



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΑΓΡΟΝΟΜΩΝ ΚΑΙ ΤΟΠΟΓΡΑΦΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ – ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ

**Μελέτη και ανάπτυξη μεθόδων εκτίμησης της εδαφικής
υγρασίας από τηλεπισκοπικά δεδομένα**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

του φοιτητή

Σταύρου Γ. Χλωροκώστα

Επιβλέπων : Βασιλεία Καραθανάση
Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Ε.Μ.Π.

Αθήνα Σεπτέμβριος 2014



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΑΓΡΟΝΟΜΩΝ ΚΑΙ ΤΟΠΟΓΡΑΦΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ – ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ

**Μελέτη και ανάπτυξη μεθόδων εκτίμησης της εδαφικής
υγρασίας από τηλεπισκοπικά δεδομένα**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

του φοιτητή

Σταύρου Γ. Χλωροκώστα

Επιβλέπων : Βασιλεία Καραθανάση
Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Ε.Μ.Π.

Εγκρίθηκε από την τριμελή εξεταστική επιτροπή στις 15 Σεπτεμβρίου του 2014.

.....
Β. Καραθανάση
Αν.Καθηγήτρια Ε.Μ.Π.

.....
Δ. Αργιαλάς
Καθηγητής Ε.Μ.Π.

.....
Κ. Καράτζαλος
Λέκτορας Ε.Μ.Π.

Αθήνα Σεπτέμβριος 2014

.....
Σταύρος Γ. Χλωροκώστας
Διπλωματούχος Αγρονόμος και Τοπογράφος Μηχανικός Ε.Μ.Π.

Copyright © Σταύρος Γ. Χλωροκώστας 2014
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει ως θέμα την **μελέτη μεθόδων εκτίμησης εδαφικής υγρασίας από τηλεπισκοπικά δεδομένα**, όπως επίσης και **την εφαρμογή και την αξιολόγηση ορισμένων από αυτές τις μεθόδους**. Εκπονήθηκε στο Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης της Σχολής Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών του Εθνικού Μετσοβίου Πολυτεχνείου.

Η εδαφική υγρασία αποτελεί πολύ σημαντική μεταβλητή του εδάφους, καθώς έχει άμεση επίδραση στην ικανότητα ανάπτυξης βλάστησης, αλλά και στην διαμόρφωση του τοπικού κλίματος. Οι μέθοδοι δειγματοληψίας επί του πεδίου έχουν αποδειχτεί εξαιρετικά δαπανηρές και χρονοβόρες κάτι που δεν επιτρέπει την εφαρμογή τους σε εργασίες μεγάλης κλίμακας. Η εξέλιξη όμως της τεχνολογίας των μικροκυματικών και υπερφασματικών δεκτών, όπως και η ταχεία πρόοδος της επιστήμης της Τηλεπισκόπησης, προσφέρουν νέες δυνατότητες στην εκτίμηση και παρακολούθηση εδαφικών χαρακτηριστικών σε εργασίες μεγάλης κλίμακας. Στην παρούσα εργασία μελετώνται: πρώτον, η θεωρία στην οποία βασίζεται η τηλεπισκοπική παρατήρηση εδαφικών χαρακτηριστικών, δεύτερον, οι εξελίξεις στις έρευνες ανάπτυξης μεθόδων τηλεπισκοπικής εκτίμησης της εδαφικής υγρασίας, και τρίτον η εφαρμογή ορισμένων από αυτές τις μεθόδους και έλεγχος της ποιότητας των αποτελεσμάτων τους.

Στο σημείο αυτό θα ήθελνα να ευχαριστήσω την κ. Βασιλεία Καραθανάση, επιβλέπουσα καθηγήτρια κατά την εκπόνηση της εργασίας αυτής, για τον χρόνο που αφιέρωσε στο άτομό μου με σκοπό την μετάδοση πολύτιμης βοήθειας και γνώσεων, όπως επίσης και την ολοκλήρωση αυτής της εργασίας. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω όλο το προσωπικό του Εργαστηρίου Τηλεπισκόπησης, και κυρίως τον Δρ. Πολυχρόνη Κολοκούση για τον άπλετο χρόνο που αφιέρωσε στην επεξήγηση θεωρητικών και πρακτικών τμημάτων της εργασίας, όπως επίσης και τον υποψήφιο διδάκτορα κ. Δημήτρη Συκά για την βοήθεια στην επίλυση πολλαπλών ζητημάτων.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου για την οικονομική και ψυχολογική βοήθεια που μου προσέφεραν.

Σεπτέμβριος 2014

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	I
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	VII
ABSTRACT	IX
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	7
1.1 Το έδαφος	9
1.1.1 Εδαφικοί ορίζοντες	9
1.1.2 Φυσικές ιδιότητες του εδάφους	11
1.1.2.1 Υφή	11
1.1.2.2 Δομή.....	13
1.1.2.3 Πυκνότητα	14
1.1.2.4 Πορώδες	15
1.2 Εδαφική υγρασία	16
1.2.1 Είσοδος του νερού στο έδαφος, διήθηση και διαπερατότητα	18
1.2.2 Κορεσμός, κατακράτηση και υδροχωρητικότητα	20
1.2.3 Η επίδραση της εδαφικής υγρασίας στο κλίμα	22
1.3 Η έννοια της Φασματοσκοπίας	23
1.3.1 Η Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία.....	23
1.3.2 Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.....	28
1.3.3 Μέθοδοι μέτρησης της ακτινοβολίας	30
1.3.4 Φασματική υπογραφή και ιδιότητες του εδάφους.....	35
1.4 Μέθοδοι εκτίμησης εδαφικής υγρασίας από υπερφασματικά και πολυφασματικά δεδομένα	48
1.4.1 Το απλό ημι-εμπειρικό μοντέλο ανακλαστικότητας	50
1.4.2 Το μοντέλο Gauss για την εκτίμηση εδαφικής υγρασίας	52
1.4.3 Εκτίμηση υγρασίας με την απλή συσχέτιση λίγων μεταβλητών	55
1.4.3 Ο πολυφασματικός δείκτης εδαφικής υγρασίας SMI	62
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	65
2.1 Η Μικροκυματική Ακτινοβολία	67
2.1.1 Ιδιότητες της Μικροκυματικής Ακτινοβολίας	68

2.1.2 Παθητικοί και Ενεργητικοί Μικροκυματικοί Δέκτες.....	70
2.1.3 Παράμετροι του Παλμού Μικροκυματικής Ενέργειας.....	71
2.2 Υπολογισμός Εδαφικής Υγρασίας με Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος.....	74
2.2.1 Υπόβαθρο ιδιοτήτων εδάφους και ραντάρ	75
2.2.2 Διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους.....	78
2.2.3 Χαρακτηρισμός της εδαφικής τραχύτητας	80
2.2.4 Στατιστική της επιφανειακής τραχύτητας.....	82
2.2.5 Μετρήσεις επιφανειακής τραχύτητας στο πεδίο (in situ).....	84
2.3 Μοντέλα οπισθοσκέδασης για γυμνά εδάφη.....	86
2.3.1 Ήμι-εμπειρικά μοντέλα	86
2.3.2. Θεωρητικά μοντέλα οπισθοσκέδασης	88
2.3.3. Αριθμητικά μοντέλα οπισθοσκέδασης	88
2.3.4. Αναλυτικά μοντέλα οπισθοσκέδασης	90
2.3.5 Μοντελοποίηση της βλάστησης	92
2.4 Ανάκτηση τιμών εδαφικής υγρασίας.....	95
2.4.1 Εκτίμηση υγρασίας με ανίχνευση μεταβολών (Change Detection)	96
2.4.2 Γραμμική και μή γραμμική παρεμβολή.....	97
2.5 Μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας σε κλίμακα λεκάνης απορροής.....	98
2.5.1 Χωρική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας	98
2.5.2 Χρονική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας	100
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3.....	103
3.1 Γραμμικές συσχετίσεις πολλαπλών μεταβλητών	105
3.2 Παλινδρόμηση με την Μέθοδο Ελαχίστων Τετραγώνων.....	107
3.2.1 Περιγραφή του μοντέλου PLSR	107
3.2.2 Γεωμετρική ερμηνεία του μοντέλου PLSR.....	109
3.2.3 Επιλογή του αριθμού των συνιστωσών σε ένα μοντέλο PLSR	110
3.2.4 Οι αλγόριθμοι NIPALS και SIMPLS.....	112
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4.....	115
4.1 Περιοχή μελέτης και διαθέσιμα δεδομένα	117
4.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά της περιοχής.....	117
4.1.2 Μικροκυματικά δεδομένα	118
4.1.2 Υπερφασματικά δεδομένα.....	121

4.1.3 Πολυφασματικά δεδομένα LandSat.	124
4.2 Εκτίμηση υγρασίας από δεδομένα TerraSAR-X.....	126
4.2.1 Αφαίρεση θορύβου / Despeckle.....	126
4.2.2 Συσχέτιση οπισθοσκέδασης και εδαφικής υγρασίας	130
4.2.3 Αξιολόγηση και παρατηρήσεις	132
4.3 Εκτίμηση υγρασίας από υπερφασματικά δεδομένα	133
4.3.1 Προεπεξεργασία δεδομένων	133
4.3.2 Ανάπτυξη μοντέλων συσχέτισης PLSR για την εκτίμηση εδαφικής υγρασίας .	139
4.3.3 Μεταφερσιμότητα μοντέλου. Εφαρμογή των μοντέλων υγρασίας εδάφους σε υπερφασματική απεικόνιση.....	143
4.3.4 Αξιολόγηση της μεταφερσιμότητας του μοντέλου και παρατηρήσεις.....	148
4.4 Εκτίμηση υγρασίας από πολυφασματικά δεδομένα LandSat.....	154
4.4.1 Υπολογισμός του δείκτη υγρασίας SMI.....	154
4.4.2 Αξιολόγηση και παρατηρήσεις	159
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	163
ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	169
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	171

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η εκπόνηση εργασιών μεγάλης κλίμακας με δειγματοληψίες επί του πεδίου έχει αποδειχτεί υπερβολικά δαπανηρή, γεγονός που έχει οδηγήσει την επιστημονική κοινότητα στην αναζήτηση μεθόδων μέσω της επιστήμης της Τηλεπισκόπησης. Η επιστήμη της Τηλεπισκόπησης προσφέρει μεθόδους παρακολούθησης εδαφικών χαρακτηριστικών για εργασίες μεγάλης κλίμακας. Μέσω της φασματοσκοπίας εδάφους, δηλαδή της μελέτης της αλληλεπίδρασης της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας με το έδαφος, είναι δυνατή η εκτίμηση της φυσικής και χημικής σύστασης του εδάφους. Ωστόσο, η εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας έχει αποδειχτεί δύσκολη υπόθεση, και αποτελεί αντικείμενο μελέτης μέχρι και σήμερα.

Εξελίξεις στην χρήση μικροκυματικών δεδομένων, και ιδιαίτερα δεκτών Ρανταρ Συνθετικού Ανοίγματος (Synthetic Aperture Radar - SAR), έχουν αποφέρει αρκετά καλά αποτελέσματα υψηλής ακρίβειας και χωρικής ανάλυσης, μέσω της χρήσης μοντέλων οπισθοσκέδασης. Όμως η προσβασιμότητα των υπερφασματικών και πολυφασματικών δεδομένων, έχει οδηγήσει την επιστημονική κοινότητα στην αναζήτηση μεθόδων εκτίμησης της υγρασίας, που χρησιμοποιούν ακτινοβολίες του εγγύς και μέσου υπέρυθρου. Οι μέθοδοι που έχουν μέχρι τώρα αναπτυχθεί δεν φέρουν ικανοποιητικά αποτελέσματα κυρίως λόγω της επίδρασης της ατμόσφαιρας στις ακτινοβολίες αυτού του τμήματος του φάσματος. Τα σφάλματα που προκαλούνται από την σκέδαση και την απορρόφηση της ατμόσφαιρας στα υπερφασματικά δεδομένα, καθιστούν την εκτίμηση της υγρασίας δύσκολη έως και αδύνατη.

Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας μελετήθηκε η δυνατότητα εκτίμησης της υγρασίας ακάλυπτων εδαφών, με χρήση α) μικροκυματικών, και β) υπερφασματικών/πολυφασματικών δεδομένων. Η έλλειψη μετρήσεων εδαφικής τραχύτητας δεν επέτρεψε την εφαρμογή μοντέλων οπισθοσκέδασης, κάτι που μας περιορίσε στην απευθείας συσχέτιση της υγρασίας με τις τιμές οπισθοσκέδασης της μικροκυματικής απεικόνισης. Όσον αφορά τις υπερφασματικές μεθόδους, αναπτύχθηκαν εμπειρικά μοντέλα συσχέτισης υγρασίας με υπερφασματικά δεδομένα ανακλαστικότητας πεδίου, με τη μέθοδο παλινδρόμησης ελαχίστων τετραγώνων. Επίσης έγινε η εφαρμογή των μοντέλων αυτών σε υπερφασματικές απεικονίσεις αερομεταφερόμενου δέκτη CASI-550, οι οποίες έχουν διορθωθεί από τις ατμοσφαιρικές επιπτώσεις. Τέλος, μελετήθηκε το επίπεδο συσχέτισης της υγρασίας εδαφικών δειγμάτων με την τιμή του δείκτη SMI (Soil Moisture Index), όπως αυτός υπολογίστηκε από δεδομένα LandSAT 7.0.

Η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων στο πλαίσιο της εργασίας αυτής πρώτον αναδεικνύει την σημαντικότητα των μετρήσεων εδαφικής τραχύτητας για την εκτίμηση εδαφικής υγρασίας από δεδομένα SAR. Δεύτερον αναδεικνύεται η καταλληλότητα των επίγειων φασματικών δεδομένων στην εκτίμηση της υγρασίας. Τρίτον αναδεικνύεται η αδυναμία της μεταφορισιμότητας των μοντέλων εκτίμησης υγρασίας με χρήση επίγειων

φασματικών δεδομένων σε υπερφασματικές απεικονίσεις λόγω της επίδρασης της ατμόσφαιρας. Τέλος αναδεικνύεται η ικανότητα του δείκτη υγρασία SMI στην εκτίμηση εδαφικής υγρασίας με χρήση πολυφασματικών δεδομένων Landsat.

Από τη μελέτη αυτή, δεν μπόρεσαν να εξαχθούν συμπεράσματα για τη συμβολή των υπερφασματικών δεδομένων στην εκτίμηση της υγρασίας, λόγω έλλειψης κατάλληλων επίγειων μετρήσεων για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων.

ABSTRACT

Large scale operations entirely constituted by in situ soil sampling are proving to be extremely costly, something that had lead towards the pursuit of alternative methods in the field of Soil Remote Sensing. Remote Sensing offers new methods for monitoring soil characteristics, especially for large scale operations. Through soil spectroscopy - the study of interactions between electromagnetic radiation and the soil - it's been made possible to assess the physical and chemical structure of the soil. However, estimating soil moisture through remote sensing has proved to be a challenging task and is still a matter of continuous research.

Latest developments in the use of microwaves, and the development of the Synthetic Aperture Radar (SAR) sensors, have yielded high accuracy, high resolution results in soil moisture estimation, through the use of backscattering modeling. However, the superior accesibility of multispectral and hyperspectral data has lead towards the research of soil moisture estimation methods that make use of Near Infrared and Mid Infrared radiation. Until today, most of the hyperspectral methods of assessing soil moisture have been proven unreliable, due to the effect of the atmosphere in those areas of the spectrum. The atmospheric absorbance and scattering causes significant moisture retrieval errors, rendering the use of hyperspectral data difficult or impossible.

This thesis studied the level of correlation between in situ soil moisture measurements and a) SAR, and b) hyperspectral and multispectral data. The lack of in situ soil roughness measurements prevented the use of backscattering models, only leaving room for the study of direct correlation of backscatter values and moisture. Regarding the use of hyperspectral data, empeirical correlation models were calculated through the use of the Partial Least Square Regression. These models consisted of a linear correlation between in situ soil moisture measurements and their reflectance values. The models were validated and tested on airborne atmospherically corrected hyperspectral images aquired by the CASI-550 sensor. Lastly, the correlation between the value of the multispectral Soil Moisture Index (SMI) derived from LandSat 7.0 data, and soil moisture values has been studied.

The evaluation of the results highlighted the importance of soil surface roughness measurements in the estimation of soil moisture using SAR data. Moreover, the ability to estimate soil moisture through in situ spectro-radiometer data is confirmed. However, transferability of models based on in situ data spectro-radiometer present weakness when applied on hyperspectral images. Atmospheric effects increase the error of these models. Models based on hyperspectral data could not be applied due to lack of in-situ soil moisture data during the time of hyperspectral image acquisition.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η επιστήμη της Τηλεπισκόπησης, σύμφωνα με τους Gerard & Richard (2005), έχει ως αντικείμενο την παρατήρηση της επιφάνειας του πλανήτη με σκοπό την συλλογή δεδομένων, η επεξεργασία και ανάλυση των οποίων, μπορεί να βοηθήσει στην εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων για ποικιλία χαρακτηριστικών του εδάφους, όπως για παράδειγμα φυτοκάλυψη, ποιότητα νερού ή εδάφους και εδαφική τραχύτητα. Τα δεδομένα που συλλέγονται είναι τιμές έντασης ακτινοβολίας όπως αυτή διαθλάται ή εκπέμπεται από την επιφάνεια της γής, οι οποίες καταγράφονται με την βοήθεια ειδικών δεκτών, διαστημικών ή αερομεταφερόμενων, κάτι που επιτρέπει στους ερευνητές την μελέτη μεγάλων εκτάσεων από απόσταση με ελάχιστη μέχρι και καμία επαφή με την υπο εξέταση περιοχή, όπως συνηθίζεται σε μελέτες επί του πεδίου (in situ). Η ευαισθησία των δεκτών ποικίλλει όσον αφορά το τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος το οποίο αυτοί μετρούν, διαχωρίζοντας τους σε πολυφασματικούς, θερμικούς και μικροκυματικούς δέκτες.

Τα τελευταία χρόνια, η εξέλιξη της επιστήμης της Τηλεπισκόπησης έχει επιτρέψει στους ερευνητές την εκτίμηση, με ικανοποιητική ακρίβεια, χαρακτηριστικών της σύστασης του εδάφους όπως οι περιεκτικότητες του εδάφους σε χημικά στοιχεία ή χημικές ενώσεις. Κεντρικό αντικείμενο της εργασίας αυτής αποτελεί η εκτίμηση του μεγέθους της υγρασίας της επιφάνειας του εδάφους. Η χωρική και χρονική κατανομή της υγρασίας αποτελεί ιδιαίτερα σημαντική μεταβλητή σε διάφορες υδρολογικές και μετεωρολογικές εφαρμογές. Από την οπτική γωνία της μετεωρολογίας, η εδαφική υγρασία και η σχετική ροή της μεταξύ του εδάφους και της ατμόσφαιρας παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στα κλιματικά πρότυπα του πλανήτη. Η συνδυασμένη δράση της εδαφικής υγρασίας με την ατμόσφαιρα μπορεί να έχει πρωτοφανείς επιπτώσεις στα κλιματικά συστήματα του πλανήτη, ιδιαίτερα εάν λάβουμε υπόψιν τον ρόλο της βλάστησης σε αυτά. Στις υδρολογικές μελέτες η εδαφική υγρασία είναι μία κρίσιμη μεταβλητή καθώς ορίζει τις αναλογίες της διήθησης και της απορροής στο έδαφος. Η διήθηση καθορίζει την ποσότητα νερού που διατίθεται για ανάπτυξη βλάστησης, ενώ η απορροή έχει μεγάλη επίδραση στην διάβρωση του εδάφους και τις λειτουργίες των ποταμών. Συνδυαζόμενες, οι επηρεαζόμενες από την εδαφική υγρασία κλιματολογικές και υδρολογικές διαδικασίες, μπορούν να έχουν αντίκτυπο σε πληθώρα ακραίων περιβαλλοντικών φαινομένων, όπως ξηρασίες ή πλημμύρες, αλλά στον καθορισμό φυσικών εδαφικών προτύπων, όπως η κατανομή ζωνών ομοιογενούς βλάστησης. Σε κάθε μία από αυτές τις περιπτώσεις η γνώση της κατανομής και της ποσότητας του νερού στο έδαφος μπορεί να βοηθήσει στην ανάπτυξη καλύτερων εργαλείων μοντελοποίησης και πρόβλεψης.

Παρά τα πολλά πλεονεκτήματα που μας παρέχει η γνώση της κατανομής της εδαφικής υγρασίας, η μέτρηση αυτής στο πεδίο παραμένει δύσκολη. Αυτό οφείλεται κυρίως στην δυσκολία και το κόστος που σχετίζεται με την συλλογή χωρικά αντιπροσωπευτικών μετρήσεων εδαφικής υγρασίας με σημειακή δειγματοληψία του εδάφους στο πεδίο. Τέτοιοι μέθοδοι απαιτούν πολύ μεγάλο ανθρώπινο κόπο και χρόνο κάτι που τις καθιστά μη πρακτικές για την εφαρμογή τους σε πολύ μεγάλες κλίμακες. Η τηλεπισκόπηση

προσφέρει, δυνητικά εφαρμόσιμες, εναλλακτικές λύσεις στον εντοπισμό της κατανομής και της ποσότητας της εδαφικής υγρασίας, σε διαφορετικές κλίμακες εδαφικής έκτασης, χωρίς την χρήση εκτενών και ακριβών μετρήσεων στο πεδίο. Πλήθος ερευνών έχουν διεξαχθεί ώστε να βρεθεί μία αξιόπιστη μέθοδος υπολογισμού της εδαφικής υγρασίας από υπερφασματικά ή μικροκυματικά δεδομένα. Η μικροκυματική τηλεπισκόπηση, είτε ενεργητική είτε παθητική, επηρεάζεται από τις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους και κατά συνέπεια, την εδαφική υγρασία. Η μεταβλητή που παρατηρείται στα μικροκυματικά δεδομένα είναι ο συντελεστής οπισθοσκέδασης "σ₀" που αντιπροσωπεύει το ποσοστό της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας που επιστρέφει στον δέκτη μετά την πρόσπτωση αυτής στο έδαφος. Η τιμή του συντελεστή οπισθοσκέδασης αποτελεί συνάρτηση πολλών χαρακτηριστικών του εδάφους ένα εκ των οποίων είναι η εδαφική υγρασία. Η πλήρης έκφραση της συνάρτησης αυτής μπορεί να επιτρέψει την απομόνωση της υγρασίας και την εκτίμηση της τιμής της.

Ο υπολογισμός της υγρασίας από υπερφασματικά δεδομένα είναι ένα αντικείμενο που απασχολεί ακόμα την επιστημονική κοινότητα καθώς δεν έχει βρεθεί μία αρκετά αξιόπιστη συσχέτιση της υγρασίας με την ανακλώμενη ακτινοβολία καθώς αυτή επηρεάζεται από πλήθος μεταβλητών του εδάφους και της ατμόσφαιρας, πολλές από τις οποίες υπερκαλύπτουν την επίδραση της υγρασίας.

Σκοπός αυτής της εργασίας είναι η ολοκληρωμένη μελέτη **του θεωρητικού υποβάθρου της αλληλεπίδρασης της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας με το έδαφος, και των μεθόδων που αυτές οι αλληλεπιδράσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας**. Για τον σκοπό αυτό η εργασία χωρίζεται σε τέσσερα κεφάλαια εκ των οποίων τα Κεφάλαια 1,2 και 3 αφορούν την ανάπτυξη της θεωρίας, και το Κεφάλαιο 4 την πρακτική εφαρμογή τμημάτων της θεωρίας στα διαθέσιμα δεδομένα μας.

Στο **Κεφάλαιο 1** γίνεται μία βραχεία αναφορά στην φύση του εδάφους και της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, όπως και του τρόπου με τον οποίο αλληλεπιδρούν. Αρχικά αναλύεται η δομή του εδάφους οι μέθοδοι κατηγοριοποίησής του, και ο τρόπος με τον οποίο το νερό εισέρχεται, αποθηκεύεται και κινείται εντός του εδάφους. Στη συνέχεια αναλύεται η φύση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στο ορατό και υπέρυθρο τμήμα του φάσματος και ο τρόπος με τον οποίο αυτή απορροφάται και εκπέμπεται από τα μόρια της ύλης. Έπειτα αναλύεται ο τρόπος με τον οποίο η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία αλληλεπιδρά με το έδαφος, οι τρόποι με τους οποίους μετράται, όπως επίσης και οι παράγοντες που επηρεάζουν τα οπτικά χαρακτηριστικά του εδάφους. Τέλος γίνεται μία βιβλιογραφική ανάλυση των μεθόδων που έχουν αναπτυχθεί για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση πολυφασματικών και υπερφασματικών δεδομένων.

Στο **Κεφάλαιο 2** γίνεται η ανάλυση των ιδιοτήτων της ακτινοβολίας του μικροκυματικού τμήματος του φάσματος. Αναλύεται η δυνατότητα της ακτινοβολίας να διαπερνά την ατμόσφαιρα και τη βλάστηση και να διεισδύει στην ύλη. Στη συνέχεια μια βραχεία ανάλυση των βασικών αρχών λειτουργίας των ενεργητικών μικροκυματικών δεκτών (ραντάρ). Έπειτα γίνεται η βιβλιογραφική ανάλυση των μεθόδων που έχουν αναπτυχθεί

για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας από θεωρητικά και ημι-εμπειρικά μοντέλα οπισθοσκέδασης.

Στο **Κεφάλαιο 3** γίνεται η ανάλυση της διαδικασίας συσχέτισης πολλαπλών μεταβλητών με τη μέθοδο παλινδρόμησης μερικών ελαχίστων τετραγώνων (Partial Least Squares Regression - PLSR). Αναλύεται η μαθηματική διατύπωση των εξισώσεων της συσχέτισης και η γεωμετρική τους ερμηνεία. Επίσης αναλύεται η λειτουργία των διαθέσιμων αλγόριθμων που χρησιμοποιούνται για την υπολογισμό τέτοιων συσχετίσεων, μαζί με τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα του καθενός.

Στο **Κεφάλαιο 4** γίνεται η πρακτική εφαρμογή των μεθόδων που αναπτύχθηκαν στην θεωρία, όπου αυτές μπορούν να εφαρμοστούν, ανάλογα με τα διαθέσιμα δεδομένα. Αρχικά γίνεται μια παράθεση των διαθέσιμων υπερφασματικών και μικροκυματικών δεδομένων. Έπειτα γίνεται η επεξεργασία των μικροκυματικών δεδομένων και η συσχέτιση των συντελεστών οπισθοσκέδασης με τις τιμές της εδαφικής υγρασίας. Στη συνέχεια γίνεται η επεξεργασία των υπερφασματικών δεδομένων εδάφους και η συσχέτιση των μεταβλητών με τις τιμές της εδαφικής υγρασίας, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της παλινδρόμησης μερικών ελαχίστων τετραγώνων. Τέλος επιχειρήθηκε η μεταφερσιμότητα του μοντέλου που αναπτύχθηκε με χρήση μετρήσεων φασματο-ραδιομέτρου, σε υπερφασματικές απεικονίσεις και η εκτίμηση του σφάλματος από την υλοποίηση της μεθόδου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

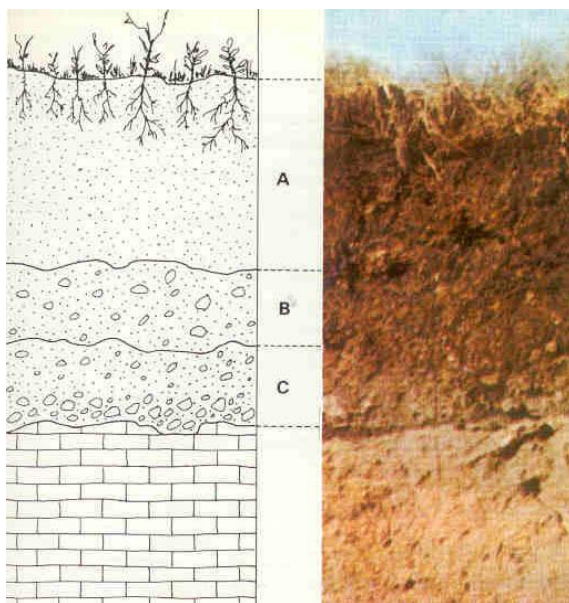
ΕΔΑΦΟΣ ΚΑΙ ΦΑΣΜΑΤΟΣΚΟΠΙΑ

1.1 Το έδαφος

Προκειμένου να μελετήσουμε την υγρασία του εδάφους και τον τρόπο με τον οποίο αυτή επηρεάζει τις οπτικές ιδιότητες του εδάφους, είναι συνετό να εμβαθύνουμε πρώτα στην φύση του εδάφους, της μηχανικές και χημικές του ιδιότητες, όπως και τον τρόπο με τον οποίο αυτό κατακρατά το νερό.

Το έδαφος είναι ένα μείγμα ορυκτών, οργανικής ύλης, υγρών και εκατομμυρίων μικροοργανισμών, χαρακτηριστικά που όλα μαζί μπορούν να υποστηρίξουν την ύπαρξη φυτικής ζωής. Είναι ένα φυσικό σώμα που αποτελεί τμήμα της πεδόςφαιρας της Γής και εκτελεί τέσσερις βασικές λειτουργίες: είναι το μέσο ανάπτυξης της βλάστησης, είναι ένα μέσο αποθήκευσης, παροχής και φιλτραρίσματος νερού, είναι τροποποιητής της ατμόσφαιρας, και τέλος, είναι το ενδιαίτημα οργανισμών που συμμετέχουν στην αποσύνθεση και στην δημιουργία του φυσικού περιβάλλοντος άλλων οργανισμών. Είναι το τελικό αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης του κλίματος, της τοπογραφίας, της δραστηριότητας των ζωντανών οργανισμών, και των μητρικών υλικών στο βάθος του χρόνου. Το έδαφος συνέχεια εξελίσσεται και μεταβάλλεται από πληθώρα φυσικών και χημικών διεργασιών όπως οι καιρικές συνθήκες και η διάβρωση.

1.1.1 Εδαφικοί ορίζοντες



Εάν κάνουμε μία κατακόρυφη τομή στο έδαφος (Εικόνα 1.1) θα παρατηρήσουμε ότι αυτό αποτελείται από διαφορετικά στρώματα. Τα στρώματα αυτά, αλλιώς ονομαζόμενα εδαφικοί ορίζοντες, αποτελούν το προφίλ του συγκεκριμένου εδάφους και διαφέρουν μεταξύ τους όσον αφορά τα φυσικά τους χαρακτηριστικά (υφή, δομή, πυκνότητα, πορώδες, θερμοκρασία, χρώμα και χημική αντιδραστικότητα). Οι εδαφικοί ορίζοντες δεν έχουν σαφώς διακριτά όρια αλλά διαφέρουν σε μεγάλο βαθμό μεταξύ τους όσον αφορά το πάχος τους.

Ένα πολύ βασικό και απλοϊκό εδαφικό προφίλ μπορεί να περιγραφεί ως εξής:

- Ορίζοντας O, που αποτελεί ένα επιφανειακό στρώμα πάχους 0 έως 5 εκατοστών όπου εναποτίθεται η οργανική ύλη

Εικόνα 1.1: Παράδειγμα εδαφικού προφίλ (Πηγή: "<http://en.wikipedia.org/wiki/Soil#mediaviewer/File:Estructura-suelo.jpg>")

- Ορίζοντας A, πάχους 20 έως 30 εκατοστών, που αποτελεί μίγμα ορυκτού εδάφους και οργανικής ύλης. Το στρώμα αυτό είναι αντικείμενο γεωργικής επεξεργασίας και έχει συνήθως σκούρο χρώμα (καφέ έως μαύρο)
- Ορίζοντας B, πάχους 40 έως 50 εκατοστών, που αποτελεί το υπέδαφος. Χαρακτηρίζεται από χημικές ιδιότητες όμοιες με αυτές του μητρικού πετρώματος (ορίζοντας C), μειωμένη περιεκτικότητα σε οργανική ύλη και αυξημένη περιεκτικότητα σε ορυκτή ύλη.
- Ορίζοντας C, που αποτελεί στρώμα συμπαγούς πετρώματος που από την διάβρωση του οποίου προέκυψαν τα παραπάνω στρώματα.

1.1.2 Φυσικές ιδιότητες του εδάφους

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, το έδαφος χαρακτηρίζεται από ένα σύνολο φυσικών ιδιοτήτων, οι περισσότερες από τις οποίες καθορίζουν τον βαθμό διείσδυσης του αέρα και του νερού στο έδαφος, όπως και την δυνατότητα του εδάφους να κατακρατά το νερό που διεισδύει σε αυτό. Οι σημαντικότερες φυσικές ιδιότητες του εδάφους είναι η υφή, η δομή, η πυκνότητα και το πορώδες.

1.1.2.1 Υφή

Τα τρία βασικά υλικά των εδαφών είναι η άμμος (sand), η φυσική ιλύς (silt) και η άργιλος (clay), και τα ποσοστά περιεκτικότητάς τους στο έδαφος ορίζουν την υφή του, συνεπώς και την διαπερατότητα, το πορώδες, την διηθητικότητα, την υδατοχωρητικότητα και την ευαισθησία του εδάφους στην διάβρωση.

Η άμμος και η ιλύς είναι παράγωγα φυσικής ή χημικής αποσάθρωσης ενώ η άργιλος μπορεί να προκύψει μόνο από χημική αποσάθρωση υλικών ή ως ίζημα κατά την διάλυση ορυκτών υλικών. Κάθε κατηγορία χαρακτηρίζεται από διαφορετικές χημικές και φυσικές ιδιότητες, τις οποίες και προσδίδει στο έδαφος στο οποίο εμπεριέχεται και ανάλογα με το ποσοστό περιεκτικότητας. Ένα πρωταρχικό χαρακτηριστικό για τον διαχωρισμό των υλικών αυτών είναι το μέγεθος του κόκκου όπως φαίνεται στον Πίνακα 1.1.

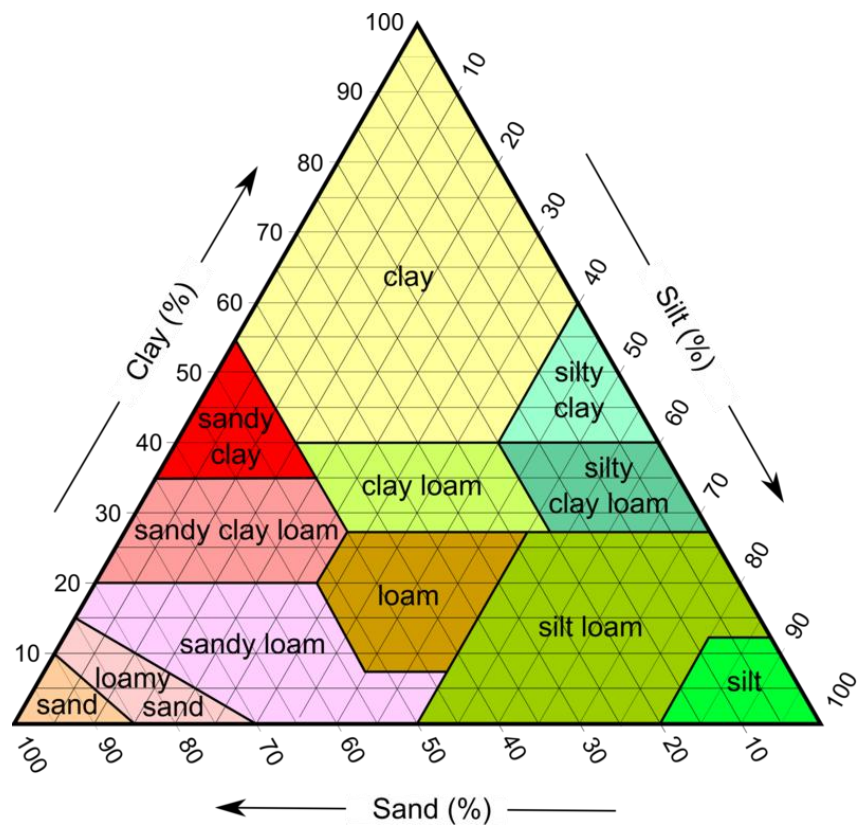
Πίνακας 1.1: Ταξινόμηση εδάφους ανάλογα με τη διάμετρο σωματιδίου

Όνομα Υλικού	Διάμετρος Σωματιδίου
Άργιλος	<0.002mm
Ιλύς	0.002 έως 0.05 mm
Πολύ λεπτή άμμος	0.05 έως 0.10 mm
Λεπτή άμμος	0.10 έως 0.25 mm
Μέτρια άμμος	0.25 έως 0.5 mm
Χονδρή άμμος	0.5 έως 1.0 mm
Πολύ χονδρή άμμος	1.0 έως 2.0 mm
Χαλίκι	2.0 έως 75.0 mm
Λίθος	>75.0 mm

(Πηγή: "<http://www.ext.colostate.edu/mg/gardennotes/214.html>")

Σε αντιστοιχία με την διάμετρο των σωματιδίων τους οι κατηγορίες αυτές εμφανίζουν διαφορές στο πορώδες, την αντοχή στην διάβρωση και την χημική αντιδραστικότητα καθώς το μέγεθος του σωματιδίου σχετίζεται άμεσα με την ενεργή επιφάνεια του

σώματος. Η άμμος είναι το λιγότερο χημικά ενεργό συστατικό και προσδίδει στο έδαφος μικρή χημική αντιδραστικότητα, μεγάλο πορώδες και μικρή αντοχή στην διάβρωση. Αντίθετα, η άργιλος, λόγω της πολύ μικρής επιφάνειας των σωματιδίων του, εμφανίζει χαμηλό πορώδες, υψηλή χημική αντιδραστικότητα και μεγάλη δυνατότητα ανταλλαγής κατιόντων. Επίσης, λόγω των χημικών δεσμών που σχηματίζονται μεταξύ των δεσμών της άργιλου, εδάφη με μεγάλες περιεκτικότητες σε άργιλο είναι πολύ ανθεκτικά στην διάβρωση. Η φυσική ιλύς βρίσκεται ανάμεσα στην άμμο και στην άργιλο όσον αφορά τα μεγέθη των σωματιδίων της, κάτι που συνεπάγεται και μετριασμένα χαρακτηριστικά όσον αφορά το πορώδες, την αντοχή στην διάβρωση και τη χημική αντιδραστικότητα.



Διάγραμμα 1.1: Τρίγωνο ταξινόμησης εδαφών
 (Πηγή:" http://en.wikipedia.org/wiki/Soil#mediaviewer/File:SoilTexture_USDA.png")

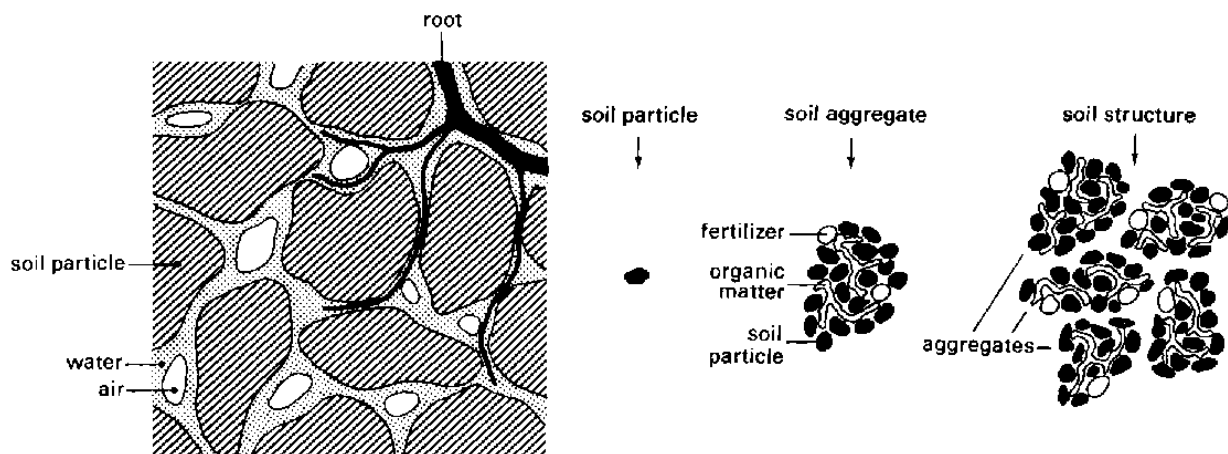
Τα εδάφη ανάλογα με τα ποσοστά περιεκτικότητάς τους σε αυτά τα τρία βασικά συστατικά, ταξινομούνται σε κατηγορίες, με διαφορετικές ονομασίες, οι οποίες συνοψίζονται στο τρίγωνο ταξινόμησης εδαφών (Διάγραμμα 1.1) που συντάχθηκε από το Υπουργείο Γεωργίας των Ηνωμένων Πολιτειών (United States Department of Agriculture - USGA). Στην ταξινόμηση αυτή δεν συμπεριλαμβάνονται τα εδάφη με

υψηλή περιεκτικότητα σε οργανική ύλη, τα οποία ονομάζονται "Οργανικά" στις εξής τρεις περιπτώσεις (Donahue, Shickluna et al., 1977):

- Όταν το ποσοστό ορυκτής ύλης στο έδαφος είναι 0% άργιλος και η οργανική ύλη σε ποσοστό 20%, ή περισσότερο
- Όταν το ποσοστό ορυκτής ύλης στο έδαφος είναι 0 έως 50% άργιλος και η οργανική ύλη μεταξύ 20% και 30%
- Όταν ποσοστό ορυκτής ύλης στο έδαφος είναι 50% άργιλος, ή περισσότερο, και η οργανική ύλη 30%, ή περισσότερο

1.1.2.2 Δομή

Κατά την διάρκεια των διαφόρων μεταβολών στις οποίες υπόκειται το έδαφος, τα σωματίδια άμμου, ιλύος και άργιλου που το αποτελούν, συγκοιώνται μεταξύ τους και συμπύσσονται σχηματίζοντας σβώλους (aggregates), όπως φαίνεται στην Εικόνα 1.2. Η συγκόληση των σωματιδίων του εδάφους από την επίδραση οργανικών υλικών, οξειδίων του σιδήρου, αθρακικών αλάτων και σωματιδίων αργίλου και σιλικόνης, όπως επίσης η θραύση των σβόλων λόγω πήξης-τήξης και διαβροχής-ξηράνσης, προσδίδουν στα εδάφη την γεωμετρική τους δομή (Soil Survey Division Staff, 1993). Η δομή του εδάφους επηρεάζει την κυκλοφορία του αέρα και του νερού στον όγκο του εδάφους, την θερμική του αγωγιμότητα, την ανάπτυξη της ρίζας της βλάστησης και την αντοχή του εδάφους στη διάβρωση. Η κυκλοφορία του νερού έχει την ισχυρότερη επίδραση στην δομή του εδάφους λόγω της διάλυσης και της καθίζησης των υλικών που προκαλεί στα υλικά του εδάφους, αλλά και την επίδραση που έχει στην ανάπτυξη της βλάστησης.



Εικόνα 1.2: Γενική σχηματική απεικόνιση εδαφικής δομής (Πηγή: "<http://www.fao.org/docrep/r4082e/r4082e03.htm#TopOfPage>")

Η δομή του εδάφους μπορεί να μας δώσει πληροφορίες για την βιολογική δραστηριότητα του εδάφους, την εξέλιξη του εδάφους στο χρόνο όπως και για τις μηχανικές ή χημικές συνθήκες υπό τις οποίες αυτό σχηματίστηκε. Αντιθέτως με την υφή του εδάφους, που εξαρτάται μόνο από τις ποσοτικές συγκεντρώσεις σε άμμο, ιλύ και άργιλο και δέν μεταβάλλεται, η δομή μπορεί να βελτιωθεί ή να καταστραφεί από την γεωργική επεξεργασία.

Η ταξινόμηση των εδαφών ανάλογα με τη δομή τους γίνεται με βάση τέσσερα χαρακτηριστικά (Donahue, Shickluna et al., 1977):

- Από την γεωμετρία των σχηματισμών του εδάφους σε: πλακώδη (platy), πρισματικά ή βασαλτικά, γωνιώδη και κοκκώδη
- Από το μέγεθος των σχηματισμών σε: πολύ λεπτόκοκκα, λεπτόκοκκα, μέτρια, χονδρόκοκκα και πολύ χονδρόκοκκα
- Από τον βαθμό ισχύος της δομής του (cementation) σε: αδύναμα, μέτρια, ισχυρά και αδόμητα (ενιαία μάζα χωρίς εδαφική δομή).

Σε μεγάλες κλίμακες, οι δυνάμεις που επηρεάζουν την εδαφική δομή είναι η διαστολή και η συστολή, που συνήθως δρουν οριζόντια στο έδαφος, προκαλώντας σχηματισμούς που έχουν κατακόρυφο προσανατολισμό. Τα αργιλώδη εδάφη, λόγω της μεταβολής του ρυθμού ξήρανσης ανάλογα με το βάθος, εμφανίζουν και οριζόντιες ρωγμές μετατρέποντας τους κατακόρυφους σχηματισμούς σε ογκοειδείς (blocky). Σε μικρότερη κλίμακα, η παρουσία ριζών της βλάστησης, οργανισμών και μικροοργανισμών μειώνουν το μέγεθος των σβόλων του εδάφους, ενώ η χημική σύσταση μπορεί να έχει ποικίλες επιδράσεις στο έδαφος.

1.1.2.3 Πυκνότητα

Η πυκνότητα ενός σώματος ορίζεται ως το βάρος του ανά μονάδα όγκου. Για τον υπολογισμό της πυκνότητας ανά σωματίδιο εδάφους (particle density), λαμβάνεται υπόψη μόνο η μάζα και ο όγκος της ορυκτής στερεής ύλης του εδάφους, συνεπώς η έννοια της πυκνότητας δέν καλύπτει την μάζα και τον όγκο των κενών αέρα, του νερού και της οργανικής ύλης εντός του εδάφους. Η πυκνότητα ανά σωματίδιο εδάφους δεν ξεπερνά τα 2.60 έως 2.75 γραμμάρια ανά κυβικό εκατοστό και συνήθως παραμένει αμετάβλητη για κάθε έδαφος. Έχει παρατηρηθεί πως αυξανόμενη της περιεκτικότητας της οργανικής ύλης, η πυκνότητα του εδάφους μειώνεται, ενώ σε εδάφη με υψηλή περιεκτικότητα σε οξείδια του σιδήρου, η πυκνότητα είναι μεγαλύτερη.

Η φαινομένη πυκνότητα του εδάφους (bulk density) ισούται με την στεγνή μάζα του εδάφους διαιρεμένη προς τον όγκο του, συμπεριλαμβανομένων των κενών αέρα και της οργανικής ύλης. Έχει παρατηρηθεί πως η υψηλή φαινομένη πυκνότητα αντιστοιχεί σε υψηλή περιεκτικότητα σε άμμο ή εδάφη που έχουν υποστεί μηχανική συμπίεση. Επίσης

η φαινόμενη πυκνότητα είναι πάντα μικρότερη της πυκνότητας ανά σωματίδιο εδάφους και μεταβάλλεται σε μεγάλο βαθμό για κάθε έδαφος.

1.1.2.4 Πορώδες

Ως πόρους ορίζουμε το επί τοις εκατό τμήμα του όγκου του εδάφους (bulk volume) το οποίο δεν καταλαμβάνεται από ορυκτή ή οργανική ύλη, αλλά από αέρια ή νερό. Στα εδάφη που φιλοξενούν βλάστηση, το ιδανικό μέγεθος πορώδους είναι το 50% του όγκου του εδάφους. Η παρουσία των πόρων στο έδαφος επιτρέπει την κυκλοφορία του αέρα στο έδαφος, στοιχείο απαραίτητο για την οξυγόνωση των οργανισμών, που είναι υπεύθυνοι για την αποσύνθεση, και την αποθήκευση και κυκλοφορία του νερού.

Υπάρχουν τέσσερις κατηγορίες πόρων, ανάλογα με την διάμετρό τους:

- Πολυ λεπτοί πόροι (<2 μm)
- Λεπτοί πόροι (2-20 μm)
- Μεσαίοι πόροι (20-200 μm)
- Χονδροί πόροι (200 μm - 0.2 mm)

Όταν το μέγεθος των πόρων είναι μικρότερο από 30 μm , οι δυνάμεις της επιφανειακής τάσης του νερού υπερνικούν εκείνες της βαρύτητας με αποτέλεσμα το νερό να παγιδεύεται στο έδαφος και να μην αποστραγγίζεται. Το πορώδες ενός εδάφους εξαρτάται σε μικρές κλίμακες από την υφή, δηλαδή τα ποσοστά περιεκτικότητας του εδάφους σε άμμο, ιλύ και άργιλο. Σε μεγάλες κλίμακες, όμως, η εδαφική δομή είναι ο κύριος παράγοντας από τον οποίο εξαρτώνται ο αερισμός, η διηθητικότητα και η αποστράγγιση του εδάφους.

1.2 Εδαφική υγρασία

Η φυσική δομή του εδάφους, η υφή του εδάφους και το πορώδες του, δίνουν την ιδιότητα στο έδαφος να επιτρέπει την κίνηση του νερού μέσα σε αυτό, αλλά και να αποθηκεύει ποσότητες νερού εντός των πόρων του. Η κίνηση του νερού στο έδαφος και η δέσμευση ποσότητας νερού από τα σωματίδια του εδάφους είναι αντικείμενο μελέτης της Γεωλογίας και πιά συγκεκριμένα της Εδαφολογίας, και αποτελούν πολύ σημαντικό παράγοντα στην ανάπτυξη των οργανισμών και στην συμπεριφορά του κλίματος.

Κατά την είσοδό του στο έδαφος, το νερό φιλτράρεται, αποθηκεύεται για να απορροφηθεί από τα φυτά, ή ανακατανέμεται μέσω υπόγειων ρευμάτων σε επίγεια ρεύματα ή επίγειες συγκετρώσεις νερού. Η συμπεριφορά του νερού εντός του εδάφους εξαρτάται από πολλούς παράγοντες που μεταβάλλονται χωρικά, συναρτήσει του βάθους και των φυσικών ιδιοτήτων του εδάφους, και χρονικά ανάλογα με το κλίμα (O'Geen, 2010). Η ποσότητα του νερού που περιέχει ένα έδαφος, μετράται με τέσσερις τρόπους (DeAngelis, 2007):

- Ως λόγος βάρους νερού-εδάφους, M_d , (gravimetric moisture):

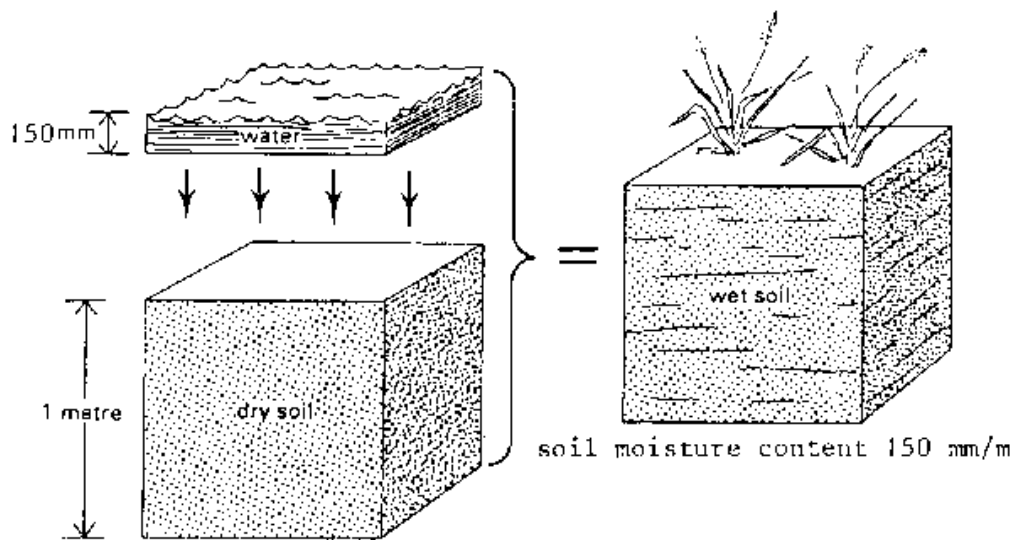
$$M_d = \frac{(\text{βάρους υγρού εδάφους}) - (\text{βάρους στεγνού εδάφους})}{(\text{βάρους στεγνού εδάφους})} \quad (1.1)$$

- Ως λόγος μάζας νερού προς μάζα εδάφους, M_w . Οι M_d και M_w συνδέονται μεταξύ τους με τις παρακάτω σχέσεις:

$$M_w = \frac{M_d}{M_d - 1} \quad (1.2)$$

$$M_d = \frac{M_w}{1 - M_w} \quad (1.3)$$

- Ως η ποσότητα νερού σε χιλιοστά βάθους (mm), ανά μέτρο βάθους του εδάφους (Εικόνα 1.3)



Εικόνα 1.3: Περιεκτικότητα υγρασίας ως χιλιοστά ανα μέτρα εδάφους
 (Πηγή: "<http://www.fao.org/docrep/r4082e/r4082e03.htm#TopOfPage>")

- Ως ποσοστό, επί τοις εκατό, του όγκου του εδάφους (ογκομετρική υγρασία - volumetric moisture). Αποτελεί την πιο συχνή μορφή μέτρησης και προκύπτει από τους τύπους:

$$M_v = M_d \cdot \frac{(\text{πυκνότητα εδάφους})}{(\text{πυκνότητα νερού})} \quad (1.4)$$

Στις παρακάτω παραγράφους θα γίνει μια σύντομη ανάλυση των εννοιών της διήθησης, της διαπερατότητας, της υδροχωρητικότητας, του κορεσμού, της κατακράτησης και της υγρασίας μόνιμης ξηράνσεως, έννοιες που περιγράφουν την αλληλεπίδραση νερού και εδάφους.

1.2.1 Είσοδος του νερού στο έδαφος, διήθηση και διαπερατότητα

Διήθηση (infiltration) ονομάζεται η διαδικασία κατά την οποία το νερό που εναποτίθεται στην επιφάνεια του εδάφους, εισέρχεται στο έδαφος. Συνήθως ορίζεται ως ταχύτητα ή ρυθμός διήθησης (infiltration rate) για κάθε έδαφος, και μετράται σε χιλιοστά, εκατοστά ή ίντσες ανά ώρα (mm/hour, cm/hour, inch/hour).

Η διήθηση υφίσταται λόγω της επίδρασης της βαρύτητας και της επιφανειακής τάσης και εξαρτάται από παράγοντες: την υφή του εδάφους, την δομή του εδάφους, το επίπεδο υγρασίας του εδάφους, την θερμοκρασία του εδάφους και την ένταση της κατακρήμνισης. Οι δύο πρώτοι παράγοντες ανήκουν στις φυσικές ιδιότητες του εδάφους, οι οποίες το κατατάσσουν σε μια από τις κατηγορίες διαπερατότητας (permeability class). Η διαπερατότητα είναι χαρακτηριστικό του εδάφους και περιγράφει την ευκολία με την οποία το έδαφος επιτρέπει την κίνηση του νερού, δηλαδή την υδραυλική του αγωγιμότητα. Όπως είναι προφανές, η τάξη διαπερατότητας του εδάφους και η διήθηση, είναι αλληλένδετες έννοιες (Πίνακας 1.2).

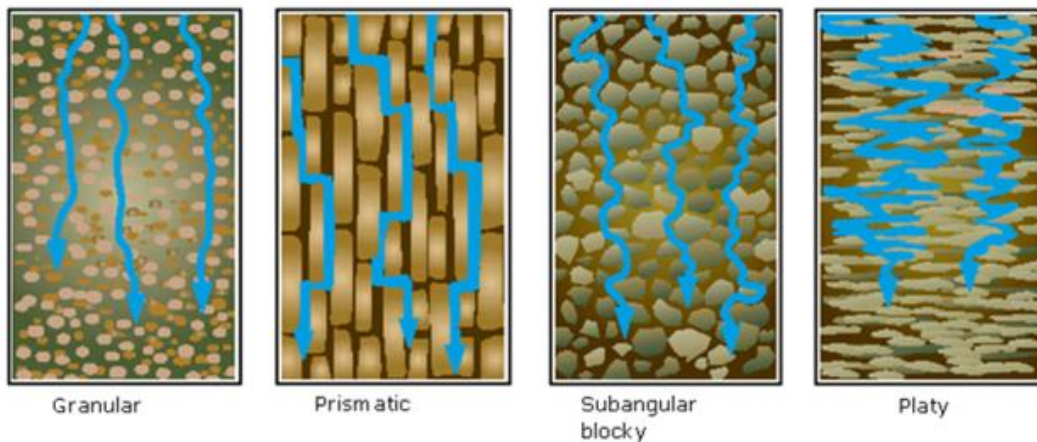
Πίνακας 1.2: Κλάσεις διαπερατότητας και ταχύτητες διήθησης ανάλογα με την υφή.

Κλάση Διαπερατότητας	Ταχύτητα Διήθησης (cm/hr)	Εδαφική Υφή
Πολύ μικρή	<0.13	άργιλος
Μικρή	0.13-0.5	αμμώδης άργιλος, ιλυώδης άργιλος
Σχετικά μικρή	0.05-2.0	αργιλώδης πηλός, αμμώδης-αργιλώδης πηλός, ιλυώδης-αργιλώδης πηλός
Μέτρια	2.0-6.3	πολύ λεπτόκοκκο άμμώδες, πηλώδες, ιλυώδες-πηλώδες, ιλυώδες
Σχετικά μεγάλη	6.3-12.7	αμμοπηλώδες, λεπτόκοκκο αμμοπηλώδες
Μεγάλη	12.7-25.4	άμμος, ιλυώδης άμμος
Πολύ Μεγάλη	>25.4	χονδρόκοκκη άμμος

(Πηγή: "Soil Water Dynamics, O'Geen, 2012")

Οι κατηγορίες του Πίνακα 1.2 μπορούν να μεταβληθούν ανάλογα με την εδαφική δομή. Σύμφωνα με τον O'Geen (2012) ισχυρή εδαφική δομή, κοκκώδης ή ογκοειδής με λεπτούς κόκκους, συνεπάγεται αυξημένη διαπερατότητα, ενώ αντιθέτως, πρισματικές, ογκώδεις και πλακώδεις δομές, παρεμποδίζουν την ροή του νερού, και παγιδεύουν το νερό σε μεγάλα κενά στο έδαφος (Εικόνα 1.4).

Η διήθηση συνεχίζεται μόνο όταν υπάρχει χώρος στην επιφάνεια του εδάφους για περισσότερο όγκο νερού, μέγεθος το οποίο εξαρτάται από το πορώδες του εδάφους και την ταχύτητα της ροής του ήδη υπάρχοντος νερού, μακριά από την επιφάνεια. Η μέγιστη ταχύτητα με την οποία το νερό εισέρχεται στο έδαφος, ονομάζεται διηθητική ικανότητα του εδάφους. Έχει παρατηρηθεί ότι η διηθητική ικανότητα του εδάφους μειώνεται ραγδαία κατά το αρχικό στάδιο μιας κατακρήμνισης, και τείνει να σταθεροποιηθεί μετά από μερικές ώρες για την υπόλοιπη διάρκεια της κατακρήμνισης (Robert E. Horton, 1933). Η μείωση της διηθητικής ικανότητας μπορεί να οφείλεται σε ήδη υπάρχον νερό που γεμίζει τον διατιθέμενο χώρο στο έδαφος ή σωματίδια άργιλου που μεγενθύνονται μετά την ύγρανσή τους, μειώνοντας έτσι το πορώδες του εδάφους.



Εικόνα 1.4: Παραδείγματα αλλαγής της διαπερατότητας ανά εδαφική δομή (Πηγή: "Soil Water Dynamics, O'Geen, 2012")

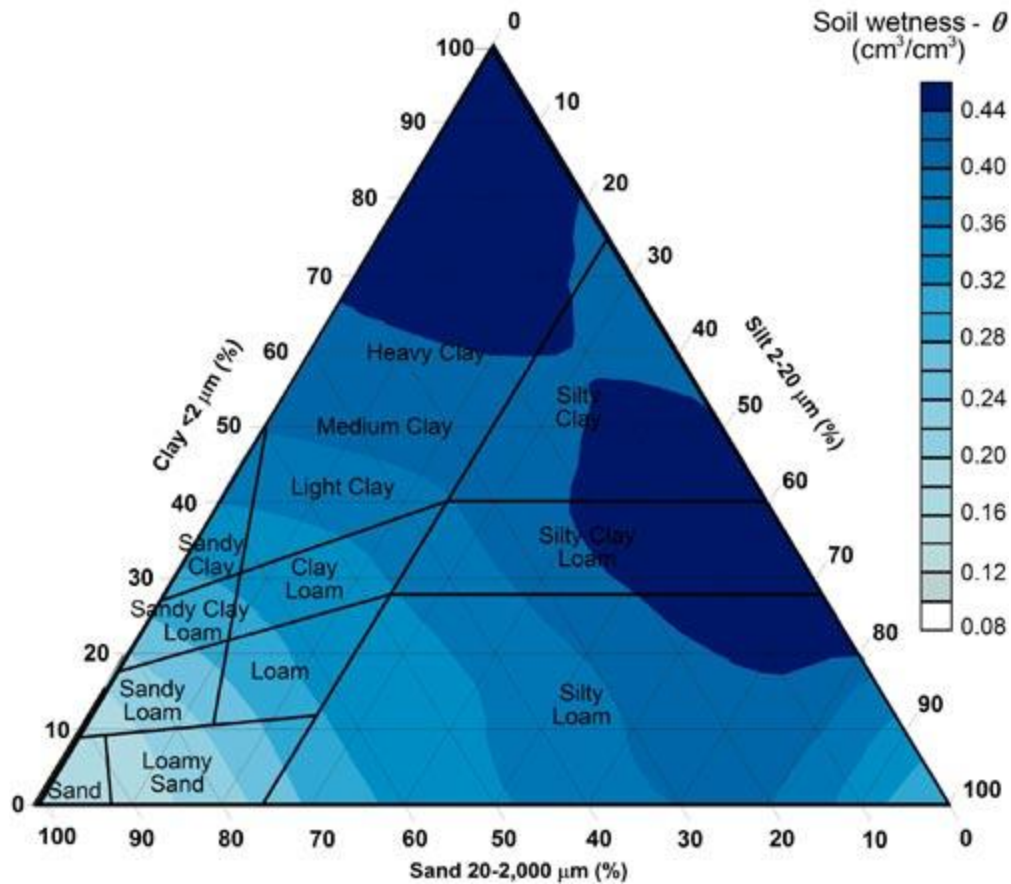
1.2.2 Κορεσμός, κατακράτηση και υδροχωρητικότητα

Η συσσώρευση του νερού στο εσωτερικό του εδάφους κυμαίνεται ανάμεσα σε τρία στάδια: το στάδιο του κορεσμού (saturation), το στάδιο της μέγιστης υδροχωρητικότητας (water-holding capacity, field capacity) και το στάδιο μόνιμης ξήρανσης (permanent wilting point).

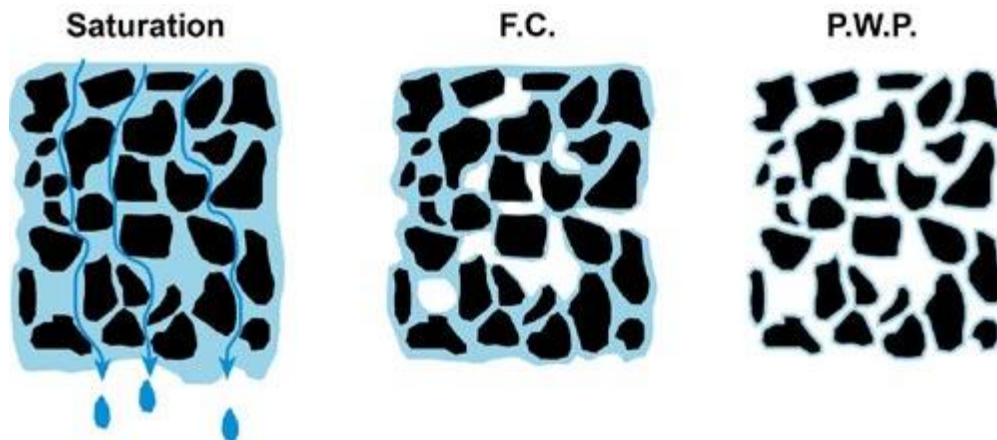
Όταν το έδαφος βρίσκεται στο στάδιο του κορεσμού, όλοι του οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό το οποίο ρέει εντός του εδάφους και αποστραγγίζεται στα χαμηλότερα σώματα (Εικόνα 1.5), λόγω της επίδρασης της βαρύτητας. Εάν η κατακρήμνιση συνεχίζεται ενώ το έδαφος είναι σε σημείο κορεσμού, το νερο συγκεντρώνεται πάνω από επιφάνεια του εδάφους.

Στο στάδιο της μέγιστης υδροχωρητικότητας, το νερό έχει σταματήσει να αποστραγγίζεται από την δύναμη της βαρύτητας, διότι η κολλώδης δύναμη του νερού, αλλιώς ονομαζόμενη και τριχοειδής ιδιότητα, είναι αρκετά ισχυρή ώστε να υπερνικά την δύναμη της βαρύτητας. Το νερό προσκολλάται στα σωματίδια του εδάφους σχηματίζοντας στρώματα νερού γύρω τους, με αποτέλεσμα οι μεγαλύτεροι πόροι του εδάφους να καταλαμβάνονται μερικώς και από αέρα (Εικόνα 1.5). Η υδροχωρητικότητα κάθε εδάφους είναι παράλληλη έννοια με αυτήν της κατακράτησης (retention), που αφορά την ιδιότητα του εδάφους να κατακρατά ποσότητα νερού. Η κατακράτηση είναι συνάρτηση του μεγέθους των σωματιδίων του εδάφους και συνεπώς της υφής (Διάγραμμα 1.2). Εδάφη με μικρότερο μέγεθος σωματιδίων, όπως η άργιλος, κατακρατούν περισσότερο νερό σε σύγκριση με αμμώδη και ειδικά χονδρόκοκκα αμμώδη εδάφη (Leeper και Uren, 1993). Επίσης, η εδαφική δομή και τα επίπεδα οργανικής ύλης στο έδαφος μπορούν να επηρεάσουν τα επίπεδα κατακράτησης (Charman και Murphy, 1998).

Στο στάδιο μόνιμης ξηράνσεως, η ποσότητα του νερού στο έδαφος περιορίζεται σε ένα πολύ λεπτό στρώμα νερού γύρω από τα σωματίδια του εδάφους. Στο στάδιο αυτό, οι δυνάμεις προσκόλλησης των ατόμων του νερού στα σωματίδια του εδάφους είναι συγκριτικά ισχυρότερες από τη δύναμη με την οποία τα φυτά δεσμεύουν το νερό. Αποτέλεσμα αυτού είναι η ξήρανση των φυτών σε σημείο που επαναφορά τους στην φυσιολογική κατάσταση είναι αδύνατη.



Διάγραμμα 1.2: Επίπεδα κατακράτησης νερού σε cm^3 ανά cm^3 εδάφους, ανάλογα με την εδαφική υφή. (Πηγή: "http://www.terragis.bees.unsw.edu.au/terraGIS_soil/sp_water-soil_moisture_classification.html")



Εικόνα 1.5: Τα τρία στάδια συγκέντρωσης νερού στο έδαφος, από αριστερά προς τα δεξιά: κορεσμός, σημείο μέγιστης υδροχωρητικότητας, σημείο μόνιμης ξήρανσης. (Πηγή: "http://www.terragis.bees.unsw.edu.au/terraGIS_soil/sp_water-soil_moisture_classification.html")

1.2.3 Η επίδραση της εδαφικής υγρασίας στο κλίμα

Η εδαφική υγρασία και η μεταβολή αυτής είναι ένας φυσικός παράγοντας που επηρεάζει πληθώρα φυσικών φαινομένων του πλανήτη. Η συστηματική παρακολούθηση των επιπέδων νερού στο έδαφος, από κλίμακα αγρού έως κλίμακα λεκάνης απορροής, μπορεί να βοηθήσει στην εκτίμηση ή παρακολούθηση παραγόντων όπως:

- Την εκπομπή διοξειδίου του άνθρακα (CO_2) από το έδαφος στην ατμόσφαιρα. Η παρουσία νερού στο έδαφος είναι ουσιώδης για την ανάπτυξη ζωής στο έδαφος καθώς αυτό επιτρέπει την ανάπτυξη των φυτών και των μικροοργανισμών. Η κατανάλωση ή αποσύθεση οργανικής ύλης στο έδαφος παράγει μεγάλες ποσότητες διοξειδίου του άνθρακα οι οποίες είτε δεσμεύονται από το παρόν νερό, ή απαλευθερώνονται στην ατμόσφαιρα μέσω της ανακύκλωσης του αέρα του εδάφους (respiration).
- Την θερμοκρασία του εδάφους και του περιβάλλοντος. Όταν το νερό εξατμίζεται απορροφάει θερμική ενέργεια την οποία δεσμεύει από το έδαφος. Η αύξηση της θερμοκρασίας, κατά την διάρκεια της μέρας, προκαλεί την εξάτμιση της εδαφικής υγρασίας, φαινόμενο το οποίο ονομάζεται εξατμισοδιαπνοή, και βοηθά στην ψύξη του εδάφους. Κατά την διάρκεια της νύχτας, η παρουσία υγρασίας, που προήλθε από την εξατμισοδιαπνοή, αυξάνει την μέση θερμοκρασία του περιβάλλοντος. Εάν κατά την διάρκεια της νύχτας η θερμοκρασία πέσει κάτω από αυτό το όριο συμπύκνωσης των υδρατμών, η μεταπήδηση του νερού της ατμόσφαιρας από την αέρια μορφή στην υγρή, έχει ως αποτέλεσμα την εκπομπή θερμικής ενέργειας στο περιβάλλον.
- Την κατακρήμνιση. Έχει αποδειχτεί πως η εδαφική υγρασία έχει μεγάλη συσχέτιση με τα επίπεδα των κατακρυμνησμάτων (Timbal, Power et al., 2002). Εάν λόγω της εξατμισοδιαπνοής, η ατμοσφαιρική υγρασία μιας περιοχής είναι αυξημένη, η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης έχει μεγαλύτερες πιθανότητες να προκαλέσει την υγροποίηση των υδρατμών αυτών με αποτέλεσμα τον σχηματισμό κατακρημνισμάτων.

Συμπεραίνουμε λοιπόν, πως η ανεύρεση μεθόδων για την οικονομική και ταχεία παρακολούθηση της εδαφικής υγρασίας είναι μεγάλης σημασίας. Σε μία προσπάθεια συστηματικής παρακολούθησης της εδαφικής υγρασίας, χωρίς την μεσολάβηση εκτενών μετρήσεων επί του πεδίου, η επιστημονική κοινότητα έχει στραφεί στην επιστήμη της Τηλεπισκόπησης, και πιά συγκεκριμένα στον τομέα της Φασματοσκοπίας Εδάφους, που αναλύεται στην επόμενη παράγραφο.

