



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

**Διάδοση της Ακτινοβολίας μέσα από την Ατμόσφαιρα.
Εφαρμογή & Αξιολόγηση Απόλυτων Ατμοσφαιρικών
Αλγόριθμων Διόρθωσης Τηλεπισκοπικών
Απεικονίσεων**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΤΟΥ

Παναγιώτη Ι. Σισμανίδη

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

Αθήνα, Οκτώβριος 2012



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

**Διάδοση της Ακτινοβολίας μέσα από την Ατμόσφαιρα.
Εφαρμογή & Αξιολόγηση Απόλυτων Ατμοσφαιρικών
Αλγόριθμων Διόρθωσης Τηλεπισκοπικών
Απεικονίσεων**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΤΟΥ

Παναγιώτη Ι. Σισμανίδη

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

Εγκρίθηκε από την τριμελή εξεταστική επιτροπή στις 26 Οκτωβρίου του 2012.

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

.....
Δ. Αργιαλάς
Καθηγητής Ε.Μ.Π.

.....
Ρ. Κορακίτης
Καθηγητής Ε.Μ.Π.

Αθήνα, Οκτώβριος 2012

.....
Παναγιώτης Ι. Σισμανίδης
Διπλωματούχος Αγρονόμος και Τοπογράφος Μηχανικός Ε.Μ.Π.

Copyright © Παναγιώτης Ι. Σισμανίδης, 2012
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 συγκεκριμένη διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στο Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης της Σχολής Αγρονόμων και Τοπογράφων Μηχανικών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου και έχει ως θέμα την **εφαρμογή και αξιολόγηση αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων σε τηλεπισκοπικά δεδομένα**, σε συνδυασμό με τη **μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας μέσα από τη Γήινη ατμόσφαιρα**. Στόχος ήταν η ολοκληρωμένη μελέτη του συγκεκριμένου θέματος τόσο όσον αφορά το θεωρητικό του μέρος, δηλαδή το φυσικό υπόβαθρο και τους αλγόριθμους που εφαρμόζονται· όσο και το πρακτικό με την εφαρμογή διάφορων μεθόδων σε μια σειρά υπερφασματικών δεδομένων.

Η επίδραση της ατμόσφαιρας επηρεάζει σημαντικά τις περιοχές του Η/Μ φάσματος στις οποίες καταγράφουν οι σύγχρονοι υπερφασματικοί τηλεπισκοπικοί δέκτες, συνεπώς είναι απαραίτητη η εφαρμογή διορθώσεων, πριν τον προσδιορισμό των τελικών τιμών της ανακλαστικότητας επιφανείας. Η σημερινή τεχνολογία καθιστά δυνατή τη συλλογή δεδομένων που περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη στιγμή της κάθε λήψης και παίζουν εξέχοντα ρόλο στον προσδιορισμό των παραμέτρων της διόρθωσης. Η μελέτη των αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων μπορεί να διακριθεί σε τρία βασικά μέρη· το πρώτο αντιστοιχεί στο θεωρητικό υπόβαθρο της ατμοσφαιρικής φυσικής που αναλύει τη διάδοση της ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα, το δεύτερο στην μοντελοποίηση αυτού του φαινομένου και το τρίτο στις μεθόδους επεξεργασίας εικόνων, βάσει των οποίων γίνεται τελικά η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

Πριν την παρουσίαση της εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω πρωτίστως την κα. Βασιλεία Καραθανάση, η οποία ήταν και η επιβλέπουσα καθηγήτρια μου, για την πολύτιμη καθοδήγηση και βοήθεια της, αλλά κυρίως γιατί μου έδωσε τη δυνατότητα να αντιμετωπίσω το συγκεκριμένο θέμα σύμφωνα με τη δική μου κρίση και να φτάσω σε αυτόν το βαθμό ανάλυσης. Παράλληλα υποστήριξε τις πρωτοβουλίες μου και έθεσε τις βάσεις για το ξεκίνημα της ερευνητικής μου πορείας. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο Daniel Schlärfer από το πανεπιστήμιο της Ζυρίχης και την ReSe για την υπομονή του και τη βοήθεια που μου έδωσε, όσον αφορά το λογισμικό ATCOR· τον Δόκτορα Μηχανικό κύριο Πολυχρόνη Κολοκούση, μέλος του Εργαστηρίου Τηλεπισκόπησης, για τη διαρκή βοήθεια του σε όλα τα τεχνικά ζητήματα που προέκυψαν και τους υποψήφιους διδάκτορες κα. Χαρούλα Ανδρέου και κ. Δημήτρη Συκά, για την άριστη συνεργασία που είχαμε και τη βοήθεια που μου προσέφεραν.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την στήριξη που μου έχουν προσφέρει όλα αυτά τα χρόνια.

Αθήνα, Οκτώβριος 2012

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	I
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	XIX
ABSTRACT	XXI
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΜΕΛΕΤΗΣ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ	
1.1 Η Ηλιακή Ακτινοβολία	7
1.1.1 Το βασικό φυσικό πρόβλημα.....	7
1.1.2 Γενικά στοιχεία για την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία.....	10
1.1.3 Ποσοτική περιγραφή της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.....	17
1.1.4 Η ηλιακή ακτινοβολία.....	22
1.1.5 Η τροχιά της Γης γύρω από τον ήλιο.....	26
1.1.6 Το ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γη - ατμόσφαιρα.....	28
1.2 Η Ατμόσφαιρα Της Γης	33
1.2.1 Η δομή της ατμόσφαιρας.....	33
1.2.2 Η σύσταση της ατμόσφαιρας.....	35
1.2.3 Τα χαρακτηριστικά των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων.....	43
1.2.4 Τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα: σύννεφα, ομίχλη & αχλή.....	55
1.3 Η Απορρόφηση της Ηλιακής Ακτινοβολίας από την Ατμόσφαιρα	64
1.3.1 Η σχέση της δομής των μορίων του αέρα με την ατμοσφαιρική απορρόφηση.....	65
1.3.2 Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.....	68
1.3.3 Η απορρόφηση στο υπεριώδες.....	71
1.3.4 Η απορρόφηση στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο.....	73
1.3.5 Η απορρόφηση στο θερμικό υπέρυθρο.....	77
1.4 Η Σκέδαση της Ηλιακής Ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα	79
1.4.1 Η σκέδαση Rayleigh.....	83
1.4.2 Η σκέδαση Lorentz - Mie.....	87
1.4.3 Γεωμετρική οπτική.....	90
1.5 Η Εξίσωση Διάδοσης της Ακτινοβολίας	92
1.5.1 Η γενική εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας.....	92
1.5.2 Ο νόμος των Beer - Bougher - Lampert.....	94
1.5.3 Η εξίσωση του Schwarzschild.....	96
1.5.4 Η εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης.....	98

1.5.5 Η εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας για ένα τρισδιάστατο ανομοιογενές μέσο	101
1.5.6 Η εξίσωση διάδοσης της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης.....	103
1.5.7 Η εξίσωση διάδοσης της υπέρυθρης ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρες με σύννεφα	106
1.6 Δομή της Εξίσωσης Καταγραφής της Ραδιομετρικής Λαμπρότητας από το Δέκτη για Επίπεδο Έδαφος.....	108
1.7 Η Επίδραση της Τοπογραφίας στην Διάδοση της Ακτινοβολίας.....	110
1.7.1 Η επίδραση του προσανατολισμού της επιφάνειας.....	113
1.7.2 Η επίδραση των παρακείμενων τοπογραφικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας.....	115

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ & ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

2.1 Βασικά Στοιχεία Σχεδιασμού Των Μοντέλων.....	121
2.1.1 Καθορισμός του σκοπού του μοντέλου.....	121
2.1.2 Καθορισμός της χωρικής και χρονικής κλίμακας του μοντέλου.....	121
2.1.3 Καθορισμός των διαστάσεων του μοντέλου.....	122
2.1.4 Επιλογή των διεργασιών που θα προσομοιωθούν.....	124
2.1.5 Επιλογή των μεταβλητών.....	125
2.1.6 Επιλογή των χρονικών βημάτων και διαστημάτων.....	125
2.1.7 Καθορισμός των αρχικών συνθηκών.....	126
2.1.8 Καθορισμός των συνθηκών που επικρατούν στα όρια του μοντέλου.....	127
2.1.9 Δεδομένα εισόδου.....	128
2.1.10 Συμπληρωματικά δεδομένα.....	129
2.1.11 Μέθοδοι παρεμβολής των δεδομένων και των προβλέψεων.....	130
2.1.12 Ανάπτυξη τεχνικών στατιστικής και γραφικής αναπαράστασης.....	131
2.1.13 Προσομοιώσεις.....	134
2.1.14 Έλεγχοι ευαισθησίας.....	135
2.1.15 Διαρκής ανάπτυξη του μοντέλου.....	135
2.2 Το Μοντέλο MODTRAN.....	136
2.2.1 Αντίστροφη μοντελοποίηση για χρήση σε τηλεπισκοπικές εφαρμογές.....	141

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

3.1 Εισαγωγή στις Ατμοσφαιρικές Διορθώσεις Τηλεπισκοπικών Δεδομένων.....	149
3.1.1 Ταξινόμηση των μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης.....	151
3.1.2 Ατμοσφαιρικές διορθώσεις σε απεικονίσεις ξηράς.....	154
3.1.3 Ατμοσφαιρικές διορθώσεις σε απεικονίσεις ωκεανών.....	157
3.1.4 Ατμοσφαιρική διόρθωση για το ορατό, εγγύς & μικροκυμματικό υπέρυθρο τμήμα του Η/Μ φάσματος.....	164

3.1.5	Ατμοσφαιρική διόρθωση για το θερμικό τμήμα του Η/Μ φάσματος	168
3.1.6	Συνδυασμός ατμοσφαιρικής και τοπογραφικής διόρθωσης	170
3.1.7	Τάσεις στο πεδίο των ατμοσφαιρικών διορθώσεων	172
3.2	Το Λογισμικό Ατμοσφαιρικών Διορθώσεων ATCOR	174
3.2.1	Βασική προσέγγιση	174
3.2.2	Ατμοσφαιρική διόρθωση για το επίπεδο έδαφος.....	175
3.2.2.1	Οι ατμοσφαιρικοί πίνακες δεδομένων (LUT) που χρησιμοποιεί το ATCOR – Βήμα 1	184
3.2.2.2	Αφαίρεση της επίδρασης της αχλής – Βήμα 3.....	187
3.2.2.3	Αφαίρεση της επίδρασης των θύσανων – Βήμα 3	190
3.2.2.4	Αφαίρεση των σκιών – Βήμα 4	192
3.2.2.5	Ο αλγόριθμος DDV – Βήμα 5	197
3.2.2.6	Ο υπολογισμός της ορατότητας/ολικού οπτικού πάχους για δέκτες που διαθέτουν κανάλια στο SWIR απο το ATCOR – Βήματα 5 & 6	198
3.2.2.7	Ο προσδιορισμός της ορατότητας/ολικού οπτικού πάχους για δέκτες που δεν διαθέτουν κανάλια στο SWIR απο το ATCOR – Βήματα 5 & 6	202
3.2.2.8	Ενημέρωση της ακτινοβολίας διαδρομής στο ορατό τμήμα του φάσματος – Βήμα 7	203
3.2.2.9	Ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών από το ATCOR – Βήμα 8	204
3.2.2.10	Διόρθωση για τη BRDF στο ATCOR – Βήμα 11	207
3.2.3	Η τυπική ροή εργασιών για την ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών απεικονίσεων στο ATCOR	212
3.2.4	Ατμοσφαιρική διόρθωση για ανάγλυφη επιφάνεια	215
3.2.5	Ατμοσφαιρική διόρθωση στο θερμικό φάσμα.....	219
3.2.6	Η ακρίβεια της μεθόδου σύμφωνα με τη βιβλιογραφία.....	223
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΕΦΑΡΜΟΓΗ & ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ ΣΕ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ		
4.1	Ατμοσφαιρική Διόρθωση Δορυφορικών Υπερφασματικών Δεδομένων	227
4.1.1	Περιοχή μελέτης & Τηλεπισκοπικά δεδομένα	227
4.1.2	Γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη Hyperion.....	230
4.1.3	Μεθοδολογία – Εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.....	233
4.1.4	Αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης	246
4.2	Ατμοσφαιρική Διόρθωση Εναέριων Υπερφασματικών Δεδομένων	287
4.2.1	Περιοχές μελέτης & Τηλεπισκοπικά δεδομένα	287
4.2.2	Γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη CASI-550.....	289
4.2.3	Μεθοδολογία - Εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης	291
4.2.4	Αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης	293
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ		299

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ..... 303

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

A.1. Το Μοντέλο Μετατροπής των Τιμών Ραδιομετρικής Λαμπρότητας που Καταγράφει ο Δέκτης σε Τιμές Ανακλαστικότητας..... 313

A.2. Βασικές Αρχές στην Τηλεπισκόπηση των Αερολυμάτων..... 314

A.3 Ο Αλγόριθμος Ατμοσφαιρικής Διόρθωσης QUAC 317

A.4 Ο Αλγόριθμος Ατμοσφαιρικής Διόρθωσης FLAASH 320

A.5 Τα Φαινόμενα SPECTRAL SMILE και KEYSTONE 323

ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1.1 - Τα φαινόμενα που επηρεάζουν τη διάδοση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. 7

Εικόνα 1.2 - Απεικόνιση του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου συναρτήσει του k , για ημιτονοειδές επίπεδο ηλεκτρομαγνητικό κύμα..... 11

Εικόνα 1.3 - Απορρόφηση και εκπομπή ενός φωτονίου από ένα άτομο. 12

Εικόνα 1.4 - Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας..... 15

Εικόνα 1.5 - Το τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολία που απασχολεί τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας. 16

Εικόνα 1.6 - Αριστερά του άξονα Z παρουσιάζεται η ποσοτική περιγραφή ενός στοιχειώδους ποσού ακτινοβολούμενης ενέργειας (pencil of radiation). Ενώ στα δεξιά αναπαριστάται και αναλύεται μια διαφορική στερεά γωνίας σε πολικές συντεταγμένες. 18

Εικόνα 1.7 - Γραφική αναπαράσταση του ορισμού της ραδιομετρικής λαμπρότητας. 19

Εικόνα 1.8 - Τα γεωμετρικά μεγέθη που συμπεριλαμβάνονται στον προσδιορισμό της μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας.. 19

Εικόνα 1.9 - Η κατανομή της ηλιακής έκθεση σε παγκόσμια κλίμακα..... 24

Εικόνα 1.10 - Η γεωμετρία του συστήματος Γη-Ήλιος. 26

Εικόνα 1.11 - Η σχέση της ηλιακής ζενίθιας γωνίας με το γεωγραφικό πλάτος φ , η απόκλιση δ του ηλίου και την ωριαία γωνία h 27

Εικόνα 1.12 - Παγκόσμιοι χάρτες της Γης για a) τον μέσο όρο των ετήσιων τιμών του πλανητικού albedo, b) την εξερχόμενη μεγάλο μήκους κύματος ακτινοβολίας ($W \cdot m^{-2}$) και c) την καθαρή ροή ακτινοβολίας ($W \cdot m^{-2}$). Οι σκούρες περιοχές αντιστοιχούν στο a) σε τιμές albedo μεγαλύτερες από 0,4, στο b) σε ροή μικρότερη από 230 και στο c) σε αρνητικές τιμές της ροής. 29

Εικόνα 1.13 - Οι διεργασίες που λαμβάνονται υπόψιν για τον υπολογισμό του παγκόσμιου ετήσιου μέσου όρου του ισοζυγίου ενέργειας της Γης. Από τα $342 W \cdot m^{-2}$ της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, τα $169 W \cdot m^{-2}$ απορροφούνται από την επιφάνεια της γης. Η ενέργεια αυτή στη συνέχεια επιστρέφει στην ατμόσφαιρα ως αισθητή θερμότητα (sensible heat), ως λανθάνουσα θερμότητα (latent heat) μέσω των υδρατμών και ως θερμική υπέρυθη ακτινοβολία. Το μεγαλύτερο μέρος αυτής της ακτινοβολίας απορροφάται από την ατμόσφαιρα και στη συνέχεια εκπέμπεται τόσο προς την επιφάνεια της Γης, όσο και προς το διάστημα. 30

Εικόνα 1.14 - Η παραγωγή, η εξέλιξη και η αφαίρεση των τροποσφαιρικών αερολυμάτων. 54

Εικόνα 1.15 - Οι διάφοροι τύποι νεφών, ανάλογα με το υψόμετρο που εμφανίζονται (Πηγή: apollo.lsc.vsc.edu). 56

Εικόνα 1.16 - Η ξηρά αχλύς, όπως φαίνεται από το διάστημα στις βόρειες πεδιάδες της Κίνας. Η επιφάνεια της Γης που βρίσκεται αριστερά της πράσινης διαχωριστικής γραμμής δεν εμφανίζει το συγκεκριμένο ατμοσφαιρικό φαινόμενο σε σημαντικό βαθμό62

Εικόνα 1.17 - (b) Το φάσμα της μονοχρωματικής απορροφητικότητας για το τμήμα της ατμόσφαιρας με υψόμετρο μεγαλύτερο των 11 km. (c) Το φάσμα της μονοχρωματικής απορροφητικότητας για ολόκληρη της ατμόσφαιρα. Η κλίμακα με τα μήκη κύματος είναι λογαριθμική..... 64

Εικόνα 1.18 - Οι παλλόμενες καταστάσεις των διατομικών και τριατομικών ατμοσφαιρικών μορίων και οι άξονες περιστροφής για ένα συμμετρικό και ένα ασυμμετρικό μόριο. 65

Εικόνα 1.19 - Η αναπαράσταση γωνιακών πρότυπων για την ένταση της σκέδασης ορατής ακτινοβολίας (0,5 μm) από σφαιρικά αερολύματα τριών διαφορετικών διαστάσεων : (a) $10^{-4} \mu m$, (b) 0,1 μm , (c) 1 μm 79

Εικόνα 1.20 - Ένα παράδειγμα της διεργασίας πολλαπλής σκέδασης..... 80

Εικόνα 1.21 - Οι μηχανισμοί και οι αλληλεπιδράσεις ανάμεσα στην προσπίπτουσα ακτινοβολία και σε ένα σωματίδιο.....	81
Εικόνα 1.22 - Η σκέδαση από ένα δίπολο. Το προσπίπτον ηλεκτρικό πεδίο, ως διάνυσμα μπορεί να αναλυθεί σε ένα παράλληλο ($E_{0\parallel}$) και ένα κάθετο στοιχείο ($E_{0\perp}$), κάθε ένα από τα οποία σκεδάζονται από το δίπολο· όπου θ η γωνία σκέδασης, $\gamma_1=\pi/2$ και $\gamma_2=\pi/2-\theta$.	83
Εικόνα 1.23 - Το πρότυπο της σκέδασης Rayleigh του φωτός ενός σωματιδίου. Το πρότυπο της έντασης του σκεδαζόμενου φωτός είναι συμμετρικό ως προς την μπροστά και πίσω διεύθυνση, πλήρως πολωμένο στις 90° και ανεξάρτητο του σχήματος του σωματιδίου. Η προσπίπτουσα δέσμη φωτός βρίσκεται στα δεξιά.....	84
Εικόνα 1.24 - (a) Ανάκλαση και διάθλαση ενός επιπέδου κύματος που διαδίδεται από τον αέρα σε μια επιφάνεια νερού/πάγου. (b) Αναπαράσταση της σκέδασης από μια σφαίρα, των ακτίνων φωτός, σύμφωνα με τις αρχές της γεωμετρικής οπτικής (0: εξωτερική περίθλαση, 1: εξωτερική ανάκλαση, 2: διπλή διάθλαση, 3: μια εσωτερική ανάκλαση & 4: δύο εσωτερικές ανακλάσεις).....	90
Εικόνα 1.25 - Η εξασθένιση της έντασης της ακτινοβολίας, όταν αυτή διαδίδεται σε ένα μέσο.....	92
Εικόνα 1.26 - Το οπτικό πάχος τ_λ , όπως ορίζεται στην εξίσωση 1.62.....	96
Εικόνα 1.27 - Η γεωμετρία μιας ατμόσφαιρας παράλληλης στρωμάτωσης, όπου το θ και το φ συμβολίζουν τη ζενίθια και την αζιμουθιακή γωνία αντίστοιχα και το s τη θέση του διανύσματος.....	98
Εικόνα 1.28 - Οι ανοδικές (μ) και καθοδικές ($-\mu$) εντάσεις, για ένα επίπεδο με δοσμένο τ , και για το ανώτερο ($\tau=0$) και κατώτερο ($\tau=\tau^*$) επίπεδο μιας πεπερασμένης ατμόσφαιρας παράλληλης στρωμάτωσης.....	99
Εικόνα 1.29 - Το σύστημα συντεταγμένων σε μια ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης.....	100
Εικόνα 1.30 - Η μετάδοση της διάχυτης ηλιακής έντασης από τη βάση προς το άνω στρώμα μιας ατμόσφαιρας παράλληλης στρωμάτωσης: (1) μείωση εξαιτίας της εξασθένισης, (2) μεμονωμένη σκέδαση της ηλιακής ροής που δεν έχει ήδη σκεδαστεί, (3) πολλαπλή σκέδαση & (4) εκπομπή από το στρώμα. Όλοι οι παράμετροι της ακτινοβολίας ορίζονται για ένα μικρό όγκο που περιέχει όλο το φάσμα μορίων ή/και σωματιδίων.....	103
Εικόνα 1.31 - Η ιδεατή περίπτωση καταγραφής.....	108
Εικόνα 1.32 - Η ιδεατή γεωμετρία λήψης με την επίδραση της ατμόσφαιρας.....	108
Εικόνα 1.33 - Η γεωμετρία δέκτη - Ήλιου.....	109
Εικόνα 1.34 - Η επίδραση της διάχυτης ακτινοβολίας στην καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα.....	109
Εικόνα 1.35 - Η καθοδική ένταση ακτινοβολίας που δέχεται ένας επίπεδος στόχος. Το E_S αντιστοιχεί στην απευθείας ηλιακή δέσμη, το E_D στη διάχυτη ακτινοβολία και το E_V στην ακτινοβολία που προέρχεται από την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας και του εδάφους (adjacency effect).....	110
Εικόνα 1.36 - Η καθοδική ένταση ακτινοβολίας στις περιοχές με έντονο ανάγλυφο.....	112
Εικόνα 1.37 - Η εικόνα των τιμών $\cos N, S$ για ηλιακή ζενίθια γωνία 40° (α) και 75° (β).....	113
Εικόνα 1.38 - Παράδειγμα στόχων υπό σκιά. Ο στόχος B είναι υπό σκιά εξαιτίας της γειτονικής πλαγιάς, σε αντίθεση με τον στόχο A.....	115
Εικόνα 1.39 - Η επίδραση των γειτονικών πλαγιών στη ακτινοβολία που έχει σκεδαστεί. Μόνο το τμήμα A του ημισφαιρίου πρέπει να μελετηθεί.....	115
Εικόνα 1.40 - Η ένταση ακτινοβολίας στο σημείο B που οφείλεται στη ανάκλαση της ακτινοβολίας που δέχεται το σημείο A, το οποίο εντοπίζεται σε μια παρακείμενη πλαγιά.....	116
Εικόνα 1.41 - Η γεωμετρία του συστήματος των πιθανών ανακλάσεων, από τις παρακείμενες πλαγιές.....	116

Εικόνα 2.1 - Ένα παράδειγμα ένθετου μοντέλου. Το μεγαλύτερο πλέγμα αντιστοιχεί σε ένα παγκόσμιο, το R1 εμπεριέχεται σε αυτό ενώ με τη σειρά του περιέχει το R2. Το R2 περιέχει τρία R3.	123
Εικόνα 2.2 - Η θέση του σημείου O σε σχέση με τα σταθερά σημεία του κελιού.	131
Εικόνα 2.3 - Οι πηγές που λαμβάνει υπόψιν του το MODTRAN και συνεισφέρουν στην ολική ραδιομετρική λαμπρότητα στην ΤΟΑ.....	136
Εικόνα 3.1 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας στο θερμικό φάσμα.....	168
Εικόνα 3.2 - Η γεωμετρία θέασης και φωτισμού σε επίπεδη επιφάνεια	176
Εικόνα 3.3 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ηλιακής ακτινοβολίας για επίπεδη επιφάνεια.	176
Εικόνα 3.4 - Οι συνιστώσες της ακτινοβολίας που καταγράφει ο δέκτης σε μια περιοχή που καλύπτεται από σκιά.	192
Εικόνα 3.5 - Η γεωμετρία του συστήματος των νεφών και των σκιών τους.....	193
Εικόνα 3.6 - Η εφαρμογή του αλγόριθμου αφαίρεσης σκιών σε μια απεικόνιση του Landsat 7 ETM+.....	194
Εικόνα 3.7 - Η εφαρμογή της μεθόδου κανονικοποίησης στο ναδίρ σε μια εικόνα με την επίδραση του φαινομένου υπερφωτισμού hot spot	208
Εικόνα 3.8 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ακτινοβολίας σε επιφάνεια με έντονο ανάγλυφο και η σχηματική αναπαράσταση του συντελεστή θέασης του ουράνιου θόλου.	216
Εικόνα 3.9 - Η γεωμετρία φωτισμού (α) και οι συνιστώσες της ακτινοβολίας σε ανάγλυφη επιφάνεια (β).....	217
Εικόνα 3.10 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης θερμικής ακτινοβολίας.	219
Εικόνα 4.1 - Η θέση της περιοχής μελέτης.	229
Εικόνα 4.2 - Οι τηλεπισκοπικές απεικονίσεις του Hyperion.....	229
Εικόνα 4.3 - Οι στόχοι που επιλέχθηκαν για την αξιολόγηση των διάφορων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης.	249
Εικόνα 4.4 - Τα φυσικά έγχρωμα σύνθετα που προέκυψαν για τις απεικονίσεις 229 & 234 από τις διάφορες μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης.....	253
Εικόνα 4.5 - Οι περιοχές μελέτης.....	287
Εικόνα 4.6 - Η περιοχή μελέτης στην κοιλάδα του Αξιού.	288
Εικόνα 4.7 - Η περιοχή μελέτης στη Ζάκυνθο.....	288

ΠΙΝΑΚΑΣ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΩΝ

Διάγραμμα 1.1 - Οι τρεις βασικές ενότητες που αποτελούν το υπόβαθρο των αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων..... 2

Διάγραμμα 1.2 – Η ένταση του ηλιακού φάσματος στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (συνεχής γραμμή) και στο επίπεδο της θάλασσας (σκιαγραφημένο τμήμα), με παράλληλη σύγκριση με την ένταση του φάσματος ενός μέλανος σώματος για $T=6000\text{ K}$ (διακεκομμένη γραμμή)..... 23

Διάγραμμα 1.3 - Η μέση καθημερινή ηλιακή έκθεση ($Q/24h$) μετρούμενη σε Wm^{-2} , συναρτήσει του γεωγραφικού πλάτους και της ημέρας του έτους υπολογισμένη για $S_0=1366\text{ Wm}^{-2}$. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν μηδενική έκθεση, ενώ η διακεκομμένη γραμμή την απόκλιση του ήλιου..... 25

Διάγραμμα 1.4 - Ο ετήσιος μέσος όρος της απορροφούμενης ηλιακής ροής, της εκπεμπόμενης θερμικής υπέρυθρης ακτινοβολίας και της καθαρής ροής ακτινοβολίας στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας, σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος, όπως προέκυψαν από δορυφορικές μετρήσεις..... 31

Διάγραμμα 1.5 - Η δομή της ατμόσφαιρας..... 33

Διάγραμμα 1.6 - Οι κλίμακες χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας, για τα στοιχεία της ατμόσφαιρας..... 36

Διάγραμμα 1.7 - Τυπική σύσταση των αερολυμάτων ηπειρωτικών περιοχών..... 37

Διάγραμμα 1.8 - Οι μεταβολές στην αναλογία ανάμιξης ορισμένων σημαντικών ρύπων κατά τη διάρκεια της μέρας, για το Los Angeles..... 37

Διάγραμμα 1.9 - Η μέση συγκέντρωση της κατακόρυφης κατανομής του όζοντος, για διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη..... 40

Διάγραμμα 1.10 - Η μεταβολή του μηνιαίου μέσου όρου (1979-2003) του οπτικού βάθους κάθετης στήλης αερολυμάτων, για ακτινοβολία με μήκος κύματος $1\ \mu\text{m}$. Στο διάγραμμα τοποθετούνται και τρεις ηφαιστειακές εκρήξεις, με πιο έντονη αυτή του όρους Pinatubo (15 Ιουνίου 1991)..... 41

Διάγραμμα 1.11 - Η σχέση που συνδέει το μέγεθος των σωματιδίων της ατμόσφαιρας με τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα..... 43

Διάγραμμα 1.12 - Κατηγοριοποίηση αερολυμάτων..... 45

Διάγραμμα 1.13 - Η καταγεγραμμένη κατανομή του αριθμού των θαλάσσιων αερολυμάτων και ένα μοντέλο που την αναπαριστά για μέσες συνθήκες..... 46

Διάγραμμα 1.14 - Η καταγεγραμμένη κατανομή του όγκου των θαλάσσιων αερολυμάτων και ένα μοντέλο που την αναπαριστά για μέσες συνθήκες..... 46

Διάγραμμα 1.15 - Η κατανομή των αστικών αερολυμάτων για αποστάσεις a) 30 m, b) 60 m, c) 90 m & d) 150 m από την πηγή (δρόμος ταχείας κυκλοφορίας), με μετρήσεις προς τη ροή του ανέμου..... 47

Διάγραμμα 1.16 - Η κατανομή του όγκου των αερολυμάτων δίπλα σε μια αστική πηγή παραγωγής ρύπων (αυτοκινητόδρομος) και για τις μέσες συνθήκες που επικρατούν σε ένα αστικό περιβάλλον..... 48

Διάγραμμα 1.17 - Η μεταβολή στη συγκέντρωση των πολικών αερολυμάτων κατά το φαινόμενο της αρκτικής αχλής..... 50

Διάγραμμα 1.18 - Η κατανομή του αριθμού, του εμβαδού και του όγκου των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων σε σχέση με τη διάμετρο των σωματιδίων, για την έρημο (1), τις πολικές (2), αγροτικές (3), αστικές (4) & απομακρυσμένες περιοχές (5) και για τα ελεύθερα τροποσφαιρικά αερολύματα (6)..... 51

Διάγραμμα 1.19 - Η τυπική κατακόρυφη μεταβολή της συγκέντρωσης των αερολυμάτων. 52

Διάγραμμα 1.20 - Ετήσιες διακυμάνσεις για τις συγκεντρώσεις των σωματιδίων $\text{PM}_{2,5}$ (Pittsburgh, USA)..... 53

