιμών  $a$  και  $b$  που εξήχθησαν, σε διαφορετικά κλιματικά καθεστώτα (Η.Π.Α., Ισπανία, Γερμανία και Ελλάδα) και μετεωρολογικά δεδομένα.

### 6.1 Βαθμονόμηση μοντέλου

Το μοντέλο βαθμονομήθηκε σε μετρημένες μηνιαίες τιμές εξατμοδιαπνοής, υπολογισμένες με τη μέθοδο Penman-Monteith. Η εξίσωση που χρησιμοποιήθηκε διαφέρει ελαφρώς από την εξίσωση 4.1 και είναι η παρακάτω:

$$PET = \frac{aR_a}{1 - b\left(\frac{T_{max} + T_{min}}{2}\right)} \quad (6.1.1)$$

όπου PET είναι η δυνητική εξατμοδιαπνοή (mm),  $R_a$  ( $\text{KJm}^{-2}$ ) είναι η εξωγήινη ακτινοβολία,  $a$  ( $\text{KgKj}^{-1}$ ) και  $b$  ( $\text{C}^{-1}$ ) είναι οι προς βαθμονόμηση παράμετροι, ενώ  $T_{max}$  και  $T_{min}$  είναι η μέγιστη και η ελάχιστη θερμοκρασία αέρα όπως παρέχεται από τη βάση δεδομένων CLIMWAT του FAO.

### 6.2 Στατιστικά κριτήρια αξιολόγησης

Τα στατιστικά κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του παραμετρικού μοντέλου είναι ο συντελεστής απόδοσης (NSE) που αναπτύχθηκε το 1970 από τους Nash & Sutcliffe και δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{mod}^t - Q_{obs}^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - \bar{Q}_{obs})^2}$$

Επιπλέον εφαρμόστηκαν αρκετοί στατιστικοί δείκτες όπως το μέσο απόλυτο σφάλμα (MAE):

$$MAE = \frac{\sum_{t=1}^T |Q_{obs}^t - Q_{mod}^t|}{T}$$

το bias,

$$BIAS = \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{mod}^t - Q_{obs}^t)}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t)}$$

ο συντελεστής  $R^2$ :

$$R^2 = \left( \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - \bar{Q}_{obs}) \times (Q_{mod}^t - \bar{Q}_{mod})}{\sqrt{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - \bar{Q}_{obs})^2 \times \sum_{t=1}^T (Q_{mod}^t - \bar{Q}_{mod})^2}} \right)^2$$

η ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - Q_{mod}^t)^2}{T}}$$

όπου  $Q_{obs}^t$  είναι η παρατηρημένη τιμή δυνητικής εξατμοδιαπνοής με τη μέθοδο Penman-Monteith σε χρόνο  $t$ ,  $Q_{mod}^t$  είναι η προσομοιωμένη τιμή δυνητικής εξατμοδιαπνοής από το παραμετρικό μοντέλο σε χρόνο  $t$ ,  $\bar{Q}_{obs}$  είναι η μέση τιμή παρατηρημένων τιμών εξατμοδιαπνοής με τη μέθοδο Penman-Monteith,  $T$  είναι ο συνολικός αριθμός χρονικών βημάτων.

Το NSE κυμαίνεται μεταξύ  $-\infty$  και 1 (συμπεριλαμβανομένου και του 1), με την τιμή NSE=1 να είναι η βέλτιστη τιμή. Οι τιμές μεταξύ 0 και 1 θεωρούνται τιμές μιας γενικώς αποδεκτής απόδοσης, ενώ τιμές μικρότερες από 0 καταδεικνύουν ότι η μέση παρατηρημένη τιμή είναι καλύτερος εκτιμητής από ότι η προσομοιωμένη τιμή, γεγονός που καταδεικνύει μη αποδεκτή απόδοση του παραμετρικού μοντέλου.

Για τιμές MAE και RMSE ίσες με το μηδέν το παραμετρικό μοντέλο παρουσιάζει τέλεια προσαρμογή.

### 6.3 Χωρική παρεμβολή παραμέτρων a και b σε παγκόσμια κλίμακα με χρήση της μεθόδου IDW

Οι μέθοδοι χωρικής παρεμβολής είναι σημαντικές σε αρκετές εφαρμογές των υδρολογικών επιστημών (Merz and Blöschl 2004). Μια αρχική προσπάθεια χωρικής απεικόνισης της δυναμικής εξατμοδιαπνοής περιγράφεται από τον Foyster (1973). Ακολούθησαν αρκετές ενδιαφέρουσες δημοσιεύσεις όπου χρησιμοποιήθηκαν προχωρημένες γεω-χωρικές μέθοδοι, όπως είναι η μέθοδος Kriging και η μέθοδος των Σταθμισμένων Αντιστρόφων Αποστάσεων (ΣΑΑ) (Vicente-Serrano *et al.* 2007, Dalezios *et al.* 2002, Mardikis *et al.* 2005, Mancosu *et al.* 2014). Η μέθοδος Kriging παρουσιάζει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε όλες τις προηγούμενες μελέτες. Λαμβάνοντας υπόψη ότι σε μια πρόσφατη δημοσίευση (Tegos *et al.* 2015), η απλοποιημένη μέθοδος των Σταθμισμένων Αντιστρόφων Αποστάσεων (ΣΑΑ) είναι καταλληλότερη από όλες τις υπόλοιπες, προτιμήθηκε η εφαρμογή αυτής στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας.

Η εφαρμογή της μεθόδου ΣΑΑ χρησιμοποιήθηκε ως μια μέθοδος γρήγορης παρεμβολής, ικανής να περιγράψει τα χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι υπολογιστικά απλή μέθοδος χωρικής παρεμβολής. Θεωρείται ως μια από τις κλασικές μεθόδους χωρικής παρεμβολής στις επιστήμες γεωγραφικών πληροφοριών (Burrough and McDonnell, 1998) και έχει εφαρμοστεί σε αρκετά λογισμικά Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (ΣΓΠ) ως μια βασική μέθοδος για την παραγωγή μιας ενιαίας επιφάνειας, όταν οι τιμές ενός χαρακτηριστικού είναι διαθέσιμες μόνο σε συγκεκριμένες θέσεις δειγματοληψίας. Τυπικά η μέθοδος ΣΑΑ χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της άγνωστης τιμής  $\hat{y}(S_0)$  μέσω της παρακάτω εξίσωσης:

$$\hat{y}(S_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i y(S_i) \quad (6.3.1)$$

Ουσιαστικά η εκτιμώμενη τιμή στη θέση  $S_0$  είναι ένας γραμμικός συνδυασμός των βαρών ( $\lambda_i$ ) και των παρατηρημένων τιμών  $y$  στη θέση  $S_i$ , όπου το  $\lambda_i$  ορίζεται ως εξής:

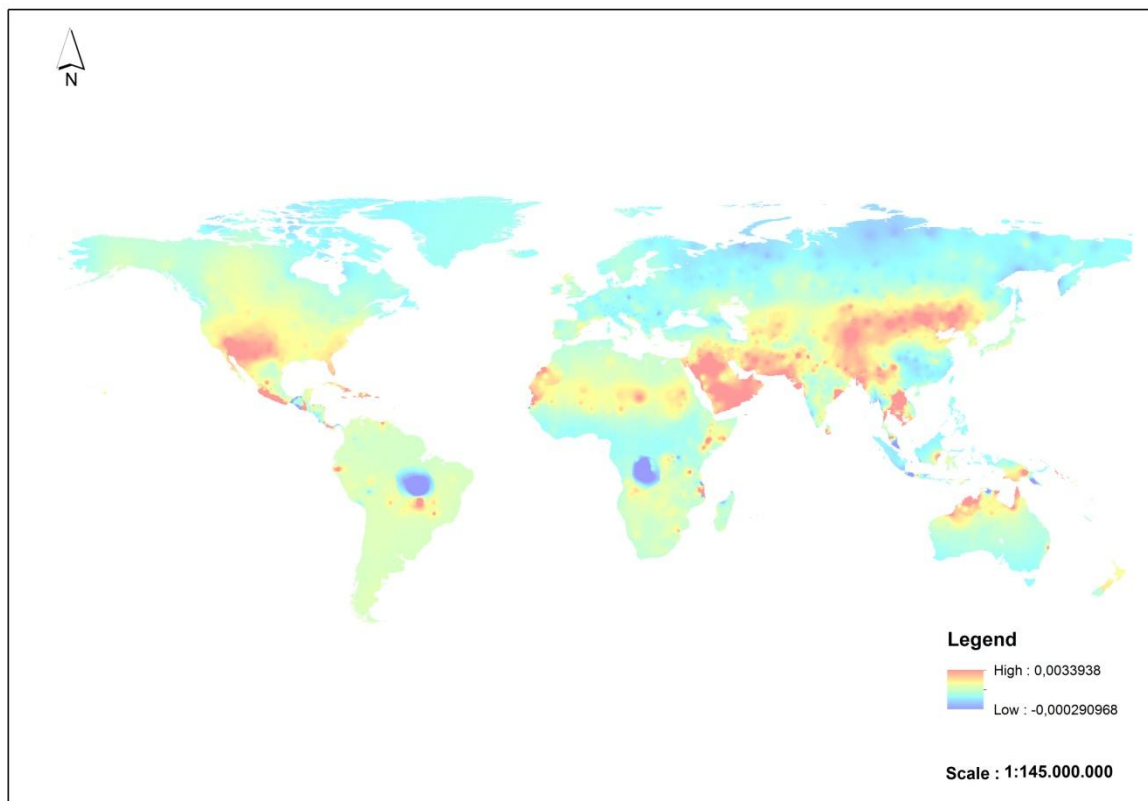
$$\lambda_i = \frac{d_{0i}^{-a}}{\sum_{i=1}^n d_{0i}^{-a}} \quad (6.3.2)$$

με:

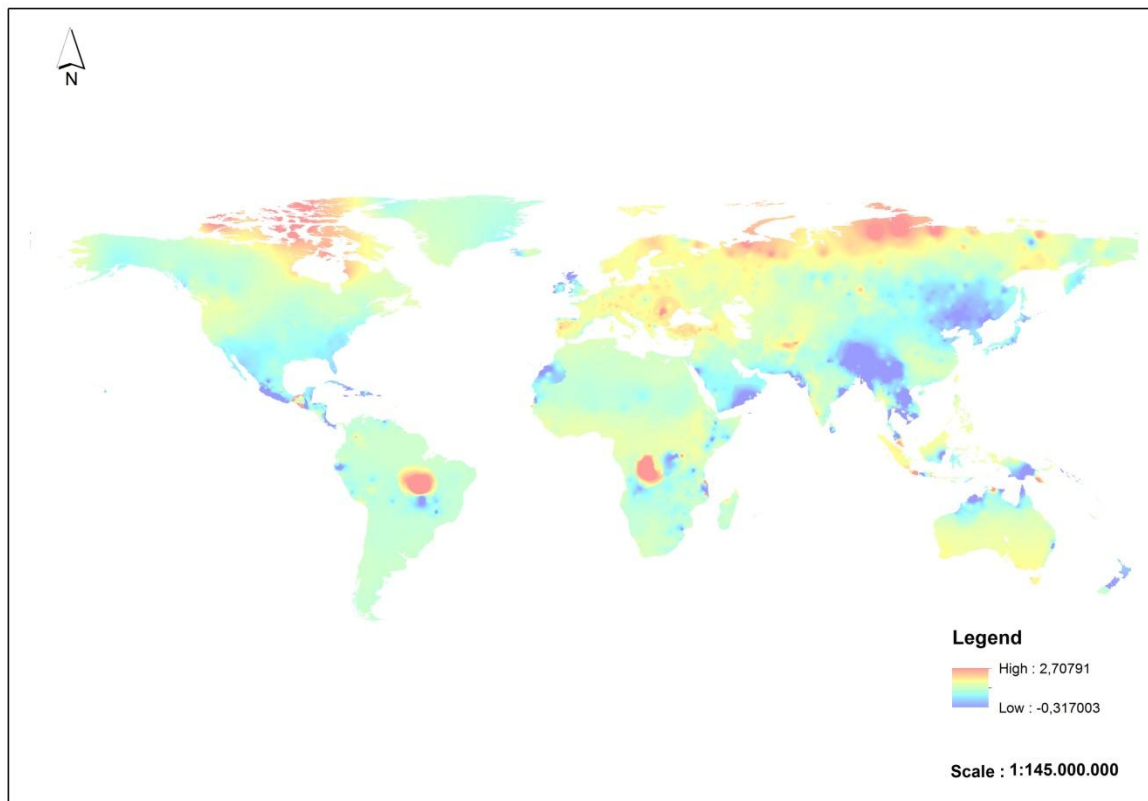
$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (6.3.3)$$

Στην εξίσωση 6.3.2 ο αριθμητής είναι το αντίστροφο της απόστασης ( $d_{0i}$ ) μεταξύ των θέσεων  $S_0$  και  $S_i$ , υψωμένο σε μια δύναμη  $\alpha$ , ενώ ο παρονομαστής είναι το άθροισμα όλων των αντιστρόφων αποστάσεων, υψωμένων στη δύναμη  $\alpha$ , για όλες τις θέσεις  $i$  έτσι ώστε το άθροισμα των  $\lambda_i$  για ένα σημείο να ισούται με τη μονάδα (Εξίσωση 6.3.3).

Στις παρακάτω Εικόνες παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της χωρικής κατανομής των παραμέτρων  $\alpha$  και  $\beta$  σε παγκόσμια κλίμακα, βάσει της χωρικής ολοκλήρωσης των τιμών των παραμέτρων όπως αυτές προέκυψαν στους σταθμούς της περιοχής μελέτης.



Εικόνα 6.3-1: Χωρική κατανομή παραμέτρου  $\alpha$



**Εικόνα 6.3-2: Χωρική κατανομή παραμέτρου b**

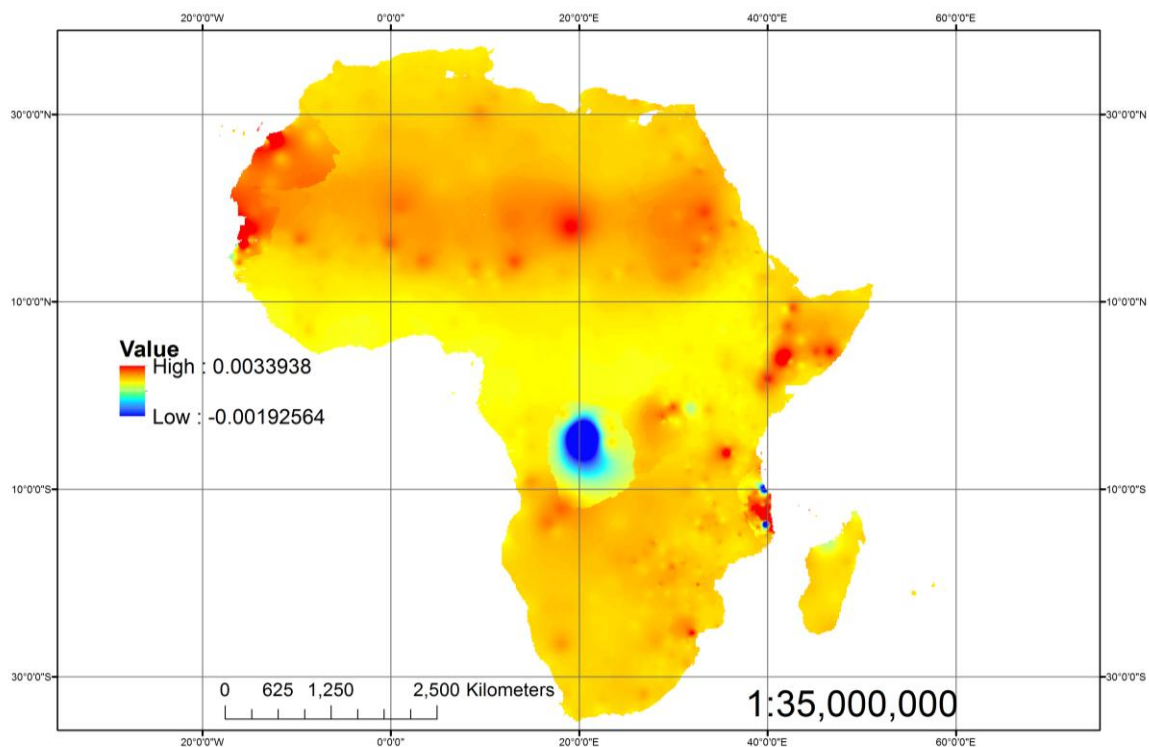
Όσον αφορά στην παράμετρο  $a$ , υψηλότερες τιμές παρατηρούνται γύρω από τη ζώνη του ισημερινού. Η τιμή του  $a$  γίνεται χαμηλότερη καθώς απομακρυνόμαστε από τη ζώνη αυτή. Αυτό είναι λογικό μιας και η παράμετρος αυτή είναι ανάλογη της ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτό σημαίνει ότι γύρω από τη ζώνη του ισημερινού, όπου η ηλιακή ακτινοβολία είναι υψηλότερη, οι τιμές της παραμέτρου  $a$  είναι υψηλότερες, ενώ γύρω από τους πόλους, όπου η ηλιακή ακτινοβολία είναι χαμηλότερη, οι τιμές της παραμέτρου  $a$  είναι χαμηλότερες. Άλλη μια σημαντική παρατήρηση είναι ότι σε δυο συγκεκριμένες περιοχές της Βραζιλίας και της Δημοκρατίας του Κονγκό, οι τιμές της παραμέτρου  $a$  γίνονται ξαφνικά χαμηλές. Αυτό εξηγείται πιθανώς από το γεγονός ότι γύρω από αυτές τις περιοχές, η πυκνότητα του υδρομετεωρολογικού δικτύου είναι χαμηλότερη. Λεπτομερέστερες παρατηρήσεις σχετικά με την κατανομή του  $a$ , δίνονται παρακάτω όπου παρουσιάζονται χάρτες με την κατανομή του  $a$  και του  $b$  ανά γεωγραφική ενότητα.

Όσον αφορά στην παράμετρο  $b$ , χαμηλότερες τιμές παρατηρούνται γύρω από τη ζώνη του ισημερινού. Η τιμή του  $b$  γίνεται υψηλότερη καθώς απομακρυνόμαστε από τη ζώνη του ισημερινού. Μιας και η παράμετρος  $b$  είναι αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας, αναμένεται ότι η τιμή της παραμέτρου θα γίνεται χαμηλότερη καθώς η θερμοκρασία

αυξάνεται και μεγαλύτερη καθώς η τιμή της θερμοκρασίας μειώνεται. Γύρω από τις ίδιες περιοχές που προαναφέρθηκαν, δηλαδή τη Βραζιλία και τη Δημοκρατία του Κονγκό, η παράμετρος  $a$  φαίνεται να παρουσιάζει ξαφνική άνοδο. Αυτό μπορεί επίσης να εξηγείται από τη χαμηλή πυκνότητα του υδρο-μετεωρολογικού δικτύου στις περιοχές αυτές. Όπως και στην περίπτωση της παραμέτρου  $a$ , έτσι και εδώ, λεπτομερέστερες παρατηρήσεις παρουσιάζονται παρακάτω.

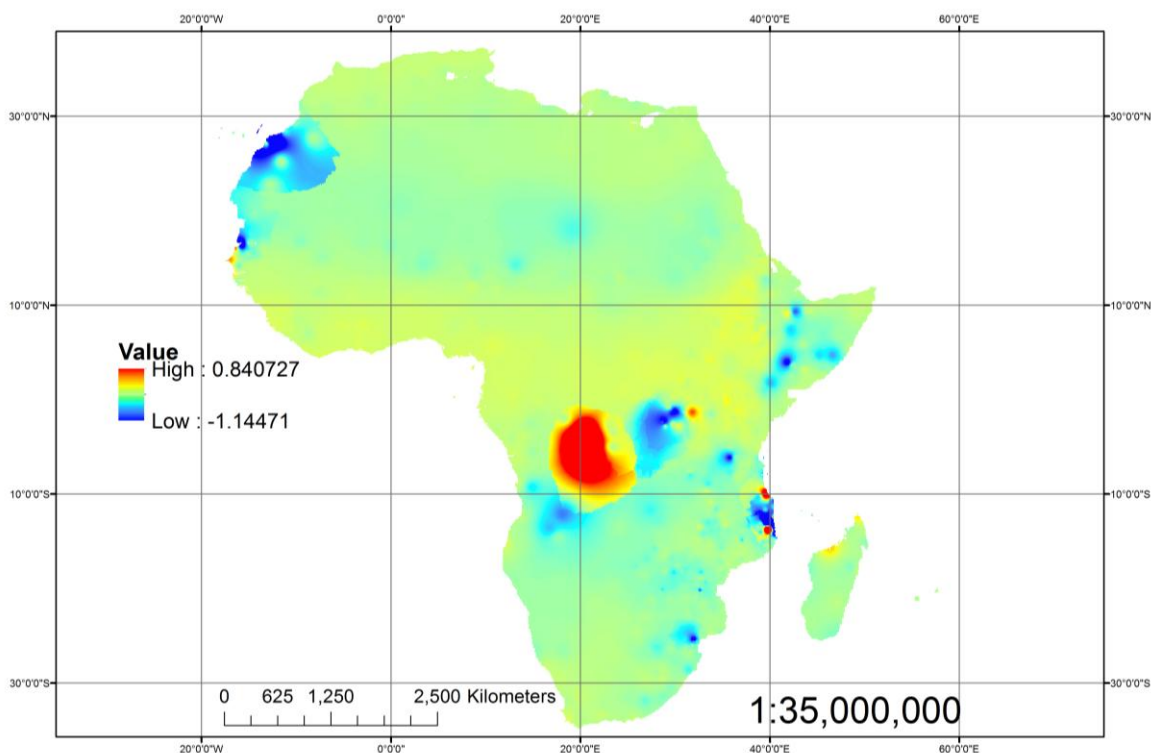
Σύμφωνα με τις παραπάνω παρατηρήσεις, συμπεραίνεται ότι η χωρική ανάλυση και των δυο παραμέτρων  $a$  και  $b$ , παρουσιάζει πολύ καλά αποτελέσματα, τα οποία ερμηνεύονται μέσα από την ανάλυση του φυσικού τους υποβάθρου. Απότομες μεταβολές των τιμών των παραμέτρων ή τοπικές μη αναμενόμενες τιμές, οφείλονται πιθανόν στην τοπικά μικρότερη πυκνότητα του υδρο-μετεωρολογικού δικτύου καθώς και στην ποιότητα των μετρήσεών του. Ως εκ τούτου το παραμετρικό μοντέλο μπορεί να θεωρηθεί καταρχήν αξιόπιστο.

Η κατανομή των παραμέτρων  $a$  και  $b$  σε παγκόσμια κλίμακα, για λόγους καλύτερης και ευκρινέστερης παρουσίασης, γίνεται παρακάτω και σε ξεχωριστούς χάρτες για κάθε μια από τις 5 γεωγραφικές ενότητες στις οποίες ανήκουν οι σταθμοί του υδρο-μετεωρολογικού δικτύου.



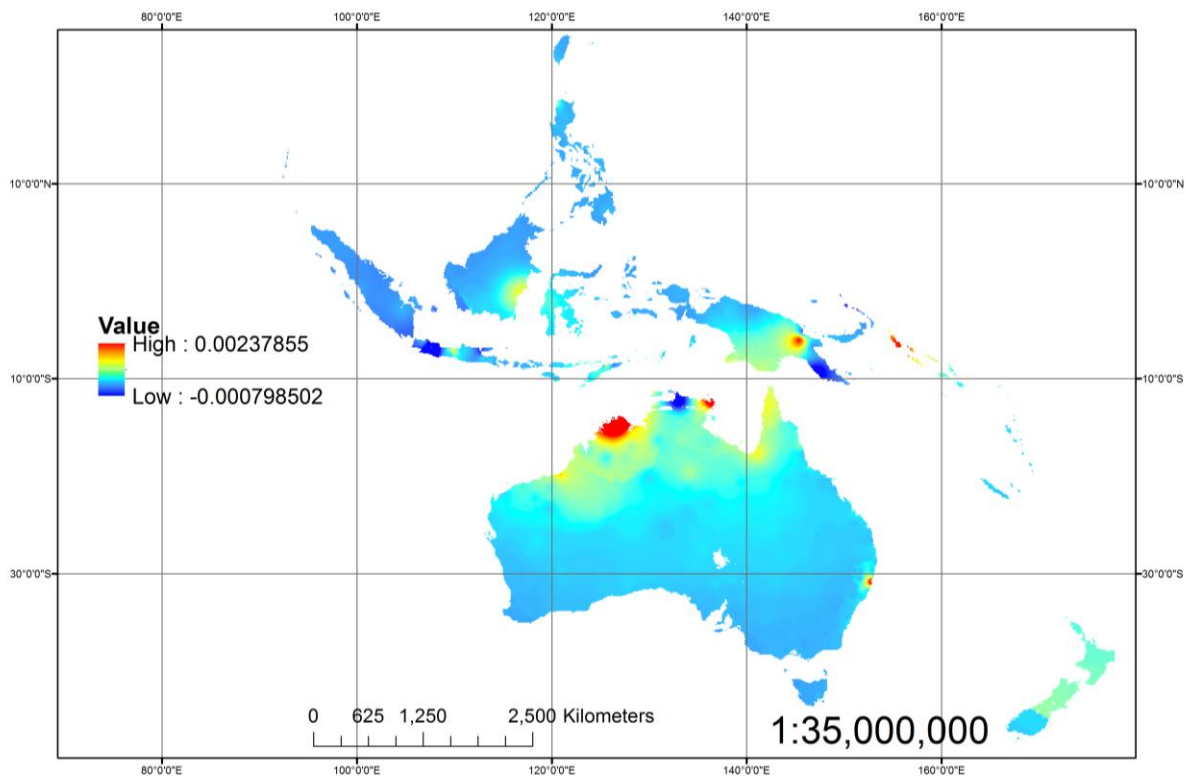
Εικόνα 6.3-3 : Χωρική κατανομή παραμέτρου  $a$  στη γεωγραφική ενότητα της Αφρικής

Στην παραπάνω Εικόνα, όπου παρουσιάζεται η κατανομή της παραμέτρου *a* στη γεωγραφική ενότητα της Αφρικής, είναι εμφανής η τάση μείωσης αυτής κατά την απομάκρυνση από τον ισημερινό. Στην περιοχή της ερήμου Σαχάρα παρουσιάζονται γενικά υψηλότερες τιμές από ότι στη ζώνη του ισημερινού και ιδιαίτερα στη Δυτική Σαχάρα. Αυτό οφείλεται πιθανότατα στην πολύ μικρή πυκνότητα του υδρομετεωρολογικού δικτύου στην περιοχή αυτή. Σε ένα τμήμα της Μοζαμβίκης καθώς και σε μικρά τμήματα της Σομαλίας και της Αιθιοπίας παρουσιάζονται τοπικές εξάρσεις της παραμέτρου *a*. Όπως αναφέρθηκε και πιο πριν, στην περιοχή της Δημοκρατίας του Κονγκό, παρουσιάζεται τοπική μείωση της τιμής της παραμέτρου *a*.



**Εικόνα 6.3-4: : Χωρική κατανομή παραμέτρου *b* στη γεωγραφική ενότητα της Αφρικής**

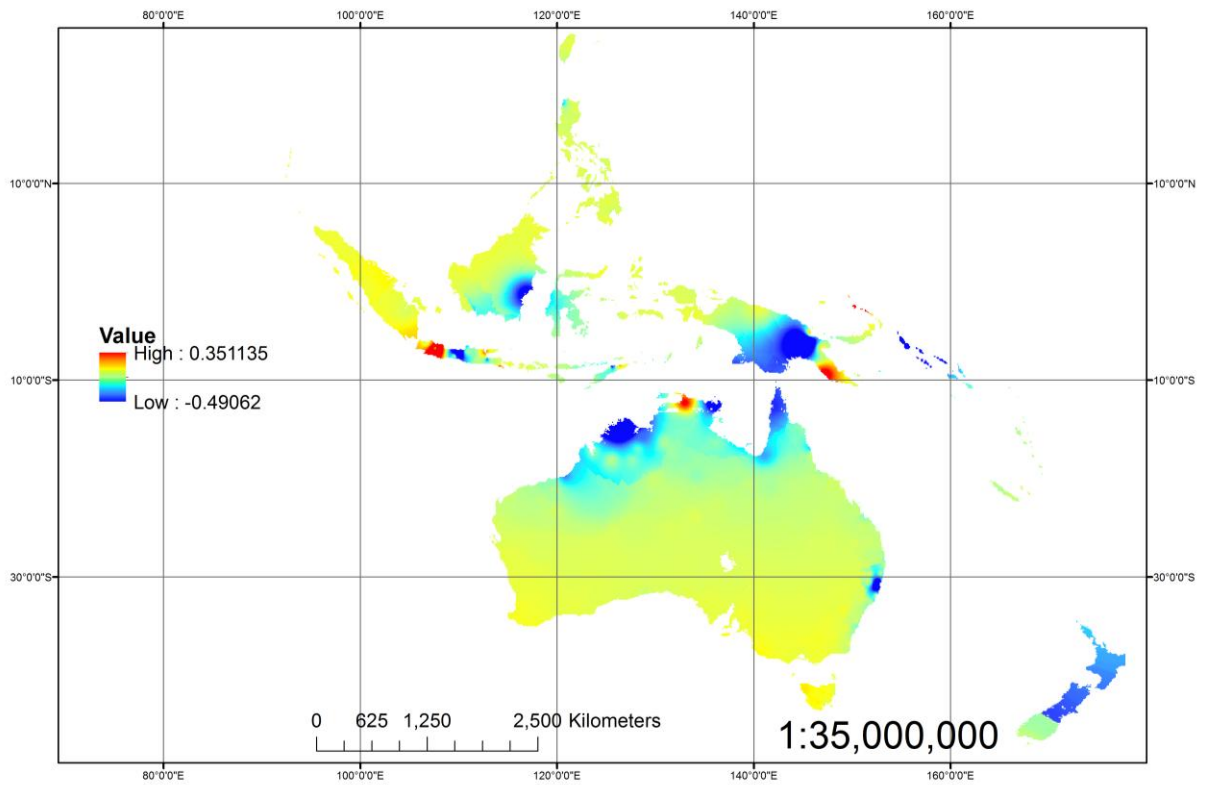
Στην Εικόνα 6.3-4, όπου παρουσιάζεται η κατανομή της παραμέτρου *b* στη γεωγραφική ενότητα της Αφρικής, είναι εμφανές ότι στις ίδιες περιοχές που αναφέρθηκαν και παραπάνω, η κατανομή της παραμέτρου *b* παρουσιάζεται αντιστρόφως ανάλογη από την κατανομή της παραμέτρου *a*. Το γεγονός ότι η χωρική κατανομή της παραμέτρου *b* είναι αντίστοιχη με την κατανομή της παραμέτρου *a*, υποδηλώνει ότι οι τοπικά χαμηλές τιμές οφείλονται στους ίδιους λόγους με πριν, δηλαδή πιθανότατα στη χαμηλή πυκνότητα του υδρομετεωρολογικού δικτύου.