1.3 Η έννοια της Φασματοσκοπίας

Ως Φασματοσκοπία ορίζεται ο κλάδος της Φυσικής, και ιδιαίτερα της Οπτικής ή Κυματικής οπτικής, που μελετά την αλληλεπίδραση μεταξύ ύλης και ακτινοβολούμενης ενέργειας. Προέλευση της επιστήμης αυτής είναι το πείραμα του Νεύτωνα το 1668, ο οποίος παρατήρησε πως η διέλευση του ηλιακού φωτός, ως λεπτή φωτεινή δέσμη, από ένα τριγωνικό γυάλινο πρίσμα έχει ως αποτέλεσμα την σκέδασή του. Παρατηρώντας την ανάλυση του φωτός σε δέσμες χρωμάτων, όπως επίσης και το γεγονός ότι οι δέσμες αυτές δεν αναλύονται μετά από την διέλευσή τους από δεύτερο πρίσμα, ο Νεύτωνας εξήγαγε το πρώτο επιστημονικό συμπέρασμα για την φύση και την συμπεριφορά της ακτινοβολίας. Από τότε η επιστήμη έχει αναλύσει τις ιδιότητες της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και τον τρόπο που αυτή ανακλάται, σκεδάζεται ή απορροφάται από την ύλη, εξάγωντας συμπεράσματα για την φύση του φωτός αλλά και για τα χαρακτηριστικά της ύλης.

Στην εργασία αυτή ασχολούμαστε με τον τομέα της Φασματοσκοπίας που μελετά την συμπεριφορά και τις ιδιότητες του εδάφους και της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, με σκοπό τον υπολογισμό χαρακτηριστικών του εδάφους, όπως η χημική σύσταση και η εδαφική υγρασία.

1.3.1 Η Ηλεκτρομαγνητική Ακτινοβολία

Με τον όρο "ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία" (electromagnetic radiation) αναφερόμαστε στην εκπομπή και μεταφορά ενέργειας υπό τη μορφή ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Τα κύματα αυτά αποτελούνται από ένα μαγνητικό πεδίο και ένα ηλεκτρικό πεδίο που μεταβάλλονται χρονικά, με απόλυτη συμφωνία φάσης. Το 1860-1870, ο James Clerk Maxwell παρατήρησε ότι τα ηλεκτρικά και τα μαγνητικά πεδία μπορούν να συγκερασθούν για τον σχηματισμό ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και περιέγραψε τις σχέσεις μεταξύ ηλεκτρικών και μαγνητικών πεδίων με ορισμένες εξισώσεις που σήμερα ονομάζουμε εξισώσεις Maxwell. Σε αντίθεση με τα μηχανικά κύματα, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα μπορούν να διαδωθούν στο κενό και ταξιδεύουν με την ταχύτητα του φωτός ($c_0=299.792.458$ m/s). Το χαρακτηριστικό αυτό διατυπώθηκε στην θεωρία από τον Maxwell και επιβεβαιώθηκε αργότερα από τον Heinrich Hertz, αποδεικνύοντας πως και το φώς είναι μία μορφή ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας.

Μέσω των εξισώσεων του Maxwell περιγράφεται η φύση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Οι εξισώσεις αυτές είναι ο νόμος του Gauss για τα ηλεκτρικά πεδία (Εξ. 1.5) που δείχνει την παραγωγή τους από ηλεκτρικό πεδίο, ο νόμος του Gauss για τα μαγνητικά πεδία (Εξ. 1.6) που δείχνει την απουσία μαγνητικών πόλων, ο νόμος του Ampere (Εξ. 1.7) που δείχνει ότι το μαγνητικό πεδίο παράγεται από φορτίο σε κίνηση, και τέλος τον νόμο του Faraday (Εξ. 1.8) (Young, 1995).

$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{A} = \frac{Q}{\epsilon_0} \quad (1.5)$$

$$\oint \vec{B} \cdot d\vec{A} = 0 \quad (1.6)$$

$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{A} = \mu_0 \left(i_c + \epsilon_0 \frac{d\Phi_B}{dt} \right) \quad (1.7)$$

$$\oint \vec{E} \cdot d\vec{l} = -\frac{d\Phi_B}{dt} \quad (1.8)$$

Στις παραπάνω εξισώσεις τα E και B αντιστοιχούν στην ένταση του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου αντιστοίχα, το Q στο ηλεκτρικό φορτίο, το I στην ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος, το $\Phi_B = \int B dS$ την μαγνητική ροή, όπου S η κλειστή επιφάνεια, και το $\Phi_E = \epsilon_0 \int E dS$ την ηλεκτρική ροή. Οι εξισώσεις αυτές έχουν ισχύ κατά την διάδοση ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο κενό. Εάν το ηλεκτρομαγνητικό κύμα διαδίδεται σε ύλη, τότε οι τιμές της ηλεκτρικής επιτρεπτότητας ϵ_0 και της μαγνητικής διαπερατότητας μ_0 του κενού, πρέπει να αντικατασταθούν με τις αντίστοιχες τιμές ϵ και μ του υλικού (Young, 1995). Με βάση τις παραπάνω εξισώσεις και την εξίσωση του κύματος (Εξ. 1.9) διατυπώθηκε το κυματικό μοντέλο της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (Εξ. 1.10) σύμφωνα με το οποίο η ακτινοβολία έχει τη μορφή και τις ιδιότητες ενός κύματος. Η ταχύτητα διάδοσης του κύματος δίνεται από την εξίσωση της ταχύτητας του φωτός (Εξ. 1.11) και συνδέεται με την συχνότητα f και το μήκος κύματος λ (Εξ. 1.12)

$$\frac{\partial^2 y(x, t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 y(x, t)}{\partial t^2} \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial^2 E_y(x, t)}{\partial x^2} = \epsilon_0 \mu_0 \frac{\partial^2 E_y(x, t)}{\partial t^2} \quad (1.10)$$

$$\frac{1}{c^2} = \epsilon_0 \mu_0 \quad \text{ή} \quad c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \quad (1.11)$$

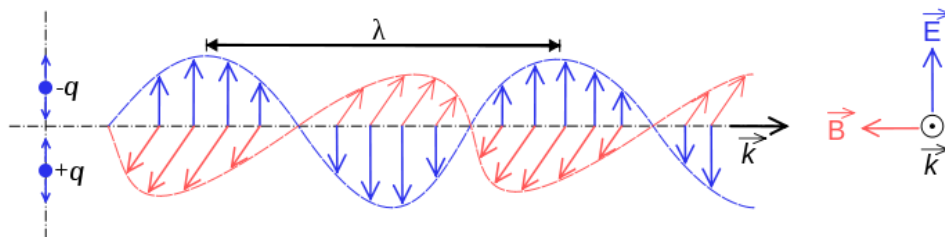
$$c = \lambda \cdot f \quad (1.12)$$

Σύμφωνα με τον Hung D. Young (1995) τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά του ηλεκτρομαγνητικού κύματος είναι τα εξής:

- Το κύμα είναι εγκάρσιο. Τα διανύσματα των πεδίων \vec{E} και \vec{B} είναι κάθετα μεταξύ τους και κάθετα ως προς την κατεύθυνση κίνησης του κύματος. Η

κατεύθυνση κίνησης του κύματος είναι ίδια με την κατεύθυνση του διανύσματος που προκύπτει από το γινόμενο $\vec{E} \times \vec{B}$ (Εικόνα 1.6).

- Ο λόγος των εντάσεων του \vec{E} και \vec{B} είναι σταθερός και ίσος με c : $E = cB$.
- Το κύμα ταξιδεύει στο κενό με καθορισμένη και σταθερή ταχύτητα.
- Σε αντίθεση με τα μηχανικά κύματα, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα δεν χρειάζονται μέσο, όπως για παράδειγμα νερό ή αέρα, για να μεταδοθούν.

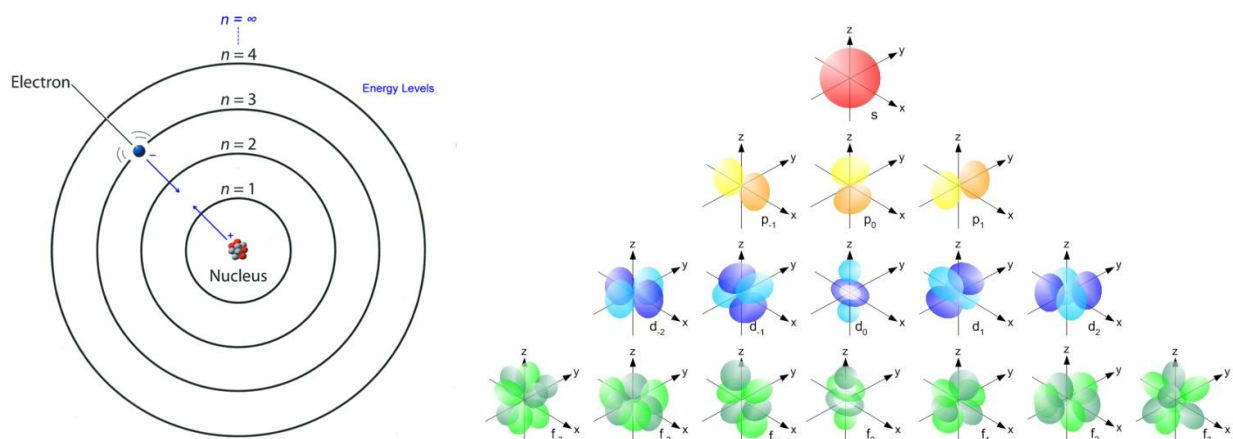


Εικόνα 1.6: Σχηματική αναπαράσταση του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, και του διανύσματος κατεύθυνσης k (Πηγή: "http://en.wikipedia.org/wiki/Electromagnetic_radiation")

Η θεωρία του ηλεκτρομαγνητικού κύματος οδήγησε στο παρελθόν την επιστημονική κοινότητα σε αδιέξοδα, καθώς αδυνατούσε να περιγράψει ιδιότητες του φωτός όπως η ορμή και η μεταφορά ενέργειας (Crowell 2014). Το 1905, ο Einstein παρατήρησε ότι μεταλλικές πλάκες ελευθέρωναν ηλεκτρόνια μετά από την έκθεσή τους στο φως, κάτι που στη συνέχεια ονομάστηκε φωτοηλεκτρικό φαινόμενο. Για την επεξήγηση αυτού του φαινομένου, ο Einstein χρησιμοποίησε την θεωρία της ακτινοβολίας ενός μέλανος σώματος από τον Max Planck (1900), ο οποίος θεώρησε πως ενώ το φως έχει κυματική φύση, τα κύματα αυτά κερδίζουν ή χάνουν διακριτά ποσά ενέργειας, που σχετίζονται με την συχνότητα του κύματος. Τα διακριτά αυτά ποσά ενέργειας τα ονόμασε κβάντα (quanta) ή φωτόνια (photons). Σήμερα θεωρούμε πως η φύση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας είναι διττή, δηλαδή κυματική και σωματιδιακή, και εμφανίζει ιδιότητες που χαρακτηρίζουν και τα δύο (Crowell 2014). Με το αντικείμενο αυτό ασχολείται ο τομέας της Κβαντικής Φυσικής, όπου και οι εξελίξεις μας έχουν βοηθήσει να κατανοήσουμε την φύση του φωτός και την αλληλεπίδρασή του με την ύλη.

Η ύλη αποτελείται από σωματίδια τα οποία ονομάζονται άτομα. Κάθε άτομο αποτελείται από τον πυρήνα (nucleus), που βρίσκεται στο κέντρο του ατόμου και έχει θετικό φορτίο, και από τα ηλεκτρόνια (e), που φέρουν αρνητικό φορτίο και κινούνται γύρω από τον πυρήνα. Τα ηλεκτρόνια κινούνται σε ορισμένες περιοχές γύρω από τον πυρήνα του ατόμου, τις οποίες ονομάζουμε τροχιακά (orbitals). Παλαιότερα επικρατούσε η άποψη πως τα τροχιακά των ηλεκτρονίων ήταν απλές κυκλικές τροχιές γύρω από τον πυρήνα (planetary model), κάτι που πλέον έχει απορριφθεί (Εικόνα 1.7). Αυτό που όμως παραμένει σίγουρο, είναι ότι τα ηλεκτρόνια κινούνται στο αντίστοιχο τροχιακό ανάλογα

με το ποσό ενέργειας που κατέχουν. Συνεπώς μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε το πλανητικό μοντέλο των τροχιακών ενός ατόμου για να απεικονίσουμε τα ενεργειακά επίπεδα των κινούμενων ηλεκτρονίων, όπως έκαναν οι Rutherford και Bohr για την περιγραφή του ατόμου του υδρογόνου.

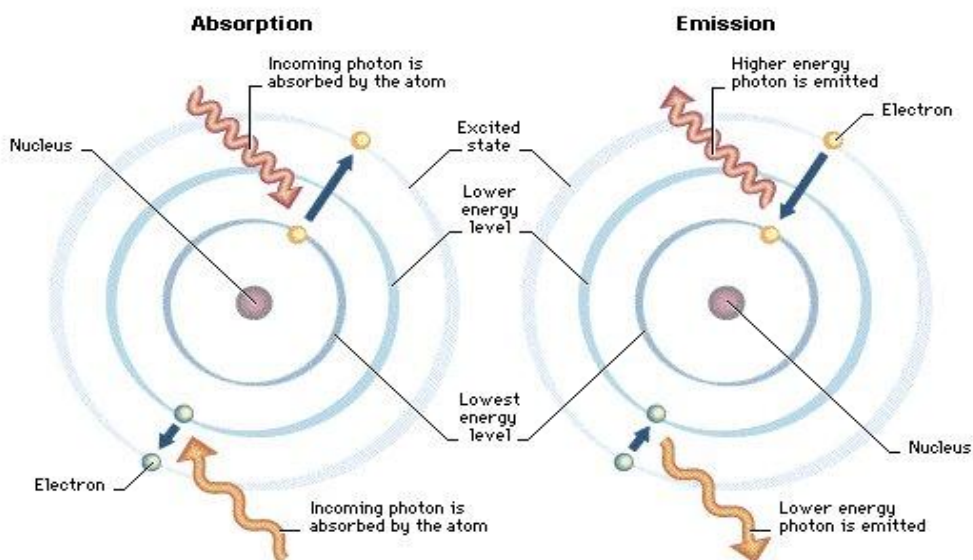


Εικόνα 1.7: Αριστερά το πλανητικό μοντέλο του Bohr, και τα επίπεδα ενέργειας, δεξιά τα τροχιακά των ηλεκτρονίων γύρω από τον πυρήνα. (Πηγή: "chemwiki.ucdavis.edu")

Ο Bohr, μελετώντας το άτομο του υδρογόνου διετύπωσε πως όταν ένα ηλεκτρόνιο προσπίπτει σε τροχιά χαμηλότερης στάθμης αποβάλλει ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία της οποίας η συχνότητα και το μήκος κύματος είναι ανάλογα της πτώσης της ενεργειακής στάθμης (Εικόνα 1.8). Αντίστοιχα για να ανέβει ενεργειακή στάθμη, ένα ηλεκτρόνιο πρέπει να απορροφήσει ενέργεια. Το ποσό της ενέργειας αυτής πρέπει να είναι το ελάχιστο απαραίτητο για να μεταφέρει το ηλεκτρόνιο τουλάχιστον μία ενεργειακή στάθμη, ειδάλως η ακτινοβολία θα εισέλθει μέσα από την ύλη χωρίς να προκαλέσει καμία μεταβολή. Αντίστοιχα, εάν η ποσότητα της ενέργειας είναι πολύ μεγάλη, υπάρχει η περίπτωση αυτή να απορροφηθεί από το ηλεκτρόνιο με αποτέλεσμα αυτό να εγκαταλείψει το άτομο, το οποίο θα περιέθει σε ιονισμένη κατάσταση (Crowell, 2014). Αυτή η συμπεριφορά είναι και η αιτία του φωτοηλεκτρικού φαινομένου που αναφέρθηκε παραπάνω.

Η ενέργεια, δηλαδή το έργο, που απαιτείται για να μεταπηδήσει ένα ηλεκτρόνιο από μια χαμηλότερη σε μία υψηλότερη ενεργειακή στάθμη, ονομάζεται κβάντο (quantum). Η ποσότητα του κβάντου είναι πεπερασμένη και δεν είναι σταθερή για κάθε βήμα μεταξύ ενεργειακών καταστάσεων, διότι τα τροχιακά δεν απέχουν το ίδιο μεταξύ τους. Για παράδειγμα, η ενεργειακή διαφορά της στάθμης 3 από την στάθμη 2 είναι μικρότερη από την αντίστοιχη διαφορά της στάθμης 2 με την στάθμη 1. Επίσης ένα ηλεκτρόνιο

μπορεί να κινηθεί από μία ανώτερη σε μία κατώτερη στάθμη απευθείας, προσπερνώντας ενδιάμεσες στάθμες. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 2.8, η πτώση του ηλεκτρονίου από την στάθμη 3 στην στάθμη 1 έχει ως αποτέλεσμα την εκπομπή ενέργειας (φωτονίου) έντασης ίσης με αυτήν που θα εξέπεμπαν οι πτώσεις 3→2 και 2→1 (Crowell, 2014, Young, 1995).



Εικόνα 1.8: Απορρόφηση και εκπομπή φωτονίων από ένα άτομο.
(Πηγή: "<http://instrukcije-kemija.blogspot.gr/>")

Το επίπεδο ενέργειας (Q) ενός κβάντουμ είναι ανάλογο της συχνότητας (f) της ακτινοβολίας και δίνεται από την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.13), όπου το h είναι η σταθερά του Planck και είναι ίσο με $6,626 \times 10^{-34}$ J·s.

$$Q = h \cdot f \quad (1.13)$$

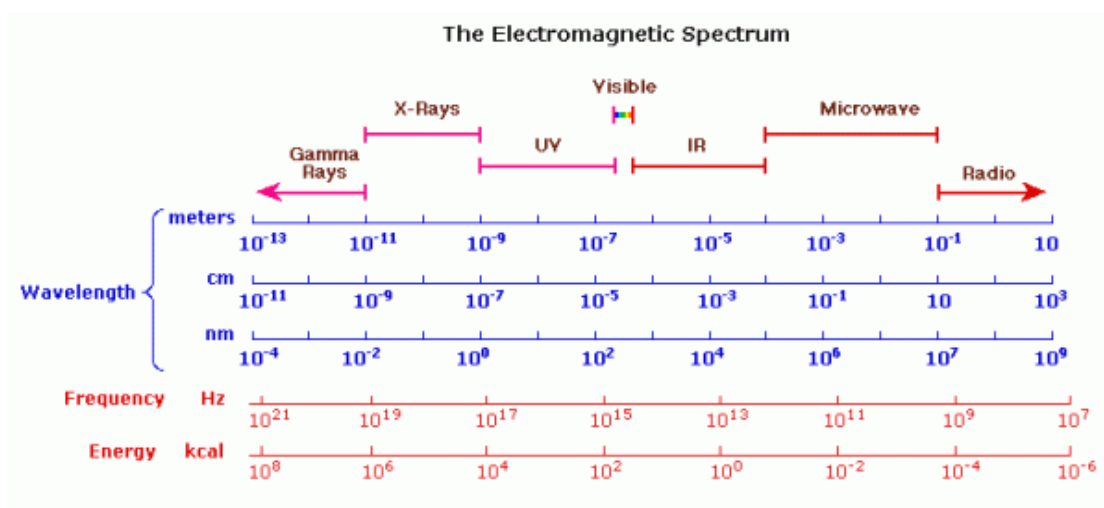
Σύμφωνα με την εξίσωση (2.12), μπορούμε να αντικαταστήσουμε, στην παραπάνω εξίσωση, την συχνότητα f με την ποσότητα c/λ , όπου c η ταχύτητα μετάδοσης της ακτινοβολίας και λ το μήκος κύματος, καταλήγοντας έτσι την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.14).

$$Q = \frac{h \cdot c}{\lambda} \quad (1.14)$$

1.3.2 Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας

Όπως αναφέραμε και παραπάνω, διαφορετικές ενεργειακές μεταπτώσεις των σωματιδίων της ύλης μπορούν να έχουν ως αποτέλεσμα την εκπομπή ενέργειας διαφόρων εντάσεων, μέγεθος που είναι ανάλογο της συχνότητας της ακτινοβολίας και του μήκους κύματος. Τα είδη των πιθανών ακτινοβολιών, διαδίδονται όλα με την ίδια ταχύτητα και καλύπτουν ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων το οποίο ονομάζουμε ηλεκτρομαγνητικό φάσμα (Διάγραμμα 1.3). Τα μεγέθη που χαρακτηρίζουν κάθε ακτινοβολία του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος είναι η ταχύτητα διάδοσης c , που είναι ίση με την ταχύτητα του φωτός για όλες τις ακτινοβολίες, η συχνότητα f , το μήκος κύματος λ , και ο κυματάριθμος ν . Ο κυματάριθμος ορίζεται ως ο αριθμός των μηκών κύματος ανα μονάδα μήκους και δίνεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$\nu = \frac{1}{\lambda} \quad (1.15)$$



Διάγραμμα 1.3: Το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα και τα όρια των ομάδων ακτινοβολίας στις οποίες χωρίζεται. (Πηγή: "Introduction to the Electromagnetic Spectrum", Mehta, 2011)

Από αριστερά προς τα δεξιά, έχουμε (Mehta, 2011):

- Ακτίνες γ (Gamma Rays). Οι ακτινοβολίες αυτές δεν έχουν κατώτατο όριο μήκους κύματος, αλλά έχουν ανώτατο όριό τους τα 0.01 nm. Είναι το τμήμα των ακτινοβολιών του φάσματος που μεταφέρουν τα μεγαλύτερα ποσοστά ενέργειας και χαρακτηρίζονται από υψηλή διεισδυτικότητα στην ύλη.

- Ακτίνες Χ (X-Rays). Κυμαίνονται από τα 0.01 nm έως τα 10 nm μήκος κύματος και χωρίζονται σε δύο ομάδες: (1) τις σκληρές ακτίνες Χ (Hard X-rays) με μήκος κύματος από 0.01 nm έως 0.1 nm, που εμφανίζουν μεγαλύτερη διαπεραστική ικανότητα και φέρουν μεγαλύτερη ενέργεια και (2) τις μαλακές ακτίνες Χ (Soft X-rays) με μήκος κύματος 0.1 nm έως 10 nm που έχουν μικρότερη διαπεραστική ικανότητα και φέρουν μικρότερα ποσά ενέργειας.
- Υπεριώδες φάσμα (Ultraviolet Spectrum - UV Spectrum). Μή ορατή ακτινοβολία από τον ανθρώπινο οφθαλμό, έχει μήκη κύματος από 10 nm έως 400 nm, και βρίσκεται αμέσως πριν το Ιώδες (Violet) χρώμα του ορατού τμήματος του φάσματος
- Ορατή Φάσμα (Visible Spectrum). Το ορατό, από τον άνθρωπο, τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος που κυμαίνεται από τα 400 nm έως τα 800 nm. Κάθε χρώμα του ορατού τμήματος αντιστοιχεί σε διαφορετικό μήκος κύματος αρχίζοντας από το Ιώδες (400 nm) και καταλήγοντας στο Κόκκινο (780 nm).
- Υπερυθρο Φάσμα (Infrared Spectrum). Βρίσκεται αμέσως μετά το κόκκινο χρώμα του ορατού φάσματος, και καταλαμβάνει το τμήμα από 780 nm έως 1000 μm. Χωρίζεται σε τρία τμήματα/ζώνες: (1) το Εγγύς Υπέρυθρο τμήμα (Near Infrared), με μήκη κύματος από 780 nm έως 2500 nm, (2) το Μέσο Υπέρυθρο τμήμα (Mid Infrared), με μήκη κύματος 2500 nm έως 10000 nm (10 μm) και (3) το Άπω Υπέρυθρο τμήμα (Far Infrared), με μήκη κύματος 10 μm έως 1000 μm.
- Μικροκύματα (Microwaves). Κυμαίνονται μεταξύ του 1 mm και των 1 m μήκους κύματος.
- Ραδιοκύματα (Radio Waves). Οι ακτινοβολίες με τα μεγαλύτερα μήκη κύματος στο ηλεκτρομαγνητικό φάσμα. Φέρουν πολύ χαμηλά ποσά κάτι που τους επιτρέπει να διαπερνούν την ύλη χωρίς να προκαλούν καμία μεταβολή.

Από τις ακτινοβολίες αυτές, το μεγαλύτερο ποσοστό παράγεται από μεταβολές στα τροχιακά των ηλεκτρονίων, οι οποίες ευθύνονται για την έκλυση ακτινοβολίας στο υπεριώδες, το ορατό και το εγγύς υπέρυθρο τμήμα του φάσματος. Οι ακτινοβολίες μεγαλύτερου μήκους κύματος, μέχρι και τα μικροκύματα, οφείλονται σε περιστροφικές κινήσεις των μορίων. Ακτινοβολίες πολύ μικρού κύματος προκύπτουν (ακτίνες Χ, ακτίνες γ) μόνο από αλληλεπιδράσεις ηλεκτρονίων με πυρήνες ατόμων ή μεταβολές στην μοριακή σύσταση βαρέων μετάλλων (Skoog, West et al., 2003).

1.3.3 Μέθοδοι μέτρησης της ακτινοβολίας

Η φασματοσκοπία εδάφους χρησιμοποιεί ακτινοβολίες της Υπεριώδους ζώνης, την Ορατής ζώνης, της Υπέρυθρης ζώνης του φάσματος, ενώ η χρήση των μικροκυμάτων αποτελεί αντικείμενο της Μικροκυματικής Τηλεπισκόπησης και θα αναλυθεί στο επόμενο κεφάλαιο. Οι ακτινοβολίες που ανήκουν στις ζώνες αυτές αλληλεπιδρούν με το έδαφος και την ατμόσφαιρα με τέτοιο τρόπο που επιτρέπουν την Τηλεπισκοπική παρατήρηση του εδάφους. Ο τρόπος με τον οποίο συμπεριφέρεται η ακτινοβολία κατά την πρόσπτωσή της στο έδαφος αναλύεται στην επόμενη ενότητα.

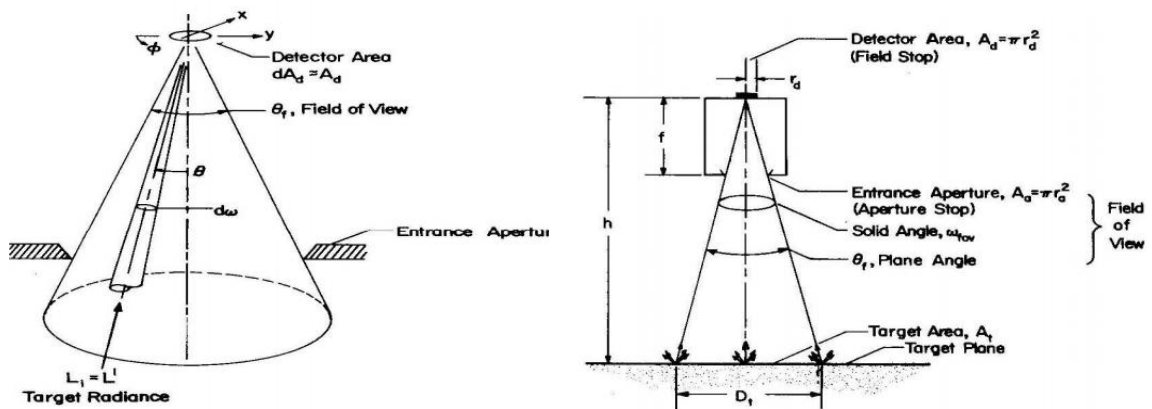
Υπάρχουν δύο είδη δεκτών που μετρούν την ακτινοβολία που ανακλάται ή/και εκπέμπεται από την επιφάνεια ενός αντικειμένου (Καραθανάση, 2014):

- Τα φασματοραδιόμετρα. Όργανα τα οποία μετρούν την ακτινοβολία με την βοήθεια οπτικών συστημάτων και δεν παράγουν εικόνα. Αποτελούνται από τρία τμήματα: το οπτικό σύστημα (φακοί, κάτοπτρα, πρίσματα κλπ.), τον ανιχνευτή (detector) που μετατρέπει το ποσό της ακτινοβολίας που συλλέγει το ραδιόμετρο σε ηλεκτρικό σήμα, και τον επεξεργαστή του σήματος που επεξεργάζεται το σήμα ώστε να παραχθούν οι απαραίτητες μετρήσεις.

Η επιφάνεια που παρατηρεί το ραδιόμετρο (Εικόνα 1.9) ορίζεται από την στερεογωνία παρατήρησης ω_{fov} , η οποία εξαρτάται από την επίπεδη γωνία όρασης του ραδιομέτρου θ (Εξ. 1.16), ενώ η διάμετρος της επιφάνειας εξαρτάται και από την απόστασή του ραδιομέτρου από το έδαφος h (Εξ. 1.17).

$$\omega_{fov} = \pi \cdot \sin^2 \frac{\theta}{2} \quad (1.16)$$

$$D = 2 \cdot h \cdot \tan(\theta/2) \quad (1.17)$$



Εικόνα 1.9: Στερεογωνία παρατήρησης και διάμετρος στόχου φασματοραδιομέτρου. (Πηγή: "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης", Καραθανάση 2014)

Τα ραδιόμετρα χρησιμοποιούνται κυρίως για την μέτρηση των οπτικών ιδιοτήτων δειγμάτων, σε εσωτερικούς χώρους και εργαστήρια, υπό τεχνητό ελεγχόμενο φωτισμό. Επίσης χρησιμοποιούνται για μετρήσεις επί του πεδίου, παράλληλα με την λήψη δεδομένων από αερομεταφερόμενο ή δορυφορικό δέκτη, και τα δεδομένα που προκύπτουν χρησιμοποιούνται ως σημειακά για την περιοχή ενδιαφέροντος.

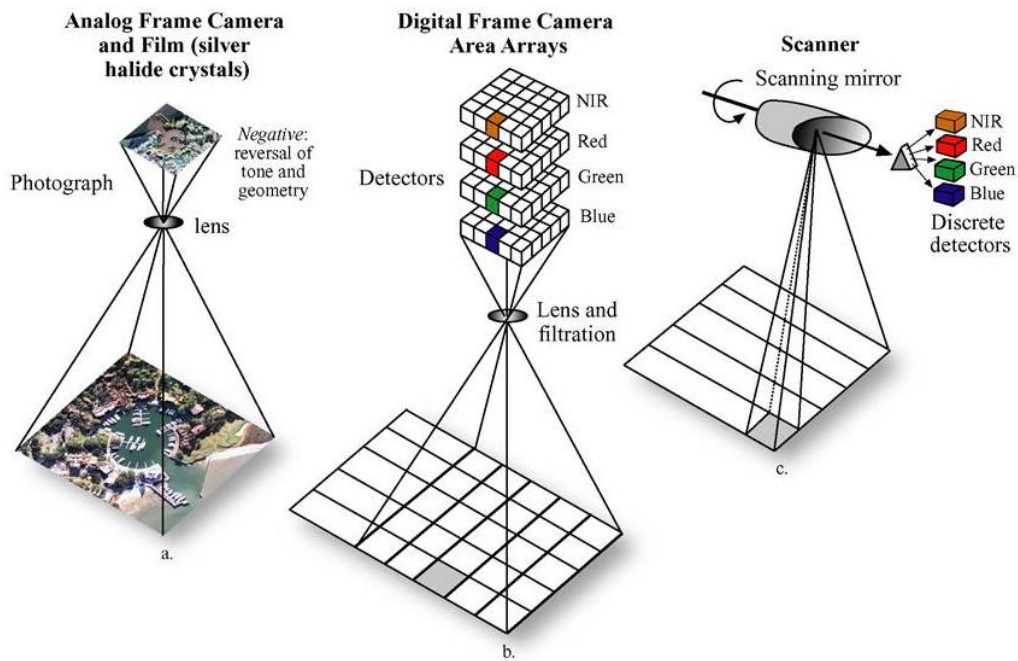
- Οι οπτικοί δέκτες που παράγουν εικόνα. Χωρίζονται σε φωτογραφικές μηχανές (ψηφιακές ή αναλογικές), που έχουν τις ίδιες αρχές λειτουργίας με τις απλές φωτογραφικές μηχανές (Εικόνα 1.10), και σε ηλεκτρο-οπτικούς δέκτες, οι οποίοι μέσω ανιχνευτών μεταβιβάζουν το ψηφιακό σήμα σε επίγειους σταθμούς για να παραχθεί η εικόνα.

Οι ηλεκτρο-οπτικοί δέκτες χρησιμοποιούνται για την λήψη εικόνων από κινούμενες πλατφόρμες, συνήθως αεροπλάνα και δορυφόρους. Αποτελούνται, όπως και τα φασματοραδιόμετρα, από το οπτικό σύστημα, τον ανιχνευτή και τον επεξεργαστή του σήματος, και διαχωρίζονται σε κατηγορίες ανάλογα με (Καραθανάση, 2014):

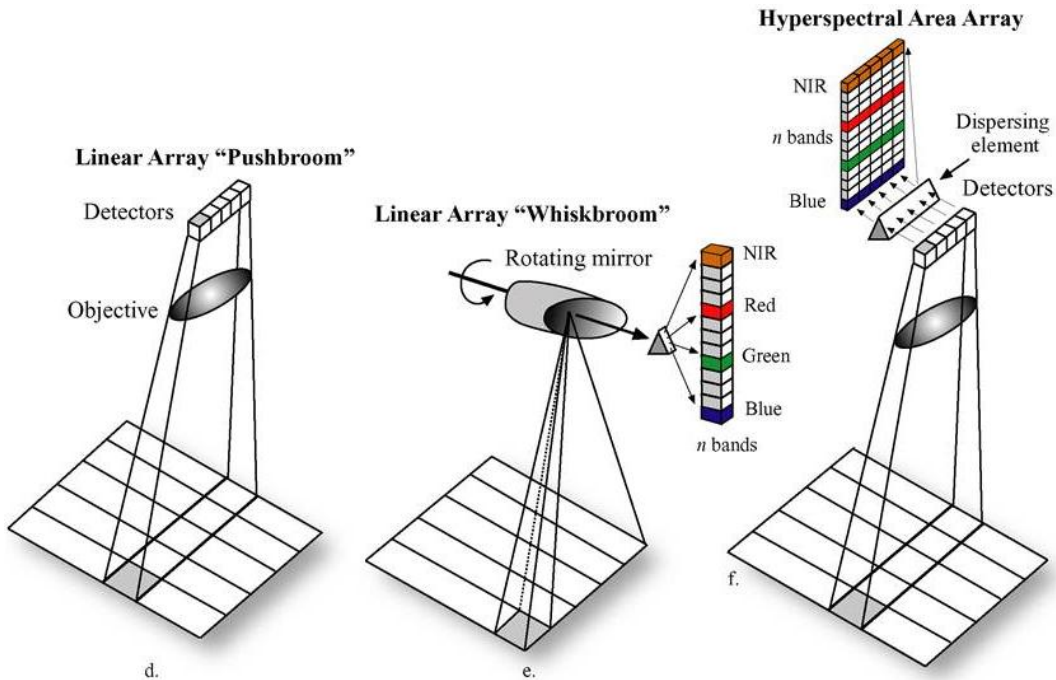
1. Τον τύπο του ανιχνευτή που χρησιμοποιούν (θερμικοί ανιχνευτές, photo-emissive detectors, solid state detectors, Charge-Coupled Devices), και
2. Το οπτικό σύστημα μέσω του οποίου συλλέγεται η ακτινοβολία, έτσι ώστε το ηλεκτρικό σήμα, μετά την ψηφιακή καταγραφή, να δίνει εικόνα.

Οι εικόνες που παράγουν κινούμενοι ηλεκτρο-οπτικοί δέκτες, αποτελούνται από μοναδιαία στοιχεία που ονομάζονται εικονοστοιχεία (pixel). Η λήψη κάθε εικονοστοιχείου χαρακτηρίζεται από τρεις παραμέτρους: του χώρου, του χρόνου και του μήκους κύματος. Επειδή η χρονική διάρκεια κατά την οποία λαμβάνεται η μέτρηση ενός pixel, είναι πολύ μικρή, η παράμετρος του χρόνου μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα.

Η διάταξη ενός κινούμενου δέκτη στο χώρο χαρακτηρίζεται από δύο διευθύνσεις, την διεύθυνση κίνησης ψ του δέκτη (flight direction, in-track direction), δηλαδή την τροχία του δορυφόρου ή την κατεύθυνση πτήσης, και την διεύθυνση κατά την οποία βρίσκεται η κινείται ο ανιχνευτής του δέκτη (cross-track direction) και είναι κάθετη με την ψ (Καραθανάση, 2014). Υπάρχουν δύο είδη κινούμενων δεκτών, το πρώτο είδος (line scanner) χρησιμοποιεί έναν (line scanner) ή περισσότερους (whiskbroom scanner) ανιχνευτές οι οποίοι με την περιστροφή ενός κατόπτρου λαμβάνουν μετρήσεις κατά την κάθετη διεύθυνση (Εικόνες 1.10 και 1.11), το δεύτερο είδος (pushbroom scanner) χρησιμοποιεί μία σειρά χιλιάδων CCD cameras διατεταγμένων κατά την κάθετη διεύθυνση (Εικόνα 1.11).



Εικόνα 1.10: Είδη δεκτών: a) Αναλογική φωτογραφική μηχανή, b) Ψηφιακή φωτογραφική μηχανή, c) Line scanner.
(Πηγή: "www.e-education.psu.edu")

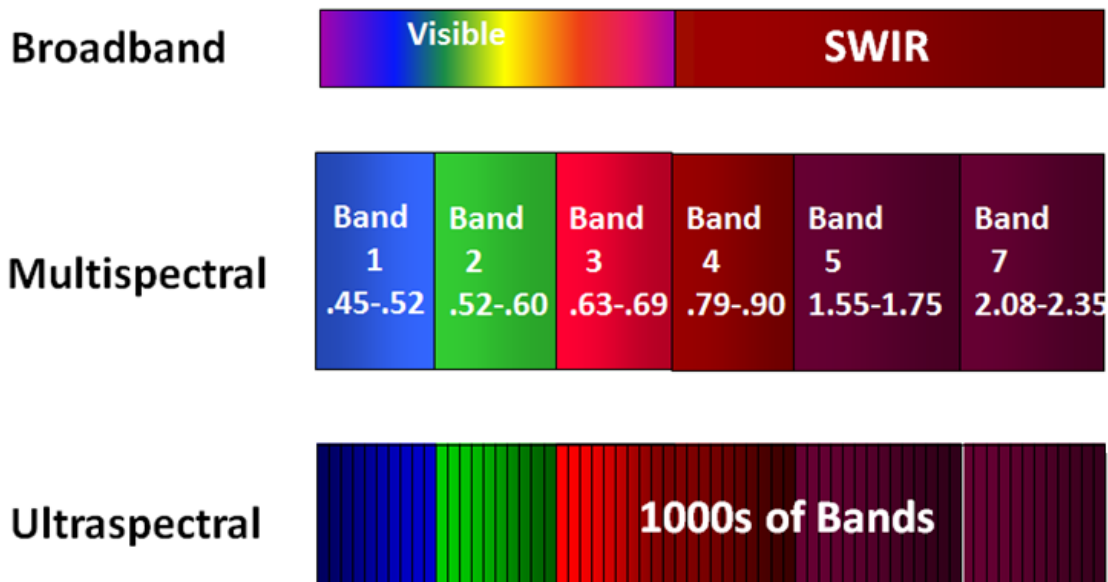


Εικόνα 1.11: Είδη δεκτών: d) Pushbroom scanner, e) Whiskbroom scanner, f) Υπερφασματική διάταξη
(Πηγή: " www.e-education.psu.edu")

Στην περίπτωση όλων των κινούμενων δέκτων, ορίζεται το στιγμιαίο πεδίο όρασης (Instantaneous Field of View - FOV) ως η στιγμιαία στερεογωνία ω_{fov} με την οποία ο ανιχνευτής, ή η διάταξη των ανιχνευτών βλέπει τμήμα της επιφανείας. Το τμήμα αυτό αντιστοιχεί σε ένα εικονοστοιχείο (pixel) της εικόνας και το ολοκλήρωμα αυτού ισούται με το συνολικό πεδίο όρασης του δέκτη (Field of View - FOV). Η επίπεδη γωνία θ , που αντιστοιχεί σε τομή της στερεογωνίας ω_{fov} , και το ύψος h , στο οποίο βρίσκεται ο δέκτης, ορίζουν το μέγεθος του εικονοστοιχείου στο έδαφος, $GIFOV$, μέσω της εξίσωσης 1.18:

$$GIFOV = 2htan(\theta/2) \quad (1.18)$$

Το μέγεθος αυτό ονομάζεται Χωρική ικανότητα του δέκτη και αποτελεί ένα από τα δύο βασικά χαρακτηριστικά με βάση τα οποία γίνεται η επιλογή του κατάλληλου δέκτη για την εκάστοτε εφαρμογή. Το δεύτερο χαρακτηριστικό είναι η Φασματική διακριτική ικανότητα που ορίζεται ως ο αριθμός των τμημάτων του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (κανάλια - bands), στα οποία ευαισθητοποιείται ο δέκτης. Ανάλογα με τον αριθμό και το πλάτος των καναλιών οι δέκτες χωρίζονται σε πανχρωματικούς (panchromatic, broadband), πολυφασματικούς (multispectral) και υπερφασματικούς (hyperspectral, ultraspectral) δέκτες (Tabulo, 2011) (Εικόνα 1.12).



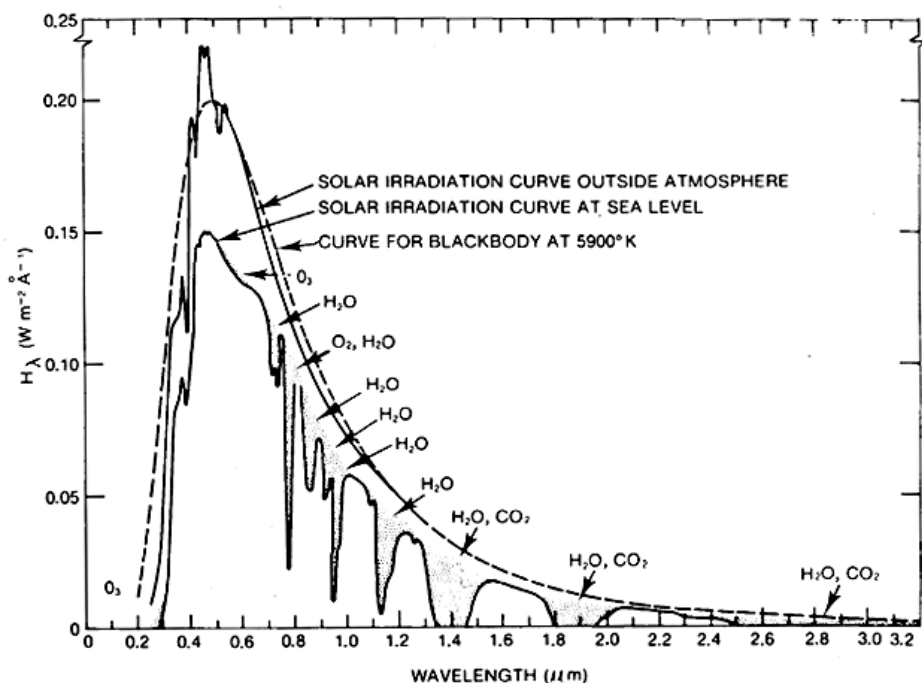
Εικόνα 1.12: Είδη δέκτων ανάλογα με την φασματική διακριτική ικανότητά τους (Πηγή: "www.markelowitz.com")

Για την παρατήρηση του εδάφους έχουν στο παρελθόν χρησιμοποιηθεί όλα τα είδη δεκτών. Οι πολυφασματικοί δέκτες έχουν μικρό αριθμό καναλιών, πλάτους 150 nm έως 250 nm, κάτι που τους καθιστά αρκετά χαμηλής φασματικής ανάλυσης. Αντιθέτως οι υπερφασματικοί δέκτες έχουν εκατοντάδες ή χιλιάδες κανάλια πλάτους 1 nm και μπορούν να συλλέξουν δεδομένα μεγάλης φασματικής ανάλυσης, που είναι καταλληλότερα για τον εντοπισμό υλικών της γήινης επιφανείας (Tabulo, 2011). Ενώ οι πολυφασματικοί δέκτες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό χοντρικών διαφορών στο έδαφος, οι υπερφασματικοί έχουν την δυνατότητα να κάνουν διακρίσεις μεταξύ χαρακτηριστικών της επιφάνειας, σε σημείο που να επιτρέπουν την εκτίμηση ποσοστών περιεκτικότητας συστατικών του εδάφους.

1.3.4 Φασματική υπογραφή και ιδιότητες του εδάφους

Η προέλευση του μεγαλύτερου τμήματος της ακτινοβολίας είναι ο ήλιος, ο οποίος εκπέμπει τα μεγαλύτερα ποσά ενέργειας στα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στην Υπεριώδη, την Ορατή και την Υπέρυθηρη ζώνη του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Σύμφωνα με την θεωρία της ακτινοβολίας ενός μέλανος σώματος, ανάλογα με την θερμοκρασία του, ένα σώμα εκπέμπει ενέργεια υπό την μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Το μέγεθος της ενέργειας που εκπέμπει ο ήλιος μπορεί να προσεγγιστεί από την ακτινοβολία ενός μέλανος σώματος θερμοκρασίας 5900 Kelvin (Διάγραμμα 1.4) και καλύπτει όλο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα, με διαφοροποιούμενη ένταση (Liu 2002).

Τμήματα αυτής της ακτινοβολίας απορροφώνται από την ατμόσφαιρα γεγονός που μειώνει τα ποσοστά ακτινοβολίας που καταλήγουν στην επιφάνεια της γής από 50% έως και σχεδόν 100% για ορισμένα μήκη κύματος (Saha 2008, Liu 2002) (Διάγραμμα 1.4). Οι ακτινοβολίες που καταλήγουν στο έδαφος σε αξιοποιήσιμο ποσοστό κυμαίνονται από 300 nm έως 2500 nm μήκος κύματος. Για περαιτέρω ανάλυση στο θέμα αυτό, ο αναγνώστης μπορεί να ανατρέξει στην βιβλιογραφία (Saha 2008, Liu 2002, Jensen 2006).



Διάγραμμα 1.4: Τα επίπεδα ενέργειας που εκπέμπεται από τον ήλιο, πριν και μετά την διέλευσή τους από την ατμόσφαιρα.
(Πηγή: "<http://www.neodc.rl.ac.uk/tutorials/basics/5.htm>")

Στην τηλεπισκοπική παρατήρηση του εδάφους, αυτό που μας ενδιαφέρει είναι η ακτινοβολία που ανακλάται ή εκπέμπεται από το έδαφος. Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, κατά την προσπίπτσή της στο έδαφος αλληλεπιδρά με τρεις τρόπους: ένα τμήμα της ανακλάται από την επιφάνεια, ένα τμήμα της διαδίδεται μέσα στην επιφάνεια, και ένα τμήμα της απορροφάται και επανεκπέμπεται από την επιφάνεια (Aggarwal, Mackay, 2005).

Η συμπεριφορά της οπτικής δέσμης εξαρτάται κατά κυρίο λόγο από το υλικό στο οποίο προσπίπτει. Όλα τα υλικά έχουν έναν σύνθετο δείκτη διάθλασης m , που δίνεται από την Εξίσωση 1.19, όπου n είναι το πραγματικό μέρος του συντελεστή, K το φανταστικό μέρος και $j = (-1)^{1/2}$.

$$m = n - jK \quad (1.19)$$

Τα φωτόνια απορροφούνται, από το μέσο διάδοσής τους, σύμφωνα με τον νόμο του Beer που δίνεται από την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.20), όπου I είναι η παρατηρούμενη ένταση της ακτινοβολίας, I_0 η αρχική ένταση της ακτινοβολίας, k ο συντελεστής απορρόφησης και x η απόσταση που διήνυσε η ακτινοβολία εντός του μέσου (Clark, 1999):

$$I = I_0 e^{-kx} \quad (1.20)$$

Ο συντελεστής απορρόφησης δίνεται από την Εξίσωση 1.21, όπου λ είναι το μήκος κύματος της ακτινοβολίας:

$$k = 4 \cdot \pi \cdot K / \lambda \quad (1.21)$$

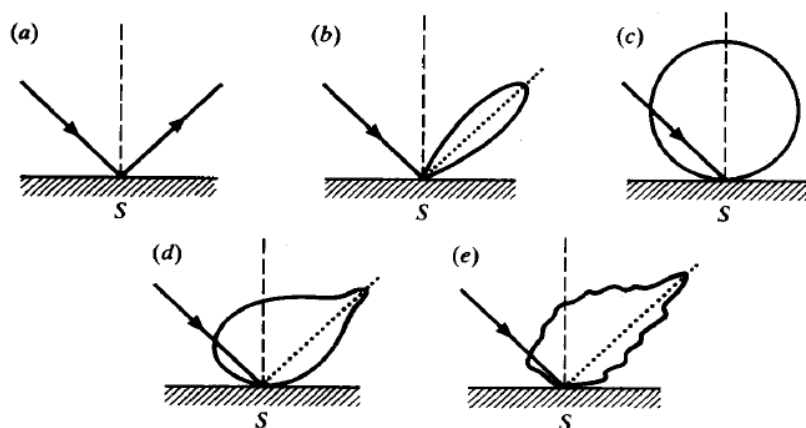
Η ανακλασιμότητα R της δέσμης της ακτινοβολίας όταν αυτή προσπίπτει σε μία επίπεδη επιφάνεια δίνεται από την εξίσωση Fresnel (Εξ. 1.22):

$$R = [(n - 1)^2 + K^2] / [(n + 1)^2 + K^2] \quad (1.22)$$

Ο συντελεστής απορρόφησης k μετράται σε cm^{-1} και η απόσταση x σε cm . Εδώ σημειώνουμε πως οι εξισώσεις 1.19 έως 1.22 ισχύουν για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος ακτινοβολίας, καθώς ο συντελεστής απορρόφησης και ο συντελεστής διάθλασης μεταβάλλονται συναρτήσει του μήκους κύματος, επηρεάζοντας την ένταση της ανακλώμενης ακτινοβολίας (Clark, 1999).

Ανάλογα με την διεύθυνση της ανακλώμενης ακτινοβολίας, οι επιφάνειες χωρίζονται σε πέντε κατηγορίες (Εικόνα 1.13) (Mackay, 2012):

- Τέλειες ανακλαστικές επιφάνειες. Η γωνία ανάκλασης ισούται με την γωνία πρόσπτωσης.
- Σχεδόν τέλειες ανακλαστικές επιφάνειες. Η ανακλώμενη ακτινοβολία διαχέεται μερικώς προς την διεύθυνση της τέλειας ανάκλασης.
- Τέλεια Λαμπρεντιανή επιφάνεια. Η ανακλώμενη ακτινοβολία διαχέεται εξίσου προς όλες τις διευθύνσεις.
- Μερικώς Λαμπρεντιανή επιφάνεια. Η ακτινοβολία διαχέεται μερικώς προς όλες τις διευθύνσεις.
- Σύνθετες ανακλαστικές επιφάνειες.



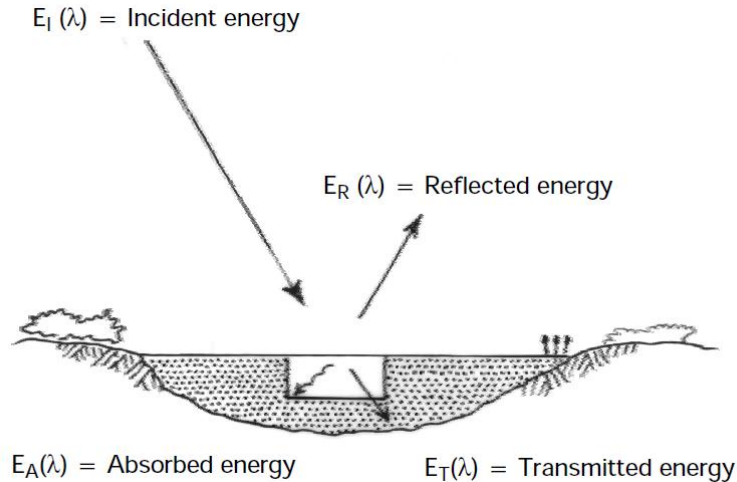
Εικόνα 1.13: Είδη ανακλαστικών επιφανειών: α) Τέλεια, β) Μερικώς τέλεια, γ) Λαμπρεντιανή, δ) Μερικώς Λαμπρεντιανή, ε) Σύνθετη (Πηγή: "Principles of Remote Sensing", Aggarwal, 2005)

Ως ακτινοβολία εδάφους (radiance) ορίζουμε το μέγεθος L_t που μετρά ο δέκτης που στοχεύει στο έδαφος και συνοψίζεται από την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.23) και απεικονίζεται στην Εικόνα 1.14.

$$L_t = L_p + L_s + L_v \quad (1.23)$$

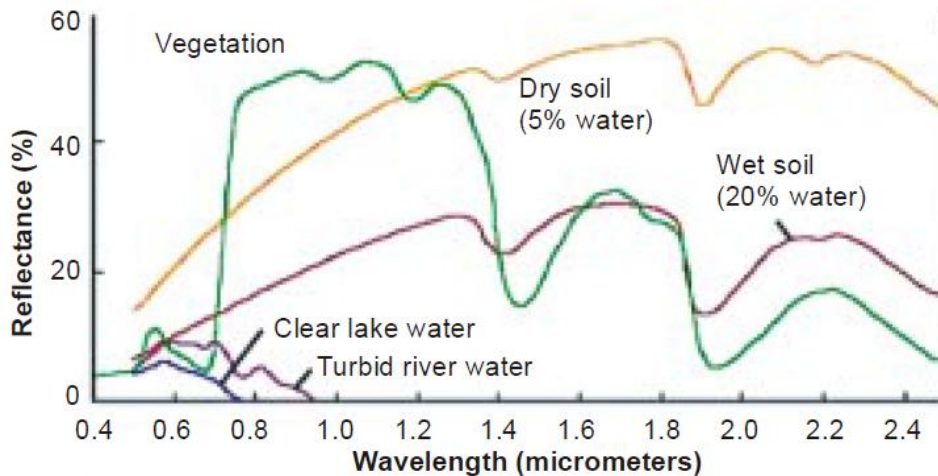
Όπου:

- L_p : Η συνιστώσα της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που προέρχεται από την κατερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (E_{sun}) και την ακτινοβολία της ατμόσφαιρας (E_{sky}), που δεν φτάνει ποτέ στην επιφάνεια του εδάφους. Η συνιστώσα αυτή πρόκειται για θόρυβο διότι δεν αντιστοιχεί σε ανάκλαση από το έδαφος, και αφαιρείται με ειδική διαδικασία ατμοσφαιρικής διόρθωσης των δεδομένων.
- L_s : Η συνιστώσα της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Η ακτινοβολία αυτή διαπερνά την επιφάνεια και διεισδύει στο έδαφος σε βάθος ίσο με $1/2$ του μήκους κύματος. Η ισχύς της εξερχόμενης ακτινοβολίας L_s εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του εδάφους, όπως η δομή του, η υφή του, η περιεκτικότητα σε οργανικά και ανόργανα συστατικά, καθώς αυτά επηρεάζουν την ποσότητα ακτινοβολίας που απορροφάται, σκεδάζεται ή/και ανακλάται από το επιφανειακό στρώμα του εδάφους. Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 2.14α, σε ένα έδαφος με διακριτούς ορίζοντες Ο και Α, η ακτινοβολία L_s φέρει οπτικά χαρακτηριστικά του ορίζοντα Ο. Στην περίπτωση β όμως, που ο ορίζοντας Ο είναι πολύ λεπτότερος η ακτινοβολία μπορεί πιθανότατα να τον διαπεράσει και να ανακλαστεί ή/και να σκεδαστεί από τον ορίζοντα Α. Στην περίπτωση γ, η απουσία εδαφικών οριζόντων συνεπάγεται πως η επιφανειακή ανακλαστικότητα είναι συνάρτηση του αποσαθρωμένου υπεδάφους ή ακόμα και του βραχώδους υποστρώματος εάν είναι εκτεθειμένο (Καραθανάση, 2014).
- L_v : Η συνιστώσα της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που διεισδύει από λιγα χιλιοστά έως και μερικά εκατοστά στον όγκο του εδάφους προτού σκεδαστεί, φαινόμενο που το ονομάζουμε σκέδαση ανά μονάδα όγκου, L_v . Οι ακτινοβολίες που ανήκουν στο ορατό, το εγγύς και το μέσο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, δεν έχουν μεγάλη σκέδαση όγκου καθώς δεν διεισδύουν σε μεγάλο βάθος και η ισχύς της ακτινοβολίας που εξέρχεται μετά από την σκέδαση όγκου είναι πολύ χαμηλή. Το βάθος διείσδυσης και η ισχύς της ακτινοβολίας όγκου εξαρτώνται από το μήκος κύματος (μεγαλύτερα μήκη κύματος διεισδύουν ευκολότερα), τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους (δομή, υφή, πυκνότητα), την περιεκτικότητα σε οργανικές ή ανόργανες ύλες και την εδαφική υγρασία. Στα μεγαλύτερα μήκη κύματος, και εάν ο ορίζοντας Ο είναι λιγότερο ανεπτυγμένος, οι ακτινοβολία μπορεί να αλληλεπιδράσει σε μεγαλύτερο ποσοστό με τα σωματίδια του ορίζοντα Α (Εικόνα 1.14β).



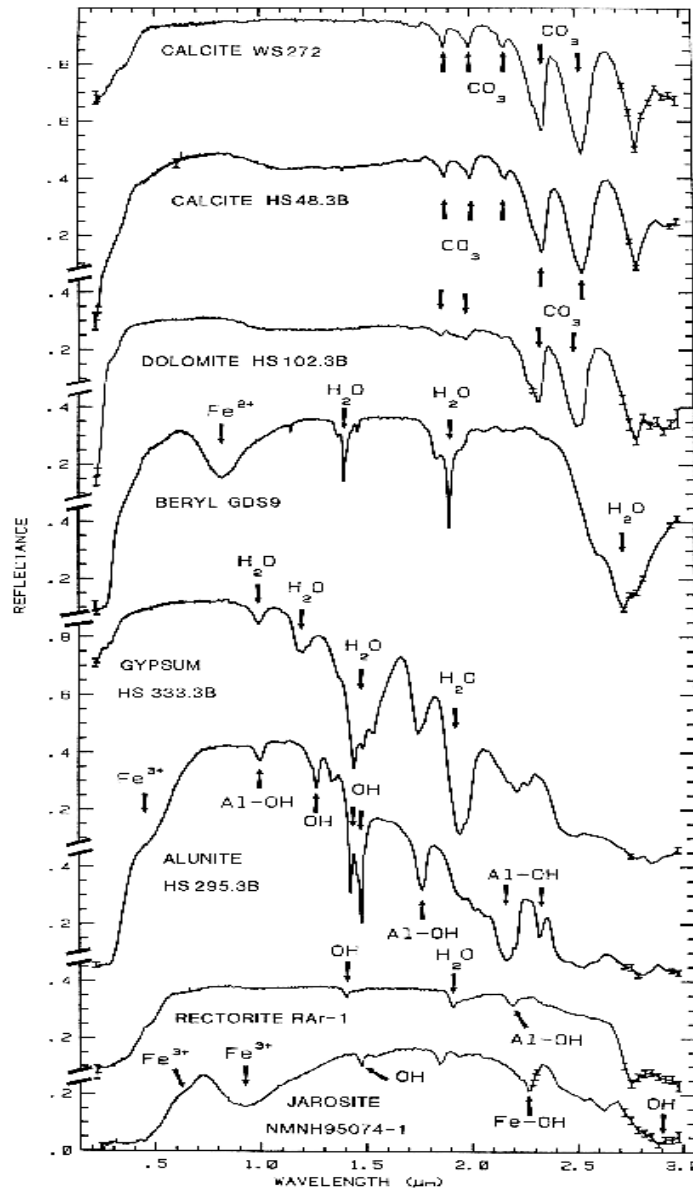
Εικόνα 1.15: Συμπεριφορά της ακτινοβολίας κατά την πρόσπτωσης της στο έδαφος.
(Πηγή: "Principles of Remote Sensing", Aggarwal, 2005)

Οι μεταβολές στην φασματική υπογραφή χαρακτηρίζονται ως μοτίβα της φασματικής υπογραφής, τα οποία μπορούν να συνδεθούν άμεσα με ορισμένες από τις ιδιότητες του εδάφους. Για παράδειγμα, όπως φαίνεται και στο Διάγραμμα 1.6, η βλάστηση έχει ψηλά επίπεδα ανακλαστικότητας για μήκη κύματος από 700 nm έως 1300 nm και 1700 έως 1850 nm. Αντίστοιχα για στεγνό έδαφος η ανακλαστικότητα αυξάνεται έως και τα 1800 nm μήκος κύματος, με μία χαρακτηριστική πτώση ανακλαστικότητας στα 1800 nm έως 2100 nm, ενώ οι υδάτινες επιφάνειες απορροφούν ολοκληρωτικά τις ακτινοβολίες με μήκος κύματος μεγαλύτερο των 900 nm (Aggarwal, 2005, Jensen, 2006, Thomasson et al. 2001, Rencz, 1999).



Διάγραμμα 1.6: Φασματικές υπογραφές βλάστησης, ξηρού εδάφους, υγρού εδάφους, καθαρού στάσιμου νερού, και κινούμενου νερού.
(Πηγή: "Principles of Remote Sensing", Aggarwal 2005)

Οι απότομες πτώσεις της ανακλαστικότητας στην φασματική υπογραφή ενός υλικού, ονομάζονται ζώνες απορρόφησης και οφείλονται σε αλλαγές της ενεργειακής στάθμης των ηλεκτρονίων ενός ατόμου (electronic absorption), ή σε δονήσεις των ατόμων μίας χημικής ένωσης (vibrational absorption) (Clark, 1999). Οι ζώνες απορρόφησης μπορούν να συσχετιστούν σε μεγάλο βαθμό με ποσοστά περιεκτικότητας σε συγκεκριμένες χημικές ενώσεις όπως υδροξυλικές ενώσεις (OH, H₂O) και οξείδια του άνθρακα (CO, CO₂, CO₃) όπως φαίνεται και στο Διάγραμμα 1.5.



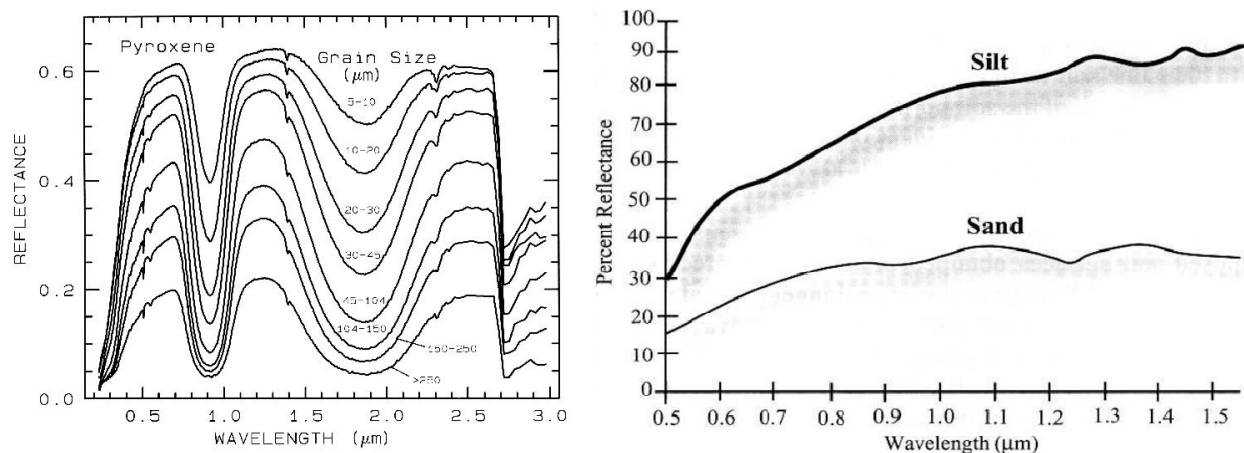
Διάγραμμα 1.5: Φασματικές υπογραφές δειγμάτων, ασβεσίτη (calcite), δολομίτη (dolomite), βηρύλλου (beryl), γύψου (gypsum), αλουνίτη (alunite), ρεκτορίτη (rectorite) και ιαροσίτη (jarosite), όπου φαίνονται οι ζώνες απορρόφησης ενώσεων όπως OH, H₂O, CO₃, Fe και Fe²⁺. (Πηγή: "Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy", Clark, 1999)

Τα βασικότερα χαρακτηριστικά του εδάφους που μπορούν να συσχετιστούν με τις μεταβολές της φασματικής ανακλαστικότητας είναι τα εξής (Clark 1999 , Escadafal και Huete 1992 , Zribi και Baghdadadi et al. 2011 , Καραθανάση 2014):

- Η υφή (αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου)
- Η περιεκτικότητα σε οργανικές ύλες
- Η περιεκτικότητα σε οξείδια του σιδήρου
- Η περιεκτικότητα σε άλατα
- Η εδαφική υγρασία

Η επίδραση της υφής.

Σύμφωνα με τον Clark (1999) το ίδιο υλικό με διαφορετικό μέγεθος κόκκων χαρακτηρίζεται από διαφορετική τιμή ανακλαστικότητας. Μεγαλύτερο μέγεθος κόκκων συνεπάγεται μεγαλύτερο κενό ανάμεσά τους, γεγονός που αυξάνει τις πιθανότητες η προσπίπτουσα ακτινοβολία να διεισδύσει στο μέσο,. Αντίθετα μικρότερο μέγεθος κόκκου συνεπάγεται μεγαλύτερο ποσοστό επιφανειακής ανάκλασης. Ειδικά για τις περιοχές του ορατού και του μέσου υπέρυθρου τμήματος, μικρότερο μέγεθος κόκκου συνεπάγεται μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας (Διάγραμμα 1.7). Συμπεραίνουμε λοιπόν πως στα εδάφη τα ποσοστά περιεκτικότητας σε άμμο, ιλύ και άργιλο επηρεάζουν την ανακλαστικότητα (Διάγραμμα 1.7).

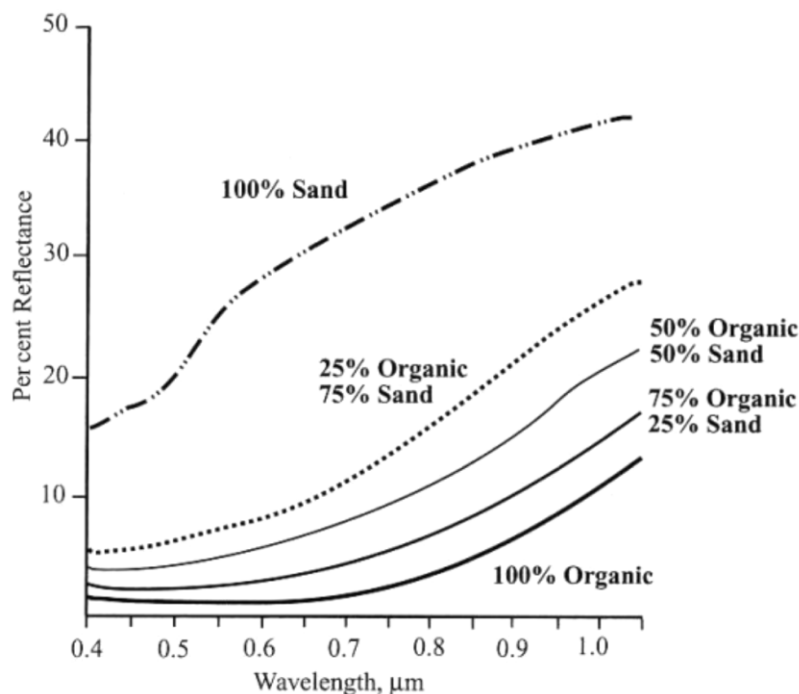


Διάγραμμα 1.7: Αριστερά, οι τιμές ανακλαστικότητας δειγμάτων πυροξενίου για διαφορετικού μεγέθους κόκκου. Δεξιά, οι ενδεικτικές τιμές ανακλαστικότητας άμμου (Sand) και ιλύος (Silt).

(Πηγή: "Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy", Clark 1999 , "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης", Καραθανάση 2014)

Η επίδραση της οργανικής ύλης

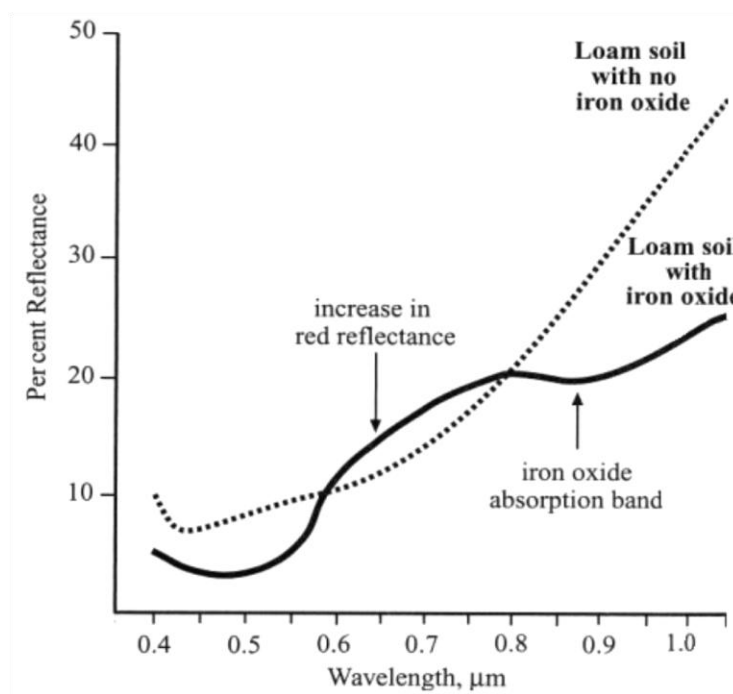
Σε παραπάνω ενότητα αναφέραμε ότι ανάμεσα στα σωματίδια του εδάφους μπορεί να παρεμβάλλεται οργανική ύλη, που προέρχεται από την αποσύνθεση ζωντανών οργανισμών. Η οργανική ύλη συγκεντρώνεται σε μεγαλύτερο ποσοστό στον ορίζοντα Ο του εδάφους, που έχει πάχος λίγων εκατοστών, και σε μικρότερο ποσοστό στους βαθύτερους εδαφικούς ορίζοντες. Η παρουσία οργανικής ύλης επηρεάζει, εκτός από τις φυσικές ιδιότητες, και τις οπτικές ιδιότητες του εδάφους (Διάγραμμα 1.8). Σε γενικές γραμμές παρατηρείται μία μείωση στην ανακλαστικότητα του εδάφους, σε όλες τις ακτινοβολίες του οπτικού έως και του μέσου υπέρυθρου τμήματος του φάσματος, χαρακτηριστικό που γίνεται λιγότερο αντιληπτό σε χαμηλότερες συγκεντρώσεις οργανικής ύλης (Escadafal and Huete, 1992 , Καραθανάση, 2014).