Διάγραμμα 1.21 - Η μεταβολή του μέσου όρου της συγκέντρωσης σωματιδίων $PM_{2,5}$ που περιέχουν άζωτο, συναρτήσει της ώρας και για τις τέσσερις εποχές.	54
Διάγραμμα 1.22 - Η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, ως συνάρτηση της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας.	56
Διάγραμμα 1.23 - Οι δυναμικές καμπύλες για δυο ηλεκτρονιακές καταστάσεις ενός διατομικού μορίου. Οι οριζόντιες γραμμές αναπαριστούν τις παλλόμενες ενεργειακές στάθμες.....	66
Διάγραμμα 1.24 - Η ενεργός διατομή απορρόφησης για το όζον και το μοριακό οξυγόνο στο υπεριώδες τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος.....	71
Διάγραμμα 1.25 - Το φάσμα απορρόφησης στο υπέρυθρο για τα CO , CH_4 , N_2O , O_3 , CO_2 και H_2O , αλλά και για το συνδυασμό τους, θεωρώντας ότι δεν υπάρχουν σύννεφα και η ηλιακή δέσμη διέρχεται κάθετα από την ατμόσφαιρα.....	73
Διάγραμμα 1.26 - Το παρατηρούμενο υπέρυθρο φάσμα και η θέση επί αυτού, όλων των αερίων που χαρακτηρίζονται από απορρόφηση.....	77
Διάγραμμα 1.27 - Η παράμετρος x συναρτήσει του μήκους κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας και της ακτίνας του σωματιδίου.	79
Διάγραμμα 1.28 - Κανονικοποιημένες φασικές συναρτήσεις, οι οποίες έχουν υπολογιστεί βάσει της θεωρίας των Lorentz-Mie, για σταγονίδια νεφών ($\sim 10 \mu m$), αερολυμάτα ($\sim 1 \mu m$) και μόρια ($\sim 10^{-4} \mu m$), για ακτινοβολία με μήκος κύματος $0,5 \mu m$	88
Διάγραμμα 1.29 - Ο συντελεστής απόδοσης σκέδασης Q_s ως συνάρτηση της παραμέτρου μεγέθους. Το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης είναι $m_r=1,5m$	89
Διάγραμμα 1.30 - Κατακόρυφα προφίλ για τη μονοχρωματική ένταση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, του ρυθμού απορρόφησης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας ως προς το υψόμετρο, της πυκνότητας του αέρα και του οπτικού πάχους, για k_λ ανεξάρτητο του υψομέτρου.	95
Διάγραμμα 2.1 - Τα διαφορετικά ατμοσφαιρικά προφίλ για το H_2O και το O_3 που χρησιμοποιεί το MODTRAN.	137
Διάγραμμα 2.2 - Οι συνιστώσες της μοριακής απορρόφησης για ένα φασματικό bin του MODTRAN.....	140
Διάγραμμα 3.1 - Ταξινόμηση των μεθόδων ατμοσφαιρικών διορθώσεων.	151
Διάγραμμα 3.2 - Η συνεισφορά στο συντελεστή μετάδοσης από τα μόρια, τα αερολύματα και του υδρατμούς που εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα, για δυο διαφορετικούς τύπους ατμοσφαιρικών συνθηκών (καθαρή & θολή).....	165
Διάγραμμα 3.3 - Σύγκριση των σχετικών διαφορών μεταξύ της έντασης ακτινοβολίας για τις βάσεις δεδομένων των Kirucz και Thuillier 172	172
Διάγραμμα 3.4 - Οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιεί το ATCOR για την ατμοσφαιρική διόρθωση..... 179	179
Διάγραμμα 3.5 - Η μέθοδος αφαίρεσης της επίδρασης της αχλής. Αριστερά: η παλινδρόμηση μεταξύ του κόκκινου και μπλε για "καθαρές" περιοχές. Δεξιά: Παράδειγμα υπολογισμού του Δ ως συνάρτηση του HOT επιπέδου αχλής..... 189	189
Διάγραμμα 3.6 - Το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου αφαίρεσης των σκιών 194	194
Διάγραμμα 3.7 - Ένα παράδειγμα του κανονικοποιημένου διαγράμματος της μη σταθμισμένης συνάρτησης σκιάς 195	195
Διάγραμμα 3.8 - Η συσχέτιση μεταξύ της ανακλαστικότητας επιφάνειας στο κόκκινο και μπλε με το κανάλι των $2,2 \mu m$ 194	194
Διάγραμμα 3.9 - Ο αλγόριθμος προσδιορισμού της ορατότητας και του οπτικού πάχους των αερολυμάτων που χρησιμοποιεί το ATCOR..... 199	199
Διάγραμμα 3.10 - Σχηματική αναπαράσταση του προσδιορισμού της ορατότητας για μια εικονοψηφίδα αναφοράς 200	200

Διάγραμμα 3.11 - Η σχέση που συνδέει την ορατότητα με το TOD και το AOD στα 0,55 μm.	201
Διάγραμμα 3.12 - Παράδειγμα διαγράμματος ανακλαστικότητας - μήκους κύματος για το κανάλι μέτρησης και τα κανάλια αναφοράς	205
Διάγραμμα 3.13 - Παράδειγμα καμπύλης προσαρμογής του λόγου APDA για τους υδρατμούς	206
Διάγραμμα 3.14 - Οι γεωμετρικές συναρτήσεις του ATCOR για την εμπειρική διόρθωση της BRDF: αριστερά η συνάρτηση G συναρτήσει του εκθέτη b και δεξιά η συνάρτηση G (για $b=1$) για τις διάφορες τιμές του β_T	211
Διάγραμμα 3.15 - Τυπική ροή εργασιών για την ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών απεικονίσεων στο ATCOR.	213
Διάγραμμα 4.1 - Οι θέσεις απορρόφησης της περιοχής του φάσματος στην οποία καταγράφει ο Hyperion.....	231
Διάγραμμα 4.2 - Hyperion Signal to Noise Ratio (SNR).	231
Διάγραμμα 4.3 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion στο ATCOR-2.	231
Διάγραμμα 4.4 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion με το FLAASH.	231
Διάγραμμα 4.5 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion με χρήση του αλγόριθμου QUAC.	231
Διάγραμμα 4.6 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion με χρήση τη μέθοδο MNM.	231
Διάγραμμα 4.7 - Το διάγραμμα ροής που περιγράφει την διαδικασία προετοιμασίας των διορθωμένων απεικονίσεων της περιοχής μελέτης, τόσο με τους αλγόριθμους απόλυτων, όσο και σχετικών διορθώσεων, ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση των δεδομένων.	244
Διάγραμμα 4.8 - Μέθοδοι αξιολόγησης της επιτυχίας εφαρμογής της ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε τηλεπισκοπικές απεικονίσεις.	246
Διάγραμμα 4.9 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 90,1552, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.....	254
Διάγραμμα 4.10 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 90,1552, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	255
Διάγραμμα 4.11 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 238,1263, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.....	257
Διάγραμμα 4.12 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 238,1263, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	258
Διάγραμμα 4.13 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 67,1378, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.....	260
Διάγραμμα 4.14 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 67,1378, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	261
Διάγραμμα 4.15 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 112,1281, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.....	263

Διάγραμμα 4.16 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 112,1281, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	264
Διάγραμμα 4.17 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 147,1388, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.	266
Διάγραμμα 4.18 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 147,1388, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	267
Διάγραμμα 4.19 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 189,1475, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.	269
Διάγραμμα 4.20 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 189,1475, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	270
Διάγραμμα 4.21 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 153,1215, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.	272
Διάγραμμα 4.22 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 153,1215, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	273
Διάγραμμα 4.23 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 33,1520, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.	275
Διάγραμμα 4.24 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 33,1520, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	276
Διάγραμμα 4.25 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 37,1674, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.	277
Διάγραμμα 4.26 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 37,1674, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	278
Διάγραμμα 4.27 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 132,1536, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.	279
Διάγραμμα 4.28 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 132,1536, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.	280
Διάγραμμα 4.29 - Τα αποτελέσματα εφαρμογής του αλγόριθμου αφαίρεσης της αχλής στην απεικόνιση 141.	284
Διάγραμμα 4.30 - Τα αποτελέσματα εφαρμογής του αλγόριθμου αφαίρεσης της αχλής στην απεικόνιση 156.	285
Διάγραμμα 4.31 - Οι θέσεις απορρόφησης επί του φάσματος που καταγράφει ο CASI ...	289
Διάγραμμα 4.32 - Η ροή των αλγορίθμων για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη CASI στο ATCOR-4.	291
Διάγραμμα 4.33 - Η σύγκριση των ατμοσφαιρικά διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από την απεικόνιση της κοιλάδας του Αξιού για στόχους που απεικονίζουν γυμνό έδαφος, με τις επίγειες μετρήσεις.	294

Διάγραμμα 4.34 - Η σύγκριση των διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας και των μη διορθωμένων φασμάτων ραδιομετρικής λαμπρότητας για τις ομόλογες εικονοψηφίδες δυο γειτονικών επικαλυπτόμενων λωρίδων.....	296
Διάγραμμα 4.35 - Η σύγκριση των ατμοσφαιρικά διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από την απεικόνιση της Ζακύνθου, με τις επίγειες μετρήσεις και τα εργαστηριακά δεδομένα.....	298

ΛΙΣΤΑ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1.1 - Το εύρος των συχνοτήτων και του μήκους κύματος για κάθε υποπεριοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος.....	15
Πίνακας 1.2 - Τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου τμήματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.	16
Πίνακας 1.3 - Το σύμβολο, οι διαστάσεις (μάζα (M), μήκος (L) και χρόνος (T)) και η μονάδα μέτρησης για διάφορες ραδιομετρικές ποσότητες.....	21
Πίνακας 1.4 - Τυπικές τιμές albedo για διάφορες επιφάνειες της Γης.....	28
Πίνακας 1.5 - Η τυπική σύσταση της ατμόσφαιρας.....	35
Πίνακας 1.6 - Παγκόσμια εκτίμηση για τις εκπομπές των βασικών αερολυμάτων.....	36
Πίνακας 1.7 - Η σύσταση των τροποσφαιρικών αερολυμάτων για τρεις χαρακτηριστικές ομάδες.	38
Πίνακας 1.8 - Οι βασικές οικογένειες χημικών ενώσεων στην στρατοσφαιρική χημεία.....	40
Πίνακας 1.9 - Χαρακτηριστικά των διάφορων τύπων αερολυμάτων.....	44
Πίνακας 1.10 - Η χωρική μεταβολή του υψομέτρου εμφάνισης της κάθε ομάδας νεφών	55
Πίνακας 1.11 - Τύποι και ιδιότητες των νεφών που απαντώνται στην ατμόσφαιρα.....	57
Πίνακας 1.12 - Οι πιο σημαντικές γραμμές απορρόφησης που σχετίζονται με φωτοχημικές αντιδράσεις στην ατμόσφαιρα.	68
Πίνακας 1.13 - Οι ζώνες απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα διάφορα αέρια που απαντώνται στην ατμόσφαιρα.	70
Πίνακας 1.14 - Υπέρτονες γραμμές απορρόφησης και συνδυασμοί γραμμών, για τους υδρατμούς.	75
Πίνακας 2.1 - Ορισμένοι παράμετροι ελέγχου των ατμοσφαιρικών μοντέλων.....	130
Πίνακας 2.2 - Οι έξι πρότυποι τύποι ατμοσφαιρικού προφίλ που περιλαμβάνει το MODTRAN.....	139
Πίνακας 3.1 - Οι διεργασίες που μειώνουν την ανακλαστικότητα στο κόκκινο και μέσο υπέρυθρο κανάλι.....	198
Πίνακας 3.2 - Οι δέκτες που υποστηρίζονται από το ATCOR.....	212
Πίνακας 4.1 - Τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.....	227
Πίνακας 4.2 - Οι εικόνες που επιλέχθηκαν και απεικονίζουν τη περιοχή μελέτης.....	228
Πίνακας 4.3 - Οι μέσες μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούσαν την ημέρα κάθε μιας λήψης στην Καρλσρούη.	229
Πίνακας 4.4 - Γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη Hyperion.	230
Πίνακας 4.5 - Η αντιστοίχιση των καναλιών του Hyperion με το H/M φάσμα.	230
Πίνακας 4.6 - Τα κανάλια που χρησιμοποιήθηκαν για την ατμοσφαιρική διόρθωση των υπερφασματικών απεικονίσεων.	233
Πίνακας 4.7 - Οι κατεστραμμένες λωρίδες κάθε απεικόνισης.....	234
Πίνακας 4.8 - Οι παράμετροι διόρθωσης για το ATCOR-2.	235
Πίνακας 4.9 - Τα χαρακτηριστικά των καναλιών στα οποία βασίστηκε ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών.....	236
Πίνακας 4.10 - Οι παράμετροι διόρθωσης για τον FLAASH.....	238
Πίνακας 4.11 - Οι επιμέρους διορθώσεις στις οποίες έχουν επιβληθεί τα αρχικά δεδομένα.	240
Πίνακας 4.12 - Οι τελικές τιμές VIS και wn στις οποίες κατέληξαν τα λογισμικά ATCOR-2 και FLAASH.....	240
Πίνακας 4.13 - Τα RMS για τη σχετική γεωαναφορά των απεικονίσεων μεταξύ τους.....	242

Πίνακας 4.14 - Τα κανάλια του δέκτη Hyperion, βάσει των οποίων έγινε ο υπολογισμός των κανονικοποιημένων μέσων όρων για τις διάφορες περιοχές του H/M φάσματος.	247
Πίνακας 4.15 - Ο τύπος του κάθε στόχου (σταθερός ή μη).....	250
Πίνακας 4.16 - Τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης στην κοιλάδα του Αξιού (Περιοχή μελέτης 1) και στη Ζάκυνθο (Περιοχή μελέτης 2).	287
Πίνακας 4.17 - Γενικά χαρακτηριστικά του CASI-550.....	289
Πίνακας 4.18 - Γενικά χαρακτηριστικά του GER 1500.	290
Πίνακας 4.19 - Τα κανάλια που περιέχει κάθε υπερφασματική απεικόνιση του CASI για την περιοχή του Αξιού.	290
Πίνακας 4.20 - Οι παράμετροι διόρθωσης για τις απεικονίσεις του δέκτη CASI-550 στο ATCOR-4.....	292

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στόχος της εφαρμογής των ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι ο **προσδιορισμός των πραγματικών τιμών της ανακλαστικότητας της επιφάνειας** και η **ανάκτηση των φυσικών παραμέτρων της Γήινης επιφάνειας**, απαλείφοντας τις ατμοσφαιρικές επιπτώσεις από τις πολυφασματικές ή τις υπερφασματικές απεικονίσεις. Οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις είναι αναμφισβήτητο το πιο σημαντικό μέρος της **προ-επεξεργασίας** των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων, ειδικότερα στις περιπτώσεις, όπου απαιτείται η σύγκριση και η ανάλυση απεικονίσεων που έχουν ληφθεί σε **διαφορετικές χρονικές στιγμές**. Η βασική ιδέα στην οποία στηρίζονται οι αλγόριθμοι απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι ο καθορισμός των **οπτικών ιδιοτήτων** της ατμόσφαιρας, κατά τη στιγμή της λήψης και στη συνέχεια η αξιοποίηση τους για τη διόρθωση της απεικόνισης. Σκοπός αυτής της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη, η εφαρμογή και η αξιολόγηση αυτών των διορθώσεων.

Το θεωρητικό υπόβαθρο των αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων αποτελείται από τρεις βασικές ενότητες: **1) τη διάδοση της ακτινοβολίας** διαμέσου της ατμόσφαιρας, **2) τη μοντελοποίηση** αυτής της διεργασίας και **3) τις μεθόδους επεξεργασίας εικόνων**, μέσω των οποίων γίνεται η εφαρμογή της τελικής διόρθωσης στις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις. Στο πλαίσιο της συγκεκριμένης εργασίας γίνεται ανάπτυξη και των τριών εννοιών. Η δεύτερη ενότητα λειτουργεί συμπληρωματικά στην πρώτη και ουσιαστικά περιγράφει πως από το καθαρά θεωρητικό υπόβαθρο της διάδοσης της ακτινοβολίας καθίσταται δυνατή η χρήση του σε τηλεπισκοπικές εφαρμογές. Η ανάλυση αυτή έγινε ώστε να γίνει κατανοητό ποιες είναι οι παράμετροι (δηλ. οι οπτικές ιδιότητες της ατμόσφαιρας) που επηρεάζουν τη συγκεκριμένη φυσική διεργασία, πόσο σημαντική είναι η επίδραση της κάθε μιας και τελικά ποιες από αυτές λειτουργούν ως δεδομένα εισόδου στους αλγόριθμους διόρθωσης. Το επόμενο βήμα είναι η μελέτη των αλγόριθμων επεξεργασίας εικόνας που αναπτύχθηκαν με στόχο να εκπληρώσουν αυτόν το στόχο και κυρίως αυτών που περιέχονται στο λογισμικό ATCOR. Η μελέτη αυτή έγινε λαμβάνοντας υπόψιν με ποιο **τρόπο** χρησιμοποιούνται τα δεδομένα που προέκυψαν από το εκάστοτε μοντέλο, τι **πληροφορίες** εξάγονται από τις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις που πρέπει να διορθωθούν και ποιες είναι οι **βασικές φυσικές θεωρήσεις** που κάνουν οι αλγόριθμοι. Μελετώντας το αντικείμενο συνολικά είναι δυνατή η αξιολόγηση της ακρίβειας, της πληρότητας και της αξιοπιστίας της κάθε μεθόδου ατμοσφαιρικής διόρθωσης, καθώς είναι γνωστό ποια φαινόμενα λαμβάνονται υπόψιν, πως τα αντιμετωπίζουν, αλλά και τι παραδοχές κάνουν γενικά.

Σε πρακτικό επίπεδο έγινε μελέτη δύο διαφορετικών μεθοδολογιών αξιολόγησης σε δορυφορικά και αερομεταφερόμενα υπερφασματικά δεδομένα. Η πρώτη είχε ως στόχο την σχετική αξιολόγηση τριών αλγορίθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων (ATCOR-2, FLAASH & QUAC) και μιας μεθόδου σχετικών ατμοσφαιρικών διορθώσεων (Multi-temporal Normalization Method - MNM) σε υπερφασματικά δεδομένα του δέκτη Hyperion. Για την επιλεγείσα περιοχή δεν ήταν διαθέσιμες επίγειες μετρήσεις με ραδιόμετρο, έτσι η συγκεκριμένη αξιολόγηση περιορίστηκε στη σύγκριση των φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από την κάθε μέθοδο. Στη συνέχεια έγινε η αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε υπερφασματικά τηλεπισκοπικά δεδομένα υψηλής χωρικής ανάλυσης από τον αερομεταφερόμενο δέκτη CASI-550 που απεικονίζουν αποκλειστικά επιφάνειες ξηράς ή θάλασσας.

Η παρούσα διπλωματική εργασία ανέδειξε τη σημασία των ατμοσφαιρικών διορθώσεων και την αναγκαιότητα εφαρμογής τους κατά την προεπεξεργασία των τηλεπισκοπικών δεδομένων, ιδιαίτερα στην περίπτωση των αερομεταφερόμενων υπερφασματικών απεικονίσεων.

ABSTRACT

The object of applying an atmospheric correction is to determine true surface reflectance values and to retrieve physical parameters of the Earth's structure, by removing atmospheric effects from multispectral or hyperspectral remotely sensed imagery (Hadjimitsis et al., 2010). Atmospheric correction is arguably the most important part of the pre-processing of satellite remotely sensed data, especially in cases where multi-temporal images are to be compared and analyzed. The fundamental concept of atmospheric correction is to determine the optical characteristics of the atmosphere at the time of the image acquisition, and then to introduce them in a radiative transfer model so as to correct the remotely sensed imagery. The object of this diploma thesis is the study, the application and the evaluation of atmospheric corrections.

The theoretical background of atmospheric correction consists of 1) the radiative transfer (RT) through the Earth's atmosphere, 2) the modeling of this physical process and 3) the image processing methods employed, so as to correct the image data. In this thesis the first and the third section are being presented in detail, while the second focuses on the link between the RT theory and how it is being utilized in remote sensing applications. The main objects of this thesis was firstly to present the optical parameters of the atmosphere that affect the radiative transfer through it, how important is the contribution of each one of them into the RT, which of them are employed as input parameters to atmospheric correction algorithms; and secondly, the in-depth study of the algorithms employed by the various atmospheric correction software packages and especially the ones used by ATCOR. The study was done considering how the correction algorithms utilize the input data from each RT model, what information do they derive from the remote sensing data, and finally what are the basic physical considerations they need to make. Studying the aforementioned three section as a whole, it is possible to evaluate the accuracy, the completeness and the reliability of each atmospheric correction method, as it is known what phenomena takes into account and how does it treat them.

For evaluating the performance of atmospheric correction software, two different hyperspectral datasets have been used. Firstly, a time series of spaceborne hyperspectral data from Hyperion has been employed, in order to test three absolute correction algorithms (ATCOR-2, FLAASH & QUAC) and one relative correction algorithm (Multi-temporal Normalization Method - MNM). For this study area, there weren't available *in-situ* radiometer measurements, so the evaluation was based in the normalized relative differences of the derived spectra from each image for every correction method applied. Secondly, ATCOR-4 was evaluated using airborne hyperspectral data from CASI-550 for two different locations, one over sea and the other one over land, both coupled with *in-situ* ground truth measurements.

This thesis highlighted the importance of the application of atmospheric correction on remote sensing data and its importance as a preprocessing step, especially in the case of airborne hyperspectral imagery.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ως τηλεπισκόπηση (remote sensing) καλείται, σύμφωνα με τους Campbell & Wynne (2011), η επιστήμη που ασχολείται με τη συλλογή, επεξεργασία και ανάλυση δεδομένων που περιγράφουν τη Γήινη επιφάνεια (ξηρά και ωκεανοί) και προκύπτουν από τη χρήση απεικονίσεων που έχουν ληφθεί από εναέρια ή δορυφορικά μέσα, αξιοποιώντας την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία σε μια ή περισσότερες περιοχές του Η/Μ φάσματος, η οποία προέρχεται είτε από ανάκλαση, είτε από εκπομπή από την επιφάνεια της Γης. Η βασική διαδικασία συλλογής δεδομένων στην επιστήμη της τηλεπισκόπησης, αποτελείται από τέσσερα κύρια βήματα. Αρχικά γίνεται επιλογή του αντικείμενου μελέτης, στη συνέχεια συγκεντρώνονται τα απαραίτητα τηλεπισκοπικά δεδομένα που το περιγράφουν και στα οποία γίνεται η εφαρμογή των διάφορων μεθόδων επεξεργασίας για την εξαγωγή της απαραίτητης πληροφορίας που είναι απαραίτητη σε διάφορες εφαρμογές, όπως είναι η μελέτη της βλάστησης, των χρήσεων γης κ.λπ..

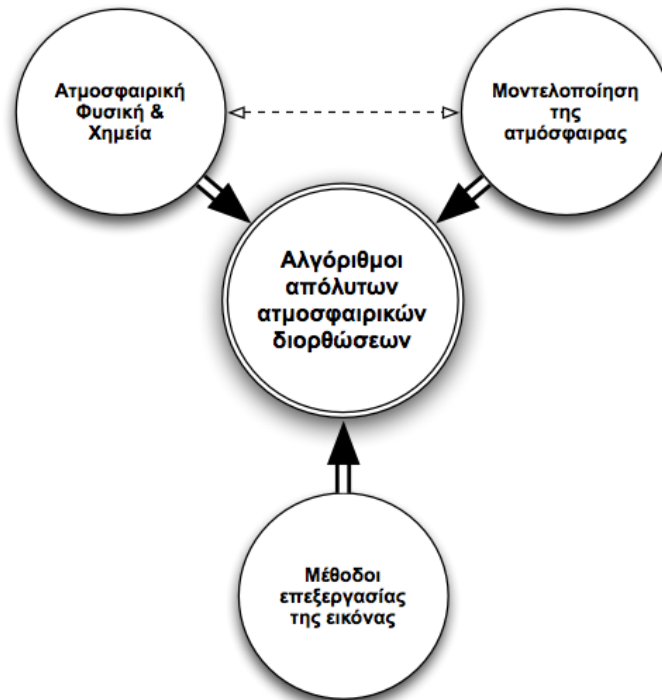
Η διαδικασία συλλογής των τηλεπισκοπικών δεδομένων μπορεί να αναλυθεί και να περιγραφεί από τρία μοντέλα. Το πρώτο περιγράφει το δέκτη και τα διάφορα χαρακτηριστικά του, το δεύτερο την ατμόσφαιρα διαμέσου της οποίας διαδίδεται η ακτινοβολία και το τρίτο το φυσικό αντικείμενο, που στην προκειμένη περίπτωση είναι συνήθως η επιφάνεια της Γης. Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας μελετάται εκτενώς το δεύτερο μοντέλο. Η ενέργεια (ακτινοβολία) που καταγράφεται από έναν τηλεπισκοπικό δέκτη διέρχεται μέσα από το στρώμα της ατμόσφαιρας (ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση) ή τουλάχιστον από ένα τμήμα της. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μεταβάλλεται η ένταση και το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, από τα μόρια και τα αερολύματα που περιέχονται σε αυτήν, μέσω των διεργασιών της απορρόφησης και της σκέδασης. Οι μεταβολές αυτές επιδρούν στην ποιότητα της τελικής απεικόνισης, αλλά και στην ακρίβεια των εξαγόμενων πληροφοριών και συνεπώς είναι απαραίτητη η διόρθωσή τους.

Με τη διόρθωση της επίδραση της ατμόσφαιρας, κατά την προεπεξεργασία των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων, είναι δυνατός ο προσδιορισμός των πραγματικών τιμών της ανακλαστικότητας της επιφάνειας και η ανάκτηση των φυσικών παραμέτρων της Γήινης επιφάνειας. Η εφαρμογή των ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι ιδιαίτερα σημαντική στις περιπτώσεις όπου απαιτείται η σύγκριση και η ανάλυση απεικονίσεων που έχουν ληφθεί σε διαφορετικές χρονικές στιγμές. Οι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων χωρίζονται σε δυο βασικές κατηγορίες: στους αλγόριθμους απόλυτης ατμοσφαιρικής διόρθωσης και στους αλγόριθμους σχετικής ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Η συγκεκριμένη διπλωματική εργασία μελετάει λεπτομερώς τους αλγόριθμους που ανήκουν στην πρώτη κατηγορία και χρησιμοποιούν τα οπτικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας, ως δεδομένα εισόδου για τη διόρθωση των τηλεπισκοπικών δεδομένων. Η συλλογή υπερφασματικών δεδομένων (hyperspectral data) διευκολύνει σημαντικά αυτήν τη διαδικασία, καθώς είναι δυνατή η ταυτόχρονη συλλογή ατμοσφαιρικών δεδομένων που παίζουν καθοριστικό ρόλο στους αλγόριθμους διόρθωσης (π.χ. ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών). Οι απόλυτες ατμοσφαιρικές διορθώσεις συμπεριλαμβάνουν συνήθως και διορθώσεις για την επίδραση της τοπογραφίας της επιφάνειας, της BRDF και διάφορων ατμοσφαιρικών φαινομένων, όπως είναι τα νέφη και η αχλή.

Το υπόβαθρο των αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων (absolute atmospheric correction algorithms) αποτελείται από τρεις βασικές ενότητες, οι οποίες παρουσιάζονται στο διάγραμμα 1.1. Η **ατμοσφαιρική φυσική και χημεία** (atmospheric physics & chemistry) αποτελεί τη θεωρητική βάση για την αντιμετώπιση του προβλήματος της διάδοσης της ακτινοβολίας. Παράλληλα η καλή γνώση των βασικών φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα και των χαρακτηριστικών των συστατικών της, καθιστούν δυνατό το σχεδιασμό πιο αποδοτικών μοντέλων και μεθόδων διόρθωσης ή εξαγωγής πληροφορίας από τις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις. Η δεύτερη επιστημονική

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

ενότητα που παίζει εξέχοντα ρόλο στο συγκεκριμένο θέμα, είναι η **μοντελοποίηση της ατμόσφαιρας** (atmospheric modeling). Η μοντελοποίηση και η αντίστροφη μοντελοποίηση της ατμόσφαιρας καλείται να συνδέσει την ατμοσφαιρική φυσική με τους αλγόριθμους επεξεργασίας της εικόνας και να προσδιορίσει ορισμένες παραμέτρους της διόρθωσης που δεν είναι δυνατό να προσδιοριστούν από τα τηλεπισκοπικά δεδομένα. Τέλος οι **μέθοδοι επεξεργασίας της εικόνας** (image processing) αποτελούν το εργαλείο για την προσαρμογή και την εφαρμογή των διορθώσεων στην απεικόνιση, αλλά και τον προσδιορισμό ορισμένων παραμέτρων που είναι απαραίτητες για την ατμοσφαιρική διόρθωση και δεν είναι διαθέσιμες.



Διάγραμμα 1.1 - Οι τρεις βασικές ενότητες που αποτελούν το υπόβαθρο των αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων.

Ο στόχος της συγκεκριμένης διπλωματικής εργασίας είναι η **ολοκληρωμένη μελέτη των διεργασιών της ατμόσφαιρας που επηρεάζουν την ακρίβεια των τηλεπισκοπικών δεδομένων και στη συνέχεια η αξιολόγηση της απόδοσης των αλγόριθμων απόλυτης διόρθωσης που εφαρμόζονται σήμερα**. Ο συγκεκριμένος στόχος αναλύεται σε τρεις υποστόχους:

- Τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας.
- Τη μελέτη των αλγόριθμων και υπό-αλγόριθμων απόλυτης ατμοσφαιρικής διόρθωσης.
- Τη σχετική αξιολόγηση μεταξύ των διάφορων μεθόδων και την απόλυτη αξιολόγηση αυτών με χρήση επίγειων μετρήσεων.

Η παρούσα εργασία χωρίζεται σε τέσσερα βασικά κεφάλαια. Τα τρία πρώτα αποτελούν το θεωρητικό κορμό των αλγόριθμων απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων, ενώ το τέταρτο αντιστοιχεί στην πρακτική εφαρμογή.