**Εικόνα 6.3-5 :** Χωρική κατανομή παραμέτρου *a* στη γεωγραφική ενότητα της Αυστραλίας

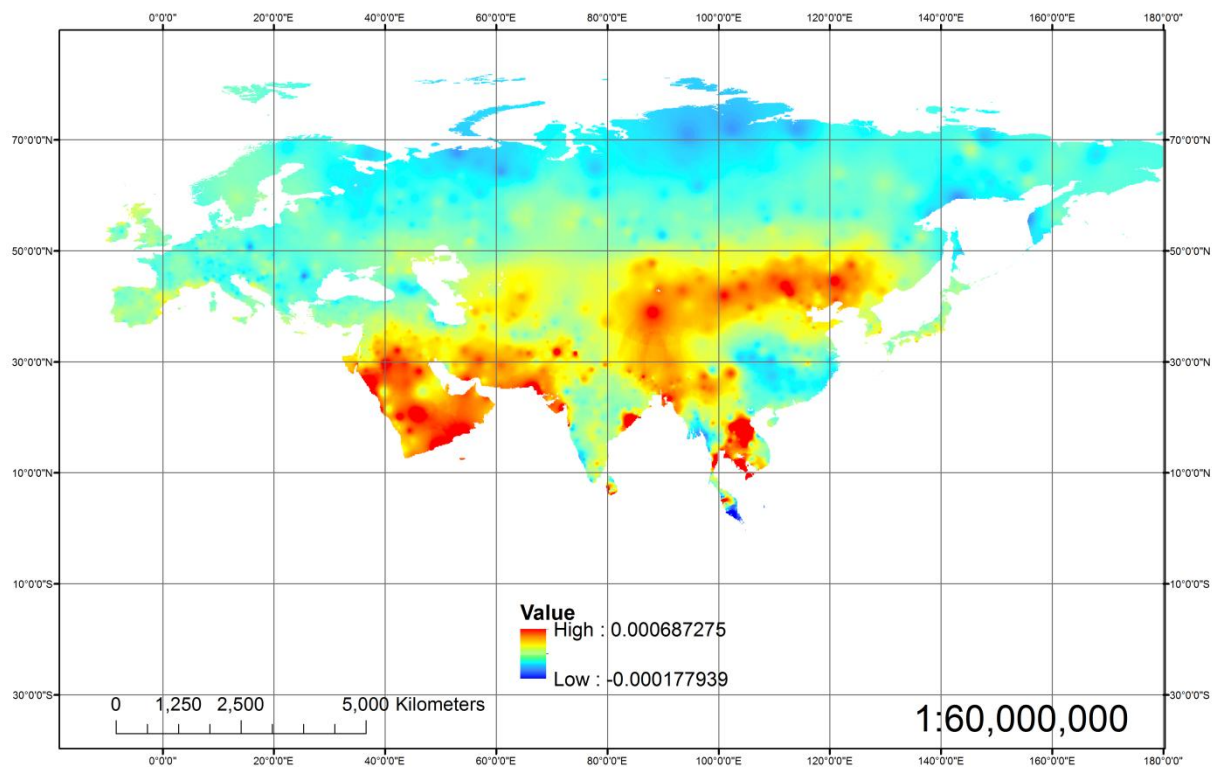
Η κατανομή της παραμέτρου *a* στην ευρύτερη γεωγραφική ενότητα της Αυστραλίας είναι σχεδόν ομοιογενής και οι τιμές που παρατηρούνται αρκετά χαμηλές. Σε ένα μικρό κομμάτι της βόρειας Αυστραλίας απέναντι από το νησί Μέλβιλ, παρατηρείται μια τοπική έντονη μείωση της τιμής του *a* ενώ σε μια περιοχή περί τα 700 χιλιόμετρα δυτικά και ελαφρώς νότια από εκεί παρατηρείται μια έντονη τοπική αύξηση της τιμής του *a*. Ιδιαίτερα χαμηλές τιμές παρουσιάζονται επίσης τοπικά στο νοτιοανατολικό άκρο της Παπούα Νέας Γουινέας και στην ευρύτερη περιοχή της Τζακάρτα στην Ινδονησία.





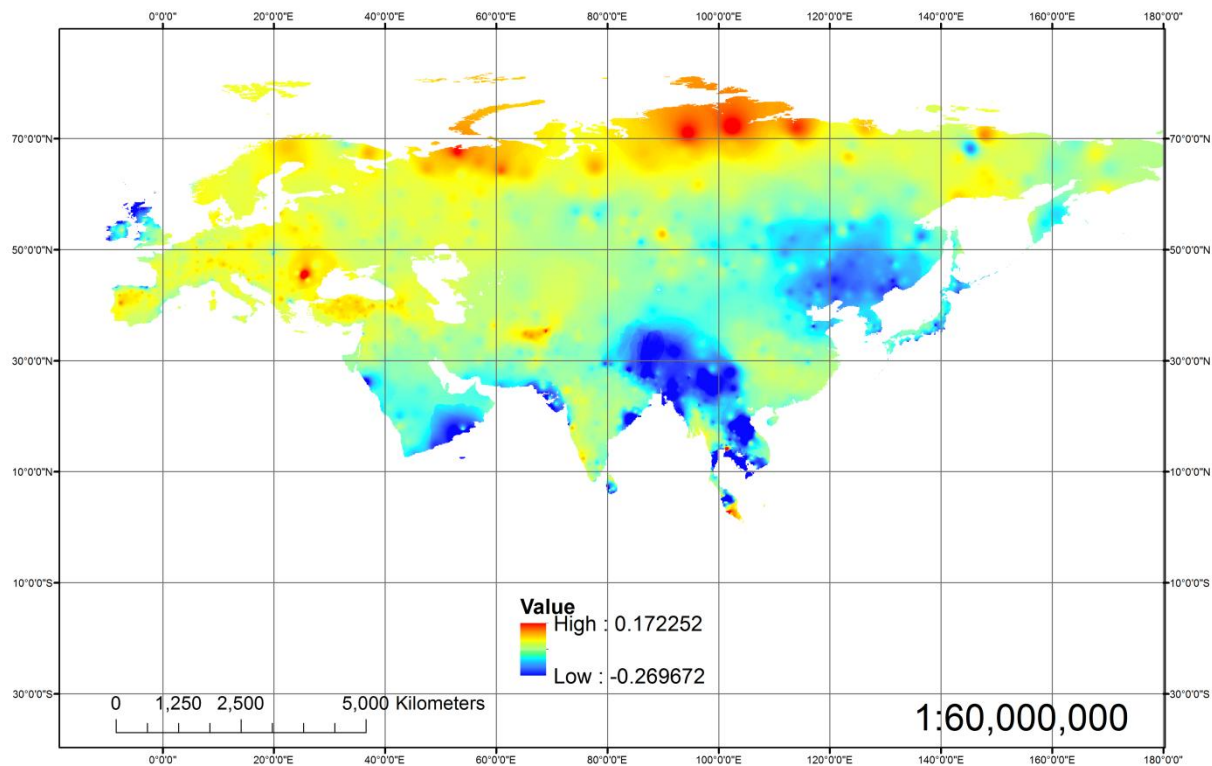
**Εικόνα 6.3-6: Χωρική κατανομή παραμέτρου b στη γεωγραφική ενότητα της Αυστραλίας**

Αντίστοιχες παρατηρήσεις ισχύουν και για την κατανομή της παραμέτρου b. Στις ίδιες περιοχές παρουσιάζονται απότομες μεταβολές των τιμών της παραμέτρου b.



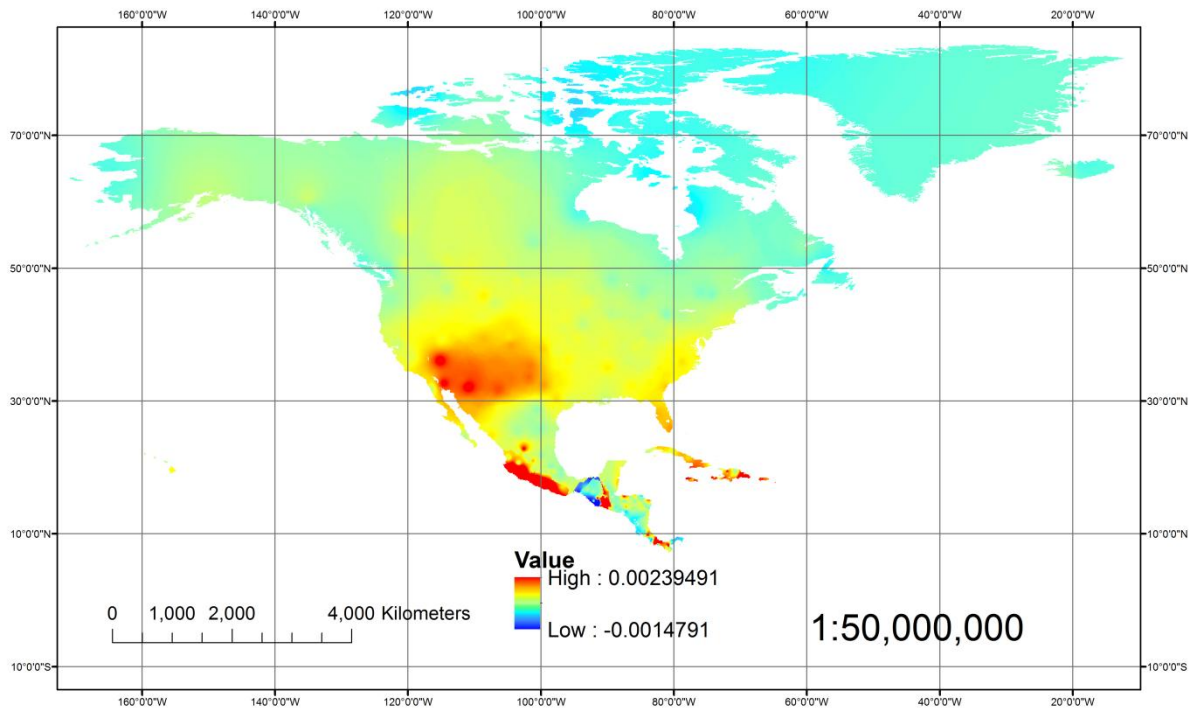
**Εικόνα 6.3-7: : Χωρική κατανομή παραμέτρου a στη γεωγραφική ενότητα της Ευρασίας**

Η παράμετρος a στην περιοχή της Ευρασίας ακολουθεί τη λογική της σταδιακής μείωσης όσο απομακρυνόμαστε από τη ζώνη του ισημερινού. Οι τοπικές διακυμάνσεις της τιμής της παραμέτρου a είναι σχετικά περιορισμένες σε σχέση με τις προηγούμενες γεωγραφικές ενότητες.



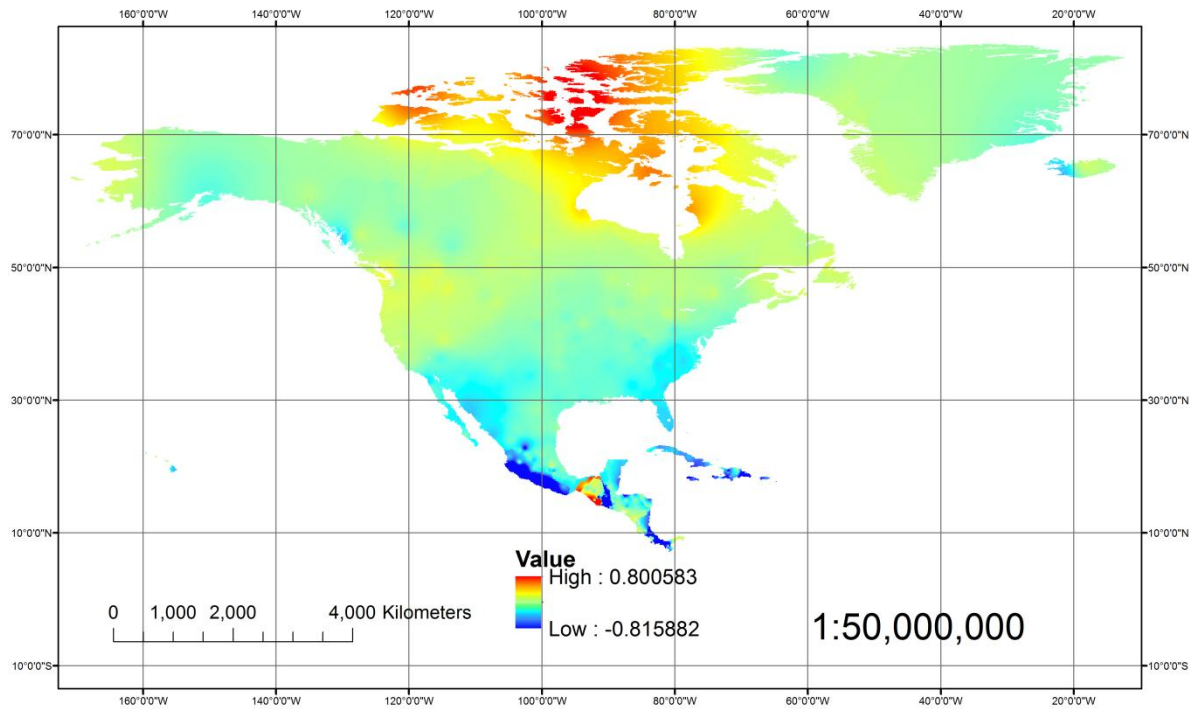
**Εικόνα 6.3-8: : Χωρική κατανομή παραμέτρου b στη γεωγραφική ενότητα της Ευρασίας**

Αντίστοιχα συμπεράσματα ισχύουν και για την κατανομή της παραμέτρου b. Ορισμένες τοπικές απότομες μεταβολές οφείλονται όπως και πριν στην πυκνότητα του υδρομετεωρολογικού δικτύου καθώς και σε πιθανή κακή ποιότητα των μετρημένων παραμέτρων των σταθμών.



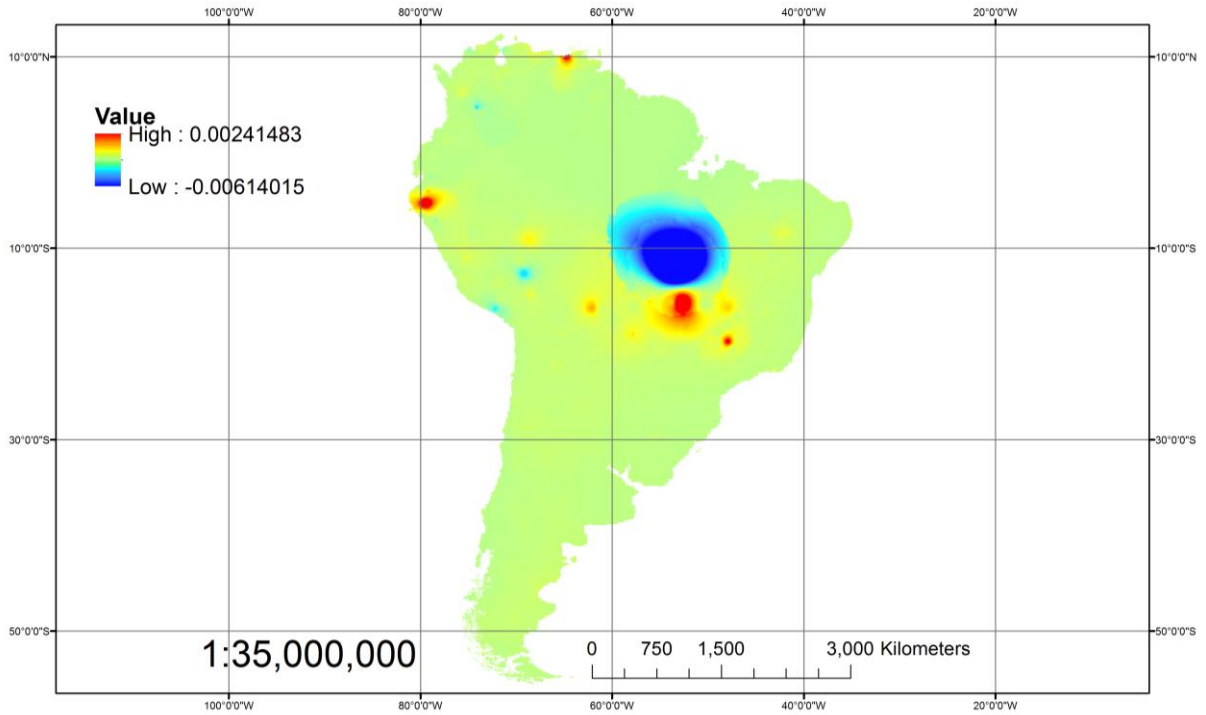
**Εικόνα 6.3-9 :** Χωρική κατανομή παραμέτρου  $a$  στη γεωγραφική ενότητα της Βόρειας Αμερικής

Η τιμή της παραμέτρου  $a$  στη γεωγραφική ενότητα της Βόρειας Αμερικής μειώνεται επίσης σταδιακά κατά την απομάκρυνση από τον ισημερινό. Έτσι στην περιοχή του Καναδά και της Γροιλανδίας, οι τιμές του  $a$  είναι αρκετά μικρότερες από ότι στην περιοχή της κεντρικής Αμερικής και του Μεξικό. Στις δυτικές ακτές του Μεξικό, εμφανίζονται αρκετά μεγάλες τιμές, ενώ τοπικά μικρές τιμές της παραμέτρου εμφανίζονται στην περιοχή της Γουατεμάλα.



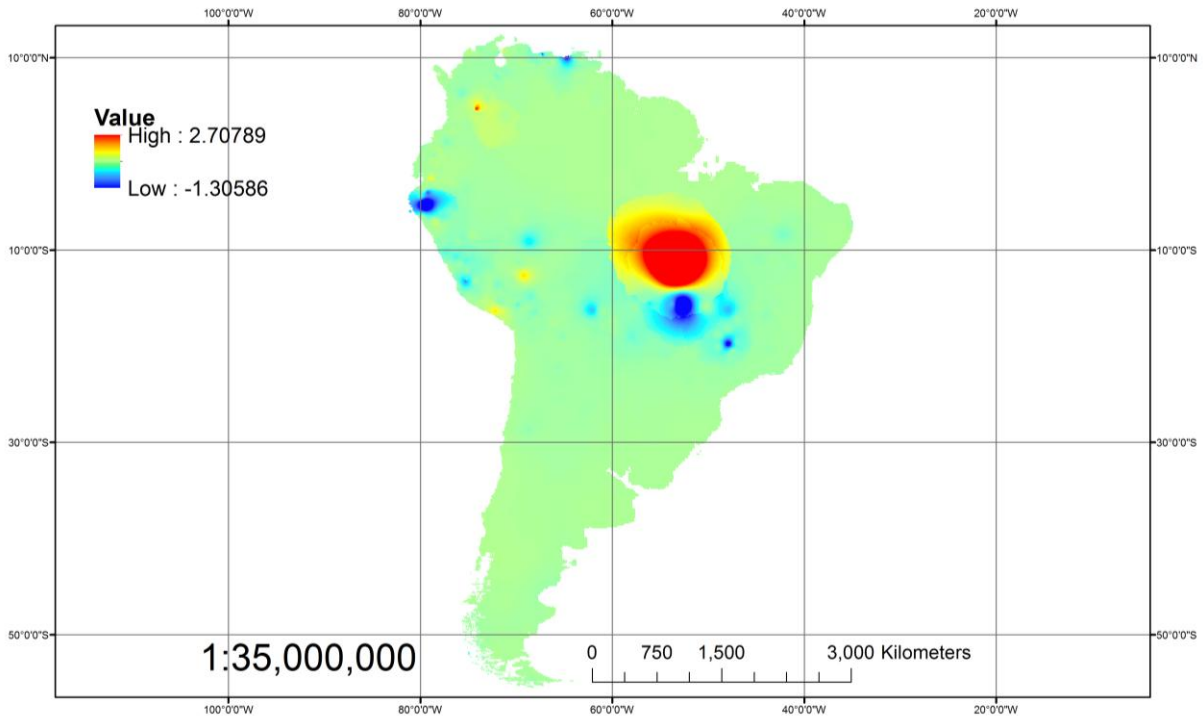
**Εικόνα 6.3-10: : Χωρική κατανομή παραμέτρου  $b$  στη γεωγραφική ενότητα της Βόρειας Αμερικής**

Στον βόρειο Καναδά εμφανίζονται υψηλές τιμές της παραμέτρου  $b$  λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών που παρατηρούνται εκεί. Στη Γροιλανδία οι τιμές της παραμέτρου φαίνονται να είναι μικρότερες. Το γεγονός αυτό ίσως οφείλεται στη σχεδόν έλλειψη υδρομετεωρολογικών σταθμών στη Γροιλανδία. Τοπικά χαμηλές τιμές παρατηρούνται, όπως αντίστοιχα στην περίπτωση της κατανομής της παραμέτρου  $a$ , στις δυτικές ακτές του Μεξικό, στη Γουατεμάλα καθώς και στην Κόστα Ρίκα.



**Εικόνα 6.3-11: : Χωρική κατανομή παραμέτρου  $a$  στη γεωγραφική ενότητα της Νότιας Αμερικής**

Η κατανομή των τιμών της παραμέτρου  $a$  στη Νότια Αμερική είναι ομαλή με εξαίρεση μια περιοχή στην κεντρική Βραζιλία όπου τοπικά εμφανίζονται ιδιαίτερα χαμηλές τιμές, καθώς και ορισμένες μικρότερες περιοχές στη Βραζιλία, στο Εκουαδόρ και στη βόρεια Βραζιλία, όπου τοπικά εμφανίζονται αυξημένες τιμές της παραμέτρου.



**Εικόνα 6.3-12: : Χωρική κατανομή παραμέτρου  $b$  στη γεωγραφική ενότητα της Νότιας Αμερικής**

Αντίστοιχη είναι και η κατάσταση με την κατανομή των τιμών της παραμέτρου  $b$ . Αυτή τη φορά στην περιοχή της Βραζιλίας η τιμή του  $b$  εμφανίζεται τοπικά υψηλή, ενώ στην περιοχή του Εκουαδόρ και της βόρειας Βενεζουέλας, η τιμή της παραμέτρου  $b$  εμφανίζεται τοπικά χαμηλή.

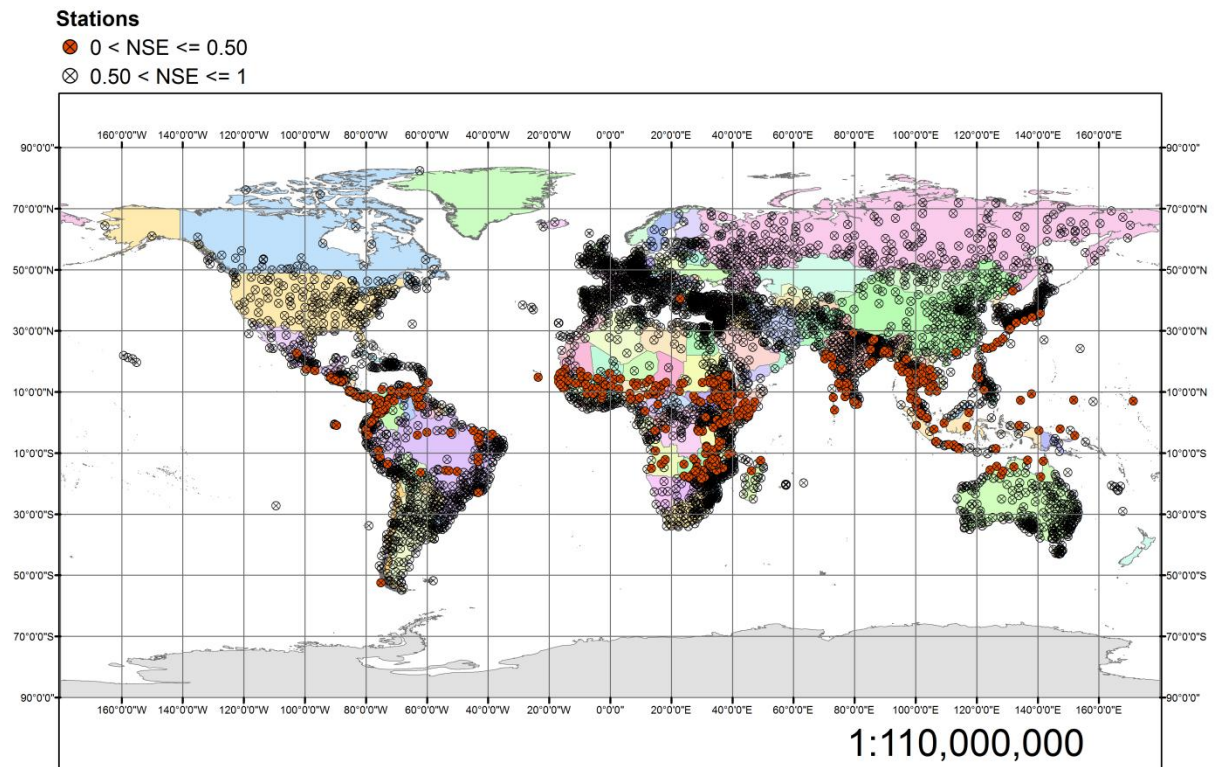
#### **6.4 Αξιολόγηση παραμετρικού μοντέλου**

Σύμφωνα με το δείκτη NSE, το παραμετρικό μοντέλο φαίνεται να παρουσιάζει καλή απόδοση στην Ευρασία, τη Βόρεια Αμερική και στην ευρύτερη χωρική περιοχή της Αυστραλίας, όπου 80%, 80% and 77% των σταθμών αντίστοιχα, παρουσιάζουν τιμές NSE μεγαλύτερες από 0,8. Στη Νότια Αμερική το 66% των σταθμών πετυχαίνουν σκορ μεγαλύτερο του 0,8, ενώ στην Αφρική αυτό το ποσοστό πέφτει στο 50%. Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάζονται στον ακόλουθο πίνακα.

Πίνακας 6.4-1: Κατανομή δείκτη NSE

Γεωγραφική Ενότητα	1-0,9	0,9-0,8	0,8-0,7	0,7-0,6	0,6-0,5	<0,5
Αφρική	34	16	12	9	7	22
Αυστραλία	67	10	7	4	1	11
Ευρασία	68	12	7	4	3	6
Βόρεια Αμερική	65	15	5	3	2	10
Νότια Αμερική	54	12	10	7	6	11

Τα αποτελέσματα του δείκτη NSE ανά υδρο-μετεωρολογικό σταθμό της περιοχής μελέτης, παρουσιάζονται και στην επόμενη Εικόνα.



Εικόνα 6.4-1: Αποτελέσματα δείκτη NSE



Όσον αφορά στο δείκτη  $R^2$ , η αξιολόγηση του μοντέλου δείχνει παρόμοια αποτελέσματα με το δείκτη NSE. Συγκεκριμένα η απόδοση του μοντέλου στην Ευρασία, τη Βόρεια Αμερική και την ευρύτερη περιοχή της Αυστραλίας είναι αρκετά ικανοποιητική. Το 85%, 82% και 79% των σταθμών που προαναφέρθηκαν, πέτυχαν τιμές  $R^2$  μεγαλύτερες από 0,8. Στη Νότια Αμερική και την Αφρική, το σχετικό ποσοστό ανέρχεται στο 68% και 51%. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον ακόλουθο Πίνακα.

**Πίνακας 6.4-2: Κατανομή δείκτη  $R^2$**

<b>Γεωγραφική Ενότητα</b>	<b>1-0,9</b>	<b>0,9-0,8</b>	<b>0,8-0,7</b>	<b>0,7-0,6</b>	<b>0,6-0,5</b>	<b>&lt;0,5</b>
Αφρική	35	16	13	9	7	20
Αυστραλία	68	11	6	4	3	8
Ευρασία	76	9	5	4	2	4
Βόρεια Αμερική	73	9	4	3	2	9
Νότια Αμερική	55	13	11	7	6	8

Το μέσο απόλυτο σφάλμα (MAE) του παραμετρικού μοντέλο σε όλες τις υπό εξέταση γεωγραφικές ενότητες, είναι μικρό, γεγονός που καταδεικνύει πως η απόδοση του μοντέλου είναι υψηλή. Στη Νότια Αμερική η τιμή του MAE για το 95% των σταθμών είναι κάτω της τιμής 4. Αυτό το ποσοστό είναι 88% στην ευρύτερη περιοχή της Αυστραλίας, 79% στη Νότια Αμερική, 76% στην Ευρασία και 72% στην Αφρική, όπως παρουσιάζεται και στον ακόλουθο Πίνακα.

**Πίνακας 6.4-3: Κατανομή δείκτη MAE**

<b>Γεωγραφική Ενότητα</b>	<b>0--2</b>	<b>2--4</b>	<b>4--6</b>	<b>6--8</b>	<b>8--10</b>	<b>&gt;10</b>
Αφρική	36	36	15	6	3	4

<b>Γεωγραφική Ενότητα</b>	<b>0--2</b>	<b>2--4</b>	<b>4--6</b>	<b>6--8</b>	<b>8--10</b>	<b>&gt;10</b>
Αυστραλία	52	36	9	3	0	0
Ευρασία	39	37	17	5	1	1
Βόρεια Αμερική	40	39	17	3	1	0
Νότια Αμερική	69	26	4	1	0	0

Η τιμή του δείκτη RMSE στην πλειοψηφία των υδρο-μετεωρολογικών σταθμών όλων των γεωγραφικών ενοτήτων, είναι μικρότερη του 2. Στην Αυστραλία το 96% των σταθμών έχουν τιμή RMSE μικρότερη του 2, στη Βόρεια Αμερική το ποσοστό αυτό φτάνει στο 94%, στην Ευρασία στο 91%, στην Αφρική στο 85% και στη Νότια Αμερική στο 69%. Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάζονται στον ακόλουθο Πίνακα.

**Πίνακας 6.4-4: Κατανομή δείκτη RMSE**

<b>Γεωγραφική Ενότητα</b>	<b>&lt;=0,5</b>	<b>0,5-1</b>	<b>1,0-2,0</b>	<b>2,0-3,0</b>	<b>3,0-4,0</b>	<b>&gt;4,0</b>
Αφρική	20	37	28	10	4	1
Αυστραλία	35	39	22	4	0	0
Ευρασία	19	37	35	8	1	0
Βόρεια Αμερική	21	34	39	5	1	0
Νότια Αμερική	1	14	54	20	6	5

Η συνολική λοιπόν αξιολόγηση του παραμετρικού μοντέλου στις γεωγραφικές ενότητες της περιοχής μελέτης καταδεικνύει την αρκετά καλή απόδοση που το χαρακτηρίζει. Όλοι οι

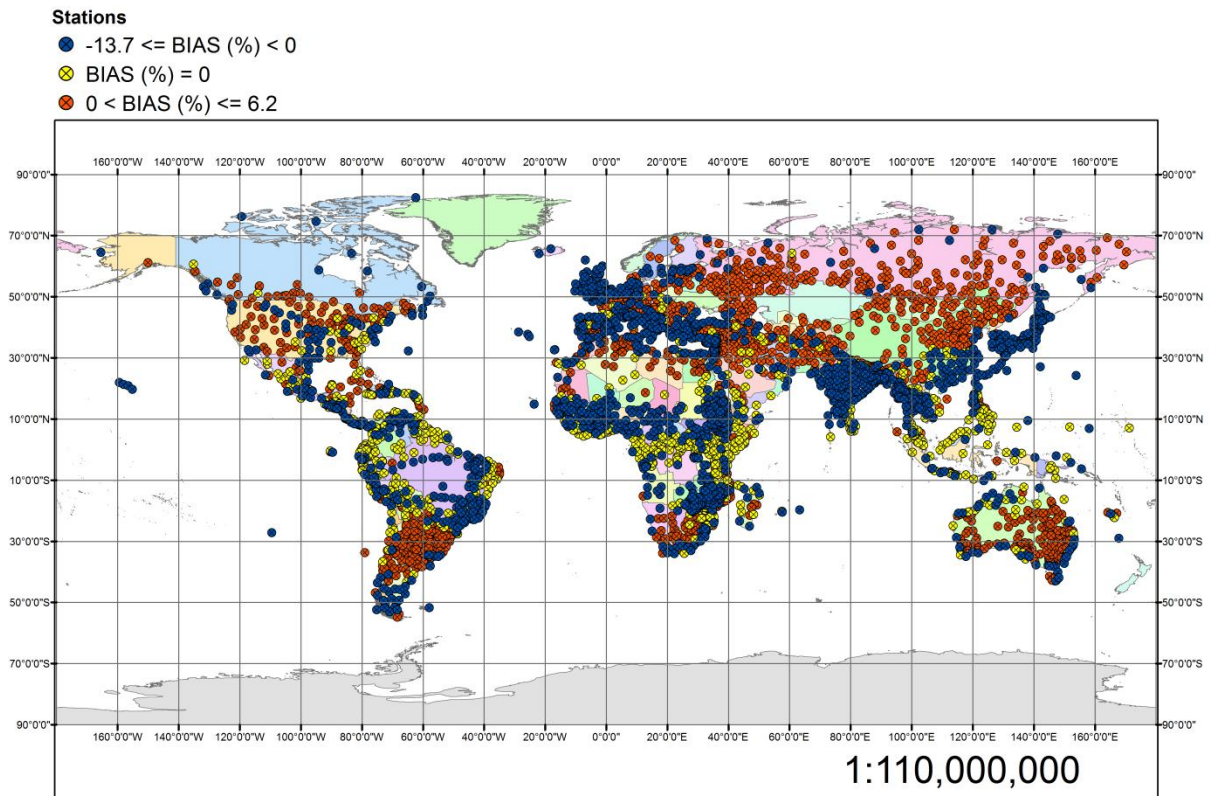
δείκτες δείχνουν μια πολύ υψηλή απόδοση στην Ευρασία, τη Βόρεια Αμερική και στην ευρύτερη περιοχή της Αυστραλίας, ενώ στη Νότια Αμερική και στην Αφρική, η απόδοση του μοντέλου είναι ελαφρώς χαμηλότερη. Πιο συγκεκριμένα, στην περίπτωση της Αφρικής, το 22% και 20% των υδρο-μετεωρολογικών σταθμών, πέτυχαν τιμές NSE και  $R^2$  μικρότερες από 0,5 αντίστοιχα.