Διάγραμμα 1.8: Φασματικές υπογραφές άμμου με διαφορετικές περιεκτικότητες σε οργανική ύλη.
(Πηγή: "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης", Καραθανάση, 2014)

Η επίδραση των οξειδίων του σιδήρου

Τα οξείδια του σιδήρου είναι συστατικά που βρίσκονται σε πολύ μικρή περιεκτικότητα στο έδαφος. Ωστόσο, η παρουσία τους μεταβάλλει σημαντικά τις τιμές ανακλαστικότητας των εδαφών σε ορισμένα μήκη κύματος ακτινοβολίας (Escadafal and Huete, 1992) όπως φαίνεται και στο Διάγραμμα 1.9. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρείται μία αύξηση της ανακλαστικότητας στην κόκκινη περιοχή (550 - 700 nm) του οπτικού τμήματος του φάσματος και μείωση στο μπλέ και πράσινο τμήμα. Τέλος, εδάφη με οξείδια σιδήρου παρουσιάζουν μία ζώνη απορρόφησης στο εγγύς υπέρυθρο τμήμα, και πιο συγκεκριμένα στα 850 - 900 nm μήκος κύματος (Καραθανάση, 2014).

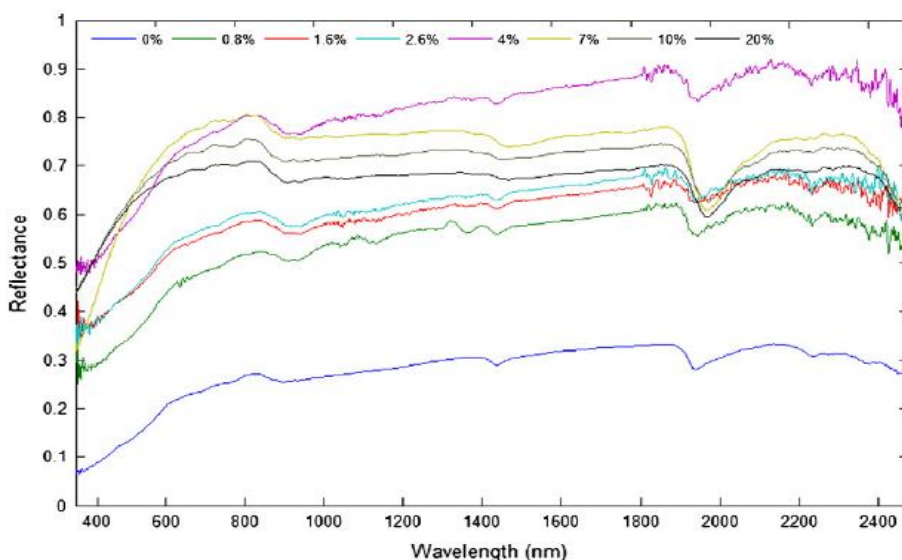


Διάγραμμα 1.9: Σύγκριση φασματικών υπογραφών δύο δειγμάτων πηλώδους εδάφους, ένα εκ των οποίων έχει περιεκτικότητα σε οξείδια του σιδήρου.

(Πηγή: "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης", Καραθανάση, 2014)

Η επίδραση των αλατότητας

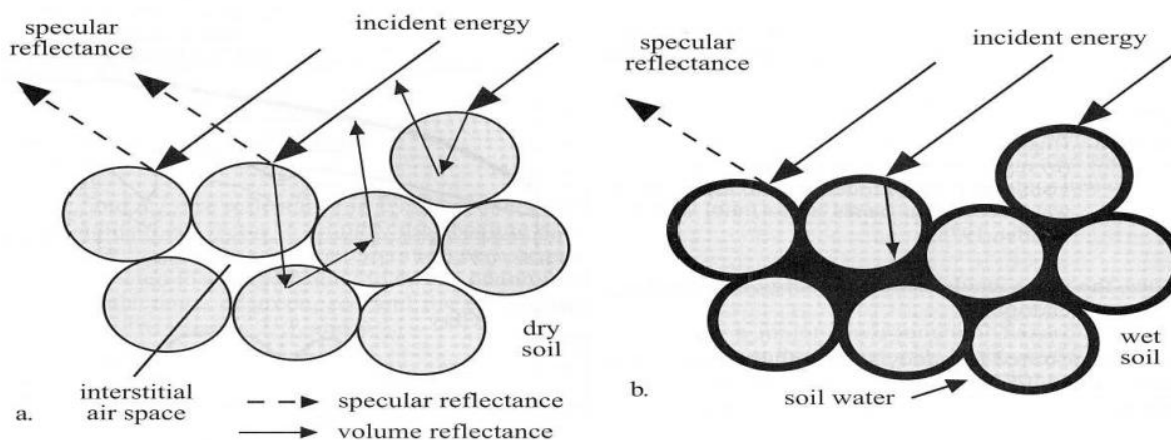
Τα άλατα τείνουν να συγκεντρώνονται στην επιφάνεια του εδάφους, σε ξηρές και αρδευόμενες περιοχές, και η συγκέντρωσή έχει μεγάλη οικολογική βαρύτητα (Καραθανάση, 2014). Η παρουσία αλάτων στο έδαφος αυξάνει, συνήθως, την ανακλαστικότητα των εδαφών, όπως φαίνεται και στο Διάγραμμα 1.10 (Farifteh 2007, Καραθανάση 2014).



Διάγραμμα 1.10: Φασματικές υπογραφές αποξηραμένων δειγμάτων, διαφορετικής περιεκτικότητας σε άλατα (0.8% έως 20%). (Πηγή: " Calibration and validation of salt-resistant hyperspectral indices for estimating soil moisture in arid land ", Wang et al., 2011)

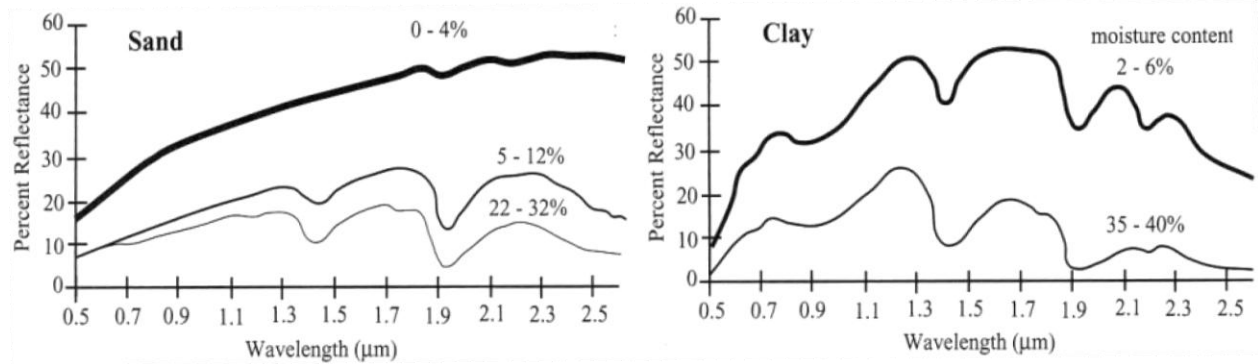
Η επίδραση της υγρασίας.

Τα επίπεδα της εδαφικής υγρασίας επηρεάζουν σημαντικά την ανακλαστικότητα του εδάφους, γεγονός στο οποίο θα βασιστούμε για να εκτιμήσουμε τηλεπισκοπικά τα επίπεδα υγρασίας του εδάφους στα πλαίσια αυτής της εργασίας. Όπως αναφέραμε στην παράγραφο για την επίδραση της υψής, τα κενά ανάμεσα στα σωματίδια του εδάφους επιτρέπουν την διείσδυση της ακτινοβολίας και την σκέδαση της στο όγκο του εδάφους. Παρουσία εδαφικής υγρασίας, τα κενά αυτά καταλαμβάνονται, μερικώς ή και ολοκληρωτικά, από νερό, το οποίο αποτελεί πολύ ισχυρό μέσο απορρόφησης της ακτινοβολίας στο ορατό και το μέσο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος (Εικόνα 1.16).



Εικόνα 1.16: Πορεία της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε: a) ξηρό έδαφος, b) υγρό έδαφος. (Πηγή: "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης", Καραθανάση, 2014)

Η ακτινοβολία που προσπίπτει στην υγρή επιφάνεια του εδάφους, ή σκεδάζεται στο νερό που κατακρατάται στον όγκο του εδάφους, απορροφάται σε μεγάλο ποσοστό, με αποτέλεσμα η ανακλαστικότητα του εδάφους να μειώνεται (Διάγραμμα 1.11). Επίσης, η παρουσία του νερού συνοδεύεται από την εμφάνιση τριών ζωνών απορρόφησης στα 1.4, 1.9 και 2.7 μm , όπου η ακτινοβολία απορροφάται σε πολύ μεγαλύτερο ποσοστό (Price, 1990 , Liu και Baret et al., 2002 , Muller και Décamps, 2000). Στα αμμώδη χονδρόκοκκα εδάφη η απορρόφηση είναι λιγότερο έντονη στις τρεις αυτές ζώνες (Καραθανάση, 2014).



Διάγραμμα 1.11: Φασματικές υπογραφές άμμου (αριστερά) και αργίλου (δεξιά), σε διαφορετικά επίπεδα εδαφικής υγρασίας.

(Πηγή: "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης", Καραθανάση, 2014)

Όπως αναφέραμε στην ενότητα της διήθησης και της υδατοχωρητικότητας, ανάλογα με την υφή και την δομή του εδάφους, το νερό αποστραγγίζεται με μεγαλύτερη ή μικρότερη ταχύτητα. Για παράδειγμα, η λεπτότερη υφή αργιλωδών ή ιλυωδών εδαφών επιτρέπει την κατακράτηση μεγάλης ποσότητας νερού και την αργή αποστράγγισή του. Η αργή αποστράγγιση συνεπάγεται μικρότερες μεταβολές της υγρασίας συναρτήσει του βάθους, γεγονός που μας ενδιαφέρει ιδιαίτερα διότι οι ακτινοβολίες του ορατού και του υπέρυθρου τμήματος δεν διεισδύουν στο έδαφος παρά μερικά εκατοστά.

1.4 Μέθοδοι εκτίμησης εδαφικής υγρασίας από υπερφασματικά και πολυφασματικά δεδομένα

Οι πρόσφατες εξελίξεις στον τομέα της φασματοσκοπίας εδάφους έχουν δείξει πως με την παρατήρηση των φασματικών δεδομένων, για το Ορατό έως και το Μέσο Υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, μπορεί να γίνει ποσοτική εκτίμηση (quantification) των χαρακτηριστικών του εδάφους (Hively et al., 2011 , Ben-Dor et al., 2009 , Zheng, 2008). Η υπερφασματική απεικόνιση είναι μία συστηματική καταγραφή φασματικών μετρήσεων μοναδιαίων επιφανειών (εικονοστοιχεία - pixels) οι οποίες κατανέμονται υπό μορφή στοιχείων πίνακα στον χώρο. Με την εξέλιξη της τεχνολογίας των αερομεταφερόμενων και δορυφορικών δεκτών οι υπερφασματικές απεικονίσεις έχουν πλησιάσει σε ποιότητα και φασματική ανάλυση τις μετρήσεις των φασματοραδιομέτρων. Αυτό συνεπάγεται πως, σε θεωρητικό τουλάχιστον επίπεδο, τεχνικές που εφαρμόζονται σε φασματικά δεδομένα εργαστηρίου έχουν ισχύ και στις υπερφασματικές απεικονίσεις (Ben-Dor et al., 2009).

Η χρήση υπερφασματικών εικόνων για την ποσοτική εκτίμηση παραμέτρων του εδάφους, έχει πολλά πλεονεκτήματα και αρκετά μειονεκτήματα. Το μεγαλύτερο πλεονέκτημα είναι η απαλλαγή από εκτενείς μετρήσεις πεδίου, οι οποίες εκτός από το αυξημένο τους κόστος, μπορούν να επηρεάσουν και το φυσικό περιβάλλον (Sahoo, 2013). Οι υπερφασματικές απεικονίσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη μεγάλων εκτάσεων και την παρασκευή χωρικά κατανεμημένων δεδομένων, όπως χάρτες εδαφικής ποιότητας (Hively et al., 2011 , Zheng, 2008) Επίσης καθίσταται εφικτή η παρακολούθηση μιας περιοχής ανά τακτά χρονικά διαστήματα για την παρασκευή χρονικά κατανεμημένων δεδομένων (Ben-Dor et al, 2009).

Ωστόσο, η χρήση υπερφασματικών απεικονίσεων έχει και αρκετά μειονεκτήματα, τα οποία περιορίζουν τη χρήση τους σε πολλές εφαρμογές. Ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα είναι η επίδραση της ατμόσφαιρας, η οποία λειτουργεί ως οπτικό μέσο μεταξύ του δέκτη και του εδάφους, απορροφώντας ποσότητα της ακτινοβολίας, ή ως πηγή θορύβου. Η φύση των υπερφασματικών δεδομένων, με τα συνεχή κανάλια πλάτους περίπου 2 nm, τα καθιστά επιρρεπή στις ζώνες απορρόφησης των αερίων της ατμόσφαιρας. Εξαιτίας αυτού , είναι απαραίτητη η ανάπτυξη μεθόδων για την ατμοσφαιρική διόρθωση των δεδομένων χωρίς την απώλεια εδαφικής πληροφορίας, αντικείμενο που είναι ακόμα σε εξελικτικό στάδιο (Ben-Dor et al., 2009). Εκτός από την ατμόσφαιρα, η επιφάνεια του εδάφους ποικίλει σε κλίση, τραχύτητα και ομογένεια, σε αντίθεση με ένα δείγμα εδάφους το οποίο πριν μετρηθεί έχει προετοιμαστεί καταλλήλως. Ως αποτέλεσμα, η χωρική γενίκευση της επιφάνειας του εδάφους, λόγω των περιορισμών της χωρικής ανάλυσης του δέκτη, συνεπάγεται απώλεια πληροφορίας και πηγή αναπόφευκτων σφαλμάτων. Η μελέτη υπερφασματικών εικόνων παράλληλα με μετρήσεις επί του πεδίου μπορεί να βοηθήσει στη μείωση του σφάλματος, αλλά ποτέ στην εξάλειψή του (Ben-Dor et al., 2009).

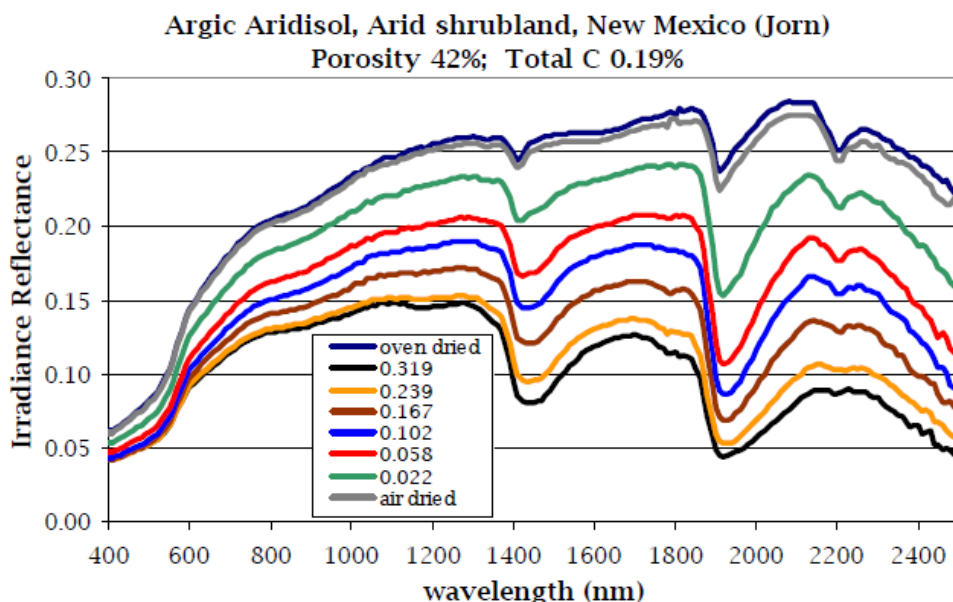
Στο παρελθόν υπερφασματικές απεικονίσεις έχουν χρησιμοποιηθεί με επιτυχία για εφαρμογές όπως: ποσοτική εκτίμηση της αλατότητας (salinity) και οργανικών ενώσεων (organic content), ποιοτική εκτίμηση επιπέδου διάβρωσης (erosion) και εδαφικής μόλυνσης (contamination), ταξινόμηση εδαφών (classification) (Hively et al., 2011 , Zheng, 2008). Ιδιαίτερα δύσκολη, όμως, έχει προκύψει η ποσοτική εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας, που αποτελεί και αντικείμενο της εργασίας αυτής. Οι βασικότερες μέθοδοι που έχουν αναπτυχθεί για την εφαρμογή αυτή, μπορούν να συνοψιστούν στις εξής (Whiting et al., 2004 , Wang et al., 2011 , Liu et al., 2002 , Haubrock et al., 2008):

- Μοντελοποίηση των τιμών της ανακλαστικότητας
- Δείκτες υγρασίας με απλές γραμμικές ή εκθετικές συσχετίσεις δύο μεταβλητών
- Δείκτες υγρασίας με συσχετίσεις πολλαπλών μεταβλητών (βλ. Κεφάλαιο 3)

1.4.1 Το απλό ημι-εμπειρικό μοντέλο ανακλαστικότητας

Σε αντίθεση με τις μεθόδους που χρησιμοποιούνται στη μικροκυματική τηλεπισκόπηση, οι οποίες θα αναλυθούν στο επόμενο κεφάλαιο, στην φασματοσκοπία εδάφους δεν έχουν αναπτυχθεί πολλά προσεγγιστικά μοντέλα ανακλαστικότητας. Το πλήθος των παραγόντων που επηρεάζουν την ανακλαστικότητα του εδάφους καθιστά ιδιαίτερα δύσκολη την ανάπτυξη ενός θεωρητικού μοντέλου ανακλαστικότητας. Έχει γίνει όμως μια μικρή πρόοδος στην κατασκευή ημι-εμπειρικών και εμπειρικών μοντέλων (Philpot, 2010, Whiting et al., 2004). Τα μοντέλα αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την πρόβλεψη των τιμών της υγρασίας από υπερφασματικά δεδομένα με μία απλή γραμμική συσχέτιση των τιμών υγρασίας με τις προβλεπόμενες τιμές ανακλαστικότητας του μοντέλου. Η επίδραση της ατμόσφαιρας όμως είναι μεγάλη πηγή σφαλμάτων δεδομένου του γεγονότος ότι τα μοντέλα αυτά κατασκευάζονται με βάση μετρήσεις που έχουν γίνει στο πεδίο ή σε περιβάλλον εργαστηρίου.

Το ημι-εμπειρικό μοντέλο αναπτύχθηκε από τον Philpot (2010) σε μία προσπάθεια να περιγραφεί η επίδραση της υγρασίας στην φασματική υπογραφή δειγμάτων εδάφους. Ένα σύνολο από δείγματα διαχωρίστηκε ανάλογα με την υφή και την περιεκτικότητα σε οργανική ύλη. Κάθε δείγμα αποξηράνθηκε σε ειδικό φούρνο εργαστηρίου και μετρήθηκε η ανακλαστικότητά του, ενώ στη συνέχεια ακολούθησε σταδιακή διαβροχή του δείγματος με απιονισμένο νερό και ενδιάμεσες μετρήσεις της ανακλαστικότητας (Διάγραμμα 1.12).



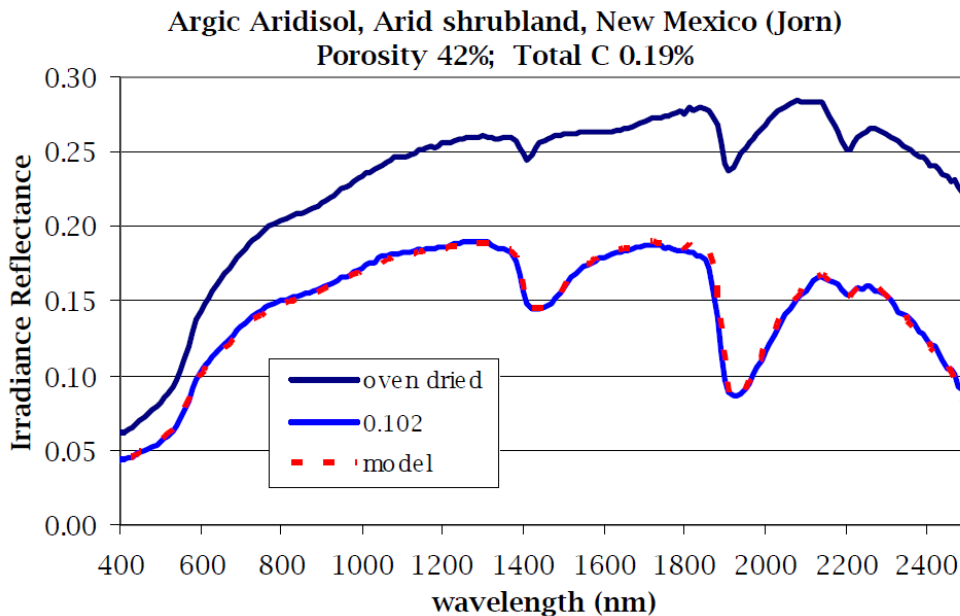
Διάγραμμα 1.12: Φασματικές υπογραφές του ίδιου δείγματος σε διαφορετικά επίπεδα περιεκτικότητας σε νερό (Πηγή: "Spectral Reflectance of Wetted Soils", Philpot, 2010)

$$R = f_w \rho_w + (1 - f_w) \rho_s e^{d a_w} \quad (1.26)$$

Όπου: ρ_w και ρ_s οι ανακλαστικότητες Fresnel από την επιφάνεια του νερού και του εδάφους αντίστοιχα, α_w ο συντελεστής απορρόφησης για το νερό και d το μέσο μήκος της απόστασης που διανύει η ακτινοβολία εντός ενός πόρου. Τα σφάλματα του παραπάνω μοντέλου περιορίζονται σε υπερεκτιμήσεις και υποτιμήσεις των μέγιστων και των ελάχιστων τιμών ανακλαστικότητας αντίστοιχα. Το σφάλμα μπορεί να μειωθεί σε μεγάλο βαθμό εάν στους συντελεστές απορρόφησης συνυπολογιστεί η απορρόφηση α_{dom} της οργανικής ύλης (Εξ. 1.27) συναρτήσει του μήκους κύματος λ . Συμπεριλαμβάνονται επίσης οι συντελεστές απορρόφησης a_a, a_b, a_c για τις ζώνες απορρόφησης του νερού στα 1450, 1900 και 2800 nm αντίστοιχα, μαζί με τον αντίστοιχο συντελεστή c (Philpot, 2010). Η εξίσωση που προκύπτει (Εξ. 1.28) προσεγγίζει τις φασματικές υπογραφές με καλή ακρίβεια όπως φαίνεται στο Διάγραμμα 1.13. Παρά την φαινομενική ακρίβεια το μοντέλο αυτό επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από τις ζώνες απορρόφησης της ατμόσφαιρας και η χρήση του για την εκτίμηση εδαφικής υγρασίας, αν και δυνατή, δεν συνιστάται.

$$\alpha_{dom}(\lambda) = \alpha_{dom}(\lambda_0) \exp[-0.014(\lambda - \lambda_0)] \quad (1.27)$$

$$R = f_w \rho_w + (1 - f_w) \rho_s \exp[d(\alpha_w + c_{dom} \alpha_{dom} + c_a \alpha_a + c_b \alpha_b + c_c \alpha_c)] \quad (1.28)$$

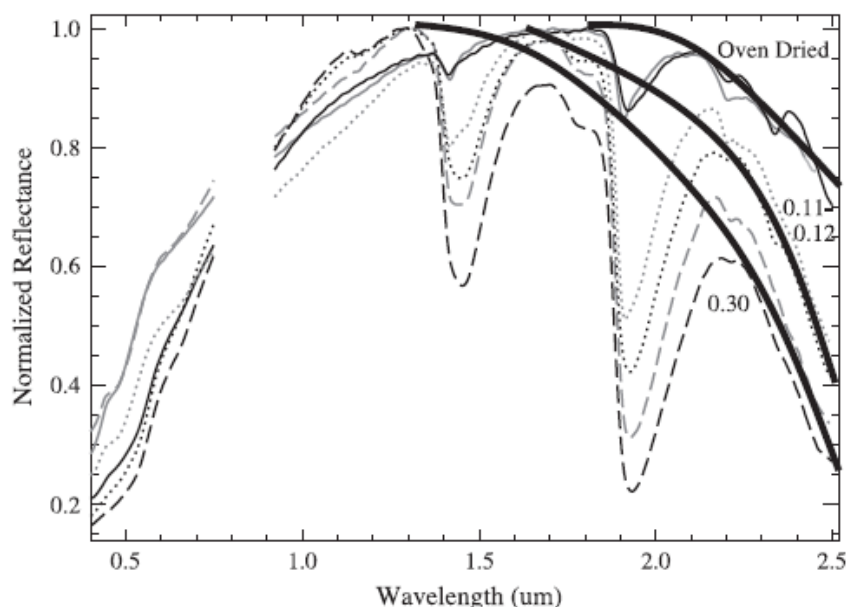


Διάγραμμα 1.13: Φασματική υπογραφή του δείγματος σε παράθεση με την γραμμή ανακλαστικότητας που προέκυψε από ημι-εμπειρικό μοντέλο. (Πηγή: "Spectral Reflectance of Wetted Soils", Philpot, 2010)

1.4.2 Το μοντέλο Gauss για την εκτίμηση εδαφικής υγρασίας

Το μοντέλο Gauss για την εκτίμηση της υγρασίας (Soil Moisture Gaussian Model - SMGM) αναπτύχθηκε σχετικά πρόσφατα και αποτελεί ένα μαθηματικό, εμπειρικό μοντέλο με εξαιρετικά ικανοποιητική ακρίβεια. Η λειτουργία του στηρίζεται στην παρατήρηση πως η φασματική υπογραφή ενός εδαφικού δείγματος μπορεί να προσεγγιστεί από μια συνάρτηση Gauss (Whiting et al., 2003, Farifteh 2007), και ειδικά το τμήμα μεταξύ 1.5 και 2.5 μm μήκους κύματος (Διάγραμμα 1.14).

Ωστόσο στην διαδικασία που θα περιγράψουμε δεν γίνεται απευθείας εφαρμογή της καμπύλης στην φασματική υπογραφή. Για την εφαρμογή αυτής της μεθόδου χρειάζεται ένα πλήθος εδαφικών δειγμάτων τα οποία, αφού ταξινομηθούν, αποξηραίνονται και στη συνέχεια μετρώνται με φασματοραδιόμετρο σε διαφορετικά στάδια διαβροχής.



Διάγραμμα 1.14: Φασματικές υπογραφές στις οποίες φαίνεται με έντονη γραμμή η προσέγγιση από μία καμπύλη Gauss. Οι τιμές ανακλαστικότητας είναι κανονικοποιημένες ως προς την μέγιστη τιμή ανακλαστικότητας για κάθε δείγμα.

(Πηγή: "Predicting water content using Gaussian model on soil spectra", Whiting et al., 2003)

Πρώτα εντοπίζονται, για κάθε φασματική υπογραφή, τα σημεία στα οποία η ανακλαστικότητα εμφανίζει τοπικά μέγιστα, τα οποία είναι τα σημεία που ορίζουν την καμπύλη (convex hull) βάσει της οποίας γίνεται η αφαίρεση του συνεχούς (continuum removal). Η αφαίρεση του συνεχούς είναι μια διαδικασία κανονικοποίησης της φασματικής υπογραφής (Διάγραμμα 1.15), που χρησιμεύει για την παρατήρηση των

οπτικών ιδιοτήτων του δείγματος, χωρίς την επίδραση του ήλιου και της γεωμετρίας παρατήρησης (Whiting et al., 2003 , Clark 1999). Η συγκεκριμένη εφαρμογή, μας επιτρέπει να εντοπίσουμε τα τοπικά μέγιστα που εμφανίζουν τη μικρότερη διασπορά κατά την διαβροχή του δείγματος, δηλαδή τα σημεία αυτά της φασματικής υπογραφής που μετακινούνται ομοιόμορφα κατά τη μείωση της ανακλαστικότητας λόγω υγρασίας (Farifteh et al., 2006d , Whiting et al., 2003).

Στη συνέχεια υπολογίζεται ο λογάριθμος της ανακλαστικότητας και κανονικοποιείται ως προς τον λογάριθμο της μέγιστης τιμής ανακλαστικότητας για κάθε δείγμα. Η εφαρμογή της ανάστροφης καμπύλης Gauss γίνεται στον κανονικοποιημένο λογάριθμο της ανακλαστικότητας, με κριτήριο ελάχιστου σφάλματος από τα σημεία που επιλέχτηκαν παραπάνω (Διάγραμμα 1.16).

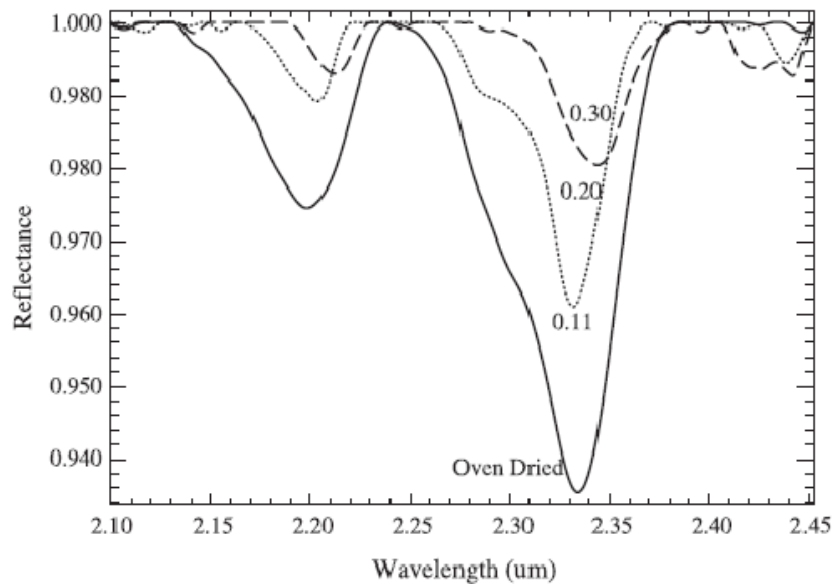
Η εξίσωση της ανάστροφης συνάρτησης Gauss είναι η παρακάτω (Εξ. 1.29):

$$g(\lambda) = R_{\lambda_i} + (R_{\lambda_0} - R_{\lambda_i}) \exp\left(\frac{-(\lambda_i - \lambda_0)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (1.29)$$

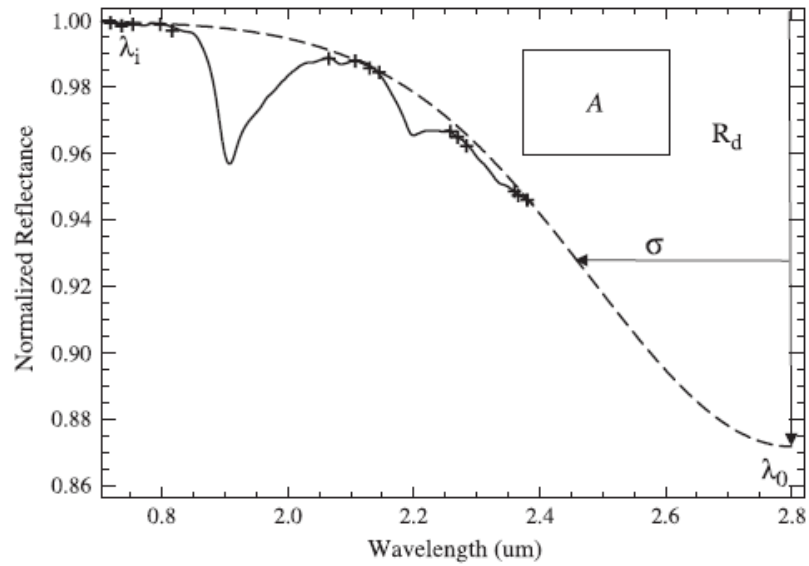
Όπου λ_i το μήκος κύματος και λ_0 το μήκος κύματος στο κέντρο της καμπύλης, που στην δική μας περίπτωση είναι στα 2.8 μm . Κάθε φασματική υπογραφή που αντιστοιχεί σε στάδιο διαβροχής, προσεγγίζεται από μία καμπύλη, και τα μεγέθη που συσχετίζονται με τιμές υγρασίας είναι η απόσταση σ (Διάγραμμα 1.16) και η επιφάνεια A κάτω από την καμπύλη Gauss. Στην εξίσωση 1.30, erf είναι η συνάρτηση σφάλματος κατά την ολοκλήρωση της κανονικής κατανομής (Εξ. 1.30).

$$A = R_d \sigma \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{\lambda_0 - \lambda_i}{\sqrt{2} \cdot \sigma}\right) \quad (1.30)$$

Η συσχέτιση της εδαφικής υγρασίας και των μεγεθών A και σ γίνεται μέσω γραμμικής παρεμβολής με μέσο τετραγωνικό σφάλμα της τάξεως του 0.026. Για τιμές υγρασίας χαμηλότερες από 30% το σφάλμα είναι ακόμα μικρότερο (0.0125) αλλά αυξάνεται ραγδαία για μεγαλύτερες τιμές υγρασίας.



Διάγραμμα 1.15: Φασματικές υπογραφές μετά την αφαίρεση του συνεχούς. (Πηγή: "Predicting water content using Gaussian moden on soil spectra", Whiting et al., 2003)



Διάγραμμα 1.16: Η εφαρμογή της ανάστροφης καμπύλης Gauss στον κανονικοποιημένο λογάριθμο της ανακλαστικότητας. (Πηγή: "Predicting water content using Gaussian moden on soil spectra", Whiting et al., 2003)

1.4.3 Εκτίμηση υγρασίας με την απλή συσχέτιση λίγων μεταβλητών

Εξαιτίας της συνεχόμενης και ταχείας αλλαγής των συνθηκών του περιβάλλοντος, υπάρχει η ανάγκη ανάπτυξης μεθόδων που είναι σχετικά απλές και μπορούν να εφαρμοστούν γρήγορα και αποτελεσματικά. Η κατασκευή δεικτών υγρασίας λίγων μεταβλητών στηρίζεται στην θεώρηση ότι συγκεκριμένες ζώνες της καμπύλης ανακλαστικότητας έχουν μεγαλύτερη συσχέτιση με την εδαφική υγρασία. Οι δείκτες αυτοί συνήθως αποτελούν μία γραμμική ή εκθετική συσχέτιση των τιμών της υγρασίας ενός συνόλου δειγμάτων με τις τιμές ενός περιορισμένου αριθμού καναλιών. Οι τιμές αυτές μπορούν να είναι (Haybrock et al., 2007 , Wang et al., 2011 , Liu et al., 2001, 2002):

- Απλές ή κανονικοποιημένες τιμές ανακλαστικότητας
- Τιμές απορρόφησης
- Πρώτες παράγωγοι της ανακλαστικότητας ή της απορρόφησης
- Διαφορές τιμών απορρόφησης ή ανακλαστικότητας
- Τιμές δεικτών υπερφασματικών ή πολυφασματικών δεδομένων

Συσχέτιση με τιμές ανακλαστικότητας

Σε μία προσπάθεια να κατασκευαστεί ένας αξιόπιστος δείκτης υγρασίας με χαμηλές υπολογιστικές απαιτήσεις, έχει μελετηθεί πλήθος συνδυασμών τιμών ανακλαστικότητας διαφορετικών καναλιών. Οι μέθοδοι συσχέτισης ανακλαστικότητας και υγρασίας, που φέρουν τα καλύτερα αποτελέσματα, είναι η γραμμική και η εκθετική συσχέτιση (Εξ. 1.32, 1.33), που δίνονται στις παρακάτω εξισώσεις, όπου θ η τιμή της υγρασίας, και R η τιμή της σχετικής ανακλαστικότητας. Η σχετική ανακλαστικότητα δίνεται από τη διαίρεση της ανακλαστικότητας ενός υγρού δείγματος προς την αντίστοιχη τιμή ανακλαστικότητας του δείγματος μετά την αποξήρανση (Εξ. 1.31).

$$R = \frac{R_{(\theta,\lambda)}}{R_{(0,\lambda)}} \quad (1.31)$$

$$\theta = \alpha R + b \quad (1.32)$$

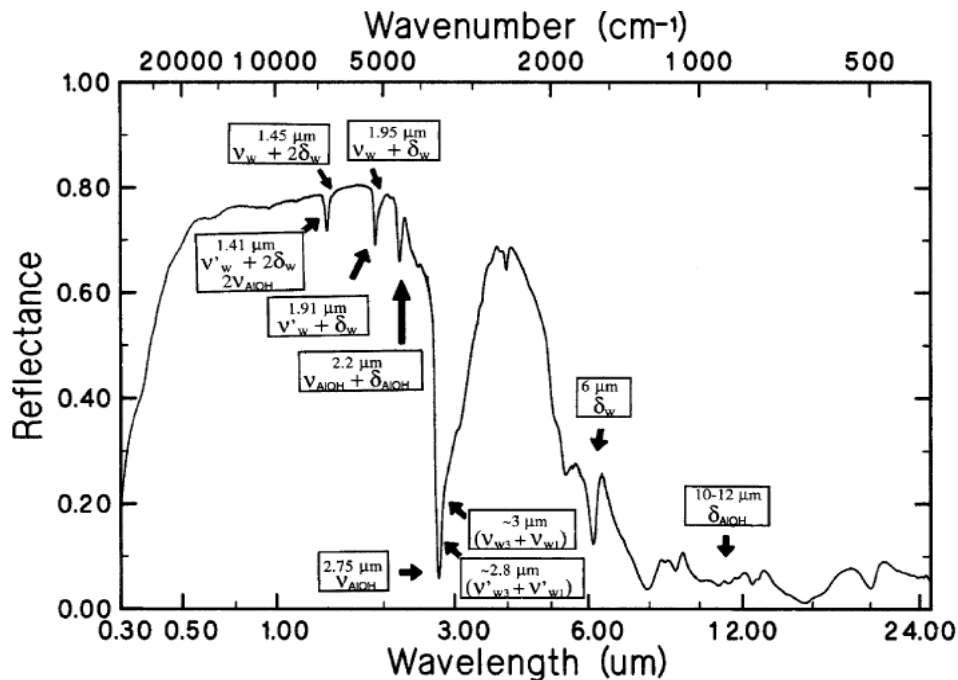
$$\theta = d \log(R + e) + c \quad (1.33)$$

Ο Liu et al., 2001 πρότεινε την αντικατάσταση αυτών των σχέσεων 1.32 και 1.33, για χαμηλά επίπεδα υγρασίας, με τις σχέσεις 1.34 και 1.35.

$$\theta = \alpha(1 - R) \quad (1.34)$$

$$\theta = d \log \left(\frac{R + e}{1 + e} \right) \quad (1.35)$$

Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα περιορίζεται σε τιμές έως και 0.05 (Liu et al., 2001) για την γραμμική συσχέτιση και ακόμα χαμηλότερες τιμές για την εκθετική. Τα υψηλά επίπεδα συσχέτισης οφείλονται στις ζώνες απορρόφησης των υδροξυλικών δεσμών. Όπως αναφέραμε σε παραπάνω ενότητα η παρουσία υδροξυλικών ενώσεων σε ένα δείγμα εδάφους, συνοδεύεται από χαρακτηριστικές ζώνες απορρόφησης στην φασματική του υπογραφή. Η δονήσεις των υδροξυλικών δεσμών μπορούν να είναι δονήσεις έκτασης (stretching) ν ή κάμψης (bending) δ και σχηματίζουν ξεχωριστές ζώνες απορρόφησης, διαφορετικής ισχύος (Liu et al., 2002 , Ben-Dor et al., 1999 , Whiting et al., 2004). Στον Πίνακα 1.3 και το Διάγραμμα 1.17 έχουν καταγραφεί οι ζώνες αυτές.



Διάγραμμα 1.17: Ζώνες απορρόφησης υδροξυλικών δεσμών.
(Πηγή: "Predicting water content using Gaussian model on soil spectra", Whiting et al. 2004)

Πίνακας 1.3: Χαρακτηριστικά ζωνών απορρόφησης υδροξυλικών δεσμών.

Μήκος κύματος (μm)	Προέλευση απορρόφησης	Κατάταξη συσχέτισης	Ισχύς απορρόφησης νερού	Αέρια της ατμόσφαιρας με ίδιες ζώνες απορρόφησης
1.4	$2\nu_{OH}+\delta_{OH}$ $\nu_W+2\delta_W, 2\nu_{AlOH}$ $\nu'_W+2\delta_W$ $\nu_{W3}+2\delta_W$	1	Πολύ μεγάλη	Υδρατμοί και CO ₂
0.986	$2\nu_{W3}+\nu_{W1}$	2	Πολύ μικρή	Υδρατμοί
1.998	$\nu_W+\delta_W, \nu'_W+\delta_W$	3	Πολύ μεγάλη	Υδρατμοί και CO ₂
0.574		4		
2.189	$\nu_{OH}+\delta_{OH}$	5		CO ₂
1.672		6		
0.450		7		
1.2	$\nu_{W1}+\nu_{W3}$		Μεγάλη	Υδρατμοί
2.4	ν_W			
2.8	ν_W			
3.1	$\nu_{OH}+\delta_{OH}$			
Υπόμνημα				
Δονήσεις έκτασης και κάμψης				$\nu_{OH}+\delta_{OH}$
Αρμονικές δονήσεις κάμψης απορροφημένου νερού				$2\delta_W$
Δονήσεις έκτασης απορροφημένου νερού				ν_W, ν'_W
Ασύμμετρες δονήσεις έκτασης απορροφημένου νερού				ν_{W3}

(Πηγή: "Predicting water content using Gaussian model on soil spectra", Whiting et al. 2004)

Όμως, οι ζώνες απορρόφησης που εμφανίζουν την μεγαλύτερη συσχέτιση συμπίπτουν, όπως φαίνεται και από τον Πίνακα 1.3, με τα κανάλια απορρόφησης της ατμόσφαιρας. Συνεπώς η απορρόφηση υδροξυλικών δεσμών δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση υγρασίας εδάφους από δεδομένα αερομεταφερόμενων ή δορυφορικών δεκτών (Whiting et al., 2004).

Συσχέτιση με τιμές της απορρόφησης

Ο υπολογισμός της απορρόφησης και η συσχέτιση της με την εδαφική υγρασία, έχει ορισμένες φορές δείξει καλύτερα αποτελέσματα από την χρήση τιμών ανακλαστικότητας. Το ποσό της απορρόφησης μπορεί να προσομοιασθεί με βάση τον νόμο του Beer για την διάθλαση της ακτινοβολίας (Εξ 1.36) ή με τον σχηματισμό Kubelka-Munck (Εξ.1.37) (Καραθανάση, 2014).

$$R_{log,\lambda} = \log\left(\frac{1}{R}\right) \quad (1.36)$$

$$R_{KM,\lambda} = \frac{1 - R_\lambda^2}{2 \cdot R_\lambda} \quad (1.37)$$

Τα ποσά αυτά μπορούν στην συνέχεια να συσχετιστούν γραμμικά ή εκθετικά με τις τιμές της υγρασίας.

Συσχέτιση με πρώτες παραγώγους ανακλαστικότητας και απορρόφησης

Ο υπολογισμός του ρυθμού μεταβολής της ανακλαστικότητας ή της απορρόφησης γίνεται με τις παρακάτω εξισώσεις (Εξ. 1.38, 1.39):

$$\frac{dR(\theta, \lambda)}{d\lambda} \approx \frac{\Delta R(\lambda_i, \lambda_{i+1})}{\Delta \lambda} \quad (1.38)$$

$$\frac{dA(\theta, \lambda)}{d\lambda} \approx \frac{\Delta A(\lambda_i, \lambda_{i+1})}{\Delta \lambda} \quad (1.39)$$

$$\theta = \alpha_R(\lambda) + b_R(\lambda)dR(\lambda_i, \lambda_{i+1}) \quad (1.40)$$

$$\theta = \alpha_A(\lambda) + b_A(\lambda)dA(\lambda_i, \lambda_{i+1}) \quad (1.41)$$

Η γραμμική συσχέτιση των τιμών αυτών με τιμές εδαφικής υγρασίας (Εξ. 1.40, 1.41) έχει δείξει πως η πρώτη παράγωγος της απορρόφησης δίνει μικρότερα σφάλματα από την αντίστοιχη παράγωγο της ανακλαστικότητας. Τα σφάλματα εμφανίζουν τις μικρότερες τιμές τους για κανάλια που βρίσκονται αμέσως πριν και αμέσως μετά από τις ισχυρές ζώνες απορρόφησης του νερού. Την μεγαλύτερη συσχέτιση έδειξε το κανάλι των 1622 nm με σφάλμα ίσο με 0.026 (Liu et al., 2002). Οι συσχετίσεις της παραγωγού της ανακλαστικότητας είχαν πολύ καλά αποτελέσματα γύρω από την περιοχή των 1834nm και για επίπεδα εδαφικής υγρασίας κάτω από 25%, ενώ σε μεγαλύτερες συγκεντρώσεις παρατηρήθηκε υποτίμηση της τιμής υγρασίας (Liu et al., 2002).

Συσχέτιση με διαφορές καναλιών

Οι διαφορά των τιμών ανακλαστικότητας ή απορρόφησης δύο καναλιών (Εξ. 1.42, 1.43) μπορεί να συσχετιστεί με την εδαφική υγρασία (Εξ. 1.43, 1.44) με αρκετά καλά αποτελέσματα.

$$\Delta R(\lambda_i, \lambda_j) = R(\lambda_j) - R(\lambda_i) \quad (1.42)$$

$$\Delta A(\lambda_i, \lambda_j) = A(\lambda_j) - A(\lambda_i) \quad (1.42)$$

$$\theta = \alpha_R(\lambda) + b_R(\lambda)\Delta R(\lambda_i, \lambda_j) \quad (1.43)$$

$$\theta = \alpha_R(\lambda) + b_R(\lambda)\Delta A(\lambda_i, \lambda_j) \quad (1.44)$$

Υπάρχουν χιλιάδες συνδυασμοί διαφορών, οι οποίοι έχουν μελετηθεί από τον Liu et al. (2002). Οι διαφορές της απορρόφησης εμφανίζουν πολύ καλύτερες συσχετίσεις με ελάχιστο σφάλμα 0.026 για τα κανάλια των 1630 και 1628 nm. Η επιλογή γειτονικών καναλιών φαίνεται να ελαχιστοποιεί την επίδραση τρίτων παραγόντων, ωστόσο δεν εμφανίζει σοβαρή αξιοπιστία, καθώς το σφάλμα της ίδιας διαφοράς αυξάνεται εάν εφαρμοστεί η συσχέτιση σε δείγματα ελέγχου (evaluation datasets).

Η διαφορά πρώτων παραγώγων δύο καναλιών έχει μελετηθεί από τον Wang et al. (2011). Παρατηρήθηκε πως για τα κανάλια των 1300 nm και 1970 nm η συσχέτιση έχει πολύ καλά αποτελέσματα, με ποσοστό συσχέτισης $R^2 = 0.65$.

Συσχέτιση με τον Δείκτη Κανονικοποιημένης Εδαφικής Υγρασίας

Ο δείκτης Κανονικοποιημένης Εδαφικής Υγρασίας (Normalised Soil Moisture Index - NSMI) χαρακτηρίζεται από την εύκολη εφαρμοστικότητα του σε υπερφασματικά δεδομένα, και μπορεί να συσχετιστεί με τιμές εδαφικής υγρασίας (Haubrock et al., 2008 , Wang et al., 2011). Τα κανάλια που προτείνονται για τον υπολογισμό του είναι αυτά των 1800 nm και 2120 nm, καθώς η περιοχή του εγγύς υπέρυθρου τείνει να σχετίζεται περισσότερο με την εδαφική υγρασία. Ο δείκτης δίνεται από την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.45):

$$NSMI = \frac{R(1800nm) - R(2119nm)}{R(1800nm) + R(2119nm)} \quad (1.45)$$

Η γραμμική συσχέτιση του δείκτη με την τιμή της βαρυτιμετρικής εδαφικής υγρασίας έχει ποσοστό συσχέτισης $R^2 = 0.92$, που είναι αρκετά ικανοποιητικό, ενώ η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με επίγειες μετρήσεις έχει $R^2 = 0.69$. Οι τιμές της εδαφικής υγρασίας, που προκύπτουν από την εφαρμογή του μοντέλου στην εικόνα, δείχνουν να επηρεάζονται σε αρκετά μεγάλο βαθμό από την σύσταση του εδάφους (Haubrock et al., 2008). Ένα μεγάλο θετικό του δείκτη αυτού είναι πως η ακρίβεια της συσχέτισης δεν μεταβάλλεται όταν η εδαφική υγρασία έχει ακραίες τιμές. Συνεπώς μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μια χοντρική και ταχεία σύγκριση επιπέδων υγρασίας εδαφών (Haubrock et al., 2008 , Wang et al., 2011).

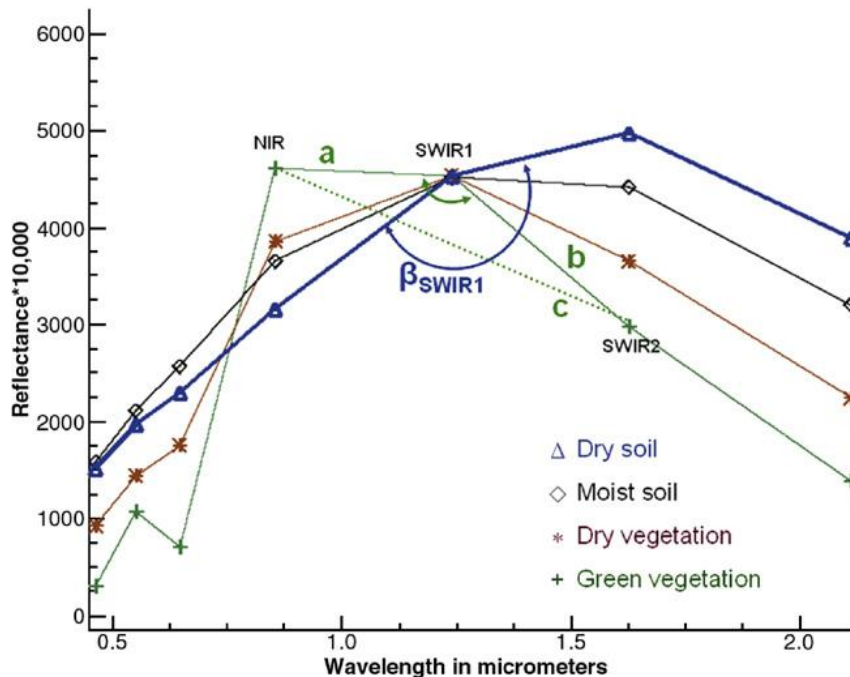
Συσχέτιση με τον Δείκτη Γωνίας-Κλίσης Εγγύς Υπέρυθρου

Η χρήση του Δείκτη Γωνίας-Κλίσης Εγγύς Υπέρυθρου (Shortwave Angle Slope Index - SASI) αυτού έχει εξεταστεί από τον Khanna et al., (2007) ως μία μέθοδος ταχείας εκτίμησης εδαφικής υγρασίας από πολυφασματικά δεδομένα MODIS. Χρησιμοποιεί τα κανάλια NIR, SWIR1 και SWIR2 του δέκτη MODIS, και τις ευκλείδειες αποστάσεις a, b, c (Διάγραμμα 1.18) για να υπολογίσει την γωνία β_{SWIR1} (Εξ. 1.46). Ο δείκτης προκύπτει από την Εξίσωση 1.48.

$$\beta_{SWIR1} = \cos^{-1} \left[\frac{a^2 + b^2 - c^2}{2ab} \right] \quad (rad) \quad (1.46)$$

$$Slope = SWIR2 - NIR \quad (1.47)$$

$$SASI = \beta_{SWIR1} \cdot Slope \quad (1.48)$$



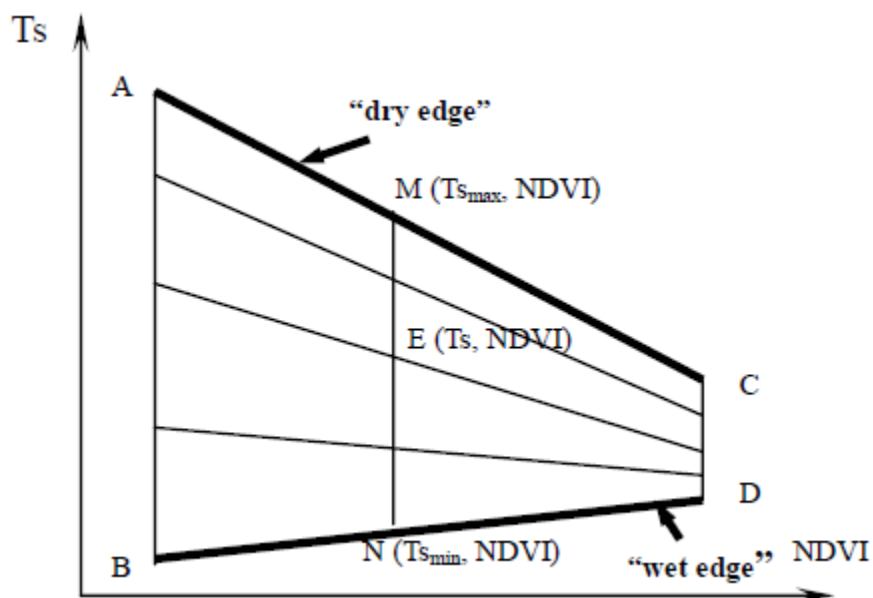
Διάγραμμα 1.18: Γραφική αναπαράσταση των μεγεθών που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του δείκτη SASI. Διακρίνονται οι ευκλείδειες αποστάσεις a,b και c όπως επίσης και η γωνία β_{SWIR1} . (Πηγή: "Development of angle indexes for soil moisture estimation, drymatter detection and land-cover discrimination", Khanna et al., 2007)

Ο Khanna et al. (2007) απέδειξε πως οι τιμές του δείκτη SASI μπορούν να συσχετιστούν με τις τιμές της βαρυτιμετρικής εδαφικής υγρασίας με ποσοστό συσχέτισης από $R^2 = 0.89$ έως $R^2 = 0.94$. Η τιμή του δείκτη επηρεάζεται και σε μεγάλο ποσοστό από την φυτοκάλυψη και την σύσταση του εδαφους, κάτι που καθιστά απαραίτητη την εκτίμηση αυτών των παραμέτρων και την ταξινόμηση των εδαφών πριν την εφαρμογή του μοντέλου (Khanna et al., 2007).

1.4.3 Ο πολυφασματικός δείκτης εδαφικής υγρασίας SMI

Ο Δείκτης Εδαφικής Υγρασίας (Soil Water Index - SWI) είναι ένας ευρέως εφαρμοζόμενος δείκτης για την ταξινόμηση εδαφικής κάλυψης σε κατηγορίες υγρασίας. Ο δείκτης χρησιμοποιεί πολυφασματικά δεδομένα, συνήθως από δορυφόρο Landsat 4 έως 8, έχει ωστόσο εφαρμοστεί και σε δεδομένα MODIS (Zeng et al., 2004).

Η λειτουργία του δέκτη βασίζεται στο σχήμα της περιοχής που ορίζεται από τις τιμές του δείκτη φυτοκάλυψης NDVI και τις τιμές της θερμοκρασίας, οι οποίες υπολογίζονται από την ποσότητα εκπεμπόμενης ακτινοβολίας στο Μέσο Υπέρυθρο. Εάν οι δύο αυτές μεταβλητές τοποθετηθούν σε ένα διάγραμμα, ορίζουν ένα τραπεζοειδές το οποίο έχει περιγραφεί πρώτα από τον Lambin (1966). Όπως φαίνεται και στο Διάγραμμα 1.19 η γραμμή AC αντιστοιχεί στην γραμμική συνάρτηση που συνδέει τις μέγιστες τιμές θερμοκρασίας για κάθε τιμή του NDVI, ενώ αντίστοιχα η γραμμή BD αντιστοιχεί στις ελάχιστες θερμοκρασίες.



Διάγραμμα 1.19: Ο χώρος θερμοκρασίας-φυτοκάλυψης όπως ορίστηκε από τον Lambin (1996).

(Πηγή: "Assessment of soil moisture using Landsat ETM", Zeng et al., 2004)

Η γραμμή AC αντιστοιχεί στις ξηρές περιοχές, ενώ η BD στις υγρές περιοχές της εικόνας, και υπολογίζονται με απλή γραμμική παρεμβολή (Εξ. 1.49, 1.50).

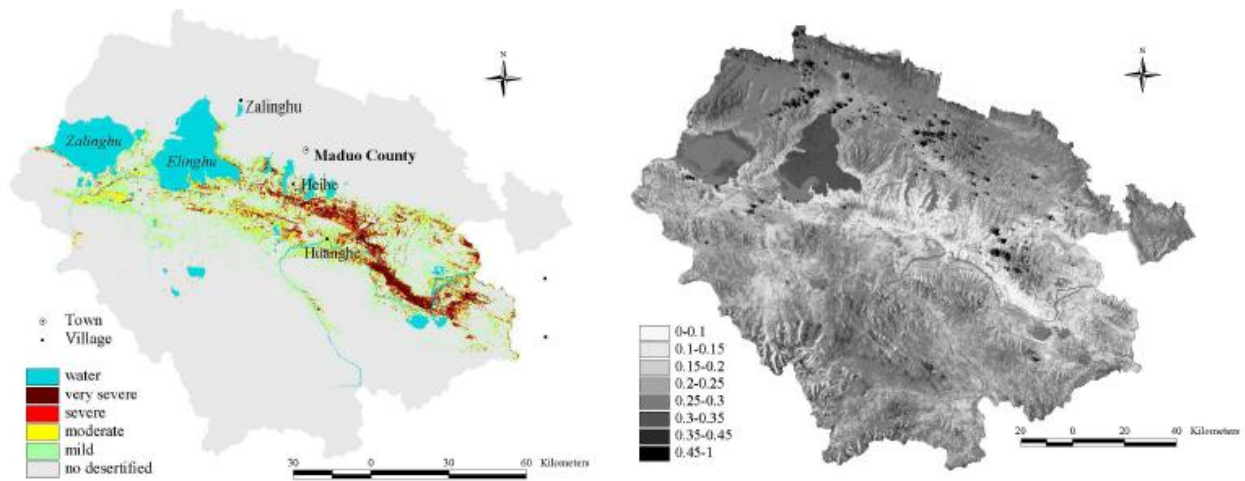
$$T_{smax} = a_1 \cdot NDVI + b_1 \quad (1.49)$$

$$T_{smin} = a_2 \cdot NDVI + b_2 \quad (1.50)$$

Η εφαρμογή του δείκτη εδαφικής υγρασίας γίνεται με την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.51):

$$SMI = \frac{T_{smax} - T_s}{T_{smax} - T_{smin}} \quad (1.51)$$

Ο Zeng et al. (2004) εφάρμοσε τον δείκτη SMI σε δεδομένα Landsat ETM με σκοπό την μελέτη του φαινομένου της ερημοποίησης μιας περιοχής. Συγκεκριμένα παρατήρησε πως τιμές μικρότερες από 0.34 αντιστοιχούν σε ερημοποιημένες περιοχές, οι οποίες μπορούν να χωριστούν και σε περαιτέρω υποκατηγορίες ανάλογα με τον βαθμό ερημοποίησης.



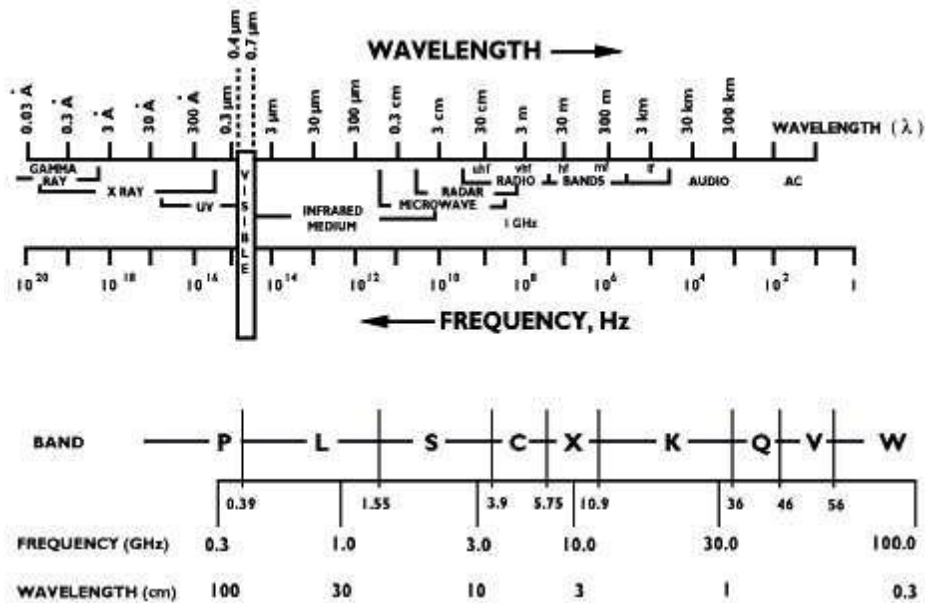
Εικόνα 1.17: Δεξιά: χωρική κατανομή της εδαφικής υγρασίας, όπως αυτή προκύπτει από την εφαρμογή του δείκτη SMI. Αριστερά: Ταξινόμηση περιοχών ανάλογα με την βαθμό ερημοποίησής τους (SMI<0.34). (Πηγή: "Assessment of soil moisture using Landsat ETM", Zeng et al., 2004)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΡΑΝΤΑΡ ΣΥΝΘΕΤΙΚΟΥ ΑΝΟΙΓΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΕΔΑΦΟΣ

2.1 Η Μικροκυματική Ακτινοβολία

Ως μικροκυματική ακτινοβολία ορίζουμε το τμήμα του Ηλεκτρομαγνητικού (H/M) φάσματος που περιλαμβάνει τα μήκη κύματος $\lambda=3\text{mm}$ έως $\lambda=1\text{m}$ (συχνότητες $f=100\text{ GHz}$ έως $f=0.3\text{ GHz}$), το οποίο αποτελεί αντικείμενο μελέτης της Μικροκυματικής Τηλεπισκόπησης. Στην μικροκυματική περιοχή του φάσματος οι κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν τις οπτικές ιδιότητες της επιφανείας είναι η ομαλότητά της, η γεωμετρία της, η περιεκτικότητά της σε νερό και οι διηλεκτρικές τις ιδιότητες. Την περιοχή των μικροκυμάτων στην οποία ευαισθητοποιούνται οι τηλεπισκοπικοί δέκτες την χωρίζουμε σε στις ζώνες UHF, SHF και EHF οι οποίες υποδιαιρούνται σε επιμέρους τμήματα (κανάλια) ονομαζόμενα P, L, S, C, X, K, Q, V και W (Διάγραμμα 2.1) (B. Καραθανάση, 2012).

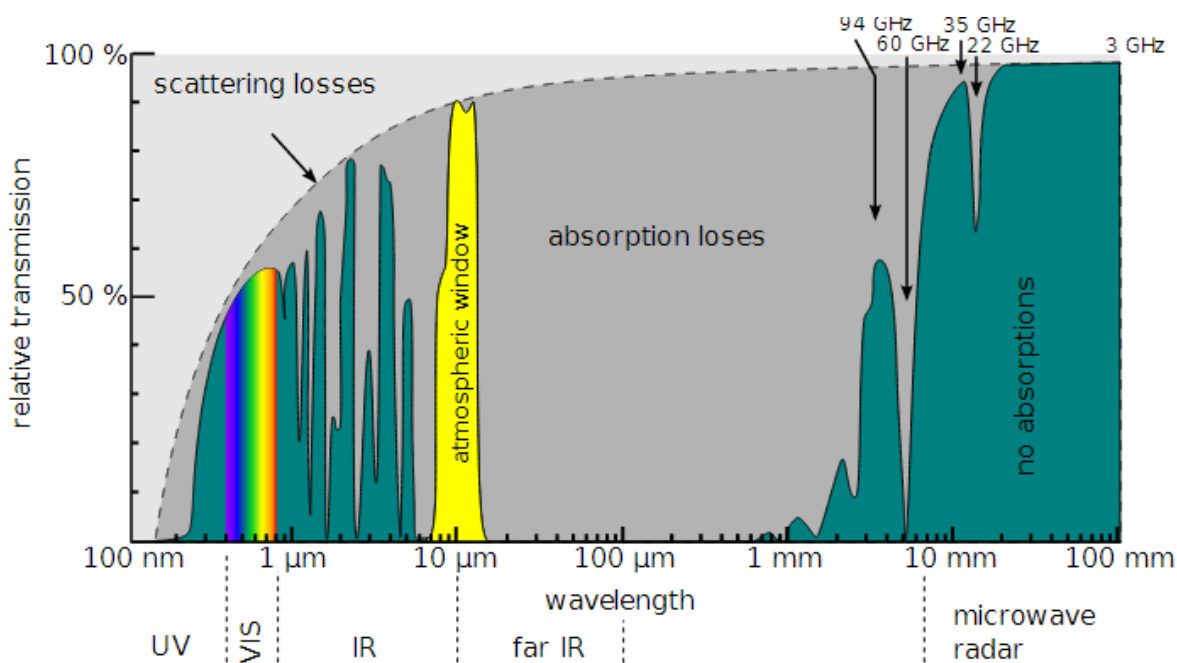


Διάγραμμα 2.1: Περιγραφή του Μικροκυματικού τμήματος του φάσματος (Πηγή: "Μικροκυματική Τηλεπισκόπηση", B. Καραθανάση, 2012)

2.1.1 Ιδιότητες της Μικροκυματικής Ακτινοβολίας

Η μικροκυματική ακτινοβολία χαρακτηρίζεται από δύο ιδιότητες που την καθιστούν καταλληλότερη για εφαρμογές τηλεπισκοπικής φύσεως (Σ.Βερικόκου, 2013):

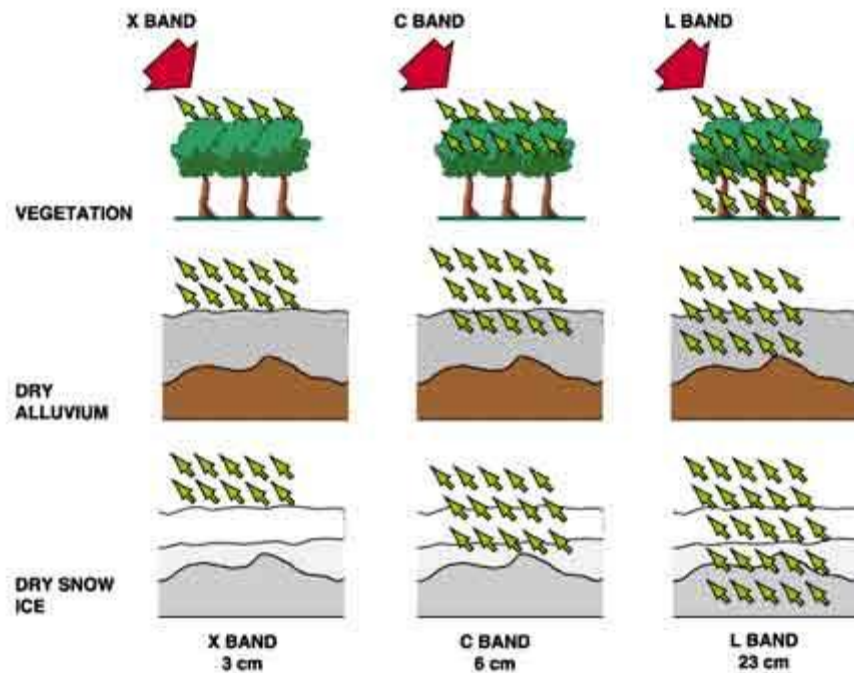
- Η πρώτη σημαντική ιδιότητα των μικροκυμάτων είναι η ικανότητά τους να διαπερνούν τα σύννεφα (Εικόνα 2.1). Τα σταγονίδια από τα οποία συγκροτούνται τα σύννεφα της ατμόσφαιρας έχουν τυπική διάμετρο 0.1mm, ενώ τα μήκη κύματος της μικροκυματικής ακτινοβολίας, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, κυμαίνονται από 3mm έως 1m. Συνεπώς η πορεία της ακτινοβολίας δεν επηρεάζεται από τα σταγονίδια της ατμοσφαιρικής υγρασίας, ειδικά για μικροκύματα με μήκος κύματος μεγαλύτερο των τριών εκατοστών (3cm). Απόσβεση ακτινοβολίας μπορεί να παρατηρηθεί μόνο σε περίπτωση πολύ πυκνής νέφωσης, συνήθως κατά την διάρκεια μιας καταιγίδας, και μόνο για μικροκύματα με μήκος κύματος μικρότερο από τρία εκατοστά.



Εικόνα 2.1: Ποσοστά μετάδοσης ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας για διαφορετικά μήκη κύματος
(Πηγή: "http://en.wikiversity.org/wiki/Lofting_technology")

- Η δεύτερη ιδιότητα είναι η επιφανειακή διείσδυση, το βάθος της οποίας μπορεί να είναι συνάρτηση πολλών παραγόντων. Ένας από τους παράγοντες που επηρεάζουν το βάθος της διείσδυσης στην ύλη, είναι το μήκος κύματος. Η αύξηση του μήκους κύματος αυξάνει το βάθος διείσδυσης, με αποτέλεσμα η

ανακλώμενη ή σκεδαζόμενη από την γήινη επιφάνεια ακτινοβολία, όταν προέρχεται από διαφορετικά κανάλια, να αντιστοιχεί σε διαφορετικό βάθος ύλης για κάθε κανάλι (Εικόνα 2.2). Εκτός από το μήκος κύματος, παράγοντας που επηρεάζει το βαθμό διείσδυσης είναι και η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, δηλαδή η υγρασία του στόχου, η αύξηση της οποίας μειώνει το βάθος διείσδυσης της ακτινοβολίας στην ύλη. Τέλος, ο βαθμός διείσδυσης επηρεάζεται και από το είδος της πόλωσης της ακτινοβολίας, αντικείμενο στο οποίο θα αναφερθούμε παρακάτω.



Εικόνα 2.2: Επιφανειακή διείσδυση ανάλογα με το μήκος κύματος (Πηγή: "<http://goo.gl/J18l8E>")

2.1.2 Παθητικοί και Ενεργητικοί Μικροκυματικοί Δέκτες

Για την παρατήρηση της επιφάνειας του πλανήτη την χρήση μικροκυματικής ακτινοβολίας έχουν κατασκευαστεί και χρησιμοποιούνται πλήθος διαφορετικών δεκτών. Οι δέκτες αυτοί ποικίλουν όσον αφορά το μήκος κυματος της ακτινοβολίας που παρατηρούν, αλλά και τον τρόπο που οι ίδιοι λειτουργούν. Ο βασικός διαχωρισμός των δεκτών βασίζεται στον τρόπο λειτουργίας τους, διαχωρίζοντάς τους σε παθητικούς και ενεργητικούς (B. Καραθανάση, 2012).