Στο **πρώτο κεφάλαιο** μελετάται η διάδοση της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας. Πιο συγκεκριμένα, γίνεται ανάλυση του H/M φάσματος που φτάνει στη Γη ή εκπέμπεται από αυτήν και καταγράφουν οι οπτικοί δέκτες· επιπρόσθετα μελετάται η δομή και η σύσταση της ατμόσφαιρας, αλλά και ορισμένων φαινομένων (νέφη & αχλή) που απαντώνται σε αυτήν. Σε δεύτερο επίπεδο γίνεται ανάλυση όλων των φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην

ατμόσφαιρα και επηρεάζουν την ακτινοβολία κατά τη διάδοση της. Ιδιαίτερη βαρύτητα δίνεται στη μοριακή απορρόφηση στις διάφορες περιοχές του Η/Μ φάσματος και στη σκέδαση και τις διάφορες θεωρίες που την περιγράφουν (Rayleigh, Mie και γεωμετρική οπτική). Η πρώτη ενότητα ολοκληρώνεται με την εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας για διάφορες προσεγγίσεις που γίνονται κατά τη μελέτη του συγκεκριμένου φαινομένου (π.χ. ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης, διάδοση σε τρισδιάστατο ανομοιογενές μέσο κ.λπ.). Η συγκεκριμένη διεργασία συνδέεται άμεσα και με την επιφάνεια της Γης, κάτι που λαμβάνουν υπόψιν τους και ορισμένοι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων, γι αυτό το λόγο γίνεται αναφορά και στον τρόπο με τον οποίο επιδρά η γήινη επιφάνεια στη διάδοση της ακτινοβολίας.

Το **δεύτερο κεφάλαιο** πραγματεύεται θέματα που αφορούν τη μοντελοποίηση και την αντίστροφη μοντελοποίηση της διάδοσης της ακτινοβολίας διαμέσου τη ατμόσφαιρας. Αρχικά παραθέτονται τα βασικά στάδια σύμφωνα με τα οποία γίνεται η δόμηση ενός ατμοσφαιρικού μοντέλου και η κωδικοποίηση του σε ένα υπολογιστικό σύστημα. Στη συνέχεια η μελέτη ειδικεύεται στο μοντέλο MODTRAN, στο οποίο στηρίζονται αρκετοί αλγόριθμοι απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων. Το δεύτερο κεφάλαιο ολοκληρώνεται με την περιγραφή της διαδικασίας της αντίστροφης μοντελοποίησης που απαιτείται, ώστε να είναι δυνατή η χρήση των παραγώγων ενός μοντέλου και πιο συγκεκριμένα του MODTRAN σε εφαρμογές τηλεπισκόπησης.

Στο **τρίτο κεφάλαιο** μελετώνται οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων σε θεωρητικό επίπεδο και περιγράφονται ορισμένοι βασικοί αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων. Η θεωρητική μελέτη αφορά τους διάφορους τύπους διορθώσεων, τα βασικά χαρακτηριστικά των αλγόριθμων διόρθωσης για το ηλιακό και το θερμικό φάσμα και για τους διάφορους τύπους δεδομένων (πολυφασματικά και υπερφασματικά). Επιπλέον γίνεται μελέτη και των ιδιαιτεροτήτων που πρέπει να ληφθούν υπόψιν, κατά την ανάπτυξη μεθόδων διόρθωσης, σε δεδομένα που απεικονίζουν υδατικές επιφάνειες (π.χ ωκεανούς) ή ξηρά. Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο γίνεται λεπτομερής περιγραφή του λογισμικού ατμοσφαιρικών διορθώσεων ATCOR, τόσο όσον αφορά τους αλγόριθμους διόρθωσης που χρησιμοποιεί, όσο και των παραμέτρων που λαμβάνει υπόψιν· παράλληλα γίνεται μια σύντομη ανάλυση και των μεθόδων FLAASH και QUAC. Το τρίτο κεφάλαιο ολοκληρώνεται με την αναλυτική περιγραφή διάφορων αλγόριθμων διόρθωσης, που συμπεριλαμβάνουν τα λογισμικά που αναφέρθηκαν προηγουμένως και χρησιμοποιούνται 1) για τον προσδιορισμό της συνεισφοράς των αερολυμάτων στην καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα, 2) της τιμής της στήλης των υδρατμών, 3) της διόρθωσης της επίδρασης της BRDF και 4) της αφαίρεσης της αχλής, των θυσάνων και των σκιών από τα τηλεπισκοπικά δεδομένα.

Το **τέταρτο κεφάλαιο** περιγράφει το πρακτικό μέρος της εργασίας και πραγματεύεται την εφαρμογή και την αξιολόγηση των διάφορων λογισμικών ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Συνολικά έγινε η μελέτη δυο διαφορετικών περιπτώσεων. Στην πρώτη μελετήθηκε η σχετική ακρίβεια διάφορων μεθόδων απόλυτης αλλά και σχετικής ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε υπερφασματικά δορυφορικά δεδομένα του δέκτη Hyperion για την περιοχή της Καρλσρούης. Στη δεύτερη περίπτωση έγινε σύγκριση του κύβου ανακλαστικότητας που προέκυψε από το λογισμικό ATCOR-4 για απεικονίσεις του αερομεταφερόμενου υπερφασματικού δέκτη CASI-550 της κοιλάδας του Αξιού στην Μακεδονία, με επίγειες μετρήσεις, ταυτόχρονες με την πτήση. Και στις δυο περιπτώσεις γίνεται αναλυτική περιγραφή τόσο της περιοχής μελέτης και του εκάστοτε δέκτη, όσο και της μεθοδολογίας προεπεξεργασίας, διόρθωσης και αξιολόγησης που ακολουθήθηκε. Στο τέλος της εργασίας γίνεται η παρουσίαση των συμπερασμάτων που προέκυψαν και της βιβλιογραφίας που χρησιμοποιήθηκε.

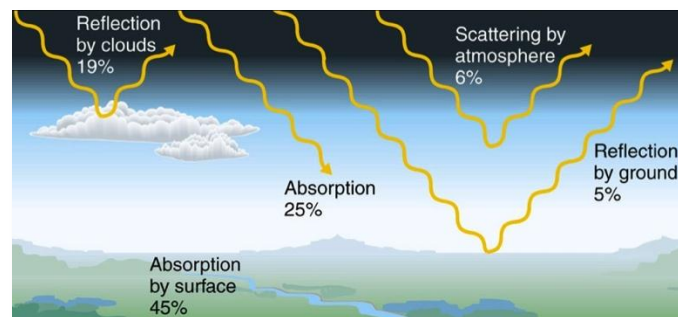
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

1.1 Η Ηλιακή Ακτινοβολία

1.1.1 Το βασικό φυσικό πρόβλημα

Η μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας (radiative transfer) στην ατμόσφαιρα ασχολείται κυρίως με τη διάδοση ενέργειας μέσα από την ατμόσφαιρα με φωτόνια ή ισοδύναμα με ηλεκτρομαγνητικά κύματα. Το ποσό της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, που διαπερνά όλα τα στρώματα της ατμόσφαιρας, προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης και στη συνέχεια εξέρχεται από το σύστημα Γη - Ατμόσφαιρα προς το διάστημα, βρίσκεται συναρτήσεως της **τριδιάστατης χωρικής κατανομής της ύλης**, όπως και των **ιδιοτήτων που χαρακτηρίζουν την αλληλεπίδραση** αυτής με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία (Marshak & Davis, 2005).



Εικόνα 1.1 - Τα φαινόμενα που επηρεάζουν τη διάδοση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. (Πηγή: geog.ucsb.edu)

Οι ιδιότητες της ύλης που ορίζουν τον τρόπο με τον οποίο αυτή αλληλεπιδρά με την ακτινοβολία, μεταβάλλονται τόσο **χωρικά** πάνω στη επιφάνεια της Γης και στην ατμόσφαιρα, όσο και **χρονικά**. Το ίδιο ισχύει και για την κατανομή της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας για ολόκληρο το σύστημα Γη - Ατμόσφαιρα. Οι διακυμάνσεις αυτές έχουν ως αποτέλεσμα την αλλαγή του ρυθμού θέρμανσης τόσο της γήινης επιφάνειας, όσο και της ατμόσφαιρας και την έντονη διαφοροποίηση τόσο της εισερχόμενης, όσο και της εξερχόμενης ακτινοβολίας (Marshak & Davis, 2005).

Στην ατμόσφαιρα τα φωτόνια διακρίνονται σε δύο κατηγορίες:

- Τα φωτόνια που προέρχονται από τον **ήλιο** (solar/shortwave photons) και αντιστοιχούν σε μήκη κύματος (0,1 έως 4 μm), στο υπεριώδες, το ορατό και το εγγύς υπέρυθρο τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος.
- Τα φωτόνια που εκπέμπονται από την **ατμόσφαιρα** ή την **επιφάνεια της Γης** (thermal/terrestrial/longwave photons) και αντιστοιχούν σε μήκη κύματος (4 έως 100 μm) στο θερμικό (thermal) και στο άπω (far) υπέρυθρο.

Οι δύο αυτές ομάδες μπορούν να αναπαρασταθούν από την καμπύλη εκπομπής ακτινοβολίας ενός **μέλανος σώματος**¹ συναρτήσεως του μήκους κύματος, για θερμοκρασίες

¹ Ως μέλαν σώμα (black-body) ορίζεται το ιδεατό σώμα το οποίο απορροφά όλη την προσπίπτουσα σε αυτό ενέργεια, ανεξαρτήτως μήκους κύματος και γωνίας πρόσπτωσης. Σε θερμοδυναμική ισορροπία με το περιβάλλον το μέλαν σώμα ακτινοβολεί όση ενέργεια απορροφά. Η ακτινοβολία του μέλανος σώματος εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία και το μήκος κύματος, ενώ ακολουθεί το νόμο του Lambert (είναι ανάλογη του συνημιτόνου της γωνίας εκπομπής). (Καραθανάση, 2011)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

που είναι περίπου **6000 K** (η θερμοκρασία της φωτόσφαιρας του ηλίου) και **288 K** (η μέση θερμοκρασία της Γης) αντίστοιχα (Andrews, 2010).

Για τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας, είναι απαραίτητο να διερευνηθεί η **αλληλεπίδραση που υπάρχει μεταξύ των φωτονίων και των ατμοσφαιρικών αερίων**. Ένας τρόπος, σύμφωνα με τον οποίο τα φωτόνια που προέρχονται από την ηλιακή ακτινοβολία ενδέχεται να χαθούν, είναι η αλληλεπίδραση αυτών, για συγκεκριμένες διακριτές συχνότητες, με τα μόρια του αέρα. Κάθε συχνότητα f αντιστοιχεί σε μια μεταφορά του ηλεκτρονίου σε ανώτερη ενεργειακή στάθμη, σύμφωνα με τη εξίσωση 1.1, όπου το ΔE αντιστοιχεί στη διαφορά ενέργειας μεταξύ των δυο ενεργειακών σταθμών (Κεφ. 1.1.2, Κεφ. 1.3.1), ενώ το h είναι η σταθερά του Planck.

$$\Delta E = hf \quad (1.1)$$

Η διεγερμένη κατάσταση που έχει προκύψει, έχει περιορισμένη διάρκεια ζωής και η ενέργεια διέγερσης είναι δυνατόν να αποδοθεί ξανά, ακολουθώντας μια από τις παρακάτω δύο διεργασίες (Andrews, 2010):

- Το ηλεκτρόνιο επιστρέφει στην αρχική του ενεργειακή στάθμη, **εκπέμποντας** ένα φωτόνιο που έχει ακριβώς την ίδια ενέργεια και συχνότητα με αυτήν του αρχικού. Η διεργασία αυτή καλείται **ακτινοβολητική μετάπτωση** (radiative decay).
- Σε σχετικά υψηλές πιέσεις, υπάρχει μεγάλη πιθανότητα να συμβούν συγκρούσεις μεταξύ των μορίων, πριν από την εκπομπή ενέργειας που συνοδεύει την αποδιέγερση του μορίου. Το φαινόμενο αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη **μετατροπή** της ενέργειας διέγερσης ΔE σε άλλες μορφές ενέργειας· σε αυτήν την περίπτωση θεωρείται ότι το φωτόνιο έχει απορροφηθεί. Εάν μέσω αυτής της διαδικασίας παραχθεί κινητική ενέργεια, τότε αυτή θα διαδοθεί άμεσα μεταξύ των μορίων εξαιτίας των συγκρούσεων και των λοιπών αλληλεπιδράσεων που λαμβάνουν χώρα σε ατομικό και μοριακό επίπεδο. Παράλληλα θα εμφανιστεί και μια τοπική αύξηση της θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα, καθώς η θερμική ενέργεια είναι η μακροσκοπική έκφραση της μοριακής κινητικής ενέργειας. Αυτός ο τρόπος μετατροπής ενέργειας σε θερμότητα καλείται **θερμοποίηση** (thermalisation) ή **καταστολή** (quenching).

Η ακτινοβολητική μετάπτωση που παρουσιάζεται παραπάνω, αποτελεί ένα παράδειγμα **σκέδασης** ενός φωτονίου με μια συγκεκριμένη διακριτή συχνότητα, από ένα μόριο της ατμόσφαιρας (Andrews, 2010). Ως σκέδαση ορίζεται η φυσική διεργασία κατά την οποία ένα σωματίδιο που βρίσκεται εντός της πορείας ενός H/M κύματος αφαιρεί διαρκώς ενέργεια από αυτό και την επανακτινοβολεί προς όλες τις διευθύνσεις (Liou, 2002). Για τη συγκεκριμένη μελέτη όμως μεγαλύτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει το φαινόμενο σκέδασης φωτονίων, που αντιστοιχούν **σε ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων**, από ατμοσφαιρικά **μόρια** ή **σωματίδια** σε υγρή και στερεή μορφή (αερολύματα) που αιωρούνται στην ατμόσφαιρα.

Στην περίπτωση σκέδασης από μόρια των οποίων οι διαστάσεις είναι **πολύ μικρότερες** από το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας, γίνεται αναφορά στη **σκέδαση Rayleigh**, ενώ στις περιπτώσεις όπου το φαινόμενο της σκέδασης οφείλεται σε αερολύματα όπως είναι η σκόνη και ο καπνός, των οποίων οι διαστάσεις είναι **συγκρίσιμες** με το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας, η εξέταση του γίνεται βάσει της **σκέδασης Mie** (Andrews, 2010). Τέλος η μελέτη της σκέδασης που οφείλεται σε σωματίδια, όπως τα σταγονίδια των νεφών και οι σταγόνες βροχής, τα οποία έχουν πολύ μεγαλύτερες διαστάσεις από το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας γίνεται βάσει της **γεωμετρικής οπτικής** και περιγράφει φαινόμενα όπως είναι το ουράνιο τόξο και η άλω.

Είναι εμφανές λοιπόν, ότι η ηλιακή ακτινοβολία κατά την διάδοση της στην ατμόσφαιρα **εξασθενεί** (Παπαγιάννης, 2005). Ο όρος **εξασθένιση/απόσβεση (extinction)**

χρησιμοποιείται για να υποδηλώσει την απώλεια ενέργειας από ένα εισερχόμενο φωτόνιο, κάτι που μπορεί να συμβεί είτε με απορρόφηση, είτε με σκέδαση.

Η απορρόφηση των φωτονίων που προέρχονται από τον ήλιο, είναι δυνατόν να προκαλέσει φωτοδιάσπαση (photo-dissociation), δηλαδή τη διάσπαση των μορίων, και να οδηγήσει σε φωτοχημικές αντιδράσεις και στο φαινόμενο του φωτοϊονισμού (photo-ionisation), κατά το οποίο το άτομο χάνει τα ηλεκτρόνια της εξωτερικής του στοιβάδας (Andrews, 2010). Αυτές οι αλληλεπιδράσεις παρατηρούνται για ένα συνεχές φάσμα συχνοτήτων, με την προϋπόθεση ότι η ενέργεια των εισερχόμενων φωτονίων είναι αρκετά μεγάλη.

Τα φωτόνια που εκπέμπονται από την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα της Γης μπορούν να απορροφούνται και να σκεδάζονται, με **παρόμοιο τρόπο**, όπως αυτά που προέρχονται από τον ήλιο. Η διεργασία της εκπομπής είναι ακριβώς **αντίθετη** από αυτή της απορρόφησης και η ενέργεια που εκλύεται προέρχεται από την κινητική ενέργεια των μορίων, το φαινόμενο αυτό έχει ως συνέπεια να παρατηρείται μια τοπική μείωση της θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα (Andrews, 2010).

Για την ακτινοβολία με μήκη κύματος που αντιστοιχούν στο υπέρυθρο τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, η ΔE αντιστοιχεί στη διαφορά ενέργειας μεταξύ παλλόμενων ή περιστρεφόμενων διεγερμένων καταστάσεων του μορίου που είναι υπεύθυνο για την εκπομπή· αντί για την ενέργεια που συνοδεύει τη μετάπτωση (electronic transition) ενός ηλεκτρονίου σε ανώτερη ή κατώτερη ενεργειακή στάθμη (Andrews, 2010).

Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας οφείλεται κυρίως στο **νερό** (H_2O) και το **όζον** (O_3). Το H_2O επηρεάζει ολόκληρο το εγγύς υπέρυθρο τμήμα της Η/Μ ακτινοβολίας, ενώ το O_3 το υπεριώδες και το ορατό (Liou, 2002). Στην απορρόφηση της ηλιακής ενέργειας συμβάλλει το O_2 και άλλα δευτερεύοντα αέρια όπως το CH_4 , NO_2 , N_2O , $O_2 \cdot O_2$, $O_2 \cdot N_2$ και CO_2 . Στο θερμικό υπέρυθρο τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, η απορρόφηση από το νερό επηρεάζει στο σύνολο της την συγκεκριμένη περιοχή, ενώ τα CO_2 και O_3 επηρεάζουν σημαντικά τα μήκη κύματος στις υποπεριοχές των 15 μm και 9,6 μm (Liou, 2002). Το H_2O , το CO_2 και το O_3 επηρεάζουν έντονα της Η/Μ ακτινοβολία και θεωρούνται πρωταρχικής σημασίας αέρια για την ατμόσφαιρα της Γης, επιπροσθέτως, τα CH_4 & N_2O εμφανίζουν ισχυρές ζώνες απορρόφησης στην περιοχή 7-8 μm .

Τα **αερολύματα** απορροφούν αλλά και σκεδάζουν την ηλιακή ακτινοβολία. Ο βαθμός κατά τον οποίο το φαινόμενο της απορρόφησης είναι πιο ισχυρό σχετικά με αυτό της σκέδασης, καθορίζεται από τη χημική σύσταση του συγκεκριμένου αερολύματος και την κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων του (Liou, 2002). Τα σταγονίδια του νερού και οι κρύσταλλοι πάγου που εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα, δεν επηρεάζουν το ορατό τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, αλλά απορροφούν την εγγύς υπέρυθρη (Liou, 2002). Τέλος τα **σύννεφα** επηρεάζουν έντονα τόσο την ηλιακή όσο και τη γήινη ακτινοβολία, εξαιτίας του μεγάλου ποσοστού κάλυψης της γήινης επιφάνειας που τα χαρακτηρίζει. Επιπλέον, οι διάφορες ομάδες στις οποίες κατηγοριοποιείται η επιφάνεια της Γης, εμφανίζουν σημαντική διακύμανση στις ανακλαστικές τους ιδιότητες σε σχέση με την εισερχόμενη ηλιακή ροή (Liou, 2002).

Η αλληλεπίδραση ανάμεσα στην ηλιακή ακτινοβολία και την ατμόσφαιρα έχει ως αποτέλεσμα το ηλιακό φάσμα στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας με αυτό στο επίπεδο της θάλασσας να **διαφέρει έντονα**.

1.1.2 Γενικά στοιχεία για την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία

Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία (electromagnetic radiation - EMR) είναι η **εκπομπή** στο χώρο ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας υπό μορφή κυμάτων που ονομάζονται ηλεκτρομαγνητικά κύματα. Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα είναι συγχρονισμένα ταλαντούμενα ηλεκτρικά και μαγνητικά πεδία τα οποία ταλαντώνονται σε κάθετα μεταξύ τους επίπεδα και κάθετα προς την διεύθυνση διάδοσης.

Ο Einstein ανακάλυψε ότι όταν το φως αλληλεπιδρά με τα ηλεκτρόνια τη ύλης συμπεριφέρεται σαν να αποτελείται από πολλούς μεμονωμένους φορείς, τα φωτόνια, τα οποία εμφανίζουν παρόμοιες ιδιότητες με τα σωματίδια της ύλης, όπως είναι η ενέργεια και η ορμή (Jensen, 2006). Σύμφωνα με αυτήν την ανακάλυψη το φως θεωρείται ένας ιδιαίτερος τύπος ύλης. Το φαινόμενο αυτό εξηγείται με την κβαντική θεωρία της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που ανέπτυξε ο Planck το 1900.

Σήμερα, θεωρείται ότι η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία έχει **διπλή φύση**, δηλαδή έχει και κυματικό και σωματιδιακό χαρακτήρα (Κατσαφάδος & Μαυροματίδης, 2010). Η ανακάλυψη αυτή επιτρέπει τη μελέτη και την εξήγηση των φαινομένων που σχετίζονται με αυτήν, θεωρώντας ότι άλλοτε συμπεριφέρεται σαν κύμα και άλλοτε σαν σωματίδιο, που διαθέτει όμως κυματικές ιδιότητες.

Οι ιδιότητες της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (Saha, 2008) είναι οι παρακάτω:

- Η ακτινοβολία ταξιδεύει σε ευθείες γραμμές και η ταχύτητα της είναι ίση με την ταχύτητα του φωτός όταν διέρχεται μέσα από το κενό.
- Όταν αντικείμενα εμποδίζουν την κίνηση της εμφανίζονται ανάλογα φαινόμενα όπως αυτό της σκιάς που συνοδεύει το ορατό της τμήμα και γίνεται αντιληπτό από τις αισθήσεις του ανθρώπου.
- Ισχύουν οι νόμοι της ανάκλασης και της διάθλασης.
- Όταν η ακτινοβολία συναντάει κατά την κίνηση της ύλη, τότε ένα τμήμα της ενέργειας της **ανακλάται** από την επιφάνεια, ένα δεύτερο **απορροφάται** από την ύλη και ένα τρίτο **μεταδίδεται** μέσα από αυτήν.
- Η ένταση της ακτινοβολίας **μειώνεται** με την απόσταση, σύμφωνα με το νόμο του αντίστροφου τετραγώνου².
- Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία μπορεί να πολωθεί.

• Κυματικό μοντέλο της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας

Ως ηλεκτρομαγνητικό κύμα ορίζεται μια ηλεκτρομαγνητική διαταραχή, που περιέχει χρονικά μεταβαλλόμενα ηλεκτρικά και μαγνητικά πεδία και η οποία μπορεί να διαδίδεται στο χώρο από μια περιοχή σε μιαν άλλη, ακόμα και όταν δεν υπάρχει ύλη στην ενδιάμεση περιοχή (Young, 1995). Μια τέτοια διαταραχή, θα έχει τις ιδιότητες ενός κύματος. Η κυματική εξίσωση ενός ηλεκτρομαγνητικού κύματος (Εξ. 1.2) και η σχέση που δίνει την ταχύτητα του (Εξ. 1.3) παρουσιάζονται παρακάτω, όπου ϵ_0 η ηλεκτρική επιτρεπτότητα και μ_0 η μαγνητική διαπερατότητα.

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} = \epsilon_0 \mu_0 \frac{\partial^2 E_y}{\partial t^2} \quad (1.2)$$

² Ως νόμος του αντίστροφου τετραγώνου (inverse square law), χαρακτηρίζεται κάθε φυσικός νόμος που αναφέρει ότι ένα συγκεκριμένο φυσικό μέγεθος είναι αντιστρόφως ανάλογο του τετραγώνου της απόστασης τους από την πηγή.

$$\frac{1}{c^2} = \epsilon_0 \mu_0 \rightarrow c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}} \quad (1.3)$$

Η συχνότητα (frequency) f , το μήκος κύματος (wavelength) λ και η ταχύτητα διάδοσης c συνδέονται μεταξύ τους με την εξίσωση 1.4.

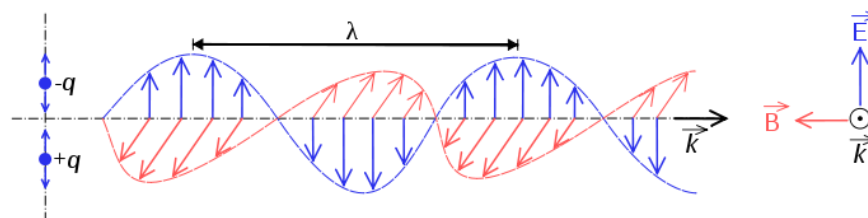
$$c = \lambda \cdot f \quad (1.4)$$

Το 1865 ο Maxwell απέδειξε ότι μια ηλεκτρομαγνητική διαταραχή διαδίδεται στο κενό χώρο με ταχύτητα ίση με εκείνη του φωτός³ και ότι τα κύματα του φωτός είναι κατά πάσα πιθανότητα ηλεκτρομαγνητικής φύσεως, κάτι που σήμερα έχει επιβεβαιωθεί. Την ίδια περίοδο ο Maxwell ανακάλυψε ότι οι βασικές αρχές του ηλεκτρομαγνητισμού μπορούν να διατυπωθούν με τέσσερις εξισώσεις. Οι τέσσερις αυτές εξισώσεις είναι ο νόμος του Gauss για τα ηλεκτρικά πεδία (Εξ. 1.5), ο οποίος αναφέρει ότι το ηλεκτρικό πεδίο παράγεται από ένα φορτίο· ο νόμος του Gauss για τα μαγνητικά πεδία (Εξ. 1.6), ο νόμος του Ampere, που (Εξ. 1.7) δείχνει ότι το μαγνητικό πεδίο παράγεται από ένα φορτίο σε κίνηση· και τέλος ο νόμος του Faraday (Εξ. 1.8) (Young, 1995). Οι εξισώσεις 1.6 και 1.7 δείχνουν, ότι το κάθε πεδίο παράγεται επίσης από μεταβολή στο χρόνο του άλλου. Στις παρακάτω εξισώσεις το E και το B αντιστοιχούν στο ηλεκτρικό και μαγνητικό πεδίο, το S στην κλειστή επιφάνεια που περιέχει το φορτίο Q , το L στην κλειστή γραμμή που συνδέεται με το ρεύμα I , το $\Phi_B = \int B dS$ στη μαγνητική ροή και το $\Phi_E = \epsilon_0 \int E dS$ στην ηλεκτρική ροή.

$$\oint_S E \cdot dS = \frac{Q}{\epsilon_0} \quad (1.5) \qquad \oint_S B \cdot dS = 0 \quad (1.6)$$

$$\oint_L B \cdot dl = \mu_0 \left(I + \epsilon_0 \frac{d\Phi_E}{dt} \right) \quad (1.7) \qquad \oint_L E \cdot dl = -\frac{d\Phi_B}{dt} \quad (1.8)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις ισχύουν για ηλεκτρικά και μαγνητικά πεδία στο κενό. Πολλά ειδικά χαρακτηριστικά του κύματος, όπως η ταχύτητα (velocity) και η πόλωση (polarization), εξαρτώνται από το μέσο στο οποίο διαδίδεται (Rothwell & Cloud, 2001), εάν η διαταραχή λαμβάνει χώρα μέσα σε κάποιο υλικό τότε πρέπει να γίνει αντικατάσταση της ηλεκτρικής επιτρεπτότητας ϵ_0 και της μαγνητικής διαπερατότητας μ_0 του κενού, με την ηλεκτρική επιτρεπτότητα ϵ και μαγνητική διαπερατότητα μ του υλικού (Young, 1995). Εάν οι περιοχές ολοκλήρωσης περιέχουν διάφορα υλικά τότε τα ϵ και μ πρέπει να τοποθετηθούν μέσα στα ολοκληρώματα.



Εικόνα 1.2 - Απεικόνιση του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου συναρτήσει του k , για ημιτονοειδές επίπεδο ηλεκτρομαγνητικό κύμα (Πηγή: wikipedia.org).

Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα χαρακτηρίζονται συνήθως από το κυματοδιάνυσμα (wave vector), το οποίο καθορίζει τη διεύθυνση της διάδοσης και το μήκος κύματος· και το επίπεδο της πόλωσης του αντίστοιχου ηλεκτρικού πεδίου (Fitzpatrick, 1997).

³ Η ταχύτητα του φωτός (c_0) είναι ίση με 299.792.458 m/s

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

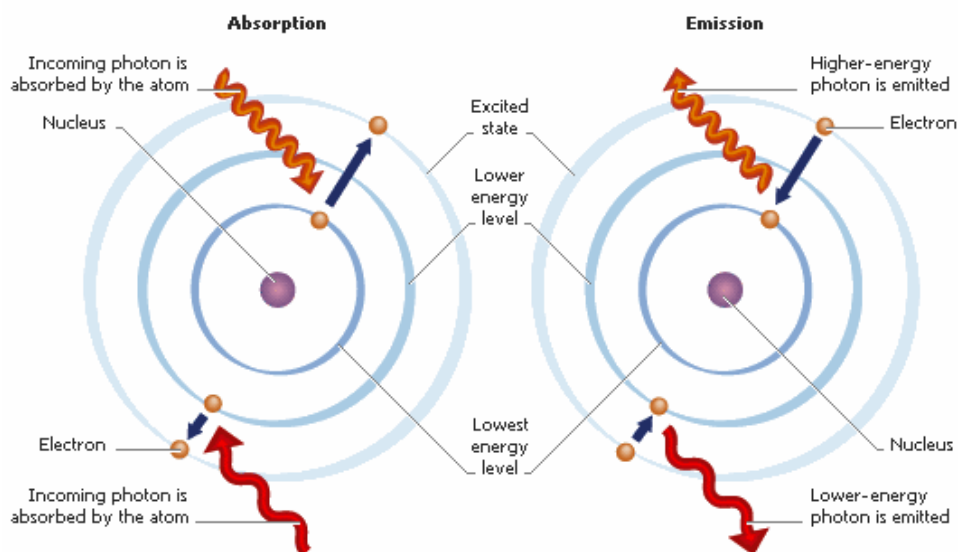
Τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων είναι τα παρακάτω (Young, 1995):

- Το κύμα είναι **εγκάρσιο**: το E και το B είναι κάθετα στην κατεύθυνση διάδοσης του κύματος και επίσης κάθετα μεταξύ τους. Η κατεύθυνση διάδοσης είναι η κατεύθυνση διάδοσης του διανυσματικού γινομένου $E \times B$.
- Ο λόγος των μέτρων του E και του B είναι καθορισμένος $E=c \cdot B$.
- Το κύμα διαδίδεται στο κενό με μια ορισμένη και σταθερή ταχύτητα.
- Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα δεν απαιτούν κανένα μέσο διάδοσης.

Καθώς τα κύματα διαδίδονται, μεταφέρουν ενέργεια (energy) και ορμή (momentum) μακριά από την πηγή τους. Η συγκεκριμένη μεταφορά ενέργειας περιγράφεται ως *ενέργεια που μεταφέρεται ανά μονάδα χρόνου, ή ανά μονάδα επιφάνειας διατομής, ή ως ισχύ ανά μονάδα επιφάνειας*, για επιφάνεια **κάθετη** στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Young, 1995).