Ένας ακόμη δείκτης που εξετάστηκε είναι το bias του παραμετρικού μοντέλου. Ο ακόλουθος Πίνακας συνοψίζει τα αποτελέσματα για κάθε γεωγραφική ενότητα της περιοχής μελέτης.

**Πίνακας 6.4-5: Κατανομή δείκτη bias**

<b>Γεωγραφική Ενότητα</b>	<b>-0,6 --0</b>	<b>0 -- 0,001</b>	<b>0,001 – 0,062</b>
Αφρική	65	14	21
Αυστραλία	38	12	50
Ευρασία	72	5	23
Βόρεια Αμερική	68	13	19
Νότια Αμερική	55	15	30

Στην επόμενη Εικόνα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του bias σε κάθε σταθμό του υδρο-μετεωρολογικού δικτύου της περιοχής μελέτης.



**Εικόνα 6.4-2: Αποτελέσματα δείκτη bias**

Είναι προφανές ότι το bias είναι σχετικά κοντά στο 0 για σχεδόν κάθε περιοχή του κόσμου. Οι ακραίες τιμές του bias κυμαίνονται από σχεδόν -0,5 έως +0,062, τιμές που είναι σχετικά μικρές και αποδεικνύουν ότι τα αποτελέσματα του παραμετρικού μοντέλου είναι σχεδόν αμερόληπτες. Οι διαφορές μεταξύ της κατανομής του bias στις γεωγραφικές ενότητες δεν είναι αξιοσημείωτες, μιας και η κατανομή μεταξύ των ακραίων τιμών του bias είναι παρόμοια.

## 6.5 Επαλήθευση παραμετρικού μοντέλου

Η αποτελεσματικότητα του παραμετρικού μοντέλου ελέγχθηκε μέσω τυχαίων υπολογισμένων τιμών εξατμοδιαπνοής με τη μέθοδο Penman – Monteith, σε διαφορετικές κλιματικές περιοχές. Συγκεκριμένα επελέγησαν 37 σταθμοί από τις Η.Π.Α. και άλλοι 18 συνολικά από τη Γερμανία, την Ισπανία, την Ελλάδα, την Αυστραλία, την Ιρλανδία και το Ιράν.

Στον ακόλουθο Πίνακα παρουσιάζονται τα συνολικά αποτελέσματα από τη σύγκριση με το παραμετρικό μοντέλο.

Πίνακας 6.5-1: Αποτελέσματα στατιστικών δεικτών για την επικύρωση του μοντέλου

	Σταθμός	Χώρα	Περίοδος Επικύρωσης	Στατιστικοί Δείκτες				
				NSE	MAE	BIAS	R <sup>2</sup>	RMSE
1	Five Points	USA	6/1982-6/2013	88	20,35	-0,09	0,92	26,3
2	Davis	USA	10/1982-6/2013	85,7	13,85	-0,008	0,93	17,52
3	Firebaugh/Telles	USA	10/1982-6/2013	89,7	16,84	-0,09	0,94	21,29
4	Gerber	USA	10/1982-6/2013	89,6	17,88	-0,10	0,93	24,79
5	Durham	USA	10/1982-6/2013	87	19,68	-0,14	0,94	25,57
6	Carmino	USA	11/1982-6/2013	95,2	11,33	-0,01	0,96	14,37
7	Stratford	USA	11/1982-6/2013	91,3	17,17	-0,06	0,93	21,45
8	Castroville	USA	12/1982-6/2013	44,2	23,75	-0,23	0,82	28,57
9	Kettleman	USA	12/1982-6/2013	90,3	18,82	-0,10	0,94	23,60
10	Bishop	USA	3/1983-6/2013	47,5	16,47	0,03	0,60	46,73
11	Parlier	USA	6/1983-6/2013	85,8	22,11	-0,16	0,95	26,47
12	McArthur	USA	12/1983-6/2013	94	11,49	0,01	0,97	14,13
13	U,C Riverside	USA	6/1985-6/2013	85,8	13,21	0,08	0,92	16,26
14	Brentwood	USA	5/1986-10/2006	93	13,25	-0,06	0,95	16,65
15	San Luis Obispo	USA	5/1986-6/2013	85,6	11,99	-0,08	0,92	15,33
16	Blackwells corner	USA	5/1987-6/2013	93,9	13,72	-0,05	0,96	17,19

				Στατιστικοί Δείκτες				
	Σταθμός	Χώρα	Περίοδος Επικύρωσης	NSE	MAE	BIAS	R <sup>2</sup>	RMSE
17	Los Banos	USA	6/1988-6/2013	92,6	14,02	-0,06	0,95	17,54
18	Buntingville	USA	5/1986-6/2013	95,3	11,13	0,03	0,97	13,46
19	Temecula	USA	12/1986-6/2013	76,9	12,92	0,02	0,82	16,81
20	Santa Ynez	USA	12/1986-6/2013	84,2	13,59	-0,10	0,93	17,09
21	Seeley	USA	6/1987-6/2013	84,5	18,44	0,03	0,88	24,07
22	Manteca	USA	12/1987-6/2013	79,6	25,19	-0,10	0,84	28,99
23	Modesto	USA	10/1987-6/2013	92,2	14,75	-0,06	0,94	18,51
24	Irvine	USA	11/1987-6/2013	80,3	13,22	-0,10	0,90	16,91
25	Oakville	USA	10/1989-6/2013	93	13,28	-0,10	0,96	16,17
26	Pomona	USA	4/1989-6/2013	70,1	19	-0,15	0,92	22,78
27	Fresno_State	USA	11/1988-6/2013	90,6	18,36	-0,12	0,96	22,29
28	Santa Rosa	USA	1/1990-6/2013	89,4	11,52	-0,09	0,96	14,50
29	Browns Valley	USA	5/1989-6/2013	85,6	22,31	-0,16	0,95	28,94
30	Lindcove	USA	6/1989-6/2013	78,2	31	-0,22	0,96	35,52
31	Alturas	USA	5/1989-6/2013	91,6	10,4	-0,02	0,93	16,64
32	Cuyama	USA	10/1989-6/2013	95	11,45	0,05	0,97	13,37

				Στατιστικοί Δείκτες				
	Σταθμός	Χώρα	Περίοδος Επικύρωσης	NSE	MAE	BIAS	R <sup>2</sup>	RMSE
33	Tulelake FS	USA	5/1989-6/2013	92,2	11,88	0,05	0,96	14,49
34	Windsor	USA	1/1991-6/2013	90,5	11,43	-0,09	0,97	14,58
35	De Laveaga	USA	10/1990-6/2013	67,6	21,84	-0,19	0,89	26,22
36	Westlands	USA	5/1992-6/2013	93,2	14,99	-0,03	0,94	18,54
37	Sanel Valley	USA	2/1991-6/2013	93,9	10,99	-0,02	0,97	13,44
38	Aachen	Germany	01/1951-5/2011	95.5	6.82	0.06	0.9	11.05
39	Bremen	Germany	01/1951-5/2011	95.4	5.53	0.03	0.96	7.82
40	Alicante	Spain	01/1980-09/2010	91.6	11.13	0.003	0.92	11.06
41	Badajoz	Spain	01/1961-05/2005	92.1	13.01	-0.086	0.93	21.4
42	Valencia	Spain	09/1954-08/1964	89.3	10.05	-0.056	0.92	12.08
43	Zaragoza	Spain	02/1974-01/1996	95.3	10.83	-0.01	0.95	13.62
44	Herakleion	Greece	01/1968-12/1989	94.7	10.2	-0.004	0.97	12.56
45	Kerkyra	Greece	01/1968-12/1989	93.6	9.77	-0.09	0.99	12.92
46	Kavala	Greece	01/1968-12/1989	83.5	13.45	0.044	0.85	19.41
47	Limnos	Greece	01/1968-12/1989	76.2	24.26	0.122	0.8	30.51
48	Athens	Greece	01/1968-12/1989	92.4	13.61	0.03	0.95	18.4

				Στατιστικοί Δείκτες				
	Σταθμός	Χώρα	Περίοδος Επικύρωσης	NSE	MAE	BIAS	R <sup>2</sup>	RMSE
49	Melbourne	Australia	01/2009-1/2016	75.2	18.52	0.17	0.94	23.67
50	Dublin	Ireland	01/2013-6/2016	87	5.15	-0.09	0.88	10.24
51	Bandar-Anzali	Iran	1/1990-12/2005	87.5	13.89	-0,16	0.97	16,017
52	Ramsar	Iran	1/1990-12/2005	78.8	16.20	0.15	0.94	19.66
53	Khorram-Abad	Iran	1/1990-12/2005	40	38.27	0.37	0.87	48.57
54	Kashan	Iran	1/1990-12/2005	80.4	19.56	-0,13	0.87	31.08
55	Zahedan	Iran	1/1990-12/2005	-2,11	89.61	0.92	0.92	94.05

Σύμφωνα με τον παραπάνω Πίνακα, το παραμετρικό μοντέλο δείχνει μια σημαντικά υψηλή απόδοση καθώς ο δείκτης NSE κυμαίνεται μεταξύ 40% και 95,3%, με την πλειοψηφία των τιμών να βρίσκονται σε τιμές μεγαλύτερες από 90%. Ένα μέσο BIAS έχει την τιμή 0,071 και ένα μέσο MAE την τιμή 16,04. Ο μέσος συντελεστής R<sup>2</sup> έχει τιμή ίση με 0,92.



## 7 Παγκόσμιοι Χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής

---

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής, χρησιμοποιώντας την παραμετρική εξίσωση και δεδομένα παγκόσμιας θερμοκρασίας.

Όπως αναφέρεται και στο Κεφάλαιο 6.1 της παρούσας μελέτης, η παραμετρική εξίσωση που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της δυνητικής εξατμοδιαπνοής είναι η παρακάτω:

$$PET = \frac{aR_a}{1 - b T}$$

όπου PET είναι η δυνητική εξατμοδιαπνοή (mm),  $R_a$  ( $\text{KJm}^{-2}$ ) είναι η εξωγήινη ακτινοβολία,  $a$  ( $\text{KgKj}^{-1}$ ) και  $b$  ( $\text{C}^{-1}$ ) είναι οι παράμετροι που βαθμονομήθηκαν, ενώ  $T$  είναι η θερμοκρασία αέρα.

Τα δεδομένα θερμοκρασίας αέρα σε παγκόσμιο επίπεδο προέρχονται από τη βάση δεδομένων GLDAS (Global Land Data Assimilation System), η οποία έχει παραχθεί από τον τομέα Υδρολογικών Επιστημών του GSFC (Goddard Space Flight Center) της NASA.

Η βάση δεδομένων GLDAS περιέχει μεταξύ άλλων δεδομένα παγκόσμιας θερμοκρασίας, όπως αυτή προκύπτει από το μοντέλο Noah 2.7.1. Τα δεδομένα θερμοκρασίας έχουν χωρική ανάλυση  $0,25 \times 0,25$  βαθμούς, ενώ η χρονική τους ανάλυση είναι μηνιαία. Η διαδικασία προσομοίωσης του μοντέλου Noah 2.7.1 συνδυάζει:

- Ατμοσφαιρικά δεδομένα του NOAA/GDAS (National Oceanic and Atmospheric Administration / Global Data Assimilation System), το οποίο είναι το σύστημα που χρησιμοποιείται από το NCEP (National Center for Environmental Prediction)
- Δεδομένα κατακρημνίσεων του CMAP (Center Merged Analysis of Precipitation),
- Δεδομένα ακτινοβολίας που προκύπτουν από παρατηρήσεις, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο του AGRMET (Air Force Weather Agency's AGRicultural METeorological modeling system)

Σε ό,τι αφορά στην εξωγήινη ακτινοβολία  $R_a$  που υπεισέρχεται στην παραμετρική εξίσωση, αυτή προέκυψε βάσει υπολογισμών και συγκεκριμένα βάσει των παρακάτω εξισώσεων:

$$R_a = \frac{I_s t_d d_r}{\pi} (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \sin \omega_s \cos \varphi \cos \delta)$$

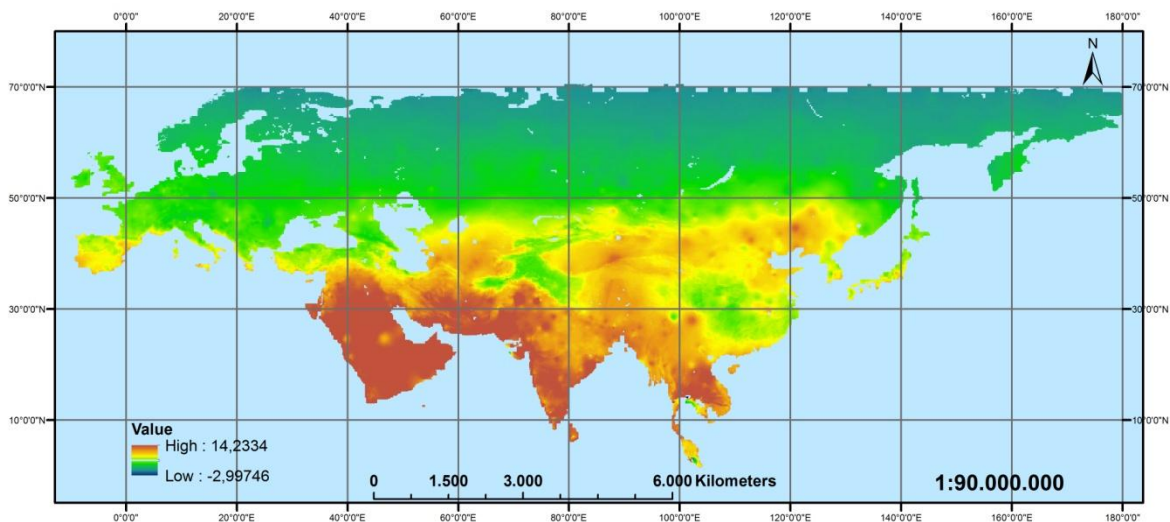
όπου  $t_d$  η μέση διάρκεια ημέρας η οποία λαμβάνεται  $t_d=86400$  s,  $I_s$  ηλιακή σταθερά η οποία λαμβάνεται  $I_s=1.367$  kW/m<sup>2</sup> και  $d_r$  η εκκεντρότητα η οποία δίνεται από την σχέση:

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

Έτσι λοιπόν κατασκευάστηκαν παγκόσμιοι χάρτες ηλιακής ακτινοβολίας σε μηνιαία κλίμακα. Οι χάρτες αυτοί έχουν διαστάσεις κελιού 0,08 x 0,08.

Έχοντας λοιπόν πλέον διαθέσιμα όλα τα δεδομένα, εφαρμόζεται η παραμετρική εξίσωση και προκύπτουν παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής εξατμοδιαπνοής σε μηνιαία χρονική κλίμακα και για κάθε γεωγραφική ενότητα ξεχωριστά.

Παρακάτω παρουσιάζονται οι χάρτες της ημερήσιας δυνητικής εξατμοδιαπνοής του μηνός Ιανουαρίου για κάθε γεωγραφική περιοχή του πλανήτη. Οι υπόλοιποι χάρτες που αφορούν τους υπόλοιπους μήνες κάθε γεωγραφικής ενότητας, παρουσιάζονται στο Παράρτημα I της παρούσας μελέτης.

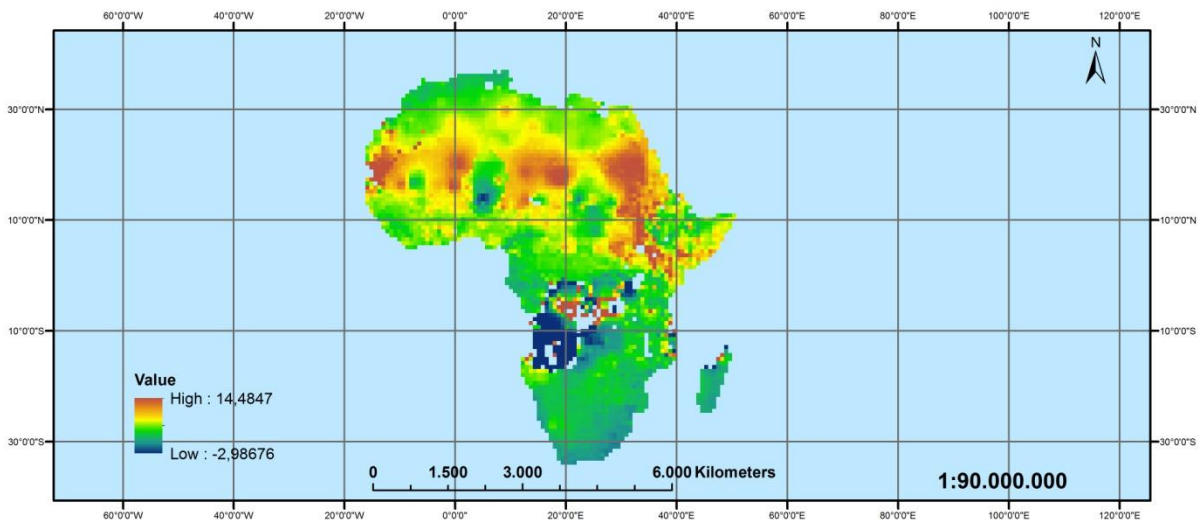


**Εικόνα 6.5-1: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιανουαρίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

Οι τιμές της δυνητικής εξατμοδιαπνοής για τον μήνα Ιανουάριο στην Ευρώπη παρουσιάζουν μια διακύμανση κυρίως μεταξύ των βόρειων και νότιων χωρών. Οι μεγαλύτερες τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής, της τάξεως των 2-3 mm/day, παρουσιάζονται στην Ισπανία, την Πορτογαλία, τη νότια Ιταλία και τη νότια Ελλάδα. Στις χώρες της κεντρικής Ευρώπης η δυνητική εξατμοδιαπνοή κυμαίνεται μεταξύ 1–1,7 mm/day. Στο βόρειο κομμάτι των Σκανδιναβικών χωρών, η δυνητική εξατμοδιαπνοή είναι της τάξεως των 0,1-0,3 mm/day, ενώ στο νοτιότερο κομμάτι των χωρών αυτών είναι της τάξεως του 1 με 1,3 mm/day.

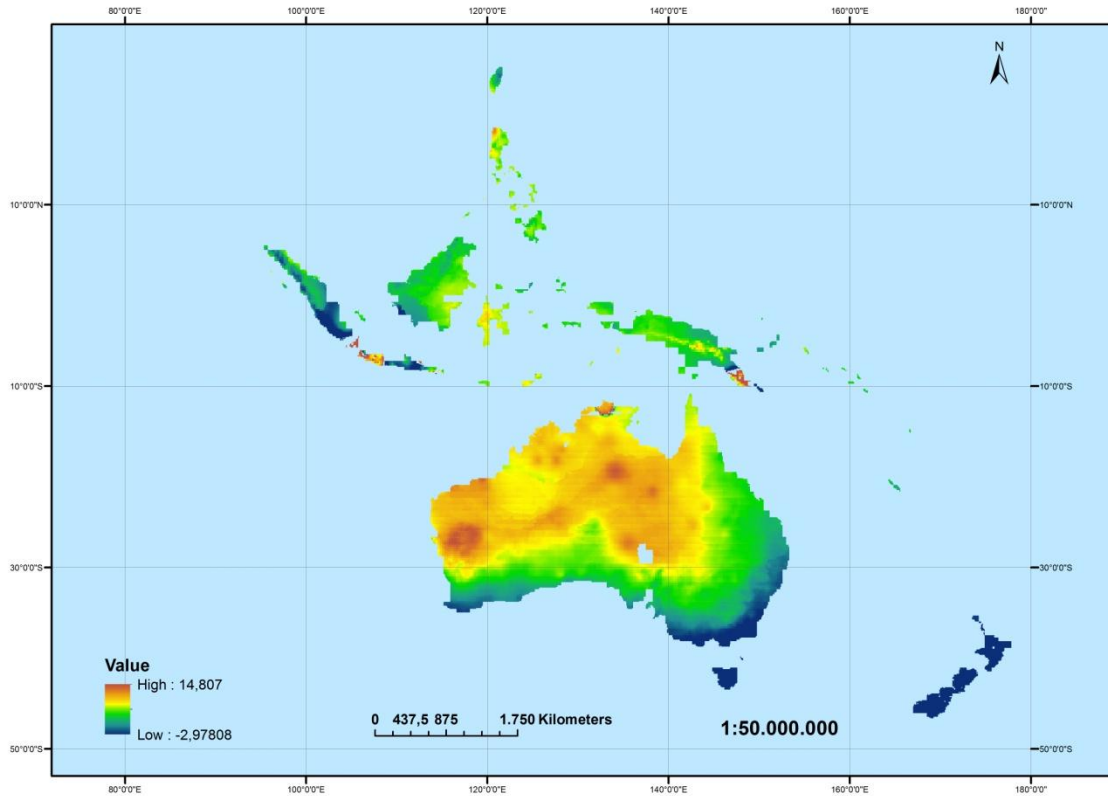
Υψηλές τιμές ημερήσιας δυνητικής εξατμοδιαπνοής (4-7 mm/day) παρατηρούνται στη Σαουδική Αραβία, το Ιράν, το Ιράκ, το Πακιστάν, την Ινδία, το Μπαγκλαντές, την Ταϊλάνδη, την Καμπότζη, το Βιετνάμ.

Τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής της τάξεως των 3 με 3,5 mm/day παρατηρούνται σε χώρες της Ασίας που βρίσκονται στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος με την Τουρκία. Στις βορειότερες χώρες, όπως είναι η Ρωσία, η δυνητική εξατμοδιαπνοή κυμαίνεται μεταξύ 0,2 – 1,2 mm/day.



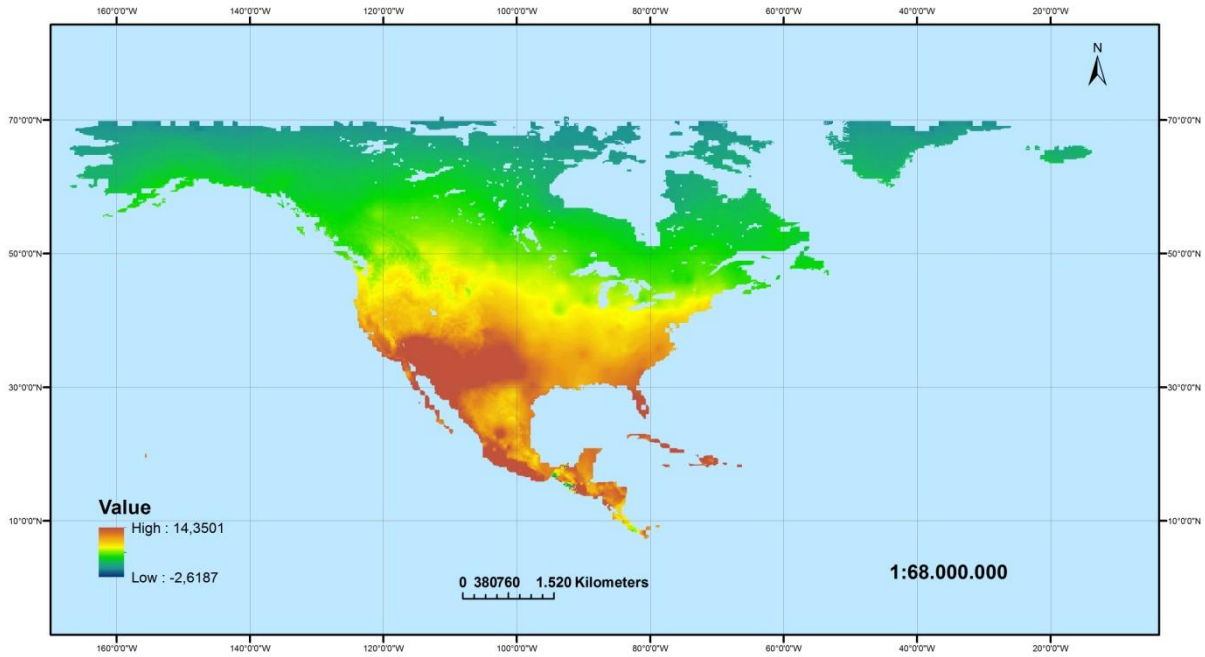
Εικόνα 6.5-2: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιανουαρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)

Στην Αφρική η δυνητική εξατμοδιαπνοή κυμαίνεται έντονα κατά τη διεύθυνση βοράς – νότος. Στην έρημο Σαχάρα οι τιμές κυμαίνονται περί τα 8 με 9 mm/day. Στο Μαρόκο και τις μεσογειακές ακτές της Αλγερίας, η δυνητική εξατμοδιαπνοή κυμαίνεται γύρω στα 2,5 – 3,5 mm/day. Στην Αγκόλα και τη Δημοκρατία του Κονγκό παρουσιάζονται ιδιαίτερα χαμηλές τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής, που πιθανόν να οφείλονται στις τοπικά ακραίες τιμές που παρουσιάζουν οι παράμετροι a και b στις περιοχές αυτές.



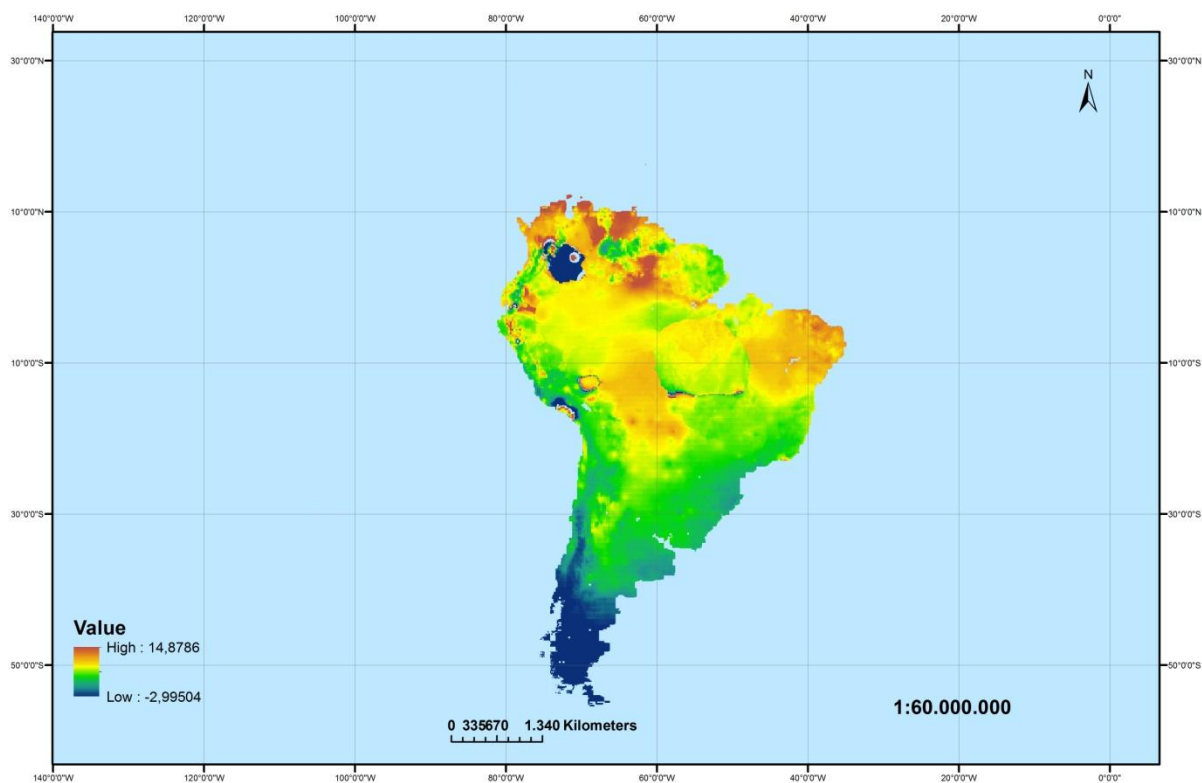
**Εικόνα 6.5-3: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιανουαρίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)**

Οι τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής στην Αυστραλία κυμαίνονται γύρω στα 5 mm/day στα κεντρικά δυτικά και βόρεια της χώρας. Στα νότια και ανατολικά παρατηρούνται μικρότερες τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής για τον μήνα Ιανουάριο. Ιδιαίτερα μικρές τιμές παρουσιάζονται στη Νέα Ζηλανδία και σε ένα τμήμα της Σιγκαπούρης.



**Εικόνα 6.5-4: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιανουαρίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

Στη βόρεια Αμερική κατά το μήνα Ιανουάριο, οι τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής κυμαίνονται ανάλογα με την περιοχή. Στην περιοχή της Καλιφόρνια, της Νεβάδα, της Γιούτα και της Αριζόνα, οι τιμές κυμαίνονται περίπου στα 7 mm/day. Στις κέντρο-ανατολικές πολιτείες, η δυνητική εξατμοδιαπνοή κυμαίνεται γύρω στα 3 με 4 mm/day. Υψηλές τιμές της τάξεως των 5 με 7 mm/day εντοπίζονται και στο Μεξικό. Στον Καναδά οι τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής ξεκινούν από περίπου 2,5 mm/day στα νότια και καταλήγουν να είναι σχεδόν μηδενικές περίπου στα βόρεια της χώρας.



**Εικόνα 6.5-5: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιανουαρίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**

Στη νότια Αμερική οι τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής είναι γύρω στα 4 mm/day στο βόρειο τμήμα (π.χ. στη Βενεζουέλα) καθώς και στο κεντρικό (σε χώρες όπως η Βραζιλία, η Βολιβία και το Περού). Στο νότιο τμήμα της Βραζιλίας, στην Ουρουγουάη και στην Αργεντινή η δυνητική εξατμοδιαπνοή βρίσκεται περίπου στα 2 mm/day. Στη νότια Αργεντινή και στο νότιο τμήμα της Χιλής, η δυνητική εξατμοδιαπνοή είναι σχεδόν μηδενική.

Όπως έχει αναφερθεί και παραπάνω, πέρα από τις παραμέτρους a και b, οι τιμές των οποίων επηρεάζουν το αποτέλεσμα της παραμετρικής εξίσωσης, ρόλο παίζουν η θερμοκρασία του αέρα και η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία, που είναι συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους. Η κατανομή των αποτελεσμάτων λοιπόν εξαρτάται άμεσα από την κατανομή των παραπάνω παραμέτρων που υπεισέρχονται στην εξίσωση.