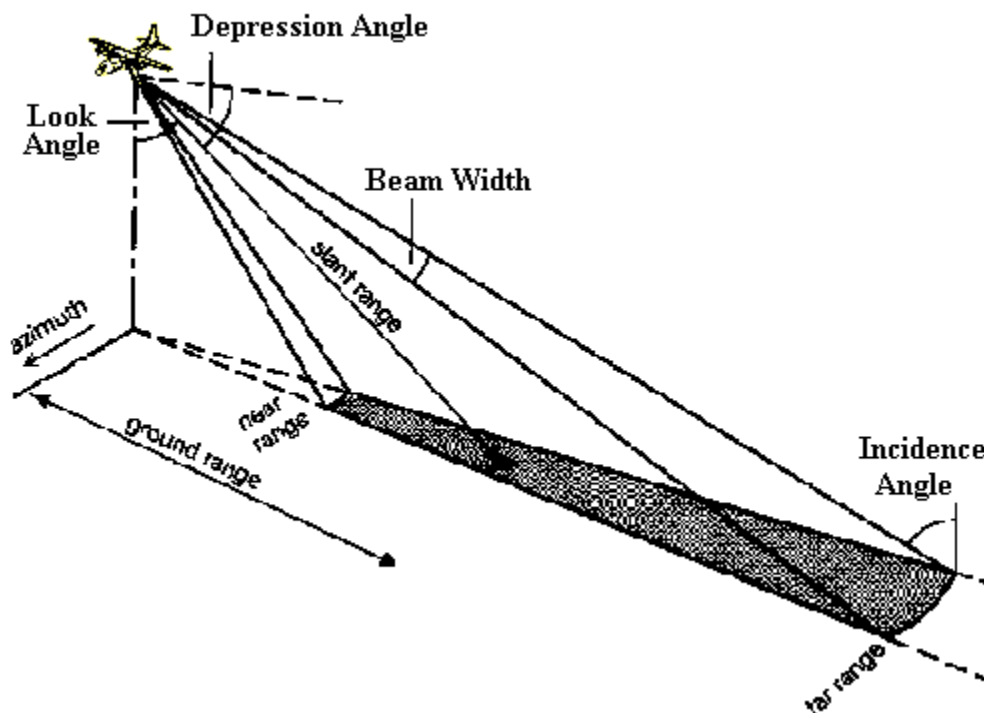
Οι παθητικοί μικροκυματικοί δέκτες είναι ραδιόμετρα που ευαισθητοποιούνται στην περιοχή των μικροκυμάτων του ΗΜ φάσματος. Η διάταξή τους είναι όμοια με αυτή των ηλεκτρο-οπτικών δεκτών και αποτελείται από το οπτικό σύστημα, τον ανιχνευτή, που μετράει το ποσό της εκπεμπόμενης ή ανακλώμενης από το αντικείμενο ακτινοβολίας, και τον επεξεργαστή του σήματος. Τα μεγέθη που μετρούν οι δέκτες αυτοί είναι τα ποσά της θερμικά παραγόμενης ακτινοβολίας που εκπέμπουν τα σώματα, όπως και της ανακλώμενης ηλιακής μικροκυματικής ακτινοβολίας. Τα μεγέθη της ανακλώμενης και της παραγόμενης μικροκυματικής ακτινοβολίας είναι τόσο μικρά, που για την καταγραφή ικανοποιητικής ποσότητας σήματος απαιτείται παρατεταμένη διάρκεια καταγραφής της ακτινοβολουμένης ενέργειας ανά μονάδα επιφανείας. Αυτό συνεπάγεται μικρή ταχύτητα σάρωσης και χωρική διακριτική ικανότητα της τάξεως των δεκάδων χιλιομέτρων, κάτι που καθιστά τους παθητικούς δέκτες ακατάλληλους για εφαρμογές που απαιτούν μεγάλη ανάλυση.

Οι ενεργητικοί μικροκυματικοί δέκτες (Radar) είναι συστήματα που εκπέμπουν ένα ΗΜ σήμα/παλμό ως δέσμη ακτίνων, προς το έδαφος, και στη συνέχεια λαμβάνουν την ποσότητα της ακτινοβολίας που επιστρέφει στον δέκτη μετά από την ανάκλασή ή σκέδασή της από τα αντικείμενα στα οποία η ο παλμός της ενέργειας προσπίπτει. Η δέσμη χαρακτηρίζεται από την γεωμετρία της κεραίας και το μήκος κύματος των μικροκυμάτων που εκπέμπει. Με την μέτρηση του χρόνου εκπομπής - επιστροφής καθώς επίσης και της ισχύος του επιστρεφόμενου σήματος είναι δυνατός ο υπολογισμός: της απόστασης του στόχου από τον δέκτη, όπως και της ανακλώμενης μικροκυματικής ακτινοβολίας από το στόχο. Τα ραντάρ χωρίζονται σε ραντάρ πραγματικού ανοίγματος (Real Aperture Radar, RAR) και ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (Synthetic Aperture Radar, SAR). Στα ραντάρ πραγματικού ανοίγματος η χωρική διακριτική ικανότητα προσδιορίζεται από το εύρος της δέσμης της κεραίας και επομένως είναι ανάλογη της απόστασης μεταξύ δέκτη και στόχου.

2.1.3 Παράμετροι του Παλμού Μικροκυματικής Ενέργειας

Ο παλμός της μικροκυματικής ενέργειας που εκπέμπεται από έναν ενεργητικό δέκτη (ραντάρ) περιγράφεται από ένα σύνολο υπολογίσιμων παραμέτρων, οι οποίοι εκφράζουν την φύση και τις ιδιότητες του παλμού. Οι παράμετροι αυτοί είναι η κατεύθυνση αζιμουθίου, η κατεύθυνση εμβελείας, η γωνία συμπίεσης, η γωνία παρατήρησης, η γωνία πρόσπτωσης και η πόλωση (Σ.Βερικόκου, 2013).

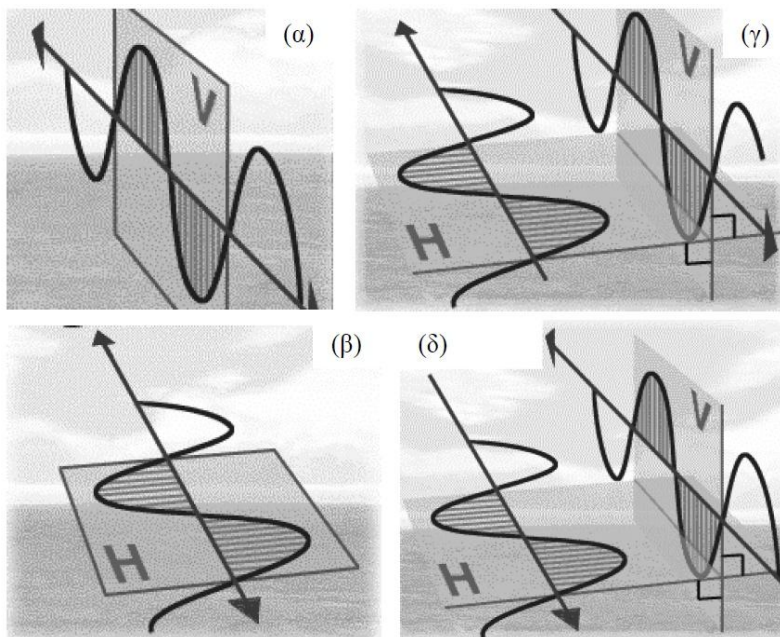
Η κατεύθυνση αζιμουθίου (azimuth direction) είναι η κατεύθυνση στην οποία κινείται το αεροσκάφος ή ο δορυφόρος που φέρει τον δέκτη ραντάρ. Οι παλμοί της μικροκυματικής ενέργειας, που εκπέμπει ο δέκτης, φωτίζουν λωρίδες του εδάφους σε ορθή γωνία ως προς την κατεύθυνση αζιμουθίου. Η κατεύθυνση της δέσμης του ραντάρ ονομάζεται κατεύθυνση εμβελείας ή κατεύθυνση παρατήρησης (range direction/look direction) (Εικόνα 2.3).



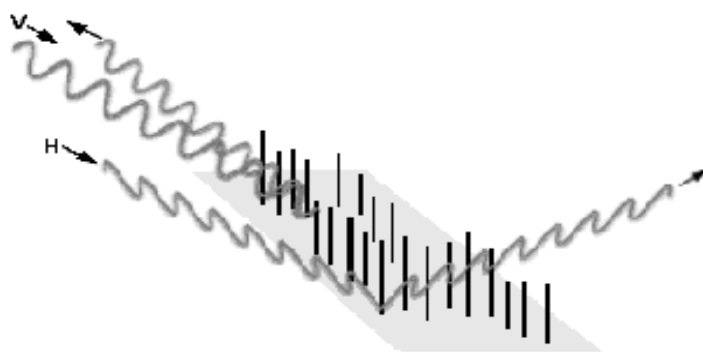
Εικόνα 2.3: Κατεύθύνσεις ραντάρ και γωνίες
(Πηγή: "<http://hosting.soonet.ca/eliris/remotesensing/bl130lec13.html>")

Η γωνία συμπίεσης (γ) (depression angle) είναι η γωνία ανάμεσα στο οριζόντιο επίπεδο στο οποίο κινείται το αεροσκάφος ή ο δορυφόρος, που φέρει τον δέκτη, και στον ηλεκτρομαγνητικό παλμό ενέργειας που εκπέμπεται από την κεραία κατά μήκος της γραμμής σκόπευσης του ραντάρ προς ένα συγκεκριμένο σημείο στο έδαφος. Η γωνία παρατήρησης (ϕ) (look angle) είναι η γωνία ανάμεσα στην κατακόρυφο που εκτείνεται

από την κεραία ως το έδαφος και τη γραμμή σκόπευσης του ραντάρ. Η γωνία πρόσπτωσης (θ) (incidence angle) είναι η γωνία μεταξύ του παλμού ενέργειας από το ραντάρ και μίας γραμμής, η οποία είναι κάθετη ως προς την επιφάνεια της Γης, στο σημείο επαφής. Όταν το έδαφος είναι επίπεδο, η γωνία πρόσπτωσης είναι συμπληρωματική της γωνίας συμπίεσης.



Εικόνα 2.4: Συνδυασμοί πόλωσης, (α) VV, (β) HH, (γ) VH, (δ) HV (Πηγή: "Εξελίξεις στον υπολογισμό εδαφικής υγρασίας με Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος", Σ. Βερικόκου)



Εικόνα 2.5: Συμπεριφορά οριζόντια (H) και κατακόρυφα (V) πολωμένης ακτινοβολίας σε κατακόρυφους σκεδαστές (Πηγή: "Εξελίξεις στον υπολογισμό εδαφικής υγρασίας με Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος", Σ. Βερικόκου)

Η πόλωση αναφέρεται στη διεύθυνση του ηλεκτρικού πεδίου του ηλεκτρομαγνητικού κύματος που μεταδίδεται ή λαμβάνεται από την κεραία του ραντάρ. Τα συστήματα ραντάρ εκπέμπουν σήματα πολωμένα οριζόντια (H) ή κατακόρυφα (V). Στα οριζόντια πολωμένα σήματα, το ηλεκτρικό πεδίο του κύματος βρίσκεται στο οριζόντιο επίπεδο και αντίστοιχα στα κατακόρυφα πολωμένα, το ηλεκτρικό πεδίο του κύματος βρίσκεται στο κατακόρυφο επίπεδο. Κατόπιν επαφής της με την επιφάνεια, η μικροκυματική ακτινοβολία μπορεί να απορροφηθεί, να σκεδαστεί, να ανακλαστεί και αφού διεισδύσει στο μέσο να απορροφηθεί ή/και να σκεδαστεί μετέπειτα. Το ποσό της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας που επιστρέφει στο δέκτη (οπισθοσκέδαση, backscatter) συλλέγεται για να απεικονισθεί ως εικόνα. Η προσπίπτουσα ακτινοβολία είναι πολωμένη είτε οριζόντια (H) είτε κάθετα (V) ενώ μετά την ανάκλασή της στο έδαφος μετράται ως οπισθοσκέδαση με τις ίδιες κατηγορίες πόλωσης. Επομένως τα αποτελέσματα χωρίζονται σε δύο κατηγορίες πόλωσης με δύο συνδυασμούς η κάθε μία : όμοια πόλωση (co-polarized) HH ή VV και κατακόρυφη πόλωση (cross-polarized) HV ή VH (Εικόνα 2.4). Το εγκάρσια πολωμένο σήμα επιστροφής είναι συνήθως ασθενέστερο από το όμοια πολωμένο σήμα επιστροφής. Όπως αναφέραμε παραπάνω, ο τύπος της πόλωσης μπορεί να επηρεάσει την διείσδυση της ακτινοβολίας στην ύλη, ένα απλό παράδειγμα είναι η αυξημένη διείσδυση της οριζόντια πολωμένης ακτινοβολίας καλλιέργειες σιτηρών οι οποίες αποτελούν επιφάνεια που αποτελείται από πολλούς κατακόρυφους σκεδαστές μικρού πάχους, που ανακλούν ως επι το πλείστον κατακόρυφα πολωμένη ακτινοβολία (Εικόνα 2.5). Είναι λοιπόν προφανές πως για κάθε εργασία πρέπει, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του εδάφους αλλά και τα προς υπολογισμό μεγέθη, να επιλέγεται η κατάλληλη πόλωση.

2.2 Υπολογισμός Εδαφικής Υγρασίας με Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος

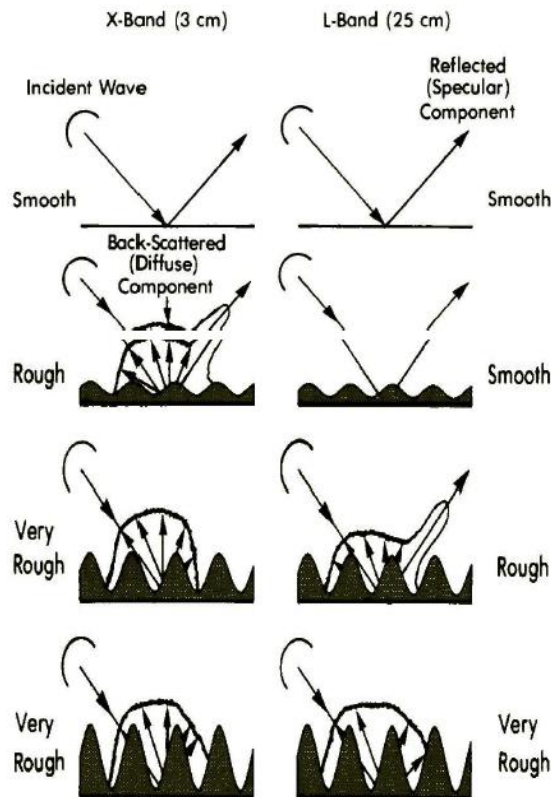
Όπως αναφέραμε παραπάνω, στην μικροκυματική τηλεπισκόπηση, οι οπτικές ιδιότητες του εδάφους εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από την υγρασία και τις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους, μαζί με άλλους παράγοντες. Το γεγονός αυτό καθιστά δυνατή την κατασκευή μοντέλων που εκφράζουν τις μετρήσεις των ραντάρ συναρτήσει αυτών των παραγόντων και στη συνέχεια την απομόνωση της υγρασίας και τον υπολογισμό της. Στο παρελθόν έχουν γίνει πλήθος ερευνών που μελετούν τις δυνατότητες μικροκυματικών μέσων, παθητικών και ενεργητικών, στον προσεγγιστικό υπολογισμό της υγρασίας του εδάφους.

Η εκτόξευση του δορυφόρου SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) έχει καταστήσει δυνατή την παρακολούθηση της εδαφικής υγρασίας με παθητικές τηλεπισκοπικές μεθόδους με ακρίβεια 4%. Η εκπομπή ακτινοβολίας από το έδαφος είναι τέτοια ώστε η συνήθης χωρική ανάλυση ενός παθητικού δορυφορικού δέκτη να είναι της κλίμακας δεκάδων χιλιομέτρων. Ακόμα και πρόσφατοι δορυφορικοί δέκτες όπως ο SMOS έχουν χωρική ανάλυση 40 χιλιομέτρων. Όμως, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η ανάλυση αυτή περιορίζει την χρήση των παθητικών δεκτών σε εφαρμογές που απαιτούν μεγάλη ανάλυση και δεν μπορεί να ληφθεί υπόψη για την χωρική καταγραφή της εδαφικής υγρασίας.

Αντιθέτως, τα Ραντάρ Συνθετικού Ανοίγματος (SAR) χρησιμοποιούν μία δική τους πηγή εκπομπής μικροκυματικής ακτινοβολίας, και μετρώντας την ποσότητα που επιστρέφει στον δέκτη από την εδαφική ανάκλαση, σχηματίζουν ένα μοντέλο απεικόνισης του εδάφους. Αυτό επιτρέπει στο ραντάρ την παρακολούθηση χαρακτηριστικών του εδάφους, συμπεριλαμβανομένης και της εδαφικής υγρασίας, με χωρική ανάλυση που κυμαίνεται από μερικά μέτρα έως μερικές δεκάδες μέτρα, ανεξαρτήτως καιρικών συνθηκών. Παρά το γεγονός ότι διατίθενται τέτοια τηλεπισκοπικά δεδομένα υψηλής χωρικής ανάλυσης, η ανάκτηση δεδομένων για την εδαφική υγρασία από δεδομένα απεικονίσεων SAR είναι μία μεγάλη πρόκληση λόγω της πολυπλοκότητας που χαρακτηρίζει την διαδικασία οπισθοσκέδασης του σήματος του ραντάρ και την διαδικασία αναστροφής των μοντέλων οπισθοσκέδασης, κάτι που αποτέλεσε αντικείμενο εκτενών ερευνών τα τελευταία 20 χρόνια. Η δυσκολία αυτή, παράλληλα με την ύπαρξη των επικρατέστερων προϊόντων μοντελοποίησης της εδαφικής υγρασίας με μεθόδους παθητικής τηλεπισκόπησης, έχει περιορίσει τις έρευνες στον εντοπισμό πιθανών πλεονεκτημάτων στη χρήση δεδομένων SAR για την υψηλής ανάλυσης ανίχνευση της υγρασίας του εδάφους. Μία πολύ καλή σύνοψη των μεθόδων, που είναι διαθέσιμες στην βιβλιογραφία, έχει γίνει από τους Kurt C. Kornelsen και Paulin Coulibaly.

2.2.1 Υπόβαθρο ιδιοτήτων εδάφους και ραντάρ

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, ο παλμός μικροκυματικής ακτινοβολίας προσπίπτει στο έδαφος και στη συνέχεια επιστρέφει στον δέκτη. Προφανώς ένα ποσοστό της ακτινοβολίας ανακλάται ή σκεδάζεται μακριά από την διεύθυνση του δέκτη, ενώ ένα άλλο ποσοστό απορροφάται από το έδαφος και δεν επανεκπέμπεται για να επιστρέψει στον δέκτη. Το ποσό της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας διαιρούμενο με το ποσό της ακτινοβολίας που ο δέκτης εξέπεμψε, έχει ως αποτέλεσμα μία τιμή μεταξύ του μηδέν (0) και του ένα (1). Ο λόγος αυτός ονομάζεται συντελεστής οπισθοσκέδασης και συμβολίζεται με σ^0 . Ο συντελεστής οπισθοσκέδασης σ^0 , με εξερχόμενη και εισερχόμενη πόλωση ρ , είναι μία συνάρτηση της γωνίας πρόσπτωσης θ του ραντάρ, της πόλωσης, του μήκους κύματος και του μέσου τετραγωνικού ύψους (σ , s , RMS height) του αναγλύφου της επιφανείας πρόσπτωσης, του ελάχιστου επιφανειακού μήκους συσχέτισης l (αλλιώς εικονιζόμενο ως L), των διηλεκτρικών ιδιοτήτων του εδάφους (ϵ_r) και της βλάστησης (ϵ_v), όπως επίσης και του σχήματος, της δομής και της γωνίας της βλάστησης ως μέσο διάχυσης και ανάκλασης της ακτινοβολίας (θ_{veg}).



Εικόνα 2.6: Σκέδαση ακτινοβολίας ανάλογα με το μήκος κύματος και την εδαφική τραχύτητα (Πηγή: "Μικροκυματική Τηλεπισκόπηση", Β. Καραθανάση, 2012)

Οι παράμετροι της επιφανειακής τραχύτητας είναι εξαρτώμενοι από το εκάστοτε μήκος κύματος (Εικόνα 2.6), κάτι που σημαίνει ότι κανονικοποιούνται από τον παράγοντα $k=2\pi/\lambda$. Η αλληλεπίδραση όλων αυτών των παραγόντων, σε συνδυασμό με την ικανότητα των μικροκυμάτων να διεισδύουν στην βλάστηση και το έδαφος, καθιστούν την ερμηνεία των ραντάρ εικόνων δύσκολη. Παρά τις δυσκολίες, με την κατάλληλη επεξεργασία μπορεί να απομονωθεί η διηλεκτρική σταθερά ϵ_r του εδάφους και να μετρηθεί η εδαφική υγρασία από εικόνες ραντάρ. Στον Πίνακα 2.1 παρουσιάζεται μία λίστα παλαιών, χρησιμοποιούμενων και προτεινόμενων δεκτών ραντάρ συνθετικού ανοίγματος, καθώς και συγκεκριμένες ιδιότητες τους.

Πίνακας 2.1: Πλατφόρμες/δέκτες που έχουν χρησιμοποιηθεί ή χρησιμοποιούνται για μετρήσεις υγρασίας, και τα χαρακτηριστικά τους

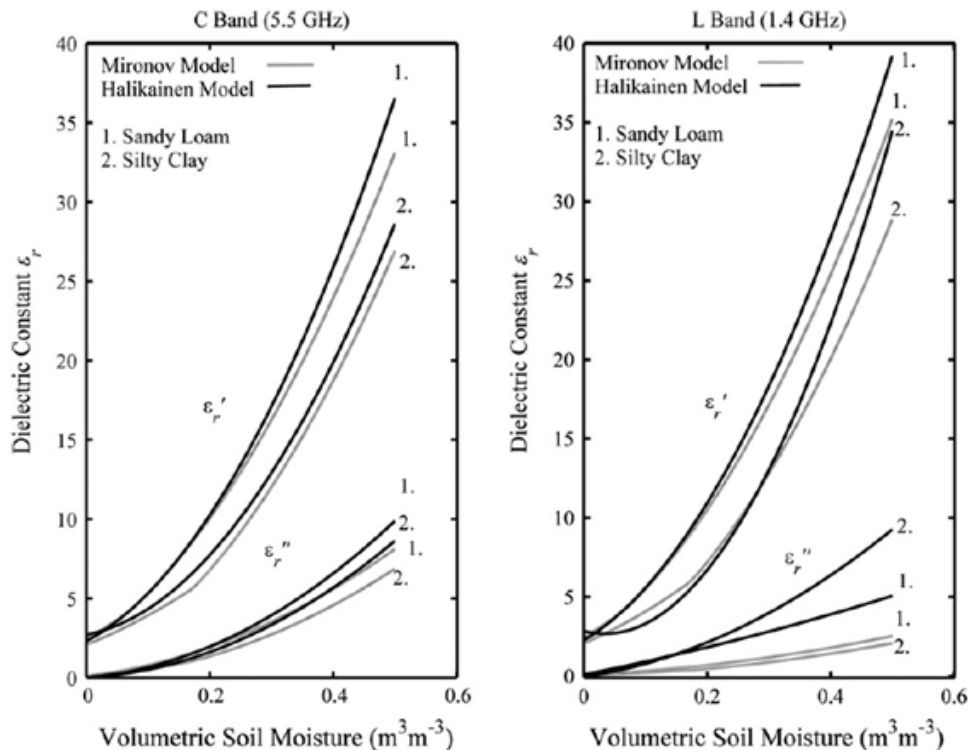
Platform/sensor	Operational dates			Radar configuration			
SEASAT	Launch:	June	1978	Band:			L
	Completion:	October	1978	Resolution:			25m
				Incidence angle:	20	-	26°
				Polarization:			HH
SIR-A (Shuttle Imaging Radar)	Launch:	November	1981	Band:			L
	Completion:	November	1981	Resolution:			40m
				Incidence angle:			50°
				Polarization:			HH
SIR-B (Shuttle Imaging Radar)	Launch:	October	1984	Band:			L
				Resolution:	25		m
				Incidence angle:	20	-	26°
				Polarization:			HH
ERS-1 (European resource Sattelite -1)	Launch:	July	1991	Band:			C
	Completion:	March	2000	Resolution:			30m
				Incidence angle:			23°
				Polarization:			VV
JERS-1 (Japanese Earth Resources Satellite)	Launch:	February	1992	Band:			L
	Completion:	October	1998	Resolution:	18		m
				Polarization:			HH
SIR-C/X-SAR (Shuttle Imaging Radar)	Space Shuttle	Launch:	April/October	1994	Band:	L, C, X	
		Completion:	April/October	1994	Resolution:	30	m
					Incidence angle:	17	- 63°
					Polarization:	HH, VV, HV, VH	
ERS-2 (European Resource Satellite-2)	SAR	Launch:	April	1995	Band:		C
		Completion:	July	2011	Resolution:	30	m
					Incidence angle:		23°
					Polarization:		VV
RADARSAT 1		Launch:	November	1995	Band:	C	
					Resolution:	8 - 100m	
					Incidence angle:	10	- 59°
					Polarization:		HH
ENVISAT ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar)		Launch:	March	2002	Band:	C	
		Completion:	April	2012	Resolution:	30 - 1000m	
					Incidence angle:	14 - 45°	
					Polarization:	HH, VV, HV, VH	
					Two per acquisition		

ALOS-PALSAR (Phased Array Aperture Radar)	L-band	Synthetic	Launch: January 2006 Completion: May 2011	Band: L Resolution: 7 - 100 m Incidence angle: 8 - 60° Polarization: VV, HH, VH, HV
Terra SAR-X			Launch: 2007	Band: X Resolution: 1 - 16 m Incidence angle: 20 - 60° Polarization: VV, HH, VH, HV
RADARSAT 2			Launch: December 2007	Band: C Resolution: 3 - 100 m Incidence angle: 20 - 50° Polarization: HH, VV, HV, VH simultaneously
COSMO-SkyMed (4 Satellites) (Constellation of Small Satellites for Mediterranean basin Observation)			Launch: 2007 - 2010	Band: X Resolution: 1 - 100 m Incidence angle: 20 - 50° Polarization: HH, VV, HV, VH
Huan Jing (HJ) Constellation (4 Satellites)			Launch: 2008 - 2012	Band: S Resolution: 20 m Incidence angle: 25 - 47° Polarization: VV
Sentinel-1 (2 Satellites)			Launch: 2013 - 2015	Band: C Resolution: 4x5 - 25x80 m Incidence angle: 20 - 45° Polarization: VV, HH, HV, VH
ALOS 2-PALSAR-2			Launch: 2013	Band: L Resolution: ~ 1 - 100 m Incidence angle: 8 - 70° Polarization: VV, HH, HV, VH
SMAP (Soil Moisture Active Passive)			Launch: 2014 - 2015	Band: L Resolution: 3 - 10 km Incidence angle: 35 - 50° constant Polarization: VV, HH, HV, VH
RADARSAT Satellites)	Constellation	(3-6	Launch: 2014 - 2015	Band: C Resolution: 3 - 100 m Polarization: HH, VV, HV, VH simultaneously
SAOCOM (4 Satellites) Argentino de Observacion Con Microondas		Satelite	Launch: 2014 - 2017	Band: L Resolution: 10 - 100 m Incidence angle: 15 - 50° Polarization: HH, VV or HH/VV, HH/HV, VV/VH
COSMO-SkyMed (2 Satellites)		(2ndGen)	Launch: 2015 - 2016	Band: X Resolution: 1 - 35 m Incidence angle: 20 - 50° Polarization: HH, VV, HV, VH

(Πηγή: "Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications", C. Kornelsen, P. Coulibaly)

2.2.2 Διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους

Εάν αγνοηθούν όλοι οι υπόλοιποι παράγοντες, ο συντελεστής οπισθοσκέδασης αυξάνεται με την αύξηση της εδαφικής υγρασίας έως αυτή να φτάσει το επίπεδο του ~35% (ογκομετρικά) όπου και τα μικροκύματα χάνουν την ευαισθησία τους (Dobson και Ulaby, 1989 , Ulaby et al., 1986). Η διηλεκτρική συμπεριφορά του εδάφους επηρεάζεται από την κατανομή και το μέγεθος των κόκκων μέσα στην ποσότητα του ελεύθερου νερού (Διάγραμμα 2.2) (Hallikainen et al., 1985 , Mironov et al., 2004 , Srivastava et al., 2006). Τα αμμώδη εδάφη έχουν μεγαλύτερη ποσότητα ελεύθερου νερού από τα αργιλώδη εδάφη κάτι που έχει ως αποτέλεσμα μεγαλύτερη συσχέτιση μεταξύ οπισθοσκέδασης και εδαφικής υγρασίας (Blumberg et al., 2000 , Kong and Dorling, 2008 , Srivastava et al., 2006 , Walker et al., 2004). Αυτό συμβαίνει διότι στα αργιλώδη εδάφη, τα μόρια του νερού απορροφώνται από τους κόκκους του εδάφους απενεργοποιώντας τα δίπολά τους και εμποδίζοντας με αυτόν τον τρόπο την επίδραση των μορίων του νερού στην μικροκυματική ακτινοβολία (Jackson και Schmugge. 1989). Λαμβάνοντας υπόψη τα δεδομένα αυτά, ο Srivastava et al. (2006), παρατήρησε ότι η μετρούμενη εδαφική υγρασία είχε συσχέτιση 0.96 όταν η υγρασία μετατρεπόταν σε ελεύθερο νερό, αριθμός που μειωνόταν στο 0.88 εάν λαμβανόταν υπόψη μόνο το βαρυτημετρικό φορτίο του εδάφους σε νερό.



Διάγραμμα 2.2: Τιμές της διηλεκτρικής σταθεράς συναρτήσει της υγρασίας ανα τύπο εδάφους, για το πραγματικό ϵ_r' και το φανταστικό ϵ_r'' τμήμα του συντελεστή οπισθοσκέδασης (Πηγή: "Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications", C. Kornelsen, P. Coulibaly)

Οι πιο συχνές μέθοδοι που παρέχονται από τη βιβλιογραφία όσον αφορά την συσχέτιση διηλεκτρικής σταθεράς και εδαφικής υγρασίας, είναι οι εμπειρικές καμπύλες του Hallikainen et al. (1985), Dobson et al. (1985) και Pelpinski et al. (1995). Παρόλο που αυτά τα μοντέλα είναι εξαιρετικά απλά στη χρήση τους, δεν λαμβάνουν υπόψη τις αλλαγές των διηλεκτρικών ιδιοτήτων ανάλογα με την ποσότητα του δεσμευμένου ή ελεύθερου νερού στο έδαφος (Mironov et al., 2004). Προκειμένου να αντιμετωπιστούν οι ελλείψεις αυτές αναπτύχθηκε το μοντέλο GRMDM (Generalized Refractive Mixing Dielectric Model) στο οποίο εκφράζεται η σύνθετη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους ως συνάρτηση της συχνότητας και του δεσμευμένου και αδέσμευτου νερού στο έδαφος (Mironov et al. 2002, Mironov et al. 2004). Για να βελτιωθεί η απόδοση του GRMDM, το μοντέλο ενισχύθηκε με την προσθήκη της περιεκτικότητας του εδάφους σε άργιλο, ως μοναδική παράμετρο σχετιζόμενη με το έδαφος, κατασκευάζοντας έτσι το μοντέλο MBSDM (Mineralogically Based Spectroscopic Dielectric Model), το οποίο αποδείχτηκε ακριβέστερο και με μεγαλύτερο εύρος ισχύος από τα υπόλοιπα μοντέλα (Mironov et al., 2009).

Είναι επίσης γνωστό ότι η ακτινοβολία που εκπέμπουν τα ραντάρ διεισδύει την επιφάνεια του εδάφους. Το βάθος διείσδυσης της ακτινοβολίας στο έδαφος είναι ανάλογο του μήκους κύματος. Όσο μεγαλύτερο είναι αυτό τόσο περισσότερη είναι η διείσδυση. Επίσης, είναι αντιστρόφως ανάλογο της ποσότητας υγρασίας στο έδαφος. Λαμβάνοντας υπόψη την ιδιότητα αυτή, οποιαδήποτε δειγματοληψία εδάφους στο ύπαιθρο, πρέπει να γίνεται σε όλο το βάθος διείσδυσης, το οποίο συνήθως είναι 5cm που θεωρείται ο μέσος όρος βάθους διείσδυσης για ένα κατακόρυφα ομοιογενές έδαφος (Boisvert et al., 1997). Σε περίπτωση ανομοιογένειας της εδαφικής υγρασίας στην κατακόρυφη κλίμακα, η επιλογή του μέσου όρου στο δείγμα μπορεί να προκαλέσει υπερεκτίμηση του ποσού της οπισθοσκέδασης (Boisvert et al., 1997). Η υπόθεση της κατακόρυφης ομοιογένειας στο δείγμα ίσως να αποτελεί έναν παράγοντα που περιορίζει την ανάπτυξη αξιόπιστων αλγορίθμων μέτρησης της εδαφικής υγρασίας με ραντάρ συνθετικού ανοίγματος (Rabus et al., 2010). Η βλάστηση αλλά και η κακή θερμική αγωγιμότητα του εδάφους έχουν ως αποτέλεσμα τα επίπεδα εξατμισοδιαπνοής στην επιφάνεια του εδάφους να είναι μεγαλύτερα από ότι στα κατώτερα στρώματα, γεγονός που προκαλεί ανομοιογενή επίπεδα υγρασίας καθ' ύψος του δείγματος (Calvet and Noihan., 2000).

2.2.3 Χαρακτηρισμός της εδαφικής τραχύτητας

Όταν το σήμα που εκπέμπει το ραντάρ προσπίπτει σε μία λεία επιφάνεια υπό μια συγκεκριμένη γωνία, ένα ποσό ενέργειας σκεδάζεται προς όλες τις κατευθύνσεις, τμήμα από αυτό επιστρέφει στον δέκτη του ραντάρ υπό την μορφή οπισθοσκέδασης, ενώ το υπόλοιπο ανακλάται στην κατοπτρική διεύθυνση. Με την αύξηση της τραχύτητας της επιφανείας, η κατοπτρική ανάκλαση μειώνεται και αυξάνεται η διάχυση, κάτι που αυξάνει αντίστοιχα το ποσό της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας (Εικόνα 2.6) (Ulaby et al., 1982). Η συσχέτιση μεταξύ οπισθοσκέδασης και επιφανειακής τραχύτητας έχει εκθετικό χαρακτήρα (Baghdadi et al., 2008 , Zribi and Dechambre, 2002), η καμπύλη της οποίας γίνεται εντονότερη με την αύξηση της γωνίας πρόσπτωσης όταν το έδαφος είναι σχετικά λείο (Altese et al., 1996 , Baghdadi et al., 2002c , Fung, 1994 , Zribi and Dechambre, 2002). Σύμφωνα με τους Bourgeau-Chavez et al. (2007) η επίδραση της επιφανειακής τραχύτητας είναι τόσο ισχυρή, που οι μεταβολές της μπορούν να επηρεάσουν περισσότερο το εύρος τιμών της οπισθοσκέδασης από τις αντίστοιχες μεταβολές στα επίπεδα εδαφικής υγρασίας. Το γεγονός αυτό καθιστά τον ακριβή προσδιορισμό των χαρακτηριστικών της επιφανείας πρωταρχικό βήμα στον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας με τηλεπισκοπικές μεθόδους (Verhoest et al. 2008).

Τα περισσότερα μοντέλα έχουν καλή απόδοση όταν δοκιμάζονται έναντι μετρήσεων οπισθοσκέδασης που προέρχονται από επιφάνεια με γνωστά χαρακτηριστικά τραχύτητας, σε περιβάλλον εργαστηρίου (Davidson et al., 2001 , Fung, 1994). Χάρης σε αυτό το γεγονός δίνεται εμπιστοσύνη στις μεθόδους μέτρησης της εδαφικής υγρασίας με την χρήση μοντέλων οπισθοσκέδασης. Παρά την ισχύ των μοντέλων αυτών σε θεωρητικές επιφάνειες, η εφαρμογή τους σε πραγματικές συνθήκες έχει αποδειχτεί εξαιρετικά δύσκολη υπόθεση (Altese et al., 1996 , Baghdadi et al., 2002b). Η δυσκολία στον υπολογισμό της υγρασίας μίας φυσικής επιφάνειας με μοντέλα οπισθοσκέδασης, είναι η αδυναμία στον ακριβή υπολογισμό των παραμέτρων της εδαφικής τραχύτητας, γεγονός που προκαλεί διαφοροποιήσεις μεταξύ των μοντελοποιημένων και των παρατηρούμενων τιμών του δείκτη οπισθοσκέδασης (Álvarez-Mozos et al., 2006 , Davidson et al., 2000 , Mattia et al., 2003a , Merzouki et al., 2011 , Satalino et al., 2002 , Singh and Dubey, 2007 , Wagner et al., 2007). Ακόμα και με εκτενείς μετρήσεις δειγμάτων εδαφικής τραχύτητας επί του πεδίου, παραμένει ιδιαίτερα δύσκολο να δημιουργηθεί ένα μοντέλο επιφανείας για όλη την επιφάνεια του πεδίου, λόγω της ποικιλομορφίας του φυσικού εδάφους (Srivastava et al., 2008). Η ποικιλομορφία αυτή είναι το στοιχείο εκείνο που καθιστά την ακρίβεια της μέτρησης της τραχύτητας περιοριστικό παράγοντα στην ακρίβεια της μέτρησης εδαφικής υγρασίας από δορυφορικά δεδομένα (Bryant et al., 2007).

Η επιφανειακή τραχύτητα θεωρείται συνήθως μία σταθερή διαδικασία μίας κλίμακας (Altese et al., 1996 , Álvarez-Mozos et al., 2006 , Baghdadi et al., 2004), κατά την οποία η τραχύτητα μετράται μία μόνο φορά στην ύπαιθρο και θεωρείται अपαράλλακτη κατά την διάρκεια των μετρήσεων ραντάρ που ακολουθούν, γεγονός που σημαίνει ότι δεν λαμβάνεται υπόψη η ποικιλομορφία των φυσικών εδαφών (Wagner et al., 2007). Σε μια προσπάθεια να αναλυθεί η μεταβολή της εδαφικής τραχύτητας στην κλίμακα του χώρου

και του χρόνου σε συνθήκες υπαίθρου, οι Álvarez-Mozos et al. (2009) παρατήρησαν ότι θεωρώντας την τραχύτητα αμετάβλητο μέγεθος, οι πραγματικές αλλαγές στην τιμή της τραχύτητας είχαν ως αποτέλεσμα την αύξηση της κατοπτρικότητας της επιφανείας. Η ομαλή επιφάνεια που παρατηρείται σε αγρούς οφείλεται κυρίως στην διάβρωση που προκαλείται από την βροχόπτωση (Jackson et al., 1997). Η επιφανειακή τραχύτητα μειώνεται ανάλογα με την αύξηση της συσσωρευτικής ποσότητας βροχόπτωσης (Cellens et al., 2006). Η προκαλούμενη μεταβολή της οπισθοσκέδασης κυμαίνεται μεταξύ 1-2 dB και 2-6 dB, για τα κανάλια C και L αντίστοιχα σε βάθος χρόνου πέντε μηνών (Álvarez-Mozos et al., 2009). Συνεπώς, η θεώρηση πως η εδαφική τραχύτητα είναι μία σταθερή διαδικασία, μπορεί να είναι εσφαλμένη σε περιπτώσεις που παρατηρείται μεγάλη δυνατότητα διάβρωσης, όπως για παράδειγμα σε οργωμένους αγρούς.

Για φυσικές επιφάνειες, όσο αυξάνεται η έκταση μπαίνουν σε εφαρμογή μέθοδοι πολλαπλής κλίμακας, οι οποίες συγχωνεύουν τις επιδράσεις του αναγλύφου, της καλλιέργειας και των τοπικών μεταβολών τραχύτητας, για τον υπολογισμό της επιφανειακής τραχύτητας (Davidson et al., 2003 , Mattia et al., 2003a , Mattia and Le Toan, 1999). Τα στοιχεία αυτά αντιπροσωπεύονται από την μορφο-κλασματική διάσταση, που αποτελεί μέτρηση του βαθμού αυτο-ομοιότητας μεταξύ μικρής και μεγάλης κλίμακας τραχύτητα επιφανείας (Mandelbrot, 1983). Με μικρό δειγματοληπτικό διάστημα προκύπτουν διαδικασίες μονής κλίμακας, όσο αυξάνεται το δειγματοληπτικό διάστημα, οι διαδικασίες πολλαπλής κλίμακας γίνονται επικρατέστερες (Mattia et al., 2003a). Η θεώρηση της επιφανείας ως μορφοκλασματική, απαιτεί την χρήση μίας μεταβλητής D η οποία αντιπροσωπεύει την μορφοκλασματική διάσταση στην περιγραφή της επιφανειακής τραχύτητας.

Η μεγάλη πολυπλοκότητα στη μοντελοποίηση της επιφανειακής τραχύτητας του εδάφους αυξάνεται ακόμα περισσότερο από τις επιδράσεις της σκέδασης της ακτινοβολίας στον όγκο του εδάφους. Είναι ήδη γνωστό ότι το ραντάρ εισχωρεί όλο και περισσότερο στο έδαφος, όσο αυξάνεται το μήκος κύματος και μειώνεται η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους (Fung, 1994 , Ulaby, 1974 , Ulaby et al., 1986). Εξαιτίας του φαινομένου αυτού πρέπει να συνυπολογίζεται στην φαινόμενη τραχύτητα, από το οπισθοσκεδάζόμενο σήμα, η τραχύτητα του σήματος που οφείλεται σε σκέδαση στον όγκο του εδάφους και όχι στην επιφάνεια του (Rahman et al., 2008) όπως επίσης και η διηλεκτρική τραχύτητα που οφείλεται στην ανομοιογένεια των μορίων του νερού (Ulaby et al., 1986). Σε μία προσπάθεια να συμπεριληφθούν όλες οι παράμετροι της εδαφικής τραχύτητας παράλληλα με τη διατήρηση της απλότητας του μοντέλου, ο Lievens et al. (2011) πρότεινε την θεώρηση της επιφανειακής τραχύτητας όχι ως φυσική μεταβλητή αλλά ως ρυθμιστική παράμετρο.

2.2.4 Στατιστική της επιφανειακής τραχύτητας

Λόγω της μεγάλης επίδρασής της στην σκέδαση του σήματος του ραντάρ, η σωστή παραμετροποίηση της επιφανειακής τραχύτητας είναι πολύ σημαντική για τη σωστή μοντελοποίηση του σήματος. Αντίθετα με τη φυσική ερμηνεία της τραχύτητα, οι παρακάτω παράμετροι περιγράφουν τις στατιστικές ιδιότητες μίας τυχαίας τραχύτητας επιφάνειας. Ο χαρακτηρισμός της επιφανειακής τραχύτητας αναλύεται πριν από την παράθεση δημοφιλών μοντέλων, καθώς παρέχει ένα απαραίτητο υπόβαθρο στην κατανόησή τους. Το μοντέλο του Oh (Oh et al., 1992) να το ημι-εμπειρικό μοντέλο (Dubois et al., 1995a,b) χρησιμοποιούν το μέσο τετραγωνικό ύψος ως παράμετρο, ενώ το IEM (Integral Equation Model) (Fung et al., 1992) απαιτεί επίσης και το ελάχιστο μήκος συσχέτισης όπως και την συνάρτηση αυτοσυσχέτισης (auto-correlation function / ACF). Οι δύο αυτοί παράμετροι είναι οι πιο ευμετάβλητοι και συνεπώς οι πιο δύσκολοι στην έκφρασή τους μέσα σε ένα μοντέλο.

Το μέσο τετραγωνικό ύψος είναι μία μέτρηση της κατακόρυφης κατανομής του ύψους της επιφάνειας, και το επιφανειακό μήκος συσχέτισης μία μέτρηση της οριζόντιας απόστασης, κατά μήκος της οποίας το προφίλ της επιφάνειας είναι αυτοσυσχετιζόμενο με διαφοροποίηση ίση με $1/e$ (Εξ. 2.1) (Ulaby et al., 1982).

$$\rho(l) = \frac{1}{e} \quad (2.1)$$

Η συσχέτιση αυτοσυσχέτισης ή απλά συνάρτηση συσχέτισης είναι ο τρίτος παράγοντας περιγραφής της επιφανειακής τραχύτητας και ο γενικός του χαρακτηρισμός της είναι εκείνος μιας γκαουσιανής (Εξ. 2.2), εκθετικής (Εξ. 2.3) ή άλλων συναρτήσεων (Εξ. 2.4). Η επιλογή της καταλληλότερης συνάρτησης (ACF) είναι σημαντική καθώς ο δείκτης οπισθοσκέδασης μεταβάλλεται ως αποτέλεσμα της συνάρτησης αυτής (Altese et al., 1996, Fung, 1994). Η μορφή των συναρτήσεων παρατίθεται στο Διάγραμμα 2.3.

$$\rho(x) = e^{-\frac{x^2}{l^2}} \quad (2.2)$$

$$\rho(x) = e^{-\frac{x}{l}} \quad (2.3)$$

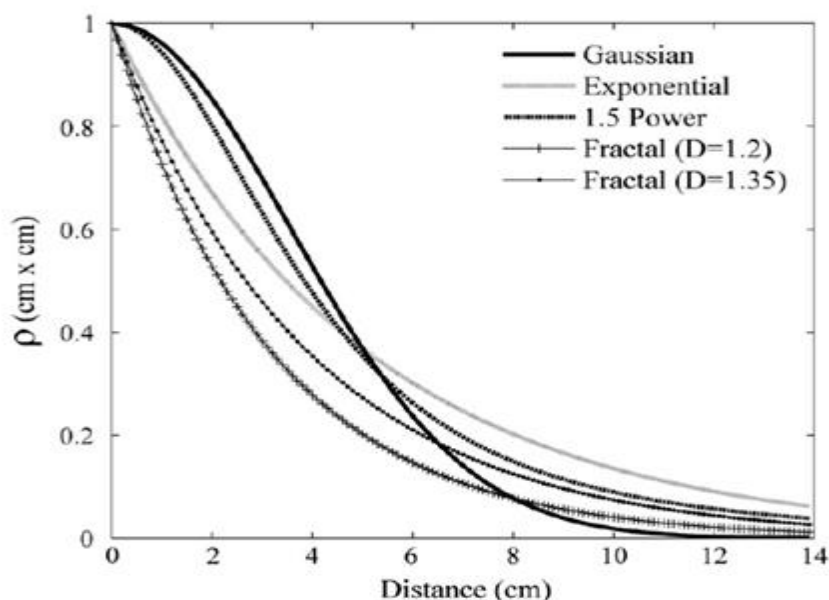
$$\rho(x) = \left(1 + \frac{x^2}{l^2}\right)^{-1.5} \quad (2.4)$$

Συνήθως η εκθετική συνάρτηση είναι εφαρμόσιμη σε ομαλές επιφάνειες και είναι η πιο ευρέως χρησιμοποιούμενη, ενώ η γκαουσιανή προτείνεται για πιο τραχιά εδάφη (Fung,

1994). Η μορφή της καμπύλης εξαρτάται από την διάσταση του δείγματος. Για πολύ ανώμαλα εδάφη, η γκαουσιανή συνάρτηση εκφράζει ακριβέστερα την τραχύτητα όταν τα διαστήματα της δειγματοληψίας είναι μικρά, ενώ η εκθετική συνάρτηση εκφράζει ακριβέστερα την τραχύτητα όταν τα διαστήματα είναι μεγαλύτερα (Davidson et al., 2003). Με την αύξηση του μήκους του διαστήματος, καμία από τις δύο συναρτήσεις δεν είναι κατάλληλη λόγω των πολλαπλής κλίμακας χαρακτηριστικών (Álvarez-Mozos et al., 2009 , Davidson et al., 2000). Μια μορφοκλασματική συνάρτηση Brown προτάθηκε από τον Zribi et al. (1998) για να ενσωματώσει τις πολλαπλής κλίμακας διαδικασίες στο μοντέλο IEM (Integral Equation Model) (Mattia and Le Toan, 1999 , Zribi et al., 2000). Η εμπειρική μορφή της μορφοκλασματικής συνάρτησης αυτοσυσχέτισης για όλες τις οριζόντιες θέσεις για $x>0$ δίνεται από τον παρακάτω τύπο (Εξ. 2.5):

$$\rho(x) = e^{-(x/l)^\tau} \quad (2.5)$$

όπου $\tau = -2D + 4$ και D η μορφοκλασματική διάσταση για όλα τα δισδιάστατα προφίλ x (Zribi et al.,2000). Η μορφοκλασματική συνάρτηση αυτοσυσχέτισης έχει την ενδιαφέρουσα ιδιότητα ότι προσεγγίζει και την γκαουσιανή αλλά και την εκθετική συνάρτηση. Εφόσον η εδαφική τραχύτητα με μεγάλα διαστήματα δειγματοληψίας, η ενσωμάτωση της μορφοκλασματικής διάστασης στο IEM έχει βελτιώσει σημαντικά την προσέγγιση αυτού με τις παρατηρούμενες τιμές οπισθοσκέδασης (Baghdadi et al., 2004 , Mattia et al., 2000 , Zirbi et al., 2000). Παρά τα αποτελέσματα αυτά, η επιστημονική κοινότητα δεν έχει αποφασίσει αν η πρόσθετη πολυπλοκότητα της μορφοκλασματικής διάστασης προσφέρει σημαντική βελτίωση στην μέτρηση της εδαφικής υγρασίας (Satalino et al., 2002).



Διάγραμμα 2.3: Γραφική παράσταση συναρτήσεων (2),(3),(4), και δύο εκδοχών της (5)
(Πηγή: "Advances in soil moisture retrieval from synthetic aperture radar and hydrological applications", C. Kornelsen, P. Coulibaly)

2.2.5 Μετρήσεις επιφανειακής τραχύτητας στο πεδίο (in situ)

Στην κλίμακα του πεδίου είναι εφικτό να παραμετροποιηθεί η τραχύτητα του εδάφους με την χρήση συσκευών συλλογής in situ μετρήσεων, όπως meshboard profilers, pin profilers, laser profilers, ή τρισδιάστατης φωτογραμμετρίας. Οι δύο πρώτες μέθοδοι πιστεύεται ότι αναταράσσουν την επιφάνεια (Mattia et al., 2003a , Verhoest et al., 2008) και δεν είναι αξιόπιστες για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας μέσω του IEM (Su et al., 1997). Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούν laser ή φωτογραμμετρικές μεθόδους δεν αναταράσσουν την επιφάνεια αλλά περιορίζονται από την κατανομή των δειγμάτων στο χώρο η οποία πιθανόν να μην είναι αντιπροσωπευτική της επιφανείας, όπως αυτή φαίνεται από το SAR. Επίσης επηρεάζονται σε μεγάλο βαθμό από την παρεμβολή του φωτός και την ανάκλαση της βλάστησης. Η φωτογραμμετρία επιτρέπει την κατασκευή τρισδιάστατων προφίλ επιφανείας αντί για δισδιάστατα και μάλιστα με περιορισμένο μέγεθος δείγματος (Marzhan and Ludwig, 2009).

Από την στιγμή που τα περισσότερα σφάλματα στην μέτρηση της εδαφικής υγρασίας προσδίδονται σε σφάλματα κατά τον καθορισμό της επιφανειακής τραχύτητας (Álvarez-Mozos et al., 2006 , Bryant et al., 2007 , Davidson et al., 2000 , Mattia et al., 2003a , Merzouki et al., 2011 , Satalino et al., 2002 , Singh and Dubey, 2007 , Wagner et al., 2007), είναι πολύ σημαντικό οι μετρήσεις της τραχύτητας να είναι όσο το δυνατόν πιο ακριβείς και αντιπροσωπευτικές. Για αυτό το σκοπό έχουν γίνει έρευνες οι οποίες προτείνουν τις απαιτήσεις κατά την διάρκεια μετρήσεων τραχύτητας έτσι ώστε να συλλεχθούν όσο το δυνατόν πιο αντιπροσωπευτικές μετρήσεις. Οι Oh και Kay (1998) πρότειναν ένα ελάχιστο μέγεθος δείγματος για την εκτίμηση του μήκους συσχέτισης και ένα ελάχιστο μέγεθος για το μέσο τετραγωνικό ύψος (RMS height) του εδάφους, ενώ άλλοι πρότειναν την συγχώνευση διαφόρων προφίλ επιφανείας για την επαρκή αντιπροσώπευση της φυσικής επιφανείας, χωρίς τον φόρτο της εκτενής δειγματοληψίας (Bryant et al., 2007 , Callens et al., 2006 , Mattia et al., 2003a).

Τα σφάλματα στην μέτρηση του μέσου τετραγωνικού ύψους του εδάφους μεταφέρονται σε μεγαλύτερο βαθμό από τα αντίστοιχα σφάλματα στο μήκος συσχέτισης, προκαλώντας έτσι μεγάλες αποκλίσεις στον υπολογισμό της υγρασίας, μπορεί όμως με μετρήσεις πεδίου να εκτιμηθεί με αρκετά υψηλή ακρίβεια (Lievens et al., 2009). Η εκτίμηση του μήκους συσχέτισης είναι αρκετά πιο δύσκολη εξαιτίας της μεγάλης διαφοροποίησης που χαρακτηρίζει αυτή την μεταβλητή (Baghdadi et al., 2002b,c,2006 , Davidson et al., 2003). Για να αρθεί ένα ποσό αβεβαιότητας που συνοδεύει την παράμετρο l , αυτή διορθώνεται με την χρήση των παραμέτρων της ενεργής τραχύτητας (effective roughness) (Su et al., 1997). Η ενεργή τραχύτητα προτείνει την αντικατάσταση του l με εμπειρικά μοντέλα προσαρμογής χρησιμοποιώντας χρησιμοποιώντας τις τιμές του μέσου τετραγωνικού ύψους (RMS height) (Baghdadi et al., 2006 , Davidson et al., 2003), και χωρίς καμία μέτρηση πεδίου, χρησιμοποιώντας τον ρυθμό αποπόλωσης VV-VV (Srivastava et al., 2008). Ο Baghdadi et al. (2002b,c) πρότεινε μία ήμι-εμπειρική τεχνική βαθμονόμησης του μήκους συσχέτισης του IEM, γνωστό και ως l_{opt} ή βέλτιστο μήκος συσχέτισης, το οποίο ενσωματώνει το πραγματικό μήκος συσχέτισης και τις ατέλειες εντός του IEM. Αποδείχτηκε ότι αυτή η μέθοδος βαθμονόμησης αυξάνει την

εγκυρότητα του IEM από $\kappa=3$ σε $\kappa=5.3$ (Baghdadi et al., 2004) και προκύπτουν αποτελέσματα τιμών υγρασίας που έχουν χαμηλότερο και πιο συνεπή τιμές σφάλματος σε σύγκριση με μη βαθμονομημένες μεθόδους (Álvarez-Mozos et al., 2008 , Baghdadi et al., 2004,2011).

Η προσέγγιση του Baghdadi et al. (2004) απαιτεί εκτενείς μετρήσεις επί του πεδίου, οι οποίες είναι μη πρακτικές, κάτι που μπορεί να ξεπεραστεί με την ανάκτηση τιμών τραχύτητας από τις SAR εικόνες χρησιμοποιώντας τον δείκτη ύψους (Z-index) ή πολωσιμετρική διάσπαση (Iodice et al., 2011). Οι Zribi και Dechambre (2002) παρατήρησαν ότι το μέσο τετραγωνικό ύψος (RMS height) συσχετίζεται κακώς με την οπισθοσκέδαση και πρότειναν μία νέα παράμετρο Z_s :

$$Z_s = \frac{\sigma^2}{l} \quad (2.6)$$

όπου Z_s είναι το σημειακό παράγωγο του ενεργού ύψους (RMS height) και της κλίσης. Ανακάλυψαν επίσης ότι η διαφορά οπισθοσκέδασης $\Delta\sigma^0$ μεταξύ δύο διαφορετικών γωνιών πρόσπτωσης, για το ίδιο σημείο, είχε συσχέτιση 0.995 με το Z_s . Η ισχυρή αυτή συσχέτιση επιτρέπει στον δείκτη ύψους (Z-index) να χρησιμοποιείται για την ανάκτηση των τιμών εδαφικής υγρασίας μόνο από εικόνες δεκτών SAR (Rahman et al., 2008).

Όταν η επιφάνεια του εδάφους είναι ξηρή η επίδραση της εδαφικής υγρασίας μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, επομένως μετά από περιόδους παρατεταμένης ξηρασίας η κατανεμημένη εδαφική υγρασία θεωρείται σχετικά ομογενής υγρασία μόνιμης μαράνσεως. Από την απλοποίηση αυτή το μήκος συσχέτισης της επιφανείας μπορεί να προσδιοριστεί μέσω μίας σχέσης μεταξύ του ενεργού ύψους (RMS height) και του l προερχόμενη από το IEM για τις παρούσες συνθήκες υγρασίας, την διαμόρφωση του ραντάρ και τα δείγματα του ενεργού ύψους (Rahman et al., 2007). Οι Rahman et al. (2008) κατάφεραν να εφαρμόσουν μία πολυωνυμική συνάρτηση βασισμένη στις προσομοιώσεις του IEM για να προσεγγίσει το Z_s ως μία συνάρτηση μεταβολής οπισθοσκέδασης μεταξύ δύο γωνιών πρόσπτωσης ($\Delta\sigma^0$) και να προσεγγίσει το σ_{dry}^0 .

2.3 Μοντέλα οπισθοσκέδασης για γυμνά εδάφη

2.3.1 Ήμι-εμπειρικά μοντέλα

Στο παρελθόν έχουν διατυπωθεί πολλές εμπειρικές σχέσεις μεταξύ του συντελεστή οπισθοσκέδασης και της εδαφικής υγρασίας (Le Hégarat-Masclé et al., 2002 , Quesney et al., 2000 , Oh et al., 1992 , Wang et al., 1997 , Zribi et al., 2005 , Zribi and Dechambre, 2002). Ενώ οι προκύπτουσες γραμμικές συσχετίσεις καθορίζουν επαρκώς την εδαφική υγρασία από την οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία του ραντάρ, τα εμπειρικά αυτά μοντέλα δεν έχουν γενική ισχύ για όλα τα εδάφη (Dubois et al. 1995a,b , Le Hegarat-Masclé et al., 2002 , Moran et al., 2000 , Oh et al., 1992). Ήμι-εμπειρικά μοντέλα συνδυάζουν την απλότητα των γενικώς εφαρμοζόμενων εμπειρικών μοντέλων με ένα θεωρητικό υπόβαθρο που παρέχει ένα συμβιβασμό μεταξύ θεωρητικής και πρακτικής εκπροσώπησης διαδικασιών και απλότητας. Είναι ευρέως εφαρμόσιμα καθώς προέκυψαν από πολλαπλές μετρήσεις με διάφορες συνθήκες εδάφους και διαμορφώσεις του δέκτη (μήκη κύματος, γωνίες πρόσπτωσης, πόλωση σήματος). Τα πιο συχνά χρησιμοποιούμενα ήμι-εμπειρικά μοντέλα είναι αυτά που διατυπώθηκαν από τον Oh et al. (1992) και Dubois et al. (1995a,b).

Το μοντέλο του Oh αναπτύχθηκε βάσει μίας έρευνας για τις ιδιότητες της οπισθοσκέδασης με την χρήση λόγων πόλωσης. Βρέθηκε ότι και ο κατακόρυφος ($q = \sigma_{hv}^0 / \sigma_{vv}^0$) αλλά και ο παράλληλος ($p = \sigma_{hh}^0 / \sigma_{vv}^0$) λόγος ακολουθούν μία συνάρτηση της οποίας η κλίση είναι στην αρχή απότομη και στη συνέχεια σχηματίζει μία ασύμπτωτη καμπύλη όπως μία συνάρτηση κανονικοποιημένης εδαφικής τραχύτητας (k_s). Το μοντέλο του Oh έχει εξελιχθεί ώστε να συμπεριλαμβάνει τις επιδράσεις της αυτοσυσχέτισης της επιφανείας (Oh et al., 1994) και την γωνία πρόσπτωσης (Oh et al., 1994, 2002). Μετέπειτα, τροποποιήθηκε ξανά έτσι ώστε να αφαιρεθούν οι επιδράσεις του μήκους συσχέτισης αλλά και να λαμβάνεται υπόψη η μετατροπή σε ογκομετρική υγρασία εδάφους M_v (Oh, 2004). Το μήκος συσχέτισης αφαιρέθηκε διότι αφενός ο κατακόρυφος λόγος δεν εμφανίζει καμία ευαισθησία στην κλίση του εδάφους σ/l και αφετέρου λόγω της δυσκολίας στην μέτρηση του μήκους συσχέτισης στο πεδίο. Το τελικό μοντέλο έχει πεδίο ισχύος της τάξης $0.04 < M_v < 0.291 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0.13 < k_s < 6.98$ για γωνία πρόσπτωσης . Η απλότητα του μοντέλου του Oh αποτελεί μεγάλο πλεονέκτημα έναντι των θεωρητικών μοντέλων διότι επιτρέπει μία σχετικά απλή αριθμητική αντιστροφή όπως την περιέγραψε ο Oh (2004).

Το μοντέλο αυτό έχει εφαρμοστεί σε πλήθος διαφορετικών συνθηκών εδάφους και υγρασίας με ποικιλία αποτελεσμάτων. Για μεγάλες γωνίες πρόσπτωσης και τραχιές επιφάνειες, το μοντέλο του Oh προσέγγισε με ακρίβεια την οπισθοσκέδαση για τον παράλληλο λόγο πόλωσης (p) (Baghdadi and Zribi, 2006) και για όλες τις πολώσεις στο κανάλι C, με την χρήση δεδομένων RADARSAT (Álvarez-Mozos et al., 2007). Αντίθετα, ορισμένες έρευνες ανακάλυψαν ότι το μοντέλο του Oh τείνει να υπερεκτιμά τις τιμές της οπισθοσκέδασης για την κατακόρυφη πόλωση (Baghdadi and Zribi, 2006) ή και όλα τα είδη πόλωσης (Merzouki et al., 2010 , Sahebi and Angles, 2010), ενώ πολλές άλλες

έρευνες ανακάλυψαν ότι τείνει να υποτιμά τις τιμές της παρατηρούμενης οπισθοσκέδασης (Boisvert et al., 1997 , Gherboudj et al., 2009, 2011 , Merzouki et al., 2011 , Sahebi and Angles, 2010). Παρατηρήθηκε από πολλούς ερευνητές ότι το σφάλμα του μοντέλου του Oh για μια συγκεκριμένη περιοχή μελέτης μπορεί να εκληφθεί με την εφαρμογή ενός διορθωτικού συντελεστή (Baghdadi and Zribi, 2006 , De Roo et al., 2001 , D'Urso and Minacapilli, 2006 , Merzouki et al., 2010). Ωστόσο, περισσότερος κόπος απαιτείται για την ανάπτυξη διορθωτικών παραγόντων για την πρακτική εφαρμογή του μοντέλου Oh και την ανάκτηση των τιμών της εδαφικής υγρασίας (Merzouki et al., 2010).

Το μοντέλο Oh έχει επίσης βαθμονομηθεί έτσι ώστε να μην απαιτεί a priori γνώση της εδαφικής τραχύτητας (D'Urso and Minacapilli, 2006) και έχει ενσωματωθεί σε μοντέλα σκέδασης για να λαμβάνει υπόψη τις επιδράσεις της βλάστησης και της εδαφικής υγρασίας στην οπισθοσκέδαση (De Roo et al., 2001 , Gherboudj et al., 2009, 2011).

Ανεξαρτήτως από την χρήση του σε πληθώρα εφαρμογών με δεδομένα αερομεταφερόμενου δέκτη, η χρήση του μοντέλου Oh έχει πρόσφατα περιοριστεί λόγω της διαθεσιμότητας ανεπτυγμένης δορυφορικής τεχνολογίας συλλογής δεδομένων. Ενώ τα συστήματα εδάφους όπως και τα αερομεταφερόμενα συστήματα SAR έχουν την δυνατότητα συλλογής δεδομένων πολλαπλής πόλωσης από παλαιότερα, μόνο πρόσφατα έγινε εφικτή η συλλογή τέτοιων δεδομένων από δορυφορικούς δέκτες SAR ώστε να μπορεί να υπολογιστούν οι λόγοι πόλωσης.

Το μοντέλο Dubois σχεδιάστηκε έτσι ώστε να εφαρμόζεται σε πλήθος διαφορετικών επιφανειακών συνθηκών και διαμορφώσεων ραντάρ, διότι κατασκευάστηκε βάσει μεγάλης ποικιλίας μετρήσεων σκεδασιόμετρου (Dubois et al., 1995a,b). Το μοντέλο εκφράζει τον συντελεστή οπισθοσκέδασης, για όμοια πολωμένο σήμα, ως μία γραμμική συνάρτηση της γωνίας πρόσπτωσης, του ενεργού ύψους (RMS), της διηλεκτρικής σταθεράς και του μήκους κύματος και έχει εύρος εγκυρότητας: ,με γωνία πρόσπτωσης (Dubois et al., 1995a). Μολονότι το μοντέλο σχεδιάστηκε ώστε να είναι εφαρμόσιμο σε εδάφη με ελαφριά βλάστηση, η παρουσία βλάστησης έχει ως αποτέλεσμα την υπερεκτίμηση του επιπέδου εδαφικής τραχύτητας και την υποτίμηση της εδαφικής υγρασίας. Η τάση αυτή του μοντέλου οδήγησε στην πρόταση να περιοριστεί περαιτέρω το εύρος εγκυρότητας του μοντέλου ώστε αυτό να είναι εφαρμόσιμο μόνο σε επιφάνειες όπου ο κανονικοποιημένος δείκτης βλάστησης (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI) είναι μικρότερος από 0.4, ή στο κανάλι L (L band) (Dubois et al., 1995a). Το μοντέλο μπορεί να αντιστραφεί για να υπολογιστούν το μέσο τετραγωνικό ύψος και η διηλεκτρική σταθερά από τον λόγο HH/VV χωρίς a priori γνώση της επιφανειακής τραχύτητας.

Χρησιμοποιώντας τους συντελεστές οπισθοσκέδασης του ραντάρ για το κανάλι C (C band), οι Baghdadi και Zribi (2006) παρατήρησαν ότι το μοντέλο Dubois εμφάνιζε μία κλίση της τάξης των 1.7dB στην πόλωση HH και καμία αξιόλογη κλίση στην πόλωση VV. Το μοντέλο έδειξε επίσης την τάση να υποτιμά την τιμή της οπισθοσκέδασης για επιφάνειες χαμηλής τραχύτητας και αντίθετα να υπερεκτιμά την τιμή αυτή σε πολύ τραχιές επιφάνειες. Ωστόσο παρήγαγε λογικές τιμές οπισθοσκέδασης για επιφάνειες

μέτριας τραχύτητας και εδαφικής υγρασίας. Μία παρόμοια παράθεση από τον Álvarez-Mozos et al. (2007) παρήγαγε συγκρίσιμα αποτελέσματα, όπου το μοντέλο Dubois συχνά υποτιμούσε την τιμή του συντελεστή οπισθοσκέδασης ιδιαίτως σε υγρές συνθήκες. Παρατηρήθηκε επίσης επίσης ότι το μοντέλο ερχόταν σε αντίφαση με την γνωστή σχέση μεταξύ οπισθοσκέδασης και εδαφικής υγρασίας, όπου η οπισθοσκέδαση δεν επηρεάζεται από την εδαφική υγρασία, όταν αυτή βρίσκεται σε πολύ υψηλά επίπεδα (Álvarez-Mozos et al., 2007). Σε αντίθεση, ο Wang et al. (1997) παρατήρησε ότι ενώ το μοντέλο Dubois προσεγγίζει σε σχετικά καλό βαθμό τις παρατηρούμενες ποσότητες, μεγάλος αριθμός εικονοστοιχείων απέτυχαν να αποφέρουν αποτελέσματα εξαιτίας των σφαλμάτων του μοντέλου και του εύρους εγκυρότητάς του. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα στην αφαίρεση περίπου 25-50% των μετρημένων εικονοστοιχείων, ιδιαίτερα υπό ξηρές συνθήκες (Wang et al., 1997). Σε μία προσπάθεια να βελτιωθεί η ακρίβεια του μοντέλου, οι Sahebi και Angles (2010) υπολόγισαν νέους συντελεστές για το μοντέλο ακολουθώντας την ίδια μέθοδο με τον Dubois et al. (1995a,b), με αποτέλεσμα την παρασκευή ενός μοντέλου εξαρτώμενου από την περιοχή μελέτης, που εμφάνιζε, όμως, ακρίβεια σαφώς μεγαλύτερη από ανταγωνιστικά ακριβή μοντέλα.

2.3.2. Θεωρητικά μοντέλα οπισθοσκέδασης

Τα θεωρητικά μοντέλα προσομοιώνουν την οπισθοσκέδαση που προέρχεται από μία συγκεκριμένη διαμόρφωση ραντάρ και γεωμετρία βασισμένη στις φαινομενικές συνθήκες επιφανείας για το μήκος κύματος και την χωρική ανάλυση του ραντάρ. Ενώ είναι πιο μαθηματικά πολύπλοκα, τα θεωρητικά μοντέλα μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μεγάλη ποικιλία συνθηκών με λίγες μόνο α priori υποθέσεις για τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας σε σύγκριση με τα εμπειρικά παρασκευασμένα μοντέλα. Τα θεωρητικά μοντέλα προκύπτουν από αναλυτική ή αριθμητική επίλυση εξισώσεων Maxwell για την αλληλεπίδραση μεταξύ ηλεκτρικών και μαγνητικών πεδίων σε ένα αγωγίμο μέσο.

2.3.3. Αριθμητικά μοντέλα οπισθοσκέδασης

Τα αριθμητικά μοντέλα οπισθοσκέδασης επιλύουν εξισώσεις Maxwell μέσω της διακριτοποίησης μίας αγωγίμης επιφάνειας ως συνδυασμό βασικών συναρτήσεων εντός ενός πλέγματος. Το πλέγμα υπερτίθεται ως αναπαράσταση της προς μοντελοποίηση επιφανείας και οι αριθμητικοί αλγόριθμοι ικανοποιούν τις εξισώσεις του Maxwell σε κάθε σημείο του πλέγματος, το οποίο στη συνέχεια συγχωνεύεται για να παραχθεί η τιμή της οπισθοσκέδασης. Ενώ είναι αξιόπιστα, τα αριθμητικά μοντέλα απαιτούν πολλούς υπολογιστικούς πόρους, οι οποίοι, μέχρι πρόσφατα, ήταν εξαιρετικά δαπανηροί και διαθέσιμοι μόνο μέσω υπερυπολογιστών. Έτσι, ενώ έχουν δυναμικά μεγάλες δυνατότητες για μέτρηση υγρασίας, η ανάπτυξη των αριθμητικών μοντέλων αναστέλλεται από την έλλειψη γρηγορότερων αλγόριθμων και περισσότερων

υπολογιστικών πόρων (Huang et al., 2010 , Lawrence et al., 2011 , Onier et al., 2011 , Rabus et al., 2010).