• Σωματιδιακό μοντέλο της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας

Η κλασική θεωρία του ηλεκτρομαγνητισμού αδυνατεί να ερμηνεύσει τα φαινόμενα που σχετίζονται με την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με την ύλη, κάτι που πετυχαίνει η κβαντική θεωρία της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (Quantum theory of electromagnetic radiation) που ανέπτυξε ο Planck το 1900. Η συγκεκριμένη θεωρία μελετάει τη συμπεριφορά της ύλης με την ενέργεια σε ατομικό και υποατομικό επίπεδο και σύμφωνα με αυτήν, η ενέργεια μεταφέρεται σε διακριτά πακέτα που ονομάζονται κβάντα (quanta) ή φωτόνια (photons) (Jensen, 2006).



Εικόνα 1.3 - Απορρόφηση και εκπομπή ενός φωτονίου από ένα άτομο (Πηγή: light.physics.auth.gr).

Η μελέτη του τρόπου με τον οποίο η ηλεκτρομαγνητική ενέργεια παράγεται σε επίπεδο ατόμου, παρέχει το θεωρητικό υπόβαθρό στο οποίο στηρίζεται η μελέτη του τρόπου με τον όποιον αλληλεπιδρά το φως με την ύλη (Jensen, 2006).

Τα ηλεκτρόνια (e^-) είναι αρνητικά φορτισμένα υποατομικά σωματίδια που «περιστρέφονται» ταχύτατα γύρω από τον πυρήνα των ατόμων. Η τροχιά του κάθε ηλεκτρονίου δεν είναι σταθερή, αλλά περιορίζεται σε ένα χώρο ο οποίος καλείται τροχιακό (orbital) και αντιστοιχεί σε μια ενεργειακή στάθμη. Για να ανέλθει ένα ηλεκτρόνιο σε κάποια ανώτερη ενεργειακή στάθμη, απαιτείται από αυτό η απορρόφηση

επαρκούς ποσότητας ενέργειας και κατ' επέκταση η παραγωγή έργου (Εικ. 1.3) (Jensen, 2006). Απαραίτητη προϋπόθεση όμως για την πρόσληψη αυτής της ακτινοβολίας, είναι να επαρκεί, ώστε να μεταφέρει το ηλεκτρόνιο σε τουλάχιστον μια ανώτερη στάθμη, δηλαδή η ενέργεια που μεταφέρει να αντιστοιχεί στη διαφορά ενέργειας μεταξύ των δυο κβαντικών καταστάσεων (Saha, 2008). Διαφορετικά, δεν παράγεται καθόλου έργο, το e παραμένει στην ίδια ενεργειακή στάθμη και η προσπίπτουσα ακτινοβολία διέρχεται μέσα από το σώμα **χωρίς να απορροφηθεί** (Saha, 2008). Ωστόσο, εάν η ενέργεια της προσπίπτουσας ακτινοβολίας υπερβαίνει εκείνη που απαιτείται για να απομακρύνει ένα ηλεκτρόνιο από το άτομο, τότε η ενέργεια μπορεί να απορροφηθεί και το άτομο να περιέλθει σε ιονισμένη (ionized) κατάσταση (Saha, 2008).

Όταν ένα ηλεκτρόνιο βρίσκεται σε υψηλότερο ενεργειακό επίπεδο, διαθέτει δυναμική ενέργεια. Μετά από $\sim 10^{-8}$ sec το ηλεκτρόνιο επιστρέφει στη χαμηλότερη ελεύθερη ενεργειακή στάθμη του ατόμου, εκλύοντας ακτινοβολία η οποία στο κενό κινείται με την ταχύτητα του φωτός (Εικ. 1.3) (Jensen, 2006). Το μήκος κύματος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται είναι συνάρτηση του έργου που παράγεται στο άτομο, δηλαδή του κβάντουμ ενέργειας που απορρόφησε και προκάλεσε τη διέγερση του ηλεκτρονίου και τη μετακίνησή του.

Η ενέργεια που απαιτείται για να μετακινηθεί ένα ηλεκτρόνιο από μια ενεργειακή στάθμη σε μια άλλη **δεν είναι σταθερή** για κάθε βήμα, αυτό συνεπάγεται ότι η τιμή της ενέργειας που πρέπει να απορροφήσει ή να εκπέμψει το άτομο εξαρτάται από το βήμα. Περαιτέρω η κίνηση ενός ηλεκτρονίου από μια ανώτερη προς μια κατώτερη ενεργειακή στάθμη και αντίστροφα δεν είναι απαραίτητο να είναι συνεχής, δηλαδή το υποατομικό σωματίδιο μπορεί να βρεθεί από την ενεργειακή στάθμη 4 στην ενεργειακή στάθμη 1 εκπέμποντας μόνο ένα φωτόνιο, χωρίς να μεσολαβήσουν στην κίνηση του οι στάθμες 3 και 2, κατά τις οποίες θα εκπέμπονταν τρία διαφορετικά φωτόνια (Jensen, 2006). Σε πολλές περιπτώσεις η διαδρομή που ακολουθεί ένα ηλεκτρόνιο όταν ανέρχεται και όταν κατέρχεται διαφέρει, το άθροισμα όμως της ενέργειας που εκπέμπεται αν το ηλεκτρόνιο ακολουθούσε τη πορεία $4 \rightarrow 3 \rightarrow 2 \rightarrow 1$, θα είναι **ίσο** με την ενέργεια που εκλύεται ακολουθώντας την πορεία $4 \rightarrow 1$ (Jensen, 2006).

Η σχέση που συνδέει τη συχνότητα (f) της ακτινοβολίας που περιγράφει το κυματικό μοντέλο και της ενέργειας (Q) ενός κβάντουμ δίνεται παρακάτω (Εξ. 1.9). Το h ισούται με $6,626 \times 10^{-34}$ J·s και είναι η σταθερά Planck.

$$Q = h \cdot f \quad (1.9)$$

Πολλαπλασιάζοντας την εξίσωση 1.4 με το h , και στη συνέχεια αντικαθιστώντας την στην εξίσωση 1.9 προκύπτει η εξίσωση 1.10 που συνδέει το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (λ) με την ενέργεια που μεταφέρουν τα φωτόνια.

$$Q = \frac{h \cdot c}{\lambda} \quad (1.10)$$

Από τις εξισώσεις 1.9 και 1.10 είναι εμφανές, ότι **η ενέργεια ενός κβάντουμ είναι αντιστρόφως ανάλογη του μήκους κύματος της ακτινοβολίας**, δηλαδή όσο μεγαλύτερο είναι το μήκος κύματος, τόσο μικρότερη είναι η τιμή της ενέργειας που μεταφέρει (Jensen, 2006). Η σχέση αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική για την επιστήμη της Τηλεπισκόπησης, καθώς υποδηλώνει ότι **είναι πιο δύσκολη η ανίχνευση ενέργειας μεγάλου μήκους κύματος** που αντιστοιχεί π.χ. στο θερμικό υπέρυθρο απ' ό,τι αυτή του ορατού τμήματος, τα όρια του οποίου καθορίζονται σε μικρότερα μήκη κύματος.

Η ακτινοβολία που αντιστοιχεί στο **υπεριώδες και ορατό τμήμα** του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, παράγεται από **αλλαγές στην ενεργειακή στάθμη** των ηλεκτρονίων σθένους⁴ (Jensen, 2006), ενώ το μήκος κύματος της ακτινοβολίας που παράγεται είναι συνάρτηση του τροχιακού επιπέδου των ηλεκτρονίων που συμμετείχαν στη διαδικασία διέγερσης.

Εάν σε ένα άτομο που βρίσκεται σε ιονισμένη κατάσταση, βρεθεί ένα ηλεκτρόνιο να συμπληρώσει την κενή ενεργειακή στάθμη τότε η ακτινοβολία που εκλύεται δεν είναι κβαντισμένη, **αλλά καλύπτει ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα** (Jensen, 2006). Γενικά, η συνάντηση ενός ελεύθερου ηλεκτρονίου με ένα θετικά φορτισμένο ιόν, προκαλεί ραγδαίες μεταβολές στα ηλεκτρικά και μαγνητικά πεδία, με αποτέλεσμα την παραγωγή ακτινοβολίας που καλύπτει ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα.

Στα άτομα και τα μόρια, οι αλλαγές στα **τροχιακά** των ηλεκτρονίων παράγουν **ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος** (shortwave), ενώ οι αλλαγές στην **παλμική κίνηση** των μορίων παράγει ακτινοβολία που αντιστοιχεί κυρίως στο **μικροκυμματικό υπέρυθρο τμήμα** του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (Jensen, 2006, Andrews, 2010). Τέλος, αλλαγές στην **περιστροφική κίνηση των μορίων**, έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή **υπέρυθρης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος ή μικροκυμάτων** (Jensen, 2006, Andrews, 2010). Η φασματική ανάλυση έχει δείξει, ότι η **μετάπτωση** των ηλεκτρονίων (electronic transitions) είναι υπεύθυνη για το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας που εκλύεται σε μορφή ακτινοβολίας από τα άτομα και τα μόρια ενός θερμού σώματος, ενώ οι παλμικές κινήσεις έρχονται δεύτερες με τελευταίες τις περιστροφικές κινήσεις των μορίων που παράγουν τα μικρότερα ποσά ενέργειας (Saha, 2008).

- **Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας**

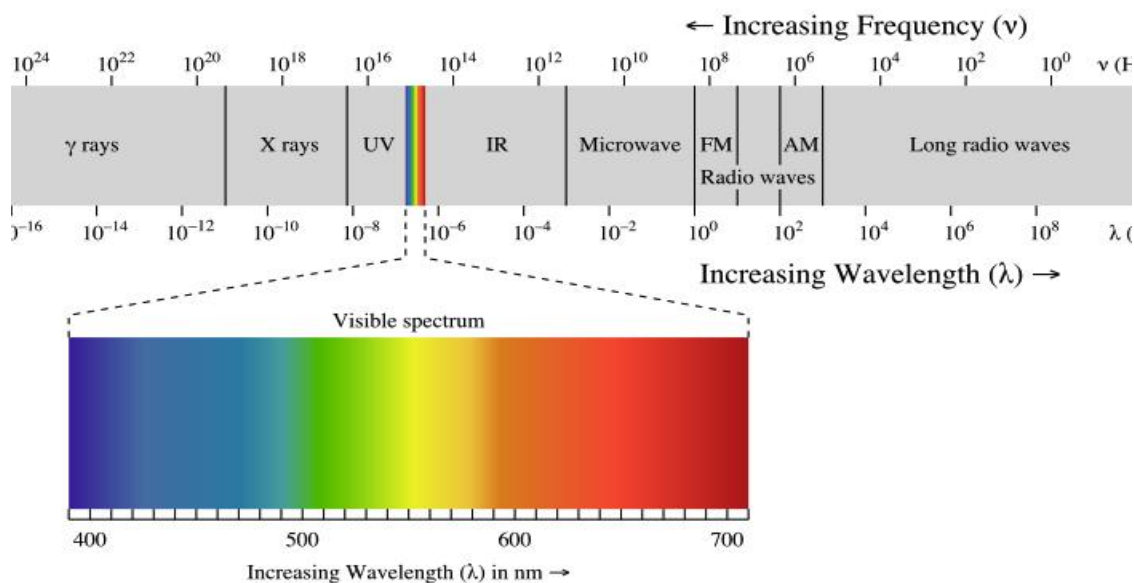
Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα καλύπτουν ένα ευρύτατο φάσμα μηκών κύματος και συχνοτήτων, το σύνολο των οποίων καλείται ηλεκτρομαγνητικό φάσμα (Εικ. 1.4). Για κάθε κύμα με γνωστή ταχύτητα διάδοσης c , η συχνότητα f , το μήκος κύματος λ και ο κυματαριθμός⁵ ν είναι μεγέθη **αλληλοεξαρτώμενα** (Wallace & Hobbs, 2006). Ο κυματαριθμός είναι αντιστρόφως ανάλογος του μήκους κύματος, όπως δείχνει και η εξίσωση 1.11, ενώ η σχέση που συνδέει την ταχύτητα διάδοσης με το μήκος κύματος και την συχνότητα (Εξ. 1.4) δόθηκε στην παραπάνω υποενότητα. Γενικός κανόνας είναι ότι όσο αυξάνεται το μήκος κύματος τόσο μειώνεται η συχνότητα.

$$v = 1/\lambda \tag{1.11}$$

Τα τρία αυτά μεγέθη είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν ξεχωριστά για το χαρακτηρισμό της ακτινοβολίας. Από αυτά, το μήκος κύματος είναι το πιο διαδεδομένο και αποτελεί ίσως τον ευκολότερο τρόπο οπτικοποίησης της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Για την μελέτη όμως της διάδοσης της ακτινοβολίας, ο **κυματαριθμός** και η συχνότητα είναι προτιμότερα, καθώς είναι **ανάλογα** με την ποσότητα της ενέργειας που μεταφέρεται από τα φωτόνια.

⁴ Τα ηλεκτρόνια σθένους (valence electrons) είναι αυτά που εντοπίζονται στην ανώτερη ενεργειακή στάθμη του ατόμου.

⁵ Ο κυματαριθμός $\nu = \frac{2\pi}{\lambda}$ (wave number) είναι ο αριθμός των κυμάτων σε 2π μονάδες μήκους, προς την διεύθυνση διάδοσης (Wallace & Hobbs, 2006). Ωστόσο στη φασματοσκοπία ορίζεται ως $1/\lambda = \nu/2\pi$ και ορίζει τις φασματικές γραμμές.



Εικόνα 1.4 - Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (Πηγή: wikipedia.org).

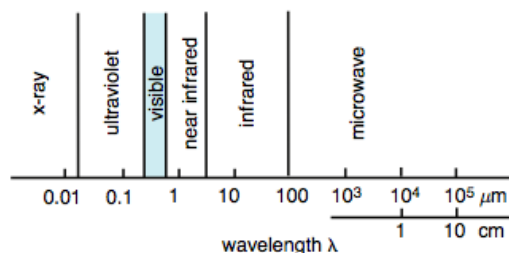
Η διάδοση της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας ενός πλανήτη, αφορά ένα σύνολο κυμάτων (ζώνες) τα οποία χαρακτηρίζονται από συνεχή μήκη κύματος και συχνότητες, οπότε η ενέργεια που μεταφέρεται με αυτόν τον τρόπο, είναι δυνατόν να μελετηθεί, εξετάζοντας **ξεχωριστά** την συμβολή που έχει κάθε μια από αυτές τις ζώνες (bands) (Wallace & Hobbs, 2006).

Στην επιστήμη που ασχολείται με την ατμόσφαιρα, ο όρος ακτινοβολία **μικρού μήκους κύματος (shortwave)** ($\lambda < 4 \mu\text{m}$) αντιστοιχεί στο τμήμα/ζώνη της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που μεταφέρει το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας που σχετίζεται με την **ηλιακή ακτινοβολία**, ενώ ο όρος **ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (longwave)** ($\lambda > 4 \mu\text{m}$) αναφέρεται στη ζώνη που περιλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη **Γη** (terrestrial radiation).

Πίνακας 1.1 - Το εύρος των συχνοτήτων και του μήκους κύματος για κάθε υποπεριοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος

Τύπος ακτινοβολίας	Εύρος μήκους κύματος (μm)	Εύρος συχνότητας (Hz)
Κοσμική ακτινοβολία	$< 10^{-6}$	$> 3 \times 10^{20}$
Ακτινοβολία - γ	$10^{-6} - 10^{-4}$	$3 \times (10^{20} - 10^{18})$
Ακτινοβολία - X	$10^{-5} - 10^{-1}$	$3 \times (10^{19} - 10^{15})$
Υπεριώδης	$10^{-2} - 4 \times 10^{-1}$	$3(1-1/40) \times 10^{16}$
Ορατή	$(4-8) \times 10^{-1}$	$3(1/4-1/8) \times 10^{15}$
Υπέρυθρη	$8 \times 10^{-1} - 4 \times 10^2$	$(3/8) \times 10^{15} - (3/4) \times 10^{12}$
Μικροκύματα	$10^2 - 10^7$	$3 \times (10^{12} - 10^7)$
Ραδιοκύματα	$> 10^7$	$< 3 \times 10^7$

Πηγή: Saha, 2008



Εικόνα 1.5 - Το τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που απασχολεί τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας. (Πηγή: Wallace & Hobbs, 2006)

Στην βιβλιογραφία του συγκεκριμένου επιστημονικού πεδίου, το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας περιορίζεται στις **έξι υποπεριοχές** που φαίνονται στην εικόνα 1.5. Το σχετικά στενό τμήμα της **ορατής ακτινοβολίας** (visible), εκτείνεται στο διάστημα με μήκη κύματος από 0,39 έως 0,76 μm και ορίζεται ως το εύρος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που το ανθρώπινο μάτι είναι δυνατόν να αισθανθεί (Wallace & Hobbs, 2006). Οι υποπεριοχές αυτού του διαστήματος διακρίνονται ως χρώματα: το μοβ αντιστοιχεί στο άκρο με μικρά μήκη κύματος, ενώ το κόκκινο στο άκρο με μεγάλα μήκη κύματος. Ο όρος **μονοχρωματικό** δηλώνει τη μελέτη ενός μόνο χρώματος, δηλαδή **μιας συγκεκριμένης συχνότητας ή μήκους κύματος**.

Πίνακας 1.2 - Τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου τμήματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.

Τύπος	Χαρακτηριστικά κύματος			Ενεργειακά Χαρακτηριστικά	
	Angstrom (A)	λ (μm)	Συχνότητα Hz (× 10 ¹⁴)	Κυματαριθμός (ν·cm ⁻¹)	Electron Volt ⁶ (eV)
Ultraviolet, sw	2537	0,254	11,82	39.400	4,89
Ultraviolet, lw	3660	0,366	8,19	27.300	3,39
Violet	4000	0,400	7,50	25.000	3,10
Blue	4500	0,450	6,66	22.200	2,75
Green	5000	0,500	6,00	20.000	2,48
Green	5500	0,550	5,45	18.200	2,25
Yellow	5800	0,580	5,17	17.240	2,14
Orange	6000	0,600	5,00	16.700	2,06
Red	6500	0,650	4,62	15.400	1,91
Red (όριο)	7000	0,700	4,29	14.300	1,77
Infrared, near	10.000	1,000	3,00	10.000	1,24
Infrared, far	300.000	30,000	0,10	333	0,041

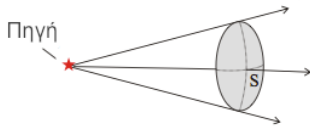
Πηγή: Jensen, 2006

Αριστερά του ορατού τμήματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας βρίσκεται το διάστημα που χαρακτηρίζεται ως **υπεριώδης ακτινοβολία** (ultraviolet), ενώ στα δεξιά του βρίσκεται το **υπέρυθρο** (Infrared). Η περιοχή που εκτείνεται από το όριο της ορατής ακτινοβολίας με την υπέρυθρη έως τα ~4 μm, καλείτε **εγγύς υπέρυθρο** (near infrared) και είναι το τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος στο οποίο κυριαρχεί η **ηλιακή ακτινοβολία** (Wallace & Hobbs, 2006). Ως εκ τούτου το διάστημα αυτό, περιλαμβάνεται στο τμήμα που χαρακτηρίζεται με τον όρο **shortwave**. Στο εναπομένον τμήμα της υπέρυθρης περιοχής κυριαρχεί η ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη. Τα μικροκύματα (microwave radiation) δεν παίζουν σημαντικό ρόλο στο ενεργειακό ισοζύγιο της Γης αλλά χρησιμοποιούνται ευρέως στην Τηλεπικοινωνία επειδή έχουν τη δυνατότητα να διαπερνούν τα σύννεφα.

⁶ Το 1 eV αντιστοιχεί στην ενέργεια που αποκτάται από ένα ηλεκτρόνιο, όταν εκτίθεται σε τάση 1 Volt.

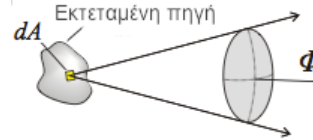
1.1.3 Ποσοτική περιγραφή της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας

Ροή Ακτινοβολίας
(Εκφράζει τη ροή της ενέργειας ανά μονάδα χρόνου μέσω μιας επιφάνειας S)



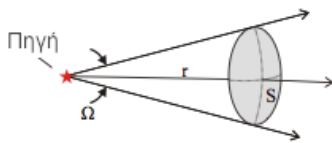
Φωτομετρικό μέγεθος:
Φωτεινή ροή (Luminous flux) – lm (lumen)
Ραδιομετρικό μέγεθος:
Ραδιομετρική ροή (Radiant flux) – W (Watt)

Φωτεινή Εκπομπή
(Εκφράζει τη ροή ακτινοβολίας ανά μονάδα επιφάνειας της πηγής)



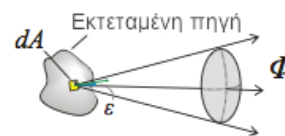
Φωτομετρικό μέγεθος:
Φωτεινή εκπομπή (Luminous emittance) – lm/m²
Ραδιομετρικό μέγεθος:
Ραδιομετρική εκπομπή (Radiant emittance) – W/m²

Ένταση Φωτεινής Πηγής
(Εκφράζει το πηλίκο της ροής ακτινοβολίας μέσω μιας επιφάνειας S , σε μια μοναδιαία στερεά γωνία)



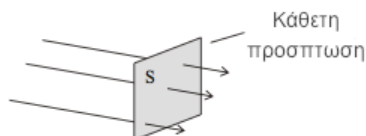
Φωτομετρικό μέγεθος:
Φωτεινή ένταση (Luminous intensity) – cd (candela)
Ραδιομετρικό μέγεθος:
Ραδιομετρική ένταση (Radiant intensity) – W/sr

Λαμπρότητα
(Εκφράζει την ένταση της φωτεινής πηγής ανά μοναδιαία επιφάνεια, η οποία είναι κάθετη σε μια συγκεκριμένη διεύθυνση)



Φωτομετρικό μέγεθος:
Λαμπρότητα (Luminance) – lx (lux)
Ραδιομετρικό μέγεθος:
Ραδιομετρική λαμπρότητα (Radiance) – W·m⁻²·sr⁻¹

Φωτισμός
(Εκφράζει τη ροή ακτινοβολίας μέσω μιας επιφάνειας S ανά μοναδιαία επιφάνεια)



Φωτομετρικό μέγεθος:
Φωτισμός (Illumination) – cd/m²
Ραδιομετρικό μέγεθος:
Ένταση ακτινοβολίας (Irradiance) – W/m²

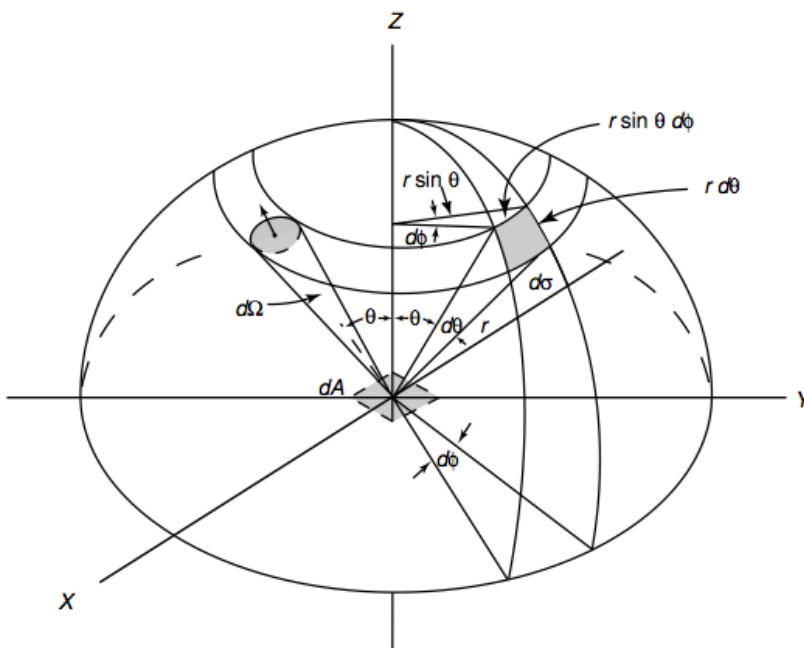
Φωτομετρικά μεγέθη: αναφέρονται μόνο στην ορατή περιοχή του φάσματος.
Ραδιομετρικά μεγέθη: αναφέρονται σε όλο το φάσμα της Η/Μ ακτινοβολίας.

Πηγή: Παπάζογλου, 2003

• **Ακτινοβολούμενη ενέργεια**

Έστω ένα στοιχειώδες ποσό ακτινοβολούμενης ενέργειας dE_λ (radiant energy), το οποίο διαπερνά μια στοιχειώδη επιφάνεια dA , όπως απεικονίζεται στην εικόνα 1.6, σε διεύθυνση που περιορίζεται από μια διαφορική στερεά γωνία⁷ $d\Omega$, η οποία είναι προσανατολισμένη ως προς μια γωνία θ , κάθετη στο dA · για ένα χρονικό διάστημα dt και για ένα συγκεκριμένο τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος λ έως $\lambda+d\lambda$ (Liou, 2002). Η ενέργεια εκφράζεται σε σχέση με τη μονοχρωματική ένταση, σύμφωνα με την εξίσωση 1.12, όπου το $\cos \theta dA$ συμβολίζει την επιφάνεια μέσω της οποίας μεταδίδεται η ενέργεια.

$$dE_\lambda = I_\lambda \cos \theta dA d\Omega d\lambda dt \tag{1.12}$$



Εικόνα 1.6 - Αριστερά του άξονα Z παρουσιάζεται η ποσοτική περιγραφή ενός στοιχειώδους ποσού ακτινοβολούμενης ενέργειας (pencil of radiation). Ενώ στα δεξιά αναπαριστάται και αναλύεται μια διαφορική στερεά γωνίας σε πολικές συντεταγμένες (Liou, 2002).

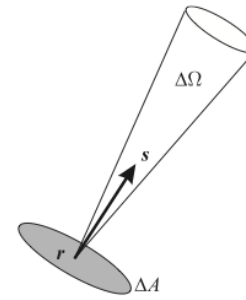
• **Μονοχρωματική ένταση & Ραδιομετρική λαμπρότητα**

Η **ενέργεια που μεταφέρεται** με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση και διαπερνά κάθετα μια μοναδιαία επιφάνεια, ανά μονάδα χρόνου, για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος ή κυματαριθμό, καλείται **μονοχρωματική ένταση** (*monochromatic intensity*) ή **φασματική ένταση** (*spectral intensity*) ή **μονοχρωματική ραδιομετρική λαμπρότητα** (*monochromatic radiance*) και συμβολίζεται ως I_λ (ή I_ν ή I). Η μονάδα μέτρησης της είναι το $W \cdot m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$, εάν υπολογίζεται βάσει

⁷ Ως στερεά γωνία Ω (Solid angle) ορίζεται ο λόγος του εμβαδού σ μιας σφαιρικής επιφάνειας, με το τετράγωνο της ακτίνας r που αντιστοιχεί σε αυτή, ($\Omega = \sigma/r^2$). Η μονάδα μέτρησης της στερεάς γωνίας είναι το στερακίνιο (sr) (steradian) και ισχύει, ότι η στερεά γωνία για μια σφαίρα με συνολικό εμβαδόν ίσο με $4\pi r^2$ είναι 4π sr.

του μήκους κύματος, διαφορετικά ο όρος μm^{-1} αντικαθίσταται από αυτόν που αντιστοιχεί στον κυματριθμό ή τη συχνότητα.

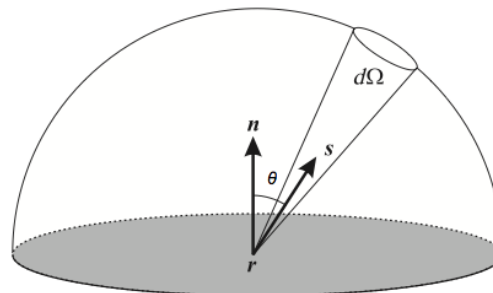
Το ολοκλήρωμα της μονοχρωματικής έντασης για κάποιο ορισμένο διάστημα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (Εξ. 1.13) καλείται *ένταση (intensity)* ή *ραδιομετρική λαμπρότητα (radiance)* και συμβολίζεται ως I . Η μονάδα μέτρησης της είναι το $W \cdot m^{-2} sr^{-1}$ και ισούται με το εμβαδόν ενός πεπερασμένου τμήματος του φάσματος της μονοχρωματικής έντασης (Wallace & Hobbs, 2006).



Εικόνα 1.7 - Γραφική αναπαράσταση του ορισμού της ραδιομετρικής λαμπρότητας. (Andrews, 2010)

$$I = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_{\lambda} d\lambda = \int_{\nu_1}^{\nu_2} I_{\nu} d\nu \quad (1.13)$$

Η εξίσωση 1.13 δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή του ενεργειακού ισοζυγίου της Γης, καθώς αυτό περιλαμβάνει ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα. Η παραπάνω εξίσωση χρησιμοποιείται όμως συχνά για τον προσδιορισμό της έντασης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και της εξερχόμενης γήινης ακτινοβολίας, ολοκληρώνοντας ξεχωριστά κάθε ένα από τα τμήματα που αναλύθηκαν στην παραπάνω υποενότητα (shortwave - longwave) (Wallace & Hobbs, 2006).



Εικόνα 1.8 – Τα γεωμετρικά μεγέθη που συμπεριλαμβάνονται στον προσδιορισμό της μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας. (Andrews, 2010).

- **Μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας**

Η *μονοχρωματική πυκνότητα ροής ακτινοβολίας (monochromatic flux density)* ή *μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας (monochromatic irradiance)* F_{λ} είναι ένα μέτρο του **ρυθμού μεταφοράς** της ενέργειας ανά μοναδιαία επιφάνεια, για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος που διέρχεται από μια επίπεδη επιφάνεια, με συγκεκριμένο προσανατολισμό στον τρισδιάστατο χώρο (Wallace & Hobbs, 2006). Εάν η ακτινοβολία προσκρούει σε μια επίπεδη επιφάνεια από μια συγκεκριμένη διεύθυνση, π.χ. σε ένα οριζόντιο επίπεδο από επάνω, τότε η πυκνότητα ροής είναι προστίπτουσα πάνω σε αυτήν και για την συγκεκριμένη περίπτωση ισχύει:

$$F_{\lambda} = \int_{2\pi} I_{\lambda} \cos \theta d\Omega \quad (1.14)$$

Το κάτω όριο του ολοκληρώματος υποδηλώνει, ότι η διαδικασία υπολογισμού εκτείνεται σε ολόκληρο το ημισφαίριο, που ορίζει το σύνολο των στερεών γωνιών που

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

εντοπίζονται πάνω από το επίπεδο dA . Το $d\Omega$ αντιστοιχεί σε ένα στοιχειώδες τόξο της στερεάς γωνίας και το θ στη γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της προσπίπτουσας ακτινοβολίας και του κάθετου διανύσματος n στο dA (Εικ. 1.8). Ο συντελεστής $\cos\theta$ ανάγει την ένταση σε μια διεύθυνση στο οριζόντιο επίπεδο και αντιπροσωπεύει την εξάπλωση (spreading) και την επερχόμενη αραίωση (dilution) της ακτινοβολίας με λοξό προσανατολισμό ως προς την επιφάνεια (Wallace & Hobbs, 2006).