Μια γενική παρατήρηση που αφορά συνολικά σε όλους τους χάρτες, είναι ότι οι τιμές της δυνητικής εξατμοδιαπνοής είναι μεγαλύτερες κατά τις περιόδους όπου η θερμοκρασία του αέρα είναι μεγαλύτερη, δηλαδή κατά τους θερινούς μήνες. Έτσι σε χώρες του βόρειου ημισφαιρίου η δυνητική εξατμοδιαπνοή λαμβάνει υψηλότερες τιμές κατά τους θερινούς μήνες (Μάιος – Αύγουστος), ενώ κατά την ίδια περίοδο σε χώρες του νότιου ημισφαιρίου η δυνητική εξατμοδιαπνοή παρουσιάζει χαμηλές τιμές, λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών που

επικρατούν την περίοδο αυτή. Για παράδειγμα στην Ελλάδα κατά το μήνα Ιανουάριο μια μέση τιμή της δυνητικής εξατμοδιαπνοής κυμαίνεται γύρω στα 2 mm/day, ενώ τον Αύγουστο αυξάνεται γύρω στα 3 mm/day. Στην Ισπανία παρατηρείται αντίστοιχη εικόνα, με την τιμή της δυνητικής εξατμοδιαπνοής κατά τους μήνες Ιανουάριο και Αύγουστο να ανέρχονται περίπου στα 3 και 4 mm/day αντίστοιχα. Αντίθετα στην Αυστραλία, λόγω του γεγονότος ότι βρίσκεται στο νότιο ημισφαίριο, οι τιμές εξατμοδιαπνοής παρουσιάζουν αντίστροφη εικόνα από ότι στην Ισπανία και στην Ελλάδα, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Συγκεκριμένα τους μήνες Ιανουάριο και Αύγουστο, η μέση δυνητική εξατμοδιαπνοή ανέρχεται σε 7 και 5 mm/day αντίστοιχα.

Επίσης όσο απομακρυνόμαστε από τον ισημερινό, οι τιμές της δυνητικής εξατμοδιαπνοής βαίνουν μειούμενες, λόγω της μείωσης της ηλιακής ακτινοβολίας.

Σημειακές ή τοπικές πολύ υψηλές ή πολύ χαμηλές τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής οφείλονται κυρίως σε αντίστοιχα υψηλές ή χαμηλές τιμές των παραμέτρων της εξίσωσης (κυρίως των  $a$  και  $b$ ), οι οποίες όπως εξηγήθηκε και σε προηγούμενο Κεφάλαιο οφείλονται πιθανόν στη χαμηλή πυκνότητα του υδρο-μετεωρολογικού δικτύου σε ορισμένες περιοχές.

Οι περισσότερες έντονες τοπικές μεταβολές της δυνητικής εξατμοδιαπνοής, εντοπίζονται σε περιοχές της Νότιας Αμερικής, της Σιγκαπούρης, της Παπούα Νέας Γουινέας και του Κονγκό. Κατά τα λοιπά, στις υπόλοιπες περιοχές του πλανήτη, οι μεταβολές είναι αναμενόμενες, ομαλές και ακολουθούν σε γενικές γραμμές μια λογική φυσική εξήγηση.

Μια ακόμη παρατήρηση αφορά στις αρνητικές τιμές εξατμοδιαπνοής που προκύπτουν σε ορισμένες περιοχές, κυρίως κοντά στους πόλους. Η φυσική εξήγηση των αρνητικών τιμών είναι ότι σε αυτές τις περιοχές ο ρυθμός της εξατμοδιαπνοής είναι μικρότερος από το ρυθμό συμπύκνωσης των υδρατμών ή το ρυθμό κατακρήμνισης.





## 8 Συμπεράσματα

---

Στην παρούσα εργασία έγινε μια ανάλυση του θεωρητικού υποβάθρου της εξατμοδιαπνοής, παρουσιάστηκε η ιστορική εξέλιξη των μοντέλων εξατμοδιαπνοής και έπειτα παρουσιάστηκε το παραμετρικό μοντέλο.

Στη συνέχεια παρουσιάστηκε το υδρο-μετεωρολογικό δίκτυο καθώς και τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης του παραμετρικού μοντέλου. Έπειτα έγινε χωρική παρεμβολή των παραμέτρων  $a$  και  $b$  του μοντέλου σε παγκόσμια κλίμακα με τη μέθοδο IDW, αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του και επαλήθευση σε σύνολο 55 σταθμών εκτός του δικτύου των σταθμών της περιοχής μελέτης.

Τέλος, το ήδη γνωστό παραμετρικό μοντέλο απλοποιήθηκε περαιτέρω και κάνοντας χρήση δεδομένων εξωγήινης ακτινοβολίας και θερμοκρασίας, εφαρμόστηκε η νέα απλοποιημένη εξίσωση σε παγκόσμια κλίμακα επίσης, δίνοντας ως αποτέλεσμα μηνιαίους χάρτες ημερήσιας δυνητικής εξατμοδιαπνοής για κάθε περιοχή του πλανήτη και αξιολογήθηκαν τα αποτελέσματα.

Η εκτίμηση των παραμέτρων  $a$  και  $b$  του απλοποιημένου παραμετρικού μοντέλου σε παγκόσμια κλίμακα, είναι ιδιαίτερα σημαντική για τον απευθείας υπολογισμό της εξατμοδιαπνοής σε παγκόσμια κλίμακα, μιας και η μόνη απαίτηση σε δεδομένα είναι η μέση θερμοκρασία του αέρα και η εξωγήινη ακτινοβολία, η οποία μπορεί να υπολογιστεί απευθείας.

Οι παράμετροι του νέου αυτού παραμετρικού μοντέλου έχουν φυσικό νόημα και συνδέονται με τους όρους της εξίσωσης Penman-Monteith, καθιστώντας το μοντέλο ικανό να αντικαταστήσει την εξίσωση Penman-Monteith, η οποία είναι ιδιαίτερα απαιτητική σε δεδομένα. Αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό σε περιοχές όπου δεν είναι διαθέσιμα δεδομένα μετεωρολογικών παρατηρήσεων.

Η εκτίμηση των παραμέτρων  $a$  και  $b$  του απλοποιημένου παραμετρικού μοντέλου σε κάθε περιοχή του πλανήτη, όπως παρουσιάστηκε και παραπάνω, είναι ικανοποιητική και ερμηνεύεται μέσα από την ανάλυση του φυσικού νοήματος των παραμέτρων. Η συσχέτιση της παραμέτρου  $a$  με την εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία (σχέση ανάλογη) σημαίνει πως υψηλές τιμές της παραμέτρου  $a$  αναμένονται κοντά στη ζώνη του ισημερινού και σταδιακή

μείωση των τιμών κατά την κίνηση προς τους πόλους. Η συσχέτιση της παραμέτρου  $b$  με τη θερμοκρασία του αέρα (σχέση αντιστρόφως ανάλογη) σημαίνει πως υψηλότερες τιμές της παραμέτρου αναμένονται στις περιοχές με χαμηλές θερμοκρασίες αέρα και το αντίθετο σε περιοχές με υψηλές θερμοκρασίες. Όπως έχει ήδη αναλυθεί στην παρούσα εργασία, οι τοπικά χαμηλές ή υψηλές τιμές των παραμέτρων οφείλονται πιθανότατα στη χαμηλή κατά τόπους πυκνότητα του υδρομετεωρολογικού δικτύου της FAO, στο οποίο βασίστηκε ο υπολογισμός και η εκτίμηση των τιμών των παραμέτρων.

Ο υπολογισμός της δυνητικής εξατμοδιαπνοής βάσει της απλοποιημένης παραμετρικής εξίσωσης κάνοντας χρήση των υπολογισμένων τιμών των παραμέτρων  $a$  και  $b$ , και δεδομένων τηλεπισκόπησης όσον αφορά στη θερμοκρασία του αέρα και υπολογισμένων τιμών εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας, έδωσε πολύ καλά αποτελέσματα. Οι τιμές δυνητικής εξατμοδιαπνοής είναι εν γένει αναμενόμενες πλην ορισμένων σημείων τοπικά ακραίων τιμών, που οφείλονται κατά κόρον στις αντίστοιχα ακραίες τιμές των παραμέτρων  $a$  και  $b$  που υπεισέρχονται στην εξίσωση ή στις τιμές θερμοκρασίας που προήλθαν από τηλεπισκόπηση.

Αξιοσημείωτο επίσης είναι το γεγονός ότι το παραμετρικό μοντέλο παρουσίασε υψηλή απόδοση τόσο κατά τη βαθμονόμηση όσο και κατά την επικύρωσή του σε διάφορες κλιματικές περιοχές.

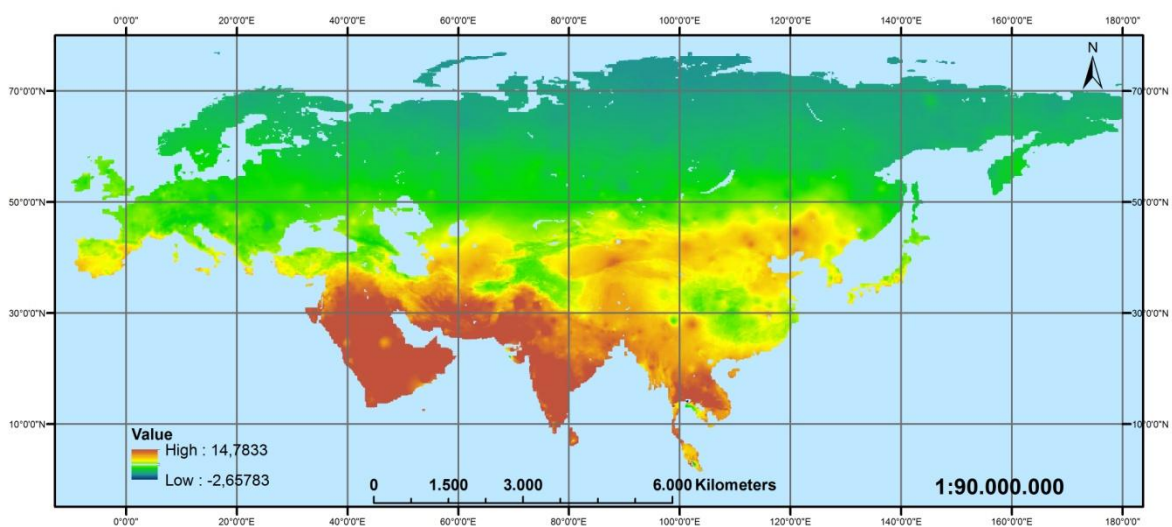
## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ**



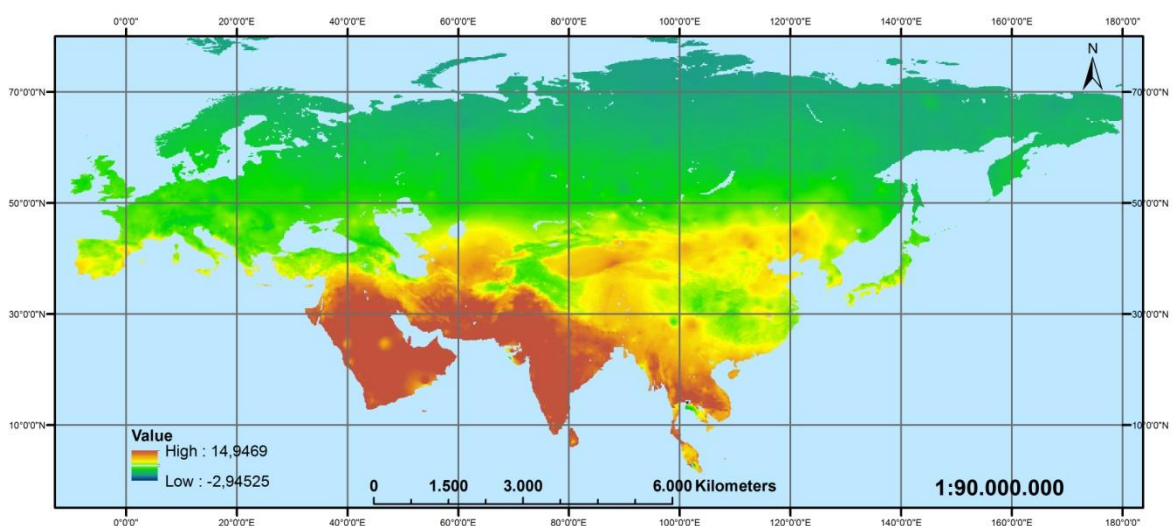
**Παράρτημα Ι – Παγκόσμιοι χάρτες μηνιαίας δυνητικής  
εξατμοδιαπνοής**



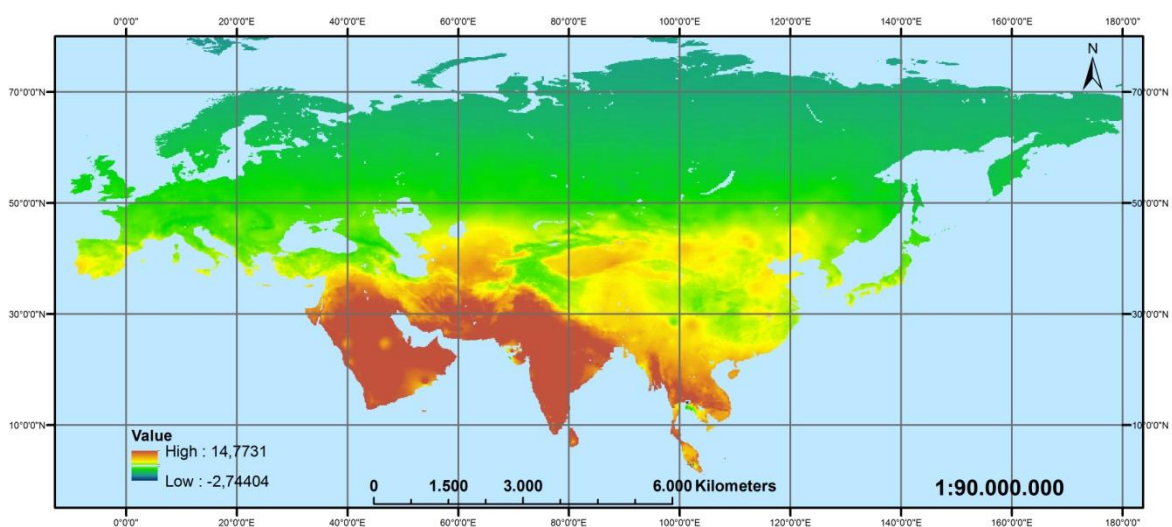
### Περιοχή Ευρασίας



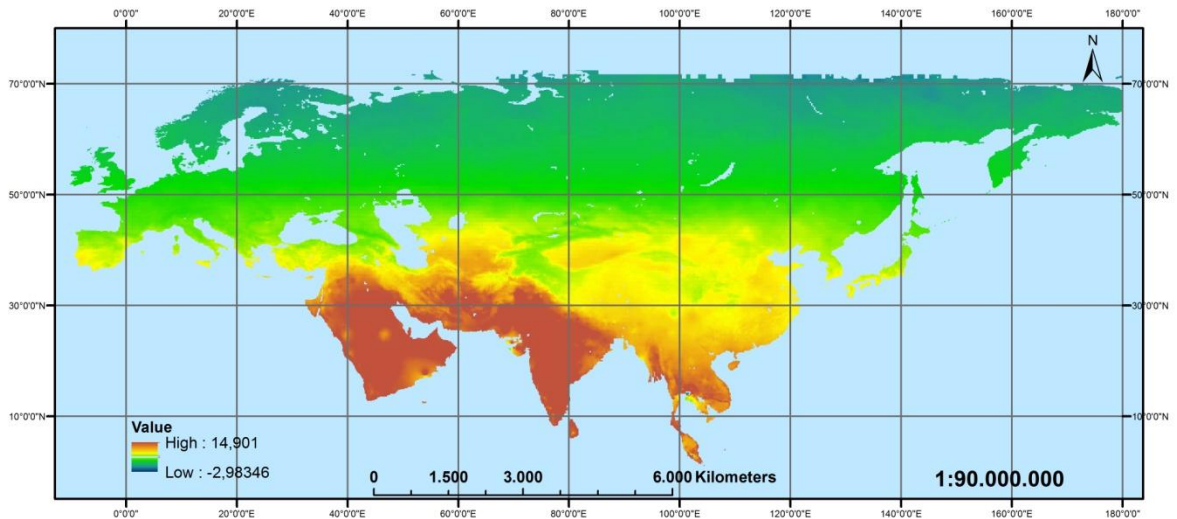
Εικόνα Π1-1: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Φεβρουαρίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)



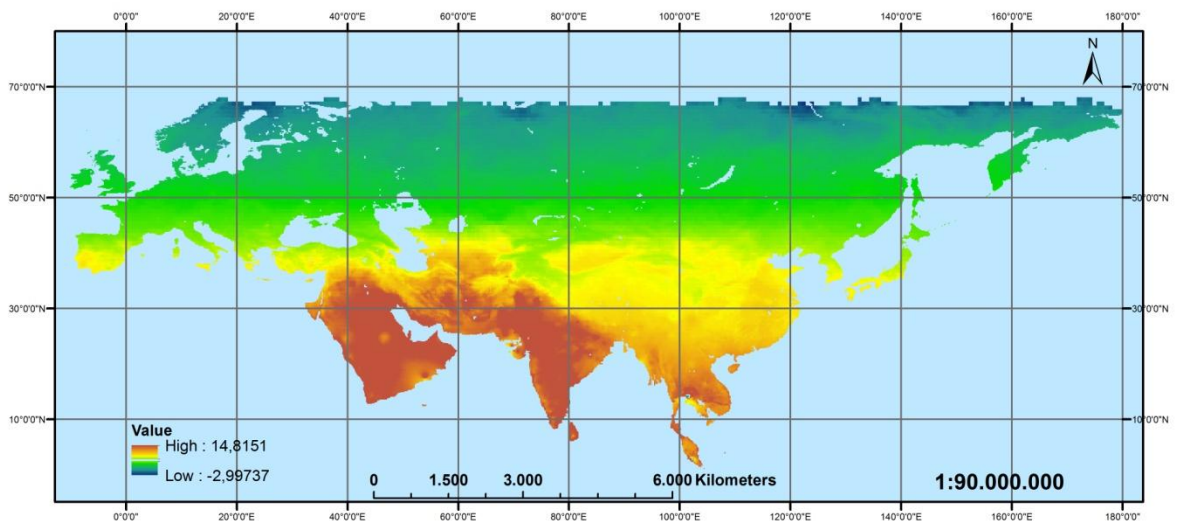
Εικόνα Π1-2: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Μαρτίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)



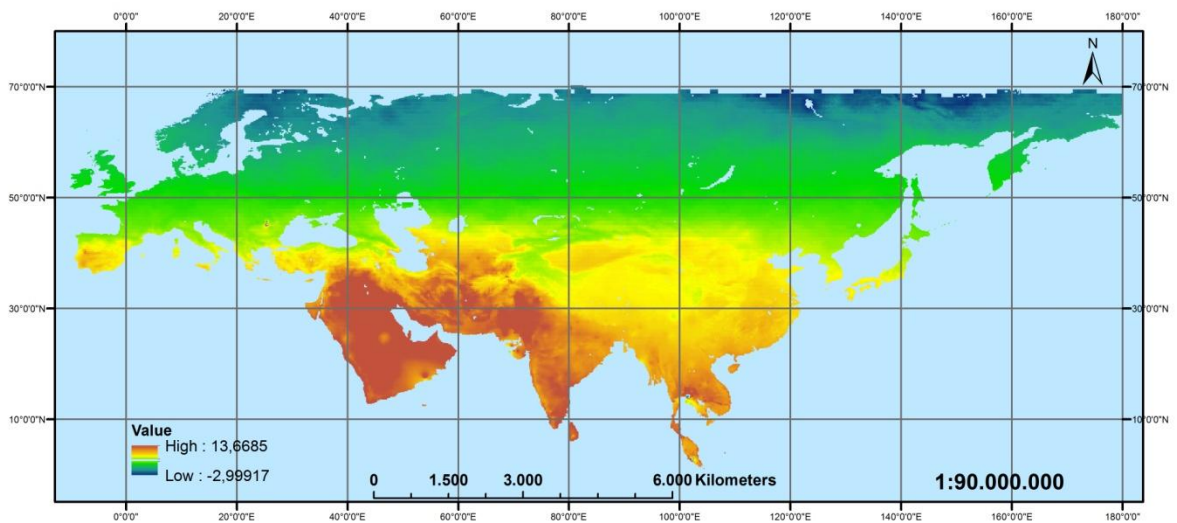
Εικόνα Π1-3: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Απριλίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)



**Εικόνα Π1-4: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Μαΐου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

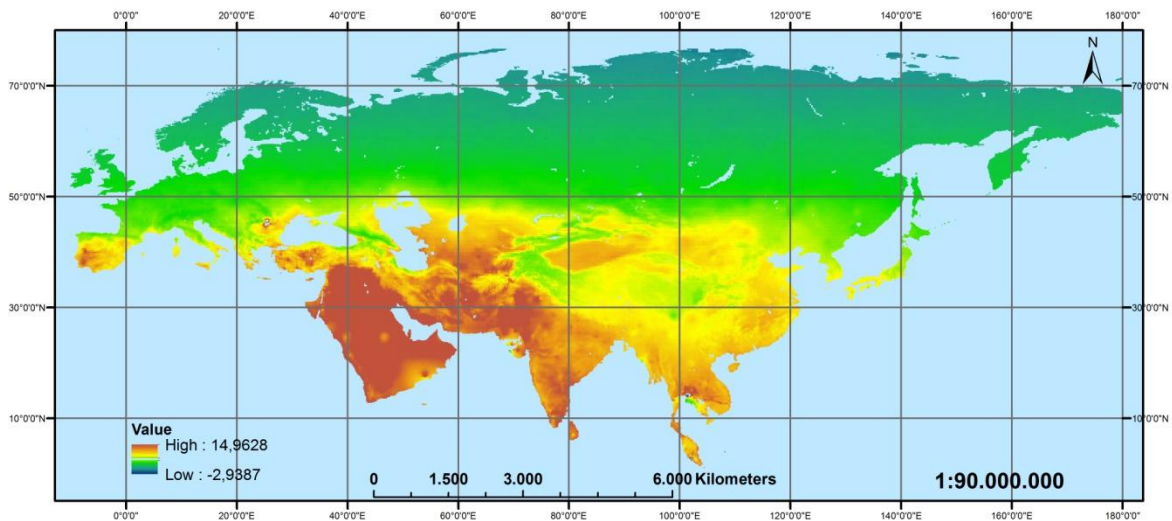


**Εικόνα Π1-5: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Ιουνίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

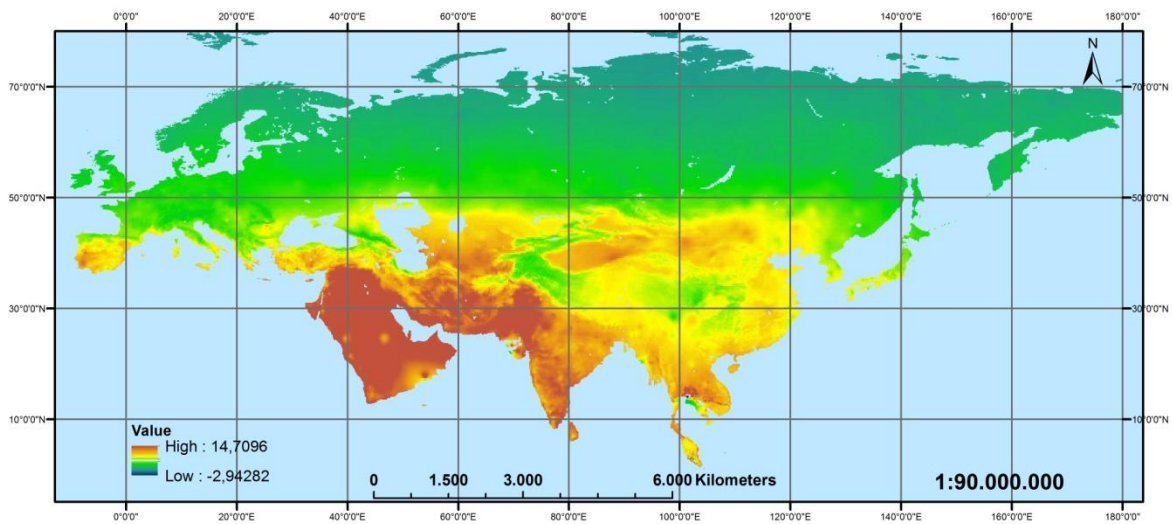


**Εικόνα Π1-6: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Ιουλίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

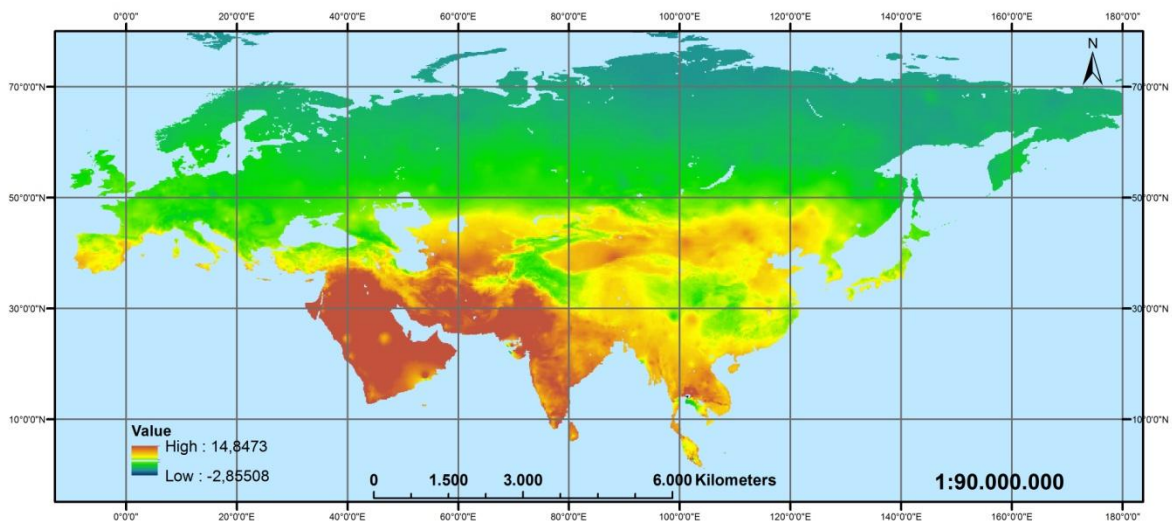




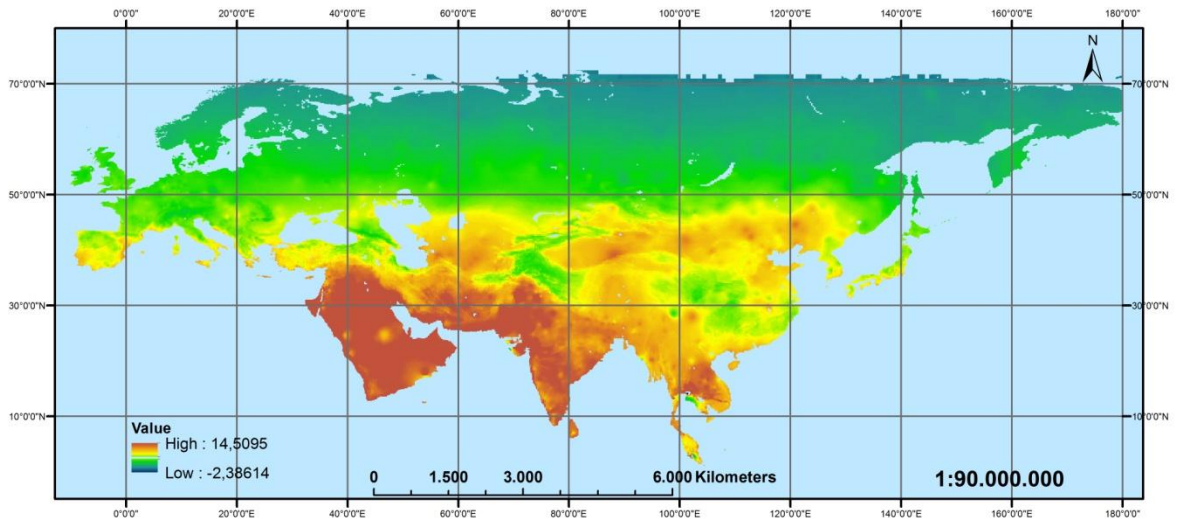
**Εικόνα Π1-7: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνοής Αυγούστου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**



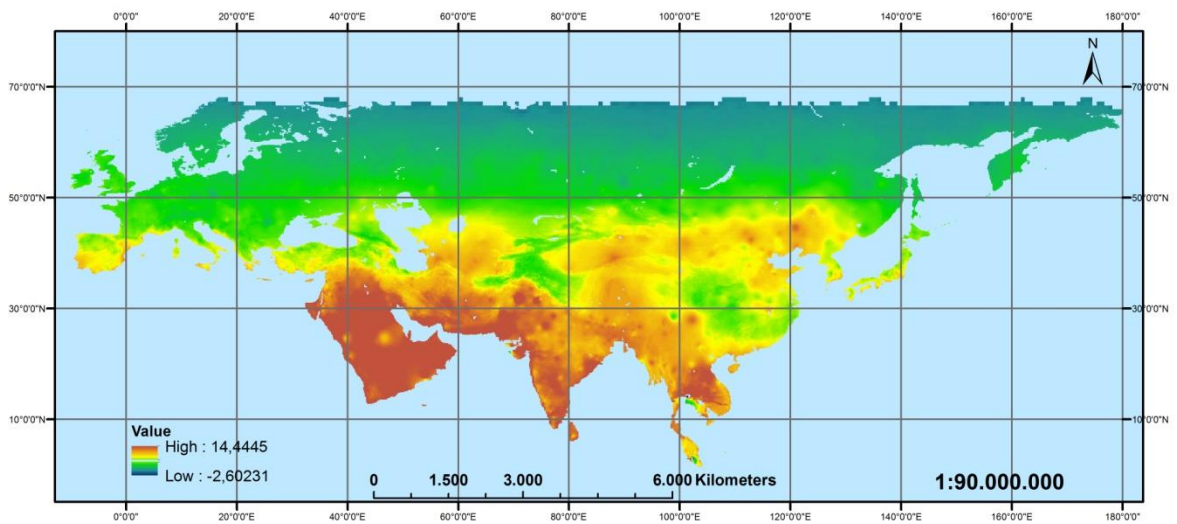
**Εικόνα Π1-8: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνοής Σεπτεμβρίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**



**Εικόνα Π1-9: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνοής Οκτωβρίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

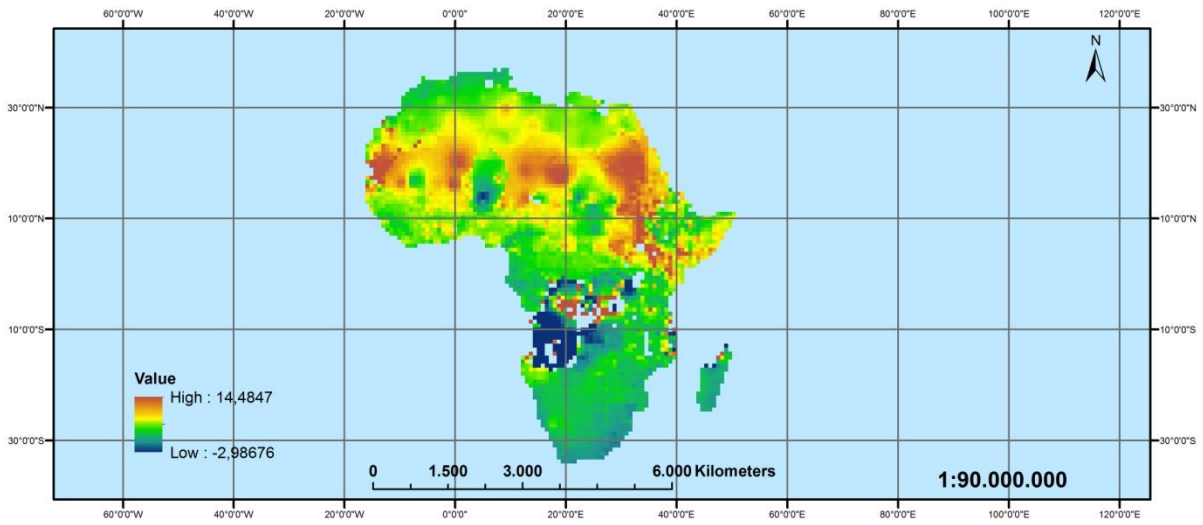


**Εικόνα Π1-10: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Νοεμβρίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