Η Μέθοδος των Στιγμών (Method of Moments – MoMs) είναι το πιο συχνά εφαρμοζόμενο αριθμητικό μοντέλο καθώς απαιτεί λιγότερους υπολογιστικούς πόρους σε σύγκριση με άλλα μοντέλα διότι οι ηλεκτρικές και οι μαγνητικές εξισώσεις επιλύονται δια μέσου ενός επιφανειακού πλέγματος (Warnick and Chew, 2001). Η χρήση ενός μοναδικού πυκνού εδαφικού πλέγματος επιτρέπει στην Μέθοδο των Στιγμών να είναι αποδοτική, αλλά περιορίζει την ικανότητα της να αντιπροσωπεύει σωστά τη σκέδαση όγκου και τα ετερογενή μέσα (Huang et al., 2010 , Lawrence et al., 2011). Ιστορικά, η Μέθοδος των Στιγμών έχει χρησιμοποιηθεί ως εργαλείο για να εξεταστεί ανεξάρτητα η θεωρητική εγκυρότητα αναλυτικών μοντέλων οπισθοσκέδασης (Huang et al., 2010 , Fung et al., 1992, 1994 , Ulaby et al., 1986). Ο περιορισμός της Μεθόδου των Στιγμών σε αυτή την χρήση οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι είναι κατάλληλο μόνο για μικρές ομογενείς επιφάνειες. Ωστόσο, πρόσφατες εξελίξεις στην τεχνολογία των υπολογιστών και των αλγορίθμων έχουν επιτρέψει την ανάπτυξη ενός τρισδιάστατου αλγορίθμου MoM ο οποίος προτείνεται για ένα σχέδιο αναστροφής πίνακα αναζήτησης σε αποστολές όπως η SMAP (Huang et al., 2010).

Η Μέθοδος Πεπερασμένων Στοιχείων (Finite Element Method – FEM) (Zienkiewicz and Taylor, 2000) και η Μέθοδος Πεπερασμένης Διαφοράς Χρονικών Πεδίων Ορισμού (Finite Difference Time Domain Method – FDTD) (Yee, 1966) διακρίτοποιούν το μέσο διάδοσης ώστε αυτό να μοντελοποιηθεί με τον συγκερασμό του όγκου ή των κελιών (Lawrence et al., 2011 , Onier et al., 2011 , Rabus et al., 2010). Αυτό επιτρέπει στις μεθόδους FEM και FDTD να είναι εφαρμόσιμες σε ετερογενείς επιφάνειες, όπως επίσης να έχουν την δυνατότητα να μοντελοποιούν μέσα πολλαπλών στρωμάτων, όπως για παράδειγμα δάση (Lawrence et al., 2011). Με τη χρήση ενός αλγορίθμου FDTD, ο Rabus et al. (2010) μπόρεσε να αξιολογήσει τις επιδράσεις της εδαφικής υγρασίας στην οπισθοσκέδαση, ενώ οι Onier et al. (2011) και ο Lawrence et al. (2011) χρησιμοποίησαν την FEM για να μοντελοποιήσουν την επίδραση της σκέδασης όγκου σε σχέση με την ποσότητα των σβόλων χώματος και του στρώματος σκεδαστών που καλύπτουν το έδαφος, σε διάφορες συνθήκες εδαφικής υγρασίας.

Τα αριθμητικά μοντέλα προσφέρουν μία περιεκτική και αξιόπιστη μέθοδο μοντελοποίησης της οπισθοσκέδασης και εμφανίζουν μεγάλες δυνατότητες ως βάση σε ένα σύστημα αντιστροφής. Ωστόσο, παρά τις πρόσφατες εξελίξεις στην τεχνολογία των υπολογιστών και των αλγορίθμων, τα αριθμητικά μοντέλα περιορίζονται σε απλοποιημένα παραδείγματα, συνήθως δύο μόνο διαστάσεων (Lawrence et al., 2011 , Onier et al., 2011 , Rabus et al., 2010), ή σε μία περιοχή μελέτης όχι μεγαλύτερη από οκτώ με δέκα φορές μεγαλύτερη του μήκους κύματος (Huang et al., 2010). Τα αριθμητικά μοντέλα αποτελούν πολλά υποσχόμενη εναλλακτική για τον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας, αλλά απαιτείται περισσότερη εξέλιξη στην τεχνολογία των αλγορίθμων και των υπολογιστών για να αρχίσει η τακτική τους χρήση.

2.3.4. Αναλυτικά μοντέλα οπισθοσκέδασης

Παρά την ύπαρξη πλήθους αναλυτικών μοντέλων οπισθοσκέδασης, εδώ θα αναφερθεί μόνο το Intergral Equation Model (IEM) και η εξέλιξή του. Το IEM εμφανίστηκε το 1992 και έχει έκτοτε αναθεωρηθεί πολλές φορές ώστε να βελτιωθεί η αντιπροσωπευτικότητά του και το εύρος εγκυρότητάς του (Fung et al., 1992, 1994 , Mattia και Le Toan, 1999 , Hsieh et al., 1997 , Fung and Chen, 2004). Στο IEM δίνεται ιδιαίτερη προσοχή διότι άλλα αναλυτικά μοντέλα όπως το Geometric Optics Model (GOM) (Ulaby et al., 1982) και το Small Perturbation Model (SPM) (Ulaby et al., 1982) προσεγγίζονται από το IEM τόσο σε υψηλές όσο και σε χαμηλές συχνότητες αντίστοιχα, οδηγώντας μας στο συμπέρασμα ότι τα μοντέλα αυτά αποτελούν ειδικές περιπτώσεις του IEM (Fung et al., 1992 , Fung, 1994). Επίσης το IEM είναι με μεγάλη διαφορά το πιο ευρέως χρησιμοποιούμενο μοντέλο που έχει βρεθεί στην επιστημονική βιβλιογραφία τις τελευταίες δεκαετίες.

Κατά την εφαρμογή για τον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας, το IEM θεωρεί τον τρόπο με τον οποίο σκεδάζεται ένα προσπίπτον σήμα από μία γυμνή επιφάνεια εδάφους ως συνέπεια της διαμόρφωσης του δέκτη SAR και των ιδιοτήτων της επιφανείας. Το IEM μπορεί να προσομοιώσει και το όμοια (HH/VV) και το κατακόρυφα (HV/VH) πολωμένο σήμα για μία δεδομένη συχνότητα σήματος και γωνία πρόσπτωσης. Οι παράμετροι της επιφανείας που αντιπροσωπεύονται από το IEM είναι το μέσο τετραγωνικό ύψος (RMS Height), το μήκος συσχέτισης (correlation length), η μορφολογική σταθερά (ACF) και η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους (ϵ_r). Οι παράμετροι αυτοί αντιμετωπίζονται συχνά ως άγνωστοι, ή καθορίζονται από μετρήσεις δειγμάτων στο πεδίο. Το πρόβλημα της αντιστροφής του μοντέλου, για τον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας, στην περίπτωση του IEM επιδεινώνεται από την δυσκολία που έγκειται στην εφαρμογή του μοντέλου σε συνθήκες φυσικής επιφάνειας (Altese et al., 1996 , Baghdadi et al., 2002b,c , Baghdadi and Zribi, 2006 , Zribi and Dechambre, 2002), κάτι που δεν θεωρείται έλλειψη στο μοντέλο αλλά αποτέλεσμα κακού χαρακτηρισμού της επιφάνειας του εδάφους (Altese et al., 1996 , Baghdadi et al., 2002a , Baghdadi and Zribi, 2006).

Σε εφαρμογές για την μέτρηση εδαφικής υγρασίας, από τις μεταβλητές του IEM που αναγράφονται στην βιβλιογραφία, οι περισσότερες αποτελούν αποτέλεσμα απόπειρας περιγραφής της επιφανειακής τραχύτητας ή βαθμονόμησης του IEM (Baghdadi et al., 2006 , Mattia and Le Toan, 1999 , Zribi et al., 2000). Εκτός από την βέλτιστη προσομοίωση της εδαφικής τραχύτητας, πολλές μελέτες επικεντρώθηκαν στην καλύτερη αναπαράσταση των φυσικών διαδικασιών εντός του IEM αφαιρώντας υποθέσεις ή εισάγοντας νέες εκφράσεις οι οποίες δεν είχαν αναπτυχθεί την χρονολογία της αρχικής δημοσίευσής του. Μεταγενέστερες ενημερώσεις του μοντέλου συμπεριλαμβάνουν μία αναθεωρημένη εξίσωση Green, την συμπερίληψη της πολλαπλής σκέδασης και την ενσωμάτωση μίας συνάρτησης μετάβασης για τους συντελεστές Fresnel (Chen et al., 2000 , Hsieh et al., 1997 , Wu et al. 2001). Οι εξελίξεις αυτές επιτρέπουν στο IEM να υπολογίζει σε μεγαλύτερο βαθμό την χωρική συσχέτιση του εδάφους (Hsieh et al., 1997), την ανοδική και την καθοδική σκέδαση (Chen et al.,

2000) και την μετάβαση μεταξύ της χρήσης των γωνιών πρόσπτωσης και ανάκλασης αυξανόμενης της εδαφικής τραχύτητας (Wu et al., 2001). Το μοντέλο που προκύπτει από αυτές τις προσθήκες, ονομάζεται AIEM (Advanced Integral Equation Model) (Fung and Chen, 2004 , Liu et al., 2003 , Wu and Chen, 2004).

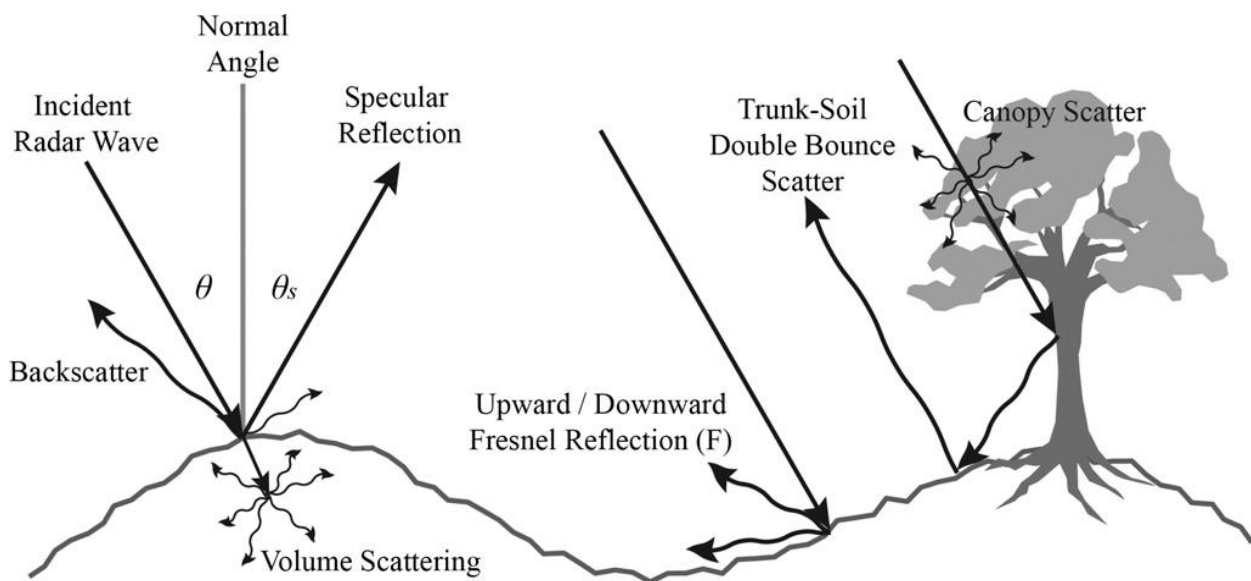
Συγκρίσεις των πλεονεκτημάτων και των αδυναμιών για κάθε διαφορετική έκδοση του IEM έχουν δείξει ότι, σε διεύθυνση πόλωσης VV, για εδάφη κανονικοποιημένα μέσω του μήκους κύματος και άρα σχετικώς λεία, το αρχικό IEM προσφέρει μία ακριβή προσέγγιση της οπισθοσκέδασης και είναι υπολογιστικά αποδοτικό. Το AIEM είναι καταλληλότερο για γωνίες μεγαλύτερης πρόσπτωσης και διεύθυνση πόλωσης HH, ιδιαίτερος όσο αυξάνεται η επιφανειακή τραχύτητα, διότι ο παράγοντας της πολλαπλής σκέδασης γίνεται ισχυρότερος. Μολονότι είναι πολυπλοκότερο, το μοντέλο αυτό προσφέρει καλύτερη αναπαράσταση της οπισθοσκέδασης του ραντάρ, και της κίνησης εντός της περιοχής μετάβασης μεταξύ του προσπίπτοντος και του ανακλώμενου συντελεστή Fresnel.

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η αντιστροφή του IEM για τον υπολογισμό της υγρασίας είναι δύσκολη διότι η μετρημένη οπισθοσκέδαση του SAR σε ένα φυσικό περιβάλλον δεν συμπεριφέρεται απαραίτητα με τον τρόπο που προβλέπει το μοντέλο. Κατά την μελέτη της εδαφικής υγρασίας σε γυμνά ή σχεδόν γυμνά γεωργικά εδάφη, παρατηρήθηκε ότι το IEM συχνά υπερεκτιμούσε την τιμή της μετρημένης οπισθοσκέδασης σε ορισμένες περιπτώσεις (Baghdadi et al., 2004 , Baghdadi and Zribi, 2006 , Mattia et al., 2003b , Merzouki et al., 2010), ενώ σε άλλες την υποτιμούσε (Kim and Van Zyl, 2009). Συνήθως τέτοια σφάλματα προσδίδονται σε κακό χαρακτηρισμό της εδαφικής τραχύτητας (Altese et al., 1996 , Baghdadi et al., 2002a , Merzouki et al., 2011). Ωστόσο, στην βιβλιογραφία δίνεται λίγη προσοχή στην παρουσία σκέδασης όγκου στην επιστροφή του ραντάρ, τουλάχιστον όσον αφορά την επίδραση αυτής στο IEM. Η σκέδαση όγκου ευθύνεται μερικώς για τον λόγο που το IEM αναμένεται να είναι εγκυρότερο παρουσία υψηλής διηλεκτρικής σταθεράς, καθώς μειώνεται η διείσδυση (Fung et al., 1992). Αντίθετα, για στεγνά εδάφη, η διηλεκτρική σταθερά είναι χαμηλή και η διείσδυση του σήματος σχετικά μεγάλη, περίπτωση στην οποία το IEM μπορεί να υπερεκτιμήσει την τιμή της οπισθοσκέδασης (Boisvert et al., 1997). Εφόσον το IEM και οι διάφορες παραλλαγές του δεν λαμβάνουν υπόψη την σκέδαση όγκου, περισσότερη μελέτη και πιθανές αναβαθμίσεις του μοντέλου χρειάζονται πριν εξαχθούν οριστικά συμπεράσματα για την εφαρμοστικότητα του IEM σε περιπτώσεις που η σκέδαση όγκου επηρεάζει την ανάκτηση τιμών εδαφικής υγρασίας.

2.3.5 Μοντελοποίηση της βλάστησης

Τα μοντέλα που αναπτύχθηκαν στις παραπάνω εργασίες (IEM, Oh, Dubois) μπορούν να προσεγγίσουν με ικανοποιητική ακρίβεια τις ιδιότητες του εδάφους και να καθορίσουν συσχετίσεις μεταξύ των διαφορετικών μεταβλητών που το χαρακτηρίζουν. Όλες αυτές οι συσχετίσεις όμως γίνονται με την βασική προϋπόθεση ότι το έδαφος έχουν μηδενική ή ελάχιστη φυτοκάλυψη. Η βλάστηση επιδρά στην τιμή του συντελεστή οπισθοσκέδασης με όμοιο τρόπο όπως και το έδαφος (Εικόνα 2.7). Παράγοντες που το επηρεάζουν είναι οι διηλεκτρικές ιδιότητες της βλάστησης αλλά και τις γεωμετρικά χαρακτηριστικά της βλάστησης (Ulaby et al., 1982).

Η επίδραση της βλάστησης μπορεί να αγνοηθεί όταν τα ποσά βιομάζας στο έδαφος κρίνονται αρκετά χαμηλά. Όταν όμως το μέγεθος αυτό αυξηθεί, οι επιδράσεις στην δέσμη της ακτινοβολίας είναι συνήθως σκέδαση όγκου, που εξαρτάται από το επίπεδο διείσδυσης της ακτινοβολίας (μήκος κύματος) και τα επίπεδα υγρασίας της βλάστησης. Τα σώματα των φυτών (κοσάνια, κορμοί, κλαδιά) μπορούν να σκεδάσουν απευθείας την ακτινοβολία προς τον δέκτη ή και προς το έδαφος όπου η ακτινοβολία σκεδάζεται δεύτερη φορά. Επίσης ανάλογα με τον προσανατολισμό της βλάστησης (δάση, καλλιέργειες σιτηρών) σε σύγκριση με την γεωμετρία και τον προσανατολισμό του δέκτη, η βλάστηση μπορεί να προκαλέσει μεταβολή στην πόλωση του σήματος (Ulaby et al., 1982).



Εικόνα 2.7: Σκέδαση μικροκυματικής ακτινοβολίας σε γυμνό έδαφος (αριστερά) και σε έδαφος με βλάστηση (δεξιά)
(Πηγή: Kurt C. Kornelsen, P. Coulibaly, 2012)

Σε περιπτώσεις πυκνής φυτοκάλυψης, όπως για παράδειγμα δάση, ο συντελεστής οπισθοσκέδασης εξαρτάται σε τόσο υψηλό βαθμό από την βλάστηση, που η εξαγωγή συμπερασμάτων για ιδιότητες του εδάφους είναι αδύνατη. Στην περίπτωση όμως των γεωργικών περιοχών, η τιμή της οπισθοσκέδασης προκύπτει από συνδυασμό των ιδιοτήτων του εδάφους και της βλάστησης, κάτι που καθιστά δυνατή την εκτίμηση παραμέτρων του εδάφους (Joseph et al. 2010 , Mattia et al., 2003b). Για να απομονωθεί η επίδραση της βλάστησης στην οπισθοσκέδαση πρέπει να καθοριστούν ορισμένες παράμετροι οι οποίες έπειτα θα ενταχθούν σε ένα προσεγγιστικό μοντέλο. Οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν την βλάστηση είναι δύσκολο να καθοριστούν, καθώς αλλάζουν ανάλογα με την γωνία, το μήκος κύματος και την γεωμετρία της βλάστησης (Wingneron et al., 2004). Μέχρι τώρα η βιβλιογραφία έχει επικεντρωθεί στην παραμετροποίηση των καλλιεργειών, οι οποίες αναπτύσσονται σταδιακά, με συγκεκριμένη και προβλέψιμη γεωμετρία και κάλυψη.

Κατά την παραμετροποίηση των καλλιεργειών δίνεται βάρος σε έξι κύριες παραμέτρους: το επίπεδο υγρασίας της βλάστησης (Vegetation Water Content - VWC), τον δείκτη φυλλικής κάλυψης (Leaf Area Index - LAI), το ύψος της βλάστησης, την συνολική βιομάζα, την δομή της βλάστησης και ,τέλος, την γεωμετρία της. Για την προσέγγιση των παραμέτρων αυτών χρειάζονται μετρήσεις στο πεδίο ή παράλληλη μελέτη της περιοχής με οπτικά τηλεπισκοπικά μοντέλα.

- Η εξαγωγή του VWC μίας περιοχής γίνεται συνήθως με συσχέτιση εκτενών μετρήσεων πεδίου με τιμές του Δείκτη Βλάστησης (Normalised Difference Vegetation Index - NDVI) ή του Δείκτη Νερού (Normalised Difference Water Index - NDWI) που προκύπτει από τα οπτικά δεδομένα της ίδιας περιοχής (Álvarez-Mozos et al., 2006 , Jackson et al., 2004 , Notarnicola et al., 2006).
- Ο δείκτης φυλλικής κάλυψης LAI είναι μέτρο της επιφάνειας των φύλλων της βλάστησης ανά μονάδα εδάφους και έχει στο παρελθόν χρησιμοποιηθεί ως ένδειξη της υγείας και της πυκνότητας της βλάστησης κατά τον υπολογισμό της εδαφικής υγρασίας (Moran et al., 2000 , Said et al., 2008). Όπως και με τον VWC, ο LAI υπολογίζεται με την συσχέτιση μετρήσεων πεδίου με τηλεπισκοπικά δεδομένα. Ενώ η εμπειρική συσχέτιση του LAI με τις τιμές του δείκτη NDVI (Manninen et al., 2005 , Moran et al., 2000) εφαρμόζεται συχνά, απαιτεί την παροχή οπτικών δεδομένων της συγκεκριμένης περιοχής για την συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Έχει παρατηρηθεί όμως, πως η τιμή του LAI μπορεί να συσχετιστεί με τον λόγο HH/VV αποδίδοντας καλύτερα αποτελέσματα από την συσχέτιση με τον δείκτη NDVI (Manninen et al., 2005).
- Το ύψος της βλάστησης και η ποσότητα της βιομάζας μπορούν, σύμφωνα με τον Gherboudj et al. (2011) να υπολογιστούν με βάση το λόγο αποπόλωσης HH/HV και να ενταχθούν στην συνέχεια στα μοντέλα βλάστησης.

- Η γεωμετρία και η δομή της βλάστησης είναι μεγέθη που παραμετροποιούνται από μοντέλα σκέδασης ακτινοβολίας στα οποία τα κοτσάνια, τα κλαδιά και τα φύλλα προσεγγίζονται από ένα σύνολο δίσκων και ράβδων, με αντίστοιχες διηλεκτρικές ιδιότητες και συγκεκριμένη γεωμετρία και πυκνότητα (Bracaglia et al., 1995 , Moghaddam et al., 2000).

2.4 Ανάκτηση τιμών εδαφικής υγρασίας

Στο πλαίσιο της ανάκτησης τιμών εδαφικής υγρασίας από δεδομένα SAR, με την έννοια “αναστροφή μοντέλου” αναφερόμαστε σε μία διαδικασία αντιστροφής ενός επιλεγμένου μοντέλου οπισθοσκέδασης, όπου οι πιθανώς άγνωστες παράμετροι της επιφάνειας του εδάφους μπορούν να προσδιοριστούν μέσω της οπισθοσκέδασης. Το πρόβλημα της αντιστροφής καθορίζεται από το γεγονός ότι, σε κλίμακα ενός εικονοστοιχείου, μία τιμή οπισθοσκέδασης μπορεί να αντιστοιχηθεί σε πάνω από μια πιθανές τιμές εδαφικών παραμέτρων (Loew and Mauser, 2006 , Mattia et al., 2006 , Shi et al., 1997). Για να διορθωθεί το πρόβλημα αυτό, πολλές μελέτες συμπεριλάμβαναν μία συνιστώσα in situ μετρήσεων, όπου μετρήθηκε η εδαφική τραχύτητα ώστε να μειωθεί ο αριθμός των αγνώστων σε μία (Baghdadi et al., 2002a , Jackson et al., 1999 , Le Hégarat-Masclé et al., 2002 , Quesney et al., 2000 , Romshoo et al., 2002 , Shi et al., 1997). Εκτός από το γεγονός ότι είναι κακώς ορισμένη, η διαδικασία της αντιστροφής της εδαφικής υγρασίας αντιμετωπίζει το πρόβλημα της ύπαρξης πολλαπλών ισοδύναμων λύσεων, όπου πολλοί διαφορετικοί συνδυασμοί εδαφικής τραχύτητας και διηλεκτρικής σταθεράς μπορούν να αποδώσουν το ίδιο αποτέλεσμα οπισθοσκέδασης (Hoeben et al., 1997). Αυτό σημαίνει ότι ο κύριος περιορισμός στην συμβατική αντιστροφή της εδαφικής υγρασίας, από μοντέλα οπισθοσκέδασης, είναι σε ότι αφορά τον χαρακτηρισμό της επιφάνειας του εδάφους (Davidson et al., 2003 , Mattia et al., 2003b , Singh and Dubey, 2007). Συχνά αναφέρεται ότι το πρόβλημα αυτό είναι κατά κύριο λόγο ζήτημα κλίμακας, οπότε και θα ήταν προτιμότερο να θεωρηθεί μια μεγαλύτερη ομογενής μονάδα (Glenn and Carr, 2004 , Le Hegarat-Masclé et al., 2002 , Sahebi and Angles, 2010 , Thoma et al., 2006, 2008). Η λογική αυτή βασίζεται στην θεώρηση ότι, σε μεγάλη κλίμακα, οι επιδράσεις της εδαφικής τραχύτητας μπορούν να αγνοηθούν επειδή το μέγεθος του εικονοστοιχείου ξεπερνά την κλίμακα στην οποία η μικρή εδαφική τραχύτητα μπορεί να επηρεάσει την οπισθοσκέδαση. Ωστόσο, από υδρολογικής απόψεως, η θεώρηση αυτή οδηγεί σε προβλήματα όσον αφορά την ετερογένεια της εδαφικής υγρασίας.

Εξαιτίας της πολύπλοκης φύσης πολλών μοντέλων οπισθοσκέδασης, η αντιστροφή τους με αναλυτικές μεθόδους καθίσταται αδύνατη. Ως εκ τούτου, αριθμητικές μέθοδοι, μέθοδοι παλινδρόμησης και άλλες μέθοδοι συσχέτισης εφαρμόζονται συχνά με σκοπό να θεσπίσουν μία σχέση μεταξύ μοντελοποιημένης και παρατηρούμενης τιμής του δείκτη οπισθοσκέδασης. Στις περισσότερες περιπτώσεις, χρησιμοποιείται ένα μοντέλο για να θεσπίσει μία θεωρητική σχέση μεταξύ ενός συνόλου παραμέτρων της επιφάνειας, των διηλεκτρικών ιδιοτήτων του εδάφους και της οπισθοσκέδασης, ενώ στο τέλος ελέγχεται με βάση μετρημένες τιμές οπισθοσκέδασης για να προσδιοριστεί η ακρίβεια της αντιστροφής. Δυστυχώς, η χωρική μεταβλητότητα της εδαφικής τραχύτητας και της εδαφικής υγρασίας συχνά οδηγεί σε διαφορές μεταξύ των εξομοιώσεων και των μετρήσεων, πολλές φορές της τάξεως των μερικών decibels, κάτι που καθιστά τα παράγωγα της αντιστροφής ιδιαίτερα ανακριβή (Álvarez-Mozos et al., 2006 , Baghdadi et al., 2008). Οι επικρατέστερες μέθοδοι ανάκτησης τιμών εδαφικής υγρασίας είναι η ανίχνευση μεταβολών (Change Detection) και η παρεμβολή, γραμμική ή μη γραμμική (Linear, non-linear interpolation).

2.4.1 Εκτίμηση υγρασίας με ανίχνευση μεταβολών (Change Detection)

Ενώ η χρήση ημι-εμπειρικών μοντέλων ή του IEM για την περιγραφή της επιφάνειας του εδάφους μας βοηθάει να εφαρμόσουμε απλές μεθόδους για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας, η λειτουργία τους στηρίζεται στην θεώρηση ότι οι άλλες μεταβλητές παραμένουν γνωστές και υπολογίσιμες. Η μεγαλύτερη πηγή σφαλμάτων, όμως, είναι η μέθοδος με την οποία παραμετροποιείται η τραχύτητα του εδάφους, για να συμπεριληφθεί στο μοντέλο (Baghdadi et al., 2006 , Dubois et al., 1995a,b , Merzouki et al., 2010).

Σε μία προσπάθεια να απαλλαγής από τις μεταβλητές που σχετίζονται με την εδαφική τραχύτητα, έχουν στο παρελθόν εφαρμοστεί μέθοδοι παρατήρησης και ανίχνευσης μεταβολών (change detection) σε εικόνες της ίδιας περιοχής σε διαφορετικές χρονικές στιγμές. Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην θεώρηση ότι η εδαφική τραχύτητα είναι σταθερά που δεν μεταβάλλεται με την πάροδο του χρόνου μεταξύ των διαφορετικών λήψεων, επιτρέποντας έτσι στην διατύπωση μίας εμπειρικής σχέσης μεταξύ της εδαφικής υγρασίας και του συντελεστή οπισθοσκέδασης (Kim and van Zyl, 2009 , Kurucu et al., 2009 , Moran et al., 2000 , Pathe et al., 2009 , Quesney et al., 2000 , Zribi et al., 2007). Επίσης γίνεται η θεώρηση ότι η χρονική περίοδος μεταξύ των λήψεων είναι πολύ μικρή για την μεταβολή στην πυκνότητα της βλάστησης (Joseph et al., 2008), σε διαφορετική περίπτωση συνυπολογίζεται και η βλάστηση στην εμπειρική αυτή συσχέτιση.

Αρχικά στην μέθοδο γίνεται μία πρώτη λήψη σε μία στεγνή περίοδο έτσι ώστε η οπισθοσκέδαση να συναρτάται μόνο από την εδαφική τραχύτητα και την διηλεκτρική σταθερά του εδάφους. Μετά την αφαίρεση της επίδρασης της διηλεκτρικής σταθεράς από τις τιμές της οπισθοσκέδασης, αυτό που απομένει είναι οι τιμές του σ_0 συναρτήσει της εδαφικής τραχύτητας (Wagner et al., 1999). Στη συνέχεια ακολουθούν λήψεις σε υγρές περιόδους από τις οποίες αφαιρείται η τιμή οπισθοσκέδασης που αντιστοιχεί στην τραχύτητα, όπως αυτή υπολογίστηκε στο πρώτο σκέλος της διαδικασίας. Το τελικό προϊόν είναι μια εικόνα με τιμές οπισθοσκέδασης, εξαρτώμενες μόνο από την εδαφική υγρασία. Είναι προφανές πως αυτή η μέθοδος δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε περιοχές που δεν έχουν εύκολα διαχωριζόμενες ξηρές και υγρές περιόδους, περίπτωση στην οποία η μοναδική λύση είναι η χρήση προσεγγιστικών τιμών προερχόμενες από μοντέλα επιφάνειας. Η μαθηματική έκφραση της συνάρτησης είναι η εξής:

$$\sigma_{soil} = aM_v + b \quad (2.7)$$

Όπου b είναι το τμήμα του συντελεστή οπισθοσκέδασης που εξαρτάται από την εδαφική τραχύτητα και θεωρείται αμετάβλητο μεταξύ των διαφορετικών λήψεων. Επομένως έχουμε την αφαίρεση:

$$\sigma_{soil} - \sigma_{dry} = \alpha(M_v - M_{v0}) \quad (2.8)$$

Όπου M_{v0} είναι η υγρασία του εδάφους στην λήψη που έγινε την στεγνή περίοδο, και θεωρείται ίση με μηδέν.

Το αποτέλεσμα της μεθόδου είναι μια γραμμική σχέση μεταξύ της διαφοράς των δύο συντελεστών οπισθοσκέδασης και της εδαφικής υγρασίας η οποία προσεγγίζει τις τιμές της υγρασίας με εξαιρετικά ικανοποιητική ακρίβεια για επίπεδα υγρασίας πάνω από 20% (Moran et al., 2000). Σε περίπτωση όμως που η υγρασία είναι σχετικά χαμηλή, η γραμμική σχέση εμφανίζει μειωμένη ευαισθησία και συνεπώς μειωμένη ακρίβεια.

2.4.2 Γραμμική και μή γραμμική παρεμβολή

Η μέθοδος της γραμμικής παρεμβολής βασίζεται σε μία απλή ελαχιστοτετραγωνική προσαρμογή (partial least squares fitting) της προς αναζήτηση μεταβλητής με τις τιμές οπισθοσκέδασης που προκύπτουν από το προσεγγιστικό μοντέλο επιφανείας που επιλέγεται να χρησιμοποιηθεί. Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται συνήθως σε εργασίες μεγάλης χωρικής κλίμακας (Anguela et al., 2010, Baghdadi et al., 2006 , 2007 , Baup et al., 2007 , Bourgeau-Chavez et al., 2007) και τις περισσότερες φορές για να γίνει απευθείας συσχέτιση της εδαφικής υγρασίας με την οπισθοσκέδαση χρειάζεται πρώτα να γίνει ταξινόμηση της περιοχής. Αυτό μπορεί να συμπεριλαμβάνει διαχωρισμό ανάλογα με το είδος της καλλιέργειας, την εδαφική τραχύτητα, τις μεθόδους επεξεργασίας της καλλιέργειας και άλλα (Bourgeau-Chavez et al., 2007 , Álvarez-Mozos et al., 2006 , Baghdadi et al., 2007 , Balenzano et al., 2011 , Quesney et al., 2000).

Ενώ η κοινώς αποδεκτή σχέση μεταξύ εδαφικής υγρασίας και οπισθοσκέδασης δεν είναι γραμμική, έχει παρατηρηθεί πως όταν η χωρική κλίμακα είναι μεγάλη, η σχέση των δύο αυτών μεταβλητών μπορεί να προσεγγιστεί από μία γραμμική συνάρτηση (Quesney et al., 2000). Σε περίπτωση που η σχέση θεωρηθεί μη γραμμική, χρησιμοποιούνται μέθοδοι εκθετικής ή πολυωνυμικής παρεμβολής (De Roo et al., 2001 , Shi et al., 1997 , Su et al., 1997 , Altese et al., 1996). Σε όλες τις περιπτώσεις η μέθοδος της παρεμβολής εφαρμόζεται μόνο όταν μία παράμετρος του μοντέλου θεωρείται άγνωστη. Σε περίπτωση που άλλες μεταβλητές, όπως η εδαφική τραχύτητα, είναι άγνωστες πρέπει να γίνουν πολλαπλές γραμμικές παρεμβολές με δεδομένα πεδίου για κάθε υπο εξέταση περιοχή.

2.5 Μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας σε κλίμακα λεκάνης απορροής

Η ανάκτηση των τιμών της εδαφικής υγρασίας απαιτεί διάφορες απαραίτητες υποθέσεις για τα χωρικά χαρακτηριστικά της εδαφικής υγρασίας. Ειδικά στις εφαρμογές που χρησιμοποιούν δεδομένα ραντάρ, όλα τα μοντέλα οπισθοσκέδασης (IEM, Oh, Dubois), λαμβάνουν ρητά υπόψη τους την μεταβλητότητα της εδαφικής δομής, ενώ η εδαφική υγρασία θεωρείται είτε ομογενής είτε ότι αντιπροσωπεύει την κατάσταση μέσης τιμής υγρασίας του εδάφους. Η υπόθεση αυτή λαμβάνεται υπόψη συνήθως κατά την διαδικασία της ανάκτησης τιμών, όπου η εδαφική υγρασία μετράται ως μέση τιμή σε κλίμακες αγρού ή μεγαλύτερες (Baghdadi and Zribi, 2006 , Lievens and Verhoest, 2011 , Paloscia, 2002 , Verhoest et al., 2007b). Το κεντρικό οριακό θεώρημα δίνει την βάση για αυτές τις θεωρήσεις, κατά τις οποίες η μικρής κλίμακας μη γραμμική μεταβλητότητα αναμένεται να συμπεριφέρεται ως γραμμική όσο αυξάνεται η κλίμακα (Quesney et al., 2000 , Sivapalan and Wood, 1986). Ωστόσο, η παρουσία μη τυχαίων επιδράσεων στην δομή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί μία μη γραμμικότητα που πρέπει να εξομαλυνθεί με την χρήση της κλίμακας (Blöschl and Sivapalan, 1995). Ως εκ τούτου, μία συζήτηση για την υδρολογική αξία της εδαφικής υγρασίας, από τηλεπισκοπικά δεδομένα, ξεκινά από την χωρική δομή και μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας σε κλίμακα λεκάνης απορροής.

2.5.1 Χωρική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας

Η χωρική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας αυξάνεται, ως γνωστόν, με την αύξηση της κλίμακας παρατήρησης (Das and Mohanty, 2008 , Famiglietti et al., 2008), όπου η μεταβλητότητα σχετίζεται με την μέση περιεκτικότητα υγρασίας στο έδαφος, για μία δεδομένη κλίμακα, ως αποτέλεσμα διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια. Ορισμένοι ερευνητές παρατήρησαν ότι η μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας μειώνεται αυξανόμενης της περιεκτικότητας υγρασίας στο έδαφος (Brocca et al., 2010 , Choi and Jacobs, 2007 , Famiglietti et al., 1999 , Hupet and Vanclooster, 2002 , Western et al., 2004), ενώ άλλοι παρατήρησαν την ακριβώς αντίθετη συμπεριφορά (Famiglietti et al., 1998 , Vivoni et al., 2008 , Western and Grayson, 1998, 2004). Παρά τις διαφωνίες που παρατηρούνται στην βιβλιογραφία γύρω από τις τοπικές συνθήκες, έχει αρχίσει να δημιουργείται μία κοινή συναίνεση όσον αφορά τις διεργασίες και τις σχέσεις μεταξύ εδαφικής υγρασίας και της χωρικής της μεταβλητότητας. Σε σχετικά μικρές κλίμακες (~50-200 m) η χωρική δομή και οι κυρίαρχες διεργασίες είναι δύσκολο να οριστούν. Ο Famiglietti et al. (2008) παρατήρησε ότι σε κλίμακες μικρότερες των 100 m η μέση εδαφική υγρασία και η τυπική απόκλιση ήταν ανεξάρτητα μεταξύ τους μεγέθη, σημείωσε βέβαια ότι σημαντικό πρόβλημα αποτελεί το μικρό μέγεθος δείγματος. Ο Famiglietti et al. (1998, 1999) βρήκε επίσης ότι η χωρική κατανομή της εδαφικής υγρασίας επηρεαζόταν από τα χαρακτηριστικά του τοπίου σε πλαγιές λόφων, ενώ οι Hupet και Vanclooster (2002) προσδιόρισαν ότι η χωρική δομή του εδάφους και η

τοπογραφία ήταν δύο ασήμαντοι παράγοντες όπως επίσης ότι ο Δείκτης Φυλλικής Επιφάνειας (Leaf Area Index – LAI) επηρέαζε την μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας μέσω της εξατμισοδιαπνοής. Σε κλίμακες αγρού, η χωρική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας μαζί με την μέση τιμή, μεταβάλλονται ως αποτέλεσμα της μεταπήδησης μεταξύ υγρών και ξηρών συνθηκών και του τοπικού κλίματος (Brocca et al., 2007).

Σε μία ανασκόπηση διαφόρων συνόλων δεδομένων εδαφικής υγρασίας, ο Brocca et al. (2007) επισήμανε ότι σε ποικίλες κλίμακες, σε ημιάνυδρα περιβάλλοντα, η μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας, αυξάνεται όσο το έδαφος γίνεται υγρότερο, επειδή τα υγρά περιβάλλοντα τείνουν να έχουν μεγαλύτερη μεταβλητότητα κατά την στράγγιση. Η ελέγχουσα επιρροή αυτής της σχέσης είναι η κατανομή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Όταν το τοπικό κλίμα καταλήγει σε ετερογενή κατακρημνίσματα, η ανομοιόμορφη ύγρανση οδηγεί σε αυξημένη μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας (Brocca et al., 2007 , Cosh et al., 2004 , Famiglietti et al., 2008 , Vivoni et al., 2008), ενώ όταν η κατακρήμνιση είναι ομοιόμορφη τότε, ακόμα και σε μικρότερες κλίμακες, οδηγεί σε μείωση της μεταβλητότητας της εδαφικής υγρασίας (Brocca et al., 2007 , Cosh et al., 2004 , Das and Mohanty, 2008 , Jacobs et al., 2004 , Ryu and Famiglietti, 2006 , Wilson et al., 2003). Για τους σκοπούς περαιτέρω συζήτησης, γίνεται η υπόθεση ότι στις μετρήσεις εδαφικής υγρασίας σε χωρική κλίμακα καλύτερη του 1km² η κατακρήμνιση προκαλεί μείωση της μεταβλητότητας.

Σε σύντομο χρονικό διάστημα μετά την ύγρανση, η μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας κυριαρχείται από απλοϊκές διαδικασίες κλιμάκωσης που προκύπτουν από διαφοροποιήσεις στο πορώδες, την υδραυλική αγωγιμότητα και την τοπογραφία του εδάφους (Das and Mohanty, 2008 , Famiglietti et al., 1999 , Famiglietti et al., 2008 , Heatman et al., 2009 , Peters-Lidard et al., 2001). Κατά την στράγγιση, η μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας επηρεάζεται σε μεγαλύτερο βαθμό από διαδικασίες πολλαπλών κλιμάκων, όπου κυρίαρχοι παράγοντες είναι το είδος της βλάστησης, η ανακατανομή της εδαφικής υγρασίας, η αποστράγγιση και η υφή, συνεπώς αυξάνοντας την μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας σε καταστάσεις μέσης υγρότητας (Bosch et al., 2006 , Das and Mohanty, 2008 , Entin et al., 2000 , Famiglietti et al., 2008 , Peters-Lidard et al., 2001). Παρατεταμένο στέγνωμα οδηγεί σε μείωση της μεταβλητότητας της εδαφικής υγρασίας, όπου η παρατηρούμενη μεταβολή είναι αποτέλεσμα της υφής του εδάφους, της περιεκτικότητας σε άργιλο, και των κοιλοτήτων του εδάφους (Das and Mohanty, 2008 , Famiglietti et al., 1998).

Οι κυρίαρχες διεργασίες που καθορίζουν την μεταβολή της εδαφικής υγρασίας είναι αποτέλεσμα της μετάβασης από τον έλεγχο της διείσδυσης, για υγρές καταστάσεις, σε αποστράγγιση και εξατμισοδιαπνοή, για ξηρές καταστάσεις (Peters-Lidard et al., 2001). Ως εκ τούτου, η απεικόνιση της σχέσης μεταξύ της μέσης εδαφικής υγρασίας και του δείκτη μεταβολής είναι μία γραμμή με τα κοίλα προς τα κάτω με ελάχιστο βαθμό μεταβλητότητας σε υγρές και σε ξηρές συνθήκες (Ryu and Famiglietti, 2005). Αυτή η σχέση έχει επιπτώσεις στην επιλογή των μεθόδων μέτρησης εδαφικής υγρασίας από τηλεπισκοπικά δεδομένα, και ειδικά SAR δεδομένα που θα αναφερθούν στο επόμενο κεφάλαιο, ως καταλληλότερες για υδρολογικές εφαρμογές. Εφόσον οι κατακρημνίσεις σε κλίμακα λεκάνης απορροής (αν θεωρηθούν σχετικά ομοιόμορφες) και οι μακρές

περίοδοι ξηρασίας τείνουν να ομογενοποιούν την εδαφική υγρασία, η χρήση της χωρικά κατανεμημένης εδαφικής υγρασίας τηλεπισκοπικών δεδομένων, αντί για την χρήση της λιγότερο δαπανηρής μεθόδου μέτρησης της υγρασίας με ραδιόμετρο, μπορεί να μην αποφέρει αξιόλογο όφελος. Ωστόσο, η χωρική μεταβλητότητα που εμφανίζεται στις ενδιάμεσες καταστάσεις ύγρυνσης, είναι μία πηγή αβεβαιότητας η οποία μπορεί να περιοριστεί μόνο από την χωρικά κατανεμημένη υγρασία όπως αυτή προκύπτει από δεδομένα SAR.

2.5.2 Χρονική μεταβλητότητα της εδαφικής υγρασίας

Η ιδέα της χρονικής σταθερότητας της εδαφικής υγρασίας αναφέρθηκε από πρώτο τον Vacaud et al. (1985), ο οποίος υποστήριξε ότι η εδαφική υγρασία σε διαφορετικά σημεία, παρά τη μεταβολή της με την πάροδο του χρόνου, η μέση της τιμή εμφανίζει μία σταθερότητα, σε σύγκριση με τις μέσες τιμές υγρασίας των γύρω σημείων. Σύμφωνα με την θεωρία αυτή, όταν έχει δημιουργηθεί μια κατάταξη ορισμένων τοποθεσιών με κριτήριο το επίπεδο της εδαφικής τους υγρασίας, ακόμα και όταν η μέση τιμή της υγρασίας όλων των πεδίων μεταβάλλεται, η κατάταξη παραμένει αμετάβλητη και σταθερή στο χρόνο.

Πολλοί ερεπυνητές έχουν στο παρελθόν καταγράψει μετρήσεις υγρασίας του εδάφους οι οποίες, όπως παρατηρήθηκε, χαρακτηρίζονταν από χρονική σταθερότητα και σε κλίμακα εδάφους αλλά και λεκάνης απορροής (Bosch et al., 2006 , Cosh et al., 2004 , Entin et al., 2000 , Vivoni et al., 2008). Ένας παράγοντας που επηρεάζει την χρονική αυτή σταθερότητα είναι η τοπογραφία της περιοχής. Σε επίπεδες περιοχές με μηδενική κλίση, έχει παρατηρηθεί χαμηλή σταθερότητα στην χρονική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας (Mohanty και Skaggs, 2001). Σε ορεινές περιοχές, μεγάλη σταθερότητα εμφανιζόταν σε εδάφη με μέτρια κλίση, ενώ αντίθετα, εδάφη με πολύ μεγάλη ή μηδενική κλίση ήταν σχετικά πιο ασταθή (Vivoni et al. 2008). Εκτός από την τοπογραφία, παράγοντες που επιηρεάζουν την χρονική μεταβλητότητα της υγρασίας είναι η χημική σύσταση του εδάφους, η οποία αλλάζει πολύ αργά με την πάροδο του χρόνου, και ,σε πολύ μικρό βαθμό, η βλάστηση (Jacobs et al., 2004 , Vivoni et al., 2008 , Cosh et al., 2004).

Αυτή η χρονική συμπεριφορά που αναφέρθηκε παραπάνω, μπορεί να μεταβληθεί από διαφορετικής χωρικής και χρονικής κλίμακας παράγοντες όπως βροχοπτώσεις, μεγάλης κλίμακας ανάπτυξη της βλάστησης, επιφανειακή ροή νερού ή ανθρώπινη διαχείριση της γης σε μικρές κλίμακες (Cosh et al., 2004 , Mohanty et al., 2000a,b). Συνεπώς ένα χαρακτηριστικό που πρέπει να καθοριστεί είναι το χρονικό διάστημα που απαιτείται για να επανέλθει το χρονικό πρότυπο μετά από μία τέτοια μεταβολή, κάτι που εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής. Επίσης πρέπει να αξιολογηθεί η αξιοπιστία της χρονικής σταθερότητας, όπως παρατηρήθηκε παραπάνω, για υδρολογικές εφαρμογές. Οι Parada και Liang (2008) παρατήρησαν με χονδροειδείς μετρήσεις υγρασίας, διαχωρισμένες σε διαφορετικές κατηγορίες χρονικής μεταβλητότητας, ότι είναι δυνατή η ανάκτηση πληροφορίας που χάθηκε κατά την λήψη

των χονδροειδών μετρήσεων. Το πλεονέκτημα αυτό όμως χάνεται μετά από οποιοδήποτε είδους κατακρύμνηση, εφόσον αυτή επηρεάζει την κατάταξη. Εάν αγνοήσουμε λοιπόν τον περιοριστικό αυτόν παράγοντα, μπορούμε με ασφάλεια να πούμε πως το μοτίβο της χρονικής μεταβλητότητας της εδαφικής υγρασίας έχει κάποια χρησιμότητα σε υδρολογικές εφαρμογές, σε κλίμακα λεκάνης απορροής και μόνο στην περίπτωση όμως που είναι παραμετροποιημένο από μετρήσεις επί του πεδίου. Επειδή η οπισθοσκέδαση του εδάφους είναι μέγεθος που εξαρτάται από την εδαφική υγρασία, οι χρονικές μεταβολές της υγρασίας μπορούν να παρατηρηθούν και από δεδομένα SAR με την εφαρμογή μεθόδων ανίχνευσης μεταβολών στο έδαφος, χωρίς την χρήση μετρήσεων επί του πεδίου (Wagner et al., 2008).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΣΥΣΧΕΤΙΣΕΙΣ ΠΟΛΛΑΠΛΩΝ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ

3.1 Γραμμικές συσχετίσεις πολλαπλών μεταβλητών

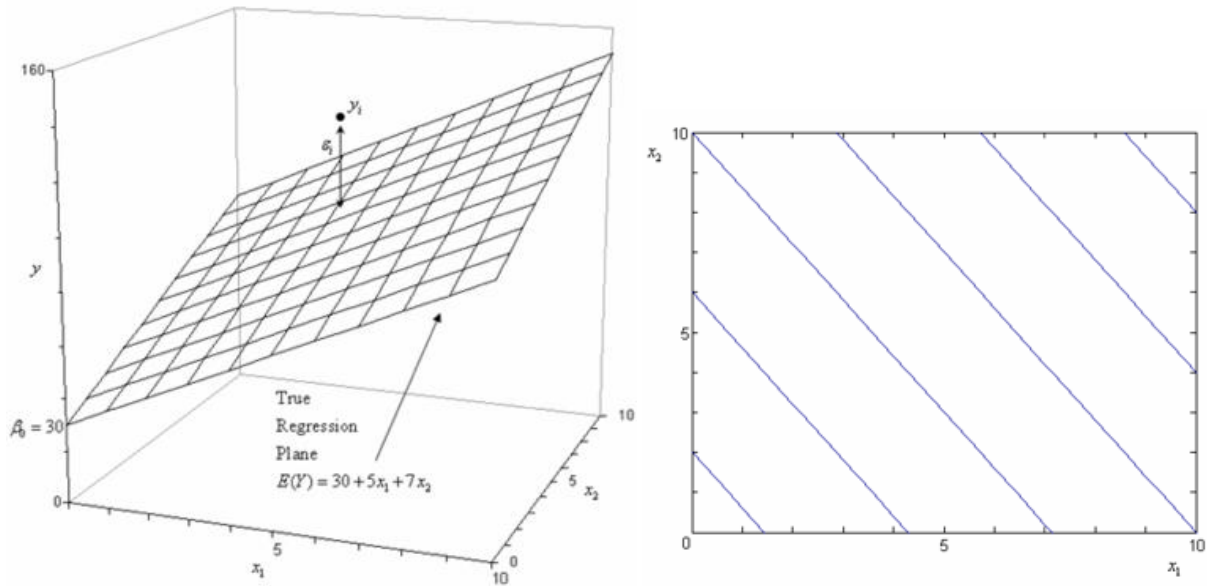
Οι συσχετίσεις πολλαπλών μεταβλητών χρησιμοποιούνται ευρέως στην φασματοσκοπία όπως και σε άλλες επιστήμες, όπως η χημεία, η χημειομετρία και πληθώρα τεχνολογικών εφαρμογών. Στο πλαίσιο της φασματοσκοπίας, και συγκεκριμένα την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας από υπερφασματικά δεδομένα, τα μοντέλα πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης έχουν ιδιαίτερη χρηστικότητα διότι επιτρέπουν την επεξεργασία μεταβλητών, το πλήθος των οποίων μπορεί να φτάσει τις μερικές χιλιάδες.

Ως παλινδρόμηση ονομάζουμε την διαδικασία με την οποία μελετάται η σχέση, υπό την μορφή μαθηματικής συνάρτησης, μεταξύ μίας εξαρτημένης μεταβλητής y (predicted variable) και ενός συνόλου ανεξάρτητων μεταβλητών x_i (predictor variables). Η διαδικασία περιλαμβάνει τον υπολογισμό ενός συνόλου άγνωστων συντελεστών b_i που ορίζουν την συσχέτιση. Εάν η συνάρτηση της συσχέτισης είναι γραμμική, όσον αφορά τους συντελεστές, το μοντέλο της παλινδρόμησης ονομάζεται γραμμικό (linear regression model), αλλιώς, το μοντέλο ονομάζεται μή γραμμικό (non-linear). Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 1, η συσχέτιση μπορεί να αφορά μία μεταβλητή y και μία μεταβλητή x . Σε περίπτωση όμως που οι ανεξάρτητες μεταβλητές είναι περισσότερες από μία, τότε έχουμε συσχετίσεις πολλαπλών μεταβλητών (Orlov, 1996).

Η παρακάτω εξίσωση (Εξ. 3.1) περιγράφει ένα απλό μοντέλο γραμμικής παλινδρόμησης πολλαπλών μεταβλητών (Multiple Linear Regression - MLR):

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \epsilon \quad (3.1)$$

Το μοντέλο αυτό περιγράφει μία γραμμική σχέση μεταξύ των μεταβλητών y , x_1 και x_2 σε ένα χώρο τριών διαστάσεων, η οποία έχει μορφή επιπέδου (Διάγραμμα 3.1). Ο συντελεστής b_0 αποτελεί την σταθερά της τεταγμένης (intercept constant), οι παράμετροι b_1 και b_2 αποτελούν τους συντελεστές της παλινδρόμησης και ο συντελεστής ϵ αποτελεί το σφάλμα της συσχέτισης. Ο συντελεστής b_1 ορίζει την μεταβολή στην εξαρτώμενη μεταβλητή y σε συνάρτηση με την ανεξάρτητη μεταβλητή x_1 την στιγμή που η x_2 θεωρείται σταθερή, και αντίστοιχα ο συντελεστής b_2 .



Διάγραμμα 3.1: Το επίπεδο που ορίζεται από μία γραμμική συσχέτιση της μορφής $y=30+5x_1+7x_2$ (αριστερά) και η προβολή των ισοϋψών γραμμών του επιπέδου (δεξιά).
(Πηγή: "www.reliawiki.org")

Το μοντέλο που περιγράφηκε παραπάνω είναι πρώτης τάξεως, διότι οι ανεξάρτητες μεταβλητές x_i δεν είναι υψωμένες σε δύναμη. Τα γραμμικά μοντέλα μπορούν να είναι και μεγαλύτερης τάξης και σε αυτήν την περίπτωση ονομάζονται πολυωνυμικά μοντέλα συσχέτισης (polynomial regression models). Ένα παράδειγμα πολυωνυμικού μοντέλου συσχέτισης, τρίτης τάξεως, δίνεται στην παρακάτω εξίσωση (Εξ. 3.2):

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2^2 + b_3x_3^3 + \epsilon \quad (3.2)$$

Η πραγματική συσχέτιση παραμένει άγνωστη, μπορεί όμως να προσεγγιστεί με τον υπολογισμό των παραμέτρων b_i , με βάση ένα σύνολο γνωστών τιμών των μεταβλητών y και x_i . Ο υπολογισμός μπορεί να γίνει και με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Partial Least Squares Regression - PLSR) που θα αναλυθεί στην επόμενη ενότητα.

3.2 Παλινδρόμηση με την Μέθοδο Ελαχίστων Τετραγώνων

Ένα σημαντικό μειονέκτημα της απλής επίλυσης μίας πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης (MLR) είναι πως εμφανίζει καλά αποτελέσματα μόνο όταν οι ανεξάρτητες μεταβλητές είναι σχετικά λίγες και δεν έχουν μεγάλο ποσοστό συσχέτισης μεταξύ τους. Με τα μοντέρνα όργανα μέτρησης, όπως για παράδειγμα τα φασματοραδιόμετρα, οι μεταβλητές x τείνουν να είναι πάρα πολλές και με μεγάλο βαθμό συσχέτισης (Wold et al., 2001). Η παλινδρόμηση με την μέθοδο μερικών ελαχίστων τετραγώνων (Partial Least Square Regression - PLSR) μας επιτρέπει να χειριστούμε μεγάλο ποσοστό μεταβλητών και να τα συσχετίσουμε με μεγάλη ακρίβεια και καλή αξιοπιστία.

3.2.1 Περιγραφή του μοντέλου PLSR

Το μοντέλο συσχέτισης υλοποιείται από ένα πακέτο N παρατηρήσεων που αποτελείται από ένα σύνολο K μεταβλητών x_k ($k = 1, \dots, K$) και ένα σύνολο M μεταβλητών y_m ($m = 1, \dots, M$). Οι μεταβλητές συγκεντρώνονται σε δύο πίνακες X και Y με διαστάσεις $N \times K$ και $N \times M$ αντίστοιχα. Πρίν την συσχέτιση, οι μεταβλητές μετασχηματίζονται έτσι ώστε να δίνεται περισσότερο βάρος στις σημαντικότερες μεταβλητές X και Y . Ο μετασχηματισμός μπορεί να είναι (i) λογαριθμικός ή τέταρτη ρίζα, για πολύ μεγάλες τιμές, (ii) διαίρεση της κάθε μεταβλητής με την αντίστοιχη τυπική της απόκλιση και (iii) κέντρωση (center) των μεταβλητών με αφαίρεση της αντίστοιχης μέσης τιμής. Συνήθως οι μετασχηματισμοί που εφαρμόζονται είναι η κέντρωση και η διαίρεση με την τυπική απόκλιση, καθώς δεν υπάρχει η εκ των προτέρων γνώση της σχετικής αξίας των μεταβλητών (Wold et al., 2001). Ορισμένες φορές η προεπεξεργασία των μεταβλητών συμπεριλαμβάνει και την κανονικοποίησή τους, όπως αυτή έχει αναφερθεί στο Κεφάλαιο 1.

Το γραμμικό μοντέλο PLSR υπολογίζει έναν πίνακα στροφής T ο οποίος αποτελείται από ένα σύνολο νέων μεταβλητών X-scores. Οι μεταβλητές αυτές συμβολίζονται με t_a ($a = 1, 2, \dots, A$), και αποτελούν μεταβλητές προσέγγισης των X και των Y στοιχείων του μοντέλου. Σκοπός είναι η μείωση του πλήθους των μεταβλητών x , οι οποίες πολλαπλασιάζονται με ένα πίνακα βαρών W , έτσι ώστε να προκύψουν οι μεταβλητές X-scores (Εξ. 3.3).

$$T_{ia} = X_{ik} W_{ka} \quad (3.3)$$

Πολλαπλασιαζόμενες με ένα πίνακα συντελεστών P_{ka} οι X-scores αποτελούν καλή προσέγγιση των μεταβλητών X έτσι ώστε τα υπόλοιπα E_{ik} να είναι σχετικά μικρά (Εξ.3.4). Σε περίπτωση που υπάρχουν πολλαπλές μεταβλητές Y ($M > 1$) τότε περιγράφονται και αυτές, ομοίως, από έναν πίνακα U_a που περιέχει τις μεταβλητές Y-scores, οι οποίες πολλαπλασιαζόμενες με τους συντελεστές C_{ma} προσεγγίζουν τις Y έτσι ώστε τα υπόλοιπα G_{im} να είναι ελάχιστα (Εξ. 3.5).

$$X_{ia} = T_{ia} P'_{ka} + E_{ik} \quad (3.4)$$

$$Y_{im} = U_{ia} C'_{ma} + G_{im} \quad (3.5)$$

Οι εξαρτημένες μεταβλητές Y συσχετίζονται με τις μεταβλητές X μέσω των X-scores και του πίνακα C_{ma} , ενώ τα υπόλοιπα στον πίνακα F_{im} , χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του σφάλματος της διαδικασίας (Εξ. 3.6).

$$Y_{im} = X_{ik} W_{ka} C'_{ma} + F_{im} = X_{ik} B_{mk} + F_{im} \quad (3.6)$$

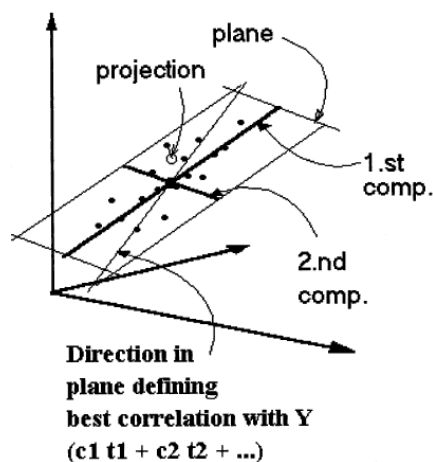
Ο πίνακας B_{mk} περιέχει τους συντελεστές του μοντέλου της παλινδρόμησης και ισούται με (Εξ.3.7):

$$B_{mk} = W_{ka} C'_{ma} \quad (3.7)$$

3.2.2 Γεωμετρική ερμηνεία του μοντέλου PLSR

Η παλινδρόμηση ελαχίστων τετραγώνων είναι μία μέθοδος προβολής του πίνακα X (σύννεφο N σημείων σε ένα χώρο K διαστάσεων) σε ένα επίπεδο A διαστάσεων με τέτοιο τρόπο ώστε οι συντεταγμένες της προβολής ($t_a, a = 1, 2, \dots, A$) να αποτελούν καλό μέσο προσέγγισης των τιμών του πίνακα Y .

Ο προσανατολισμός του επιπέδου αυτού στον χώρο εκφράζεται από τις κλίσεις, p_{ak} , για κάθε συνιστώσα της παλινδρόμησης (PLS components) σε σχέση με κάθε άξονα συντεταγμένων, x_k . Η κλίση αυτή είναι το συνημίτονο της γωνίας μεταξύ της διεύθυνσης του στοιχείου της παλινδρόμησης και του αντίστοιχου άξονα συντεταγμένων. Μία απλοποιημένη γραφική αναπαράσταση ενός μοντέλου PLS δύο διαστάσεων δίνεται στην Εικόνα 3.1 (Wold et al., 2001).



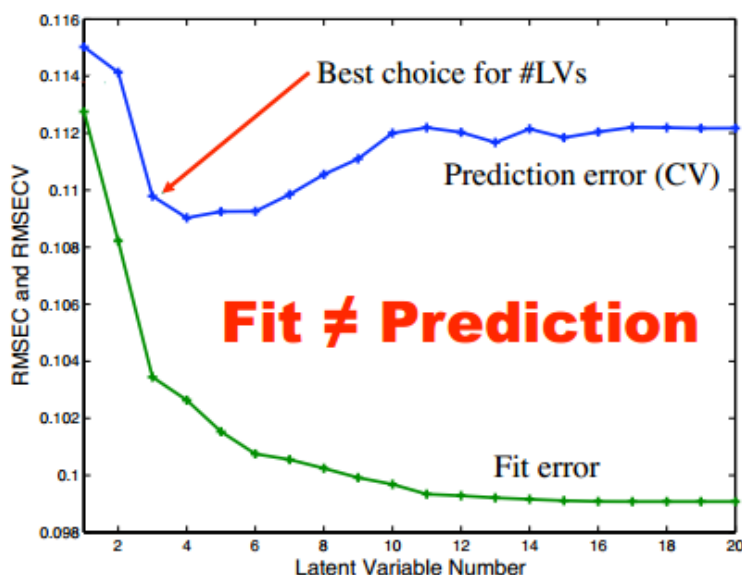
Εικόνα 3.1: Γεωμετρική αναπαράσταση ενός μοντέλου PLSR. Ο πίνακας X μπορεί να σχηματοποιηθεί ως ένα σύνολο N σημείων σε ένα χώρο K διαστάσεων όπου κάθε στήλη του (x_k) ορίζει έναν άξονα συντεταγμένων. Το μοντέλο προσέγγισης ορίζει ένα χώρο A διαστάσεων ο οποίος ορίζεται από τόσες διευθύνσεις όσα και οι συνιστώσες (components) του μοντέλου. Οι συντελεστές διεύθυνσης των συνιστωσών είναι οι p_{ak} . Οι συντεταγμένες κάθε στοιχείου i (σειρά i του πίνακα X) όταν προβάλλονται στο επίπεδο αυτό αποτελούν τις τιμές t_{ia} . Αυτές οι τιμές αποτελούν την συσχέτιση με τις τιμές του πίνακα Y . (Πηγή: "PLS-regression: a basic tool of chemometrics", Wold et al., 2001)

Συνεπώς, η προσέγγιση PLSR αναπτύσσει έναν χώρο A διαστάσεων έτσι ώστε αυτός να αποτελεί ικανοποιητική προσέγγιση του χώρου X (τα στοιχεία των N σειρών του πίνακα X). Ταυτοχρόνως οι προβολές των στοιχείων του πίνακα X στο επίπεδο αυτό, περιγράφονται από τα στοιχεία t_{ia} , συσχετίζονται με τις τιμές του πίνακα Y_{im} .

3.2.3 Επιλογή του αριθμού των συνιστωσών σε ένα μοντέλο PLSR

Σε κάθε εμπειρικό μοντέλο, που διαχειρίζεται μεγάλο πλήθος ανεξάρτητων μεταβλητών, μεγάλη σημασία έχει ο περιορισμός της πολυπλοκότητάς του. Κατά την διαχείριση μεγάλου πλήθους X μεταβλητών, υπάρχει σοβαρό πρόβλημα υπερβολικής προσαρμογής (over-fitting) του μοντέλου (Διάγραμμα 3.2). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ένα μοντέλο που συσχετίζει με μεγάλη ακρίβεια τις μετρήσεις, αλλά δεν έχει μικρή ή μηδενική ικανότητα πρόβλεψης. Συνεπώς, κατά την ανάπτυξη ενός PLS μοντέλου, είναι απαραίτητος ο έλεγχος της υπολογιστικής αξίας κάθε συνιστώσας (Latent Variable - LV, PLS component) ώστε να μην συμπεριληφθούν συνιστώσες πολύ χαμηλής σημασίας.

Η μέθοδος με την οποία γίνεται αυτός ο έλεγχος ονομάζεται Cross-validation (CV) και εφαρμόζεται πλέον από όλους τους αλγόριθμους υπολογισμού μοντέλων PLSR, ορισμένοι από τους οποίους θα αναπτυχθούν στην επόμενη ενότητα. Η μέθοδος αυτή περιλαμβάνει τον διαχωρισμό των μετρήσεων σε ομάδες, G , συνήθως πέντε έως εννέα σε πλήθος και τον υπολογισμό παράλληλων μοντέλων συσχέτισης από το σύνολο των μετρήσεων, πλὴν μίας ομάδας.

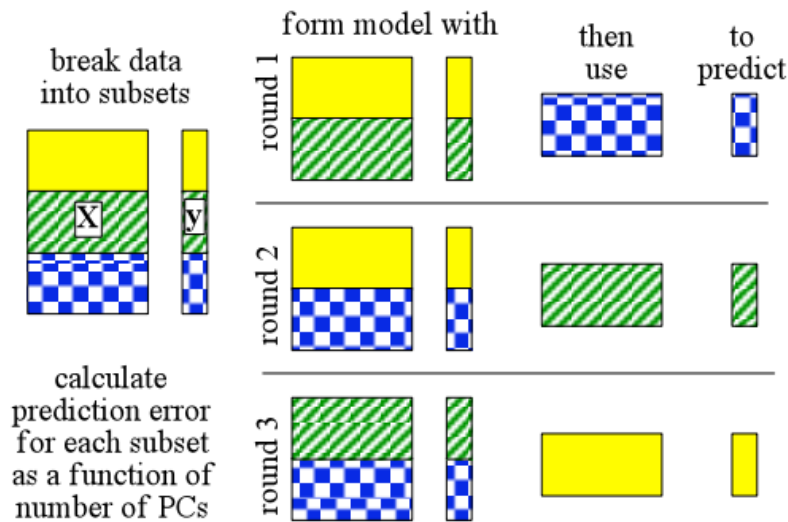


Διάγραμμα 3.2: Μεταβολή του σφάλματος της πρόβλεψης (prediction) του μοντέλου σε σύγκριση με το σφάλμα της εφαρμογής (fit) ανάλογα με τον αριθμό των συνιστωσών (LVs) (Πηγή: "www.eigenvector.com")

Μετά από την ανάπτυξη του μοντέλου, υπολογίζονται οι διαφορές μεταξύ των πραγματικών και των προσεγγιστικών μεταβλητών Y , όπως αυτές υπολογίζονται από τα μοντέλα, για την ομάδα που απομονώθηκε. Έπειτα υπολογίζεται το άθροισμα των τετραγώνων των διαφορών αυτών (Predictive Residual Sum of Squares - PRESS), για

όλα τα μοντέλα, για να γίνει ο έλεγχος της εκτιμητικής ικανότητας του κάθε μοντέλου (Εικόνα 3.2).

Συνήθως η μέθοδος αυτή γίνεται διαδοχικά για κάθε συνιστώσα του μοντέλου, όπου η αφαίρεση των δεδομένων από τους αρχικούς πίνακες γίνεται μόνο την πρώτη φορά, και στη συνέχεια οι πίνακες υπολοίπων E και F χωρίζονται σε ομάδες για τον έλεγχο της επόμενης συνιστώσας. Η αξία της κάθε συνιστώσας υπολογίζεται από τον λόγο $PRESS_{\alpha}/SS_{\alpha-1}$, όπου $SS_{\alpha-1}$ το άθροισμα των τετραγώνων των υπολοίπων από το μοντέλο χωρίς την τρέχουσα συνιστώσα. Εάν ο λόγος αυτός έχει τιμή μικρότερη από 0.9 τότε η συνιστώσα θεωρείται ότι έχει μεγάλη σημαντικότητα, οπότε αποθηκεύεται. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου βρεθεί μία συνιστώσα με τιμή λόγου πολύ κοντά στην μονάδα.



Εικόνα 3.2: Διαχωρισμός των μετρήσεων σε ομάδες κατά την διάρκεια της διαδικασίας του Cross-Validation ενός μοντέλου PLSR. (Πηγή: "www.eigenvector.com")

3.2.4 Οι αλγόριθμοι NIPALS και SIMPLS

Μέχρι σήμερα έχουν αναπτυχθεί πολλοί διαφορετικοί αλγόριθμοι υπολογισμού PLSR μοντέλων για διαφορετικά μεγέθη πλήθους δεδομένων. Οι περισσότεροι από αυτούς τους αλγόριθμους αποτελούν μετατροπές ενός από τους δύο βασικούς αλγορίθμους: NIPALS και SIMPLS (Wold et al., 2001, Hubert και Branden, 2003).