Εάν ο υπολογισμός της F_λ γίνεται με πολικές συντεταγμένες, τότε χρησιμοποιείται η εξίσωση 1.15.

$$F_\lambda = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_\lambda(\theta, \varphi) \cos\theta \sin\theta \, d\theta \, d\varphi \quad (1.15)$$

Για ισοτροπική ακτινοβολία, δηλαδή η ένταση της είναι ανεξάρτητη της διεύθυνσης της (Liou, 2002), η εξίσωση της F_λ βρίσκεται από την εξίσωση 1.16.

$$F_\lambda = \pi I_\lambda \quad (1.16)$$

Η μονάδα μέτρησης της μονοχρωματικής πυκνότητας ροής είναι το $W \cdot m^{-2} \mu m^{-1}$. Ανάλογες ποσότητες μπορούν να οριστούν, αν για τον ορισμό της χρησιμοποιείτε ο κυματαριθμός ή η το φάσμα συχνοτήτων.

- **Ένταση ακτινοβολίας**

Η *συνολική πυκνότητα ροής* της ακτινοβολουμένης ενέργειας (*total flux density*) ή ένταση ακτινοβολίας (irradiance) για όλα τα μήκη κύματος προκύπτει με την ολοκλήρωση της μονοχρωματικής πυκνότητας ροής για ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα (Liou, 2002) και εκφράζει **την ισχύ ανά μονάδα επιφάνειας** ($W \cdot m^{-2}$)

$$F = \int_0^\infty F_\lambda \, d\lambda \quad (1.17)$$

Πρέπει να ληφθεί υπόψιν, ότι η ένταση της ακτινοβολίας εκφράζει μια συγκεκριμένη κατεύθυνση. Για παράδειγμα εάν η επιφάνεια που εξετάζεται είναι οριζόντια και το διάνυσμα n είναι κάθετο σε αυτήν με φορά προς τα επάνω, τότε η ένταση ακτινοβολίας συμβολίζεται με $F \uparrow$ και σχετίζεται με τα φωτόνια που κινούνται ανοδικά, ενώ η ένταση ακτινοβολίας $F \downarrow$ συνδέεται με τα φωτόνια που κινούνται καθοδικά (Andrews, 2010). Αν απαιτείται ο προσδιορισμός της τελικής ανοδικής ισχύος ανά μονάδα επιφάνειας, έστω F_z , πρέπει να υπολογιστεί η διαφορά $F_z = F \uparrow - F \downarrow$.

- **Ισχύς της ακτινοβολίας**

Τέλος, η *συνολική ροή* f (*total flux*) ή η *ισχύς της ακτινοβολίας* W (*radiant power*) (ενέργεια ανά χρόνο) καθορίζεται από την εξίσωση 1.18.

$$f = \int_A F \, dA \quad (1.18)$$

Πίνακας 1.3 - Το σύμβολο, οι διαστάσεις (μάζα (M), μήκος (L) και χρόνος (T)) και η μονάδα μέτρησης για διάφορες ραδιομετρικές ποσότητες.

Σύμβολο	Ποσότητα	Διάσταση	Μονάδα μέτρησης
E	Energy	$M L^2 T^{-2}$	Joule (J)
f	Flux (luminosity)	$M L^2 T^{-3}$	Joule per second (J sec ⁻¹ , W)
F	Flux density (irradiance) Emittance	$M T^{-3}$	Joule per second per square meter (W m ⁻²)
I	Intensity (radiance) Brightness (luminance)	$M T^{-3}$	Joule per second per square meter per steradian (W m ⁻² sr ⁻¹)

Πηγή: Liou, 2002

Όταν η ένταση της ακτινοβολίας αναφέρεται σε μια επιφάνεια εκπομπής, τότε η συγκεκριμένη ποσότητα καλείται **εκπομπή (emittance)**, ενώ εάν το συγκεκριμένο μέγεθος εκφράζεται βάσει του μήκους κύματος της ακτινοβολίας, τότε αναφέρεται ως **μονοχρωματική εκπομπή (monochromatic emittance)**. Παρομοίως η ραδιομετρική λαμπρότητα καλείται **φωτεινότητα (brightness)** ή **λαμπρότητα (luminance – photometric brightness)**, ενώ η συνολική ροή για μια επιφάνεια εκπομπής ονομάζεται **luminosity** (Liou, 2002). Τα μεγέθη αυτά καλούνται φωτομετρικά και είναι τα αντίστοιχα των ακτινομετρικών που αναλύθηκαν παραπάνω· η διαφορά στον ορισμό τους έγκειται στο γεγονός ότι λαμβάνεται υπόψιν η καμπύλη σχετικής ευαισθησίας του οφθαλμού, δηλαδή ο υποκειμενικός παράγοντας

1.1.4 Η ηλιακή ακτινοβολία

Ο ήλιος είναι μια θερμή σφαίρα αερίων με ακτίνα $6,96 \times 10^5$ km και μάζα $1,99 \times 10^{30}$ kg, εκ των οποίων περίπου τα $\frac{3}{4}$ είναι υδρογόνο (H_2) και το $\frac{1}{4}$ ήλιο (He) (Seinfeld & Pandis, 2006). Στον πυρήνα του ήλιου παράγεται ενέργεια μέσω πυρηνικών αντιδράσεων (σύντηξη τεσσάρων μορίων υδρογόνου σε ένα άτομο Ηλίου, με μια μικρή απώλεια μάζας), η οποία μεταφέρεται στα εξωτερικά του στρώματα κυρίως με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Στο εξωτερικό στρώμα του ήλιου που καλείται φωτόσφαιρα (photosphere) εκπέμπεται το μεγαλύτερο μέρος της ακτινοβολίας που φτάνει στη Γη (Seinfeld & Pandis, 2006). Η ακτινοβολία που εκπέμπεται από την φωτόσφαιρα προσεγγίζει ικανοποιητικά αυτήν που εκπέμπει ένα μέλαν σώμα με θερμοκρασία 6000 K.

- **Το ηλιακό φάσμα**

Το ηλιακό φάσμα καλύπτει ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα από τις ακτίνες γάμμα έως τα ραδιοκύματα (Liou, 2002). **Η ένταση της καθαρής ηλιακής ακτινοβολίας που καταγράφεται στην επιφάνεια της Γης ισούται περίπου με το $\frac{1}{2}$ αυτής που φτάνει στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας** (Saha, 2008). Το τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, με πολύ μικρά μήκη κύματος, απορροφάται στο σύνολο του στα εξωτερικά στρώματα της ατμόσφαιρας/ανώτερη ατμόσφαιρα και δεν φτάνει ποτέ στα χαμηλότερα στρώματα της γήινης ατμόσφαιρας. Τελικά το τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης είναι αυτό με μήκος κύματος μεγαλύτερο από 0,3 μm (Saha, 2008), ενώ **η μέγιστη ένταση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας εμφανίζεται στο ορατό τμήμα του ηλιακού φάσματος στα $\sim 0,5 \mu\text{m}$** (Seinfeld & Pandis, 2006). Η θερμική υπέρυθη ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη και την ατμόσφαιρα αρχίζει να λαμβάνει σημαντικές τιμές από το διάστημα 3,5 έως 12 μm , με μέγιστη τιμή στα 9,67 μm (Liou, 2002).

Τα βασικά χαρακτηριστικά του ηλιακού φάσματος, όπως προκύπτουν από το διάγραμμα 1.2 είναι τα παρακάτω:

- Μια **απότομη μείωση** της ενέργειας στο τμήμα του φάσματος με μήκη κύματος μικρότερα από 0,3 μm .
- Σημαντικές **απώλειες ενέργειας** κατά την διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα για **όλα** τα μήκη κύματος, οι οποίες γίνονται **όλο και πιο έντονες με τη μείωση του ηλιακού ύψους**⁸ (solar altitude/solar elevation).

Στο διάγραμμα 1.2 γίνεται σύγκριση της έντασης του ηλιακού φάσματος στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (top of the atmosphere - TOA) και στο επίπεδο της θάλασσας, με αυτήν ενός μέλανος σώματος για μια τυπική θερμοκρασία της φωτόσφαιρας, ίση με 6000 K. Η ένταση της ακτινοβολίας στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας συμπίπτει αρκετά καλά με αυτήν του συγκεκριμένου μέλανος σώματος για τα περισσότερα μήκη κύματος (Andrews, 2010).

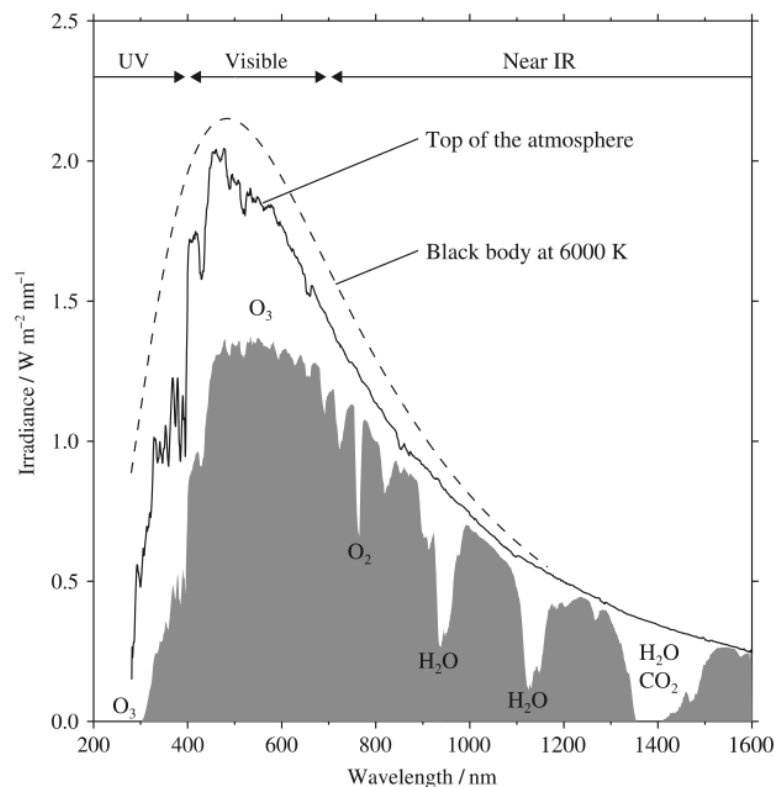
Η απορρόφηση και η σκέδαση που λαμβάνει χώρα στην ατμόσφαιρα προκαλούν σημαντικές διαφορές μεταξύ της έντασης της ακτινοβολίας στο TOA και στο επίπεδο της θάλασσας, με ιδιαίτερα μεγάλες αποκλίσεις (*απότομες μεταβολές στη σκιαγραφημένη γραφική παράσταση*) σε συγκεκριμένα μήκη κύματος (Andrews, 2010). Οι μεταβολές αυτές οφείλονται σε συγκεκριμένα **αέρια**, τα οποία χαρακτηρίζονται από ισχυρές **απορροφητικές ιδιότητες** για συγκεκριμένα μήκη κύματος του ηλιακού φάσματος, όπως είναι το όζον O_3 για το υπεριώδες και το ορατό· και το διοξείδιο του άνθρακα CO_2 και οι υδρατμοί H_2O για το υπέρυθρο. Η ζώνη του οξυγόνου O_2 στο όριο μεταξύ της ορατής και της υπέρυθρης ακτινοβολίας σχετίζεται με τη μετακίνηση των ηλεκτρονίων σε ανώτερη ενεργειακή στάθμη (Andrews, 2010). Τα πιο σημαντικά

⁸ Solar elevation = 90° – Solar zenith

φαινόμενα που επηρεάζουν το φάσμα της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (Saha, 2008) και οφείλονται σε φυσικές και χημικές διεργασίες είναι τα παρακάτω:

- Απορρόφηση, θέρμανση και ιονισμός στην ανώτερη ατμόσφαιρα (>80 km), για μήκη κύματος <0,2 μm.
- Απορρόφηση και θέρμανση από το όζον στη στρατόσφαιρα (~10-50 km), για μήκη κύματος μεταξύ 0,2 και 0,3 μm.
- Σκέδαση, ανάκλαση και απορρόφηση από τα **μόρια** του αέρα, τα **αερολύματα** και τα σύννεφα.

Σύμφωνα με τα δεδομένα που προέρχονται από το πρόγραμμα MODTRAN⁹ 3.7, το **50%** της συνολικής ηλιακής έντασης αντιστοιχεί **σε μήκη κύματος μεγαλύτερα του ορατού**, το **40%** στο ορατό τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και τέλος το **10%** σε μήκη κύματος μικρότερα αυτού.



Διάγραμμα 1.2 – Η ένταση του ηλιακού φάσματος στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (συνεχής γραμμή) και στο επίπεδο της θάλασσας (σκιαγραφημένο τμήμα), με παράλληλη σύγκριση με την ένταση του φάσματος ενός μέλανος σώματος για $T=6000\text{ K}$ (διακεκομμένη γραμμή). (Πηγή: Andrews, 2010)

• Ηλιακή σταθερά S_0

Το ολοκλήρωμα της πυκνότητας ροής της ηλιακής ενέργειας για ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα, για μια επιφάνεια που είναι προσανατολισμένη κάθετα ως προς την ηλιακή δέσμη/ακτίνα (solar beam) και βρίσκεται σε ίση απόσταση με αυτήν της τροχιάς της Γης από τον ήλιο, ισούται με $\sim 1370\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ και καλείται ηλιακή σταθερά S_0 (solar constant) (Seinfeld & Pandis, 2006). Η ηλιακή σταθερά είναι ένα μέγεθος που αναφέρεται σε ολόκληρο το ηλιακό φάσμα και δηλώνει **το ποσό της συνολικής**

⁹ Το λογισμικό *MODerate resolution atmospheric TRANsmission (MODTRAN)* (Κεφ. 2.2) έχει σχεδιαστεί, ώστε να περιγράφει τη διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων διαμέσου της ατμόσφαιρας για τη φασματική περιοχή UV – far IR.

ηλιακής ενέργειας που φτάνει στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (Weng, 2011, Liou, 2002), ενώ δίνεται από την εξίσωση 1.19.

$$S_0 = I \cdot \frac{\pi a_{\odot}^2}{r_0^2} = I \cdot \Omega \quad (1.19)$$

όπου α η ακτίνα του ήλιου, r_0 η μέση απόσταση του ήλιου και της Γης, I η ένταση του ηλίου θεωρώντας ότι εκπέμπει ισοτροπικά και Ω η στερεά γωνία με την οποία η Γη βλέπει τον ήλιο. Η ένταση, δηλαδή η ενέργεια που περιέχεται στη συγκεκριμένη στερεά γωνία, είναι αμετάβλητη (Liou, 2002).

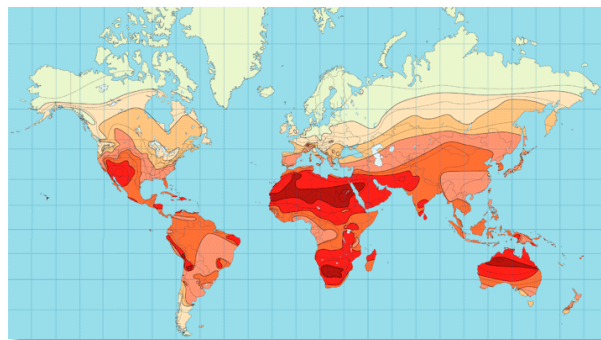
Η ηλιακή σταθερά δεν έχει παρουσιάσει σημαντικές μεταβολές τους τελευταίους αιώνες, καθώς οι διακυμάνσεις της ηλιακής δραστηριότητας επηρεάζουν κυρίως το υπεριώδες τμήμα του ηλιακού φάσματος και τις ακτίνες γάμμα, που περιέχουν ένα πολύ μικρό ποσό ενέργειας συγκριτικά με αυτό που αντιστοιχεί στο ορατό τμήμα και σε μεγαλύτερη μήκη κύματος του φάσματος· τα οποία περιέχουν το ~98% της συνολικής ενέργειας που φτάνει στη Γη (Saha, 2008).

- **Ηλιακή έκθεση**

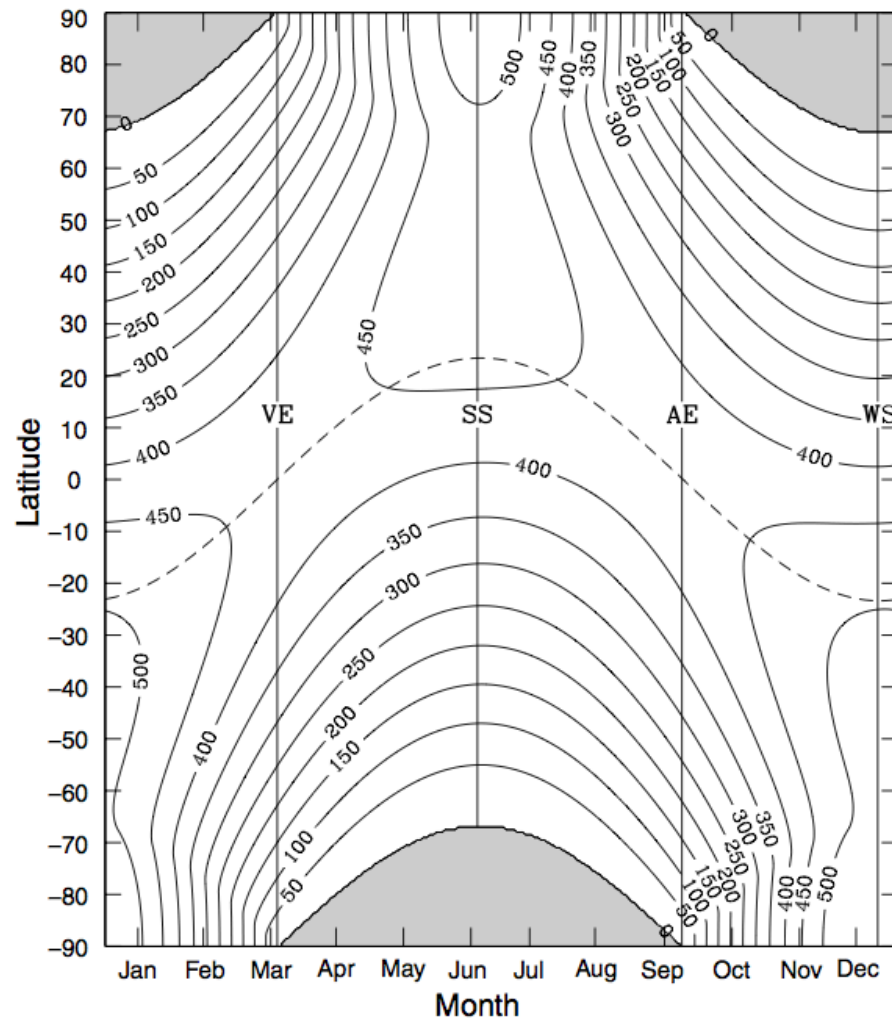
Ως ηλιακή έκθεση (solar insolation) ορίζεται **η ροή της ηλιακής ακτινοβολίας ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας**, για ένα συγκεκριμένο τόπο (Liou, 2002) και εξαρτάται κυρίως από την ηλιακή ζενίθια γωνία και ως ένα βαθμό από τη μεταβολή της απόστασης r μεταξύ της Γης και του ήλιου. Η συνολική ηλιακή ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας για μια ημέρα δίνεται από την εξίσωση 1.20.

$$Q \cong \frac{S}{\pi} \left(\frac{\alpha}{r}\right)^2 (\sin \varphi \sin \delta H + \cos \varphi \cos \delta \sin H) \quad (1.20)$$

Όπου το H αντιστοιχεί στην ωριαία γωνία της δύσης του ηλίου και εκφράζεται σε ακτίνια (rad). Ο συντελεστής $(\alpha/r)^2$ κυμαίνεται από 1,0344 στις 3 Ιανουαρίου έως 0.9674 στις 5 Ιουλίου (Liou, 2002).



Εικόνα 1.9 - Η κατανομή της ηλιακής έκθεση σε παγκόσμια κλίμακα (Πηγή: oynot.com).

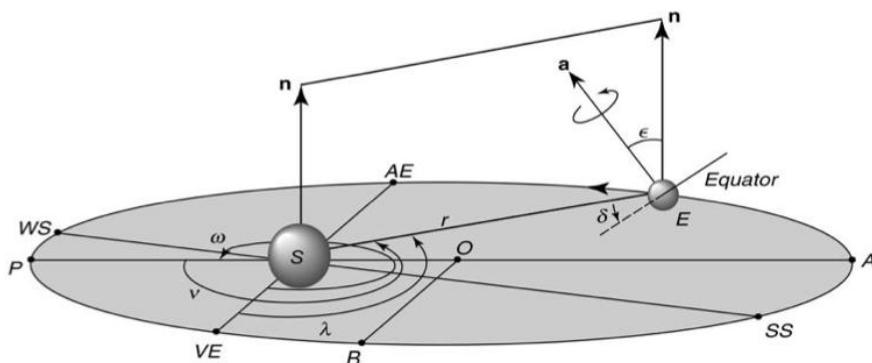


Διάγραμμα 1.3 - Η μέση καθημερινή ηλιακή έκθεση ($Q/24h$) μετρούμενη σε Wm^{-2} , συναρτήσει του γεωγραφικού πλάτους και της ημέρας του έτους υπολογισμένη για $S_0=1366 Wm^{-2}$. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν μηδενική έκθεση, ενώ η διακεκομμένη γραμμή την απόκλιση του ήλιου. (Πηγή: Liou, 2002)

Η κατανομή της καθημερινής ηλιακής έκθεσης (Διάγ. 1.3) είναι ανεξάρτητη του γεωγραφικού μήκους ενός τόπου και είναι σχετικά ασύμμετρη ανάμεσα στο βόρειο και νότιο ημισφαίριο. Ο ήλιος βρίσκεται πιο κοντά στη Γη τον Ιανουάριο (στο βόρειο ημισφαίριο επικρατεί χειμώνας), οπότε οι μέγιστες τιμές ηλιακής έκθεσης που καταγράφονται είναι μεγαλύτερες στο νότιο ημισφαίριο, απ' ό,τι στο βόρειο. Κατά την φθινοπωρινή (autumnal equinox - AE) και εαρινή ισημερία (vernal equinox - VE) η ηλιακή έκθεση παρουσιάζει μέγιστο στον Ισημερινό, ενώ στους πόλους παίρνει μηδενικές τιμές. Κατά το θερινό ηλιοστάσιο (Summer solstice - SS) οι ημερήσιες τιμές της ηλιακής έκθεσης εμφανίζουν μέγιστο στο βόρειο πόλο, εξαιτίας της 24ωρης διάρκειας της ημέρας. Στο χειμερινό ηλιοστάσιο (winter solstice - WS) ο ήλιος δεν ανατέλλει στις περιοχές του βόρειου ημισφαιρίου με γεωγραφικό πλάτος μεγαλύτερο από $66,5^\circ$, με αποτέλεσμα η ηλιακή έκθεση να είναι μηδενική (Liou, 2002, Saha, 2008).

1.1.5 Η τροχιά της Γης γύρω από τον ήλιο

Κάθε 24 ώρες η Γη ολοκληρώνει μια πλήρη περιστροφή γύρω από τον άξονα της, αυτή η περιστροφή είναι υπεύθυνη για την εναλλαγή της ημέρας με την νύχτα σε μια περιοχή. Παράλληλα η τροχιακή κίνηση της Γης σε μια έλλειψη με την θέση του ηλίου να ορίζει τη μια εστία, ολοκληρώνεται σε 365 ημέρες, ενώ η γεωμετρία του συστήματος υποδηλώνει ότι η απόσταση ανάμεσα τους δεν είναι σταθερή. Το επίπεδο που ορίζει η τροχιά της Γης καλείται το επίπεδο της εκλειπτικής. Η τροχιά της Γης γύρω από τον ήλιο και η περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονα της (Εικ. 1.10), αποτελούν τους πιο σημαντικούς παράγοντες που καθορίζουν το ποσό της ακτινοβολούμενης ηλιακής ενέργειας που φτάνει στη Γη (Λιου, 2002). Βάσει της μελέτης της περιστροφής της Γης γύρω από τον άξονα της, η Γη θεωρείται ένα πεπλατυσμένο σφαιροειδές με την ακτίνα της στον ισημερινό και τους πόλους να είναι ίση με 6378,17 και 6356,79 km αντίστοιχα (Λιου, 2002).



Εικόνα 1.10 - Η γεωμετρία του συστήματος Γη-Ήλιος (Πηγή: Λιου, 2002).

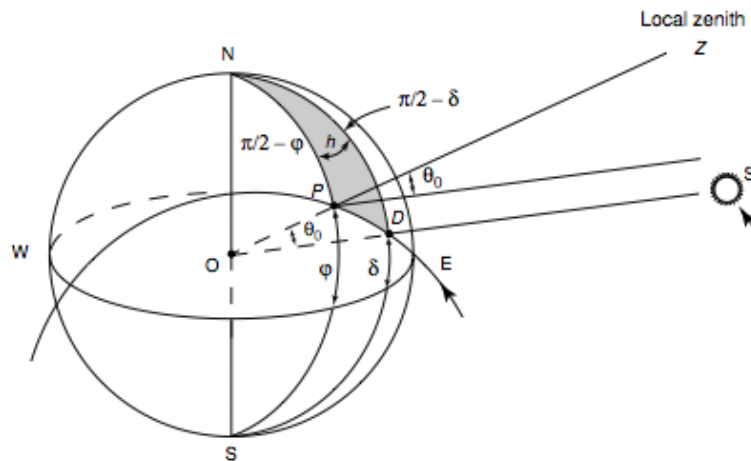
Για την εικόνα 1.10 οι συμβολισμοί που εμφανίζονται αντιστοιχούν στα παρακάτω μεγέθη και χαρακτηριστικά:

- **A**: Το αφήλιο
- **P**: Το περιήλιο
- **O**: Το κέντρο της έλλειψης
- **VE**: Η θέση της εαρινής ισημερίας
- **SS**: Το θερινό ηλιοστάσιο
- **WS**: Το χειμερινό ηλιοστάσιο
- **n**: Η κάθετη στο επίπεδο της εκλειπτικής
- ϵ : Η γωνία που σχηματίζει ο άξονας της Γης ως προς το επίπεδο της εκλειπτικής (η λόξωση της εκλειπτικής)
- ω : Το εκλειπτικό μήκος του περιήλιου ως προς τη θέση της εαρινής ισημερίας
- λ : Το εκλειπτικό μήκος της Γης
- δ : Η απόκλιση του ήλιου
- **OA**: Ο μεγάλος ημιάξονας
- **OB**: Ο μικρός ημιάξονας
- **S**: Η θέση του ήλιου
- **E**: Η θέση της Γης
- **a**: Παράλληλη στον άξονα της Γης
- **ES**: Η απόσταση της Γης από τον ήλιο
- **AE**: Η θέση της φθινοπωρινής ισημερίας
- ν : Η αληθινή ανωμαλία της Γης, για μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή

Η γωνία που σχηματίζει ο άξονας της Γης με την κατακόρυφο στο επίπεδο της εκλειπτικής καθορίζεται από τη γωνία ϵ , ενώ το εκλειπτικό μήκος του περιήλιου¹⁰ ως προς τη θέση της εαρινής ισημερίας αντιστοιχεί στη γωνία ω . Για μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή η θέση της Γης προσδιορίζεται από την αληθινή ανωμαλία ν της γωνίας ως προς το περιήλιο.

¹⁰ Το σημείο πάνω στην τροχιά της Γης όπου η απόσταση αυτής από τον ήλιο είναι η ελάχιστη.

Η θέση του ήλιου καθορίζεται από την ηλιακή ζενίθια γωνία θ_0 (solar zenith angle), η οποία ορίζεται από άλλες γνωστές γωνίες (Λιου, 2002). Σύμφωνα με την εικόνα 1.11 το σημείο P είναι η θέση παρατήρησης και το OZ είναι η κατακόρυφος σε αυτό το σημείο. Θεωρώντας ότι η διεύθυνση του ηλίου, βρίσκεται πάνω στην OS ή στην PS , όπου το D αποτελεί σημείου του ευθύγραμμου τμήματος OS , τότε το επίπεδο που ορίζουν οι OZ και OS θα τέμνει την επιφάνεια της Γης και η τομή θα είναι ένας μέγιστος κύκλος. Η γωνία ZOS η οποία βρίσκεται από το τόξο PD είναι ίση με τη ζενίθια γωνία θ_0 .



Εικόνα 1.11 - Η σχέση της ηλιακής ζενίθιας γωνίας με το γεωγραφικό πλάτος φ , η απόκλιση δ του ηλίου και την ωριαία γωνία h . (Πηγή: Λιου, 2002)

Στο σφαιρικό τρίγωνο NPD το τόξο ND ισούται με 90° μείον την απόκλιση δ (solar inclination), η οποία είναι ίση με το τόξο της γωνίας που ορίζει ο ήλιος, βόρεια (θετική) ή νότια (αρνητική) από τον Ισημερινό. Το τόξο NP είναι ίσο με 90° μείον το γεωγραφικό πλάτος φ της θέσης παρατήρησης. Το h καλείται ωριαία γωνία (hour angle) και αντιστοιχεί στη γωνία που πρέπει να περιστραφεί η Γη ώστε ο μεσημβρινός του P να βρίσκεται πάνω στο ευθύγραμμο τμήμα OS . Βάσει της σφαιρικής τριγωνομετρίας το συνημίτονο της ζενίθιας γωνίας θ_0 του ηλίου βρίσκεται από την εξίσωση 1.21.

$$\cos \theta_0 = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h \quad (1.21)$$

1.1.6 Το ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γη - Ατμόσφαιρα

Η τιμή της ηλιακής σταθεράς που λαμβάνεται **ανά μονάδα επιφάνειας της Γης** είναι ίση με το 1/4 του S_0 , το οποίο αντιστοιχεί σε ολόκληρη την υδρόγειο, δηλαδή $\sim 342 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Seinfeld & Pandis, 2006) και αυτό γιατί δεν φωτίζεται διαρκώς από την ήλιο ολόκληρη η Γη. Ένα τμήμα της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται πίσω στο διάστημα, το ποσοστό αυτό καλείται παγκόσμια **μέση πλανητική ανακλαστικότητα** (Global mean planetary reflectance) ή πιο απλά ανακλαστική ικανότητα/λευκάγεια¹¹ (Albedo) και ισούται περίπου με $R_p=30\%$. Η ένταση του συγκεκριμένου φαινομένου καθορίζεται από τα σύννεφα, τη σκέδαση από τα μόρια του αέρα και τα αερολύματα, όπως και από την ανακλαστικότητα της Γήινης επιφάνειας (επιφανειακή ανακλαστική ικανότητα - R_s) (Seinfeld & Pandis 2006, Wallace & Hobbs, 2006).