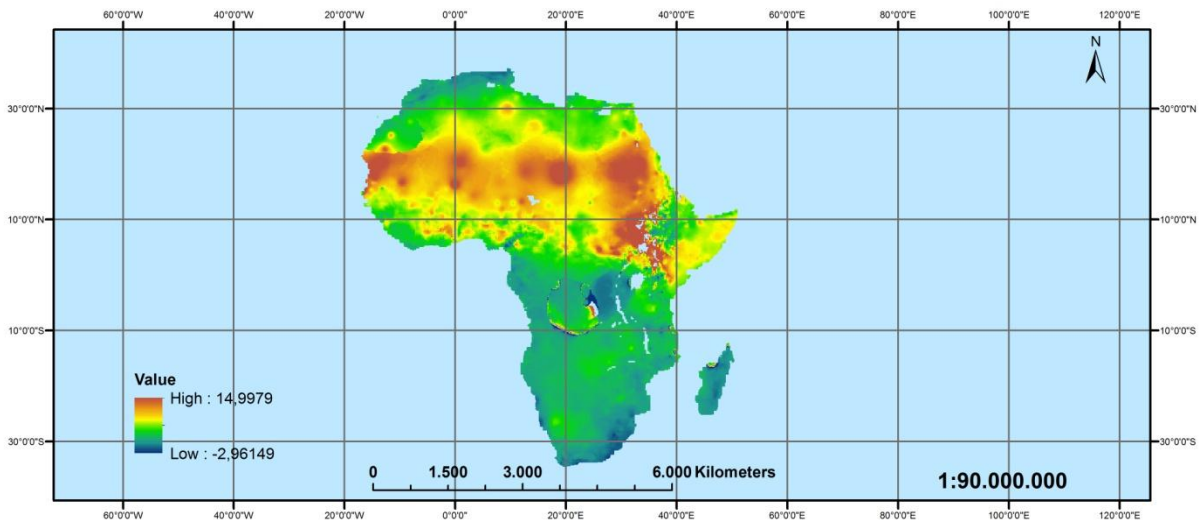


**Εικόνα Π1-11: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Δεκεμβρίου για την περιοχή της Ευρασίας (mm/day)**

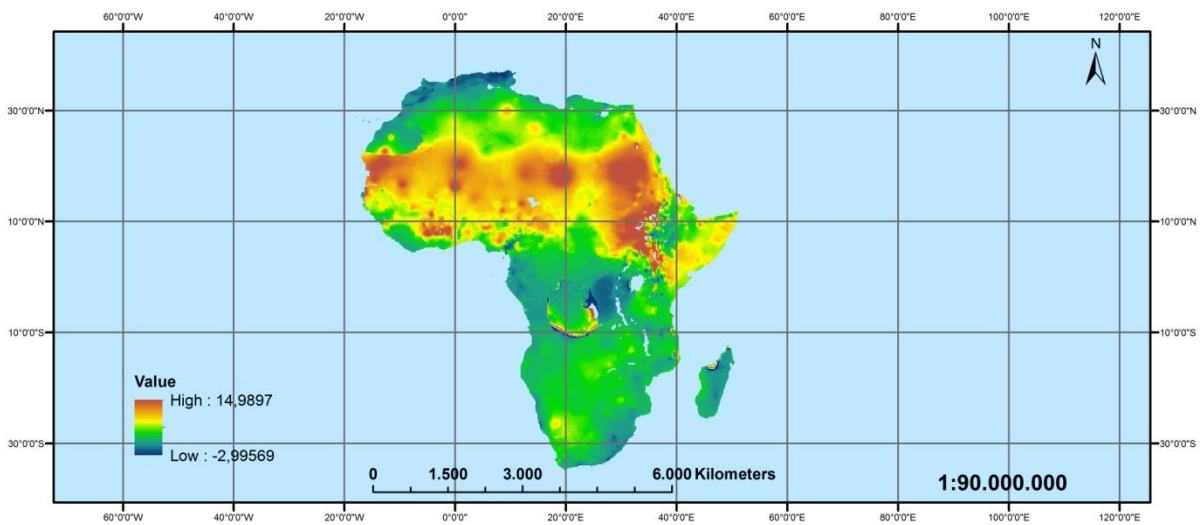
### Περιοχή Αφρικής



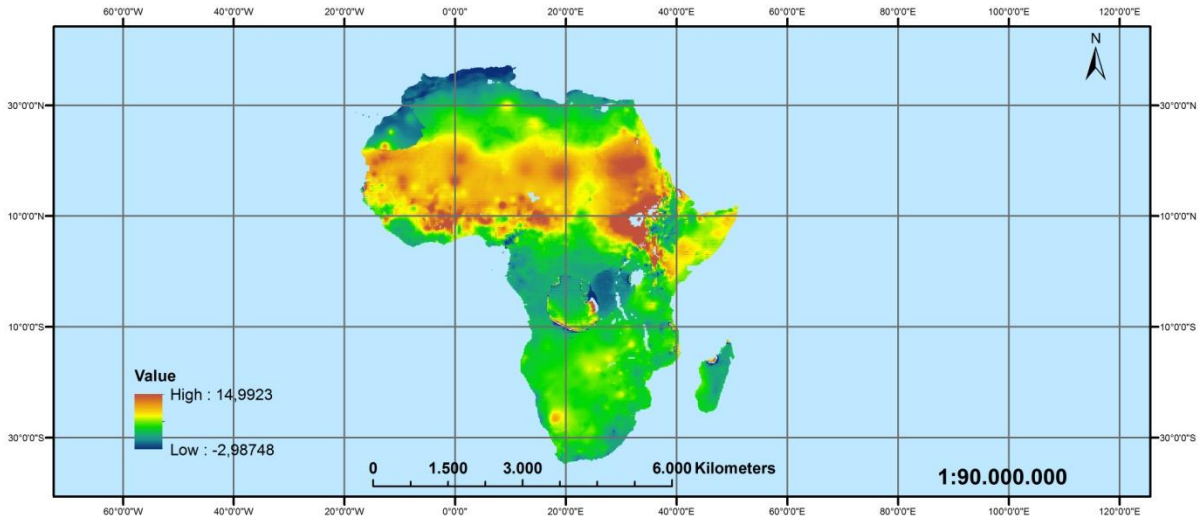
Εικόνα Π1-12: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιανουαρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)



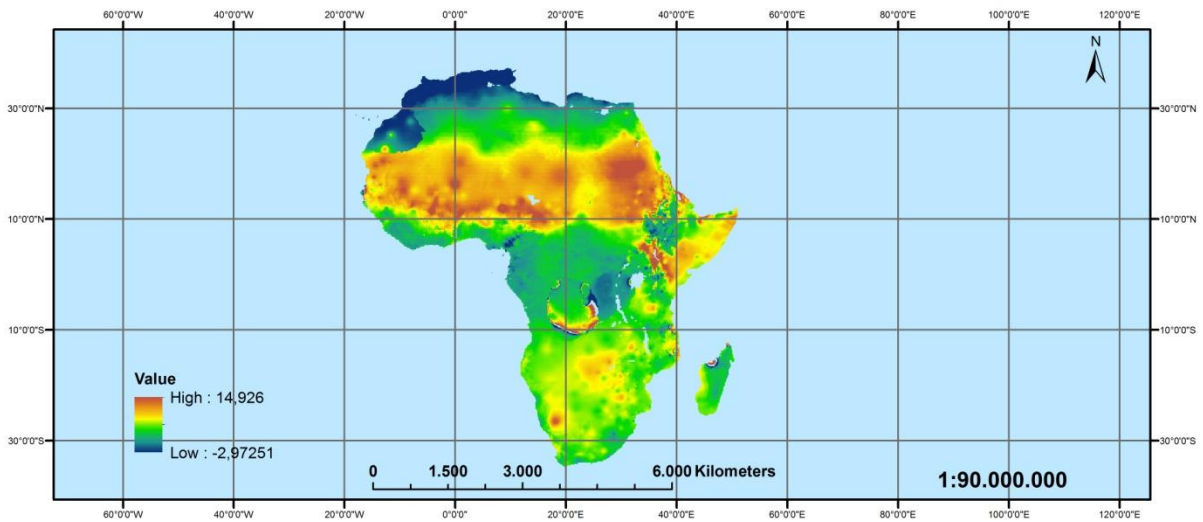
Εικόνα Π1-13: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Φεβρουαρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)



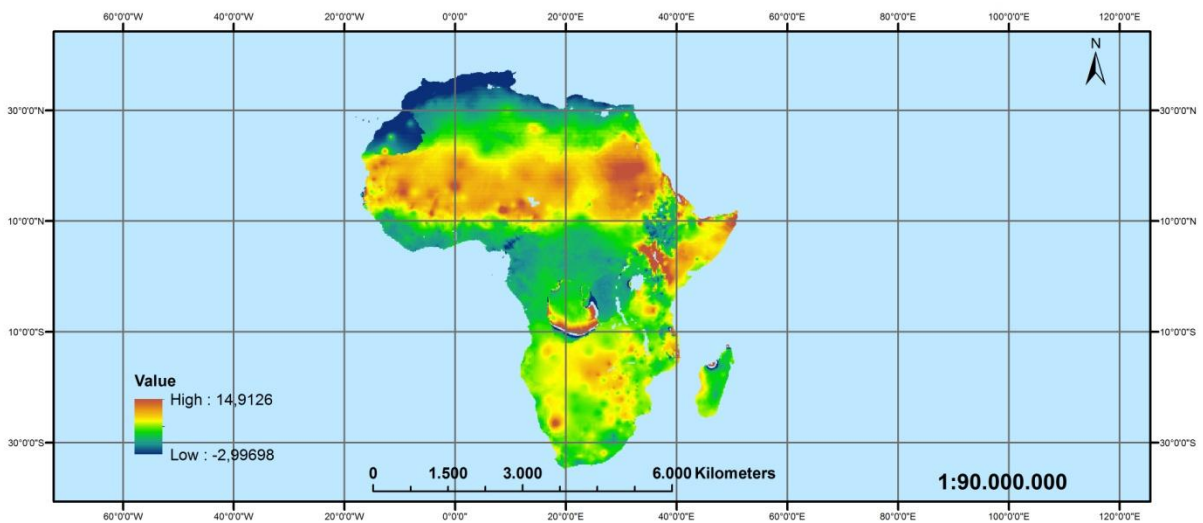
Εικόνα Π1-14: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Μαρτίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)



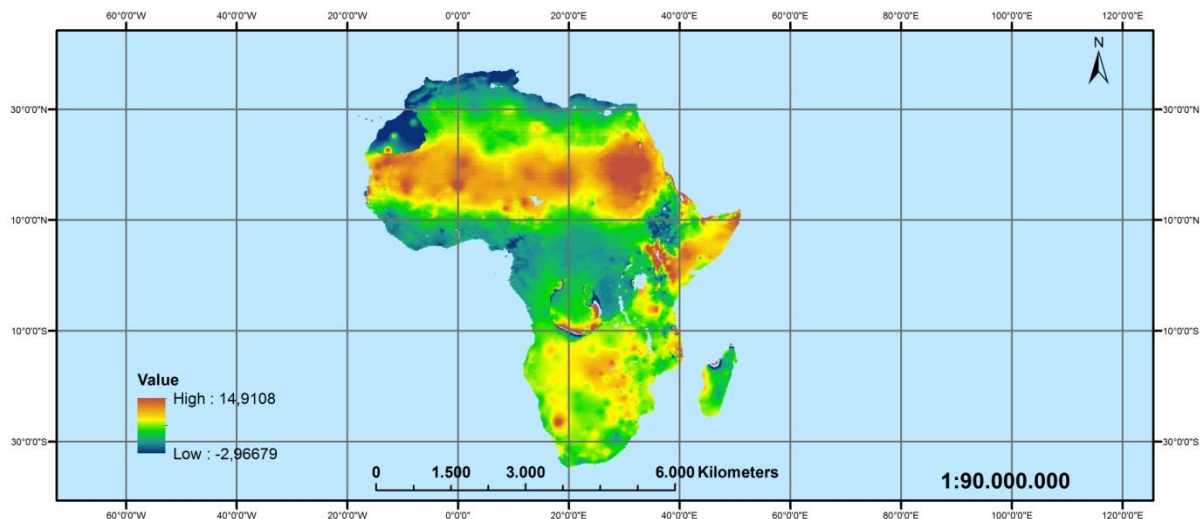
**Εικόνα Π1-15: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Απριλίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)**



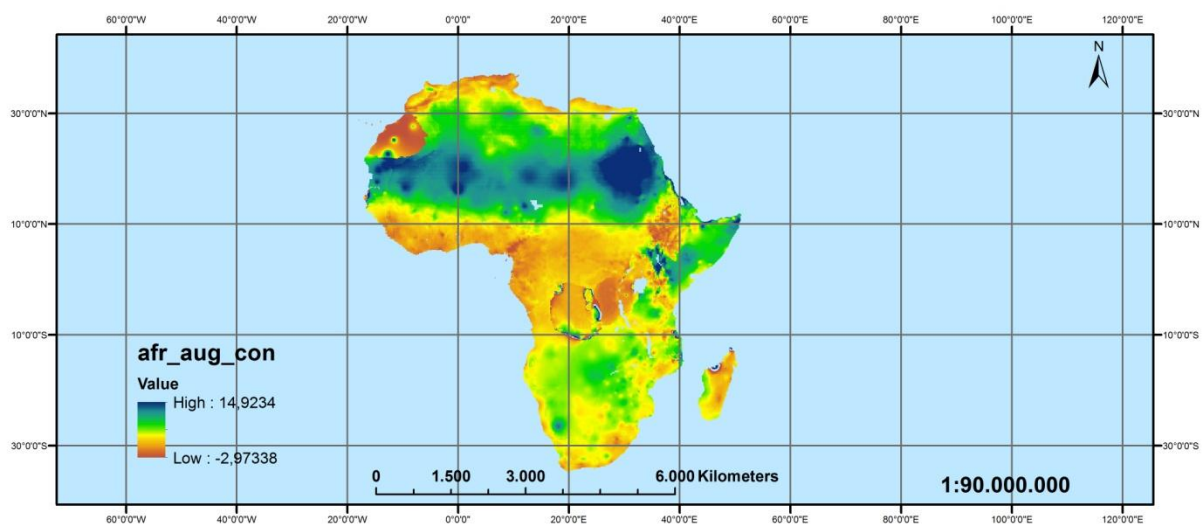
**Εικόνα Π1-16: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Μαΐου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)**



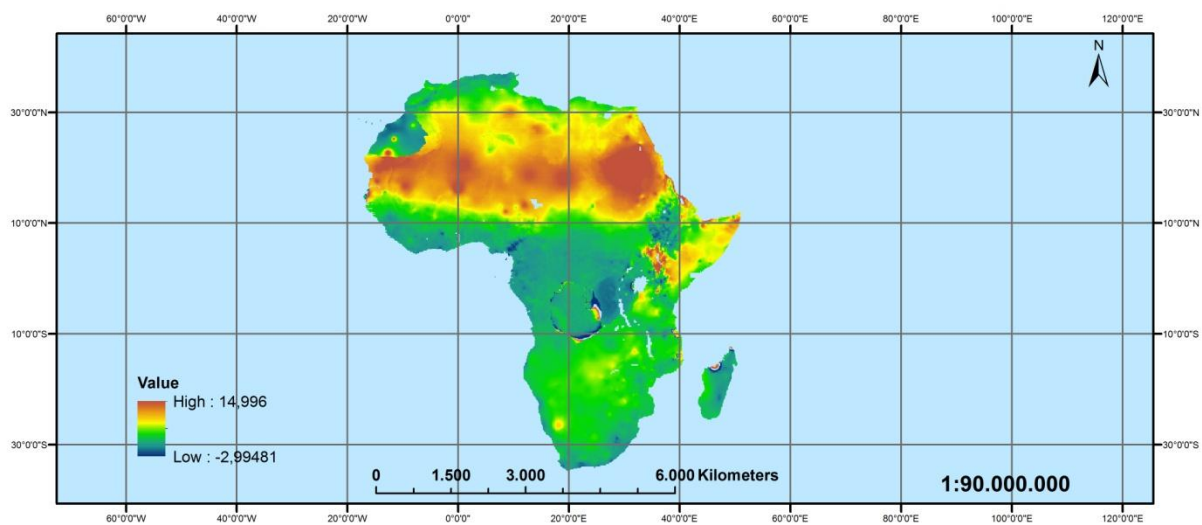
**Εικόνα Π1-17: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Ιουνίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)**



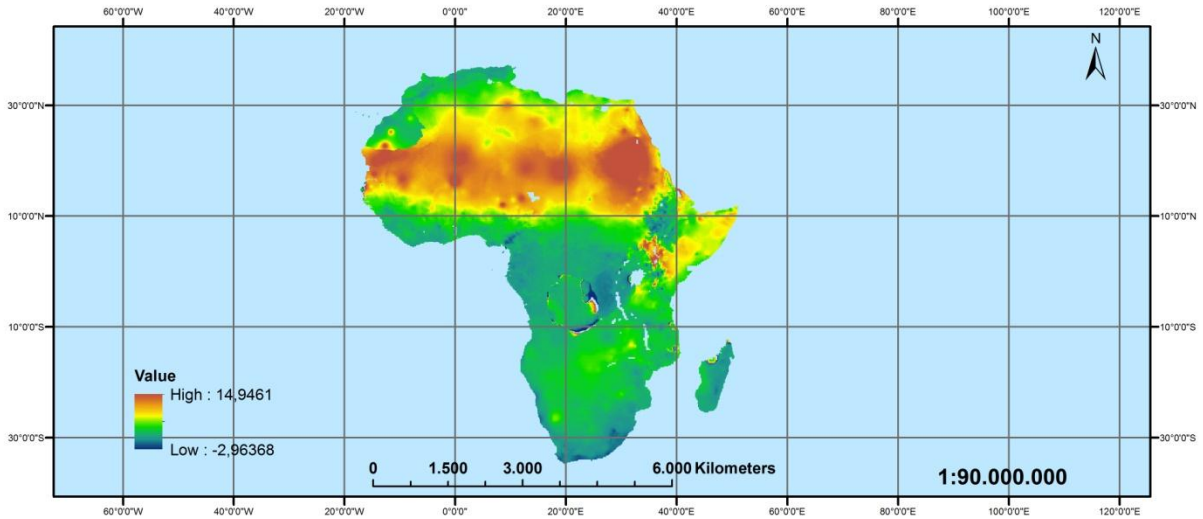
Εικόνα Π1-18: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαποής Ιουλίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)



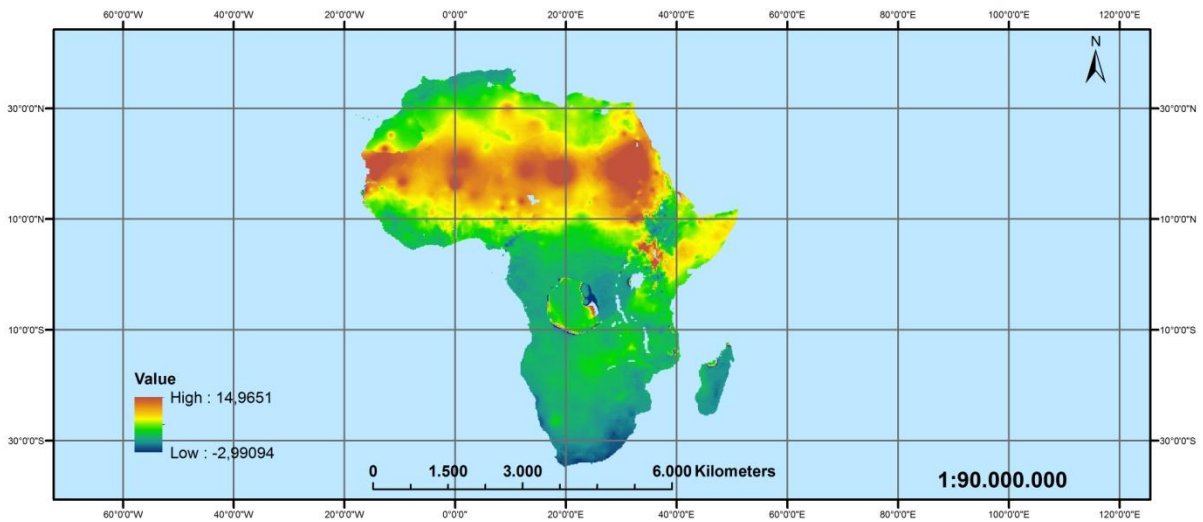
Εικόνα Π1-19: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαποής Αυγούστου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)



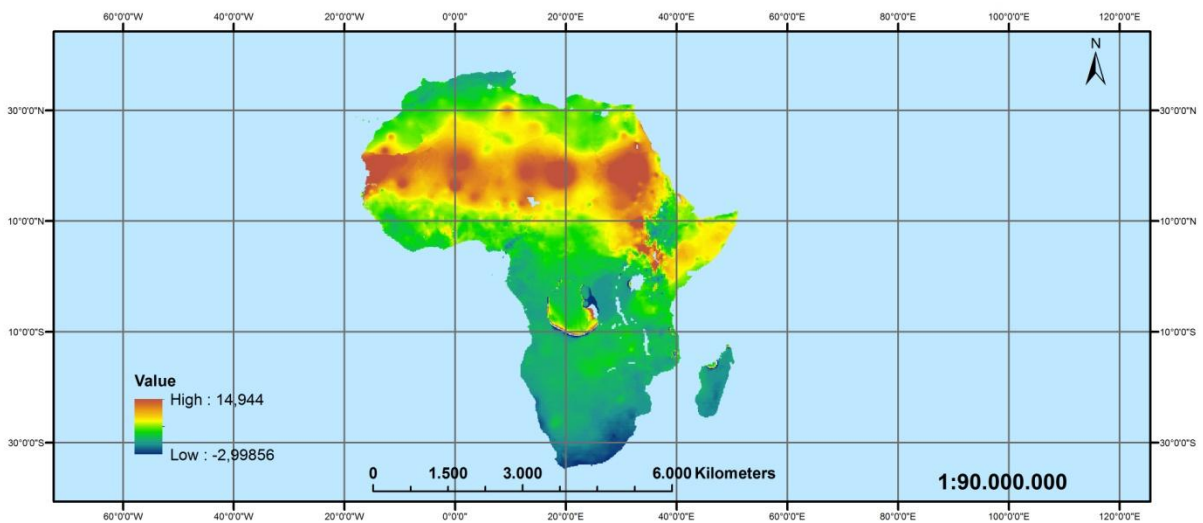
Εικόνα Π1-20: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαποής Σεπτεμβρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)



**Εικόνα Π1-21: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Οκτωβρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)**

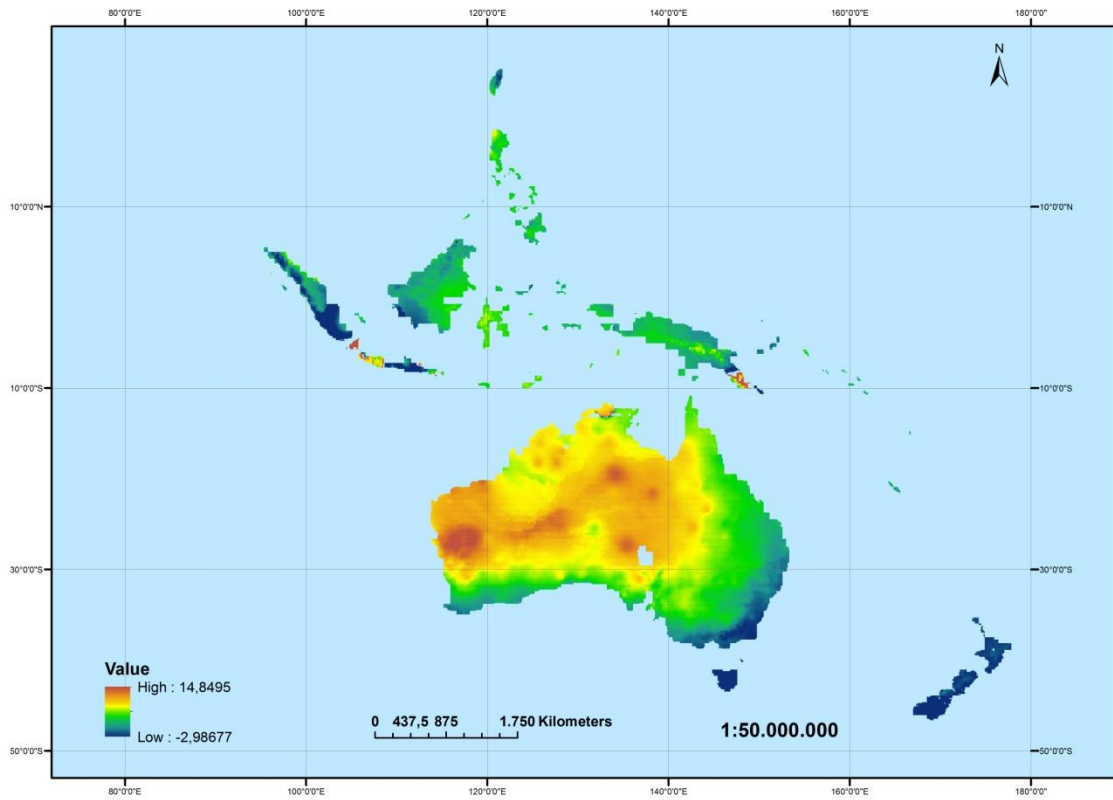


**Εικόνα Π1-22: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Νοεμβρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)**

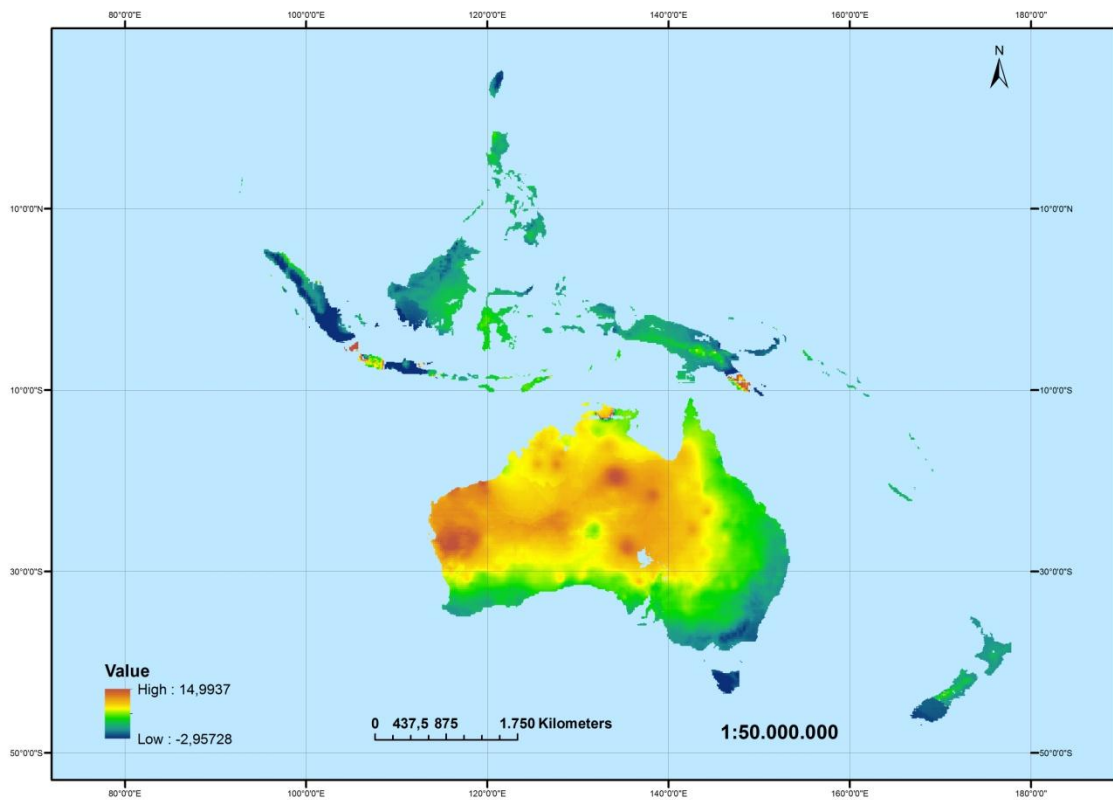


**Εικόνα Π1-23: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Δεκεμβρίου για την περιοχή της Αφρικής (mm/day)**

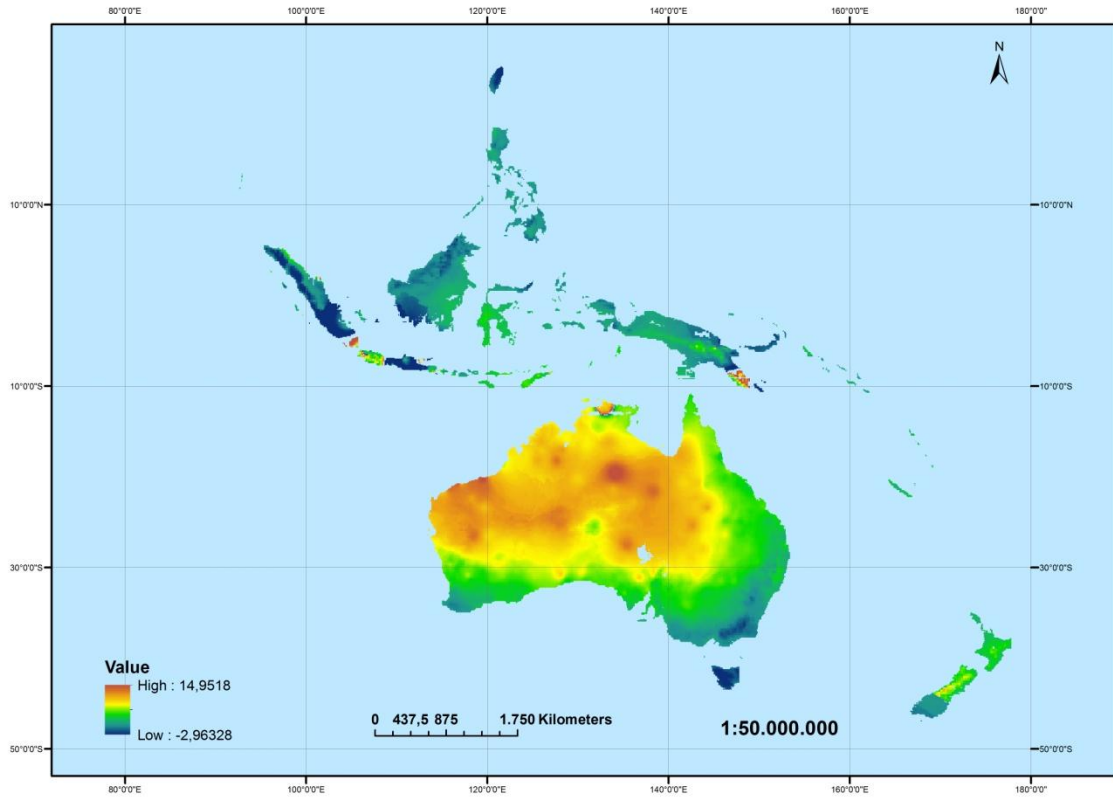
## Περιοχή Αυστραλίας



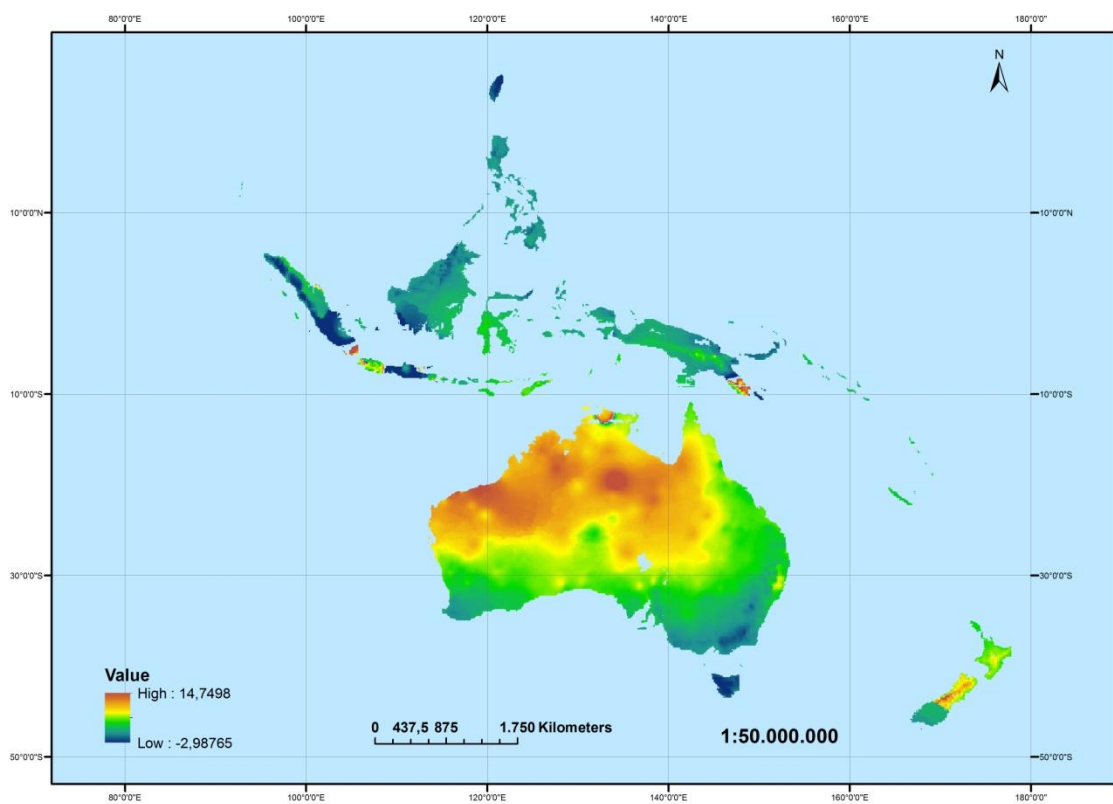
Εικόνα Π1-24: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Φεβρουαρίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)