Ο αλγόριθμος NIPALS χρησιμοποιεί τους πίνακες δεδομένων X και Y οι οποίοι μπορούν, προεραϊκά να έχουν υποστεί κέντρωση ή μετασχηματισμό (βλ. ενότητα 3.2.1). Τα βήματα που ακολουθούνται είναι τα εξής (Wold et al., 2001):

- A. Λαμβάνεται ένα αρχικό διάνυσμα u , συνήθως μία από της στήλης του πίνακα Y . Εάν έχουμε μόνο μία μεταβλητή y τότε $u = y$.
- B. Υπολογίζονται τα βάρη w : $w = X' u / u' u$
- C. Υπολογίζονται τα t (πίνακας των X-scores): $t = X w$
- D. Υπολογίζονται τα c (πίνακας βαρών για τα Y): $c = Y' t / t' t$
- E. Τέλος, υπολογίζονται νέα u (Y-scores): $u = Y c / c' c$
- F. Υπολογίζονται τα νέα w και t με βάση το u του βήματος E. Ελέγχεται η σύγκλιση με βάση την διαφορά των t : $\frac{\|t_{old} - t_{new}\|}{\|t_{new}\|} < \varepsilon$ όπου ε είναι ένα μικρό μέγεθος, συνήθως ίσο με 10^{-6} ή 10^{-8} . Εάν δεν πατηρείται σύγκλιση με βάση το παραπάνω κριτήριο, τότε ο αλγόριθμος επιστρέφει στο βήμα (B) αλλιώς συνεχίζει στο επόμενο βήμα.
- G. Απομάκρυνση της συγκεκριμένης συνιστώσας από τους πίνακες X και Y και χρήση των μειωμένων αυτών πινάκων για την επόμενη συνιστώσα. Στην συγκεκριμένη διαδικασία, η μείωση (deflation) του πίνακα Y είναι προεραϊκή και δεν επηρεάζει τα αποτελέσματα.

$$p = X' t / t' t$$

$$X = X - t p'$$

$$Y = Y - t c'$$

H. Επιστροφή στο βήμα (A) για τον υπολογισμό της επόμενης συνιστώσας έως ότου σταματήσουν να εμφανίζονται συνιστώσες υψηλής αξίας από τους πίνακες X και Y .

Αντίστοιχα, ο αλγόριθμος SIMPLS προτάθηκε από τον Jong (1992) και χρησιμοποιεί κεντρωμένα δεδομένα των πινάκων X και Y . Πρώτα γίνεται ο υπολογισμός του πίνακα συμμεταβλητότητας των X και Y $C = X'Y$ ο οποίος χρησιμοποιείται αντί για τους X και Y . Έπειτα ακολουθούν τα παρακάτω βήματα για κάθε συνιστώσα i :

A. Ανάλυση του πίνακα C σε ιδιάζουσες τιμές και αποθήκευση του πρώτου αριστερού ιδιάζοντος διανύσματος στον πίνακα βαρών των X , ως w_i , και του πρώτου δεξιού ιδιάζοντος διανύσματος, ως c_i .

B. Υπολογίζονται τα t (X-scores): $t_i = Xw_i$

C. Υπολογίζονται οι συντελεστές p (X-loadings): $p_i = Xt_i$

D. Υπολογίζονται τα c (πίνακας βαρών για τα Y): $c_i = c_i/\|t_i\|$

E. Υπολογίζονται τα βάρη w : $w_i = w_i/\|t_i\|$

F. Υπολογίζονται νέα u (Y-scores): $u = Yc_i$

G. Υπολογίζεται το διάνυσμα βάσης v : $v_i = p_i$

H. Από την δεύτερη επανάληψη του αλγορίθμου και έπειτα, μετασχηματίζονται τα διανύσματα v έτσι ώστε να είναι ορθογώνια σε σχέση με τα προηγούμενα διανύσματα βάσης. Όπως επίσης και τα u ώστε να είναι ορθογώνια σε σχέση με τα X-scores.

I. Μείωση του πίνακα συμμεταβλητότητας για την αφαίρεση της υπολογισμένης συνιστώσας και επιστροφή στο βήμα (A) όπου: $C = C - v_i(v_i' C)$

Οι δύο αλγόριθμοι χρησιμοποιούνται εξίσου συχνά στον υπολογισμό μοντέλων PLSR και είναι και οι δύο εξίσου ακριβείς, με την κύρια διαφορά να είναι η μέθοδος προσέγγισης του κάθε αλγορίθμου και την υπολογιστική ταχύτητα. Ο αλγόριθμος SIMPLS, που χρησιμοποιείται και στην εργασία αυτή μέσω του λογισμικού Matlab, είναι γρηγορότερος και, στην περίπτωση πολλαπλών μεταβλητών Y , τείνει να μεγιστοποιεί την μεταξύ τους συμμεταβλητότητα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΥΓΡΑΣΙΑΣ ΣΕ ΜΙΚΡΟΚΥΜΑΤΙΚΑ ΚΑΙ ΥΠΕΡΦΑΣΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

4.1 Περιοχή μελέτης και διαθέσιμα δεδομένα

4.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά της περιοχής



Εικόνα 4.1: Περιοχή μελέτης.

Η περιοχή μελέτης (Lat:40° 51' 00" , Long: 22° 38' 00") επί της οποίας έγινε η λήψη των δεδομένων βρίσκεται στην περιοχή κατά μήκος του Αξιού ποτάμου στον νομό Θεσσαλονίκης (Εικόνα 4.1). Χαρακτηρίζεται από διαφοροποιούμενο υψόμετρο ανάμεσα σε πεδινές και λοφώδεις εκτάσεις, η μέση τιμή του οποίου είναι 30 m. Ο τύπος της εδαφοκάλυψης είναι ως επί το πλείστον καλλιεργήσιμες εκτάσεις, ενώ υπάρχουν και ορισμένες περιοχές οικισμών.

Το κλίμα της περιοχής γύρω από τον Αξιό είναι μεσογειακό, με ορισμένα ηπειρωτικά χαρακτηριστικά, θερμά και ξηρά καλοκαίρια

και ήπιους και υγρούς χειμώνες. Σύμφωνα με μετεωρολογικά δεδομένα της περιοχής (Πίνακας 4.1) η θερμοκρασία στην κοιλάδα του αξιού δεν παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις και κυμαίνεται από ~4°C τον μήνα Ιανουάριο έως ~26°C τον μήνα Αύγουστο. Η βροχόπτωση κυμαίνεται από ~20mm για τον μήνα Αύγουστο, έως ~55 mm για τους μήνες Νοέμβριο και Δεκέμβριο.

Πίνακας 4.1: Κλιματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Αξιού.

	Ιαν.	Φεβ.	Μάρ.	Απρ.	Μάιος	Ιούν.	Ιούλ.	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοεμ.	Δεκ.
Μέση θερμ. (°C)*	5.2	6.7	9.7	14.2	19.6	24.4	26.6	26.0	21.8	16.2	11.0	6.9
Μέση σχετική υγρασία (%)*	76.1	73.0	72.4	67.8	63.8	55.9	53.2	55.3	62.0	70.2	76.8	78.0
Μέση βροχόπτωση (mm)*	36.8	38.0	40.6	37.5	44.4	29.6	23.9	20.4	27.4	40.8	54.4	54.9

*Τα δεδομένα αυτά προέρχονται από χρονοσειρά παρατηρήσεων 21 ετών της Ε.Μ.Υ. για την περιοχή της Θεσσαλονίκης.

(Πηγή: "www.hnms.gr")

4.1.2 Μικροκυματικά δεδομένα

Τα μικροκυματικά δεδομένα που διαθέτουμε για την περιοχή, έχουν ληφθεί με τον μικροκυματικό δορυφόρο TerraSAR-X. Ο TerraSAR-X είναι ένας δορυφορικός μικροκυματικός ενεργητικός δέκτης ραντάρ συνθετικού ανοίγματος. Τέθηκε σε τροχιά στις 12 Ιουνίου του 2007 και από τότε παρέχει εικόνες ραντάρ υψηλής ευκρίνειας για όλη την επιφάνεια του πλανήτη. Κινείται σε κατακόρυφη τροχιά (polar orbit) κλίσης ίσης με $97,45^\circ$, σε υψόμετρο 514 km από την επιφάνεια της θάλασσας. Η τροχιά είναι σχεδιασμένη έτσι ώστε ο δορυφόρος να κινείται πάνω από την διαχωριστική γραμμή ημέρας-νύχτας, και η περίοδος της κίνησής του είναι 94,79 λεπτά. Τα βασικά τεχνικά χαρακτηριστικά του δέκτη παρατίθενται στον Πίνακα 4.2.

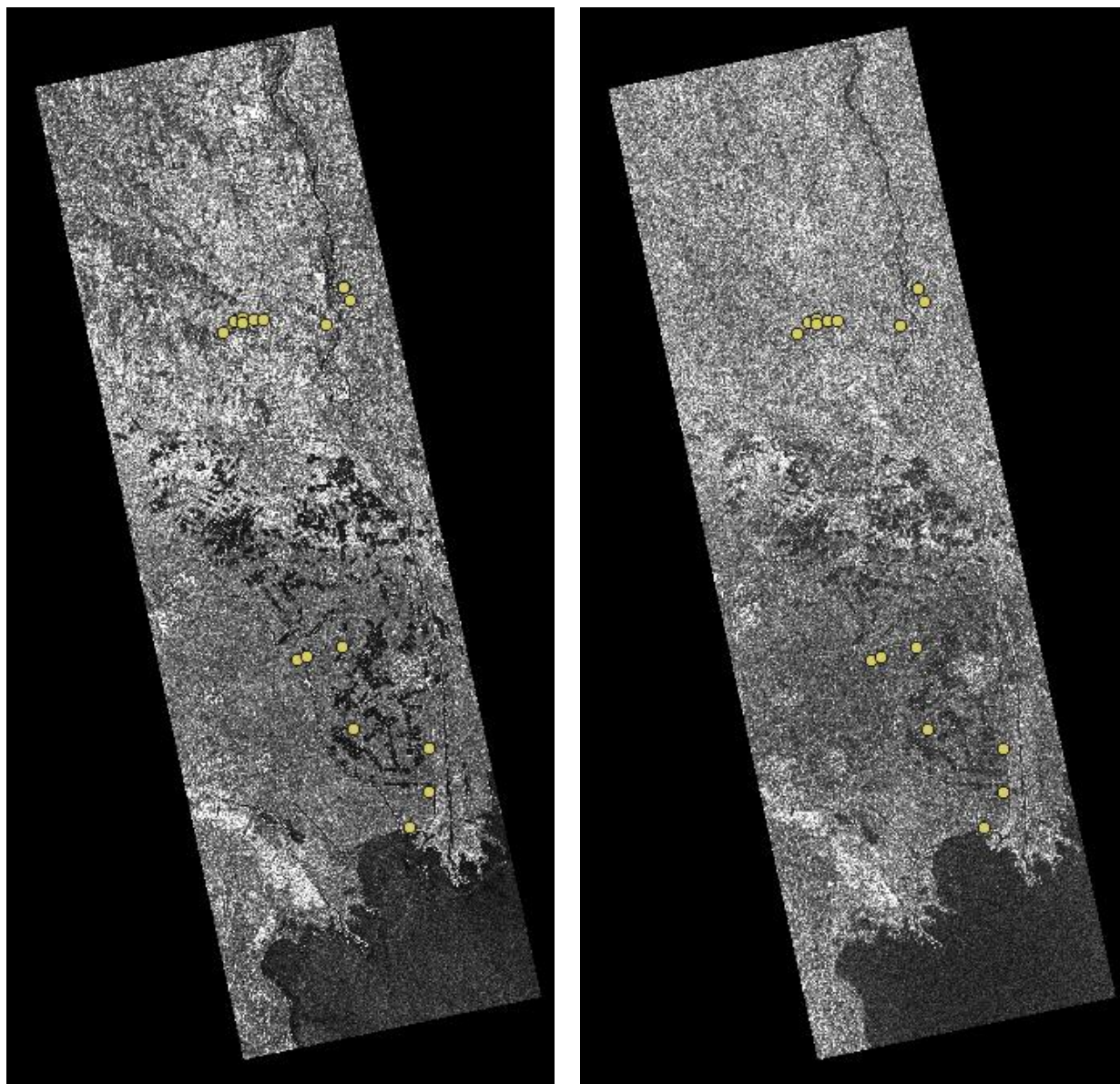
Πίνακας 4.2: Τεχνικά χαρακτηριστικά του δορυφορικού δέκτη TerraSAR-X.

Δέκτες και Προϊόντα	Χωρική Ανάλυση (m)	Πλάτος Λωρίδας (km)	Κανάλι (band)	Πόλωση	Διεύθυνση δέκτη	Γωνία πρόσπτωσης (°)
High Resolution (Single)	1	10	X	HH ή VV	Δεξιά	20-55
High Resolution (Dual)	2	10	X	HH + VV	Δεξιά	20-55
Spotlight (Single)	3	10	X	HH ή VV	Δεξιά	20-55
Spotlight (Dual)	4	10	X	HH + VV	Δεξιά	20-45
StripMap (Single)	3	30	X	HH ή VV	Δεξιά	20-45
StripMap (Dual)	6	15	X	HH + VV ή HH + HV ή VV+VH	Δεξιά	20-45
ScanSAR	18.5	100	X	HH ή VV	Δεξιά	20-45

(Πηγή: "www.geoimage.com.au")

Το προϊόν που διαθέτουμε για την περιοχή του Αξιού είναι της κατηγορίας StripMap Dual και αποτελείται από δύο εικόνες διαστάσεων περίπου 15x60 km επί του εδάφους. Κάθε εικόνα καλύπτει περιοχή 900 km² και χαρακτηρίζεται από διαφορετικό είδος πόλωσης της ακτινοβολίας (βλ. Κεφάλαιο 2). Η λήψη έγινε στις 5 Σεπτεμβρίου του 2011 και αποτελείται από δύο εικόνες με πόλωση HH (Εικόνα 4.2α) και HV αντίστοιχα (Εικόνα 4.2β). Παράλληλα με την λήψη της εικόνας, έγινε η μέτρηση της υγρασίας, της θερμοκρασίας και της πυκνότητας του εδάφους, 17 σημείων σκορπισμένων στην

περιοχή λήψης. Οι μετρήσεις διεξήχθησαν επί του πεδίου και οι συντεταγμένες των σημείων φαίνονται στον Πίνακα 4.3.



(α)

(β)

Εικόνα 4.2: Η λήψη που έγινε στην περιοχή του Αξιού στις 9/5/2011 μαζί με τις τοποθεσίες των επίγειων μετρήσεων. α) Ομοια πόλωση ΗΗ, β) Αντίθετη πόλωση ΗV.

Πίνακας 4.3: Επίγειες μετρήσεις

Όνομα	ϕ	λ	Υγρασία (m^3/m^3)	Θερμοκρασία ($^{\circ}C$)	Πυκνότητα (ds/m)
82	40.78692	22.57002	0.19	22.12	0.3
78	40.79293	22.5779	0.12	24.62	0.02
70	40.79439	22.58311	0.17	25.46	0.14
98	40.79172	22.58234	0.17	25.22	0.15
69	40.79313	22.59089	0.16	28.88	0.12
68	40.79303	22.59701	0.14	28.44	0.03
108	40.80226	22.65674	0.12	26.48	0.05
New1	40.80868	22.65222	0.11	27.3	0.07
New2	40.80873	22.65161	0.13	27.56	0.04
New3	40.79003	22.63908	0.15	27.6	0.11
39	40.62386	22.64658	0.16	30.5	0.05
New4	40.6178	22.61566	0.11	31.38	0.01
44	40.61971	22.6221	0.07	33.88	0
New5	40.58147	22.65335	0.09	32.24	0.01
New6	40.53035	22.68963	0.79	38.58	17.16
New7	40.54852	22.70349	0.18	29.48	0.42
New8	40.57135	22.70402	0.21	30.28	0.41

4.1.2 Υπερφασματικά δεδομένα

Τα υπερφασματικά δεδομένα που διαθέτουμε χωρίζονται σε επίγεια δεδομένα, μετρημένα με το φασματοραδιόμετρο GER 1500, και αερομεταφερόμενα δεδομένα, μετρημένα με τον δέκτη CASI-550.

Ο δέκτης CASI-550 (Compact Airborne Spectrographic Imager) είναι ένας αερομεταφερόμενος δέκτης, τύπου pushbroom, ο οποίος καταγράφει την ορατή και την εγγύς υπέρυθρη περιοχή του φάσματος. Η φασματική κάλυψη του δέκτη είναι συνεχής έχει συνολικό φασματικό εύρος ίσο με 0,545 μm , και εκτείνεται από τα 0,4 μm έως τα 1,0 μm . Ο αριθμός των καναλιών που καλύπτουν το τμήμα αυτό του φάσματος, επιλέγεται από τον χρήστη, με μέγιστο πλήθος τα 288. Η χωρική ανάλυση του δέκτη κατά πλάτος (across-track direction) εξαρτάται από το ύψος πτήσης ενώ κατά μήκος (along-track direction) και από την ταχύτητα πτήσης και τον χρόνο ολοκλήρωσης της σάρωσης κάθε γραμμής. Ο δέκτης συνδέεται με αδρανειακό σύστημα για την ακριβή γεωμετρική διόρθωση των απεικονίσεων που λαμβάνει. Επίσης μετράται παράλληλα και η ένταση της καθοδικής ακτινοβολίας γεγονός που καθιστά δυνατή την ατμοσφαιρική διόρθωση των δεδομένων. Τα γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη CASI-550 παρατίθενται στον Πίνακα 4.4.

Πίνακας 4.4: Γενικά τεχνικά χαρακτηριστικά του δέκτη CASI-550.

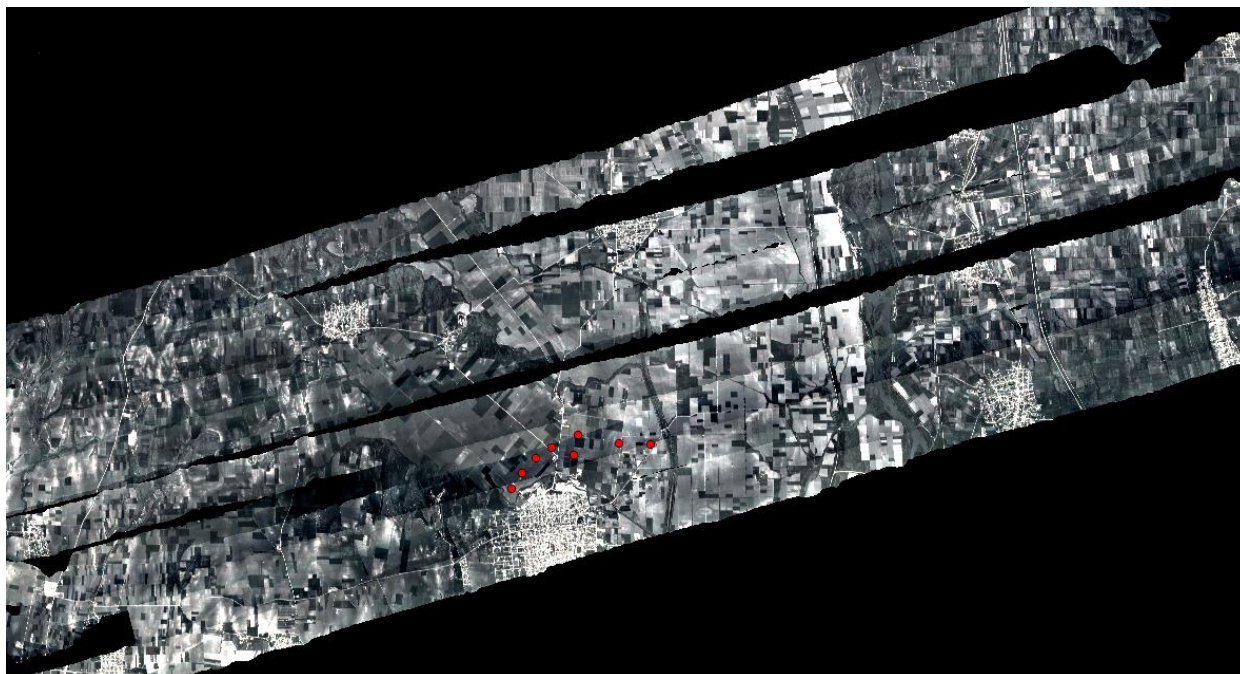
Φασματική περιοχή	Ολικό Οπτικό Πεδίο (FOV)	Στιγμιαίο Οπτικό Πεδίο (IFOV)	Χωρική Ανάλυση	Φασματική Ανάλυση	Φασματική κάλυψη	Αριθμός Καναλιών
0,4-1,0 μm	40°,4	1,34 mrad	0,5-10 m	έως 2,2 nm	Συνεχής	έως 288

Η πτήση στην κοιλάδα του Αξιού έγινε στις 23 Απριλίου του 2012 και η υπερφασματική απεικόνιση διορθώθηκε ραδιομετρικά και ατμοσφαιρικά. Η συγκεκριμένη υπερφασματική απεικόνιση περιέχει 96 κανάλια, εκ των οποίων το ένα αφαιρέθηκε λόγω μεγάλης κατά πλάτος μετατόπισης (κανάλι 20). Το μέγεθος της εδαφοψηφίδας στην συγκεκριμένη απεικόνιση είναι ίσο με 2 m. Η υπερφασματική απεικόνιση συνοδεύεται και από ένα σύνολο επίγειων υπερφασματικών μετρήσεων, η συλλογή των οποίων έγινε την ίδια μέρα της λήψης της εικόνας του δέκτη CASI-550. Οι επίγειες μετρήσεις περιλαμβάνουν τις φασματικές υπογραφές εδαφών σε οκτώ σημεία της περιοχής μελέτης, οι οποίες μετρήθηκαν με το φασματοραδιόμετρο GER 1500.

Το φασματοραδιόμετρο GER 1500 είναι ένα φορητό φασματοραδιόμετρο πεδίου, και καλύπτει την περιοχή του φάσματος από τα 0,280 έως τα 1,050 μm σε 512 φασματικά κανάλια. Τα βασικά τεχνικά χαρακτηριστικά του GER 1500 παρατίθενται στον Πίνακα 4.5.

Πίνακας 4.5: Γενικά τεχνικά χαρακτηριστικά του GER 1500.

Φασματική Περιοχή	Αριθμός Καναλιών	Bandwidth Sampling / FWHM	FOV
0,350-1,050 μm	512	1,5 nm / 3,2 nm	4°, 8° & 25°



Εικόνα 4.3: Η υπερφασματική απεικόνιση τμήματος της περιοχής του Αξιού, μαζί με τα 8 σημεία επίγειων μετρήσεων ανακλαστικότητας.

Εκτός από τα δεδομένα αυτά, ήταν διαθέσιμο και ένα μεγάλο πλήθος υπερφασματικών και χημικών μετρήσεων για 90 εδαφικά δείγματα που είχαν συλλεχθεί από την περιοχή μελέτης. Η συλλογή των δειγμάτων έγινε τον Μαρτίο του 2011, και τα δείγματα μεταφέρθηκαν σε ειδικά κιβώτια μέχρι τις εγκαταστάσεις του Εθνικού Υδρύματος Αγροτικής Έρευνας (ΕΘ.Υ.ΑΓ.Ε). Οι μετρήσεις που διεξήχθησαν στα δείγματα αυτά περιλαμβάνουν: φασματικές υπογραφές, εδαφική υφή (αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου), περιεκτικότητα σε οργανικές και ανόργανες ύλες, οξύτητα και διηλεκτρική σταθερά. Η φασματική υπογραφή των δειγμάτων μετρήθηκε με το φασματοραδιόμετρο Fieldspec Pro FR (Full Range) της ASD Spectrometers το οποίο μετρά την περιοχή του φάσματος από τα 350 έως τα 2500 nm με πλάτος καναλιού περίπου τα 1,4 nm (Πίνακας 4.7).

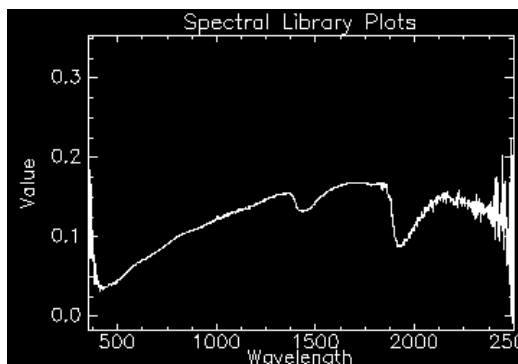
Πίνακας 4.6: Ενδεικτική παράθεση αποτελεσμάτων της χημικής ανάλυσης τριών εκ των 90 εδαφικών δειγμάτων, όπως αυτά μετρήθηκαν από την υπηρεσία του ΕΘ.Ι.ΑΓ.Ε.

ID	Clay	Silt	Sand	ph	Ec	CaCo3	SOC	NO3	P	K
41	18.4	37.6	44	7.43	3.12	3.1	1.19	511.05	133.71	60
47	40.4	35.6	24	7.5	2.87	6.6	2.19	422.03	122.93	238
52	18.4	57.6	24	7.53	1.35	5.3	1.81	483.16	80.93	204

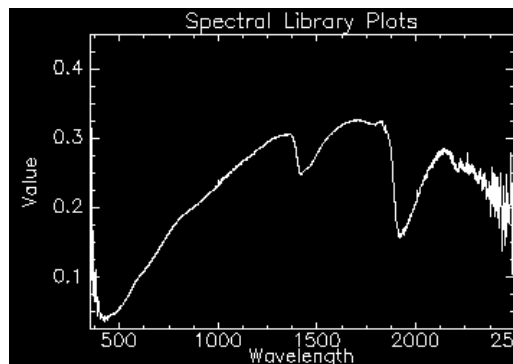
ID	Ca2+	Mg2+	Na+	K+	Fe	Zn	Mn	Cu	Cr	Moist. (m ³ /m ³)
41	11.25	0.06	21.35	1.46	2298.7	1.07	4.77	10.28	<0,01	0.89
47	2.73	1.59	45.26	6.22	348.8	2.24	16.98	13.01	0.02	0.178
52	2.95	0.75	11.03	5.31	1433.8	2.12	9.37	11.82	<0,01	0.097

Πίνακας 4.7: Γενικά τεχνικά χαρακτηριστικά του FieldSpec Pro FR.

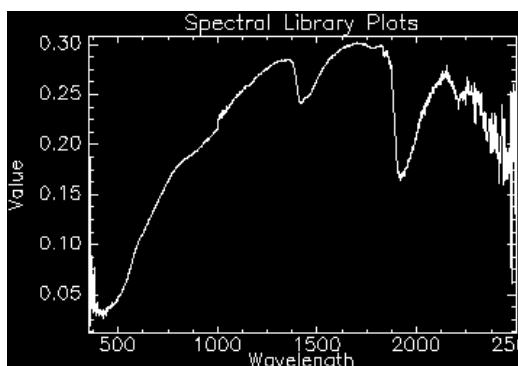
Φασματική Περιοχή	Αριθμός Καναλιών	Bandwidth Sampling	FOV
0,350-2,500 μm	2151	1,4 nm	1°, 8°



(α)



(β)



(γ)

Εικόνα 4.4: Ενδεικτικά, οι φασματικές υπογραφές τριών εκ των 90 δειγμάτων, μέσα από το πρόγραμμα ENVI: α) το δείγμα 41, β) το δείγμα 47, γ) το δείγμα 52.

4.1.3 Πολυφασματικά δεδομένα LandSat.

Για την αξιολόγηση του δείκτη SMI (βλ. Κεφάλαιο 1), στο πλαίσιο αυτής της εργασίας, προμηθευτήκαμε πολυφασματικές απεικονίσεις της περιοχής του Αξιού. Οι απεικονίσεις αυτές έχουν ληφθεί από τον δορυφόρο LandSat 7, ο οποίος εκτοξεύτηκε στις 15 Απριλίου του 1999. Ο δορυφόρος κινείται σε πολική τροχιά υψομέτρου ίσου με 705 km, με περίοδο 16 ημερών. Κάθε σημείο της επιφάνειας της γής απεικονίζεται μία φορά κάθε 16 μέρες από τον δέκτη Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), τύπου whiskbroom, ο οποίος διαθέτει οκτώ κανάλια. Το μήκος κύματος στο οποίο ευαισθητοποιούνται τα κανάλια, όπως και η χωρική τους ανάλυση παρατίθενται στον Πίνακα 4.8.

Πίνακας 4.8: Τα κανάλια του δέκτη ETM+ και η χωρική τους ανάλυση.

Κανάλι	Μήκος κύματος (μm)	Τμήμα φάσματος	Χωρική ανάλυση (m)
1	0.45-0.52	Μπλέ	30
2	0.52-0.60	Πράσινο	30
3	0.63-0.69	Κόκκινο	30
4	0.77-0.90	Εγγύς Υπέρυθρο	30
5	1.55-1.75	Μέσο Υπέρυθρο	30
6	10.40-12.50	Μικροκυμματικό	60 * (30)
7	2.09-2.35	Θερμικό	30
8	0.52-0.90	Πανχρωματικό	15

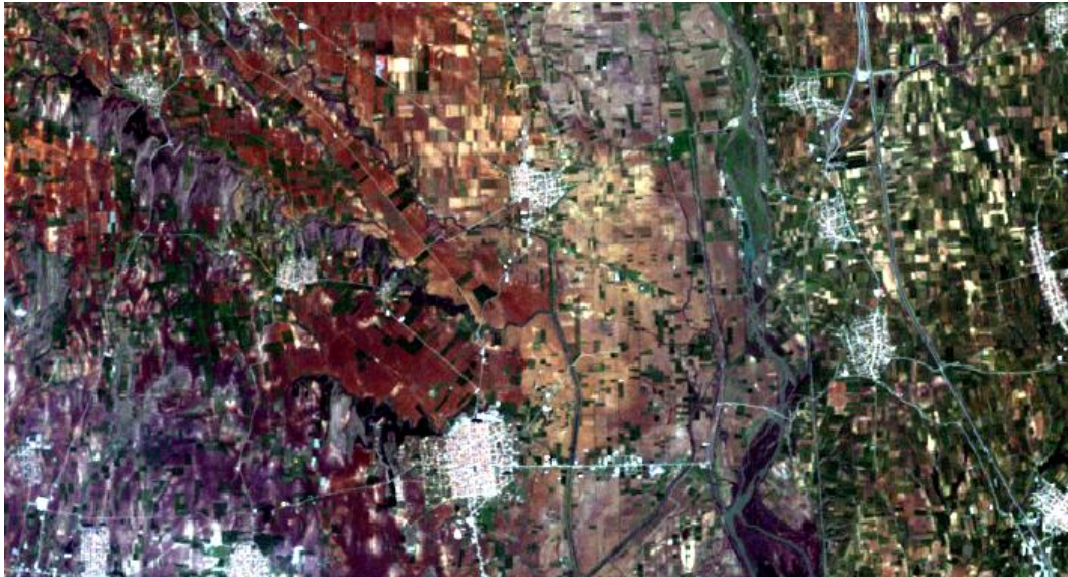
*Τα δεδομένα για το κανάλι 6 λαμβάνονται με μέγεθος εδαφοψηφίδας ίσο με 60 m. Δεδομένα που λαμβάνονται μετά τις 5/2/2010 περνούν από επαναδειγματοληψία (resampling) αυξάνει την χωρική ανάλυση στα 30 m.

(Πηγή: landsat.usgs.gov)

Τον Μάιο του 2003 το σύστημα διόρθωσης της κίνησης του δέκτη ETM+ παρουσίασε σφάλμα το οποίο προκαλεί απώλεια δεδομένων στην πολυφασματική απεικόνιση. Η απώλεια αυτή επιδεινώνεται όσο αυξάνεται η κάθετη απόσταση (across-track direction) από τον άξονα κίνησης, ενώ δεδομένα που βρίσκονται κοντά στο άξονα της κίνησης δεν έχουν απώλεια. Η περιοχή μας βρίσκεται πολύ κοντά στον άξονα της κίνησης και εμφανίζει ελάχιστη έως και μηδενική απώλεια δεδομένων (Εικόνα 4.6). Η πολυφασματική απεικόνιση που προμηθευτήκαμε έχει ληφθεί στις 23 Μαρτίου του 2011 η οποία είναι η κοντινότερη δυνατή ημερομηνία σε αυτή της μέτρησης των 90 εδαφικών δειγμάτων του ΕΘ.Υ.ΑΓ.Ε.



Εικόνα 4.5: Η προεπισκόπηση της λήψης του δορυφόρου Landsat 7. Με κίτρινο χρώμα αναδεικνύεται η έκταση και τοποθεσία της πολυφασματικής λήψης και με κόκκινο χρώμα η περιοχή μελέτης γύρω από τον Αξιό.
(Πηγή: glovis.usgs.gov)



Εικόνα 4.6: Έγχρωμο σύθετο RGB της περιοχής μελέτης, όπως έχει ληφθεί από τον δορυφόρο Landsat 7.

4.2 Εκτίμηση υγρασίας από δεδομένα TerraSAR-X

Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 2, υπάρχει η δυνατότητα υπολογισμού της εδαφικής υγρασίας από δεδομένα SAR με πολύ καλή ακρίβεια. Αυτό προϋποθέτει, όμως, την συλλογή αναλυτικών δεδομένων συγκεκριμένων προδιαγραφών. Στην βιβλιογραφία αναφέρεται ότι τα καλύτερα αποτελέσματα παρέχονται από την χρήση δεδομένων SAR που χρησιμοποιούν τα κανάλια L ή C, με πολώσεις HH, VV και HV, συνοδευόμενα από επίγειες μετρήσεις εδαφικής τραχύτητας και φυλλικής επιφάνειας.

Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας διαθέτουμε δεδομένα για το κανάλι X του μικροκυματικού φάσματος, με πολώσεις HH και HV. Οι μετρήσεις που έγιναν επί του πεδίου δεν περιλαμβάνουν δείκτη τραχύτητας, έγιναν όμως σε σημεία όπου δεν υπήρχε βλάστηση. Με την απουσία δεδομένων, το μόνο που μπορούσε να υλοποιηθεί στο πλαίσιο αυτής της εργασίας ήταν η διερεύνηση της άμεσης συσχέτισης της εδαφικής υγρασίας με τους δείκτες οπισθοσκέδασης.

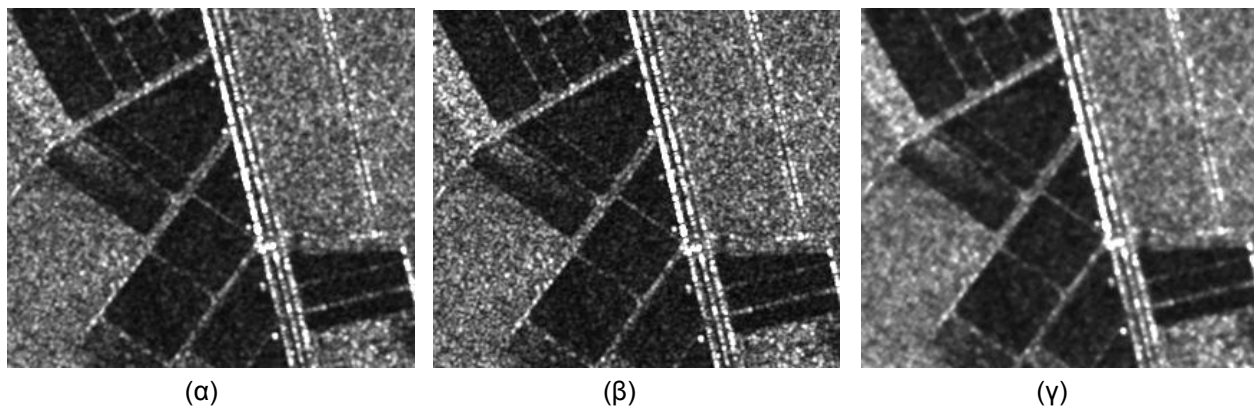
4.2.1 Αφαίρεση θορύβου / Despeckle

Πριν την μελέτη οποιασδήποτε συσχέτισης πρέπει να ακολουθηθεί μία μέθοδος αφαίρεσης του θορύβου από τις εικόνες SAR. Ο θόρυβος (speckle) είναι ένα είδος σφάλματος που παρατηρείται στις εικόνες μικροκυματικών δεκτών και έχει την μορφή φωτεινών ή σκούρων κόκκων επάνω στην απεικόνιση. Οφείλεται σε τυχαίες μεταβολές του επιστρεφόμενου σήματος, από αντικείμενα που έχουν μέγεθος ίσο ή μικρότερο από εκείνο μίας εδαφοκηφίδας, κάτι που επηρεάζει τη μέση ένταση της οπισθοσκέδασης στην περιοχή. Η επίδραση του θορύβου είναι ισχυρότερη στις εικόνες SAR, καθώς προκαλεί μεγάλη δυσκολία στην ερμηνεία των εικόνων (Gagnon και Jouan, 1999).

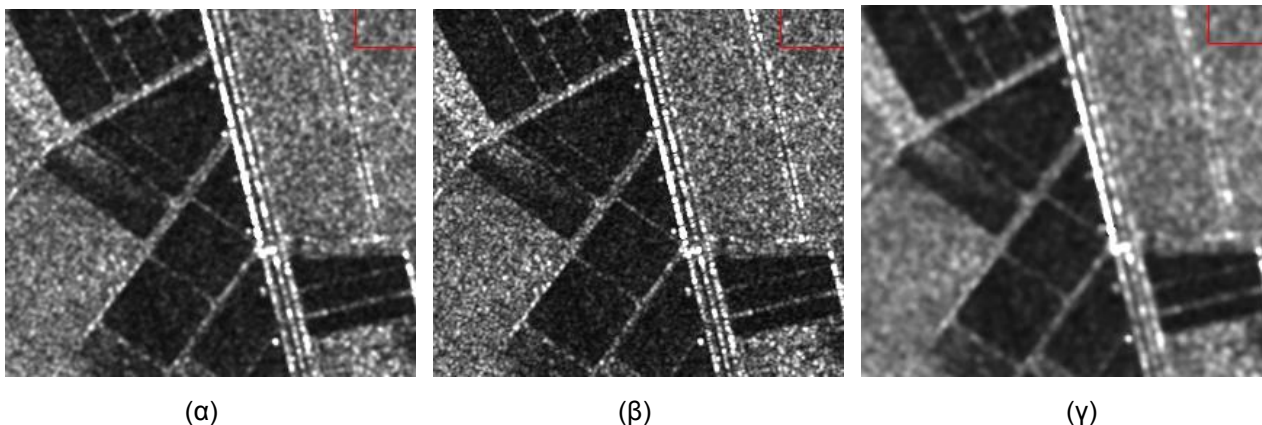
Οι μέθοδοι μείωσης του θορύβου χωρίζονται σε δύο κατηγορίες (Gagnon και Jouan, 1999): μέθοδοι πολλαπλής παρατήρησης (multi-look integration) και μέθοδοι ανάκτησης πληροφορίας μετά την λήψη (post-image formation methods). Οι περισσότεροι δέκτες SAR, όπως και ο TerraSAR-X, έχουν ενσωματωμένη την λειτουργία λήψης ενός αριθμού παράλληλων παρατηρήσεων για την μείωση του θορύβου. Περαιτέρω μείωση του εναπομείνοντος θορύβου μπορεί να γίνει με επεξεργασία των δεδομένων μετά την λήψη. Η επεξεργασία αυτή περιλαμβάνει την εφαρμογή φίλτρων, εκ των οποίων τα πιο συνηθισμένα είναι τα Median, Lee, Kuan, Frost και Gamma. Για την ανάλυση του τρόπου λειτουργίας του κάθε φίλτρου ο αναγνώστης μπορεί να ανατρέξει στην βιβλιογραφία.

Στα πλαίσια της εργασίας η αφαίρεση του θορύβου έγινε με την χρήση του λογισμικού ENVI 4.8, το οποίο διαθέτει οκτώ είδη φίλτρων που χρησιμοποιούνται για αυτόν τον σκοπό. Τα φίλτρα Lee, Enhanced Lee και Local Sigma είναι καταλληλότερα για την περιοχή μελέτης μας διότι επηρεάζουν σε μικρότερο βαθμό τις διαχωριστικές γραμμές

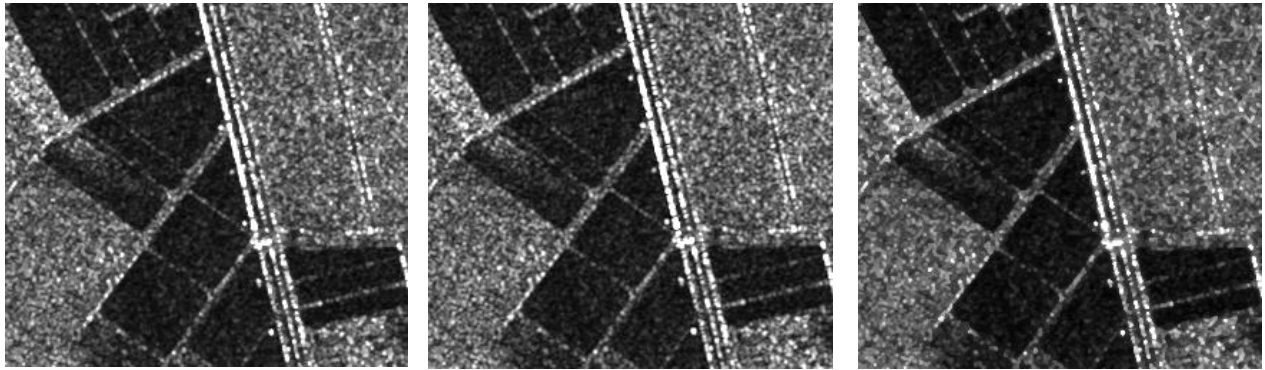
των αντικειμένων της απεικόνισης. Η ενισχυμένη έκδοση του φίλτρου Lee διατίθεται από το πρόγραμμα ENVI και διαφέρει ως προς την ιδιότητά του να διατηρεί την υφή των απεικονίσεων. Στις εικόνες που διαθέτουμε δοκιμάστηκαν και τα τρία είδη φίλτρων σε κάθε είδος πόλωσης και έγινε η σύγκριση, όπως φαίνεται και στις παρακάτω εικόνες (Εικόνες 4.7-4.12).



Εικόνα 4.7: Εφαρμογή του φίλτρου Lee στο πρόγραμμα ENVI, για την πόλωση HH, σε δύο διαφορετικά μεγέθη παραθύρου δειγματοληψίας. α) φίλτρο Lee με παράθυρο 3x3, β) αρχική εικόνα, γ) φίλτρο Lee για παράθυρο 5x5.



Εικόνα 4.8: Εφαρμογή του ενισχυμένου φίλτρου Lee στο πρόγραμμα ENVI, για την πόλωση HH, σε δύο διαφορετικά μεγέθη παραθύρου δειγματοληψίας. α) φίλτρο Enhanced Lee με παράθυρο 3x3, β) αρχική εικόνα, γ) φίλτρο Enhanced Lee για παράθυρο 5x5.

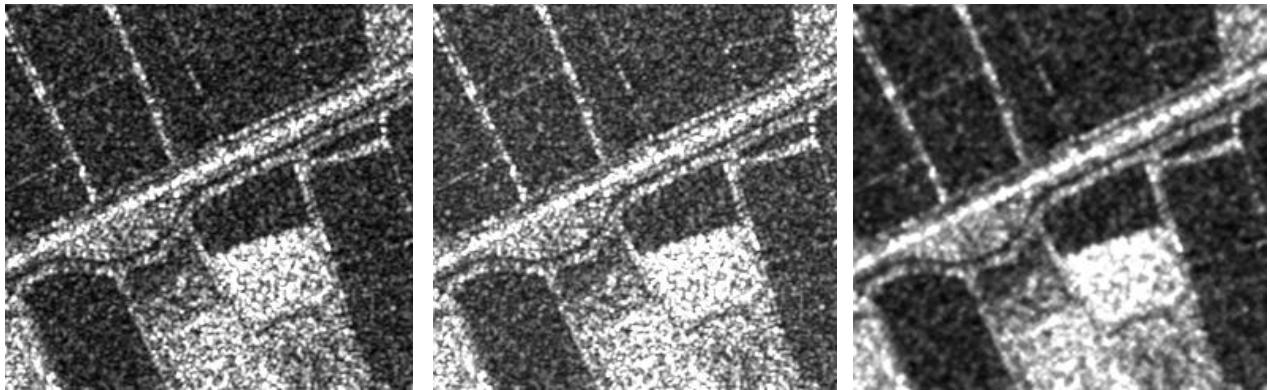


(α)

(β)

(γ)

Εικόνα 4.9: Εφαρμογή του φίλτρου Local Sigma στο πρόγραμμα ENVI, για την πόλωση HH, σε δύο διαφορετικά μεγέθη παραθύρου δειγματοληψίας. α) φίλτρο Local Sigma με παράθυρο 3x3, β) αρχική εικόνα, γ) φίλτρο Local Sigma για παράθυρο 5x5.

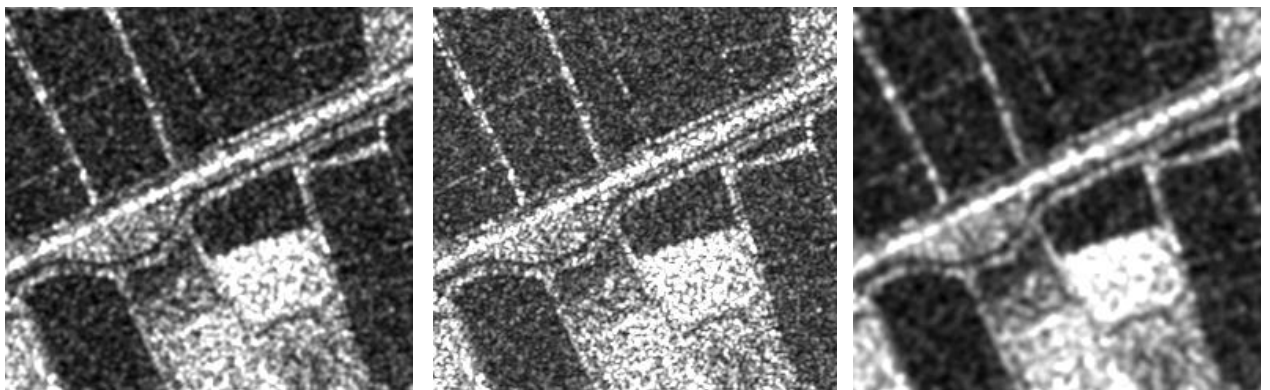


(α)

(β)

(γ)

Εικόνα 4.10: Εφαρμογή του φίλτρου Lee στο πρόγραμμα ENVI, για την πόλωση HV, σε δύο διαφορετικά μεγέθη παραθύρου δειγματοληψίας. α) φίλτρο Lee με παράθυρο 3x3, β) αρχική εικόνα, γ) φίλτρο Lee για παράθυρο 5x5.

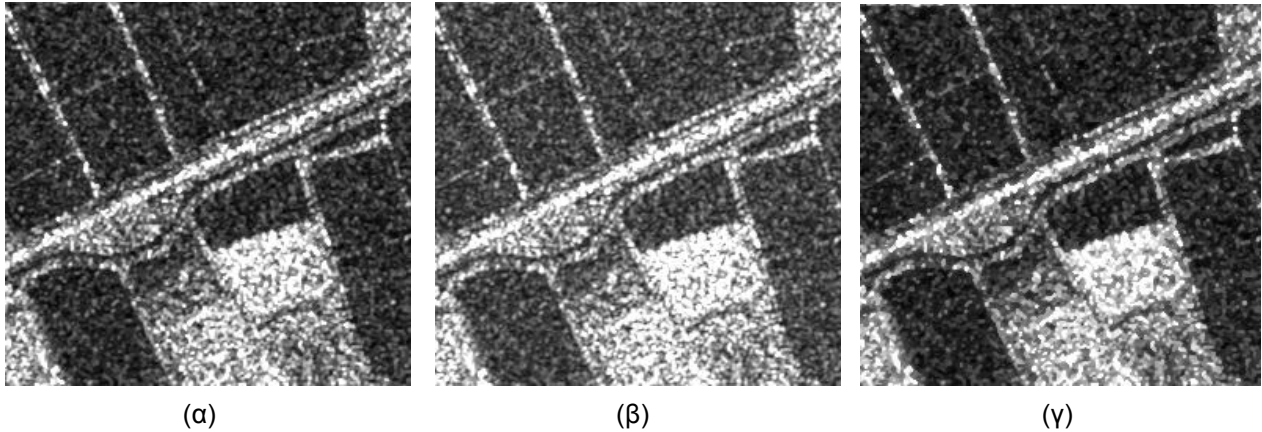


(α)

(β)

(γ)

Εικόνα 4.11: Εφαρμογή του ενισχυμένου φίλτρου Lee στο πρόγραμμα ENVI, για την πόλωση HV, σε δύο διαφορετικά μεγέθη παραθύρου δειγματοληψίας. α) φίλτρο Enhanced Lee με παράθυρο 3x3, β) αρχική εικόνα, γ) φίλτρο Enhanced Lee για παράθυρο 5x5.



Εικόνα 4.12: Εφαρμογή του φίλτρου Local Sigma στο πρόγραμμα ENVI, για την πόλωση HV, σε δύο διαφορετικά μεγέθη παραθύρου δειγματοληψίας. α) φίλτρο Local Sigma με παράθυρο 3x3, β) αρχική εικόνα, γ) φίλτρο Local Sigma για παράθυρο 5x5.

Στην απεικόνιση οριζόντιας πόλωσης HH, το φίλτρο Local Sigma έχει αμελητέα επίδραση στην μείωση του θορύβου (Εικόνα 4.9). Αντιθέτως τα φίλτρα Lee και Enhanced Lee (Εικόνες 4.7, 4.8) μειώνουν τον θόρυβο αισθητά. Συγκεκριμένα το φίλτρο Lee αποδίδει καλύτερα με μέγεθος παραθύρου δειγματοληψίας 5x5. Αντίθετα για το φίλτρο Enhanced Lee έχουμε καλύτερα αποτελέσματα για παράθυρο 3x3, το οποίο όμως τείνει να εξομαλύνει τα γραμμικά στοιχεία της απεικόνισης (όρια αγροτεμαχίων, οδικά δίκτυα). Η αδυναμία αυτή επηρεάζει σημαντικά την απεικόνιση, γεγονός που μας προτρέπει στην απόρριψη του φίλτρου Enhanced Lee και την χρήση του απλού φίλτρου Lee.

Στην απεικόνιση κατακόρυφης πόλωσης HV η παρουσία του θορύβου είναι ισχυρότερη, και η εφαρμογή του φίλτρου Local Sigma έχει εμφανές αποτέλεσμα στην μείωσή του. Το φίλτρο Enhanced Lee έχει την ίδια αποτελεσματικότητα όπως και στην προηγούμενη απεικόνιση, αλλά η εξομάλυνση των γραμμικών στοιχείων το καθιστά ακατάλληλο. Τέλος το φίλτρο Lee με μέγεθος παραθύρου 5x5, έχει και σε αυτήν την απεικόνιση τα καλύτερα αποτελέσματα καθώς συνδυάζει την βέλτιστη μείωση του θορύβου και την διατήρηση των γραμμικών στοιχείων της απεικόνισης.

4.2.2 Συσχέτιση οπισθοσκέδασης και εδαφικής υγρασίας

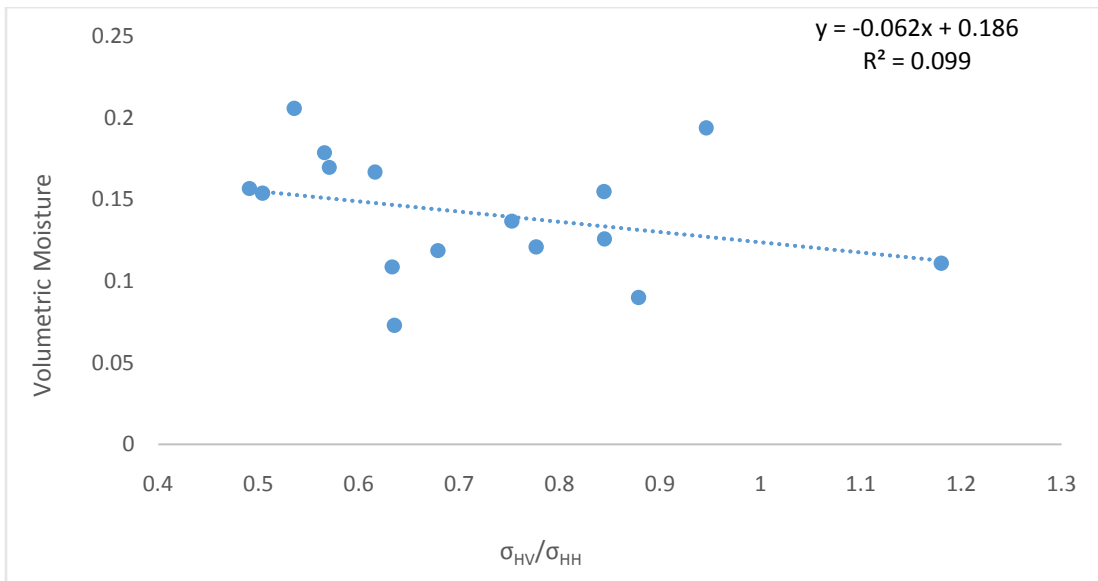
Με τα δεδομένα που διαθέτουμε, όπως αναφέραμε και παραπάνω, δεν μπορούμε να εφαρμόσουμε κάποιο μοντέλο οπισθοσκέδασης. Μπορούμε όμως να μελετήσουμε, εάν ο συντελεστής οπισθοσκέδασης για γυμνά εδάφη, εμφανίζει οποιαδήποτε συσχέτιση με την τιμή της εδαφικής υγρασίας.

Σύμφωνα με την βιβλιογραφία, ο απλός δείκτης οπισθοσκέδασης σ^0 δεν μπορεί να συσχετιστεί με την εδαφική υγρασία, καθώς οι μικρές μεταβολές στα χαρακτηριστικά της εδαφικής τραχύτητας (μήκος αυτοσυσχέτισης και συντελεστής τραχύτητας), επηρεάζουν σημαντικά την τιμή του (Chen et al., 1992). Όμως, ο λόγος δύο συντελεστών οπισθοσκέδασης για διαφορετική πόλωση ακτινοβολίας, επηρεάζεται σε λιγότερο βαθμό από τις παραμέτρους αυτές, και μπορεί να συσχετιστεί. Για τα κανάλια L και C του μικροκυματικού φάσματος, βέλτιστες συσχετίσεις εμφανίζονται για τους λόγους σ_{HH}/σ_{VV} και σ_{HV}/σ_{VV} (Chen et al., 1992, Ulaby et al., 1999, De Roo et al., 1999, Gherboudj et al., 2011, Kornelsen και Coulibaly, 2012). Οι πολώσεις που διαθέτουμε είναι HH και HV επομένως μπορούμε να εξετάσουμε μία απευθείας συσχέτιση των λόγων σ_{HV}/σ_{HH} και σ_{HH}/σ_{HV} .

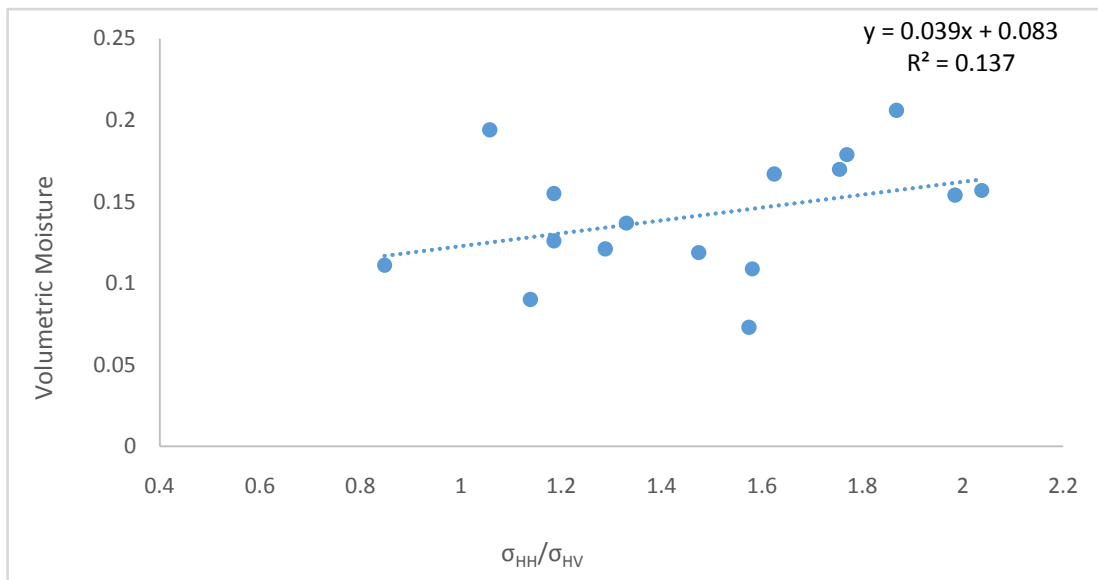
Μετά από την εφαρμογή του φίλτρου Lee για την μείωση του θορύβου, οι απεικονίσεις τοποθετήθηκαν σε περιβάλλον του λογισμικού QGIS μαζί με τα 16 σημεία επίγειων μετρήσεων. Μέσω της λειτουργίας Point Sampling Tool του λογισμικού, έγινε η συλλογή των τιμών οπισθοσκέδασης για κάθε σημείο. Έπειτα υπολογίστηκε η τιμή των παραπάνω λόγων για κάθε σημείο, οι οποίες μαζί με τις τιμές της υγρασίας, εισήχθησαν σε υπολογιστικό φύλλο Excel για την μελέτη της συσχέτισης (Διαγράμματα 4.1, 4.2).

Πίνακας 4.9: Τα 16 σημεία εδαφικών μετρήσεων υγρασίας, με τις αντίστοιχες τιμές των λόγων οπισθοσκέδασης.

ID	MOISTURE	σ_{HV}/σ_{HH}	σ_{HH}/σ_{HV}
82	0.194	0.94557	1.057563
78	0.121	0.7766	1.287664
70	0.167	0.61571	1.624141
98	0.17	0.57004	1.754263
69	0.157	0.49094	2.036909
68	0.137	0.75218	1.329469
108	0.119	0.67861	1.4736
New1	0.111	1.18017	0.847336
New2	0.126	0.84419	1.184567
New3	0.154	0.5039	1.984521
39	0.155	0.84415	1.184624
New4	0.109	0.63298	1.579829
44	0.073	0.63535	1.573936
New5	0.09	0.87854	1.138252
New7	0.179	0.56526	1.769097
New8	0.206	0.53543	1.867658



Διάγραμμα 4.1: Γραμμική συσχέτιση του λόγου σ_{HV}/σ_{HH} με την εδαφική υγρασία.



Διάγραμμα 4.2: Γραμμική συσχέτιση του λόγου σ_{HH}/σ_{HV} με την εδαφική υγρασία.

4.2.3 Αξιολόγηση και παρατηρήσεις

Ερμηνεύοντας τα παραπάνω αποτελέσματα μπορούμε να κάνουμε της εξής παρατηρήσεις:

- Οι τιμές των λόγων σ_{HH}/σ_{HV} και σ_{HV}/σ_{HH} δεν έχουν απευθείας συσχέτιση με την εδαφική υγρασία, με ποσοστά συσχέτισης R^2 ίσα με 0.099 και 0.137 αντίστοιχα. Αυτό οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι η επίδραση της τραχύτητας θεωρήθηκε αμελητέα ενώ έχει σημαντική επίδραση στην οπισθοσκέδαση και κυρίως στην τιμή του σ_{HH} . Αιτία της κακής συσχέτισης μπορεί επίσης να θεωρηθεί το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (κανάλι X) το οποίο είναι μικρό σε σχέση με τα προτεινόμενα κανάλια L και C τα οποία παρουσιάζουν μεγαλύτερη διεύθυνση.

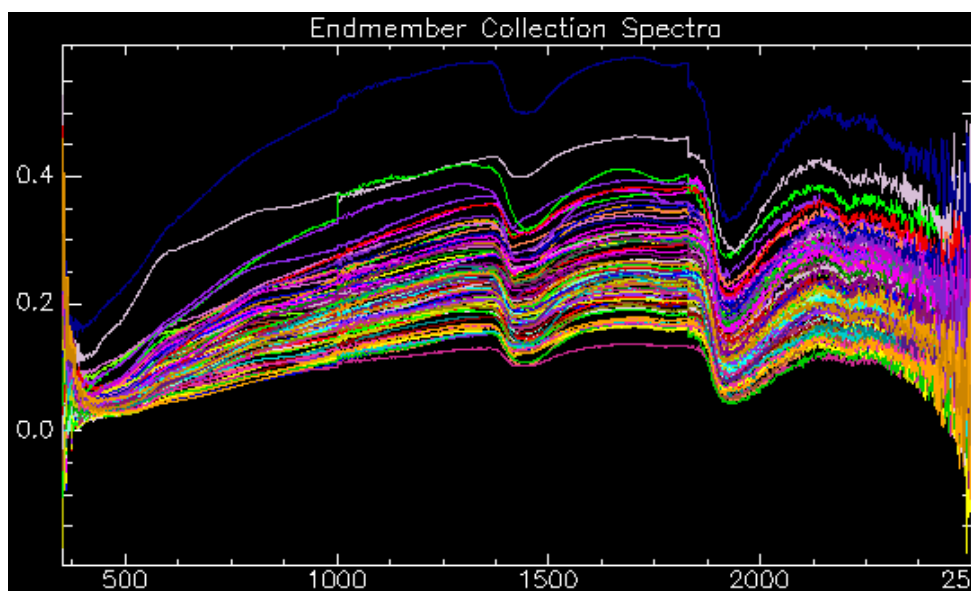
4.3 Εκτίμηση υγρασίας από υπερφασματικά δεδομένα

4.3.1 Προεπεξεργασία δεδομένων

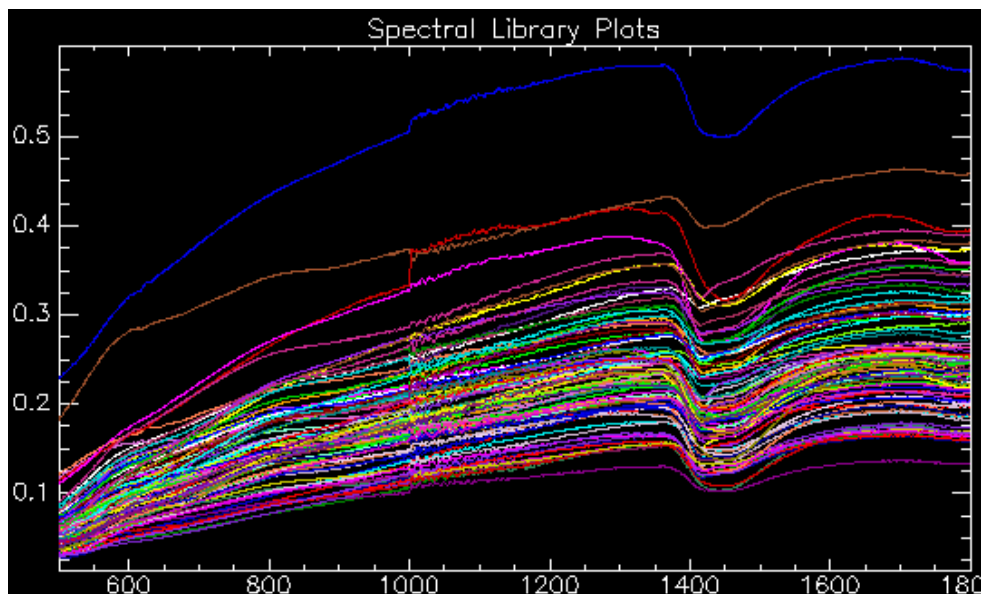
Πρίν από την μελέτη οποιονδήποτε συσχετίσεων, μεταξύ υγρασίας και υπερφασματικών δεδομένων, πρέπει να γίνει προεπεξεργασία των δεδομένων.

Οι φασματικές υπογραφές των 90 εδαφικών δειγμάτων, καλύπτουν τα μήκη κύματος από 350 έως 2500 nm. Τις τιμές της ανακλαστικότητας κάθε καναλιού τις παραλάβαμε σε αρχείο κειμένου μορφής CSV (Comma Separated Values) και τις επεξεργαστήκαμε με το πρόγραμμα ENVI 4.8. Αρχικά μέσω της λειτουργίας κατασκευής φασματικής βιβλιοθήκης (Spectral Library Builder) εισάγαμε στο πρόγραμμα το αρχείο των τιμών ανακλαστικότητας. Σκοπός είναι η αφαίρεση του συνεχούς από τις φασματικές υπογραφές. Η αφαίρεση του συνεχούς, όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 1, είναι μία μέθοδος μετασχηματισμού των δεδομένων που εκμηδενίζει τις επιρροές της γεωμετρίας της παρατήρησης (γωνία φωτισμού, γωνία παρατήρησης).

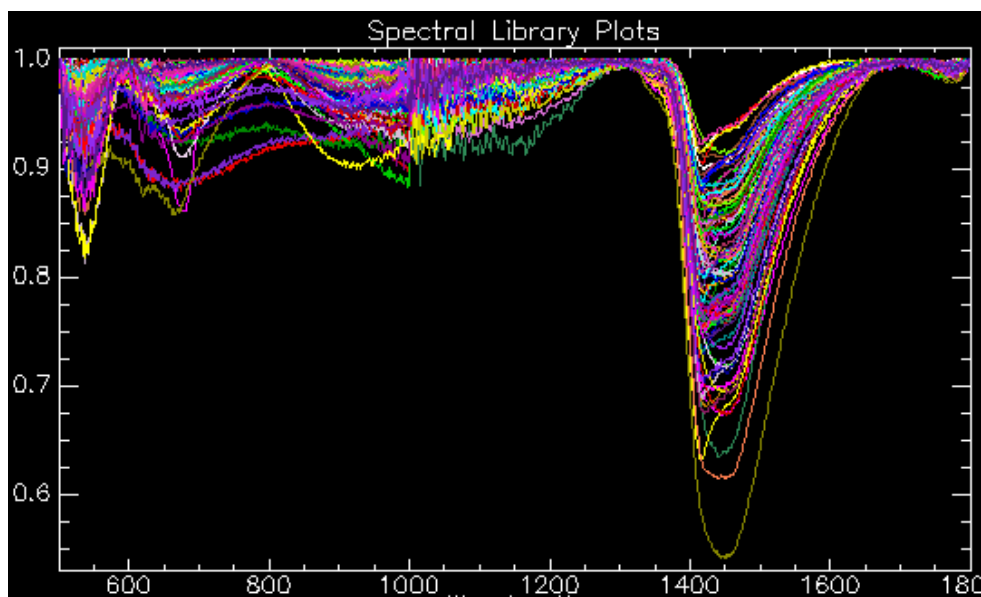
Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 4.13, στα τμήματα της φασματικής υπογραφής που αντιστοιχούν σε μήκος κύματος μικρότερο των 500 nm ή μεγαλύτερο των 1800 nm, παρατηρείται πολύ έντονο το φαινόμενο του θορύβου. Συνεπώς, στην βιβλιοθήκη που θα κατασκευάσουμε, συμπεριλαμβάνουμε μόνο τις ανακλαστικότητες των καναλιών μεταξύ των 500 και 1800 nm (Εικόνα 4.14). Τις τιμές των ανακλαστικότητων, πριν και μετά την αφαίρεση του συνεχούς, τις εξάγαμε σε αρχείο μορφής CSV και τις εισάγαμε σε υπολογιστικό φύλλο Excel για περαιτέρω επεξεργασία.



Εικόνα 4.13: Οι 90 φασματικές υπογραφές μέσα από την λειτουργία Spectra Library Builder του προγράμματος ENVI. Εδώ παρατηρείται και η μεγάλη παρουσία θορύβου στα κανάλια που βρίσκονται στα άκρα.



Εικόνα 4.14: Οι 90 φασματικές υπογραφές μέσα από την λειτουργία Spectra Library Viewer του προγράμματος ENVI, μετά την αφαίρεση των τμημάτων με τον αυξημένο θόρυβο.

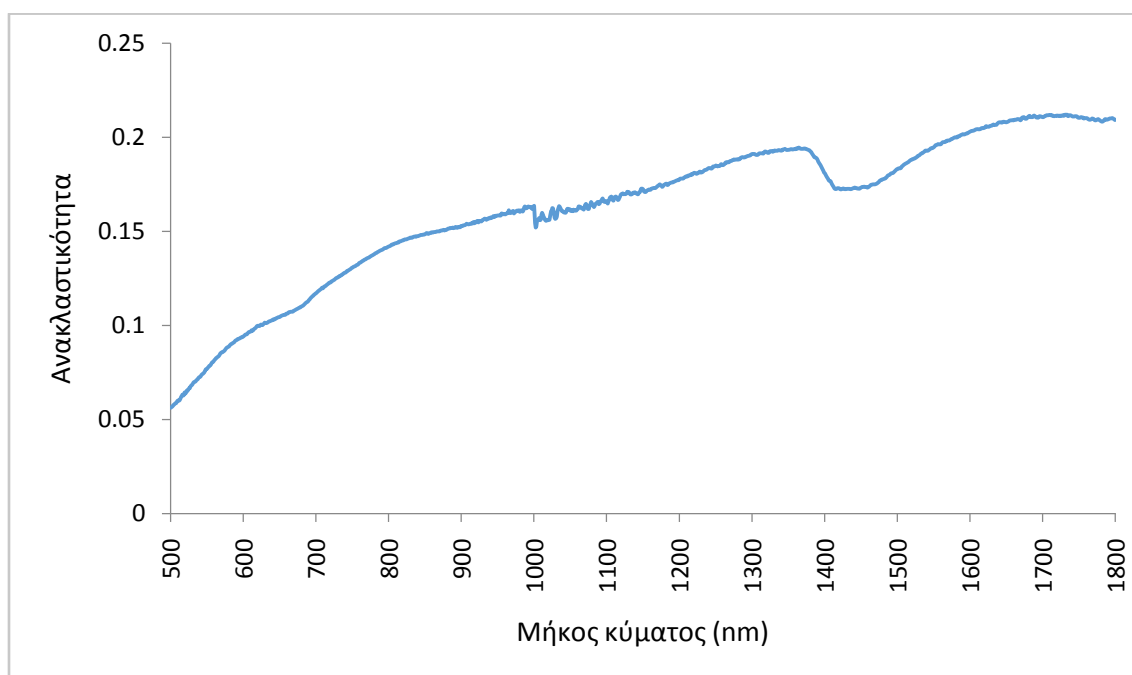


Εικόνα 4.15: Οι 90 φασματικές υπογραφές μέσα από την λειτουργία Spectra Library Viewer του προγράμματος ENVI, μετά την αφαίρεση των τμημάτων με τον αυξημένο θόρυβο και την αφαίρεση του συνεχούς.