Πίνακας 1.4 - Τυπικές τιμές albedo για διάφορες επιφάνειες της Γης.

Τύπος επιφάνειας	Albedo, (%)
Δάσος	3-10
Λιβάδι (χλωρό)	3-15
Λιβάδι (ξηρό, οργωμένο)	20-25
Χλόη	15-30
Γυμνό έδαφος	7-20
Άμμος	15-25
Χιόνι (φρέσκο)	80
Χιόνι/Πάγος	50-70
Νερό (για $\theta_0 > 40^\circ$)	2-4
Νερό (για $5^\circ < \theta_0 < 30^\circ$)	6-40

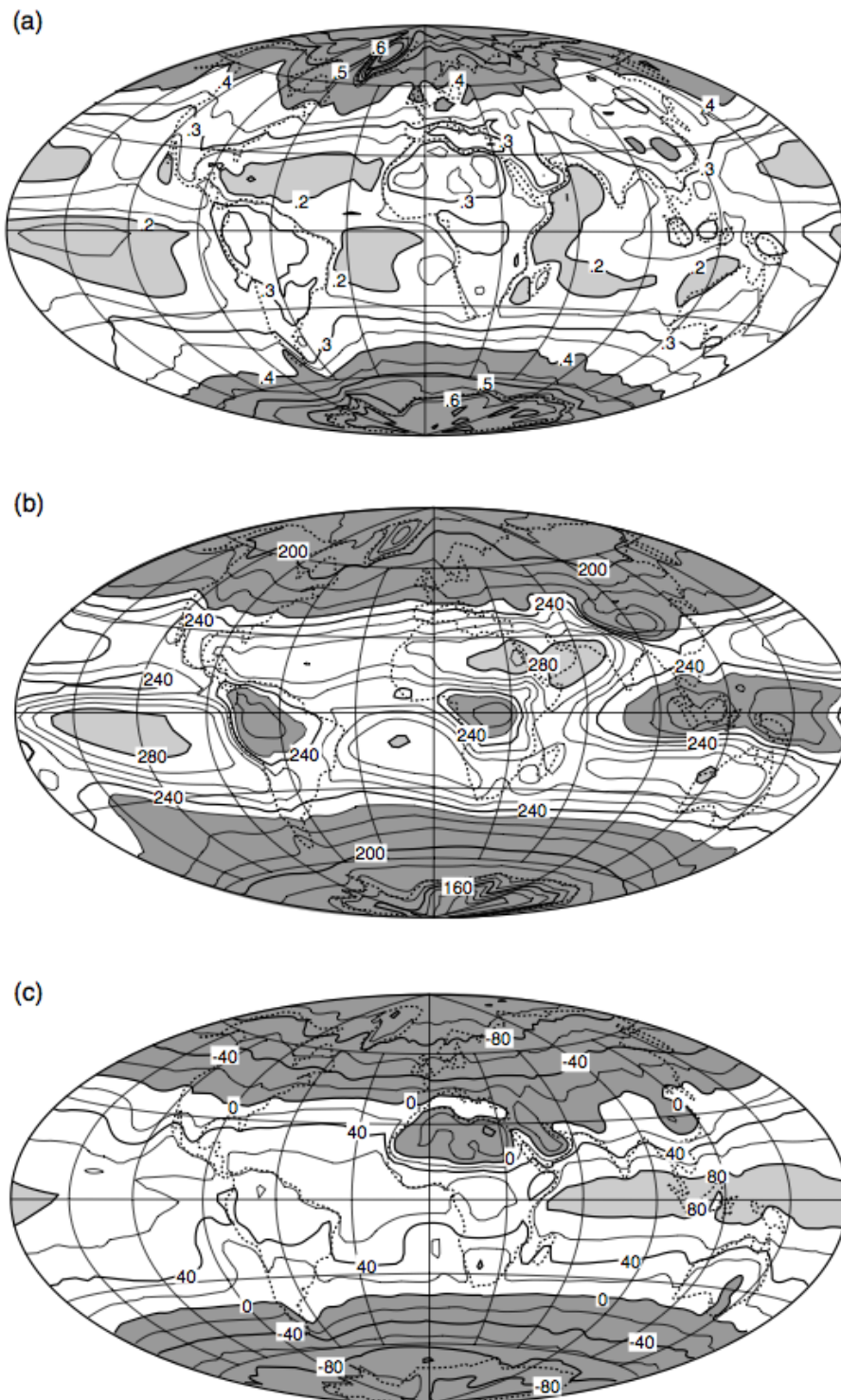
Πηγή: Saha, 2008

Για **υδατικές επιφάνειες**, το ποσοστό της ανακλαστικής ικανότητας κυμαίνεται από **6 έως 9%**, με εξαίρεση τις περιοχές με μεγάλο γεωγραφικό πλάτος κατά τους χειμερινούς μήνες (Winter hemisphere), τόσο για το βόρειο όσο και για το νότιο ημισφαίριο όπου η ηλιακή ζενίθια γωνία θ_0 παίρνει μικρές τιμές (Liou, 2002, Saha, 2008). Οι τιμές του albedo παρουσιάζουν **έντονες διακυμάνσεις (10% έως 40%)**, ανάλογα με τον **τύπο της γήινης επιφάνειας** (Εικ. 1.12 - α). Παραδείγματος χάριν, η ανακλαστική ικανότητα για τις **ερήμους** και τις **αμμοθίνες** είναι **30 - 40%**, για τα **δάση** και τα **λιβάδια** περιορίζεται στο **3-25%**, ενώ για τις περιοχές που καλύπτονται με **χιόνι** ή **πάγο** ξεπερνάει το **50%**. Τέλος η ανακλαστική ικανότητα ορισμένων επιφανειών που καλύπτονται από βλάστηση **δεν είναι σταθερή** και εξαρτάται από το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας (Saha. 2008).

Το ποσοστό που ισούται με $1-R_p$, αντιστοιχεί στο τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος (shortwave) που απορροφάται από το σύστημα Γη - Ατμόσφαιρα (Seinfeld & Pandis, 2006). Για μέση τιμή albedo (30%) αυτό ισούται με $\sim 235 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Το ποσό αυτό αντιστοιχεί σε παγκόσμιο επίπεδο στον ετήσιο μέσο όρο της υπέρυθρης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που εκπέμπεται από το σύστημα Γη - Ατμόσφαιρα προς το διάστημα (Εικ. 1.13) (Seinfeld & Pandis, 2006).

¹¹ Το albedo προσδιορίζεται από την παρακάτω εξίσωση και αναφέρεται στα ανακλαστικά χαρακτηριστικά μια επιφάνειας. Το albedo συμπεριλαμβάνει τη BRDF, δηλαδή την εξάρτηση της ανακλαστικότητας από τη γεωμετρία φωτισμού και θέασης και είναι ανεξάρτητο του μήκους κύματος. Οι παράμετροι της παρακάτω εξίσωσης επεξηγούνται στα κεφάλαια 1.1.3 και 3.2.2.

$$\alpha(\theta_i, \varphi_i) = \frac{\int_0^\infty \int_0^\infty L_{i,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos \theta_i d\Omega_i \left(\int \int_{Hemisphere} P_\lambda(\theta_i, \varphi_i; \theta_r, \varphi_r) \cos \theta_r d\Omega_r \right) d\lambda}{\int_0^\infty L_{i,\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \cos \theta_i d\Omega_i d\lambda}$$

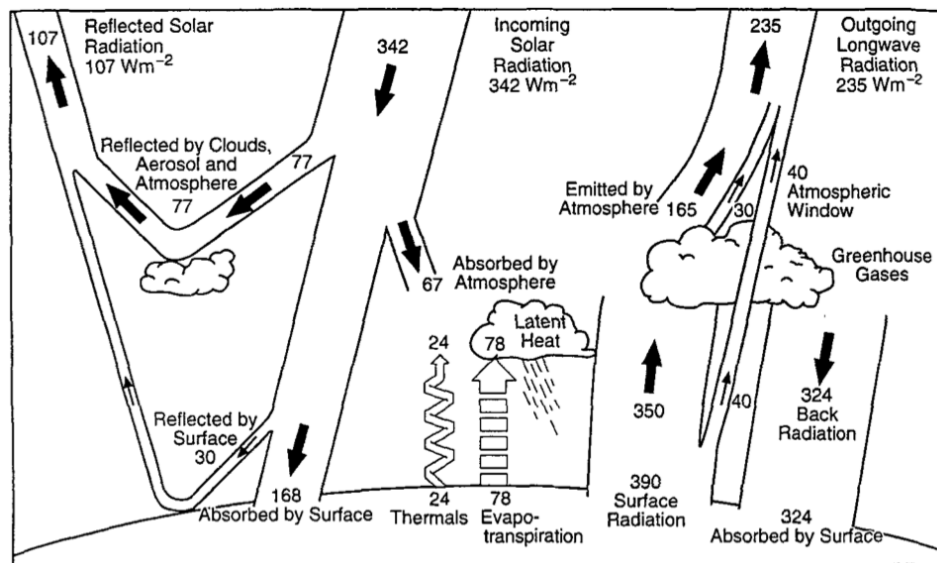


Εικόνα 1.12 - Παγκόσμιοι χάρτες της Γης για a) τον μέσο όρο των ετήσιων τιμών του πλανητικού albedo, b) την εξερχόμενη μεγάλη μήκους κύματος ακτινοβολίας ($W \cdot m^{-2}$) και c) την καθαρή ροή ακτινοβολίας ($W \cdot m^{-2}$). Οι σκούρες περιοχές αντιστοιχούν στο a) σε τιμές albedo μεγαλύτερες από 0,4, στο b) σε ροή μικρότερη από 230 και στο c) σε αρνητικές τιμές της ροής. (Πηγή: Λιου, 2002)

Η υπέρυθη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης ισούται με $\sim 390 W \cdot m^{-2}$ και υπερβαίνει κατά πολύ την εξερχόμενη υπέρυθη ακτινοβολία που καταγράφεται στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας και ισούται με $\sim 235 W \cdot m^{-2}$. Η διαφορά αυτή οφείλεται στα σύννεφα, τους υδρατμούς και τα αέρια που ενισχύουν **το φαινόμενο του θερμοκηπίου**, καθώς απορροφούν και εκπέμπουν υπέρυθη ακτινοβολία. Δεδομένου ότι

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

αυτά βρίσκονται σε θερμοκρασία μικρότερη από αυτήν της επιφάνειας της Γης, η ένταση της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπουν είναι μικρότερη από ότι αν είχαν την ίδια θερμοκρασία με την επιφάνεια της Γης και ως εκ τούτου απορροφούν ενέργεια από το σύστημα (Seinfeld & Pandis, 2006).



Εικόνα 1.13 - Οι διεργασίες που λαμβάνονται υπόψιν για τον υπολογισμό του παγκόσμιου ετήσιου μέσου όρου του ισοζυγίου ενέργειας της Γης. Από τα $342 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, τα $169 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ απορροφούνται από την επιφάνεια της γης. Η ενέργεια αυτή στη συνέχεια επιστρέφει στην ατμόσφαιρα ως αισθητή θερμότητα (sensible heat), ως λανθάνουσα θερμότητα (latent heat) μέσω των υδρατμών και ως θερμική υπέρυθρη ακτινοβολία. Το μεγαλύτερο μέρος αυτής της ακτινοβολίας απορροφάται από την ατμόσφαιρα και στη συνέχεια εκπέμπεται τόσο προς την επιφάνεια της Γης, όσο και προς το διάστημα. (Seinfeld & Pandis, 2006)

Η θερμοκρασία της Γης σε κατάσταση ισορροπίας μπορεί να εκτιμηθεί από ένα απλό μοντέλο που εξισώνει την εισερχόμενη και εξερχόμενη από το σύστημα ενέργεια. Η εισερχόμενη ενέργεια από τον ήλιο στην επιφάνεια της Γης δίνεται από την εξίσωση 1.22, όπου το S_0 αντιστοιχεί στην ηλιακή σταθερά, ενώ $(1 - R_p)$ το εκφράζει το τμήμα της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος που απορροφάται από το σύστημα Γη - ατμόσφαιρα.

$$F_S = \frac{S_0}{4} (1 - R_p) \quad (1.22)$$

Ο μέσος όρος της εκπεμπόμενης ροής ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος (outgoing longwave radiation - OLR), σε παγκόσμια βάση, δίνεται από την εξίσωση 1.23, για μια μέση θερμοκρασία T_e ενός μέλανος σώματος, για το σύστημα Γη - ατμόσφαιρα, όπως ορίζεται βάσει της εικόνας 1.13.

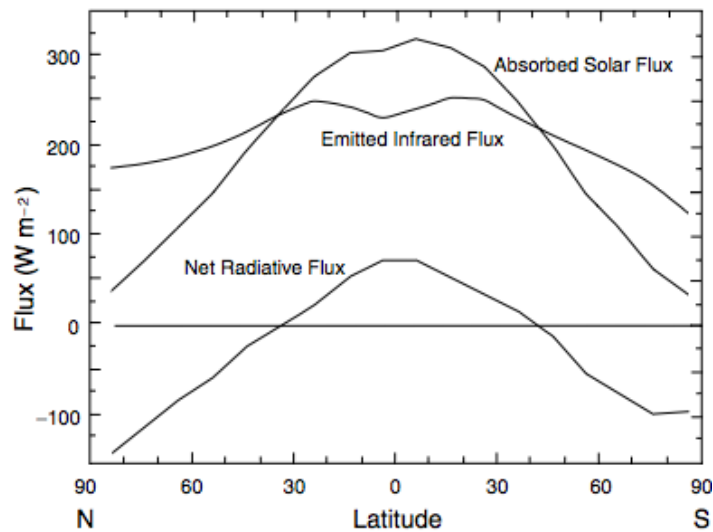
$$F_L = \sigma T_e^4 \quad (1.23)$$

Εξισώνοντας τα F_S και F_L , προκύπτει η εξίσωση 1.24 που εκφράζει το T_e .

$$T_e = \left(\frac{(1 - R_p) S_0}{4\sigma} \right)^{1/4} \quad (1.24)$$

Για $R_p=30\%$, το T_e ισούται με $\sim 255 \text{ K}$ (-18°C). Εάν δεν υπήρχαν σύννεφα στη Γη, το πλανητικό albedo θα είχε τιμή $\sim 15\%$ και η θερμοκρασία ισορροπίας θα ήταν ίση με 268 K (-

5°C). Από την εξίσωση 1.24 προκύπτει ότι η T_e μεταβάλλεται κατά 0,5 K (0,5°C) για μια μεταβολή της τάξης των $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ στην ηλιακή σταθερά ή των $\Delta R_p=0,005$ για πλανητική ανακλαστική ικανότητα $\sim 30\%$ (Seinfeld & Pandis, 2006).



Διάγραμμα 1.4 - Ο ετήσιος μέσος όρος της απορροφούμενης ηλιακής ροής, της εκπεμπόμενης θερμικής υπέρυθρης ακτινοβολίας και της καθαρής ροής ακτινοβολίας στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας, σε σχέση με το γεωγραφικό πλάτος, όπως προέκυψαν από δορυφορικές μετρήσεις. (Πηγή: Liou, 2002)

Η κατανομή των ετήσιων τιμών της καθαρής ροής ακτινοβολίας (net radiative flux) εμφανίζεται συμμετρική ως προς το βόρειο και νότιο ημισφαίριο, με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται στον ισημερινό (Διάγ. 1.4). Το μέγιστο που εμφανίζεται στην γραφική παράσταση, οφείλεται στις ελάχιστες τιμές της OLR, εξαιτίας των σωρειτών κατακόρυφης ανάπτυξης (Κεφ. 1.2.4) (Towering Cumulus, T_{cu}) που συνδέονται με την ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (Intertropical convergence zone) και το μεγάλο ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται στις περιοχές του Ισημερινού (Liou, 2002). Στις πολικές περιοχές οι αρνητικές τιμές της καθαρής ροής που εμφανίζονται, οφείλονται στις υψηλές τιμές albedo που χαρακτηρίζουν το χιόνι και τον πάγο. **Η κατανομή της καθαρής ροής ακτινοβολίας συνδέεται εν μέρει και με τη διακύμανση της μέσης ηλιακής ζενίθιας γωνίας σύμφωνα με το γεωγραφικό πλάτος.** Από το διάγραμμα 1.4 είναι ξεκάθαρο, ότι υπάρχει αύξηση της ακτινοβολούμενης ενέργειας στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές και απώλειες στις πολικές περιοχές (Liou, 2002).

Τα σύννεφα καταλαμβάνουν συνήθως κατ' ελάχιστο το 50% του ουρανού σε παγκόσμια κλίμακα και αποτελούν τους πιο σημαντικούς ρυθμιστές του ισοζυγίου της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας της Γης. **Η παρουσία των νεφών αυξάνει σημαντικά το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται πίσω στο διάστημα.** Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως ηλιακό albedo (solar albedo effect) και μειώνει το ποσό της ηλιακής ροής που εισέρχεται στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα, με άμεση συνέπεια τη μείωση της θερμοκρασίας του (Liou, 2002). Από την άλλη πλευρά τα σύννεφα **μειώνουν τη θερμική ακτινοβολία που εκπέμπεται στο διάστημα**, απορροφώντας την υπέρυθη ροή (IR flux) από την επιφάνεια της Γης και το τμήμα της ατμόσφαιρας που βρίσκεται κάτω από αυτά, αλλά και εκπέμποντας θερμική ακτινοβολία σε ψυχρότερο περιβάλλον (colder cloud-top temperatures). Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως το φαινόμενο του θερμοκηπίου (IR greenhouse effect) και αυξάνει την ακτινοβολία που εισέρχεται στον προσδιορισμό του ενεργειακού ισοζυγίου της Γης και κατ' επέκταση τη θερμοκρασία του συστήματος Γη-ατμόσφαιρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Η καθαρή τιμή της ακτινοβολίας που είναι διαθέσιμη στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα, όπως και η διαφορική θέρμανση αυτού, ρυθμίζεται κυρίως από τα σύννεφα βάσει της οριζόντιας έκτασης τους, της κάθετης θέσης τους, της θερμοδυναμικής φάσης στην οποία βρίσκονται, στο περιεχόμενο τους σε υγρά και πάγο και τέλος στην κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων που τα αποτελούν (Liu, 2002).

Τα σύννεφα ανακλούν σχεδόν πάντα πιο **έντονα** απ' ό τι οι ωκεανοί και το έδαφος, με εξαίρεση στις συνθήκες που επικρατεί το χιόνι και ο πάγος. Οπότε γίνεται εύκολα κατανοητό ότι **η ποσότητα της ηλιακής ροής που ανακλάται στο διάστημα είναι μεγαλύτερη όταν υπάρχουν σύννεφα παρά όταν ο ουρανός είναι καθαρός**. Η ενίσχυση της ακτινοβολίας εξαιτίας των νεφών (cloud solar forcing) C_s , δίνει μια ποσοτική εκτίμηση για την επίπτωση που έχουν τα σύννεφα στην ηλιακή ακτινοβολία και ισούται με τη διαφορά της ανακλώμενης ηλιακής ροής για ένα καθαρό ουρανό με αυτήν για ένα συννεφιασμένο (Liu, 2002). Από την άλλη πλευρά όμως, η θερμική υπέρυθη ροή που εκπέμπεται στο διάστημα έχει μικρότερες τιμές στις περιοχές που καλύπτονται με σύννεφα απ' ό τι αυτές με καθαρό ουρανό. Το αντίστοιχο μέγεθος για αυτό το φαινόμενο είναι η ενίσχυση της υπέρυθρης ακτινοβολίας εξαιτίας των νεφών (cloud IR forcing), το οποίο αποτελεί ένα μέτρο για τις επιπτώσεις που έχουν τα σύννεφα στην υπέρυθη ακτινοβολία και ισούται με την διαφορά των τιμών αυτής για ένα καθαρό ουρανό με ένα συννεφιασμένο (Liu, 2002).

Μεταβολές στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία έχουν υπεισέλθει τόσο από αλλαγές στην τροχιά της Γης όσο και από μεταβολές στην ενέργεια που εκπέμπεται από τον ήλιο. Αλλαγές στις τιμές του albedo R_p μπορούν να προκύψουν από αλλαγές στην ανακλαστικότητα της γήινης επιφάνειας εξαιτίας ανθρωπογενών δραστηριοτήτων (γεωργία, αποψίλωση δασών κ.α.), από αλλαγές στη σύνθεση των αερολυμάτων που εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα, τόσο εξαιτίας φυσικών αιτιών (π.χ έκρηξη ηφαιστειών), όσο και ανθρωπογενών (βιομηχανικές εκπομπές, καύση βιομάζας κ.λπ.) και σε μικρότερο βαθμό από αλλαγές στη συγκέντρωση των αερίων που απορροφούν συγκεκριμένα μήκη κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας (π.χ. το όζον) (Seinfeld & Pandis, 2006). Οι μεταβολές στην εκπεμπόμενη μεγάλου μήκους κύματος Η/Μ ακτινοβολία F_L είναι αποτέλεσμα κυρίως αύξησης των αερίων που έχουν την ιδιότητα να απορροφούν τμήματα του Η/Μ φάσματος, παρότι αλλαγές στη σύνθεση των αερολυμάτων (Seinfeld & Pandis, 2006).

Η **ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας** που τελικά φτάνει σε μια περιοχή της επιφάνεια της Γης, **εξαρτάται** από τους παρακάτω παράγοντες (Saha, 2008):

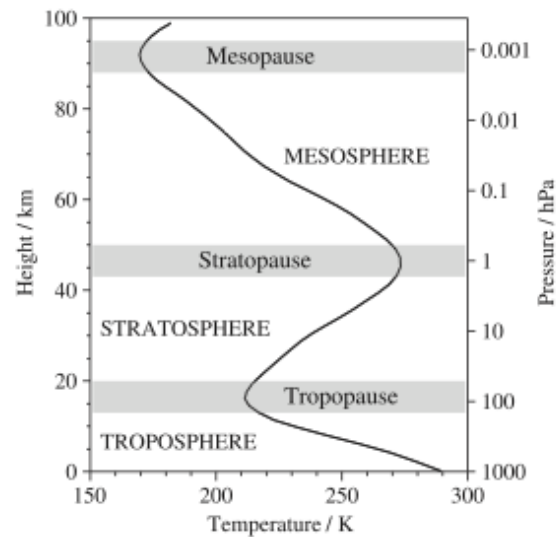
- Την τιμή της **ηλιακής σταθεράς**.
- Τη **διαφάνεια** της ατμόσφαιρας.
- Το **γεωγραφικό πλάτος** του τόπου.
- Την **εποχή** και την **ώρα** της ημέρας.

1.2 Η Ατμόσφαιρα της Γης

1.2.1 Η δομή της ατμόσφαιρας

Πριν την περιγραφή της αλληλεπίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα της Γης, είναι απαραίτητη η κατανόηση τόσο της δομής όσο και της σύστασης της ατμόσφαιρας. Η ατμόσφαιρα της Γης χωρίζεται σε τέσσερα διαδοχικά στρώματα αέρα, τα οποία έχουν καθοριστεί βάσει κάποιων ιδιαίτερων χαρακτηριστικών, όπως είναι η σύνθεση και η κατανομή της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα ανάλογα με το ύψος. Τα στρώματα αυτά είναι η *τροπόσφαιρα*, η *στρατόσφαιρα*, η *μεσόσφαιρα*, και η *θερμόσφαιρα* (η *εξώσφαιρα* αγνοείται)· οι επιφάνειες διαχωρισμού αυτών, ονομάζονται *τροπόπαυση*, *στρατόπαυση* και *μεσόπαυση* αντίστοιχα και είναι μεταβατικές ζώνες αρκετού πάχους. Η δομή της ατμόσφαιρας (*atmospheric stratification*) παρουσιάζεται λεπτομερώς στο διάγραμμα.

1.5, τα στοιχεία του οποίου αντιστοιχούν στις πρότυπες συνθήκες για περιοχές που ανήκουν σε μέσα γεωγραφικά πλάτη.



Διάγραμμα 1.5 - Η δομή της ατμόσφαιρας (Πηγή: Andrews, 2010).

Η **τροπόσφαιρα** (*Troposphere*) αποτελεί το χαμηλότερο στρώμα της ατμόσφαιρας, εκτείνεται από την επιφάνεια της Γης, μέχρι το ύψος των 15 περίπου χιλιομέτρων και περιέχει κατά προσέγγιση **το 90% της συνολικής μάζας** της ατμόσφαιρας (Andrews, 2010) και **το 99% των υδρατμών** (*water vapor*) και **των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων** (*aerosols*). Το πάχος της τροπόσφαιρας εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος της εκάστοτε περιοχής και από την εποχή του έτους (Seinfeld & Pandis, 2006). Οι μέγιστες τιμές του πάχους εμφανίζονται στον Ισημερινό (*Equator*) και είναι περίπου 20 km, ενώ οι ελάχιστες στου Πόλους (*Poles*), όπου δεν ξεπερνούν τα 7-8 km κατά τους θερινούς μήνες.

Η χημική σύνθεση της τροπόσφαιρας, είναι ουσιαστικά **ομοιόμορφη** (Κεφ. 1.2.2), με αξιοσημείωτη **εξαιρέση** αυτή των υδρατμών. Η κατανομή των υδρατμών είναι ιδιαίτερα μεταβλητή τόσο χωρικά όσο και χρονικά, ενώ μειώνεται με το υψόμετρο. Αντίστοιχη μείωση με την αύξηση του υψόμετρου παρουσιάζουν επίσης, η θερμοκρασία, η πίεση και η πυκνότητα του αέρα. Η τροπόσφαιρα εμφανίζει κατακόρυφη θερμοβαθμίδα¹² ίση με 6,5°C ανά 1 km ύψους. Η θερμοκρασιακή δομή αυτού του στρώματος είναι απόρροια του ισοζυγίου της ακτινοβολία και της μεταφοράς ενέργειας από την επιφάνεια στην ατμόσφαιρα με αγωγή (*convective energy transport*) (Liou, 2002). Η τροπόσφαιρα καταλήγει στο ανώτατο της όριο με την τροπόπαυση, η οποία αποτελεί στην ουσία μια περιοχή της τροπόσφαιρας, όπου η θερμοκρασία δεν μεταβάλλεται με το ύψος.

Η **στρατόσφαιρα** (*Stratosphere*) είναι το δεύτερο στρώμα της ατμόσφαιρας της Γης και υπέρκειται της τροπόσφαιρας. Εκτείνεται από τα 15 έως τα 50 km περίπου από την επιφάνεια της Γης, όπου και καταλήγει στην στρατόπαυση. Η θερμοκρασία της

¹² Κατακόρυφη θερμοβαθμίδα (*Environmental Lapse Rate, ELR*): Ο ρυθμός με τον οποίο μειώνεται η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας ανάλογα με το υψόμετρο, για μια δεδομένη χρονική στιγμή σε ένα τόπο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

στρατόσφαιρας αυξάνεται με το υψόμετρο και κυμαίνεται από -60°C (213 K) έως 0°C (273 K) στα ανώτερα της επίπεδα. Η κατάσταση της στρατόσφαιρας καθορίζεται πρωτίστως από την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από το O_3 και την εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας από το CO_2 (Λιου, 2002), ενώ η κατακόρυφη θερμοκρασιακή δομή της είναι αποτέλεσμα της απορρόφησης της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας από το O_3 (Κεφ. 1.2.2) (Seinfeld & Pandis, 2006). Το άνω όριο της στρατόσφαιρας, στο οποίο η θερμοκρασία λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της και χαρακτηρίζεται από ισοθερμική συμπεριφορά, καλείται στρατόπαυση (*stratopause*). Στο τμήμα της ατμόσφαιρας από την επιφάνεια της Γης μέχρι την στρατόπαυση περιλαμβάνεται το 99,9% της συνολικής μάζας της ατμόσφαιρας (Andrews, 2010).

Το ατμοσφαιρικό στρώμα πάνω από την στρατόπαυση και μέχρι το ύψος των 85 km από την επιφάνεια της Γης αποτελεί τη μεσόσφαιρα (*mesosphere*). Βασικό χαρακτηριστικό του συγκεκριμένου στρώματος είναι οι πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (υπάρχει σημαντική μείωση της θερμοκρασίας ανάλογα με το ύψος) (Andrews, 2010), οι οποίες οφείλονται κυρίως στην απουσία του όζοντος από την περιοχή.

Η θερμόσφαιρα (*thermosphere*) είναι το μεγαλύτερο σε πάχος στρώμα της ατμόσφαιρας της Γης και βρίσκεται ανάμεσα στη μεσόπαυση και την εξώσφαιρα. Το ύψος εκκίνησης της βρίσκεται στα 85 km από την επιφάνεια της Γης και εκτείνεται μέχρι τα 400 - 600 km. Η θερμοκρασία στη θερμόσφαιρα αυξάνεται με το υψόμετρο και κυμαίνεται από 226°C (500 K) έως 1726°C (2000 K)· η διακύμανση αυτή εξαρτάται από την ηλιακή δραστηριότητα (Λιου, 2002, Andrews, 2010). Οι υψηλές θερμοκρασίες αυτού του στρώματος οφείλονται στην απορρόφηση της ακτινοβολίας με μικρά μήκη κύματος από το N_2 και το O_2 (Seinfeld & Pandis, 2006).

Τέλος, η εξώσφαιρα είναι το ανώτατο και τελευταίο στρώμα της ατμόσφαιρας, βρίσκεται πάνω από την θερμόσφαιρα και επεκτείνεται μέχρι το κοσμικό διάστημα, με το οποίο βαθμιαία αναμιγνύεται.

Πρακτικά δεν υπάρχει κάποια φυσική διάκριση μεταξύ της στρατόσφαιρας και της μεσόσφαιρας. Σήμερα η δομή της ατμόσφαιρας ορίζεται και ως εξής: στη χαμηλή ατμόσφαιρα (*low atmosphere*) (τροπόσφαιρα), στη μέση ατμόσφαιρα (*middle atmosphere*) (στρατόσφαιρα και μεσόσφαιρα) και τέλος στην ανώτερη ατμόσφαιρα (*upper atmosphere*) (πάνω από τα 80 km) (Λιου, 2002).

1.2.2 Η σύσταση της ατμόσφαιρας

Η σύνθεση της ατμόσφαιρας της Γης, παρουσιάζει ενδιαφέρον για το διάστημα που ορίζεται από την επιφάνεια της μέχρι την στρατόσφαιρα, καθώς σε αυτό περιλαμβάνεται το 99,9% της συνολικής της μάζας. Η γήινη ατμόσφαιρα αποτελείται από ένα μείγμα **ξηρού αέρα, αερολυμάτων** και **υδρατμών**. Για τα πρώτα 25 km από την επιφάνεια της, οι συγκεντρώσεις των αερίων που απαντώνται παρουσιάζονται στον πίνακα 1.5.