Εικόνα Π1-25: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνής Μαρτίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)

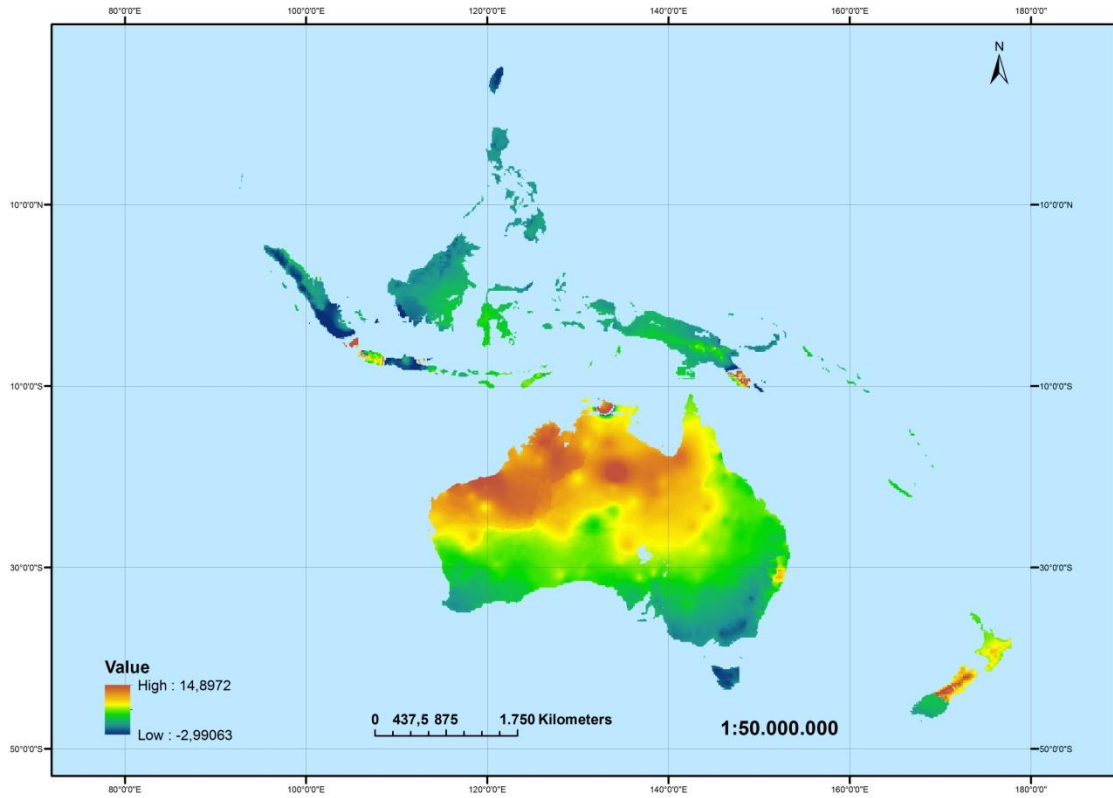


Εικόνα Π1-26: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Απριλίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)

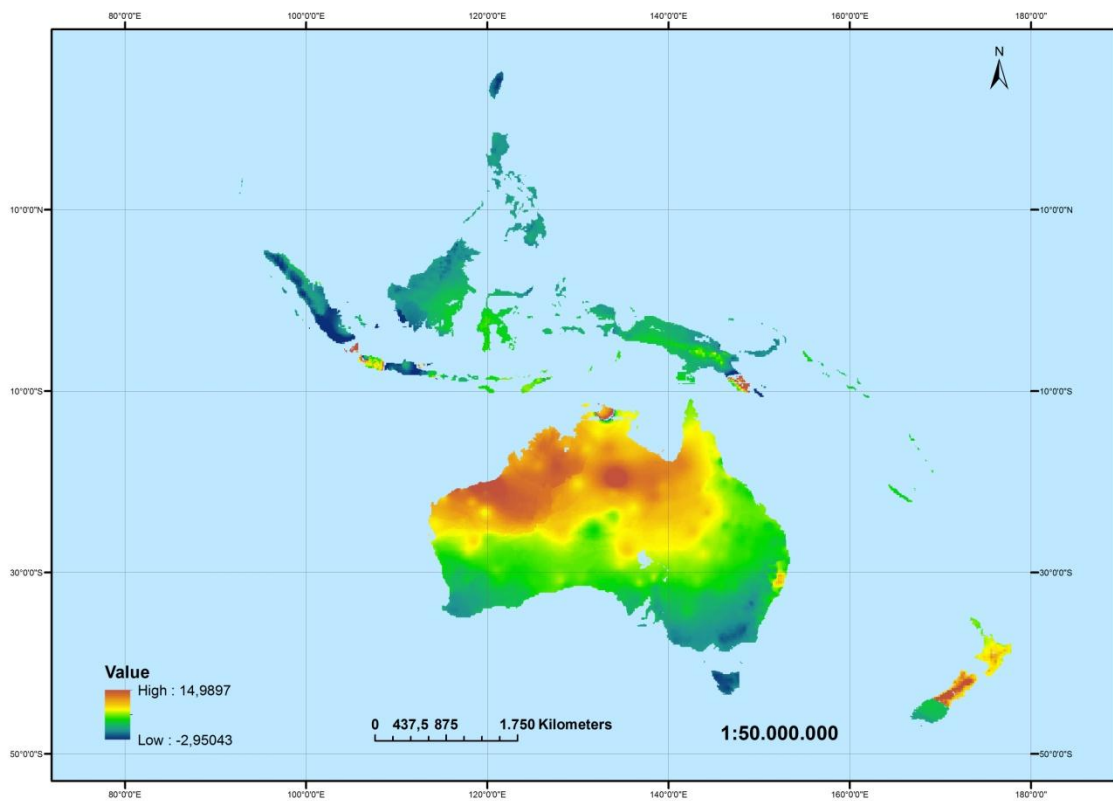


Εικόνα Π1-27: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Μαΐου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)

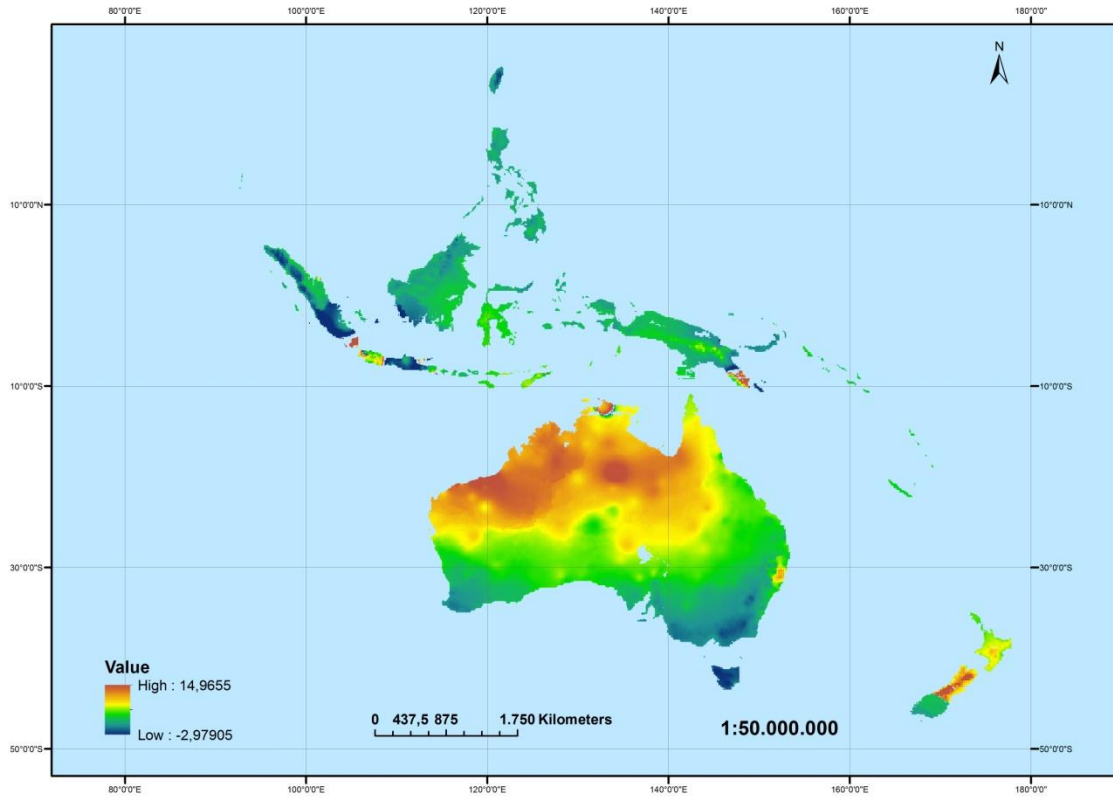




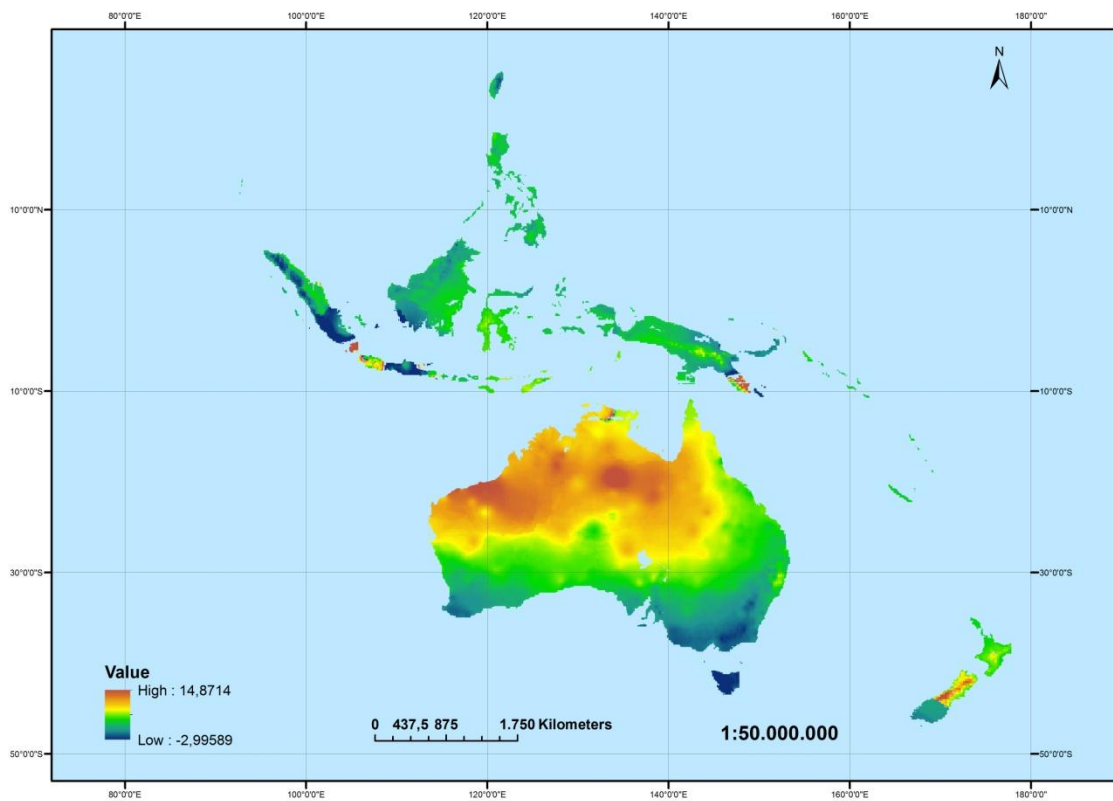
**Εικόνα Π1-28: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιουνίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)**



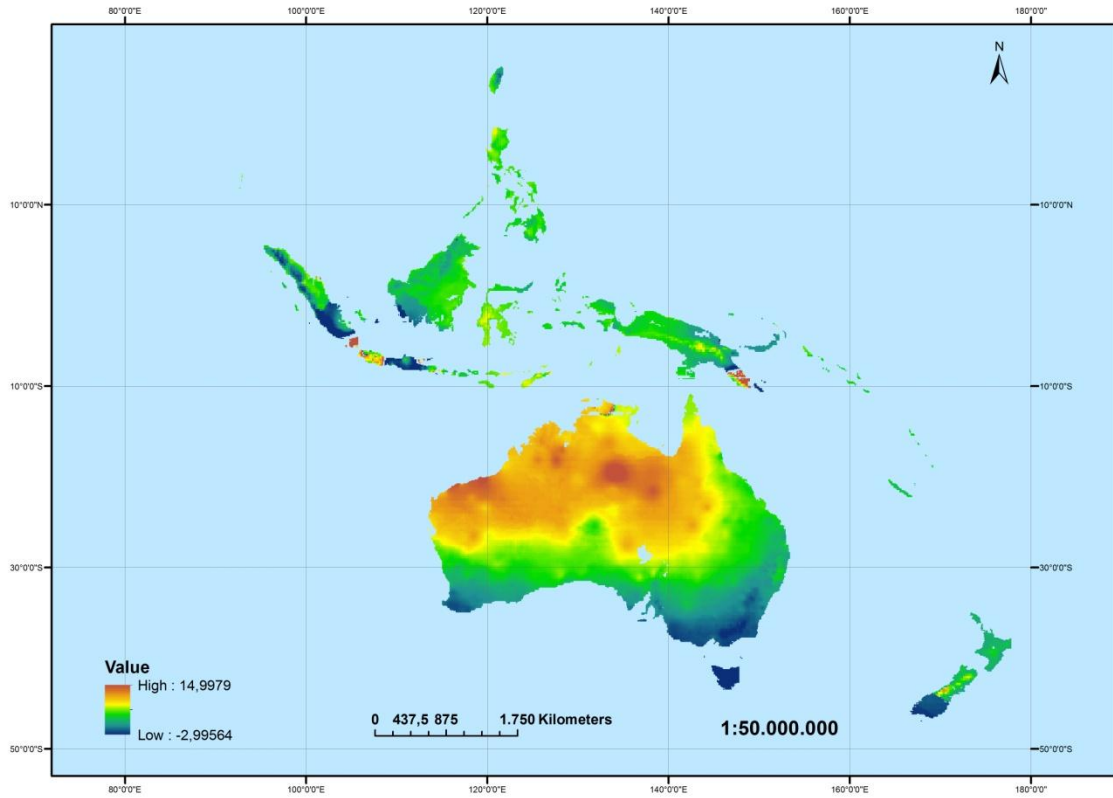
**Εικόνα Π1-29: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιουλίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)**



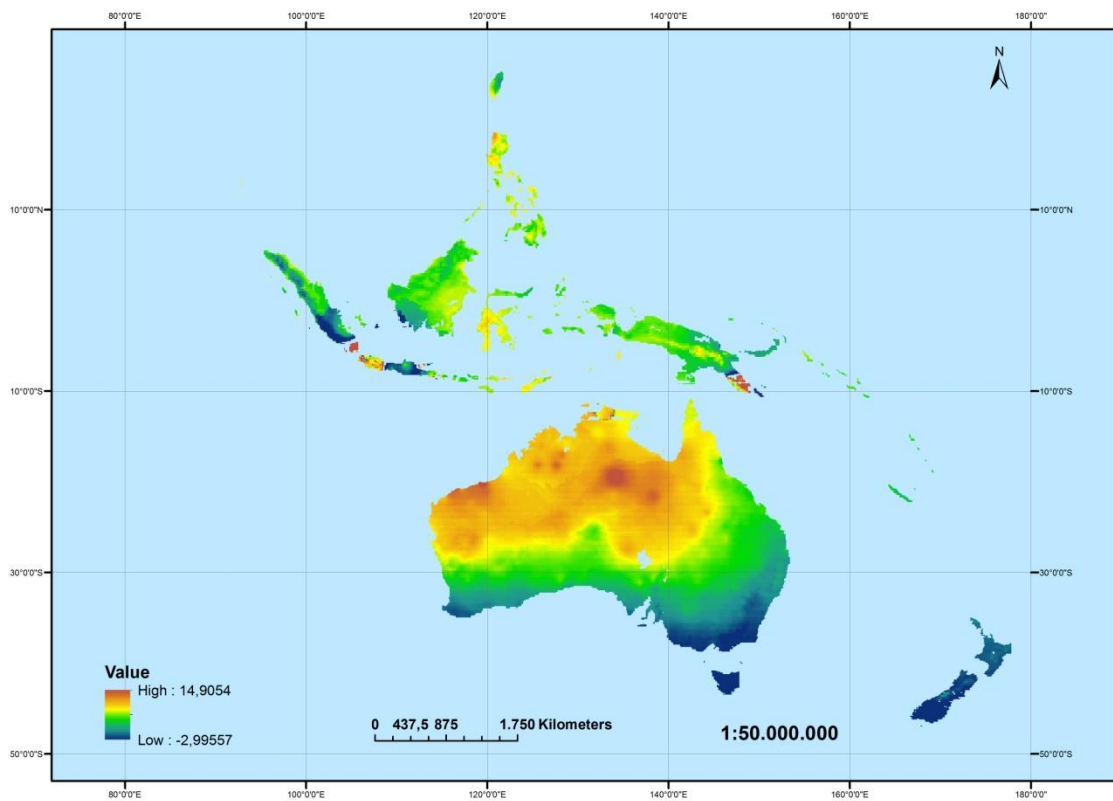
Εικόνα Π1-30: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Αυγούστου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)



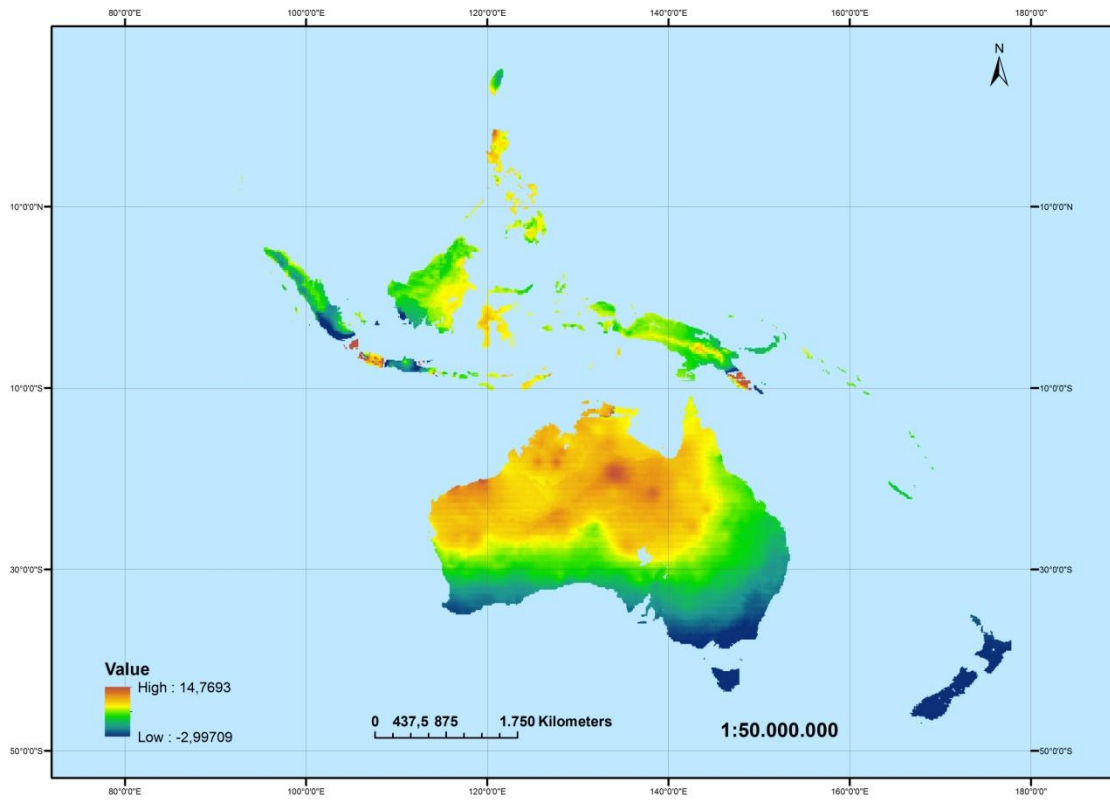
Εικόνα Π1-31: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Σεπτεμβρίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)



Εικόνα Π1-32: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Οκτωβρίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)

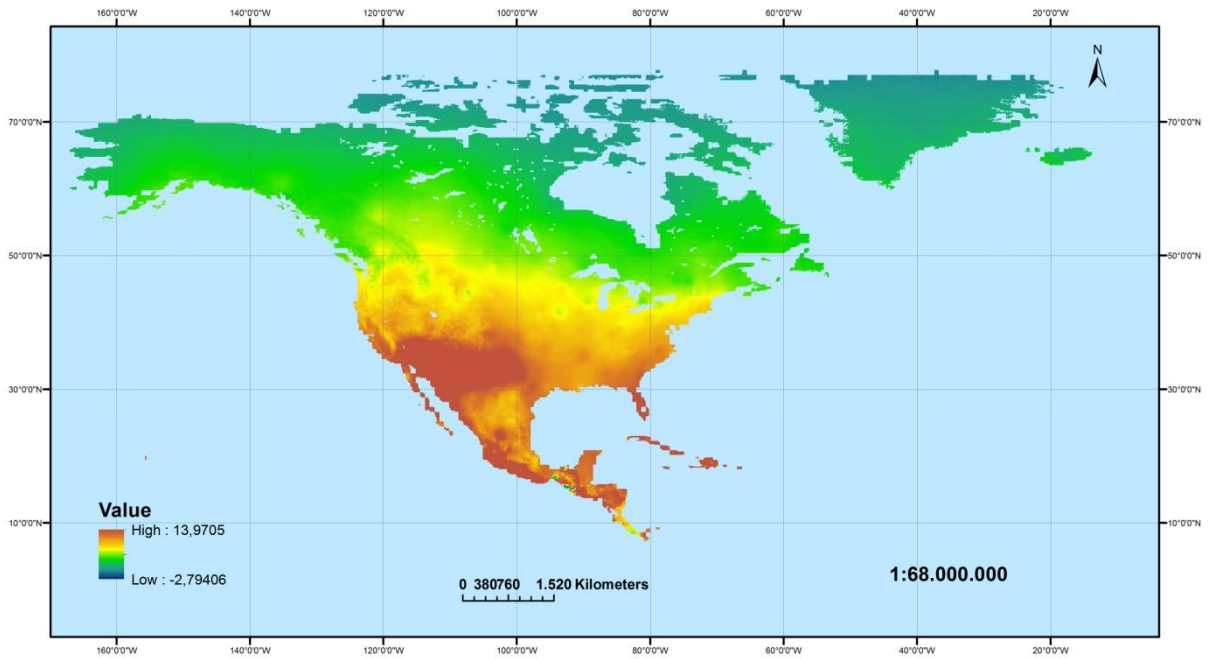


Εικόνα Π1-33: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Νοεμβρίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)

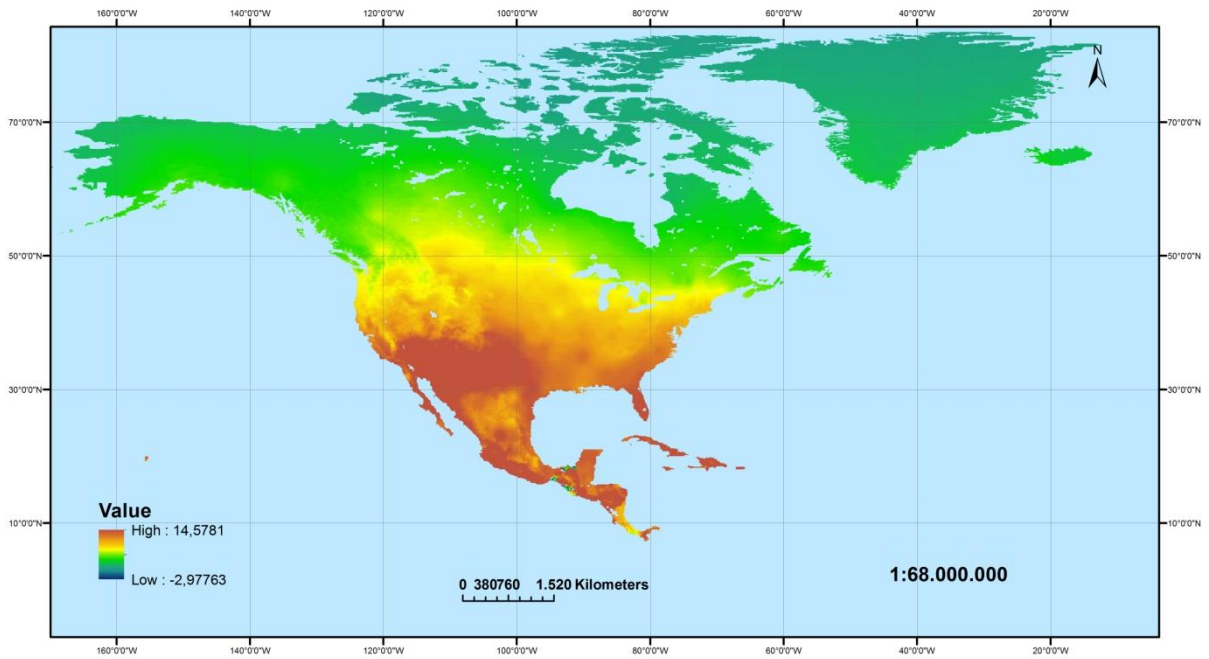


**Εικόνα Π1-34: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνοής Δεκεμβρίου για την περιοχή της Αυστραλίας (mm/day)**

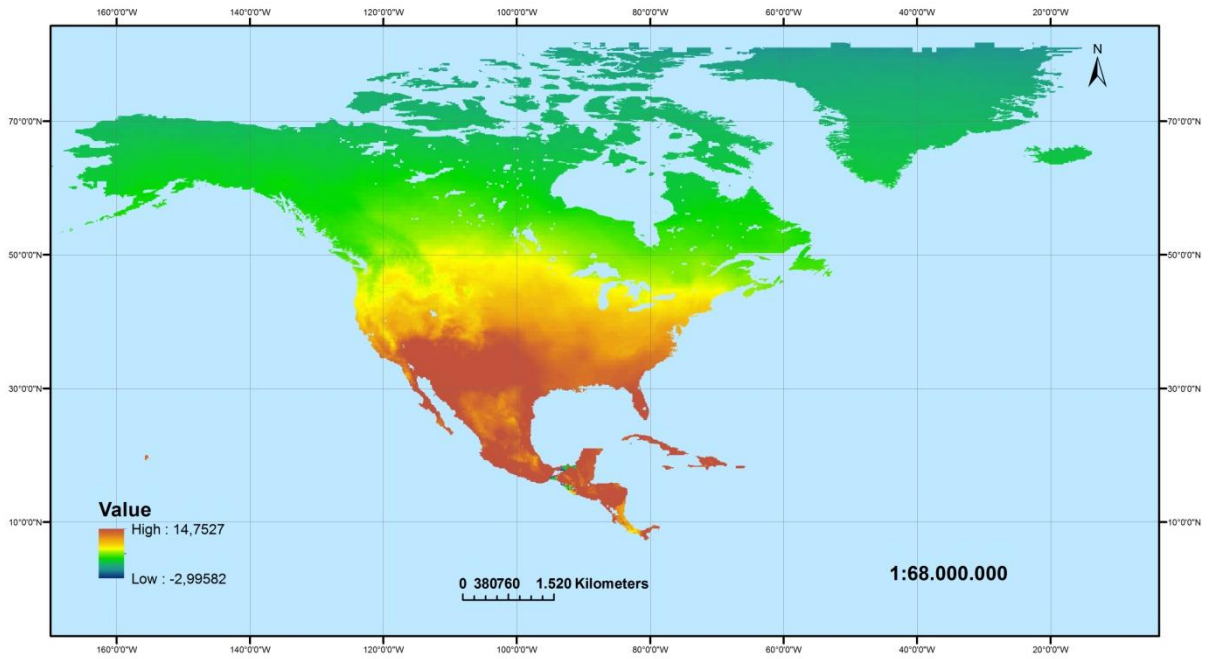
## Περιοχή Βόρειας Αμερικής



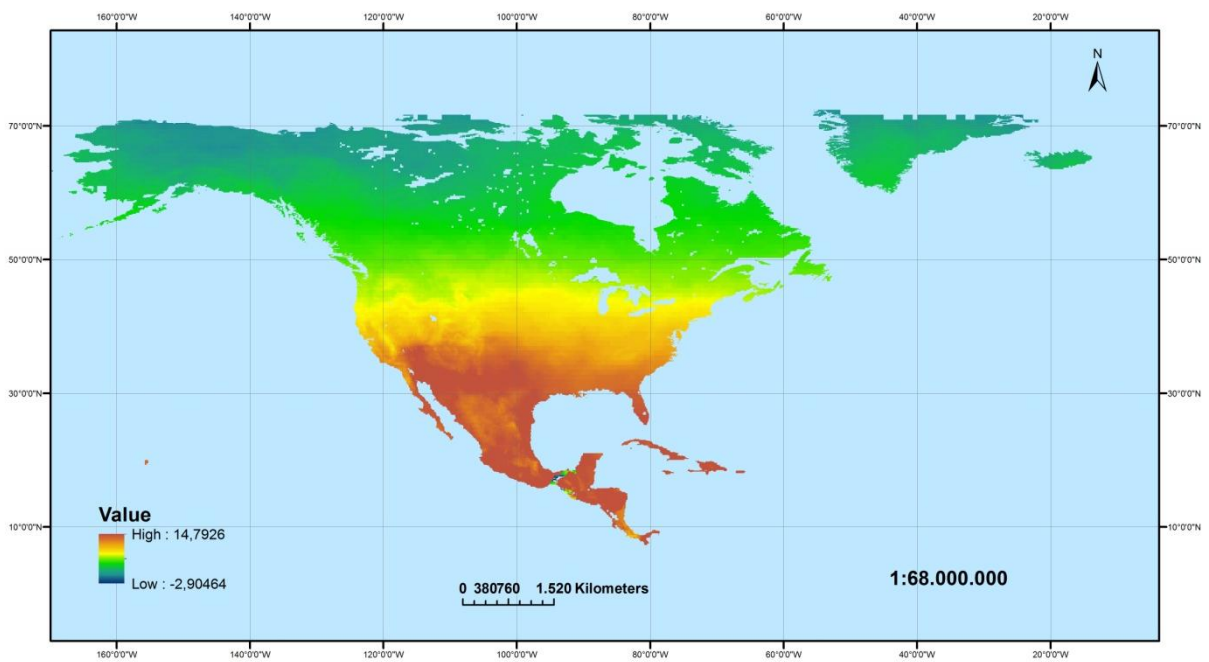
Εικόνα Π1-35: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Φεβρουαρίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)