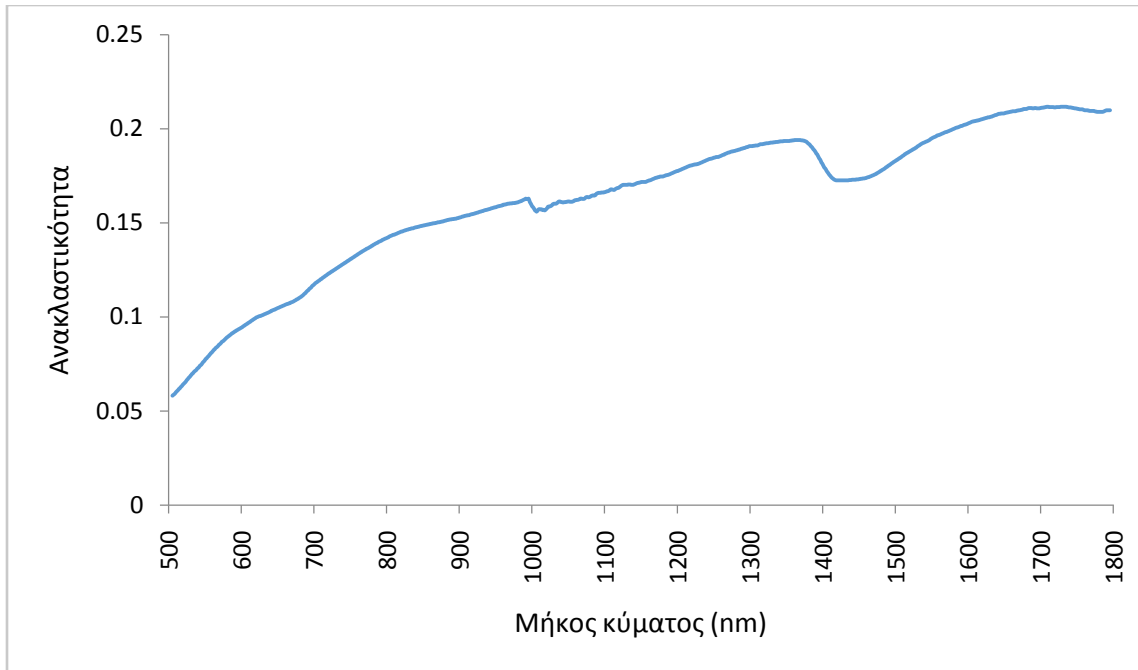
Η επεξεργασία εντός του υπολογιστικού φύλλου περιλάμβανε τον υπολογισμό της πρώτης παραγώγου της ανακλαστικότητας, τον υπολογισμό των τιμών της απορρόφησης και την εφαρμογή φίλτρων για την μείωση του θορύβου. Η πρώτη παράγωγος της ανακλαστικότητας υπολογίστηκε με την απλή εξίσωση του ρυθμού μεταβολής dy/dx . Οι τιμές της απορρόφησης υπολογίστηκαν με βάση την εξίσωση Kubelka-Munck (βλ. Κεφάλαιο 1, Εξ. 1.37). Για την αφαίρεση του θορύβου εφαρμόστηκαν φίλτρα μέσης τιμής:

- Στις τιμές ανακλαστικότητας εφαρμόστηκε το φίλτρο μία μόνο φορά, με παράθυρο δειγματοληψίας 11x11 (Διάγραμμα 4.4)
- Στις τιμές ανακλαστικότητας με αφαίρεση συνεχούς, εφαρμόστηκε το φίλτρο δύο φορές, με εκάστοτε μέγεθος παραθύρου δειγματοληψίας 9x9 (Διάγραμμα 4.6)
- Στις τιμές της πρώτης παραγώγου ανακλαστικότητας εφαρμόστηκε δύο φορές με μέγεθος παραθύρου δειγματοληψίας 9x9 (Διάγραμμα 4.8)
- Στις τιμές της απορρόφησης δεν υπήρχε σημαντική παρουσία θορύβου (Διάγραμμα 4.9).

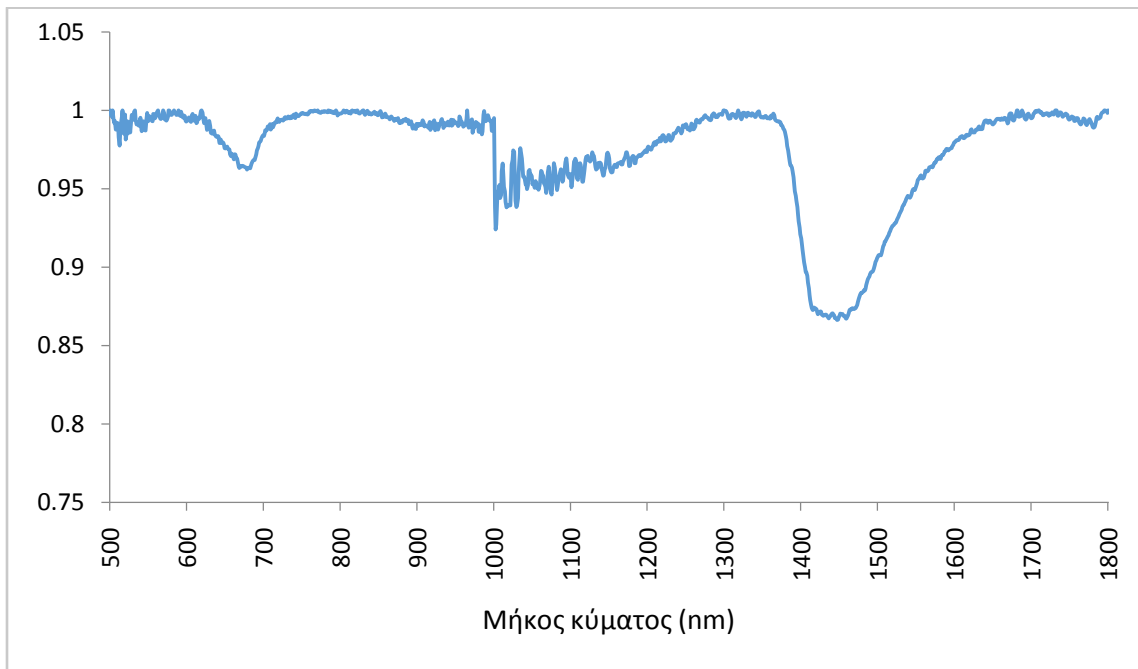
Παρακάτω παρατίθενται, ως παράδειγμα, τα διαγράμματα των τιμών ανακλαστικότητας, πρώτης παραγώγου και απορρόφησης, πριν και μετά την αφαίρεση του θορύβου, για το δείγμα "502".



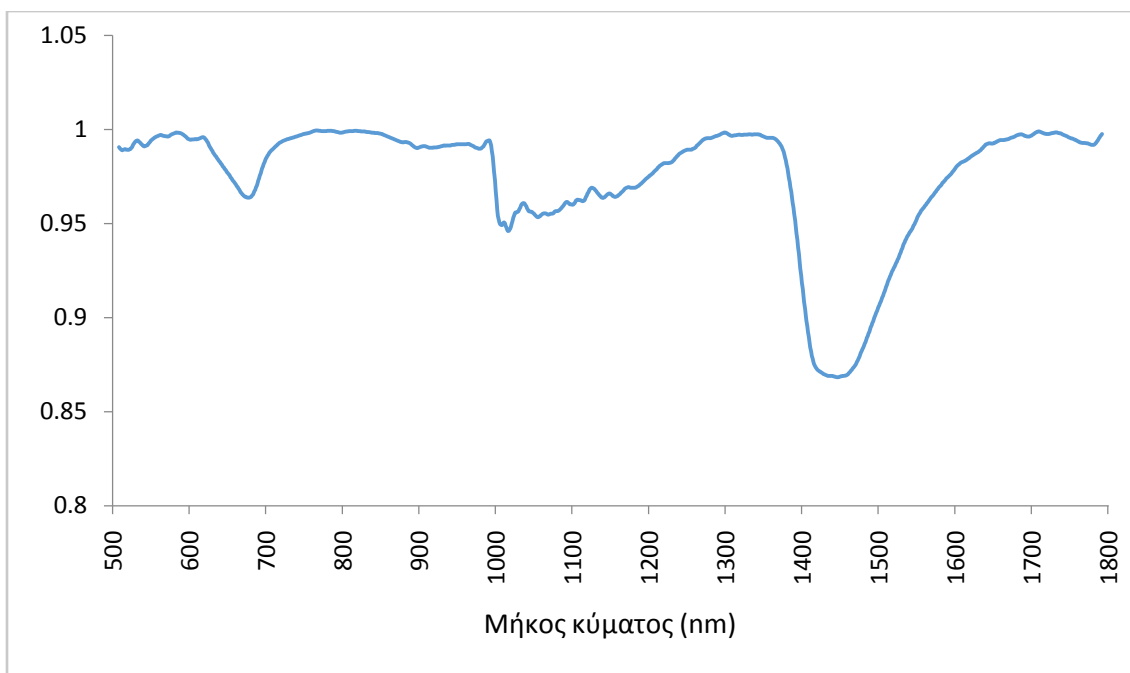
Διάγραμμα 4.3: Φασματική υπογραφή του δείγματος "502" πριν την αφαίρεση του θορύβου



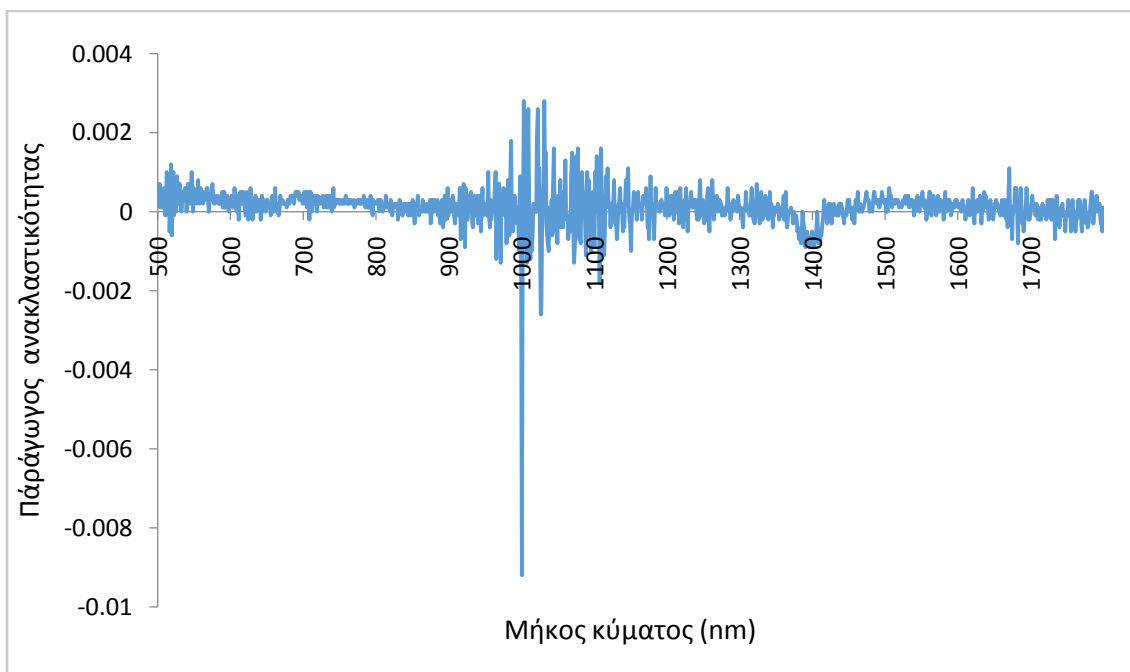
Διάγραμμα 4.4: Η φασματική υπόγραφή του δείγματος "502" μετά την αφαίρεση του θορύβου.



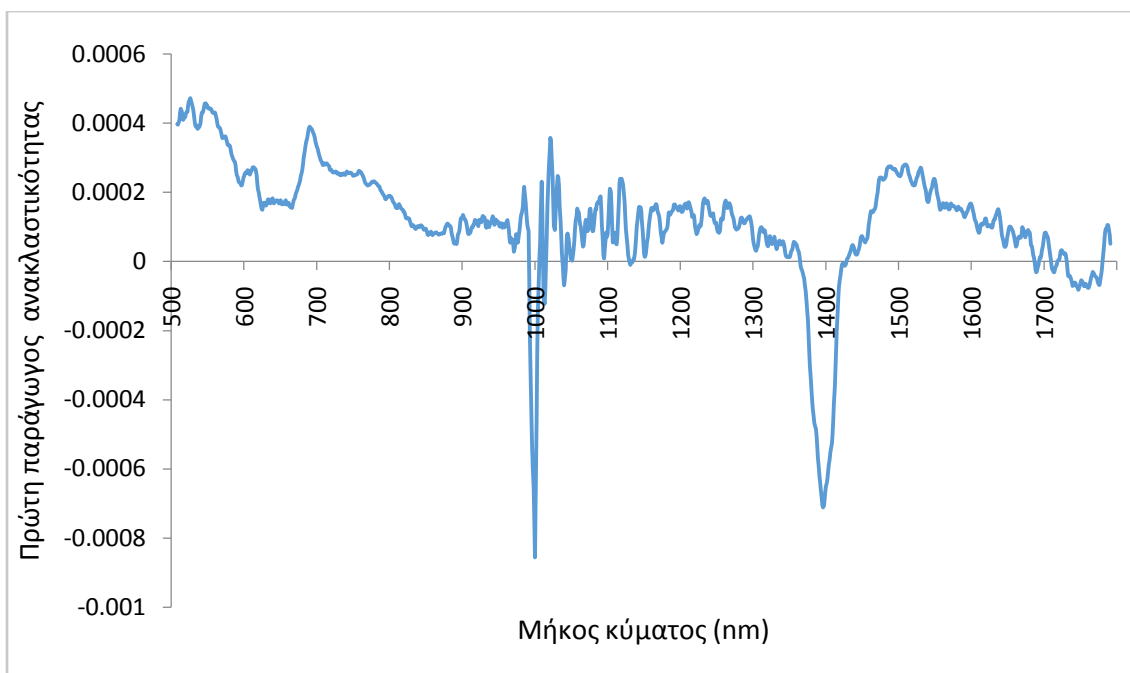
Διάγραμμα 4.5: Τιμές ανακλαστικότητας για το δείγμα "502" μετά την αφαίρεση του συνεχούς και πρίν την αφαίρεση του θορύβου.



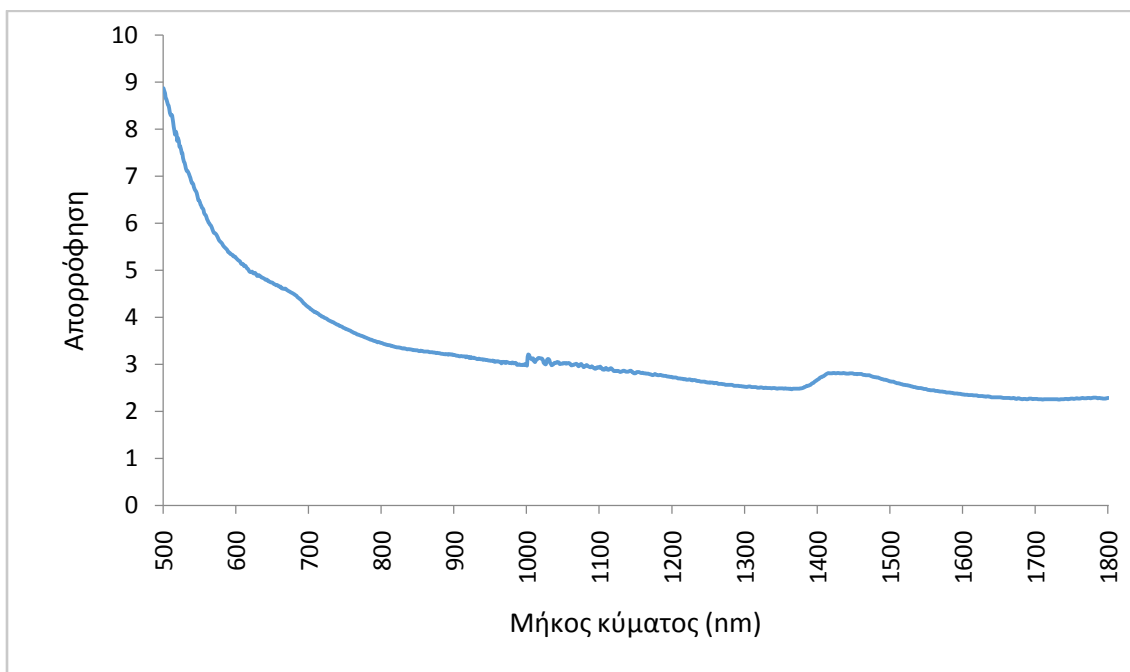
Διάγραμμα 4.6: Τιμές ανακλαστικότητας για το δείγμα "502" μετά την αφαίρεση του συνεχούς και την αφαίρεση του θορύβου.



Διάγραμμα 4.7: Τιμές της πρώτης παραγώγου της ανακλαστικότητας για το δείγμα "502" πριν την αφαίρεση του θορύβου.



Διάγραμμα 4.8: Τιμές της πρώτης παραγώγου της ανακλαστικότητας για το δείγμα "502" μετά την αφαίρεση του θορύβου.

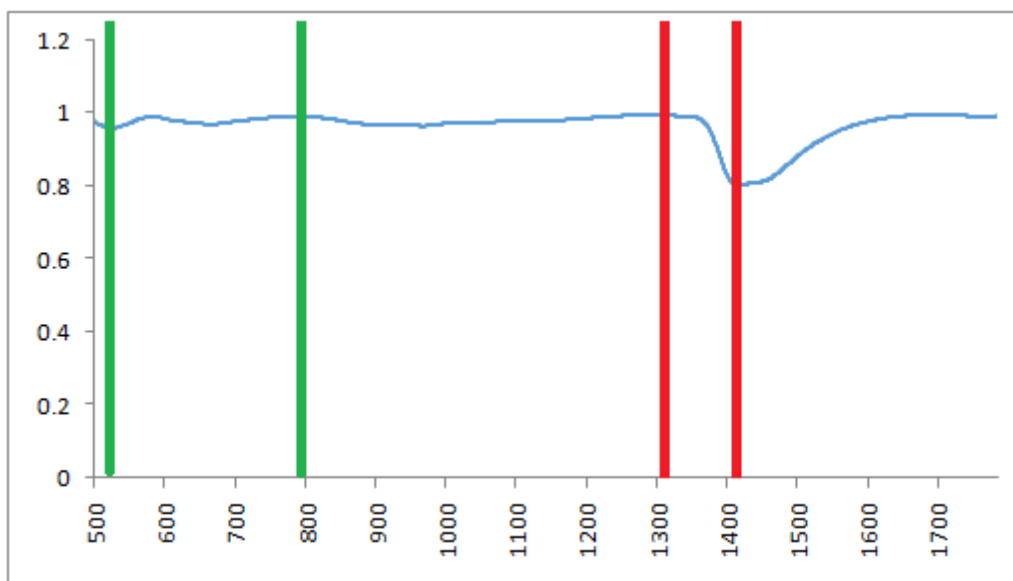


Διάγραμμα 4.9: Τιμές της απορρόφησης για το δείγμα "502" χωρίς εφαρμογή φίλτρου αφαίρεσης θορύβου.

4.3.2 Ανάπτυξη μοντέλων συσχέτισης PLSR για την εκτίμηση εδαφικής υγρασίας

Συνολικά κατασκευάστηκαν οκτώ μοντέλα συσχέτισης μεταξύ των τιμών της εδαφικής υγρασίας και των παρακάτω τιμών:

- Ανακλαστικότητα όλων των καναλιών για τα μήκη κύματος από 500 έως 1800 nm
- Ανακλαστικότητα όλων των καναλιών για τα μήκη κύματος από 500 έως 1000 nm
- Πρώτης παραγώγου ανακλαστικότητα όλων των καναλιών για τα μήκη κύματος από 500 έως 1800 nm
- Πρώτης παραγώγου ανακλαστικότητα όλων των καναλιών για τα μήκη κύματος από 500 έως 1000 nm
- Απορρόφησης όλων των καναλιών για τα μήκη κύματος από 500 έως 1800 nm
- Απορρόφησης όλων των καναλιών για τα μήκη κύματος από 500 έως 1000 nm
- Ανακλαστικότητα επιλεγμένων καναλιών στο τμήμα των 500 έως 1800 nm
- Ανακλαστικότητα επιλεγμένων καναλιών στο τμήμα των 500 έως 1000 nm



Εικόνα 4.16: Διάγραμμα μέσης τιμής της ανακλαστικότητας μετά την αφαίρεση του συνεχούς, πάνω στο οποίο έχουν σημειωθεί οι περιοχές μέγιστης και ελάχιστης ανακλαστικότητας. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι περιοχές μέγιστης και ελάχιστης ανακλαστικότητας για ολόκληρο το φάσμα (500-1800 nm). Με πράσινο χρώμα φαίνονται οι περιοχές μέγιστης και ελάχιστης ανακλαστικότητας για το χαμηλό τμήμα του φάσματος (500-1000 nm).

Για την επιλογή των καναλιών που θα χρησιμοποιηθούν στα δύο τελευταία μοντέλα, υπολογίστηκε ο μέσος όρος των ανακλαστικότητων από τις οποίες έχει αφαιρεθεί το συνεχές (Εικόνα 4.16). Σύμφωνα με την βιβλιογραφία (βλ. Κεφάλαιο 1), οι τιμές της υγρασίας τείνουν να έχουν καλή συσχέτιση με τις τιμές καναλιών που εμφανίζουν μεγάλη διαφορά στην ανακλαστικότητά τους (Wang et al. 2011). Συνεπώς επιλέχθηκαν 5 συνεχόμενα κανάλια για ένα τμήμα υψηλής ανακλαστικότητας, και 5 συνεχόμενα κανάλια για ένα τμήμα χαμηλής ανακλαστικότητας. Στο διάστημα 500 έως 1800 nm τα κανάλια χαμηλής ανακλαστικότητας ήταν τα 1311 έως 1315 nm μήκος κύματος και τα κανάλια υψηλής ανακλαστικότητας τα 1416 έως 1420 nm. Στο διάστημα 500 έως 1000 nm τα κανάλια χαμηλής ανακλαστικότητας ήταν τα 791 έως 795 nm μήκος κύματος και τα κανάλια υψηλής ανακλαστικότητας ήταν τα 531 έως 535 nm.

Εδώ αξίζει να σημειώσουμε πως δεν προηγήθηκε ταξινόμηση των δειγμάτων ανάλογα με την εδαφική δομή, ή τη χημική σύσταση, εξαιτίας του περιορισμένου αριθμού των δειγμάτων. Προκειμένου να εξεταστεί η ακρίβεια και η αξιοπιστία των μοντέλων συσχέτισης, τα 90 δείγματα χωρίστηκαν σε δύο ομάδες. Τα 45 πρώτα δείγματα χρησιμοποιήθηκαν για την ανάπτυξη του εκάστοτε μοντέλου συσχέτισης (calibration dataset), ενώ τα 45 εναπομείναντα δείγματα χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο της αξιοπιστίας του εκάστοτε μοντέλου (evaluation dataset). Το λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε για την ανάπτυξη των μοντέλων συσχέτισης είναι το MatLab R2009a. Η συσχέτιση γίνεται με την παρακάτω εντολή:

```
[XL, YL, XS, YS, BETA, PCTVAR]=plsregress(X, Y, ncomp) ;
```

Τα X , Y και $ncomp$ είναι τα δεδομένα που εισάγονται από τον χρήστη, με N το πλήθος των δειγμάτων και M το πλήθος των καναλιών. Συγκεκριμένα, ο πίνακας $X_{N \times M}$ περιέχει τις ανεξάρτητες μεταβλητές, δηλαδή τις τιμές ανακλαστικότητας ή απορρόφησης ή πρώτης παραγωγού ανακλαστικότητας, ο πίνακας $Y_{N \times K}$ περιέχει τις τιμές της υγρασίας δηλαδή στην πραγματικότητα πρόκειται για ένα διάνυσμα διάστασης N , και $ncomp$ είναι ο αριθμός των κύριων συνιστωσών της παλινδρόμησης. Τα XL , YL , XS , YS είναι αντίστοιχα τα $XLoadings$, $YLoadings$, $XScores$, $YScores$ (βλ. Κεφάλαιο 4). Ο πίνακας $BETA_{(N+1) \times 1}$ περιέχει τους συντελεστές της τελικής συσχέτισης και ο πίνακας $PCTVAR$ περιέχει τις μεταβλητότητες για κάθε κύρια συνιστώσα $ncomp$. Οι πίνακες X και Y πρέπει να έχουν τον ίδιο αριθμό σειρών. Εάν το πλήθος των κύριων συνιστωσών δεν οριστεί από τον χρήστη, το πρόγραμμα επιλέγει αυτόματα πλήθος ίσο με την ελάχιστη τιμή μεταξύ των $(N-1)$ και $(M-1)$. Ο χρήστης μπορεί στη συνέχεια, μελετώντας τις τιμές της μεταβλητότητας από τον πίνακα $PCTVAR$ να εντοπίσει τις συνιστώσες που δεν είναι απαραίτητες. Ο υπολογισμός της συσχέτισης γίνεται με τον αλγόριθμο SIMPLS (βλ. Κεφάλαιο 3).

Το τελικό αποτέλεσμα της συσχέτισης, ο πίνακας $BETA$, είναι τέτοιο ώστε οι προσεγγιστικές τιμές των Y να προκύπτουν από την εξίσωση:

$$Y = [\text{ONES}(N, 1) \ X] * \text{BETA} + \text{RESIDUALS}$$

Ο κώδικας υπολογισμού του μοντέλου, των σφαλμάτων του και της αξιολόγησης, είναι ο εξής:

```
%Partial Least Squares Regression
x=importdata('C:\Users\Stavros\Desktop\Reflectances.csv');
y=importdata('C:\Users\Stavros\Desktop\Moistures.csv');
x=x';
y=y';
[XL, YL, XS, YS, BETA, PCTVAR, MSE, stats]=plsregress(x, y, ncomp);
Y_approx=[ones(N, 1) x]*BETA;
Residuals=y-Y_approx;
RMS=sqrt((sumsqr(Residuals))/N);
R_squared=1-(sumsqr(Residuals))/(sumsqr(y));
%Evaluation
x2=importdata('C:\Users\Stavros\Desktop\evaluation_reflectances.csv');
y2=importdata('C:\Users\Stavros\Desktop\evaluation_moistures.csv');
x2=x2';
y2=y2';
Y2_approx=[ones(N, 1) x2]*BETA;
evaluation_residuals=y2-Y2_approx;
evaluation_RMS=sqrt((sumsqr(evaluation_residuals))/N);
```

Η διαδικασία υπολογισμού και αξιολόγησης κάθε μοντέλου παραμένει αμετάβλητη, με μόνες αλλαγές τα μεγέθη των πινάκων X και BETA και τον αριθμό των εκάστοτε κυρίων συνιστωσών του μοντέλου. Ο εκάστοτε αριθμός συνιστωσών υπολογίζεται με την μελέτη του πίνακα PCTVAR. Συνιστώσες με μεταβλητότητα μικρότερη από 0.01 παραλείπονται. Τα σφάλματα των συσχετίσεων και της αξιολόγησής τους φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 4.10).

Πίνακας 4.10: Σφάλματα υπολογισμού και αξιολόγησης των μοντέλων συσχέτισης.

	Υπολογισμός (RMS)	Αξιολόγηση (RMS)
1 Ανακλαστικότητα 500-1800 nm	0.0035	0.092
2 Ανακλαστικότητα 500-1000 nm	0.0107	0.1806
3 Πρώτη παράγωγος ανακλαστικότητας 500-1800 nm	0.0087	0.077
4 Πρώτη παράγωγος ανακλαστικότητας 500-1000 nm	0.0102	0.2521
5 Απορρόφηση 500-1800 nm	0.0029	0.0992
6 Απορρόφηση 500-1000 nm	0.0044	0.1882
7 Ανακλαστικότητα 1311-1315 και 1416-1420	0.0392	0.0831
8 Ανακλαστικότητα 791-795 και 531-535	0.0703	0.1103

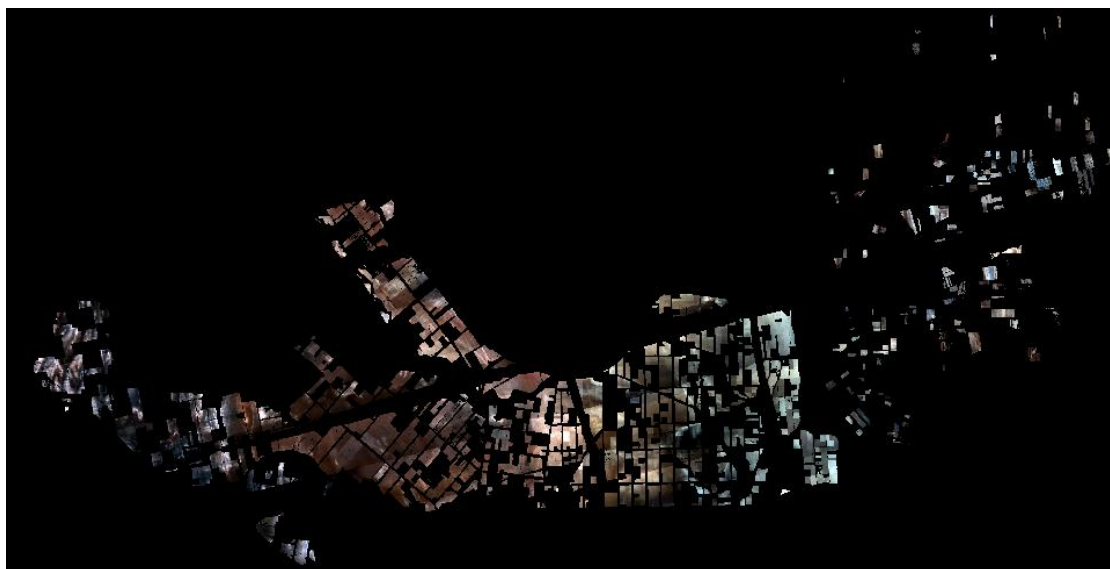
Με βάση τα παραπάνω αποτελέσματα μπορούμε να κάνουμε τις εξής παρατηρήσεις:

- Η συσχέτιση με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων φέρει πολύ καλά αποτελέσματα πριν την αξιολόγηση. Όμως, πολλά από τα μοντέλα που προκύπτουν δεν είναι αξιόπιστα, γεγονός που φαίνεται από το μέγεθος των σφαλμάτων κατά την αξιολόγησή τους.
- Ο περιορισμός των μοντέλων σε κανάλια του τμήματος 500-1000 nm, συνοδεύεται από σημαντική μείωση στην ακρίβεια οποιασδήποτε συσχέτισης, το σφάλμα της οποίας αυξάνεται σημαντικά κατά την αξιολόγηση. Συγκεκριμένα ο περιορισμός των δεδομένων υπολογισμού του μοντέλου, προκαλεί αύξηση του σφάλματος κατά 0.03 έως 0.18 ανάλογα με το μοντέλο.
- Για το τμήμα μεταξύ των 500 και 1800 nm του φάσματος, τα καλύτερα αποτελέσματα παρατηρούνται για το μοντέλο τιμών απορρόφησης με $RMS = 0.0029$, και το μοντέλο των τιμών ανακλαστικότητας με $RMS = 0.0035$. Ωστόσο, τα μοντέλα με τα χαμηλότερα σφάλματα εκτίμησης της υγρασίας είναι: της πρώτης παραγωγού, με $RMS = 0.077$, τιμών ανακλαστικότητας με $RMS = 0.092$, της απορρόφησης με $RMS = 0.0992$.
- Για το τμήμα μεταξύ των 500 και 1000 nm του φάσματος τα καλύτερα αποτελέσματα παρατηρούνται για τα μοντέλα των τιμών της ανακλαστικότητας και των επιλεγμένων καναλιών, με σφάλματα $RMS = 0.0035$ και $RMS = 0.0703$ αντίστοιχα. Κατά την αξιολόγηση τα ίδια μοντέλα προκύπτουν ως τα πιο αξιόπιστα, με μεγάλα όμως σφάλματα $RMS = 0.1806$ και $RMS = 0.1103$ αντίστοιχα.

4.3.3 Μεταφερσιμότητα μοντέλου. Εφαρμογή των μοντέλων υγρασίας εδάφους σε υπερφασματική απεικόνιση.

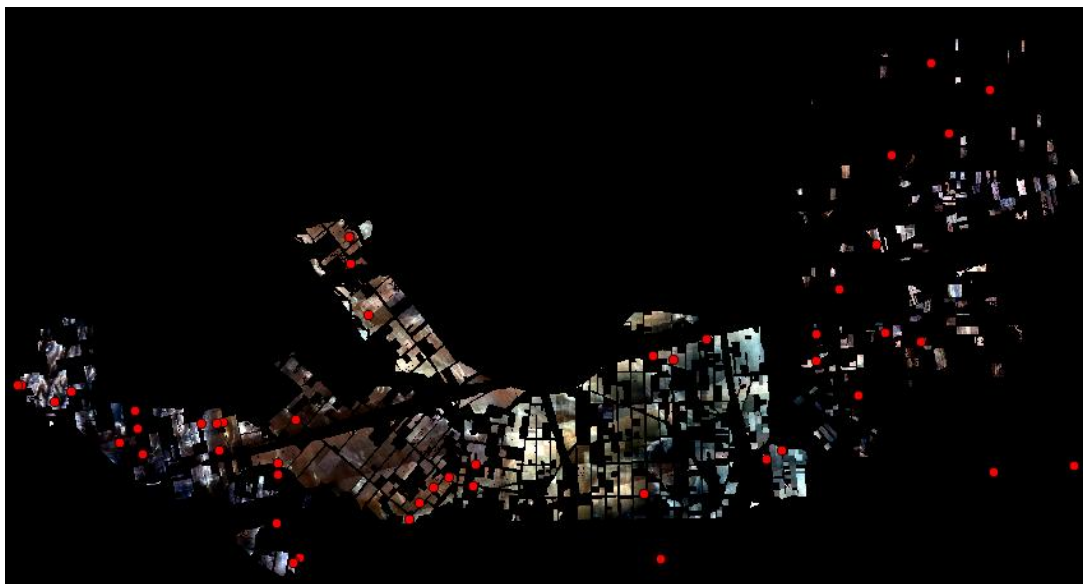
Οι υπολογισμοί που έγιναν στην παραπάνω ενότητα περιορίζονται σε μετρήσεις εργαστηρίου. Συνεπώς οφείλουμε να ελέγξουμε την απόδοση των εμπειρικών μοντέλων συσχέτισης όταν αυτά εφαρμοστούν σε υπερφασματικές απεικονίσεις από αερομεταφερόμενους δέκτες. Σκοπός μας είναι να μελετήσουμε την απόδοση των μοντέλων σε εργασίες μεγάλης κλίμακας και να κρίνουμε την καταλληλότητά τους. Εδώ αξίζει να αναφέρουμε πως η διαδικασία που θα ακολουθήσουμε αναμένεται να μην φέρει αποδεκτά αποτελέσματα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα εμπειρικά μοντέλα συσχέτισης μιας περιοχής για μία συγκεκριμένη χρονική περίοδο, απαιτούν δεδομένα εκπαίδευσης που έχουν απόλυτη χωρική και χρονική συμφωνία. Μεταξύ της λήψης των εδαφικών δειγμάτων και της απεικόνισης έχει παρεμβληθεί ένα μεγάλο χρονικό διάστημα. Ωστόσο, θα γίνει μία προσπάθεια περιορισμού των δεδομένων εκπαίδευσης του μοντέλου με σκοπό να υπάρξει μέγιστη συμβατότητα.

Το μοντέλο που θα εφαρμόσουμε ειδικεύεται στην εκτίμηση εδαφικής υγρασίας γυμνών εδαφών, συνεπώς θα πρέπει από την υπερφασματική απεικόνιση που διαθέτουμε να απομονωθούν τα γυμνά εδάφη. Η διαδικασία αυτή έγινε μέσω του λογισμικού ERMapper 7.0, όπου έγινε η αφαίρεση της βλάστησης και των οικισμών από την εικόνα. Αρχικά υπολογίστηκε ο δείκτης NDVI για όλη την εικόνα, και αφαιρέθηκαν οι περιοχές με τιμή NDVI μεγαλύτερη του 0,1. Επειδή η αφαίρεση αυτή δεν περιλαμβάνει ορισμένες κατηγορίες γής, όπως οικισμούς, η απομόνωση των τμημάτων που αντιστοιχούν σε γυμνό έδαφος έγινε με ψηφιοποίηση από τον χρήστη. Ώς αποτέλεσμα προέκυψε η παρακάτω εικόνα (Εικόνα 4.17) στην οποία απεικονίζονται μόνο αγροτεμάχια χωρίς βλάστηση.



Εικόνα 4.17: Έγχρωμο σύνθετο RGB της υπερφασματικής απεικόνισης, μετά την αφαίρεση των κατηγοριών που δεν αντιστοιχούν σε γυμνό έδαφος.

Μετά την απομόνωση των γυμνών εδαφών, εισάγαμε την εικόνα σε περιβάλλον QGIS για να ελέγξουμε τις συντεταγμένες των εδαφικών δειγμάτων που διαθέτουμε. Σκοπός μας είναι να επιλέξουμε τις θέσεις εκείνες που αντιστοιχούν σε γυμνό έδαφος και τις δύο χρονικές περιόδους, την περίοδο της δειγματοληψίας και την περίοδο της απεικόνισης. Τα σημεία που δεν συμπίπτουν με την εικόνα αφαιρέθηκαν (Εικόνα 4.18) με αποτέλεσμα να απομείνουν 25 σημεία των οποίων τα φασματικά δεδομένα πεδίου θα χρησιμοποιηθούν για την εκπαίδευση του μοντέλου.



Εικόνα 4.18: Το ένχρωμο σύνθετο της εικόνας 5.17 μαζί με τις τοποθεσίες των σημείων δειγματοληψίας. Παρατηρούμε ότι τα περισσότερα δείγματα δεν αντιστοιχούν σε απεικόνιση γυμνού εδάφους.

Στη συνέχεια γίνεται η αντιστοίχιση των καναλιών της απεικόνισης με αυτά των επίγειων μετρήσεων. Η υπερφασματική απεικόνιση που διαθέτουμε, διαθέτει 95 φασματικά κανάλια τα οποία περιορίζονται στο τμήμα του φάσματος από 400 έως 1000 nm. Εφόσον περιοριζόμαστε στο χαμηλό τμήμα του φάσματος (<1000 nm), θα εξετάσουμε τα μοντέλα που εμφανίζουν την καλύτερη απόδοση στην εκτίμηση υγρασίας, δηλαδή τα (2) και (8) (βλ. Πίνακα 4.10). Τα μοντέλα αυτά θα πρέπει να επαναυπολογιστούν αφού γίνει η αντιστοίχιση των καναλιών του δέκτη CASI-550 με τα κανάλια του δέκτη FieldSpec. Τα κανάλια του δέκτη CASI-550 έχουν περίπου 5 φορές μικρότερη φασματική ανάλυση από αυτά του δέκτη FieldSpec. Οι τιμές της ανακλαστικότητας επεξεργάστηκαν σε υπολογιστικό φύλλο Excel έτσι ώστε να γίνει η μετατροπή του αριθμού και της κλίμακας των καναλιών των φασματικών υπογραφών των δειγμάτων. Η εικόνα διαθέτει επίσης 18 κανάλια μήκους κύματος μικρότερο των 500 nm, περιοχή στην οποία ο δέκτης FieldSpec δεν λαμβάνει μετρήσεις. Καταλήξαμε σε 77 κανάλια (Πίνακας 4.11) με τις τιμές ανακλαστικότητας 27 δειγμάτων, βάσει των οποίων θα γίνει ο υπολογισμός των μοντέλων συσχέτισης.

Πίνακας 4.11: Τα κανάλια που θα χρησιμοποιηθούν στην εκπαίδευση του μοντέλου.

A/α	Μήκος Κύματος (nm)	A/α	Μήκος Κύματος (nm)	A/α	Μήκος Κύματος (nm)	A/α	Μήκος Κύματος (nm)
1	506.60001	21	625.79999	41	739.79999	61	855.59998
2	512.29999	22	631.5	42	745.5	62	861.5
3	518	23	637.20001	43	751.20001	63	867.29999
4	523.70001	24	642.79999	44	757	64	873.20001
5	535.09998	25	648.5	45	762.70001	65	879.09998
6	540.70001	26	654.20001	46	768.5	66	885
7	546.40002	27	659.90002	47	774.20001	67	890.90002
8	552.09998	28	665.59998	48	780	68	896.90002
9	557.79999	29	671.29999	49	785.79999	69	902.79999
10	563.40002	30	677	50	791.59998	70	908.70001
11	569.09998	31	682.59998	51	797.40002	71	914.70001
12	574.79999	32	688.29999	52	803.09998	72	920.70001
13	580.40002	33	694	53	808.90002	73	926.59998
14	586.09998	34	699.70001	54	814.79999	74	932.59998
15	591.79999	35	705.40002	55	820.59998	75	938.59998
16	597.5	36	711.20001	56	826.40002	76	944.59998
17	603.09998	37	716.90002	57	832.20001	77	950.59998
18	608.79999	38	722.59998	58	838		
19	614.5	39	728.29999	59	843.90002		
20	620.09998	40	734	60	849.70001		

Με βάση αυτά τα επιλεγμένα δεδομένα υπολογίστηκαν τα μοντέλα εκτίμησης της υγρασίας. Το πρώτο μοντέλο συσχετίζει όλες τις τιμές της ανακλαστικότητας με τις τιμές της υγρασίας των δειγμάτων. Το δεύτερο μοντέλο συσχετίζει επιλεγμένα κανάλια τα οποία, λόγω της αλλαγής της κλίμακας των φασματικών υπογραφών, σε αυτήν την περίπτωση είναι δύο: των 535,1 nm και των 791,6 nm. Οι συσχετίσεις αξιολογήθηκαν με βάση τα υπόλοιπα 64 δείγματα για να καθοριστεί το σφάλμα της εκτίμησης του κάθε μοντέλου (Πίνακας 4.12).

Πίνακας 4.12: Σφάλματα υπολογισμού και αξιολόγησης των μοντέλων συσχέτισης.

	Υπολογισμός (RMS)	Αξιολόγηση (RMS)
1 Ανακλαστικότητα 506-950 nm	0.008	0.1086
2 Ανακλαστικότητα 535,1 και 791.6 nm	0.021	0.1098

Και τα δύο μοντελα έχουν πολύ μικρό σφάλμα συσχέτισης, τα σφάλματα εκτίμησής τους όμως είναι περίπου ίδια με $RMS = 0.1086$ και $RMS = 0.1098$. Τα σφάλματα εκτίμησης είναι πολύ μεγάλα για να μπορούμε να θεωρήσουμε τα μοντέλα αξιόπιστα. Ωστόσο θα εφαρμόσουμε ένα μοντέλο ώστε να μπορέσουμε, από το οπτικό αποτέλεσμα, να διακρίνουμε περαιτέρω πηγές σφαλμάτων.

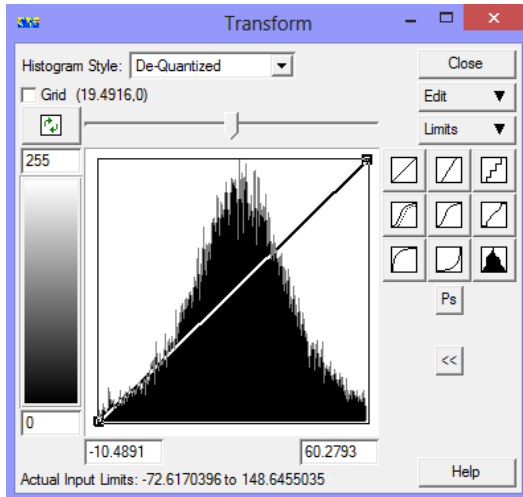
Το μοντέλο που θα εφαρμόσουμε στην απεικόνιση θα είναι το μοντέλο των ανακλαστικοτήτων όλων των καναλιών. Το αποτέλεσμα της συσχέτισης, δηλαδή οι συντελεστές που περιέχονται στον πίνακα ΒΕΤΑ, εφαρμόζονται στις τιμές της ανακλαστικότητας των καναλιών της εικόνας. Το αποτέλεσμα που προέκυψε είναι ένας χάρτης υγρασίας (Εικόνα 4.19) στον οποίο κάθε εικονοστοιχείο έχει τιμή ίση με την τιμή της ογκομετρικής υγρασίας επί τοις εκατό. Η επεξεργασία αυτή έγινε με το λογισμικό ERMapper 7.0.



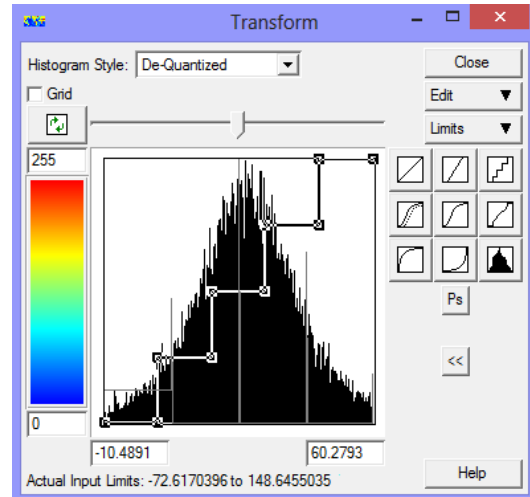
Εικόνα 4.19: Χάρτης υγρασίας όπως προκύπτει από την εφαρμογή των συντελεστών της συσχέτισης επί των ανακλαστικοτήτων της εικόνας. Ανοιχτότεροι τόνοι του γκρι αντιστοιχούν σε υγρότερα εδάφη.

Στο ιστόγραμμα των τιμών υγρασίας, με ένα επίπεδο εμπιστοσύνης 98%, κυμαίνονται μεταξύ -10% και 60% (Εικόνα 4.20α). Οι τιμές αυτές, είναι εντός των αναμενόμενων αποτελεσμάτων, δεδομένου του σφάλματος εκτίμησης του μοντέλου κατά την

αξιολόγηση αυτού επί των εδαφικών δειγμάτων. Το οπτικό αποτέλεσμα είναι ευκολότερο να ερμηνευτεί μετά από την κατηγοριοποίηση των εικονοστοιχείων του ιστογράμματος σε 5 κατηγορίες τιμών υγρασίας (Εικόνα 4.20β). Ο κατηγοριοποιημένος χάρτης που προέκυψε δίνεται στην Εικόνα 4.21.

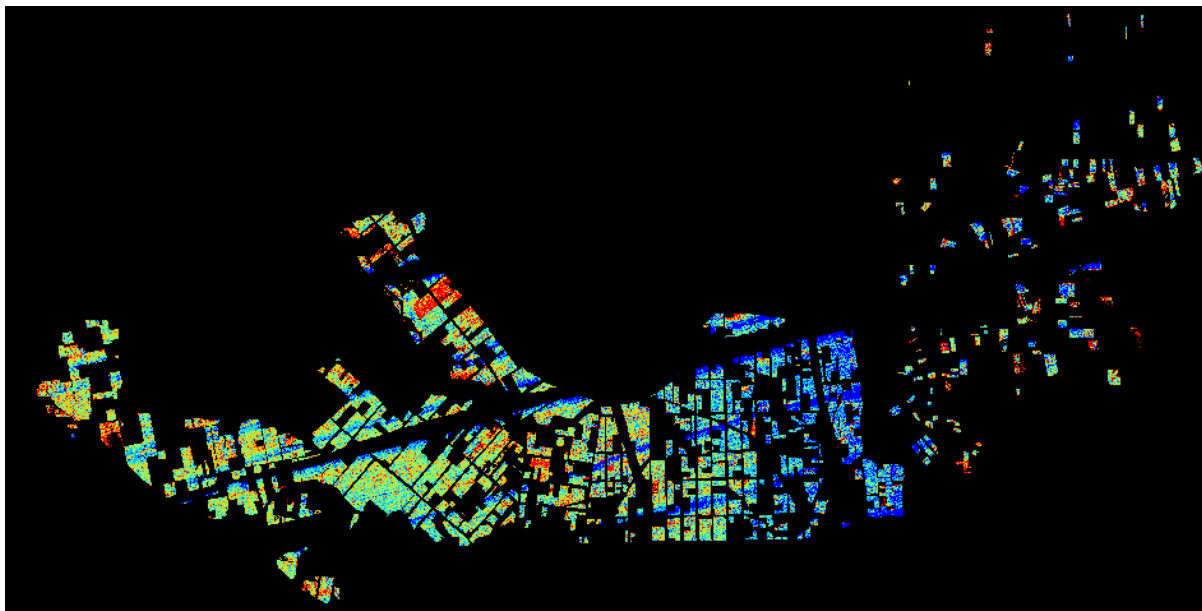


(α)



(β)

Εικόνα 4.20: Ιστογράμματα τιμών των εικονοστοιχείων, για επίπεδο εμπιστοσύνης 98% του χάρτη υγρασίας: α) Οι τιμές σε παλέτα greyscale πριν την κατηγοριοποίηση, β) Η κατηγοριοποίηση των τιμών του ιστογράμματος και αντιστοίχησή τους σε χρώματα της παλέτας pseudocolor.

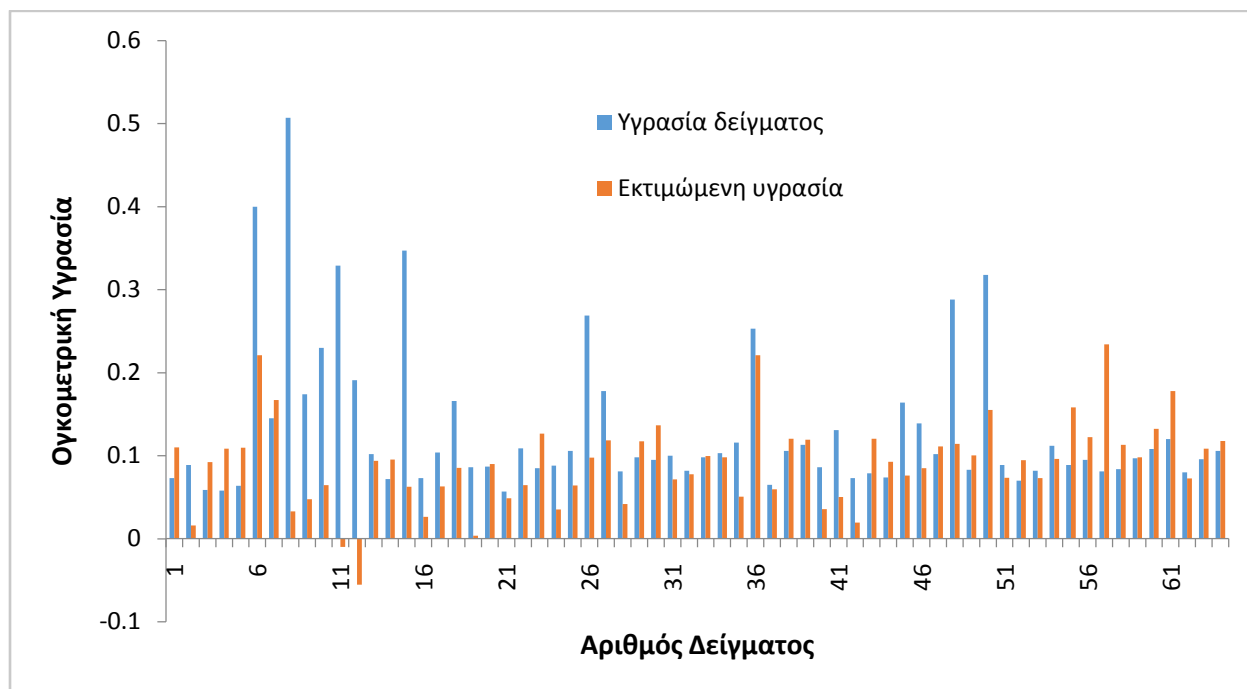


Εικόνα 4.21: Ο χάρτης υγρασίας μετά τον διαχωρισμό των τιμών σε πέντε κατηγορίες τιμών υγρασίας. Το χρώμα μεταβάλλεται από μπλέ, για τις ξηρότερες περιοχές, έως κόκκινο για τις υγρότερες.

4.3.4 Αξιολόγηση της μεταφερσιμότητας του μοντέλου και παρατηρήσεις

Σφάλμα εκτίμησης του μοντέλου

Κατά την υπολογισμό του μοντέλου, με βάση τις ανακλαστικότητες των 25 εδαφικών δειγμάτων, μελετήθηκε η αξιοπιστία αυτού στην εκτίμηση της υγρασίας των υπόλοιπων 65 δειγμάτων. Οι πραγματικές τιμές της υγρασίας των δειγμάτων, συγκρίνονται με τις εκτιμώμενες τιμές στο Διάγραμμα 4.10. Το μοντέλο τείνει να προσεγγίζει ικανοποιητικά τις χαμηλές τιμές υγρασίας, από 0 έως 15%, με μέσο σφάλμα 10.8% όμως εμφανίζει μια τάση υποτίμησης των μεγάλων τιμών υγρασίας (>15%) με πολύ μεγάλη απόκλιση. Για κάποια μάλιστα δείγματα (8, 11 και 12) το μοντέλο αποτυγχάνει ολοκληρωτικά, με σφάλματα που ξεπερνούν το 30%.

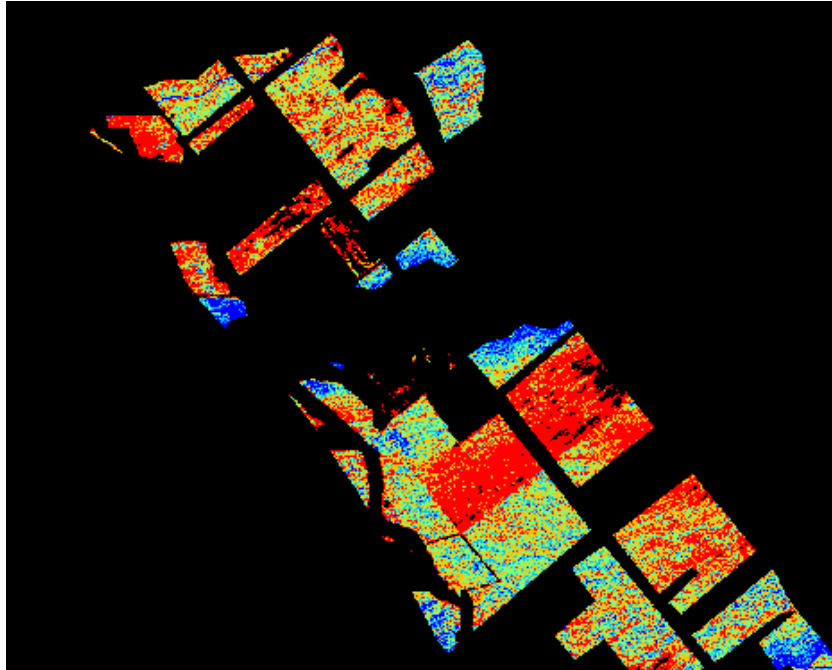


Διάγραμμα 4.10: Σύγκριση των τιμών υγρασίας των δειγμάτων με τις εκτιμώμενες τιμές του μοντέλου.

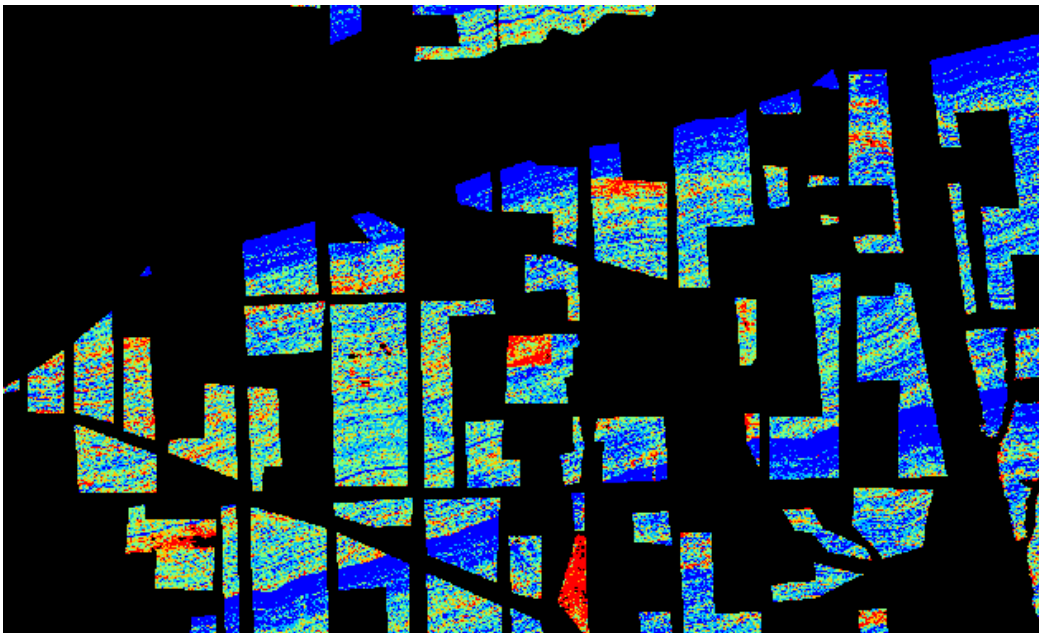
Σφάλμα μεταφερσιμότητας του μοντέλου στην υπερφασματική απεικόνιση

Στην απεικόνιση παρατηρούμε πως με την εφαρμογή του μοντέλου είναι δυνατή η κατηγοριοποίηση των εδαφών ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε υγρασία. Σε ορισμένα σημεία είναι δυνατός και ο διαχωρισμός αγροτεμαχίων που είναι πιθανώς πρόσφατα ποτισμένα (Εικόνα 4.22). Παρατηρείται όμως και ένα συστηματικό σφάλμα του μοντέλου, στα όρια της κάθε λωρίδας της λήψης. Οι σκοτεινότερες περιοχές στα άκρα κάθε λωρίδας λήψης της εικόνας οφείλονται σε ραδιομετρικό σφάλμα του δέκτη,

επηρεάζουν την απόδοση του μοντέλου, προκαλώντας υποτίμηση της εδαφικής υγρασίας (Εικόνα 4.23).



Εικόνα 4.22: Λεπτομέρεια του χάρτη υγρασίας, στην οποία διακρίνονται αγροτεμάχια με πολύ μεγαλύτερη τιμή υγρασίας από τα περιβάλλοντα αγροτεμάχια.



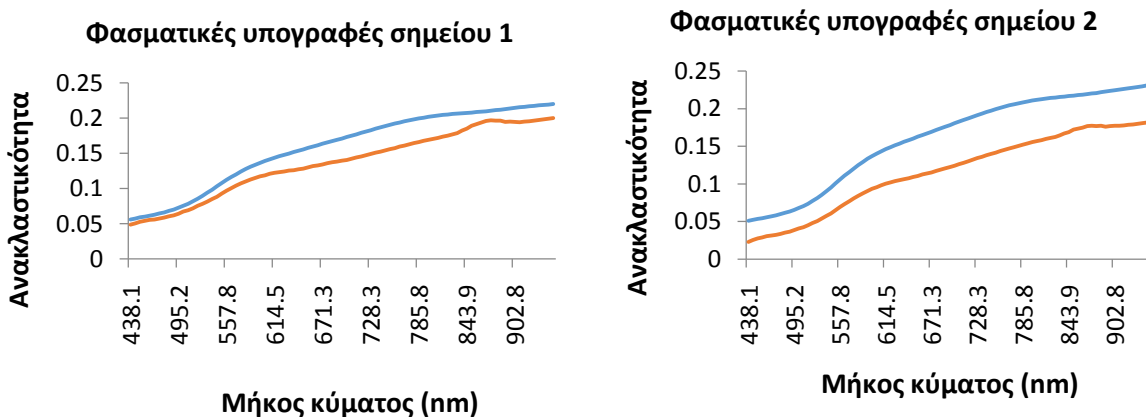
Εικόνα 4.23: Λεπτομέρεια του χάρτη υγρασίας. Διακρίνεται η υποτίμηση της τιμής της εδαφικής υγρασίας κατά μήκος των ορίων της λωρίδας πτήσης.

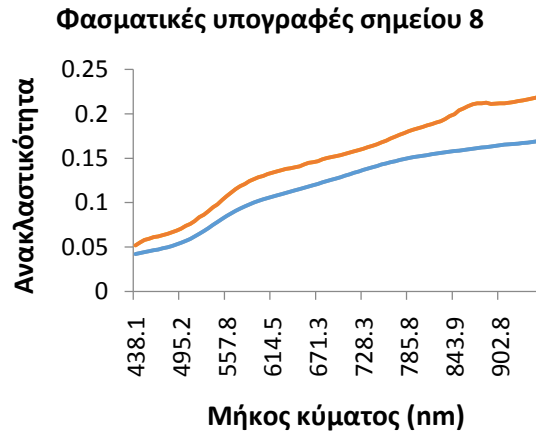
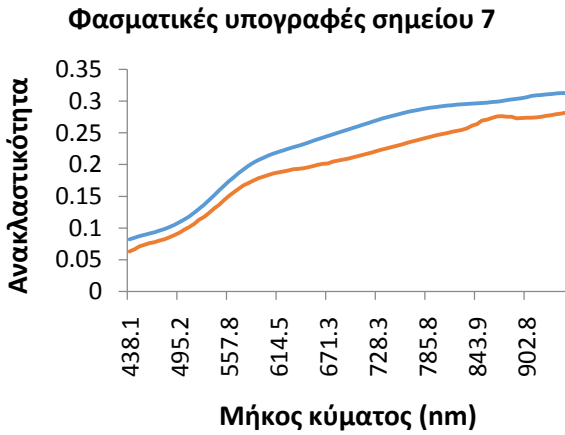
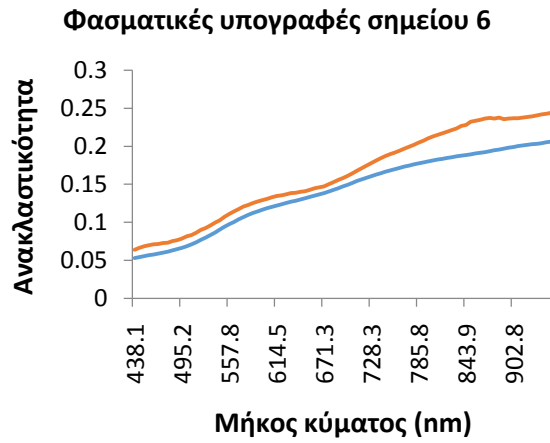
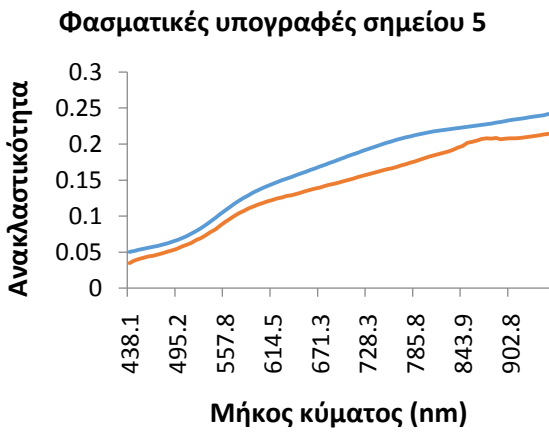
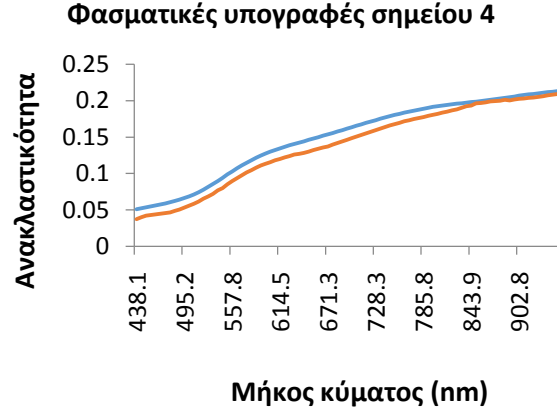
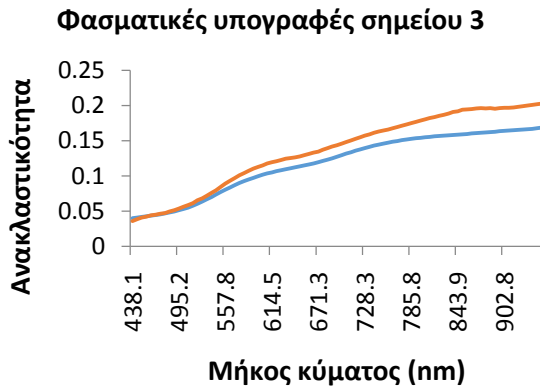
Για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής του μοντέλου στην απεικόνιση ο βέλτιστος τρόπος είναι η σύγκριση των εκτιμήσεων της υγρασίας, με επίγειες μετρήσεις υγρασίας που έγιναν την στιγμή της λήψης. Όμως, τα δεδομένα πεδίου που διαθέτουμε δεν περιλαμβάνουν τιμές εδαφικής υγρασίας, κάτι που καθιστά την εμπειρική αξιολόγηση του χάρτη της υγρασίας αδύνατη. Ωστόσο η αξιολόγηση του χάρτη μπορεί να γίνει θεωρητικά, μελετώντας τις πηγές σφαλμάτων και τον τρόπο μετάδοσής τους μέσα από τον υπολογισμό του χάρτη.

Σε θεωρητικό επίπεδο οι πηγές των σφαλμάτων είναι δύο:

- Το σφάλμα εκτίμησης του μοντέλου, το οποίο υπολογίστηκε κατά την αξιολόγηση του μοντέλου και είναι ίσο με 0.1086
- Το σφάλμα που οφείλεται στο σφάλμα της υπερφασματικής απεικόνισης λόγω της παρεμβολής της ατμόσφαιρας. Η ατμοσφαιρική διόρθωση μειώνει αυτό το σφάλμα αλλά δεν μπορεί να το μηδενίσει. Το σφάλμα αυτό μπορεί να υπολογιστεί συγκρίνοντας τις φασματικές υπογραφές των οκτώ επίγεια μετρημένων φασματικών υπογραφών κατά την ημερομηνία λήψης της απεικόνισης με τις αντίστοιχες φασματικές υπογραφές της απεικόνισης.

Μέσω της λειτουργίας Point Sampling του προγράμματος QGIS ανακτήσαμε τις φασματικές υπογραφές των οκτώ σημείων επι της εικόνας, στα οποία έγιναν οι επιγειες μετρήσεις ανακλαστικότητας. Έπειτα συγκρίναμε τις φασματικές υπογραφές για κάθε σημείο (Διάγραμμα 4.11).





— GER
— CASI

Διάγραμμα 4.11: Οι φασματικές υπογραφές των οκτώ σημείων, όπως αυτές μετρήθηκαν στο πεδίο (μπλέ χρώμα) και στην εικόνα (πορτοκαλί χρώμα).

Από τις παραπάνω διαφορές υπολογίστηκε η μέση απόκλιση μεταξύ εικόνας και πεδίου για κάθε κανάλι. Με απλή μετάδοση σφαλμάτων υπολογίστηκε το μέγεθος του σφάλματος που μεταφέρεται από τις τιμές της ανακλαστικότητας κάθε καναλιού, στην εκτιμώμενη υγρασία. Τα σφάλματα των μεμονομένων καναλιών κυμαίνονται μεταξύ 0.015 και 0.034, η μετάδοσή τους όμως έχει ως αποτέλεσμα ένα πρόσθετο σφάλμα ίσο με 6% ($RMS = 0.0594$) στην εκτίμηση της υγρασίας. Μαζί με το σφάλμα εκτίμησης του μοντέλου, η συνολική μέση απόκλιση της εκτίμησης του μοντέλου ισούται με 17% ($RMS = 0.1683$).

Μελετώντας τα αποτελέσματα της παραπάνω ενότητας, και τα αποτελέσματα της θεωρητικής αξιολόγησης για τη μεταφερσιμότητα του μοντέλου, μπορούμε να κάνουμε τις παρακάτω παρατηρήσεις:

- Η συσχέτιση με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων φέρει πολύ καλά αποτελέσματα συσχέτισης για όλα τα μοντέλα.
- Κανένα από τα μοντέλα συσχέτισης φασματο-ραδιομετρικών δεδομένων δεν προκύπτει αρκετά αξιόπιστο. Ακόμα και με αξιολόγησή τους με επίγεια υπερφασματικά δεδομένα, δεν βρέθηκε ακρίβεια μεγαλύτερη από 10.86% ($RMS = 0.077$).
- Το πιο αξιόπιστο μοντέλο προκύπτει από την χρήση των τιμών της πρώτης παραγώγου της ανακλαστικότητας, για τμήμα του φάσματος από 500 έως 1800 nm.
- Ο περιορισμός των καναλιών σε τμήμα του φάσματος μικρότερο από τα 1000 nm επηρεάζει σημαντικά την ακρίβεια εκτίμησης της εδαφικής υγρασίας, αποδίδοντας στο βέλτιστο μοντέλο την ακρίβεια του 10.86%. Σφάλματα των υπόλοιπων μοντέλων της τάξεως του 11% έως 25% είναι πολύ μεγάλα για να μπορούν να εφαρμοστούν στην εκτίμηση εδαφικής υγρασίας σε εργασίες μεγάλης κλίμακας.
- Το μοντέλο συσχέτισης των τιμών ανακλαστικότητας, τείνει να έχει καλή εκτιμητική ακρίβεια για υγρασίες μικρότερες από 15%. Ακρίβεια η οποία χάνεται σε μεγαλύτερες υγρασίες.
- Στα δείγματα 8, 11 και 12 της αξιολόγησης, το μοντέλο εμφανίζει πολύ μεγάλα σφάλματα, γεγονός που αναδεικνύει την χαμηλή αξιοπιστία του.
- Η μεταφορά του μοντέλου στην υπερφασματική απεικόνιση φέρει ορισμένα αποτελέσματα τα οποία βοηθούν στον διαχωρισμό των γυμνών εδαφών σε βασικές κατηγορίες υγρασίας.
- Ο διαχωρισμός των εδαφών του χάρτη σε κατηγορίες υγρασίας, φέρει σημαντικά σφάλματα στα όρια των λωρίδων πτήσης λόγω ραδιομετρικών σφαλμάτων της απεικόνισης. Στις περιοχές αυτές παρατηρείται σημαντική υποτίμηση των τιμών της εδαφικής υγρασίας.
- Η επίδραση της ατμόσφαιρας στις υπερφασματικές λήψεις αερομεταφερόμενων δεκτών έχει σημαντική επίδραση στη μεταφορά των μοντέλων συσχέτισης, ακόμα

και μετά από ατμοσφαιρική διόρθωση. Το σφάλμα εκτίμησης αυξάνεται κατά 0.06.

- Η μεταφορά του μοντέλου ανακλαστικότητας στην υπερφασματική απεικόνιση έχει θεωρητικό συνολικό σφάλμα ίσο 17% ($RMS = 0.1683$), το οποίο καθιστά το μοντέλο αναξιόπιστο.

4.4 Εκτίμηση υγρασίας από πολυφασματικά δεδομένα LandSat

4.4.1 Υπολογισμός του δείκτη υγρασίας SMI

Ο δείκτης SMI χρησιμοποιείται ευρέως για την ταξινόμηση εδαφών σε κατηγορίες περιεκτικότητας σε νερό. Η εξίσωση υπολογισμού του δείκτη εξαρτάται από την τιμή του NDVI των εικονοστοιχείων της εικόνας, όπως και την τιμή του θερμικού καναλιού (κανάλι 7) του δέκτη ETM+. Σκοπός μας είναι να εξετάσουμε εάν οι τιμές του δείκτη για τα γυμνά εδάφη μπορούν να συσχετιστούν με τις τιμές της υγρασίας.



Εικόνα 4.24: Έγχρωμο σύνθετο RGB της πολυφασματικής απεικόνισης LandSAT 7.0, της περιοχής του Αξιού.