Πίνακας 1.5 - Η τυπική σύσταση της ατμόσφαιρας

Μόνιμα αέρια		Μεταβλητά αέρια	
Στοιχείο	Κατά όγκο (%)	Στοιχείο	Κατά όγκο (%)
Άζωτο (N ₂)	78,084	Υδρατμοί (H ₂ O)	0 - 0,04
Οξυγόνο (O ₂)	20,948	Όζον (O ₃)	0 - 12 × 10 ⁻⁴
Αργό (Ar)	0,934	Διοξείδιο του άνθρακα (CO ₂)	0,001 × 10 ⁻⁴
Διοξείδιο του άνθρακα (CO ₂)	0,036	Διοξείδιο του αζώτου (NO ₂)	0,001 × 10 ⁻⁴
Νέον (Ne)	18,18 × 10 ⁻⁴	Αμμωνία (NH ₃)	0,004 × 10 ⁻⁴
Ήλιο (He)	5,24 × 10 ⁻⁴	Μονοξείδιο του αζώτου (NO)	0,0005 × 10 ⁻⁴
Κρυπτό (Kr)	1,14 × 10 ⁻⁴	Υδρόθειο (H ₂ S)	0,00005 × 10 ⁻⁴
Ξένο (Xe)	0,089 × 10 ⁻⁴	Ατμοί νιτρικού οξέως (HNO ₃)	ίχνος
Υδρογόνο (H ₂)	0,5 × 10 ⁻⁴	Χλωροφθοράνθρακες (CFCL ₃ , CF ₂ Cl ₂ , CH ₃ CCl ₃ , CCl ₄ , κ.λπ.)	ίχνη
Μεθάνιο (CH ₄)	1,7 × 10 ⁻⁴		
Νιτρώδες οξείδιο (N ₂ O)	0,3 × 10 ⁻⁴		
Μονοξείδιο του άνθρακα (CO)	0,08 × 10 ⁻⁴		

Πηγή: Liou, 2002

Όπως φαίνεται, το άζωτο και το οξυγόνο είναι τα δύο βασικά συστατικά της ατμόσφαιρας, με το άθροισμα των συγκεντρώσεών τους κατά όγκο, να αγγίζει το 99%. Το γεγονός αυτό έχει ως συνέπεια οι πυκνότητες τους **να μην μεταβάλλονται έντονα χρονικά και χωρικά** και τα δύο αυτά αέρια να αντιμετωπίζονται ως **μόνιμα** (Saha, 2008). Από τα ευγενή αέρια, αυτό που εμφανίζει τη μεγαλύτερη συγκέντρωση είναι το αργό.

Στην ατμόσφαιρα εντοπίζονται και άλλα αέρια σε μικρότερες συγκεντρώσεις, τα οποία παίζουν όμως ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο, εξαιτίας του τρόπου με τον οποίο επηρεάζουν την ηλιακή ακτινοβολία και των θερμοδυναμικών ιδιοτήτων τους. Τα τρία πιο σημαντικά από αυτά είναι **οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και το όζον**, οι ιδιότητες των οποίων αναλύονται λεπτομερώς σε επόμενο κεφάλαιο. Τα αέρια αυτά παρουσιάζουν έντονες μεταβολές στις συγκεντρώσεις τους από περιοχή σε περιοχή, με πιο ευμετάβλητη αυτή των υδρατμών, η οποία κυμαίνεται από 10 ppmv στις ψυχρότερες περιοχές του πλανήτη, έως 5% κατά όγκο στις θερμές αέριες μάζες.

Το νερό στην ατμόσφαιρα της Γης απαντάται και στις τρεις καταστάσεις της ύλης (αέρια, υγρή και στερεά). Η μελέτη του παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον, καθώς μια αλλαγή στην φυσική του κατάσταση συνοδεύεται από απελευθέρωση ή απορρόφηση μεγάλης ποσότητας ενέργειας, η οποία επηρεάζει τις ιδιότητες και την συμπεριφορά της ατμόσφαιρας (Saha, 2008). Τέλος **στα χαμηλότερα επίπεδα της ατμόσφαιρας παρατηρούνται συγκεντρώσεις σωματιδίων σκόνης, καπνού, τοξικών αερίων και άλλων αερολυμάτων**, αποτέλεσμα κυρίως ανθρωπογενών δραστηριοτήτων

Η σύνθεση της ξηρής ατμόσφαιρας που παρουσιάζεται στον πίνακα 1.5, υφίσταται αλλαγές σε υψόμετρο μεγαλύτερο των 25 km, εξαιτίας της υπεριώδους ακτινοβολίας του ήλιου. Τα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

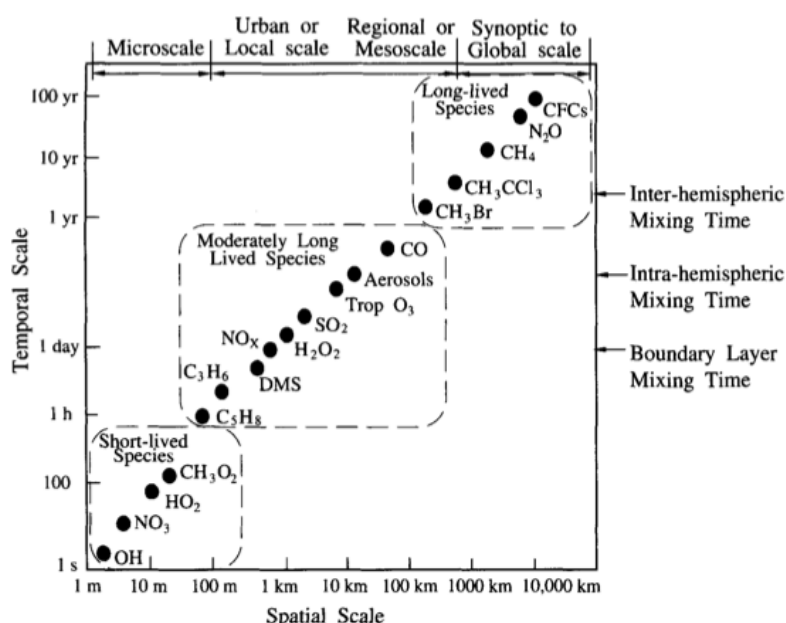
αέρια που επηρεάζονται περισσότερο είναι το οξυγόνο και το άζωτο. Αναλυτικότερα, στο μέσο της ατμόσφαιρας (20-50 km περίπου), υπό την επίδραση της υπεριώδους ακτινοβολίας, τα μόρια σταδιακά διαλύονται και σχηματίζουν όζον, ενώ στο ανώτερο στρώμα της (>80 km) διαλύονται σε ιόντα και ελεύθερα άτομα (Saha, 2008).

Πίνακας 1.6 - Παγκόσμια εκτίμηση για τις εκπομπές των βασικών αερολυμάτων

	Πηγή	Εκτιμώμενη Ροή (Tg/yr)
Φυσικοί	Κονιορτός ορυκτών:	
	0,1 – 1,0 μm	48
	1,0 – 2,5 μm	260
	2,5 – 5,0 μm	609
	5,0 – 10,0 μm	573
	0,1 – 10,0 μm	1490
	Άλατα της θάλασσας	10,100
	Ηφαιστειακή τέφρα	30
	Βιολογικά υπολείμματα	50
	Θειικά παράγωγα από DMS	12,4
	Θειικά παράγωγα από ηφαιστειακό SO ₂	20
Οργανικά ατμ. αιωρήματα από βιογενείς VOC ¹³		
Ανθρωπο-γενείς	Βιομηχανικός κονιορτός	100
	Μαύρος άνθρακας	12
	Οργανικά ατμ. αιωρήματα	81
	Θειικά παράγωγα από SO ₂	48,6
	Νιτρικά παράγωγα από NO _x	21,3

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006

Η ατμόσφαιρα θα μπορούσε να προσομοιαστεί με έναν τεράστιο χημικό αντιδραστήρα, όπου εκατομμύρια χημικές ενώσεις εισέρχονται και απομακρύνονται συνεχώς, με διαφορετικές χωρικές και χρονικές κλίμακες (Διάγ. 1.6).

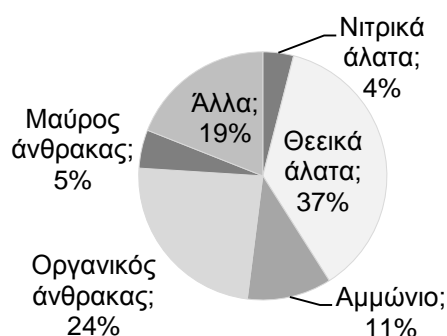


Διάγραμμα 1.6 - Οι κλίμακες χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας, για τα στοιχεία της ατμόσφαιρας (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006).

¹³ Volatile Organic Compound (VOC): Πτητικές οργανικές ενώσεις

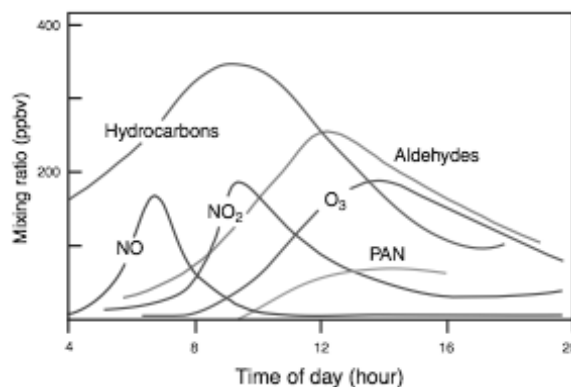
- **Η σύσταση της τροπόσφαιρας**

Ένα σημαντικό μέρος των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων¹⁴ (Κεφ. 1.2.3) που εντοπίζονται στη τροπόσφαιρα έχει ανθρωπογενή προέλευση. Τα τροποσφαιρικά αερολύματα (aerosols), η τυπική σύσταση των οποίων παρουσιάζεται στο διάγραμμα 1.7, περιέχουν θειικά άλατα (sulfate), αμμώνιο (ammonium), νιτρικά άλατα (nitrate), νάτριο (sodium), χλωρικά ιόντα (chloride), διάφορα ιχνοστοιχεία μετάλλων (trace metals), ανθρακούχο υλικό (carbonaceous material), κονιορτό ορυκτών (crustal elements) και νερό με τη μορφή υδρατμών. Τα ανθρακούχα υλικά αποτελούνται τόσο από μαύρο άνθρακα¹⁵ (black carbon), ο οποίος εκλύεται κατευθείαν στην ατμόσφαιρα, κυρίως από διεργασίες καύσης, όσο και από οργανικό, ο οποίος προκύπτει απευθείας από τις πηγές ρύπανσης, είτε από την ατμοσφαιρική συμπύκνωση οργανικών αερίων χαμηλής πτητικότητας. (Seinfeld & Pandis, 2006)



Διάγραμμα 1.7 - Τυπική σύσταση των αερολυμάτων ηπειρωτικών περιοχών (Πηγή: Jacob, 1999).

Οι εκπομπές αερίων από ανθρωπογενείς δραστηριότητες έχουν αυξηθεί δραματικά τα τελευταία χρόνια και συνοδεύονται από αρνητικές συνέπειες στην ανθρώπινη υγεία, στη μείωση της ορατότητας στις αστικές και περιαστικές περιοχές, στην εναπόθεση οξέων στο περιβάλλον (όξινη βροχή) και τέλος **στη δημιουργία διαταραχών στο ισοζύγιο της ανακλώμενης και απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας από τη Γη** (Seinfeld & Pandis, 2006). Για σωματίδια με διάμετρο $\geq 5 \mu\text{m}$ υπολογίζεται ότι οι ανθρώπινες δραστηριότητες παγκοσμίως είναι υπεύθυνες για το ~15% των εκπομπών, ενώ στις αστικές περιοχές οι εκπομπές αυτές είναι ακόμα εντονότερες. Επιπρόσθετα, οι ανθρώπινες δραστηριότητες παράγουν το ~20% των εκπεμπόμενων αερολυμάτων με διάμετρο $< 5 \mu\text{m}$ (Wallace & Hobbs, 2006).



Διάγραμμα 1.8 - Οι μεταβολές στην αναλογία ανάμιξης ορισμένων σημαντικών ρύπων κατά τη διάρκεια της μέρας, για το Los Angeles (Πηγή: Wallace & Hobbs, 2006).

Τα τελευταία χρόνια παρατηρείται αύξηση του τροποσφαιρικού όζοντος. Χαρακτηριστικά, για κάθε 1.000.000.000 μόρια αέρα, τα 35 από αυτά είναι όζον, οι τιμές

¹⁴ Ως αιωρούμενο σωματίδιο ή αερολύμα χαρακτηρίζεται μια διασπορά ύλης στη στερεή ή υγρή κατάσταση που περιβάλλεται από ένα αέριο.

¹⁵ Μαύρος/στοιχειακός άνθρακας (black/elemental carbon): Μακρομόρια γραφίτη που αποτελούνται από αρωματικούς δακτυλίους άνθρακα (Καλυβίτης 2008).

του οποίου κοντά στην επιφάνεια της Γης κυμαίνονται από 20 έως 60 ppb, ενώ μπορεί να υπερβαίνουν τα 100 ppb σε αστικές και περιαστικές περιοχές, συμβάλλουν ώστε να το καθιστούν έτσι έναν πολύ επικίνδυνο ρυπαντή (Seinfeld & Pandis, 2006).

Η σύσταση των αερολυμάτων σχετίζεται άμεσα με την περιοχή που μελετάται, για αυτό το λόγο είναι δυνατή η διάκριση αυτών σε τέσσερις κατηγορίες, εκ των οποίων η πρώτη διακρίνεται σε τρεις υποκατηγορίες (Κεφ. 1.2.3). Στην πρώτη από αυτές τοποθετούνται τα αερολύματα των **ηπειρωτικών περιοχών**, τα οποία διακρίνονται στα αερολύματα των **αστικών περιοχών**, τα οποία εμφανίζουν πολύ υψηλές συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικών αιωρημάτων που προέρχονται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες· στα αερολύματα των απομακρυσμένων αγροτικών περιοχών και στα αερολύματα με προέλευση από την **έρημο**. Ειδικές κατηγορίες αποτελούν τα **ελεύθερα τροποσφαιρικά αερολύματα** και αυτά που εντοπίζονται πάνω από τις **πολικές περιοχές** και τις **θάλασσες**, τα οποία συνθέτουν τις υπόλοιπες τρεις βασικές κατηγορίες. Τα χαρακτηριστικά της κάθε ομάδας αναλύονται στην επόμενη ενότητα (Κεφ. 1.2.3). Ανάλογη κατηγοριοποίηση των ατμοσφαιρικών προφίλ ακολουθεί και το λογισμικό ATCOR, στο οποίο γίνεται αναφορά στο κεφάλαιο 3. Στον πίνακα 1.7 παρουσιάζεται η μάζα ανά m^3 και η ποσοστιαία σύνθεση των αερολυμάτων για τις τρεις χαρακτηριστικές ομάδες.

Πίνακας 1.7 - Η σύσταση των τροποσφαιρικών αερολυμάτων για τρεις χαρακτηριστικές ομάδες.

Περιοχές	Μάζα	Σύνθεση επί της %				
		C (στοιχ.)	C (οργ.)	NH ₄	NO ₃	SO ₄
Απομακρυσμένες περιοχές	48 $\mu g \cdot m^{-3}$	0,3	11	7	3	22
Μη αστικές ηπειρ. περιοχές	15 $\mu g \cdot m^{-3}$	5	24	11	4	37
Αστικές περιοχές	32 $\mu g \cdot m^{-3}$	9	31	8	6	28

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006

Μελετώντας τον πίνακα 1.7, ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα εξής συμπεράσματα (Seinfeld & Pandis, 2006):

- Η μάζα των σωματιδίων στις μη αστικές περιοχές είναι μόλις δυο φορές μικρότερη απ' ό τι αυτή των αστικών περιοχών. Η παρατήρηση αυτή υποδηλώνει το μεγάλο χρονικό διάστημα παραμονής αυτών στην τροπόσφαιρα.
- Αντίστοιχα, η μέση σύνθεση των τροποσφαιρικών αερολυμάτων των δύο αυτών περιοχών είναι παρόμοια.
- Στις απομακρυσμένες περιοχές οι συγκεντρώσεις μάζας είναι τρεις φορές μικρότερες απ' ό τι στη μη αστικές ηπειρωτικές.
- Οι τιμές του άνθρακα αποτελούν δείκτη για τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες (καύση).

Εκτός από τις παραθαλάσσιες περιοχές, στις οποίες κυριαρχεί το χλωριούχο νάτριο (sodium chloride), τα θειικά άλατα (sulfate) αποτελούν το βασικό παράγοντα που καθορίζει τη μάζα των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων στην τροπόσφαιρα. Οι συγκεντρώσεις τους κυμαίνονται από 22-45% στα αερολύματα των ηπειρωτικών περιοχών, έως ~75% στην Αρκτική και στην Ανταρκτική (Wallace & Hobbs, 2006). Η ποσότητα των θειικών αλάτων που βρίσκεται όμως στην επιφάνεια της Γης δεν επαρκεί για να εξηγήσει τα υψηλά ποσοστά που απαντώνται στα ατμοσφαιρικά αερολύματα, οπότε ο κύριος όγκος του SO₄ πρέπει να προέρχεται από επιτόπια συμπύκνωση του SO₂ (Wallace & Hobbs, 2006).

Το αμμώνιο είναι το κύριο κατιόν που συναντάται στα αερολύματα των ηπειρωτικών περιοχών και σχετίζεται άμεσα με το SO₄. Παράγεται από την αντίδραση του θειικού οξέως με την αμμωνία, που δίνει ως προϊόν θειικό αμμώνιο [(NH₄)₂SO₄]. Η αναλογία

των μοριακών συγκεντρώσεων αυτών των δύο κυμαίνεται από ~1 έως 2 και ανταποκρίνεται σε μια μέση σύσταση των αερολυμάτων με NH_4HSO_4 και $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. (Wallace & Hobbs, 2006)

Στη σύσταση του αέρα των περιοχών που επικρατεί το θαλάσσιο νερό, οι βασικοί παράγοντες που καθορίζουν τη μάζα των ανόργανων αερολυμάτων είναι τα ιόντα Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , K^+ και Ca^{2+} . Εκτός από τα θειικά άλατα, η συγκέντρωση των οποίων παρουσιάζει μέγιστο σε σωματίδια με διάμετρο ~0,1-1μm, τα παραπάνω ιόντα περιέχονται συνήθως σε σωματίδια με διάμετρο μερικών μm. **Τα αερολύματα με μέγεθος που κυμαίνεται σε αυτό το εύρος τιμών, ενισχύουν το φαινόμενο της διάχυσης** και λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης των νεφών. (Wallace & Hobbs, 2006)

Τα νιτρικά άλατα εμφανίζονται τόσο στη σύσταση των αερολυμάτων παραθαλάσσιων περιοχών, όσο και ηπειρωτικών. Τα σωματίδια που σχηματίζουν έχουν μεγαλύτερο μέγεθος απ' ό,τι τα θειικά, με τη διάμετρο τους να κυμαίνεται μεταξύ ~0,2 και 20 μm, επειδή προέρχονται από τη συμπύκνωση του HNO_3 σε μεγαλύτερα μόρια. (Wallace & Hobbs, 2006)

Οι οργανικές ενώσεις αποτελούν ένα σημαντικό κομμάτι της συνολικής μάζας των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων. Στα αστικά αερολύματα, οι οργανικές ενώσεις που βρίσκονται σε μεγαλύτερη συγκέντρωση είναι τα αλκάνια με υψηλό μοριακό βάρος, και γενικό τύπο $\text{C}_x\text{H}_{2x+2}$ (~1000-4000 $\text{ng}\cdot\text{m}^{-3}$) και C_xH_{2x} (~2000 $\text{ng}\cdot\text{m}^{-3}$). Πολλά από τα σωματίδια που σχηματίζουν τα νέφη των αστικών περιοχών είναι παραπροϊόντα των φωτοχημικών αντιδράσεων στις οποίες συμμετέχουν υδρογονάνθρακες και οξειδία του αζώτου. Χαρακτηριστικά, στις Η.Π.Α τα ανθρακούχα υλικά αποτελούν το $\leq 50\%$ της συνολικής ξηρής μάζας των αερολυμάτων. Τέλος, ο μαύρος άνθρακας (αιθάλη) αποτελεί ένα κοινό συστατικό των οργανικών αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και είναι ένας από τους βασικούς παράγοντες απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας (Wallace & Hobbs, 2006).

Στην τροπόσφαιρα εντοπίζεται το ~99% του συνόλου των **υδρατμών** της ατμόσφαιρας, η συγκέντρωση των οποίων παρουσιάζει **έντονες διαφοροποιήσεις** τόσο χωρικά όσο και χρονικά, εξαιτίας των μεταβολών στην πίεση και τη θερμοκρασία. Το φαινόμενο αυτό έχει ως συνέπεια η κατάσταση της ύλης του νερού να αλλάζει διαρκώς και έτσι να σχηματίζει σύννεφα, ομίχλη, βροχή, δρόσο αλλά και αερολύματα με υψηλή συγκέντρωση σε H_2O (Seinfeld & Pandis, 2006). Το νερό παίζει ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στην χημεία και τη δυναμική της ατμόσφαιρας και **επιδρά έντονα** στην ηλιακή ακτινοβολία.

- **Η σύσταση της στρατόσφαιρας**

Η στρατόσφαιρα περιέχει το ~25% της συνολικής μάζας της ατμόσφαιρας. Η σύσταση της ακολουθεί σε γενικές γραμμές τις αναλογίες που παρατέθηκαν στον πίνακα 1.1, αν και παρουσιάζει απότομη αλλαγή στις συγκεντρώσεις ορισμένων στοιχείων, σε σχέση με την τροπόσφαιρα. Παραδείγματος χάριν, λίγα χιλιόμετρα πάνω από την τροπόπαυση η συγκέντρωση των υδρατμών μειώνεται, ενώ του όζοντος αυξάνεται κατά μια τάξη μεγέθους (Wallace & Hobbs, 2006). Η παρατήρηση αυτή υποδηλώνει ότι υπάρχει μια πολύ μικρή κατακόρυφη ανάμιξη, του εύρους 2-6 ppm (Uherek, 2005), μεταξύ του πλούσιου σε υδρατμούς και φτωχού σε όζον στρώματος της τροπόσφαιρας με το πλούσιο σε όζον στρώμα της στρατόσφαιρας. Οι χημικές ενώσεις που επικρατούν στην σύσταση της στρατόσφαιρας (Πιν. 1.5) είναι το όζον, τα οξειδία του αζώτου, το νιτρικό και θειικό οξύ, τα αλογόνα και τα οξειδία αλογόνου που προέρχονται από CFC, ενώ οι περισσότερες χημικές ενώσεις και αερολύματα που απελευθερώνονται στην επιφάνεια της Γης δεν φθάνουν ποτέ στην στρατόσφαιρα (Uherek, 2005).

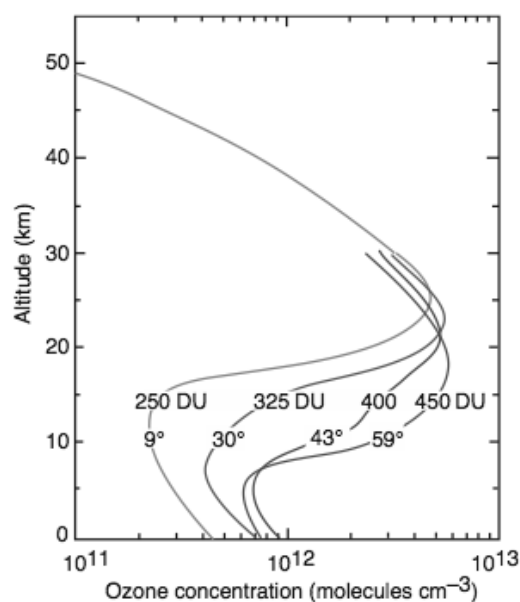
Πίνακας 1.8 - Οι βασικές οικογένειες χημικών ενώσεων στην στρατοσφαιρική χημεία

Σύμβολο	Όνομα	Στοιχεία
O _x	Odd oxygen	O + O ₃
NO _x	Nitrogen oxides	NO + NO ₂
NO _y	Oxidized nitrogen	NO + NO ₂ + HNO ₃ + 2N ₂ O ₅ + ClONO ₂ + NO ₃ + HOONO ₂ + BrONO ₂
HO _x	Hydrogen radicals	OH + HO ₂
Cl _y	Inorganic chlorine	Το σύνολο των ενώσεων που περιέχουν χλώριο, αλλά όχι άνθρακα. (Cl + 2Cl ₂ + ClO + OClO + 2Cl ₂ O ₂ + HOCl + ClONO ₂ + HCl + BrCl)
ClO _x	Reactive chlorine	Cl + ClO
CCl _y	Organic chlorine	CF ₂ Cl ₂ + CFCl ₃ + CCl ₄ + CH ₃ CCl ₃ + CFCl ₂ CF ₂ Cl (CFC - 113) + CF ₂ HCl (CFC -22)
Br _y	Inorganic bromine	Το σύνολο των ενώσεων που περιέχουν βρώμιο, αλλά όχι άνθρακα. (Br + BrO + HOBr + BrONO ₂)

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006

Στην στρατόσφαιρα εντοπίζεται το **~90%** του συνολικού **όζοντος** της ατμόσφαιρας (Seinfeld & Pandis, 2006). Το όζον σχηματίζεται, όταν η ηλιακή ακτινοβολία διασπά το μοριακό οξυγόνο (O₂) σε άτομα οξυγόνου (O), τα οποία στη συνέχεια αντιδρούν με μόρια O₂ και σχηματίζουν το όζον (O₃). Η διεργασία αυτή απαιτεί ενέργεια, που εισέρχεται στο σύστημα των αντιδράσεων με την έντονη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας στις φασματικές περιοχές από 200 έως ~300 nm και 9,1-9,6 μm (Παπαγιάννης, 2005).

Το στρατοσφαιρικό όζον εκτείνεται κυρίως, από τα 15 έως περίπου τα 34-40 km πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας. Η συγκέντρωση της κατακόρυφης κατανομής του στην στρατόσφαιρα παρουσιάζει ένα τοπικό μέγιστο σε υψόμετρο 20-26 km, ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή του χρόνου (Διάγ. 1.9). Στο διάστημα 40-50 km, το όζον εμφανίζει μικρότερες συγκεντρώσεις, όπως επιβεβαιώθηκε από δορυφορικές μετρήσεις και μετρήσεις τηλεπισκόπησης LIDAR (Παπαγιάννης, 2005). Το πάχος του στρώματος του όζοντος είναι μεταβλητό και εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος, τις μετεωρολογικές συνθήκες και παρουσιάζει εποχιακή διακύμανση. Η μονάδα μέτρησης του ολικού όζοντος είναι η μονάδα Dobson Unit (DU), η οποία ορίζεται ως το πάχος του ολικού όζοντος, εάν συμπιεστεί μόνο αυτό από μια στήλη αέρα σε κανονικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας και αντιστοιχεί πάχος 5 mm σε 500 DU.



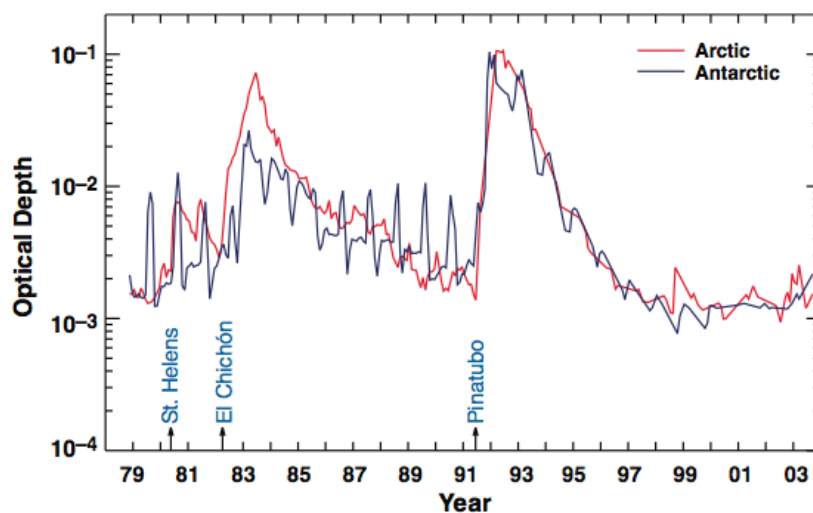
Διάγραμμα 1.9 - Η μέση συγκέντρωση της κατακόρυφης κατανομής του όζοντος, για διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη. (Wallace & Hobbs, 2006)

Εκτός από το όζον, η πλειοψηφία των άλλων αερίων που εντοπίζονται στην στρατόσφαιρα είναι ενώσεις με πολύ μεγάλη διάρκεια ζωής που προέρχονται από την τροπόσφαιρα (π.χ. Χλωροφθοράνθρακες - CFC), ή προϊόντα ισχυρών ηφαιστειακών εκρήξεων (κυρίως ενώσεις θείου και αερολύματα) (Uherek, 2005).

Οι συγκεντρώσεις των σωματιδίων Aitken (Κεφ. 1.2.3) παρουσιάζουν έντονες μεταβολές στα χαμηλότερα στρώματα της στρατόσφαιρας και μειώνονται με την αύξηση του υψόμετρου. Αντίθετα, τα σωματίδια με διάμετρο $\sim 0,1-2 \mu\text{m}$ εμφανίζονται στο υψόμετρο $\sim 17-20 \text{ km}$ μέγιστη συγκέντρωση ίση με $\sim 0,1 \text{ cm}^{-3}$ (Wallace & Hobbs, 2006). Τα σωματίδια αυτά αποτελούνται από 75% θειικό οξύ και $\sim 25\%$ νερό και εξαιτίας αυτού του χαρακτηριστικού τους το συγκεκριμένο τμήμα της στρατόσφαιρας καλείται στρατοσφαιρικό θειικό στρώμα (stratospheric sulfate layer ή layer Junge). Η βασική πηγή παραγωγής των αερολυμάτων του συγκεκριμένου στρώματος είναι η οξείδωση του SO_2 σε SO_3 που λαμβάνει χώρα στην στρατόσφαιρα (Wallace & Hobbs, 2006).

Η επίδραση των μεγάλων ηφαιστειακών εκρήξεων στο οπτικό βάθος μιας κάθετης στήλης αερολυμάτων, παρουσιάζεται στο διάγραμμα 1.10 για περιοχές με γεωγραφικό πλάτος μεγαλύτερο από 65° στο βόρειο ημισφαίριο (Arctic) και 65° στο νότιο ημισφαίριο (Antarctic).