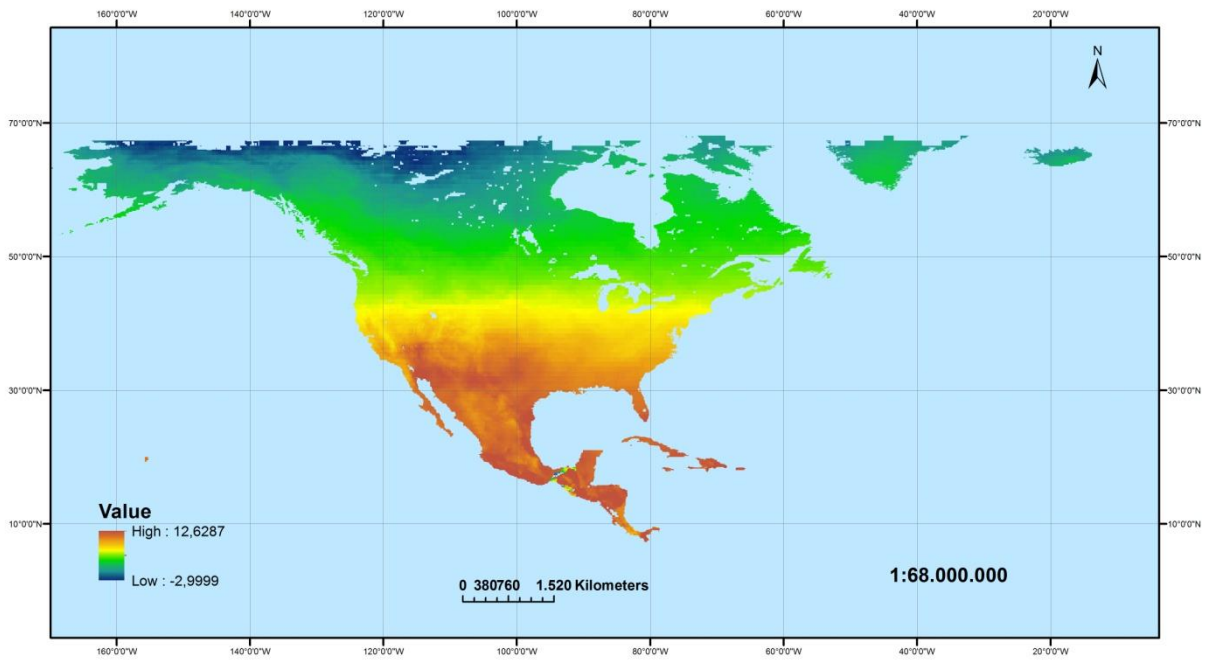
Εικόνα Π1-36: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Μαρτίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)



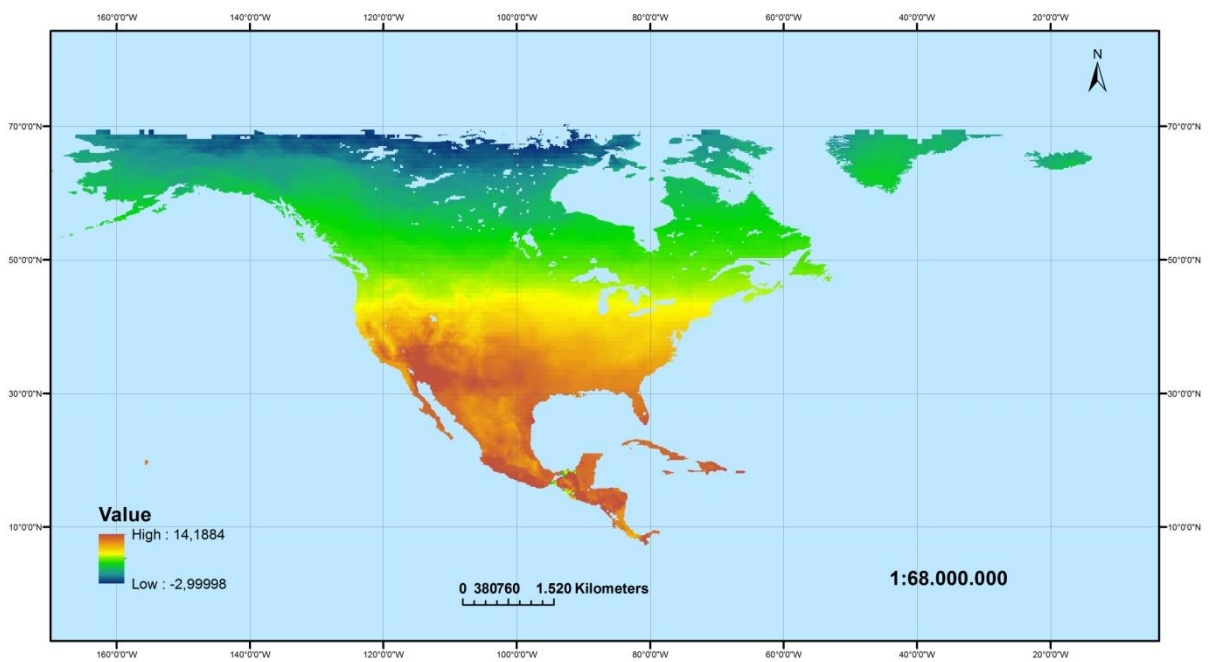
Εικόνα Π1-37: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Απριλίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)



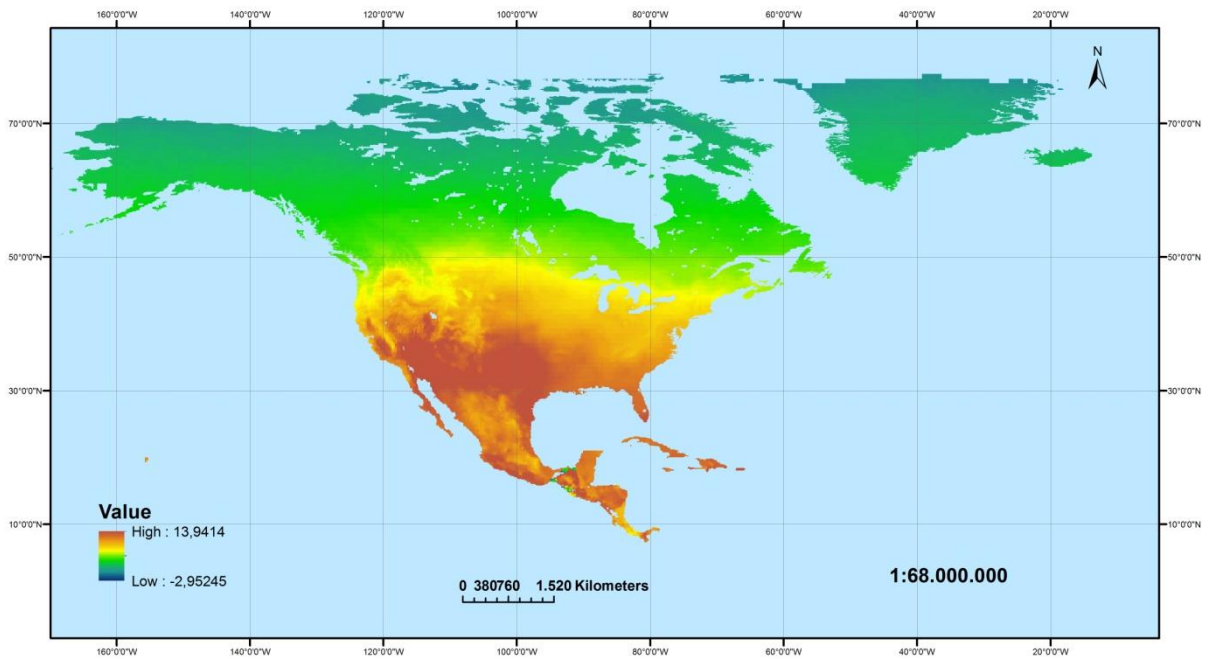
Εικόνα Π1-38: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Μαΐου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)



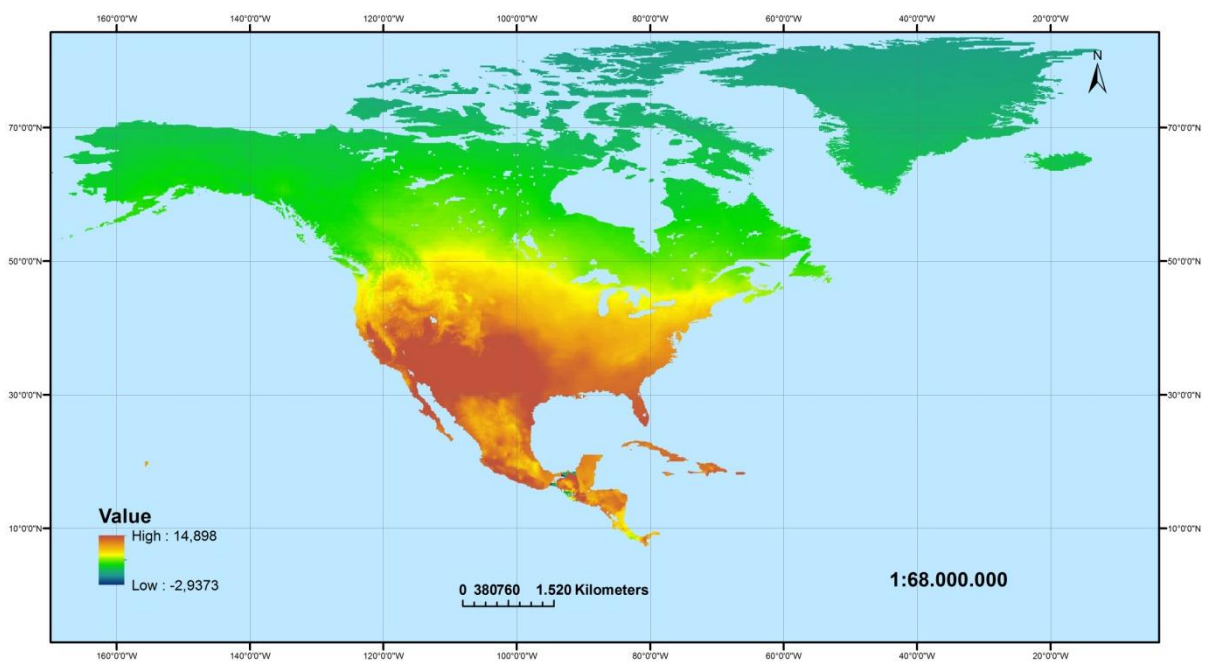
**Εικόνα Π1-39: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιουνίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**



**Εικόνα Π1-40: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Ιουλίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

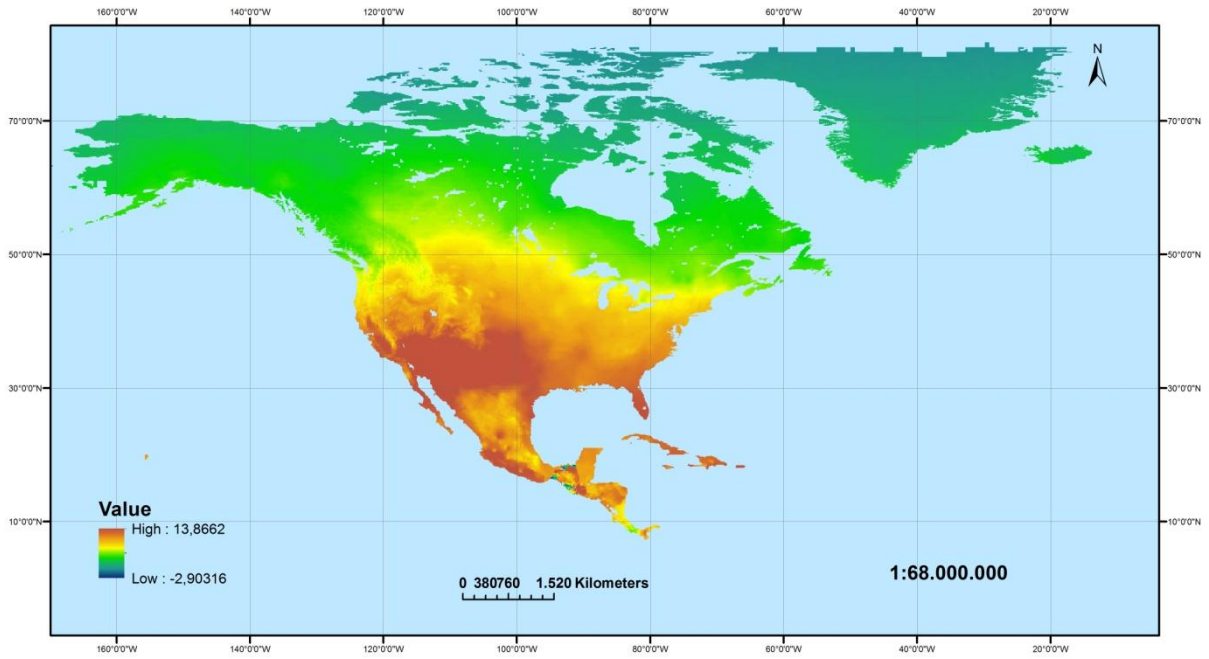


**Εικόνα Π1-41: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Αυγούστου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

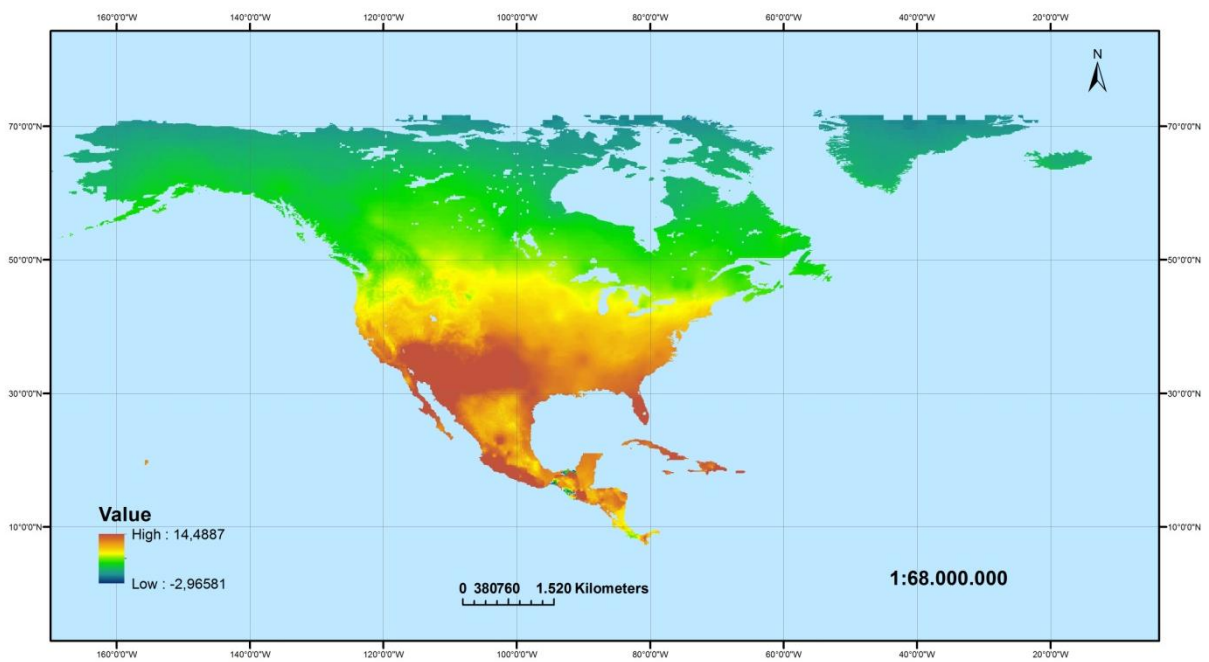


**Εικόνα Π1-42: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Σεπτεμβρίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

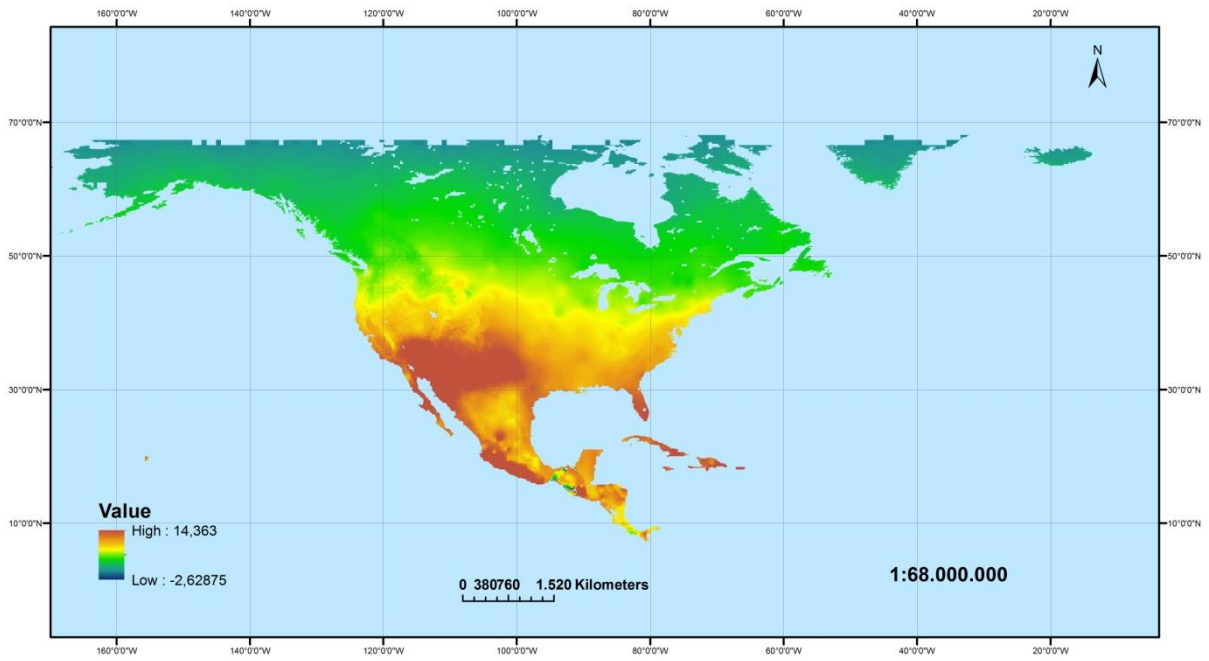




**Εικόνα Π1-43: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Οκτωβρίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

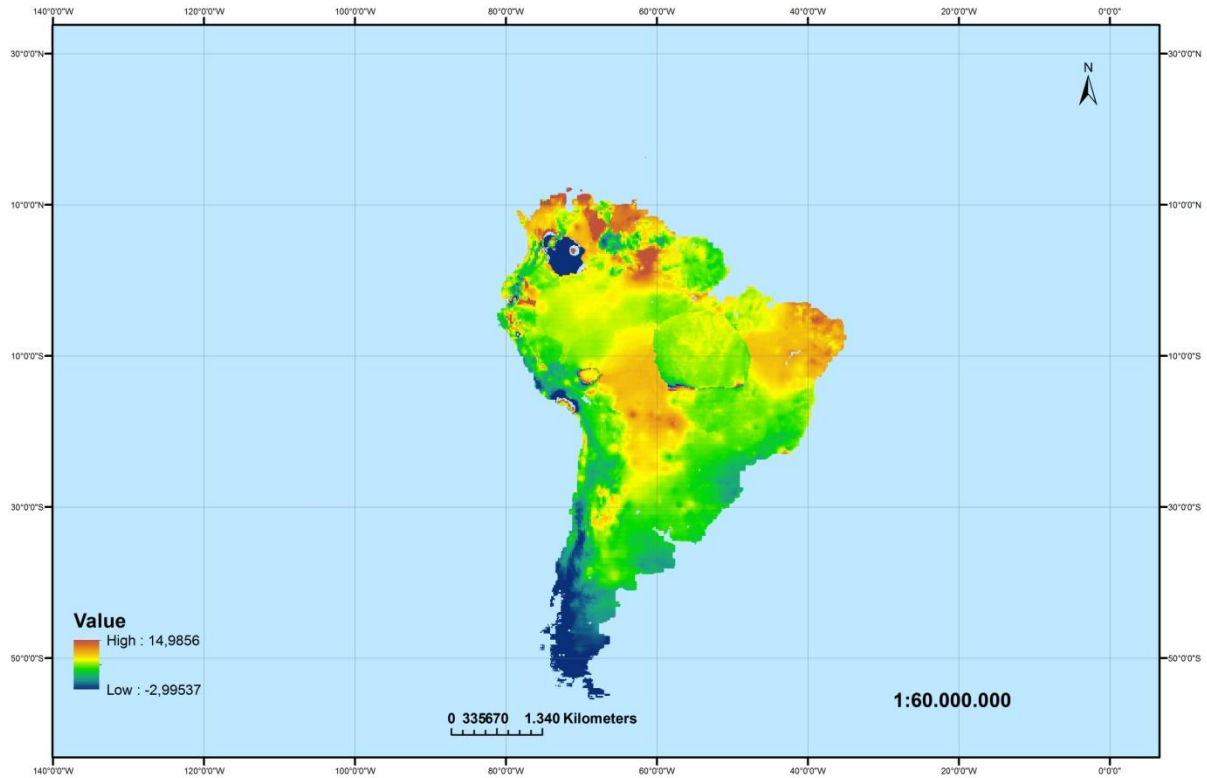


**Εικόνα Π1-44: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Νοεμβρίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

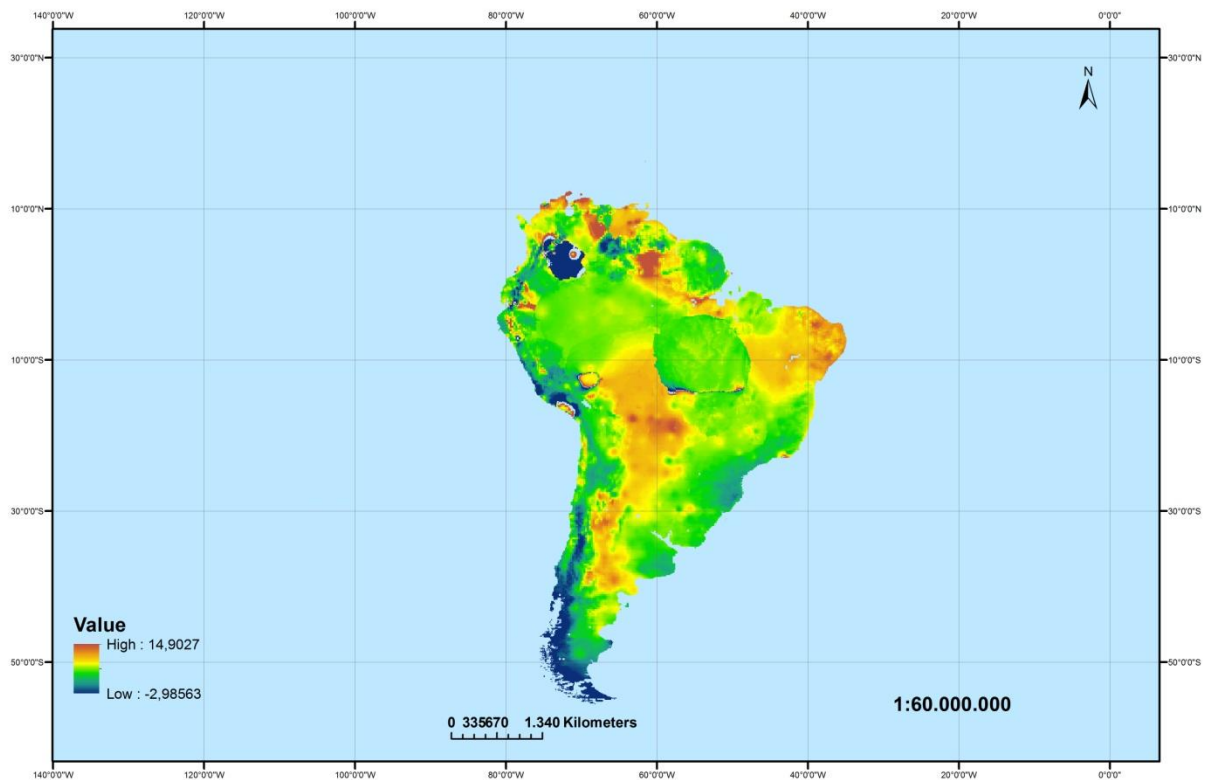


**Εικόνα Π1-45: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Δεκεμβρίου για την περιοχή της Βόρειας Αμερικής (mm/day)**

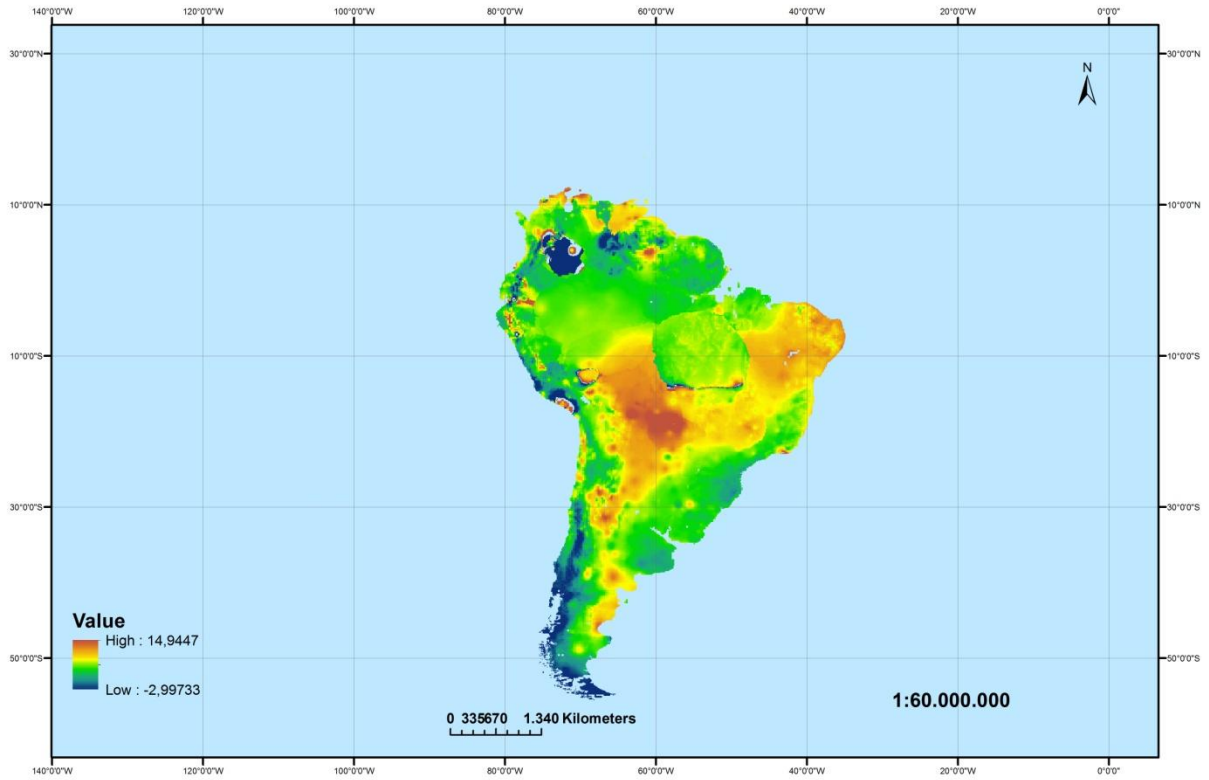
## Περιοχή Νότιας Αμερικής



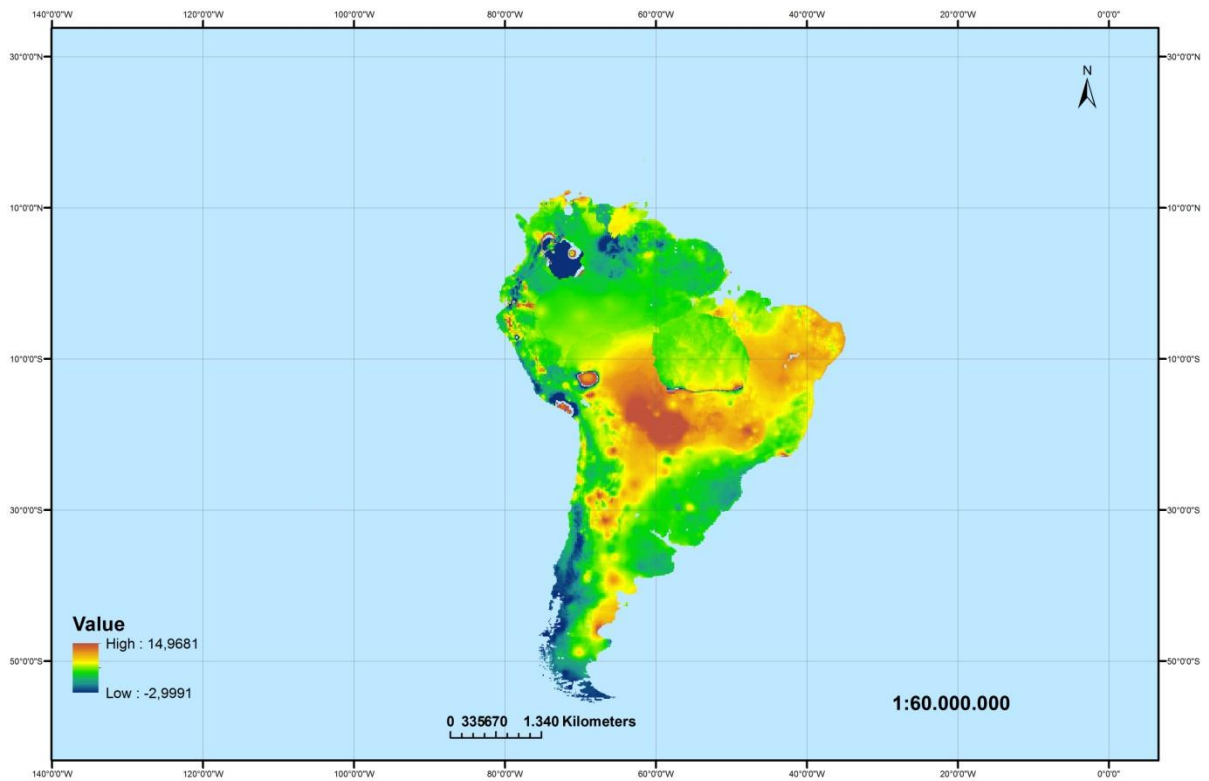
Εικόνα Π1-46: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπόνης Φεβρουαρίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)