Η επεξεργασία της πολυφασματικής απεικόνισης έγινε με το λογισμικό ER Mapper 7.0. Αρχικά απομονώθηκε το τμήμα της εικόνας που αντιστοιχεί στην περιοχή μελέτης του Αξιού (Εικόνα 4.24) και στη συνέχεια υπολογίστηκε ο δείκτης NDVI (Εικόνα 4.25). Οι τιμές του NDVI κυμαίνονται από -0.43 έως 0.68, με τις ακραίες αρνητικές τιμές να αντιστοιχούν σε περιοχές της απεικόνισης που καλύπτονται από νερό όπως φαίνεται και από την εικόνα 4.26. Η Εικόνα 4.26 προέκυψε από εφαρμογή μάσκας επί της εικόνας του δείκτη NDVI (Εικόνα 4.25) όπου οι τιμές με μέγεθος μεγαλύτερο του -0.1 έχουν αφαιρεθεί.



Εικόνα 4.25: Απεικόνιση greyscale των τιμών του δείκτη NDVI για την περιοχή μελέτης.

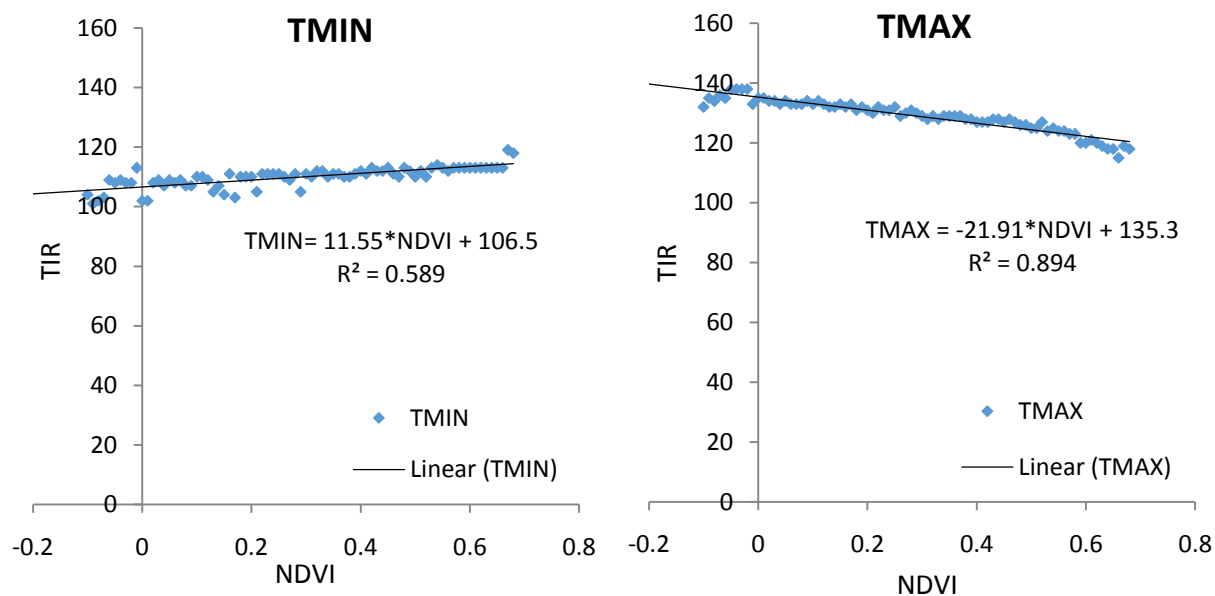


Εικόνα 4.26: Απεικόνιση των περιοχών με τιμή NDVI μικρότερη από -0.1 (άσπρο χρώμα).

Ο υπολογισμός του δείκτη SMI απαιτεί την καταγραφή των μέγιστων και ελάχιστων τιμών του θερμικού καναλιού για κάθε τιμή του δείκτη NDVI. Οι τιμές αυτές συγκεντρώθηκαν σε υπολογιστικό φύλλο Excel για να υπολογιστεί το τραπέζιο TIR-NDVI. Σε μία προσπάθεια να ευαισθητοποιήσουμε τις τιμές του δείκτη SMI στις περιοχές του εδάφους αφαιρέσαμε από την συσχέτιση τα δεδομένα που αντιστοιχούν σε τιμές του NDVI μικρότερες από -0.1. Οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές του θερμικού υπέρυθρου, ανά τιμή του NDVI παρατίθενται στον Πίνακα 4.13. Οι γραμμικές παρεμβολές για τις τιμές TMIN και TMAX παρατίθενται στο Διάγραμμα 4.12. Η τιμή του δείκτη SMI προκύπτει από την εξίσωση: $SMI = \frac{T_{smax} - T_s}{T_{smax} - T_{smin}}$ ενώ η απεικόνιση του δείκτη έγινε μέσω του λογισμικού ER Mapper (Εικόνα 4.27), όπως και η ταξινόμηση των εικονοστοιχείων σε πέντε κατηγορίες (Εικόνα 4.28).

Πίνακας 4.13: Ελάχιστες (TMIN) και μέγιστες (TMAX) τιμές του θερμικού υπέρυθρου για κάθε τιμή του NDVI.

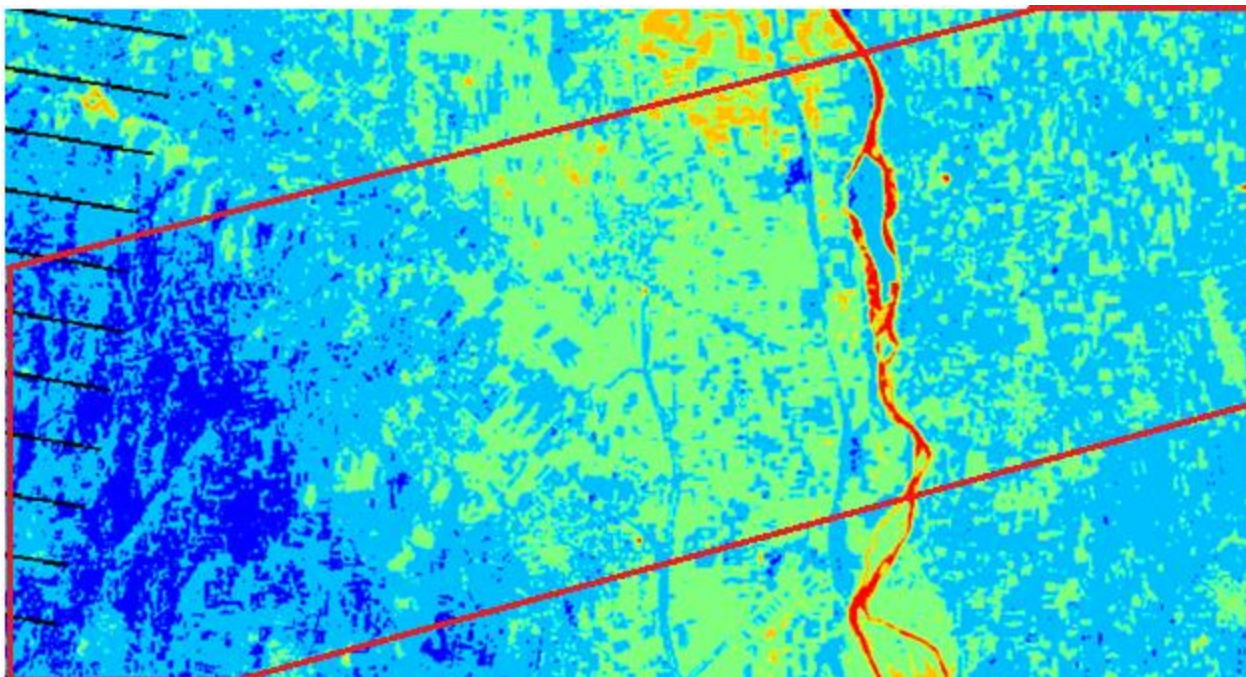
NDVI	TMIN	TMAX	NDVI	TMIN	TMAX	NDVI	TMIN	TMAX
-0.1	104	132	0.17	103	133	0.44	112	128
-0.09	101	135	0.18	110	131	0.45	113	127
-0.08	102	134	0.19	110	132	0.46	111	128
-0.07	103	136	0.2	110	131	0.47	110	127
-0.06	109	135	0.21	105	130	0.48	113	126
-0.05	108	138	0.22	111	132	0.49	112	126
-0.04	109	138	0.23	111	131	0.5	110	125
-0.03	108	138	0.24	111	131	0.51	112	125
-0.02	108	138	0.25	111	132	0.52	110	127
-0.01	113	133	0.26	110	129	0.53	113	124
0	102	135	0.27	109	130	0.54	114	125
0.01	102	135	0.28	111	131	0.55	113	124
0.02	108	134	0.29	105	130	0.56	112	124
0.03	109	134	0.3	111	129	0.57	113	123
0.04	107	133	0.31	110	128	0.58	113	123
0.05	109	134	0.32	112	129	0.59	113	120
0.06	108	133	0.33	112	128	0.6	113	120
0.07	109	133	0.34	110	129	0.61	113	121
0.08	107	133	0.35	111	129	0.62	113	120
0.09	107	134	0.36	111	129	0.63	113	119
0.1	110	133	0.37	110	129	0.64	113	118
0.11	110	134	0.38	110	128	0.65	113	118
0.12	109	133	0.39	111	128	0.66	113	115
0.13	105	132	0.4	112	127	0.67	119	119
0.14	107	132	0.41	111	127	0.68	118	118
0.15	104	133	0.42	113	127			
0.16	111	132	0.43	112	128			



Διάγραμμα 4.12: Γραμμικές συσχετίσεις των TMIN και TMAX με τις τιμές του NDVI.



Εικόνα 4.27: Απεικόνιση greyscale του δείκτη SMI. Οι τιμές του δείκτη κυμαίνονται από 0 έως 0,15. Οι υγρότερες περιοχές αντιστοιχούν σε ανοιχτούς τόνους του γκρι.

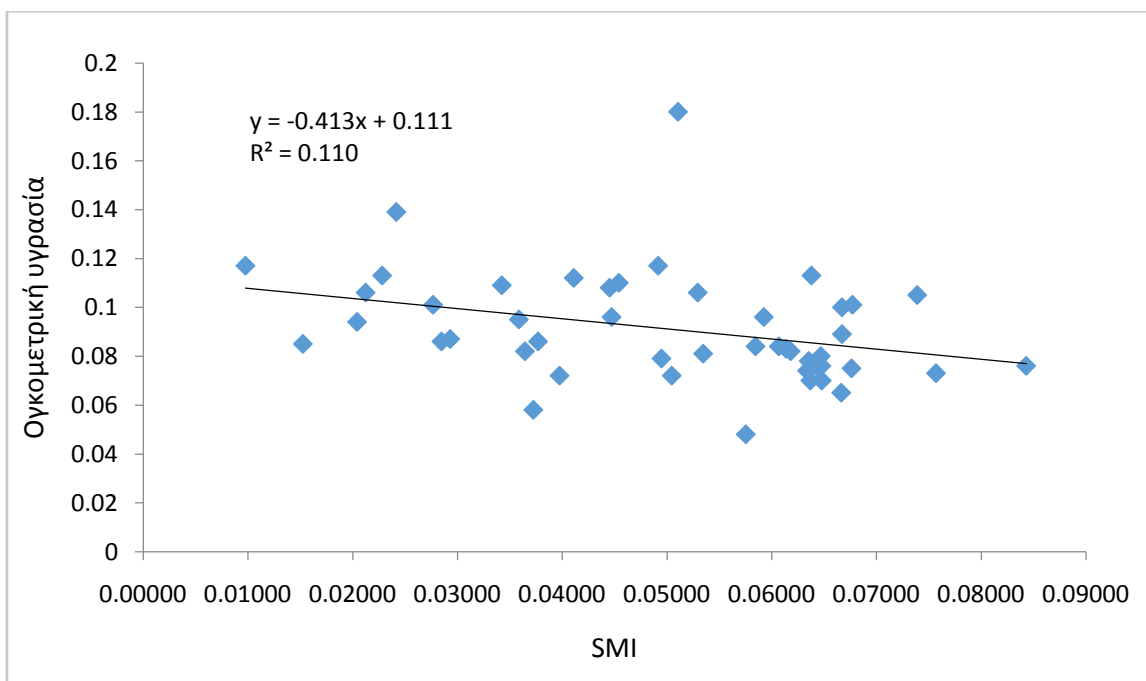


Εικόνα 4.28: Απεικόνιση του δείκτη SMI μετά από ταξινόμηση σε πέντε κατηγορίες. Οι ξηρότερες περιοχές διακρίνονται έχουν μπλέ χρώμα, και οι υγρότερες κόκκινο. Το κόκκινο περίγραμμα αντιστοιχεί στα όρια της περιοχής που καλύφτηκε από την υπερφασματική απεικόνιση του δέκτη CASI-550

4.4.2 Αξιολόγηση και παρατηρήσεις

Παρατηρούμε πως οι τιμές του δείκτη SMI κυμαίνονται από 0 έως 0,15 και δεν περιορίζονται σε γυμνά εδάφη αλλά σε όλα τα είδη επιφανειακής κάλυψης. Η κάλυψη αυτή μπορεί να περιλαμβάνει πολλές διαφορετικές κατηγορίες γής, όπως οικισμούς, νερό και βλάστηση. Συνεπώς ο δείκτης αποτελεί ένα εργαλείο ταξινόμησης μιας περιοχής απεικόνισης σε βασικές κατηγορίες υγρασίας, που εξαρτώνται από την παρουσία βλάστησης.

Ωστόσο, επικεντρωθήκαμε στα τμήματα του γυμνού εδάφους της απεικόνισης, για να μελετήσουμε εάν οι τιμές του δείκτη στις περιοχές γυμνού εδάφους έχουν ικανοποιητική συσχέτιση με την υγρασία. Ορισμένες από τις περιοχές στις οποίες έγινε η δειγματοληψία τον Μάρτιο του 2011 είναι περιοχές γυμνού εδάφους και συμπεριλαμβάνονται στην απεικόνιση του δείκτη SMI που κατασκευάσαμε παραπάνω. Μέσω του Point Sampling Tool του λογισμικού QGIS λάβαμε τις τιμές του δείκτη SMI για τα 47 σημεία δειγματοληψίας που περιλαμβάνονται στην απεικόνιση. Στη συνέχεια έγινε γραμμική συσχέτιση των τιμών με την ογκομετρική υγρασία του κάθε δείγματος (Διάγραμμα 4.13).



Διάγραμμα 4.13: Γραμμική συσχέτιση των τιμών του SMI με τις τιμές της υγρασίας των 47 δειγμάτων.

Από τα παραπάνω αποτελέσματα μπορούμε να κάνουμε τις εξής παρατηρήσεις:

- Ο δείκτης SMI είναι μία μέθοδος διαχωρισμού της οπτικής επιφάνειας του εδάφους σε κατηγορίες ανάλογα με την περιεκτικότητα σε υγρασία.
- Η τιμή του δείκτη SMI είναι άμεσα εξαρτώμενη από την τιμή του δείκτη NDVI και την παρουσία βλάστησης.
- Η κατηγοριοποίηση με την χρήση του δείκτη SMI δεν περιορίζεται σε γυμνά εδάφη αλλά περιλαμβάνει και περιοχές βλάστησης, οικισμούς ή επιφάνειες καλυμμένες με νερό.
- Οι επιφάνειες που αντιστοιχούν σε γυμνά εδάφη εμφανίζουν τιμές δείκτη μεταξύ 0,008 και 0,09 την στιγμή που το σύνολο των τιμών του δείκτη κυμαίνεται από 0 έως 0,15.
- Οι τιμές του δείκτη που αντιστοιχούν σε γυμνά εδάφη έχουν κακή συσχέτιση ($R^2 = 0.11$) με τις τιμές ογκομετρικής υγρασίας των εδαφών αυτών. Συνεπώς ο δείκτης δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της περιεκτικότητας γυμνών εδαφών σε νερό.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή μελετήθηκε η θεωρία γύρω από τη μετάδοση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και του τρόπου αλληλεπίδρασης της ακτινοβολίας με το έδαφος. Επίσης μελετήθηκαν οι εξελίξεις στις μεθόδους επεξεργασίας μικροκυματικών, πολυφασματικών και υπερφασματικών δεδομένων για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας. Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται η παράθεση των τελικών συμπερασμάτων που προέκυψαν από την μελέτη της θεωρίας και των εφαρμογών που ακολουθήσαμε. Τα συμπεράσματα είναι τα εξής:

- Η εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας είναι ένας τομέας της τηλεπισκόπησης που βρίσκεται υπό εξέλιξη. Κατά την μελέτη μεθόδων, έχουν χρησιμοποιηθεί μικροκυματικοί δέκτες, ενεργητικοί και παθητικοί, αλλά και πολυφασματικοί παθητικοί δέκτες. Ο παθητικός μικροκυματικός δέκτης SMOS, έχει χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της υγρασίας με πολύ ικανοποιητική ακρίβεια (4%) αλλά πολύ χαμηλή χωρική ανάλυση (50 km). Η μεγάλη χωρική και χρονική μεταβλητότητα της υγρασίας όμως καθιστά την χρήση παθητικών δεκτών ακατάλληλη, γεγονός που μας περιορίζει στην χρήση ραντάρ συνθετικού ανοίγματος, και υπερφασματικούς δέκτες υψηλής ανάλυσης.
- Η επιλογή τηλεπισκοπικών μεθόδων που έχουν αναπτυχθεί, αλλά και η απόπειρα δοκιμής καινούριων μεθόδων, απαιτεί πολύ καλή γνώση του θεωρητικού υποβάθρου. Αυτό περιλαμβάνει την φύση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, της ατμόσφαιρας, του εδάφους, και του τρόπου που αυτά αλληλεπιδρούν. Πιο συγκεκριμένα, απαιτείται: 1) κατανόηση της επίδρασης του μήκους κύματος και της πόλωσης στην ικανότητά της να διεισδύει στην ύλη, 2) γνώση των επιπτώσεων της ατμόσφαιρας στο ηλεκτρομαγνητικό φάσμα, 3) πλήρης γνώση των οπτικών χαρακτηριστικών του εδάφους και του τρόπου που αυτά μεταβάλλονται ανάλογα με την φυσική και χημική σύσταση του εδάφους, 4) γνώση των ενεργητικών και παθητικών δεκτών και των δυνατοτήτων τους για την επιλογή του καταλληλότερου. Τέλος η κατανόηση της προσέγγισης και της λειτουργίας των ήδη υπάρχοντων μεθόδων εκτίμησης, βοηθά στην βέλτιστη εφαρμογή τους, αλλά και στην συλλογή των απαραίτητων στοιχείων για την έρευνα μιας νέας μεθόδου.
- Η εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας από μικροκυματικά δεδομένα ραντάρ συνθετικού ανοίγματος, έχει αποδειχτεί δυνατή. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η το ποσό της ακτινοβολίας που επιστρέφει στον δέκτη, είναι συνάρτηση της επιφανειακής τραχύτητας και της διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους, που συνδέεται άμεσα με την εδαφική υγρασία. Επίσης το μεγάλο μήκος κύματος της ακτινοβολίας του μικροκυματικού φάσματος της επιτρέπει να διαδίδεται χωρίς

καμία επίδραση από την ατμόσφαιρα, αλλά και να διεισδύει στην βλάστηση και στο έδαφος. Από μελέτες μεθόδων εκτίμησης από δεδομένα SAR, τα καλύτερα αποτελέσματα έχουν παρατηρηθεί με την χρήση θεωρητικών και ημι-εμπειρικών μοντέλων οπισθοσκέδασης.

- Τα θεωρητικά μοντέλα οπισθοσκέδασης εκφράζουν, με αναλυτικά μαθηματικά μοντέλα την δομή του εδάφους και την τρόπο που σκεδάζεται η ακτινοβολία σε αυτό. Μπορούν να φέρουν πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα αλλά, η μεγάλη υπολογιστική ισχύς που απαιτούν τα καθιστά μη κατάλληλα για ευρεία χρήση. Αντιθέτως τα ημι-εμπειρικά μοντέλα οπισθοσκέδασης αποτελούνται από απλές μαθηματικές εκφράσεις της οπισθοσκέδασης ως συνάρτηση της διηλεκτρικής σταθεράς, της υγρασίας και της τραχύτητας, και έχουν πολύ λίγες απαιτήσεις. Όμως, είναι απαραίτητη η εκπαίδευσή τους με μετρήσεις εδαφικής τραχύτητας, υγρασίας και φυλλικής επιφάνειας της βλάστησης, για την εκπαίδευση του μοντέλου και τον έλεγχο της αξιοπιστίας του. Επίσης, όλα τα μοντέλα οπισθοσκέδασης έχουν ισχύ μόνο για την συγκεκριμένη περιοχή και την συγκεκριμένη χρονική περίοδο που εφαρμόστηκαν.
- Η επιλογή της πόλωσης της ακτινοβολίας έχει μεγάλη επίδραση στην ποιότητα των αποτελεσμάτων, καθώς μεταβάλλεται η επίδραση της επιφανειακής τραχύτητας και της βλάστησης. Οι πολώσεις HH και VV αντιστοιχούν σε επιφανειακή σκέδαση, ενώ οι πολώσεις HV και VH αντιστοιχούν σε σκέδαση όγκου, και επηρεάζονται σε μικρότερο βαθμό από την εδαφική υγρασία. Επίσης ανάλογα με την γεωμετρία της λήψης, η επιλογή της πόλωσης μπορεί να μειώσει σημαντικά την επίδραση της βλάστησης στον συντελεστή οπισθοσκέδασης. Σε γενικές γραμμές η μελέτη διαφορετικών συσχετίσεων έχει αποδείξει πως η συσχέτιση των λόγω οπισθοσκέδασης, και κυρίως των σ_{HH}/σ_{VV} και σ_{HV}/σ_{VV} , τείνει να έχει καλύτερα αποτελέσματα διότι μειώνεται η επίδραση της τραχύτητας. Μέθοδοι αφαίρεσης της μεταβλητής της τραχύτητας και της βλάστησης περιλαμβάνουν επίσης την αφαίρεση δύο διαδοχικών λήψεων διαφοράς λίγων ημερών και έχουν πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα.
- Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας μελετήθηκε η δυνατότητα συσχέτισης της υγρασίας από δεδομένα δέκτη TerraSAR-X, ο οποίος παρέχει προϊόντα για το κανάλι X με πολώσεις HH και HV. Η απευθείας συσχέτιση της υγρασίας με την τιμή των λογων σ_{HV}/σ_{HH} και σ_{HH}/σ_{HV} για γυμνά εδάφη, χωρίς την παρεμβολή μοντέλων οπισθοσκέδασης, είχε μη ικανοποιητικά αποτελέσματα. Αυτό οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι αγνοήθηκε πλήρως η επίδραση της εδαφικής τραχύτητας στην οπισθοσκέδαση. Συνεπώς, το συμπέρασμα αυτό ενισχύει την άποψη πως η λήψη μετρήσεων τραχύτητας επί του πεδίου είναι απαραίτητη για την εκτίμηση της υγρασίας.

- Οι προσπάθειες για την ανάπτυξη μεθόδων εκτίμησης υγρασίας από πολυφασματικά δεδομένα, οφείλονται στο γεγονός ότι υπάρχει μεγάλωρο πλήθος δεκτών για αυτά τα δεδομένα. Η ικανότητα επιλογής του καταλληλότερου δέκτη και του προγραμματισμού της λήψης της δορυφορικής απεικόνισης ανάλογα με τις ανάγκες της κάθε εργασίας, καθιστά τους πολυφασματικούς δέκτες πολύ πιο εύχρηστους για εργασίες μεγάλης κλίμακας.
- Οι μέθοδοι εμπειρικής συσχέτισης περιλαμβάνουν απλή γραμμική ή εκθετική παλινδρόμηση μεταξύ τιμών εδαφικής υγρασίας και τιμών ανακλαστικότητας, πρώτης παραγώγου ανακλαστικότητας, απορρόφησης ή διαφορές των τιμών αυτών. Τα καλύτερα αποτελέσματα συσχέτισης παρατηρούνται για τιμές καναλιών στα μήκη μύματος του εγγύς υπέρυθρου τμήματος του φάσματος, όπου η απορρόφηση λόγω παρουσίας υδροξυλικών δεσμών είναι ιδιαίτερα έντονη. Όμως, τα εμπειρικά μοντέλα που προκύπτουν είναι εξαιρετικά αναξιόπιστα καθώς στις περιοχές του φάσματος που λειτουργούν, υπάρχει έντονη επίδραση της ατμόσφαιρας. Τις περισσότερες φορές η παρεμβολή της ατμόσφαιρας καθιστά αδύνατη την εφαρμογή των εμπειρικών μοντέλων σε δεδομένα αερομεταφερόμενων ή δορυφορικών δεκτών.
- Οι μέθοδοι ημι-εμπειρικής συσχέτισης περιλαμβάνουν την μοντέλοποίηση της φασματικής υπογραφής και έπειτα την συσχέτιση συντελεστών του μοντέλου με τις τιμές της εδαφικής υγρασίας. Τα καλύτερα αποτελέσματα παρατηρούνται από το μοντέλο SMGM (Soil Moisture Gaussian Model) το οποίο μοντελοποιεί τον κανονικοποιημένο λογάριθμο της ανακλαστικότητας με μία ανάστροφη καμπύλη Gauss. Στη συνέχεια η υγρασία συσχετίζεται με σταθερές της καμπύλης, με ικανοποιητικά αποτελέσματα. Το θετικό χαρακτηριστικό του μοντέλου είναι η χαμηλή επιρροή που έχουν οι ζώνες απορρόφησης του νερού και της ατμόσφαιρας, καθώς δεν λαμβανονται υπόψη κατά την μοντελοποίηση. Όμως, το μοντέλο αυτό απαιτεί αναλυτικά υπερφασματικά δεδομένα για το τμήμα του φάσματος έως τα 2500 nm μήκους κύματος.
- Η δομή, η υφή και η χημική σύσταση του εδάφους επηρεάζουν τις οπτικές ιδιότητές του. Συνεπώς, προτείνεται η ταξινόμηση των εδαφών με βάση εκτενείς δειγματοληψίες επί του πεδίου, πριν την εφαρμογή οποιασδήποτε συσχέτισης. Το γεγονός αυτό, όμως, συνεπάγεται πως όλα τα υπερφασματικά μοντέλα εδαφικής υγρασίας ειδικεύονται για την συγκεκριμένη περιοχή για την οποία αναπτύσσονται. Επίσης η ποιότητα των αποτελεσμάτων της συσχέτισης εξαρτάται άμεσα από την ποιότητα των επίγειων μετρήσεων.
- Λόγω του μικρού μήκους κύματος στο ορατό και το εγγύς υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, η ακτινοβολία εμφανίζει πολύ μικρό ποσοστό διείσδυσης στην ύλη, σε αντίθεση με τη μικροκυματική ακτινοβολία. Συνεπώς, τα υπερφασματικά μοντέλα εκτίμησης υγρασίας επηρεάζονται σε μεγάλο ποσοστό από την παρουσία

βλάστησης καθώς αυτή εμποδίζει την ακτινοβολία από το να αλληλεπιδράσει με την επιφάνεια του εδάφους. Επίσης το μικρό βάθος διείσδυσης στο έδαφος μειώνει την αξιοπιστία των μοντέλων αυτών σε περιπτώσεις επιφανειακής ξήρανσης του εδάφους, οδηγώντας σε σημαντική υποτίμηση της πραγματικής τιμής της υγρασίας.

- Στο πλαίσιο της εργασίας αυτής έγινε η εξέταση εκτίμησης της εδαφικής υγρασίας από φασματοραδιομετρικά δεδομένα πεδίου. Η συσχέτιση πολλαπλών μεταβλητών με τη μέθοδο των μερικών ελαχίστων τετραγώνων απέφερε πολύ καλά αποτελέσματα για τα δεδομένα πεδίου. Μάλιστα η εφαρμογή της μεθόδου πολλαπλών μεταβλητών κρίνεται αποτελεσματικότερη από την απλή συσχέτιση μεμονομένων μεταβλητών. Η ακρίβεια της εκτίμησης της εδαφικής υγρασίας έφτάσε το 7%, ποσό που επιτυγχάνεται από την συσχέτιση της πρώτης παραγώγου της ανακλαστικότητας με την υγρασία, και είναι αρκετά ικανοποιητικό. Αποτελέσματα καλύτερα του 7% μπορούν να επιτευχθούν μόνο με την χρήση του μοντέλου SMGM το οποίο όμως απαιτεί μετρήσεις ακριβείας με φασματικές υπογραφές έως και τα 2500 nm, κάτι που στην εργασία αυτή δεν ήταν διαθέσιμο. Επίσης η αφαίρεση τμήματος του εγγύς υπέρυθρου φάσματος από τις συσχετίσεις επηρεάζει σημαντικά την ακρίβεια της συσχέτισης και την ακρίβεια της εκτίμησης, η οποία μειώνεται δραματικά.
- Από την προηγούμενη παράγραφο συμπεραίνουμε ότι σε περίπτωση ανάπτυξης αντίστοιχου εμπειρικού μοντέλου με χρήση αερομεταφερόμενων υπερφασματικών απεικονίσεων θα είχαμε περίπου τις ίδιες ακρίβειες. Η συσχέτιση, με την παραπάνω μέθοδο, των τιμών της εδαφικής υγρασίας με τις τιμές ανακλαστικότητας της υπερφασματικής απεικόνισης, πιθανόν να καθιστά δυνατή την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας από υπερφασματικά δεδομένα. Λόγω έλλειψης όμως των απαραίτητων δεδομένων, η περίπτωση αυτή δεν μπόρεσε να μελετηθεί στην εργασία αυτή.
- Τα αποτελέσματα από τη μεταφορά του εμπειρικού μοντέλου που αναπτύχθηκε με βάση τα φασματοραδιομετρικά δεδομένα, σε δεδομένα αερομεταφερόμενου δέκτη, δεν κρίθηκαν ικανοποιητικά. Η επίδραση της ατμόσφαιρας αποτελεί σημαντικό εμπόδιο στην εφαρμογή φασματο-ραδιομετρικών μοντέλων σε απεικονίσεις μεγάλης κλίμακας. Ακόμα και μετά από ατμοσφαιρική διόρθωση, τα εναπομείναντα σφάλματα του φάσματος κυμαίνονται μεταξύ του 1,5% και 3% ανάλογα με το μήκος κύματος. Η μεταφορά του σφάλματος αυτού μέσω της εξίσωσης του μοντέλου έχει ως αποτέλεσμα ένα σφάλμα της τάξεως του 5-6%. Το σφάλμα αυτό είναι επιπρόσθετο στο σφάλμα εκτίμησης του μοντέλου, γεγονός που ενισχύει την άποψη πως η επίδραση της ατμόσφαιρας στα υπερφασματικά δεδομένα, καθιστά τη μεταφορά του μοντέλου μη ενδεικνυόμενη μέθοδο για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας..

- Από την εξέταση του δείκτη SMI που υπολογίζεται από πολυφασματικά δεδομένα Land SAT 7.0 οδηγηθήκαμε στο συμπέρασμα πως ο δείκτης δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας. Ο δείκτης μπορεί μόνο να χρησιμοποιηθεί για την χοντρική ταξινόμηση των εδαφών σε κατηγορίες υδρολογικής δραστηριότητας, με βάση τις τιμές του θερμικού καναλιού και την πυκνότητα της βλάστησης. Οι τιμές του δείκτη για γυμνά εδάφη δεν φάνηκαν να έχουν ικανοποιητική συσχέτιση με την τιμή της εδαφικής υγρασίας.

ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Παρά την ολοκληρωμένη μελέτη του θέματος, οι πρακτικές εφαρμογές στο πλαίσιο αυτής της εργασίας έγιναν με ορισμένες ελλείψεις και παραδοχές που διατυπώθηκαν στα αντίστοιχα κεφάλαια. Οι ελλείψεις αυτές επηρεάζουν την ποιότητα των αποτελεσμάτων. Επομένως, στο κεφάλαιο αυτό γίνονται ορισμένες προτάσεις για την βελτίωση των πρακτικών εφαρμογών και της ποιότητάς τους. Οι προτάσεις αυτές είναι:

- Λήψη επίγειων μετρήσεων τραχύτητας και φυλλικής επιφάνειας παράλληλα με λήψεις δεδομένων TerraSAR-X. Αυτό θα επιτρέψει την εφαρμογή μοντέλων οπισθοσκέδασης στα δεδομένα, και τον έλεγχο της χρησιμότητας του μικροκυματικού καναλιού X στην εκτίμηση της υγρασίας. Επίσης αυτό θα βοηθήσει στην μελέτη της χρησιμότητας του δέκτη στην εκτίμηση εδαφικής υγρασίας, λόγω των περιορισμένων επιλογών πόλωσης που παρέχει.
- Λήψη δύο απεικονίσεων TerraSAR-X για την ίδια περιοχή, με παρεμβολή μερικών ημερών, παράλληλα με επίγειες μετρήσεις εδαφικής υγρασίας και τραχύτητας. Σκοπός είναι να εφαρμοστούν τα μοντέλα εκτίμησης που προκύπτουν από αφαίρεση των συντελεστών οπισθοσκέδασης δύο απεικονίσεων. Με αυτόν τον τρόπο θα προκύψουν συμπεράσματα γύρω από τις δυνατότητες και την ακρίβεια εφαρμογής τέτοιων μεθόδων σε δεδομένα που παρέχει ο δέκτης.
- Λήψη εκτενέστερων επίγειων υπερφασματικών μετρήσεων ανακλαστικότητας παράλληλα με τη λήψη υπερφασματικών απεικονίσεων για την ίδια περιοχής. Σκοπός είναι η ταξινόμηση των εδαφικών δειγμάτων και των εδαφών της απεικόνισης, πριν την εκπαίδευση και εφαρμογή των μοντέλων, και μελέτη του κατά πόσο αυτό βελτιώνει την ακρίβεια. Επίσης θα μπορέσει να εκτιμηθεί η επίδραση της χρονικής ασυμφωνίας των δεδομένων εκπαίδευσης και της απεικόνισης, στην ακρίβεια της εκτίμησης του μοντέλου.
- Εφαρμογή του μοντέλου SMGM σε φασματοραδιομετρικές μετρήσεις εδάφους και υπερφασματικά δεδομένα αερομεταφερόμενου δέκτη κατάλληλου φασματικού εύρους. Σκοπός είναι η μελέτη του μοντέλου ως προς την δυνατότητά του να αγνοεί τις επιδράσεις της ατμόσφαιρας κατά την εκτίμηση της υγρασίας.
- Λήψη μετρήσεων υγρασίας επί του πεδίου, παράλληλα με την λήψη της υπερφασματικής απεικόνισης. Στη συνέχεια, εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων για την συσχέτιση των τιμών της εδαφικής υγρασίας εδαφικών δειγμάτων με τιμές ανακλαστικότητας της υπερφασματικής απεικόνισης. Σκοπός θα είναι η μελέτη των δυνατοτήτων της μεθόδου αυτής στην εκτίμηση της

εδαφικής υγρασίας από υπερφασματικές απεικονίσεις, χωρίς την παρεμβολή εμπειρικών φασματο-ραδιομετρικών μοντέλων.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aggarwal, S., 2005. Principles of remote sensing. , pp.23–38.
- Altese, E., Bolognani, O., Mancini, M., Troch, P.A., 1996. Retrieving soil moisture over bare soil from ERS 1 synthetic aperture radar data: sensitivity analysis based on a theoretical surface scattering model and field data. *Water Resour. Res.* 32 (3), 653–661.
- Álvarez-Mozos, J., Casali, J., Gonzalez-Audí'cana, M., Verhoest, N.E.C., 2006. Assessment of the operational applicability of RADARSAT-1 data for surface soil moisture estimation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (4), 913–924.
- Álvarez-Mozos, J., Gonzalez-Audí'cana, M., Casali', J., 2007. Evaluation of empirical and semi-empirical backscattering models for surface soil moisture estimation. *Can. J. Remote Sens.* 33 (3), 176–188.
- Álvarez-Mozos, J., Gonzalez-Audí'cana, M., Casali', J., Larranaga, A., 2008. Effective versus measured correlation length for radar-based surface soil moisture retrieval. *Int. J. Remote Sens.* 29 (17–18), 5397–5408.
- Álvarez-Mozos, J., Verhoest, N.E.C., Larranaga, A., Casali', J., Gonzalez-Audí'cana, M., 2009. Influence of surface roughness spatial variability and temporal dynamics on the retrieval of soil moisture from SAR observations. *Sensors* 9 (1), 463–489.
- Anguela, T.P., Zribi, M., Baghdadi, N., Loumagne, C., 2010. Analysis of local variation of soil surface parameters with TerraSAR-X radar data over bare agricultural fields. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 48 (2), 874–881.
- Baghdadi, N., Aubert, M., Cerdan, O., Franchisteguy, L., Viel, C., Martin, E., Zribi, M., Desprats, J.F., 2007. Operational mapping of soil moisture using synthetic aperture radar data: application to the Touch Basin (France). *Sensors* 7 (10), 2458–2483.
- Baghdadi, N., Chaaya, J.A., Zribi, M., 2011. Semiempirical calibration of the integral equation model for SAR data in C-Band and cross polarization using radar images and field measurements. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 8 (1), 14–18.
- Baghdadi, N., Gaultier, S., King, C., 2002a. Retrieving surface roughness and soil moisture from synthetic aperture radar (SAR) data using neural networks. *Can. J. Remote Sens.* 28 (5), 701–711.
- Baghdadi, N., Gherboudj, I., Zribi, M., Sahebi, M., King, C., Bonn, F., 2004. Semiempirical calibration of the IEM backscattering model using radar images and moisture and roughness field measurements. *Int. J. Remote Sens.* 25 (18), 3593–3623.
- Baghdadi, N., Holah, N., Zribi, M., 2006. Calibration of the integral equation model for SAR data in C-band and HH and VV polarizations. *Int. J. Remote Sens.* 27 (4), 805–816.
- Baghdadi, N., King, C., Bonnifait, L., 2002b. An empirical calibration of the Integral Equation Model based on SAR data and soil parameters measurements. In: *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium and 24th Canadian Symposium on Remote Sensing*, vols. I–VI, pp. 2646–2650.

- Baghdadi, N., King, C., Bourguignon, A., Remond, A., 2002c. Potential of ERS and RADARSAT data for surface roughness monitoring over bare agricultural fields: application to catchments in Northern France. *Int. J. Remote Sens.* 23 (17), 3427–3442.
- Baghdadi, N., Cerdan, O., Zribi, M., Auzet, V., Darboux, F., El Hajj, M., Kheir, R.B., 2008. Operational performance of current synthetic aperture radar sensors in mapping soil surface characteristics in agricultural environments: application to hydrological and erosion modelling. *Hydrol. Process.* 22 (1), 9–20.
- Baghdadi, N., Zribi, M., 2006. Evaluation of radar backscatter models IEM, OH and Dubois using experimental observations. *Int. J. Remote Sens.* 27 (18), 3831–3852.
- Balenzano, A., Mattia, F., Satalino, G., Davidson, M.W.J., 2011. Dense temporal series of C-and L-band SAR data for soil moisture retrieval over agricultural crops. *IEEE J. Selct. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens.* 4 (2), 439–450.
- Baup, F., Mougin, E., de Rosnay, P., Timouk, F., Chenerie, I., 2007. Surface soil moisture estimation over the AMMA Sahelian site in Mali using ENVISAT/ASAR data. *Remote Sens. Environ.* 109 (4), 473–481.
- Ben-Dor, E. et al., 2009. Using Imaging Spectroscopy to study soil properties. *Remote Sensing of Environment*, 113, pp.S38–S55.
- Bloschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modeling: a review. *Hydrol. Process.* 9 (3–4), 251–290.
- Boisvert, J.B., Gwyn, Q.H.J., Chanzy, A., Major, D.J., Brisco, B., Brown, R.J., 1997. Effect of surface soil moisture gradients on modelling radar backscattering from bare fields. *Int. J. Remote Sens.* 18 (1), 153–170.
- Bosch, D.D., Lakshmi, V., Jackson, T.J., Choi, M., Jacobs, J.M., 2006. Large scale measurements of soil moisture for validation of remotely sensed data: Georgia soil moisture experiment of 2003. *J. Hydrol.* 323 (1–4), 120–137.
- Bourgeau-Chavez, L.L., Kasischke, E.S., Riordan, K., Brunzell, S., Nolan, M., Hyer, E., Slawski, J., Medvecz, M., Walters, T., Ames, S., 2007. Remote monitoring of spatial and temporal surface soil moisture in fire disturbed boreal forest ecosystems with ERS SAR imagery. *Int. J. Remote Sens.* 28 (10), 2133–2162.
- Bracaglia, M., Ferrazzoli, P., Guerriero, L., 1995. A fully polarimetric multiple scattering model for crops. *Remote Sens. Environ.* 54 (3), 170–179.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R., 2010. Spatial–temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. *Water Resour. Res.* 46, W02516.
- Brocca, L., Morbidelli, R., Melone, F., Moramarco, T., 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *J. Hydrol.* 333 (2–4), 356–373.
- Bryant, R., Moran, M.S., Thoma, D.P., Collins, C.D.H., Skirvin, S., Rahman, M., Slocum, K., Starks, P., Bosch, D., Gonzalez-Dugo, M.P., 2007. Measuring surface roughness height to parameterize radar backscatter models for retrieval of surface soil moisture. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 4 (1), 137–141.
- Callens, M., Verhoest, N.E.C., Davidson, M.W.J., 2006. Parameterization of tillage-induced single-scale soil roughness from 4-m profiles. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (4), 878–888.

- Calvet, J.C., Noilhan, J., 2000. From near-surface to root-zone soil moisture using year-round data. *J. Hydrometeorol.* 1 (5), 393–411.
- Charman, P. E. V., & Murphy, B.W. 1998. *Soils: Their Properties and Management*, 5th edition. Oxford University Press, Melbourne.
- Chen, K.S., Yen, S.K. & Huang, W.P., 1992. A Simple Model for Retrieving Bare Soil Moisture from Radar-Scattering Coefficients. , 4257(95).
- Chen, K.S., Wu, T.D., Tsay, M.K., Fung, A.K., 2000. A note on the multiple scattering in an IEM model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 38 (1), 249–256.
- Choi, M., Jacobs, J.M., 2007. Soil moisture variability of root zone profiles within SMEX02 remote sensing footprints. *Adv. Water Resour.* 30 (4), 883–896.
- Clark, R. N. 1999. Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy in *Manual of Remote Sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences*, (A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons, New York, p 3- 58. (<http://speclab.cr.usgs.gov/PAPERS.refl-mrs/refl4.html#section1.4>)
- Cosh, M.H., Jackson, T.J., Bindlish, R., Prueger, J.H., 2004. Watershed scale temporal and spatial stability of soil moisture and its role in validating satellite estimates. *Remote Sens. Environ.* 92 (4), 427–435.
- Crowell, B., 2014. *Light and Matter*.
- Das, N.N., Mohanty, B.P., 2008. Temporal dynamics of PSR-based soil moisture across spatial scales in an agricultural landscape during SMEX02: a wavelet approach. *Remote Sens. Environ.* 112 (2), 522–534.
- Davidson, M.W.J., Le Toan, T., Mattia, F., Satalino, G., Manninen, T., Borgeaud, M., 2000. On the characterization of agricultural soil roughness for radar remote sensing studies. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 38 (2), 630–640.
- Davidson, M.W.J., Le Toan, T., Mattia, F., Satalino, G., Verhoest, N.E.C., Borgeaud, M., 2001. Improving soil moisture retrieval by incorporating a priori information on roughness parameters. In: *Proceedings of the IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing*, July 9–13, 2001, pp.1306–1308.
- Davidson, M.W.J., Mattia, F., Satalino, G., Verhoest, N.E.C., Le Toan, T., Borgeaud, M., Louis, J.M.B., Attema, E., 2003. Joint statistical properties of RMS height and correlation length derived from multisite 1-m roughness measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41 (7), 1651–1658.
- DeAngelis, K.M., 2007. Measurement of soil moisture content by gravimetric method. , pp.1–2.
- De Roo, R. et al., 2001. A Semi-Empirical Backscattering Model at L-band and C-band for a Soybean Canopy with Soil Moisture Inversion.
- Dobson M.C., Ulaby F.T., 1998. Mapping soil moisture distribution with imaging radar in *Principles and Applications of Imaging Radar*, Edited by F.M. Henderson and A.J. Lewis, Wiley, 1998.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T., 1981. Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture. 3: Soil tension. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 19 (1), 51–61.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T., Hallikainen, M.T., Elrayes, M.A., 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil. 2: Dielectric mixing models. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 23 (1), 35–46.

- Donahue, Roy Luther; Miller, Raymond W.; Shickluna, John C. 1977. Soils: An Introduction to soils and Plant Growth. Prentice-Hall.
- Dubois, P.C., van Zyl, J., Engman, T., 1995a. Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 33 (4), 915–926.
- Dubois, P.C., van Zyl, J., Engman, T., 1995b. Corrections to “Measuring soil moisture with imaging radars”. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 33 (6), 1340.
- D’Urso, G., Minacapilli, M., 2006. A semi-empirical approach for surface soil water content estimation from radar data without a-priori information on surface roughness. *J. Hydrol.* 321 (1–4), 297–310.
- Entin, J.K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S.X., Namkhai, A., 2000. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 105 (D9), 11865–11877.
- Escadafal, R. & Huete, A.R., 1992. Soil Optical Properties and Environmental Applications of Remote Sensing. , pp.709–715.
- Famiglietti, J.S., Devereaux, J.A., Laymon, C.A., Tsegaye, T., Houser, P.R., Jackson, T.J., Graham, S.T., Rodell, M., van Oevelen, P.J., 1999. Ground-based investigation of soil moisture variability within remote sensing footprints during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment. *Water Resour. Res.* 35 (6), 1839–1851.
- Famiglietti, J.S., Rudnicki, J.W., Rodell, M., 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas. *J. Hydrol.* 210 (1–4), 259–281.
- Famiglietti, J.S., Ryu, D., Berg, A.A., Rodell, M., Jackson, T.J., 2008. Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resour. Res.* 44 (1), W01423.
- Farifteh, J., 2007. *Imaging Spectroscopy of salt-affected soils : Model-based integrated method.*
- Finn, M.P. et al., 2011. Remote Sensing of Soil Moisture Using Airborne Hyperspectral Data. , (4), pp.522–540.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations, Natural Resources Management and Environment Department, 2014. Irrigation Water Management: Introduction to irrigation. (http://www.fao.org/docrep/r4082e/r4082_e03.htm)
- Fung, A.K., 1994. Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications. Artech House Inc., Norwood, MA.
- Fung, A.K., Chen, K.S., 2004. An update on the IEM surface backscattering model. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 1 (2), 75–77.
- Fung, A.K., Li, Z.Q., Chen, K.S., 1992. Backscattering from a randomly rough dielectric surface. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 30 (2), 356–369.
- Gagnon, L. & Jouan, A., 1997. Speckle Filtering of SAR images - A Comparative Study Between Complex-Wavelet-Based and Standard Filters.
- Gherboudj, I. et al., 2011. Soil moisture retrieval over agricultural fields from multi-polarized and multi-angular RADARSAT-2 SAR data. *Remote Sensing of Environment*, 115(1), pp.33–43.
- Gherboudj, I., Magagi, R., Berg, A., Toth, B., 2009. Use of RADARSAT-2 images to develop a scaling method of soil moisture over an agricultural area. In: Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, vol. 3, pp. 510–514.

- Glenn, N.F., Carr, J.R., 2004. Establishing a relationship between soil moisture and RADARSAT-1 SAR data obtained over the Great Basin, Nevada, USA. *Can. J. Remote Sens.* 30 (2), 176–181.
- Griffiths, D., 1999. Introduction to Electrodynamics.
- Hallikainen, M.T., Ulaby, F.T., Dobson, M.C., Elrayes, M.A., Wu, L.K., 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil. 1: Empirical models and experimental observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 23 (1), 25–34.
- Haubrock, S.-N., 2008. Surface soil moisture quantification and validation based on hyperspectral data and field measurements. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2(1).
- Haubrock, S.-N. et al., 2008. Surface soil moisture quantification models from reflectance data under field conditions. *International Journal of Remote Sensing*, 29(1), pp.3–29.
- Heathman, G.C., Larose, M., Cosh, M.H., Bindlish, R., 2009. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA. *Catena* 78 (2), 159–169.
- Hively, W.D. et al., 2011. Use of Airborne Hyperspectral Imagery to Map Soil Properties in Tilled Agricultural Fields. *Applied and Environmental Soil Science*, 2011, pp.1–13.
- Hoeben, R., Troch, P.A., Su, Z.B., Mancini, M., Chen, K.S., 1997. Sensitivity of radar backscattering to soil surface parameters: a comparison between theoretical analysis and experimental evidence. In: *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 1368–1370.
- Horton, Robert E. 1933. The role of Infiltration in the hydrologic cycle.
- Hsieh, C.Y., Fung, A.K., Nesti, G., Sieber, A.J., Coppo, P., 1997. A further study of the IEM surface scattering model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35 (4), 901–909.
- Huang, S., Tsang, L., Njoku, E.G., Chan, K.S., 2010. Backscattering coefficients, coherent reflectivities, and emissivities of randomly rough soil surfaces at LBand for SMAP applications based on numerical solutions of Maxwell Equations in three-dimensional simulations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 48 (6), 2557–2568.
- Hubert, M. & Branden, K. Vanden, 2003. Robust Methods for Partial Least Squares Regression. , 2003(October), pp.1–37.
- Hupet, F., Vanclooster, M., 2002. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. *J. Hydrol.* 261 (1–4), 86–101.
- Iodice, A., Natale, A., Riccio, D., 2011. Retrieval of soil surface parameters via a polarimetric two-scale model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 49 (7), 2531–2547.
- Jackson, T.J., Chen, D.Y., Cosh, M., Li, F.Q., Anderson, M., Walthall, C., Doriaswamy, P., Hunt, E.R., 2004. Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soybeans. *Remote Sens. Environ.* 92 (4), 475–482.
- Jackson, T.J., Le Vine, D.M., Hsu, A.Y., Oldak, A., Starks, P.J., Swift, C.T., Isham, J.D., Haken, M., 1999. Soil moisture mapping at regional scales using microwave

- radiometry: the Southern Great Plains Hydrology Experiment. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 37 (5), 2136–2151.
- Jackson, T.J., McNairn, H., Weltz, M.A., Brisco, B., Brown, R., 1997. First order surface roughness correction of active microwave observations for estimating soil moisture. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35 (4), 1065–1069.
- Jackson, T.J., Schmugge, T.J., 1989. Passive microwave remote-sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 27 (2), 225–235.
- Jacobs, J.M., Mohanty, B.P., Hsu, E.C., Miller, D., 2004. SMEX02: field scale variability, time stability and similarity of soil moisture. *Remote Sens. Environ.* 92 (4), 436–446.
- Jensen, John R. 2006. *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. 2nd ed. Prentice Hall.
- Joseph, A.T., van der Velde, R., O'Neill, P.E., Lang, R., Gish, T., 2010. Effects of corn on C-and L-band radar backscatter: a correction method for soil moisture retrieval. *Remote Sens. Environ.* 114 (11), 2417–2430.
- Joseph, A.T., van der Velde, R., O'Neill, P.E., Lang, R.H., Gish, T., 2008. Soil moisture retrieval during a corn growth cycle using L-band (1.6 GHz) radar observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 46 (8), 2365–2374.
- Khanna, S. et al., 2007. Development of angle indexes for soil moisture estimation, dry matter detection and land-cover discrimination. *Remote Sensing of Environment*, 109(2), pp.154–165.
- Kim, Y., van Zyl, J.J., 2009. A time-series approach to estimate soil moisture using polarimetric radar data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47 (8), 2519–2527.
- Kurucu, Y., Sanli, F.B., Esetlili, M.T., Bolca, M., Goksel, C., 2009. Contribution of SAR images to determination of surface moisture on the Menemen Plain, Turkey. *Int. J. Remote Sens.* 30 (7), 1805–1817.
- Lambin, E.F. & Ehrlich, D., 1996. The surface temperature-vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 17(3), pp.463–487.
- Lawrence, H., Demontoux, F., Wigneron, J., Paillou, P., Wu, T., Kerr, Y.H., 2011. Evaluation of a numerical modeling approach based on the finite-element method for calculating the rough surface scattering and emission of a soil layer. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 8 (5), 953–957.
- Le Hegarat-Masclé, S., Zribi, M., Alem, F., Weisse, A., Loumagne, C., 2002. Soil moisture estimation from ERS/SAR data: toward an operational methodology. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40 (12), 2647–2658.
- Leeper, G.W. & Uren, N.C. 1993. *Soil Science: An introduction*, 5th edn. Melbourne University Press, Melbourne.
- Lievens, H., Verhoest, N.E.C., 2011. On the retrieval of soil moisture in wheat fields from L-band SAR based on water cloud modeling, the IEM, and effective roughness parameters. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 8 (4), 740–744.
- Lievens, H., Vernieuwe, H., Alvarez-Mozos, J., De Baets, B., Verhoest, N.E.C., 2009. Error in radar-derived soil moisture due to roughness parameterization: an analysis based on synthetic surface profiles. *Sensors* 9 (2), 1067–1093.
- Liu, W. et al., 2002. Relating soil surface moisture to reflectance. , 81, pp.238–246.

- Liu, W.Y., Chen, K.S., Tsay, M.K., Wu, T.D., 2003. A re-examination of the IEM model for microwave scattering from randomly rough boundary. *J. Chin. Inst. Eng.* 26 (3), 271–277.
- Loew, A., Mauser, W., 2006. A semiempirical surface backscattering model for bare soil surfaces based on a generalized power law spectrum approach. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (4), 1022–1035.
- Mandelbrot, B.B., 1983. *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman, New York.
- Manninen, T., Stenberg, P., Rautiainen, M., Voipio, P., Smolander, H., 2005. Leaf area index estimation of boreal forest using ENVISAT ASAR. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 43 (11), 2627–2635.
- Marzhan, L., Ludwig, R., 2009. On the derivation of soil surface roughness from multipolarimetric PolSAR data and its potential for hydrological modeling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (3), 381–394.
- Mattia, F., Davidson, M.W.J., Le Toan, T., D’Haese, C.M.F., Verhoest, N.E.C., Gatti, A.M., Borgeaud, M., 2003a. A comparison between soil roughness statistics used in surface scattering models derived from mechanical and laser profilers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41 (7), 1659–1671.
- Mattia, F., Le Toan, T., 1999. Backscattering properties of multi-scale rough surfaces. *J. Electromagn. Waves Appl.* 13 (4), 493–527.
- Mattia, F., Le Toan, T., Davidson, M., Borderies, P., Bachelier, E., Borgeaud, M., 2000. On the effect of multi scale surface roughness on SAR data. *CEOS SAR Workshop 450*, 569–574.
- Mattia, F., Le Toan, T., Picard, G., Posa, F.I., D’Alessio, A., Notarnicola, C., Gatti, A.M., Rinaldi, M., Satalino, G., Pasquariello, G., 2003b. Multitemporal C-band radar measurements on wheat fields. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41 (7), 1551–1560.
- Mattia, F., Satalino, G., Dente, L., Pasquariello, G., 2006. Using a priori information to improve soil moisture retrieval from ENVISAT ASAR AP data in semiarid regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (4), 900–912.
- Mehta, Akul 2011. Introduction to the Electromagnetic Spectrum and Spectroscopy (<http://pharmaxchange.info/press/2011/08/introduction-to-the-electromagnetic-spectrum-and-spectroscopy/>)
- Merzouki, A., McNairn, H., Pacheco, A., 2010. Evaluation of the Dubois, Oh, and IEM radar backscatter models over agricultural fields using C-band RADARSAT-2 SAR image data. *Can. J. Remote Sens.* 36, 274–286.
- Merzouki, A., McNairn, H., Pacheco, A., 2011. Mapping soil moisture using RADARSAT-2 data and local autocorrelation statistics. *IEEE J. Selct. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens.* 4 (1), 128–137.
- Mironov, V.L., Dobson, M.C., Kaupp, V.H., Komarov, S.A., Kleshchenko, V.N., 2004. Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42 (4), 773–785.
- Mironov, V.L., Dobson, M.C., Kaupp, V.H., Komarov, S.A., Kleshchenko, V.N., 2002. Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils. In: *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remotes Sensing Symposium*, vol. 4, pp. 3556–3558.

- Mironov, V.L., Kosolapova, L.G., Fomin, S.V., 2009. Physically and mineralogically based spectroscopic dielectric model for moist soils. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47 (7), 2059–2070.
- Moghaddam, M., Saatchi, S., Cuenca, R.H., 2000. Estimating subcanopy soil moisture with radar. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 105, 14899–14911.
- Mohanty, B.P., Famiglietti, J.S., Skaggs, T.H., 2000b. Evolution of soil moisture spatial structure in a mixed vegetation pixel during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment. *Water Resour. Res.* 36 (12), 3675–3686.
- Mohanty, B.P., Skaggs, T.H., 2001. Spatio-temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation. *Adv. Water Resour.* 24 (9–10), 1051–1067.
- Mohanty, B.P., Skaggs, T.H., Famiglietti, J.S., 2000a. Analysis and mapping of fieldscale soil moisture variability using high-resolution, ground-based data during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) Hydrology Experiment. *Water Resour. Res.* 36 (4), 1023–1031.
- Monk, P., 2004. *Physical Chemistry, Understanding our Chemical World*,
- Moran, M.S., Hymer, D.C., Qi, J.G., Sano, E.E., 2000. Soil moisture evaluation using multi-temporal synthetic aperture radar (SAR) in semiarid rangeland. *Agric. Forest Meteorol.* 105 (1–3), 69–80.
- Muller, E. & Décamps, H., 2001. Modeling soil moisture-reflectance. , 76(2000), pp.173–180.
- Notarnicola, C., Angiulli, M., Posa, F., 2006. Use of radar and optical remotely sensed data for soil moisture retrieval over vegetated areas. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 44 (4), 925–935.
- O'Geen, A. T. 2012. Soil Water Dynamics. *Nature Education Knowledge* 3(6):12
- Oh, Y., 2004. Quantitative retrieval of soil moisture content and surface roughness from multipolarized radar observations of bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42 (3), 596–601.
- Oh, Y., Kay, Y.C., 1998. Condition for precise measurement of soil surface roughness. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 36 (2), 691–695.
- Oh, Y., Sarabandi, K., Ulaby, F.T., 1992. An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 30 (2), 370–381.
- Oh, Y., Sarabandi, K., Ulaby, F., 2002. Semi-empirical model of the ensembleaveraged differential Mueller matrix for microwave backscattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40 (6), 1348–1355.
- Oh, Y., Sarabandi, K., Ulaby, F., 1994. An inversion algorithm for retrieving soil moisture and surface roughness from polarimetric radar observation. In: *Proceedings of the IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing.* pp. 1582–1584.
- Onier, C., Chanzy, A., Chambarel, A., Rouveure, R., Chanet, M., Bolvin, H., 2011. Impact of soil structure on microwave volume scattering evaluated by a two-dimensional numerical model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 49 (1), 415–425.

- Paloscia, S., 2002. A summary of experimental results to assess the contribution of SAR for mapping vegetation biomass and soil moisture. *Can. J. Remote Sens.* 28 (2), 246–261.
- Parada, L.M., Liang, X., 2008. Impacts of spatial resolutions and data quality on soil moisture data assimilation. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 113 (D10), D10101.
- Pathe, C., Wagner, W., Sabel, D., Doubkova, M., Basara, J.B., 2009. Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47 (2), 468–480.
- Peplinski, N.R., Ulaby, F.T., Dobson, M.C., 1995. Dielectric properties of soils in the 0.3–1.3-GHz range. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 33 (6), 1340.
- Peters-Lidard, C.D., Pan, F., Wood, E.F., 2001. A re-examination of modeled and measured soil moisture spatial variability and its implications for land surface modeling. *Adv. Water Resour.* 24 (9–10), 1069–1083.
- Philpot, W., 2010. Spectral Reflectance of Wetted Soils.
- Quesney, A., Le Hegarat-Masclé, S., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Wigneron, J.P., Loumagne, C., Normand, M., 2000. Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. *Remote Sens. Environ.* 72 (3), 290–303.
- Rabus, B., When, H., Nolan, M., 2010. The importance of soil moisture and soil structure for InSAR phase and backscatter, as determined by FDTD modeling. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 48 (5), 2421–2429.
- Rahman, M.M., Moran, M.S., Thoma, D.P., Bryant, R., Collins, C.D.H., Jackson, T., Orr, B.J., Tischler, M., 2008. Mapping surface roughness and soil moisture using multi-angle radar imagery without ancillary data. *Remote Sens. Environ.* 112 (2), 391–402.
- Rahman, M.M., Moran, M.S., Thoma, D.P., Bryant, R., Sano, E.E., Collins, C.D.H., Skirvin, S., Kershner, C., Orr, B.J., 2007. A derivation of roughness correlation length for parameterizing radar backscatter models. *Int. J. Remote Sens.* 28 (18), 3995–4012.
- Romshoo, S., Koike, M., Onaka, S., Oki, T., Musiaka, K., 2002. Influence of surface and vegetation characteristics on C-band radar measurements for soil moisture content. *J. Indian Soc. Remote Sens.* 30 (4), 229–244.
- Ryu, D., Famiglietti, J.S., 2006. Multi-scale spatial correlation and scaling behavior of surface soil moisture. *Geophys. Res. Lett.* 33 (8), L08404.
- Ryu, D., Famiglietti, J.S., 2005. Characterization of footprint-scale surface soil moisture variability using Gaussian and beta distribution functions during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment. *Water Resour. Res.* 41 (12), W12433.
- Sahebi, M., Angles, J., 2010. An inversion method based on multi-angular approaches for estimating bare soil surface parameters from RADARSAT-1. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14 (11), 2355–2366.
- Sahoo, R.N., 2013. Hyperspectral Remote Sensing
- Said, S., Kothyari, U.C., Arora, M.K., 2008. ANN-based soil moisture retrieval over bare and vegetated areas using ERS-2 SAR data. *J. Hydrol. Eng.* 13 (6), 461–475.
- Satalino, G., Mattia, F., Davidson, M.W.J., Le Toan, T., Pasquariello, G., Borgeaud, M., 2002. On current limits of soil moisture retrieval from ERS-SAR data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 40 (11), 2438–2447.

- Shi, J.C., Wang, J., Hsu, A.Y., O'Neill, P.E., Engman, E.T., 1997. Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-band SAR image data. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35 (5), 1254–1266.
- Singh, D., Dubey, V., 2007. Microwave bistatic polarization measurements for retrieval of soil moisture using an incidence angle approach. *J. Geophys. Eng.* 4 (1), 75–82.
- Sivapalan, M., Wood, E.F., 1986. Spatial heterogeneity and scale in the infiltration response of catchments. In: Gupta, V.K., Rodriguez-Iturbe, I., Wood, E.F. (Eds.), *Scale Problems in Hydrology*. D. Reidel Publisher, Norwell, Mass., pp. 81–106.
- Skoog, Douglas A.; West, Donald M.; Holler, James; Crouch, Stanley R. 2003. *Fundamentals of Analytical Chemistry*, 8th edition.
- Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil survey manual*. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18.
- Srivastava, H.S., Patel, P., Sharma, Y., Navalgund, R.R., 2008. Retrieval of surface roughness using multi-polarized ENVISAT ASAR data. *Geocarto Int.* 23 (1), 67–77.
- Srivastava, H.S., Patel, P., Navalgund, R.R., 2006. Incorporating soil texture in soil moisture estimation from extended low-1 beam mode RADARSAT-1 SAR data. *Int. J. Remote Sens.* 27 (12), 2587–2598.
- Su, Z., Troch, P.A., De Troch, F.P., 1997. Remote sensing of bare surface soil moisture using EMAC/ESAR data. *EMAC 94/95 Final Results-Workshop Proceedings* (136), 53–70.
- Taylor, P. et al., 2003. Evaluation of methods for soil surface moisture estimation from reflectance data. , (April 2013), pp.37–41.
- Thoma, D.P., Moran, M.S., Bryant, R., Rahman, M., Holifield-Collins, C.D., Skirvin, S., Sano, E.E., Slocum, K., 2006. Comparison of four models to determine surface soil moisture from C-band radar imagery in a sparsely vegetated semiarid landscape. *Water Resour. Res.* 42 (1), W01418.
- Thoma, D.P., Moran, M.S., Bryant, R., Rahman, M.M., Collins, C.D.H., Keefer, T.O., Noriega, R., Osman, I., Skirvin, S.M., Tischler, M.A., Bosch, D.D., Starks, P.J., Peters-Lidard, C., 2008. Appropriate scale of soil moisture retrieval from high resolution radar imagery for bare and minimally vegetated soils. *Remote Sens. Environ.* 112 (2), 403–414.
- Thomasson, J.A. et al., 2001. Soil Reflectance Sensing for Determining Soil Properties in Precision Agriculture. , 44(6), pp.1445–1453.
- Timbal, B. et al., 2002. Does Soil Moisture Influence Climate Variability and Predictability over Australia? *Journal of Climate*, 15(10), pp.1230–1238.
- Ulaby, F., 1974. Radar measurement of soil moisture content. *IEEE Trans. Antennas Prop.* 22 (2), 257–265.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K., 1986. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. 3. Addison-Wesley Publishers, Reading, Mass.
- Ulaby, F. t., Sarabandi, K. & Dobson, C., 1999. *Development of SAR Algorithm for Mapping Soil Moisture and Vegetation Biomass*.
- Vachaud, G., Silans, P.D., Balabanis, P., Vauclin, M., 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49 (4), 822–828.

- Verhoest, N.E.C., De Baets, B., Mattia, F., Satalino, G., Lucau, C., Defourny, P., 2007b. A possibilistic approach to soil moisture retrieval from ERS synthetic aperture radar backscattering under soil roughness uncertainty. *Water Resour. Res.* 43 (7), W07435.
- Verhoest, N.E.C., Lievens, H., Wagner, W., Alvarez-Mozos, J., Moran, M.S., Mattia, F., 2008. On the soil roughness parameterization problem in soil moisture retrieval of bare surfaces from synthetic aperture radar. *Sensors* 8 (7), 4213–4248.
- Vivoni, E.R., Gebremichael, M., Watts, C.J., Bindlish, R., Jackson, T.J., 2008. Comparison of ground-based and remotely-sensed surface soil moisture estimates over complex terrain during SMEX04. *Remote Sens. Environ.* 112 (2), 314–325.
- Wagner, W., Blochl, G., Pampaloni, P., Calvet, J., Bizzarri, B., Wigneron, J., Kerr, Y., 2007. Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications. *Nordic Hydrol.* 38 (1), 1–20.
- Wagner, W., Lemoine, G., Rott, H., 1999. A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sens. Environ.* 70, 191–207.
- Wagner, W., Pathe, C., Doubkova, M., Sabel, D., Bartsch, A., Hasenauer, S., Blochl, G., Scipal, K., Martı́nez-Fernandez, J., Low, A., 2008. Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR). *Sensors* 8 (2), 1174–1197.
- Walker, J.P., Houser, P.R., Willgoose, G.R., 2004. Active microwave remote sensing for soil moisture measurement: a field evaluation using ERS-2. *Hydrol. Process.* 18 (11), 1975–1997.
- Wang, Q. et al., 2011. Calibration and validation of salt-resistant hyperspectral indices for estimating soil moisture in arid land. *Journal of Hydrology*, 408(3-4), pp.276–285.
- Wang, J.R., Hsu, A., Shi, J.C., O'Neill, P.E., Engman, E.T., 1997. A comparison of soil moisture retrieval models using SIR-C measurements over the Little Washita River watershed. *Remote Sens. Environ.* 59 (2), 308–320.
- Warnick, K.F., Chew, W.C., 2001. Numerical simulation methods for rough surface scattering. *Waves Random Media* 11 (1), R1–R30.
- Western, A.W., Grayson, R.B., 1998. The Tarrawarra data set: soil moisture patterns, soil characteristics, and hydrological flux measurements. *Water Resour. Res.* 34 (10), 2765–2768.
- Western, A.W., Zhou, S.L., Grayson, R.B., McMahon, T.A., Blochl, G., Wilson, D.J., 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *J. Hydrol.* 286 (1–4), 113–134.
- Whiting, M.L., Li, L. & Ustin, S.L., 2004. Predicting water content using Gaussian model on soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, 89(4), pp.535–552.
- Wigneron, J.P., Parde, M., Waldteufel, P., Chanzy, A., Kerr, Y., Schmidl, S., Skou, N., 2004. Characterizing the dependence of vegetation model parameters on crop structure, incidence angle, and polarization at L-band. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42 (2), 416–425.
- Wilson, D.J., Western, A.W., Grayson, R.B., Berg, A.A., Lear, M.S., Rodell, M., Famiglietti, J.S., Woods, R.A., McMahon, T.A., 2003. Spatial distribution of soil

- moisture over 6 and 30 cm depth, Mahurangi river catchment, New Zealand. *J. Hydrol.* 276 (1–4), 254–274.
- Wold, S., Sjöström, M. & Eriksson, L., 2001. PLS-regression: A basic tool of chemometrics. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 58(2), pp.109–130.
- Wu, T.D., Chen, K.S., 2004. A reappraisal of the validity of the IEM model for backscattering from rough surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 42 (4), 743–753.
- Wu, T., Chen, K.S., Shi, J., Fung, A.K., 2001. A transition model for the reflection coefficient in surface scattering. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 39 (9), 2040–2050.
- Yee, K.S., 1966. Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Trans. Antennas Propagat.* 14, 302–307.
- Zeng, Y., Feng, Z. & Xiang, N., 2004. Assessment of soil moisture using Landsat ETM+ temperature/vegetation index in semiarid environment. *Geoscience and Remote Sensing ...*, 00(c), pp.4306–4309.
- Zheng, B., 2008. Using Satellite Hyperspectral Imagery to Map Soil Organic Matter , Total Nitrogen And Total Phosphorus.
- Zienkiewicz, O.C., Taylor, R.L., 2000. *The Finite Element Method*. McGraw-Hill, New York, NY.
- Zribi, M., Baghdadi, N. & Nolin, M., 2011. Remote Sensing of Soil. *Applied and Environmental Soil Science*, 2011(iii), pp.1–2.
- Zribi, M., Baghdadi, N., Holah, N., Fafin, O., 2005. New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion. *Remote Sens. Environ.* 96 (3–4), 485–496.
- Zribi, M., Ciarletti, V., Taconet, O., 2000. Validation of a rough surface model based on fractional Brownian geometry with SIRC and ERASME radar data over Orgeval. *Remote Sens. Environ.* 73 (1), 65–72.
- Zribi, M., Dechambre, M., 2002. A new empirical model to inverse soil moisture and roughness using two radar configurations. In: *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium and 24th Canadian Symposium on Remote Sensing*, pp. 2223–2225.
- Zribi, M., Paille, J., Ciarletti, C., Taconet, O., Boissard, P., Chapron, M., Rabin, R., 1998. Modelling of roughness and microwave scattering of bare soil surfaces based on fractal Brownian geometry. In: *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 1213–1215.
- Βερικόκου, Σ., 2013. Ανίχνευση Εδαφικής Υγρασίας από Μικροκυματικά Δεδομένα.
- Καραθανάση, Β., 2012. Σημειώσεις μαθήματος “Μικροκυματική Τηλεπισκόπηση.”