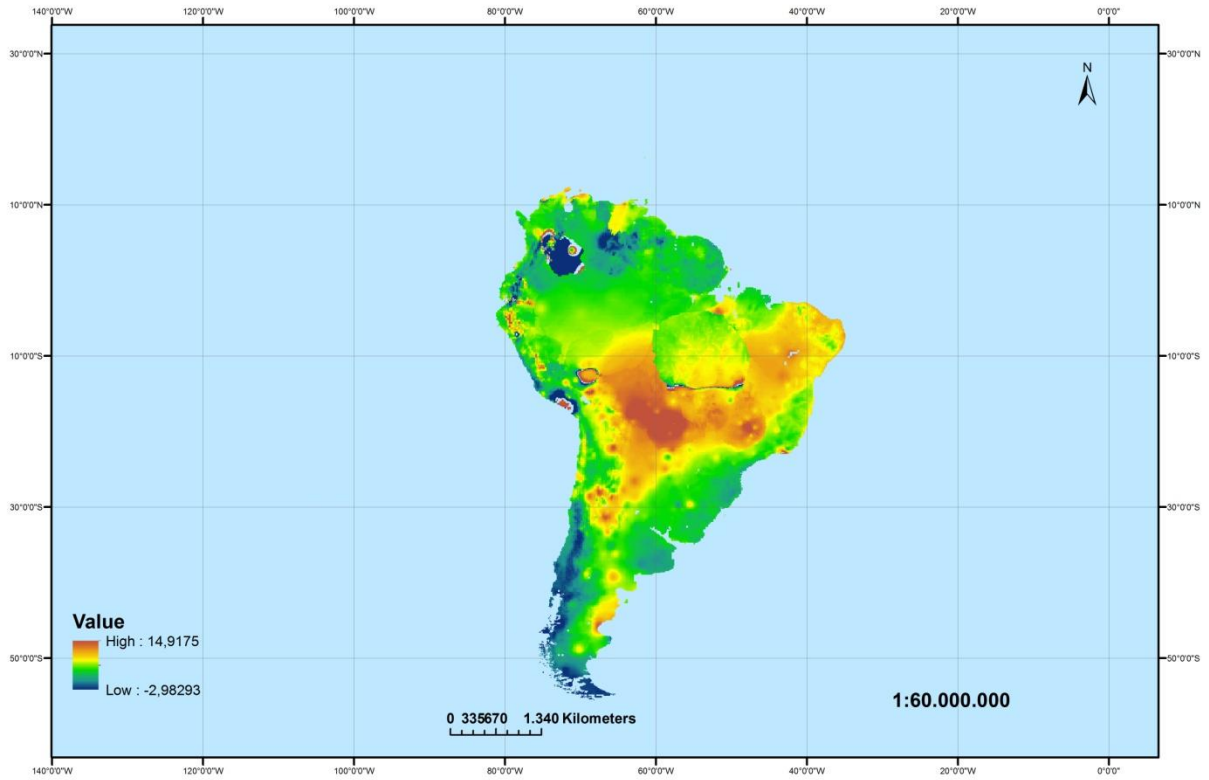
Εικόνα Π1-47: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπόνης Μαρτίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)



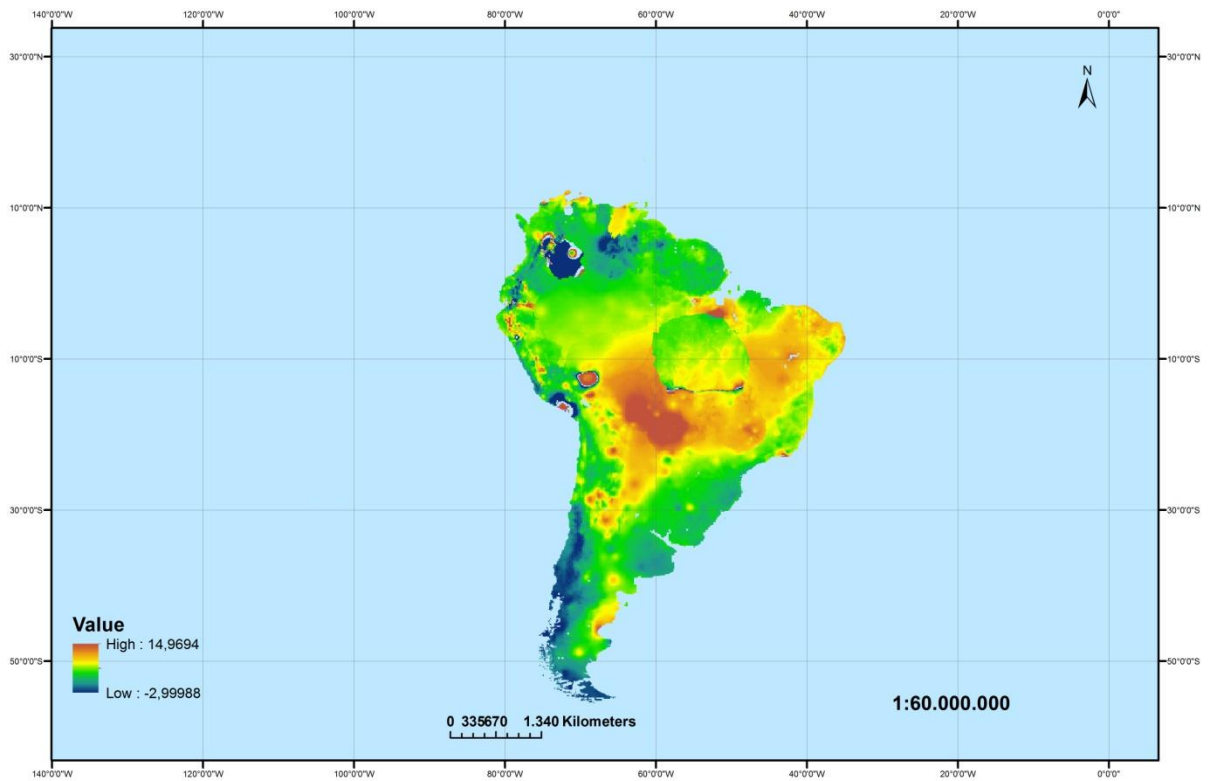
**Εικόνα Π1-48: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Απριλίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



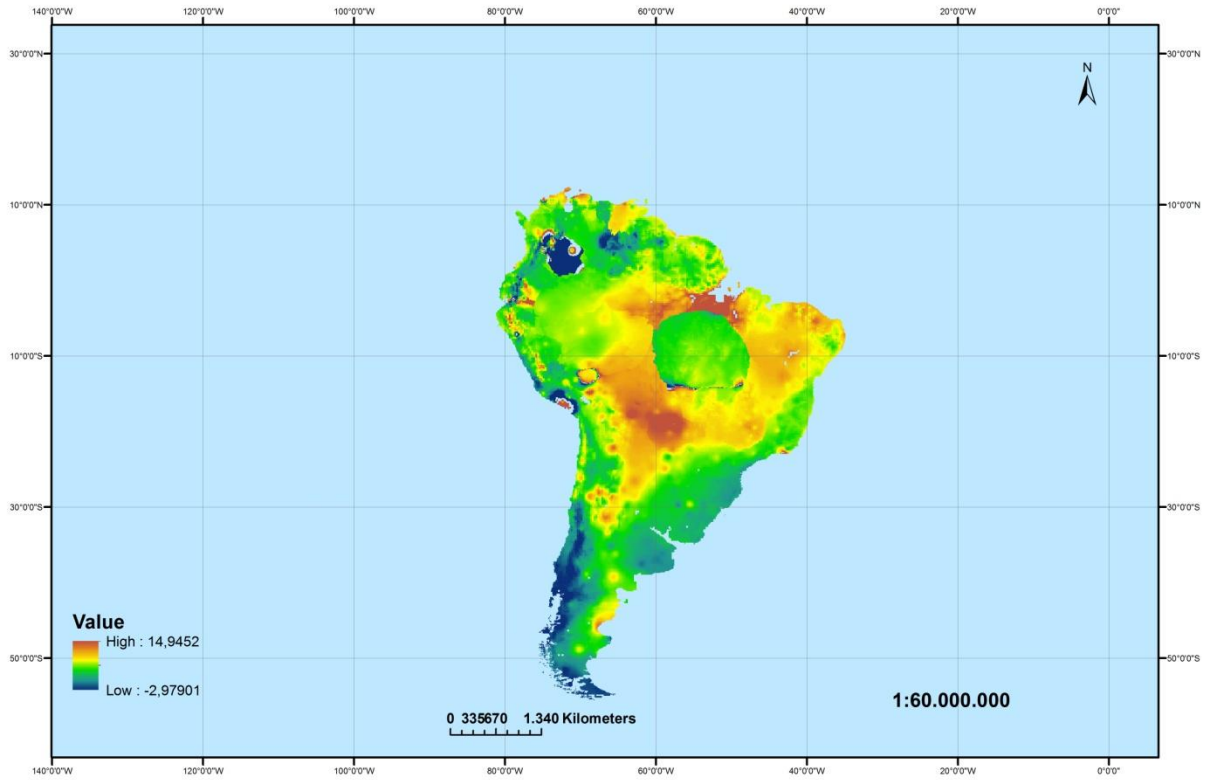
**Εικόνα Π1-49: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Μαΐου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



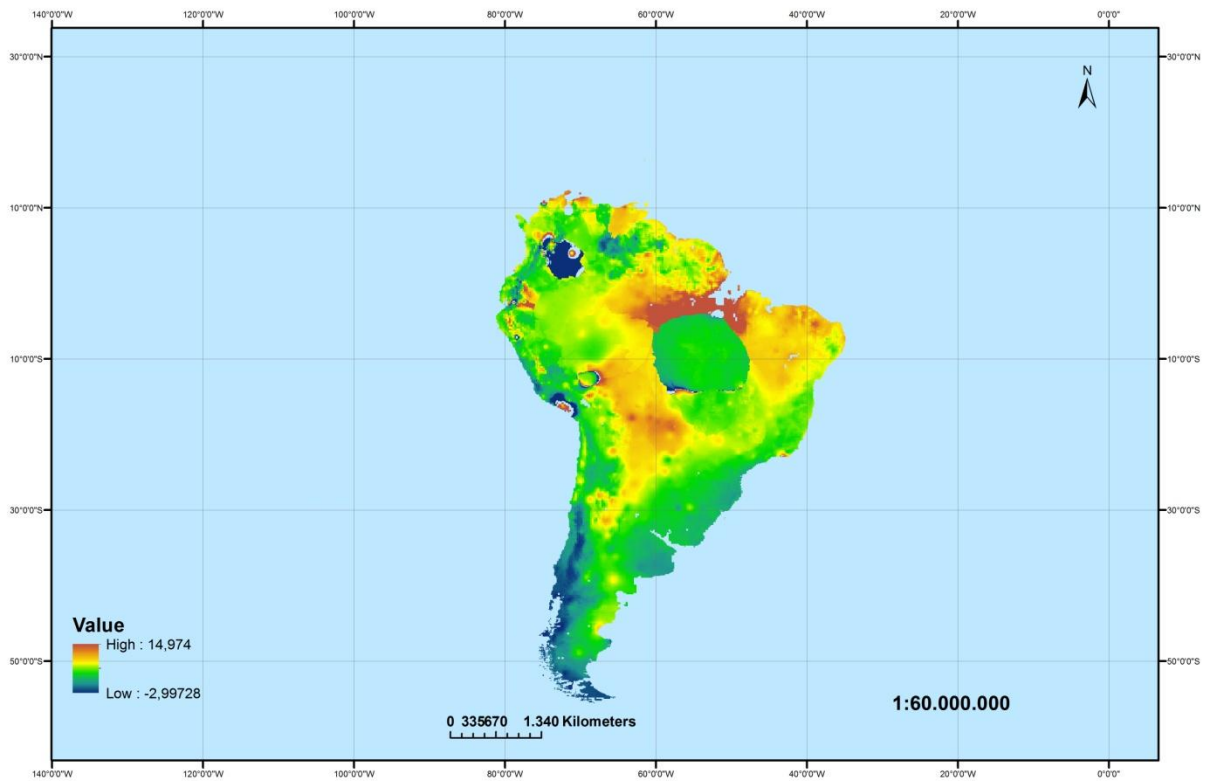
**Εικόνα Π1-50: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Ιουνίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



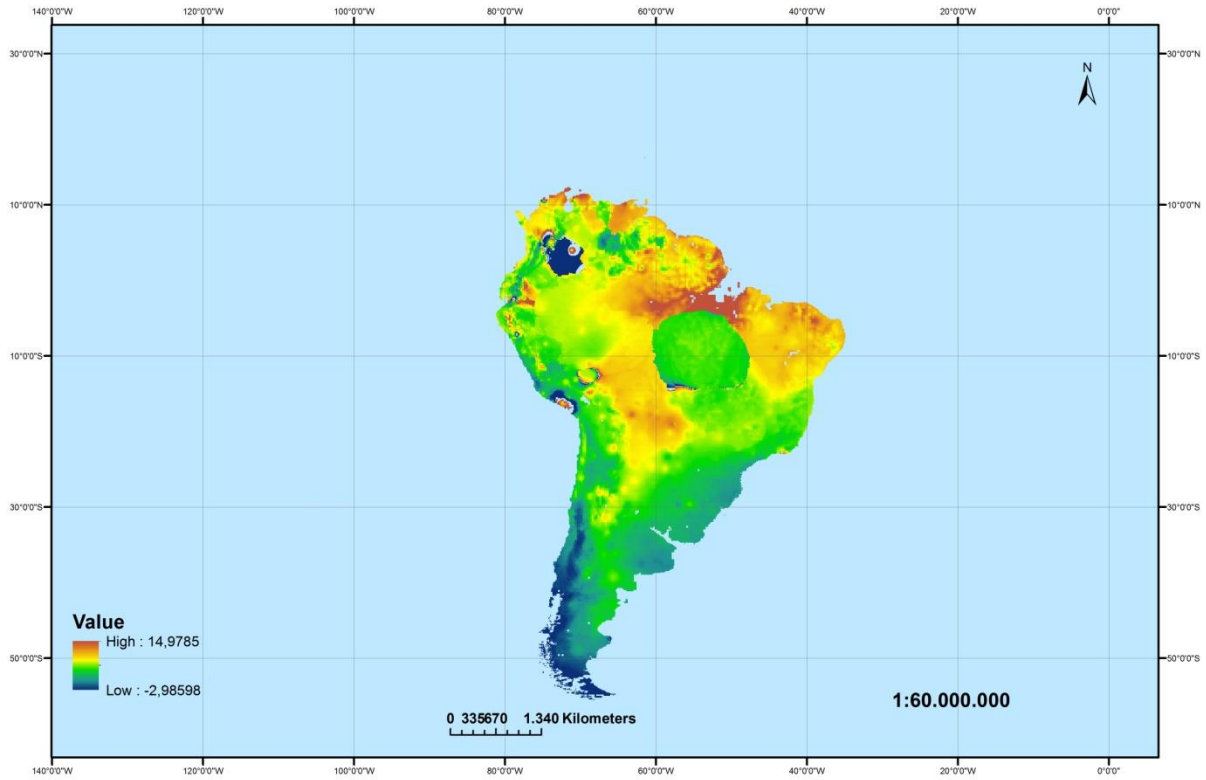
**Εικόνα Π1-51: Χάρτης δυναμικής εξατμοδιαπνοής Ιουλίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



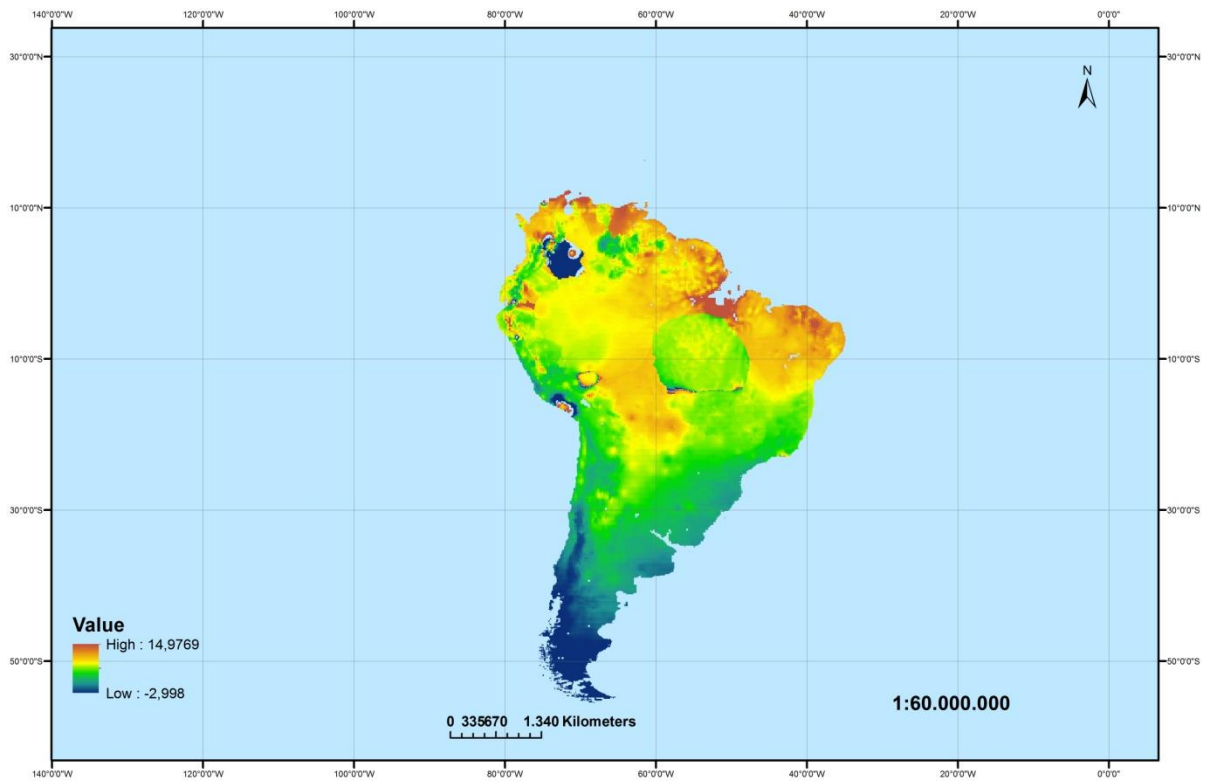
**Εικόνα Π1-52: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαποής Αυγούστου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



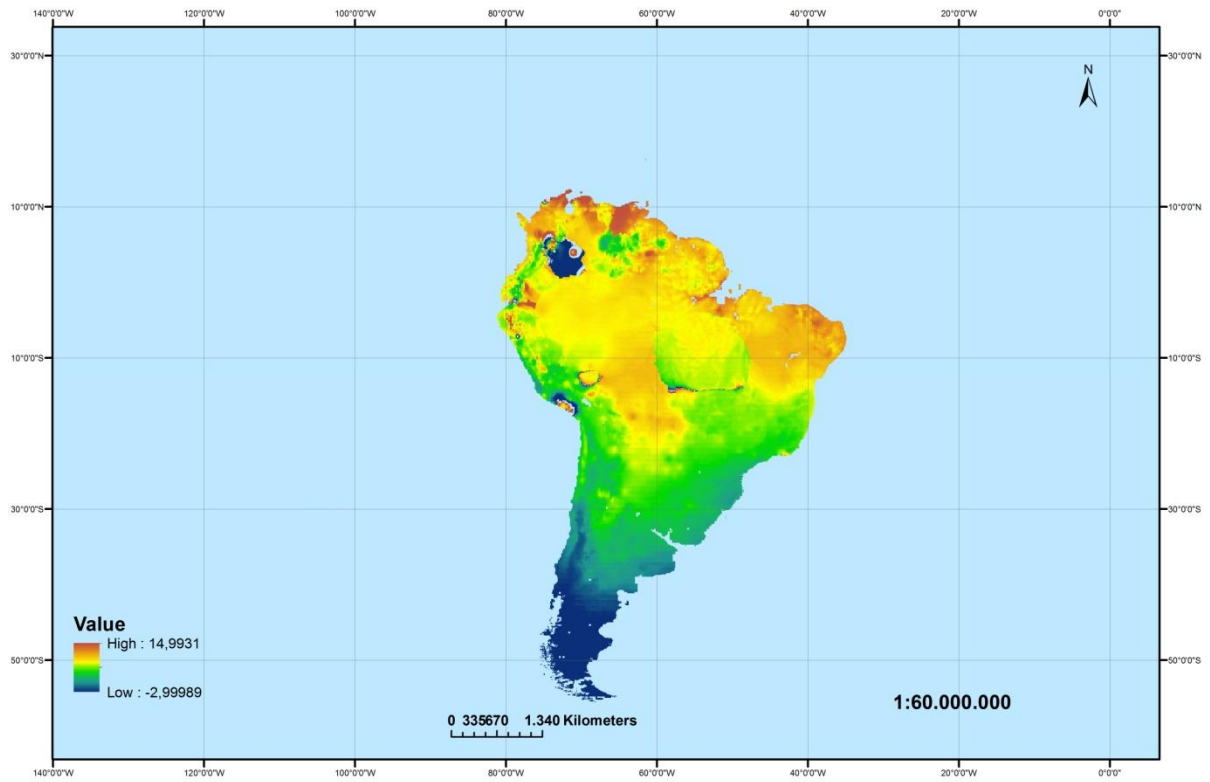
**Εικόνα Π1-53: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαποής Σεπτεμβρίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



**Εικόνα Π1-54: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνοής Οκτωβρίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



**Εικόνα Π1-55: Χάρτης δνητικής εξατμοδιαπνοής Νοεμβρίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



**Εικόνα Π1-56: Χάρτης δυνητικής εξατμοδιαπνοής Δεκεμβρίου για την περιοχή της Νότιας Αμερικής (mm/day)**



## **Βιβλιογραφικές αναφορές**

- Κουτσογιάννης, Δ., και Θ. Ξανθόπουλος, 1999, Τεχνική Υδρολογία, Έκδοση 3, 418 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.
- Μπαλοδήμου- Αγατζά Α.Μ ,1991, Θεωρία σφαλμάτων και Μ.Ε.Τ, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
- Agam N, Kustas WP, Anderson MC, Norman JM, Colaizzu PD, Howell TA, Prueger JH, Meyers TD, Wilson TB. Application of the Priestley-Taylor approach in a two-source surface energy balance. *J Hydrometeorol* 2010, 11:185–198.
- Allen RG, Jensen ME, Wright JL, Burman RD. Operational estimates of reference evapotranspiration. *Agronomy Journal* 1989; 81: 650–662.
- Bouchet RJ. Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Int Assoc Hydrol Sc Publ* 1963, 62:134–142.
- Brutsaert W, Stricker H. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resour Res* 1979, 15:443–449.
- Brutsaert W. “Evaporation into the atmosphere”. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 299 pp.; 1982.
- Chow VT. *Handbook of Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill Book Company; 1964
- Crago RD, Qualls RJ, Feller M. A calibrated advection-aridity evaporation model requiring no humidity data. *Water Resour Res* 2010, 46:W09519. doi:10.1029/2009 WR008497.
- Cummings NW, Richardson B. Evaporation from lakes. *Phys Rev* 1927, 30:527–534.

- Dalezios, Nicolas R., Athanasios Loukas, and Dimitrios Bampzelis. "Spatial variability of reference evapotranspiration in Greece." *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27.23 (2002): 1031-1038.
- De Bruin HAR, Keijmann JO. The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. *J Appl Meteorol* 1979, 18:898–903
- De Bruin HAR. From Penman to Makkink. In: Hooghart J.C, ed. *Evaporation and Weather. Proceedings and Information No. 39. TNO Committee on Hydrological Research, The Hague; 1987.*
- De Luc JA. On evaporation. *Philos Trans R Soc Lond* 1792, 82:400–424.
- Ding R, Kang S, Li F, Zhang Y, Tong L. Evapotranspiration measurement and estimation using modified Priestley-Taylor model in an irrigated maize field with mulching. *Agr Forest Meteorol* 2013, 168:140–148.
- Dobson M. Observations on the annual evaporation at Liverpool in Lancashire; and on evaporation considered as a test of the moisture or dryness of the atmosphere. *Philos Trans R Soc Lond* 1777, 67:244–259.
- Dumitrescu S, Nemeč J. Hydrology: a look back and a look forward. In UNESCO, *Three centuries of scientific hydrology: key papers submitted on the occasion of the celebration of the Tercentenary of Scientific Hydrology. Paris, 9–12 September, 1974: a contribution to the International Hydrological Decade. UNESCO, Paris, 1974, 16–22.*
- Ferguson J. The rate of natural evaporation from shallow ponds. *Aust J Sci Res* 1952, 4:315–330.

- Fisher JB, Whittaker RJ, Malhi Y. ET come home: Potential evapotranspiration in geographical ecology. *Global Ecology and Biogeography* 2011; 20(1): 1–18.
- Foken T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Bound-Lay Meteorol* 2006, 119:431–447.
- Foyster, Angela M. "Application of the grid square technique to mapping of evapotranspiration." *Journal of Hydrology* 19.3 (1973): 205-226.
- Giblett MA. Some problems connected with evaporation from large expanses of water. *Proc R Soc A* 1921, 99:472–490.
- Granger RJ, Gray DM. Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *J Hydrol* 1989, 111:21–29.
- Halley E. An account of the evaporation of water, as it was experimented in Gresham College in the year 1693. With some observations thereon. *Philos Trans R Soc Lond* 1694, 18:183–190, 468-473
- Han S, Hu H, Yang D, Tian F. A complementary relationship evaporation model referring to the Granger model and the advection-aridity model. *Hydrol Process* 2011, 25:2094–2101.
- Han S, Hu H, Tian F. A nonlinear function approach for the normalized complementary relationship evaporation model. *Hydrol Process* 2012, 26:3973–3981.
- Hansen S. Estimation of potential and actual evapotranspiration. *Nordic Hydrol* 1984, 15:205–212.

- Hobbins MT, Ramírez JA, Brown TC, Claessens LHJM. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: the complementary relationship areal evapotranspiration and advection-aridity models. *Water Resour Res* 2001, 37:1367–1387.
- Jeffreys H. Some problems of evaporation. *Phil Mag* 1918, Series 6, 35:270–280.
- Jensen ME, Burman RD, Allen RG. Evapotranspiration and irrigation water requirement. *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice*, 70; 1990
- Koutsoyiannis, D., 2009. Seeking parsimony in hydrology and water resources technology (solicited), European Geosciences Union General Assembly 2009, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, Vienna, 11469. (<http://www.itia.ntua.gr/en/docinfo/906/>)
- Koutsoyiannis, D., 2014. Reconciling hydrology with engineering. *Hydrol. Res.* 45 (1), 2-24
- Koutsoyiannis, D., Xanthopoulos, Th., 1999. *Engineering Hydrology*, third ed., National Technical University of Athens, Athens. (<http://www.itia.ntua.gr/en/docinfo/115/>)
- Lee TM, Swancar A. Influence of evaporation, groundwater, and uncertainty in the hydrologic budget of Lake Lucerne, a seepage lake in Polk County. *USGS Water-Supply Paper* 2439, Polk County, FL, 1997.
- Linacre ET. Data-sparse estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. *Agr Forest Meteorol* 1993, 64:237–256.
- Lingling Zhao, Jun Xia, Chong-yu Xu, Zhonggen Wang, Leszek Sobkowiak, Cangrui Long, Evapotranspiration estimation methods in hydrological models, *Journal of Geographical Sciences* April 2013, Volume 23, Issue 2, pp 359-369

- Livingston GJ. An annotated bibliography on evaporation. *Mon Weather Rev* 1908, 36:181–186.
- Lu J, Sun G, McNulty SG, Amatya DM. A comparison of six potential comparison evapotranspiration methods for regional use in the South-eastern United States. *Journal of the American Water Resources Association* 2005; 41: 621–633
- Makkink GF. Ekzameno de la formula de Penman. *Neth J Agr Sci* 1957, 5:290–305 (in Esperanto).
- Mamassis, N., Panagoulia, D., Novcovic, A., 2014. Sensitivity analysis of Penman evaporation method, *Global NEST Journal*, Vol.16, No 4, pp. 628-639.
- Mancosu, Noemi, Richard L. Snyder, and Donatella Spano. "Procedures to develop a standardized reference evapotranspiration zone map." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 140.9 (2014): A4014004.
- Mardikis, M. G., D. P. Kalivas, and V. J. Kollias. "Comparison of interpolation methods for the prediction of reference evapotranspiration—an application in Greece." *Water Resources Management* 19.3 (2005): 251-278.
- McJannet DL, Webster IT, Cook FJ. An areadependent wind function for estimating open water\ evaporation using land-based meteorological data. *Environ Model Software* 2012, 31:76–83.
- Mecham BQ. Scheduling turfgrass irrigation by various ET equations. *Evapotranspiration and irrigation scheduling*. In: *Proceedings of the Irrigation International Conference*. 3–6 November, San Antonio; 1996

- Meek DW, Phene CJ. Accuracy of estimated reference crop evapotranspiration. *J Irrig Drain E-ASCE* 1991, 117:975–977.
- Merz, Ralf, and Günter Blöschl. "Regionalisation of catchment model parameters." *Journal of Hydrology* 287.1 (2004): 95-123.
- Monteith JL. Evaporation and environment. In: Fogg GE, ed. *The State and Movement of Water in Living Organisms*, vol. 19. London: Cambridge University Press; 1965, 205–234. Symposium Society Experimental Biology.
- Oudin L, Hervieu F, Michel C., Perrin C., 2004, Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall- runoff model?, *Journal of Hydrology*
- Penman HL. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In: *Proceedings of the Royal Society of London* 1948; 193: 120–145
- Penman HL. The dependence of transpiration on weather and soil conditions. *J Soil Sci* 1950, 1:74–89.
- Priestley CHB, Taylor RJ. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon Weather Rev* 1972, 100:81–92.
- Sartori E. Prediction of the heat and mass transfer from free water surface in the turbulent flow case. In: Horigome T, Kimura K, Takakura T, Nishino T, Fuji I, eds. *Proceedings of the 1989 I.E. Solar World Congress*. Kobe, Pergamon Press, Oxford.; 1989, 2343–2347.
- Schmidt W. Strahlung und Verdunstung in freien Wasserflächen: ein Beitrag zum Wärmehaushalt des Weltmeers und zum Wasserhaushalt der Erde. *Ann Hydrographie Matitimen Meteorol* 1915, 43:111–124, 169–178.

- Sentelhas PC, Gillespie TJ, Santos EA. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management* 2010; 97(5): 635–644.
- Shuttleworth W.J, Calder I.W. Has the Priestley-Taylor equation any relevance to forest evaporation? *J Appl Meteorol* 1979, 18:639–646.
- Shuttleworth WJ, Wallace JS. Calculating the water requirements of irrigated crops in Australia using the Matt-Shuttleworth approach. *Trans ASABE* 2009, 52:1895–1906.
- Sill BL. Free and forced convection effects on evaporation. *J Hydraul Eng* 1983, 109:1216–1231.
- Slatyer RO, McIlroy IC. Evaporation and the principle of its measurement. In: *Practical Meteorology*, CSIRO (Australia) and UNESCO, Paris, 1961.
- Szilagyi J. Temperature corrections in the Priestley– Taylor equation of evaporation. *J Hydrol* 2014, 519:455–464.
- Tegos A. Simplification of evapotranspiration estimation in Greece. Postgraduate Thesis. Department of Water Resources and Environmental Engineering – National Technical University of Athens, Athens; 2007 (in Greek; <http://itia.ntua.gr/en/docinfo/820/>)
- Tegos A., Efstratiadis A., Koutsoyiannis D., 2013. A Parametric Model for Potential Evapotranspiration Estimation Based on a Simplified Formulation of the Penman-Monteith Equation. In: *Evapotranspiration-An Overview*. S. Alexandris.(Ed.), InTech, pp. 143-165. (<http://www.itia.ntua.gr/en/docinfo/1284/>)

- Tegos, A., Efstratiadis, A., Malamos, N., Mamassis, N., & Koutsoyiannis, D. (2015). Evaluation of a parametric approach for estimating potential evapotranspiration across different climates. *Agriculture and Agricultural Science Procedia*, 4, 2-9.
- Tegos, A., Malamos, N., & Koutsoyiannis, D. (2015). A parsimonious regional parametric evapotranspiration model based on a simplification of the Penman–Monteith formula. *Journal of Hydrology*, 524, 708-717.
- Tegos, A., Mamassis, N., & Koutsoyiannis, D. (2009, April). Estimation of potential evapotranspiration with minimal data dependence. *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 11, p. 1937).
- Thornthwaite CW, Holzman B. The determination of land and water surfaces. *Mon Weather Rev* 1939, 67:4–11.
- Todorovic M. Single-layer evapotranspiration model with variable canopy resistance. *J Irrig Drain E-ASCE* 1999, 125:235–245.
- Tsouni A, Contoes C, Koutsoyiannis D, Elias P, Mamassis N. Estimation of actual evapotranspiration by remote sensing: Application in Thessaly Plain, Greece. *Sensors* 2008; 8(6): 3586–3600.
- Vicente-Serrano, Sergio M., Siham Lanjeri, and Juan I. López-Moreno. "Comparison of different procedures to map reference evapotranspiration using geographical information systems and regression-based techniques." *International Journal of Climatology* 27.8 (2007): 1103-1118.