Οι ηφαιστειακές εκρήξεις αυξάνουν τη συγκέντρωση του στρατοσφαιρικού θειικού στρώματος, με άμεση συνέπεια τη μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος, καθώς το H_2SO_4 επηρεάζει την κατανομή των ελεύθερων ριζών (free radicals), όπως αποδείχτηκε από τη μελέτη της έκρηξης του ηφαιστείου Pinatubo.



Διάγραμμα 1.10 - Η μεταβολή του μηνιαίου μέσου όρου (1979-2003) του οπτικού βάθους κάθετης στήλης αερολυμάτων, για ακτινοβολία με μήκος κύματος $1 \mu\text{m}$. Στο διάγραμμα τοποθετούνται και τρεις ηφαιστειακές εκρήξεις, με πιο έντονη αυτή του όρους Pinatubo (15 Ιουνίου 1991). Πηγή: Wallace & Hobbs, 2006

Έχει αποδειχτεί ότι τα ηφαιστειακά αερολύματα **ανακλούν** το τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας με **μικρά μήκη κύματος** (shortwave solar radiation) και **απορροφούν** το τμήμα της ακτινοβολίας που προέρχεται από την επιφάνεια της Γης, **με μεγάλα μήκη κύματος** (longwave terrestrial radiation). Δορυφορικές μετρήσεις που έγιναν μετά την έκρηξη του όρους Pinatubo παρουσίασαν **αύξηση** κατά 1,4% της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από την ατμόσφαιρα, με το φαινόμενο αυτό να διατηρείται για ένα χρονικό διάστημα **αρκετών μηνών** (Wallace & Hobbs, 2006).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Κατά γενικό κανόνα, δεν εμφανίζονται βροχοπτώσεις στην στρατόσφαιρα. Το γεγονός αυτό έχει ως συνέπεια τα αέρια και τα αερολύματα που εισέρχονται σε αυτή να παραμένουν εκεί για **μεγάλα χρονικά διαστήματα**, δημιουργώντας στρώματα. Το φαινόμενο αυτό επιτείνει τη διάρκεια των μεταβολών που έχουν επέλθει στο παγκόσμιο ενεργειακό ισοζύγιο εξαιτίας των ηφαιστειακών εκρήξεων για μερικά χρόνια, δίνοντας τους παράλληλα και παγκόσμιο χαρακτήρα (Wallace & Hobbs, 2006).

Τα διαστήματα που δεν εμφανίζονται έντονα ηφαιστειακά γεγονότα η κύρια πηγή των ενώσεων θείου που εντοπίζονται στο στρατοσφαιρικό θειικό στρώμα, θεωρείται ότι είναι η μεταφορά θειούχου καρβονυλίου (carbonyl sulfide - COS) και διοξειδίου του θείου από την τροπόπαυση. Η αναλογία ανάμιξης του COS στα χαμηλότερα στρώματα της στρατόσφαιρας μειώνεται με το υψόμετρο (από 0,4 ppb στην τροπόπαυση σε 0,02 ppb στα 30 km), η συγκέντρωση του SO₂ παραμένει σταθερή (0,05 ppb), ενώ η συγκέντρωση του H₂SO₄ που βρίσκεται στην υγρή φάση αγγίζει το μέγιστο στα ~20 km (Wallace & Hobbs, 2006). Η σχέση που διέπει τα παραπάνω κάθετα προφίλ υποστηρίζει την ιδέα ότι το COS μετατρέπεται σε SO₂, το οποίο στη συνέχεια σχηματίζει συμπυκνώματα H₂SO₄ (Wallace & Hobbs, 2006).

Τα αποτελέσματα μαθηματικών μοντέλων προσομοίωσης δείχνουν ότι η άμεση μεταφορά SO₂ στην στρατόσφαιρα από τη τροπόπαυση μέσω του μοντέλου Brewer-Dobson είναι σημαντική. Οι παραπάνω υπολογισμοί δείχνουν επίσης ότι το H₂SO₄ και το O₃ παράγονται στη στρατόσφαιρα σε χαμηλά γεωγραφικά πλάτη και μεταφέρονται στους πόλους, με την κίνηση αυτή να είναι πιο έντονη το χειμώνα και την άνοιξη (Wallace & Hobbs, 2006).

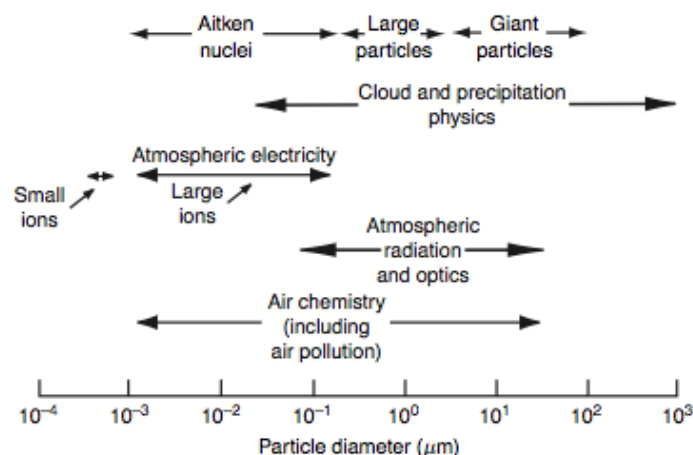
Καταλήγοντας η σύσταση των αερολυμάτων στην τροπόσφαιρα και η διαφοροποίησή τους ανάλογα με την περιοχή μελέτης έχει **καθοριστική σημασία** στην εφαρμογή των ατμοσφαιρικών διορθώσεων, αφού αποτελούν ένα μεγάλο μέρος των μεταβλητών που προσδιορίζουν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που θα απορροφηθεί, θα ανακλαστεί ή θα διαχυθεί στην ατμόσφαιρα. Το συμπέρασμα αυτό, γίνεται εύκολα κατανοητό κατά την σύγκριση των αστικών περιοχών, στις οποίες εμφανίζονται υψηλές συγκεντρώσεις διοξειδίου του άνθρακα το οποίο απορροφά έντονα την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία με μήκη κύματος 1,35-1,5 μm και 1,8-1,95 μm και των απομακρυσμένων περιοχών που περιέχουν θαλάσσιο νερό με αποτέλεσμα τα αερολύματα να περιέχουν κυρίως σωματίδια μεγάλης διαμέτρου, κάτι που **ενισχύει** το φαινόμενο της **διάχυσης**.

1.2.3 Τα χαρακτηριστικά των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων

Ως αιωρούμενο σωματίδιο ή αερόλυμα χαρακτηρίζεται μια διασπορά ύλης στη στερεά ή υγρή κατάσταση που περιβάλλεται από ένα αέριο. **Η χημική σύσταση, ο αριθμός, το μέγεθος και η μορφή των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα μεταβάλλεται έντονα τόσο χωρικά όσο και χρονικά, με καθοριστικό παράγοντα όλων των παραπάνω να είναι ο τρόπος δημιουργίας τους.** Τα αερολύματα μπορεί να έχουν φυσική ή ανθρωπογενή προέλευση, ενώ από τη στιγμή που ελευθερωθούν ή σχηματιστούν στην ατμόσφαιρα το μέγεθος και η χημική τους σύσταση μπορεί να **αλλάξει ριζικά**, μέσω συμπύκνωσης (condensation) αερίων σε αυτά, συσσωμάτωσης με άλλα σωματίδια, εξάτμισης αλλά και εξαιτίας διάφορων χημικών αντιδράσεων (Καλυβίτης, 2008).

Τα αιωρούμενα σωματίδια διακρίνονται συνήθως σε τρεις κατηγορίες αναφορικά με τις διαστάσεις τους: τους **πυρήνες συμπύκνωσης** (σωματίδια Aitken – $d \leq 0,1 \mu\text{m}$), τα **συσσωμάτωματα** ($0,1 \leq d \leq 2 \mu\text{m}$) και τα **γιγάντια σωματίδια** (coarse – $d > 2,0 \mu\text{m}$). Όσο μεγαλώνει η διάμετρος των αιωρούμενων σωματιδίων, τόσο αυξάνεται η πιθανότητα να κατακρημνιστούν προς την επιφάνεια της Γης, είναι επίσης πιθανόν να υποστούν ξηρά ή υγρή εναπόθεση, λόγω προσκόλλησης σε κάποιον ρυπαντή ή σε υδροσταγονίδια. Τα αιωρούμενα σωματίδια κατηγοριοποιούνται ανάλογα με τη διάμετρο τους: (Παπαγιάννης, 2005)

- PM₁₀ - Τα σωματίδια με διάμετρο <10 μm
- PM_{2,5} - Τα σωματίδια με διάμετρο <2,5 μm
- PM_{1,0} - Τα σωματίδια με διάμετρο <1,0 μm



Διάγραμμα 1.11 - Η σχέση που συνδέει το μέγεθος των σωματιδίων της ατμόσφαιρας με τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα (Πηγή: Jacob, 1999)

Ο χρόνος ζωής τους στην ατμόσφαιρα κυμαίνεται από μερικές μέρες μέχρι μερικές εβδομάδες και οι κύριοι μηχανισμοί απομάκρυνσης τους είναι η ξηρή εναπόθεση στην επιφάνεια της Γης και η υγρή εναπόθεση κατά τη διάρκεια κατακρημνίσεων, καθώς τα σωματίδια είτε συμπαρασύρονται από τη βροχή ή συμμετέχουν ενεργά στη δημιουργία σταγονιδίων μέσα στα νέφη και στη συνέχεια κατακρημνίζονται (Καλυβίτης, 2008).

Ανάλογα με τις πηγές προέλευσης τους τα αιωρούμενα σωματίδια χαρακτηρίζονται ως **πρωτογενή** ή **δευτερογενή**. Τα πρωτογενή είναι αυτά που εκπέμπονται απευθείας στην ατμόσφαιρα, ενώ τα δευτερογενή είναι προϊόν φυσικών ή χημικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Οι κυριότερες **πηγές παραγωγής** πρωτογενών σωματιδίων είναι οι εξής:

- Η σκόνη από το έδαφος που προκύπτει, όταν η ταχύτητα του αέρα υπερβεί κάποιο συγκεκριμένο όριο, με αποτέλεσμα την αποκόλληση των σωματιδίων (Τζιάρας, 2009).
- Οι θάλασσες και οι ωκεανοί συμμετέχουν με τρεις βασικούς μηχανισμούς: 1) με φυσαλίδες οι οποίες «εκρήγνυνται» όταν φτάσουν στην επιφάνεια της θάλασσας με αποτέλεσμα να εκτοξεύονται σταγονίδια στον αέρα, 2) από τον συνδυασμό του αφρού των κυμάτων και την ύπαρξη ανέμων και 3) από την ισχυρή πρόσκρουση των κυμάτων στα βράχια (Τζιάρας, 2009).
- Οι οργανισμοί, τα σωματίδια με αυτή την προέλευση περιέχουν βακτήρια, ιούς, θραύσματα από έντομα και συστατικά διάφορων μικροοργανισμών. Επίσης σωματίδια εκπέμπονται απευθείας στην ατμόσφαιρα από τα φυτά και από την αποσύνθεση των φύλλων (Τζιάρας, 2009)
- Η καύση βιομάζας, ορυκτών καυσίμων και οι πυρκαγιές.
- Άλλες φυσικές πηγές, όπως είναι τα ηφαίστεια, οι ανεμοστρόβιλοι και η πτώση κομητών και μετεωριτών παράγουν πρωτογενώς σωματίδια και μεγάλες ποσότητες σκόνης (Τζιάρας, 2009)

Τα δευτερογενή σωματίδια σχηματίζονται από διάφορες πολύπλοκες χημικές αντιδράσεις στην ατμόσφαιρα (Seinfeld & Pandis, 2006). Από τις σημαντικότερες διεργασίες παραγωγής αυτής τη ομάδας σωματιδίων είναι η οξειδωση των SO₂ & NO₂ και η φωτοοξειδωση πτητικών οργανικών ενώσεων που εκπέμπονται από φυτά και οξειδωτικούς παράγοντες της ατμόσφαιρας, όπως το όζον, οι ρίζες του υδροξυλίου και οι νιτρικές ρίζες (Seinfeld & Pandis, 2006).

Σε αντίθεση με τα θερμοκηπικά αέρια που αλληλεπιδρούν **μόνο** με την υπέρυθη ακτινοβολία που εξέρχεται από τη Γη, **τα αερολύματα αλληλεπιδρούν και με την απευθείας προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία** και έτσι μπορούν να επηρεάσουν και προς τις δύο κατευθύνσεις το ισοζύγιο ενέργειας στην ατμόσφαιρα (Καλυβίτης, 2008).

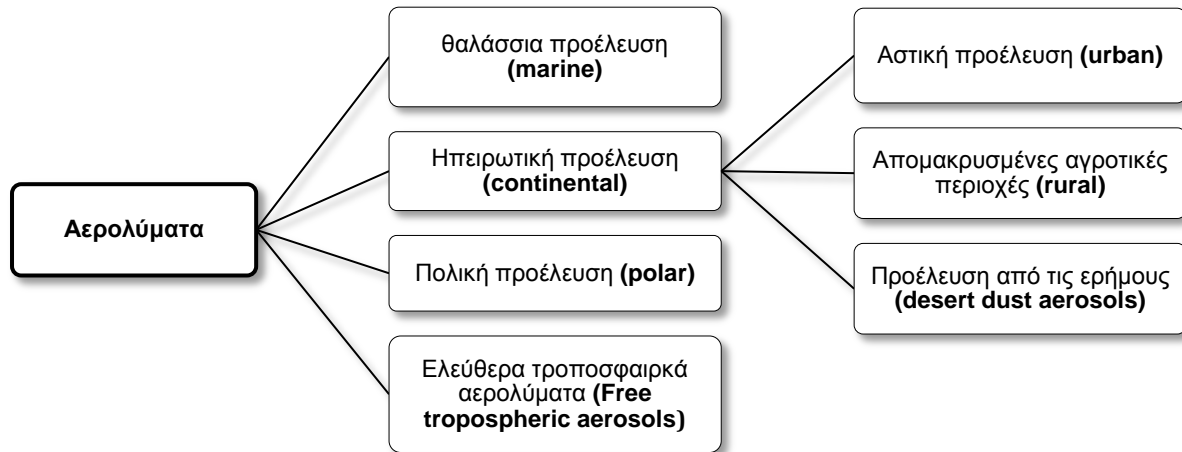
- Επηρεάζοντας **άμεσα** την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στη Γη με το φαινόμενο της σκέδασης να υπερισχύει, όπως κατέληξαν θεωρητικές μελέτες και μελέτες πεδίου.
- Με **έμμεση επίδραση** μέσω της δημιουργίας πυρήνων συμπύκνωσης νεφών (Seinfeld & Pandis, 2006).

Τα αιωρούμενα σωματίδια της τροπόσφαιρας, ανάλογα με την προέλευσή τους, διακρίνονται σε **εφτά** κατηγορίες (Διάγ. 1.12). Σε κάθε περίπτωση, **η σύσταση, οι οπτικές και μικροφυσικές τους ιδιότητες είναι διαφορετικές**.

Πίνακας 1.9 - Χαρακτηριστικά των διάφορων τύπων αερολυμάτων

Τύπος	Πλήθος (cm ⁻³)	PM _{1,0} (μg·m ⁻³)	PM ₁₀ (μg·m ⁻³)
Αστικά (μολυσμένα)	10 ⁵ - 4×10 ⁶	30 - 150	100 - 300
Θαλάσσια	100 - 400	1 - 4	10
Αγροτικά	2000 - 10.000	2,5 - 8	10 - 40
Απομακρυσμένα ηπειρωτικά	50 - 10.000	0,5 - 2,5	2 - 10

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006



Διάγραμμα 1.12 - Κατηγοριοποίηση αερολυμάτων. (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

- **Αερολύματα με θαλάσσια προέλευση (marine aerosols)**

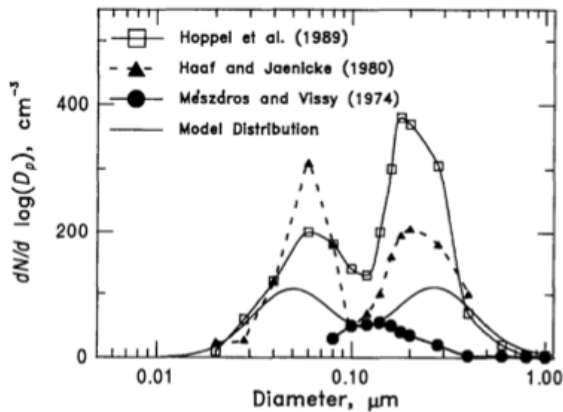
Τα σωματίδια που εντοπίζονται πάνω από τους ωκεανούς έχουν κυρίως θαλάσσια προέλευση, όταν δεν εμφανίζεται το φαινόμενο μεταφοράς μιας σημαντικής ποσότητας ηπειρωτικών αερολυμάτων πάνω από αυτούς (Seinfeld & Pandis, 2006). Η συγκέντρωση των θαλάσσιων ατμοσφαιρικών αιωρημάτων κυμαίνεται υπό κανονικές συνθήκες μεταξύ των τιμών $100-300 \text{ cm}^{-3}$, ενώ η κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων τους (Διάγ. 1.13) χαρακτηρίζεται από τα σωματίδια Aitken ($D_p < 0,1 \mu\text{m}$), τα συσσωματώματα ($0,1 < D_p < 2 \mu\text{m}$) και τέλος τα γιγάντια ($D_p > 2 \mu\text{m}$).

Τα γιγάντια σωματίδια αντιπροσωπεύουν το **95%** της συνολικής μάζας των αερολυμάτων, αλλά μόλις το 5-10% του συνολικού αριθμού τους (Διάγ. 1.14), σύμφωνα με μετρήσεις των Blanchard & Woodcock (1957) και Monahan (1983). Η τυπική συγκέντρωση των θαλάσσιων αερολυμάτων στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα¹⁶ πάνω από θαλάσσιες περιοχές (Marine boundary layer – MBL) είναι ίση με $\sim 5-10 \text{ cm}^{-3}$ (Seinfeld & Pandis, 2006)

Τα διαγράμματα 1.13 και 1.14 παρουσιάζουν την κατανομή του αριθμού και του όγκου των θαλάσσιων ατμοσφαιρικών αιωρημάτων στην ατμόσφαιρα, από μετρήσεις διάφορων ερευνητών (Mészáros & Vissy 1974, Hoppel et al. 1989, Haaf & Jaenicke 1980, De Leeuw 1986), όπως και ένα μοντέλο για τη κατανομή των θαλάσσιων αερολυμάτων. Οι μετρήσεις των Hoppel (1989) και De Leeuw (1986) έγιναν στο

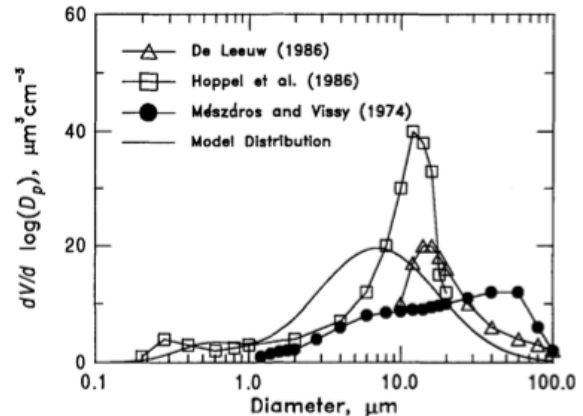
¹⁶ Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (atmospheric boundary layer) αποτελεί τμήμα της τροπόσφαιρας και είναι η ζώνη που επηρεάζεται περισσότερο από την παρουσία του εδάφους μέσω της τυρβώδους ροής θερμότητας. Το πάχος του συγκεκριμένου στρώματος είναι ίσο με $\sim 1-2 \text{ km}$ και αντιστοιχεί στο 10-20% της τροπόσφαιρας, αλλά μεταβάλλεται έντονα χωρικά και χρονικά. (Wallace & Hobbs, 2006). Το Α.Ο.Σ χωρίζεται από την ελεύθερη τροπόσφαιρα με ένα ενδιάμεσο επίπεδο (capping inversion) το οποίο παγιδεύει τους ρύπους και την υγρασία, ενώ περιορίζει την τυρβώδη κίνηση των αερίων. Στο Α.Ο.Σ. επικρατεί η τυρβώδης κίνηση για το σύνολο των αερίων μαζών, με άμεση συνέπεια την αποτελεσματική διασπορά των ρύπων (Wallace & Hobbs, 2006). Η τυρβώδης κίνηση που παρατηρείται στο όριο της επιφάνειας της Γης με τα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας επιτρέπει την ταχύτατη μεταφορά ($\leq 30 \text{ min}$) των χαρακτηριστικών της υποκείμενης επιφάνειας (μέγεθος & χημική σύσταση σωματιδίων) στην υπερκείμενη αέρια μάζα. Το φαινόμενο αυτό λειτουργεί και ως ορισμός του ατμοσφαιρικού οριακού σώματος (Wallace & Hobbs, 2006).

υποτροπικό και βόρειο τμήμα του Ατλαντικού ωκεανού, με ταχύτητες ανέμου μικρότερες από $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, ενώ η κατανομή των Mészáros & Vissy (1974) αποτελεί το μέσο όρο του εύρους τιμών που κατέγραψαν στον νότιο Ατλαντικό και Ινδικό ωκεανό, με μέση ταχύτητα ανέμου ίση με $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Κατά τη σύγκριση των παραπάνω κατανομών, διαπιστώνεται ότι είναι δύσκολη η διάκριση των διαφορών που παρατηρούνται ως προς αυτές που οφείλονται στην περιοχή δειγματοληψίας ή στη μέθοδο που ακολουθήθηκε και σε αυτές που είναι αποτέλεσμα των μετεωρολογικών συνθηκών



Διάγραμμα 1.13 - Η καταγεγραμμένη κατανομή του αριθμού των θαλάσσιων αερολυμάτων και ένα μοντέλο που την αναπαριστά για μέσες συνθήκες

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006



Διάγραμμα 1.14 - Η καταγεγραμμένη κατανομή του όγκου των θαλάσσιων αερολυμάτων και ένα μοντέλο που την αναπαριστά για μέσες συνθήκες

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006

- **Αερολύματα με αστική προέλευση (Urban aerosols)**

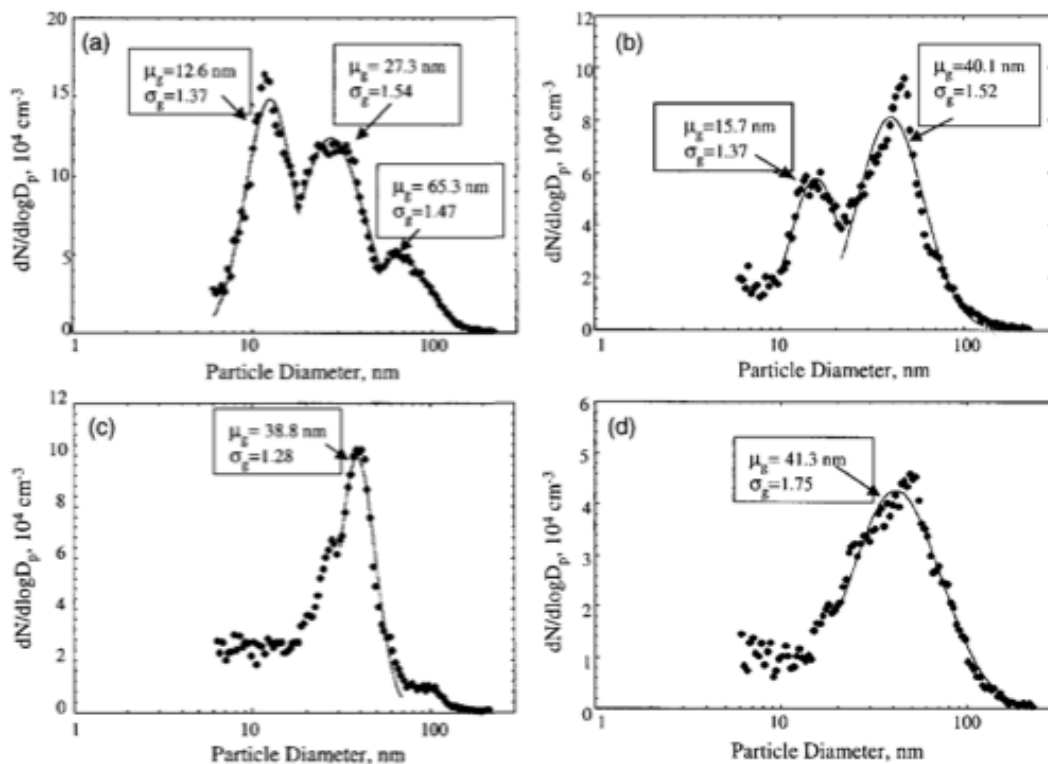
Τα αστικά αερολύματα αποτελούν ένα μείγμα πρωτογενών σωματιδίων από εκπομπές της βιομηχανίας, των συγκοινωνιών, της παραγωγής ενέργειας και των φυσικών πηγών, όπως και δευτερογενών σωματιδίων που προκύπτουν από διάφορους μηχανισμούς μετατροπής αερίων σε σωματίδια. Στην κατανομή του αριθμού των σωματιδίων κυριαρχούν αυτά με μέγεθος μικρότερο από $0,1 \mu\text{m}$, ενώ η κατανομή του όγκου των αερολυμάτων χαρακτηρίζεται από τα σωματίδια με διάμετρο που κυμαίνεται από $0,1-0,5 \mu\text{m}$. Αντίθετα, η κατανομή της μάζας αυτών καθορίζεται από δύο βασικές ομάδες σωματιδίων, τα συσσωματώματα ($\sim 0,4 \mu\text{m}$) και από τα γιγάντια σωματίδια ($\sim 8 \mu\text{m}$) (Διάγ. 1.18-4).

Η κατανομή του μεγέθους των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων σε μια αστική περιοχή είναι ιδιαίτερα μεταβλητή. Πολύ υψηλές συγκεντρώσεις από σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από $0,1 \mu\text{m}$ (σωματίδια Aitken) εντοπίζονται κοντά στις πηγές παραγωγής τους, αλλά οι τιμές αυτές μειώνονται έντονα όσο αυξάνει και η απόσταση από αυτές.

Στις περιοχές πέριξ ενός αστικού δρόμου ταχείας κυκλοφορίας παρατηρείται σχεδόν μια τάξη μεγέθους περισσότερα σωματίδια από τη μέση συγκέντρωση των αστικών αερολυμάτων, ωστόσο, οι τιμές αυτές μειώνονται γρήγορα εξαιτίας της αραίωσης που υφίστανται, με χαρακτηριστική απόσταση τα $\sim 100 \text{ m}$ από το δρόμο (Seinfeld & Pandis, 2006). Η συγκέντρωση της μάζας των αστικών αερολυμάτων δεν εμφανίζει ανάλογη αύξηση, αλλά περιορίζεται σε ένα ποσοστό 10-20%. Ένα μέρος αυτής της αύξησης οφείλεται στα σωματίδια Aitken και στα συσσωματώματα που παράγονται,

αλλά για το μεγαλύτερο κομμάτι είναι υπεύθυνα τα γιγάντια σωματίδια, όπως η σκόνη που επιστρέφουν στην ατμόσφαιρα εξαιτίας της κίνησης των οχημάτων.

Οι συγκεντρώσεις μάζας των συσσωματωμάτων και των γιγάντιων σωματιδίων είναι συγκρίσιμες για τις περισσότερες αστικές περιοχές. Τα σωματίδια Aitken και αυτά που προκύπτουν από το φαινόμενο της πυρήνωσης έχουν αμελητέο όγκο γενικά, με εξαίρεση τις περιοχές που βρίσκονται κοντά σε πηγές εκπομπής ρύπων από καύση (Διάγ. 1.18-4). Το εμβαδόν της επιφάνειας των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων χαρακτηρίζεται από τα συσσωματώματα που περιέχονται σε αυτά, με διάμετρο 0,1 - 0,5 μm, όπως φαίνεται και στο διάγραμμα 1.18-4. Εξαιτίας αυτού του χαρακτηριστικού η μετατροπή από αέριο σε στερεό συμβαίνει κυρίως στα σωματίδια αυτού του εύρους διαμέτρων (Seinfeld & Pandis, 2006).

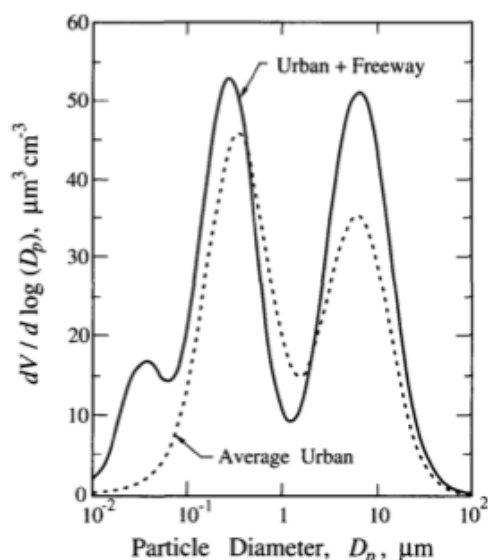


Διάγραμμα 1.15 - Η κατανομή των αστικών αερολυμάτων για αποστάσεις a) 30 m, b) 60 m, c) 90 m & d) 150 m από την πηγή (δρόμος ταχείας κυκλοφορίας), με μετρήσεις προς τη ροή του ανέμου (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

Η πηγή προέλευσης αλλά και η χημική σύσταση των σωματιδίων Aitken και των γιγάντιων σωματιδίων στις αστικές περιοχές είναι διαφορετική. Τα γιγάντια σωματίδια προκύπτουν από μηχανικές διεργασίες και αποτελούνται από εδαφικό κονιορτό, ιπτάμενη τέφρα, σωματίδια από τα λάστιχα των οχημάτων κ.ά.. Η πηγή προέλευσης των σωματιδίων Aitken και των συσσωματωμάτων είναι τα πρωτογενή σωματίδια από καύση και τα δευτερογενή αερολύματα (θειικά και νιτρικά άλατα, αμμώνιο, δευτερογενή οργανικά κ.ά.) που σχηματίζονται από χημικές αντιδράσεις και έχουν ως αποτέλεσμα τη μετατροπή των αερίων της ατμόσφαιρας σε σωματίδια.

Ο κύριος μηχανισμός μετατροπής των σωματιδίων Aitken σε συσσωματώματα είναι η κροκίδωση¹⁷ και η συμπύκνωση με ατμούς που έχουν προέλθει από χημικές ενώσεις και έχουν ήδη σχηματίσει σωματίδια. Η κροκίδωση στα συσσωματώματα είναι μια πολύ αργή διεργασία που αδυνατεί όμως να σχηματίσει γιγάντια σωματίδια (Seinfeld & Pandis, 2006).

Οι διεργασίες που εξελίσσονται στα σύννεφα είναι δυνατόν να επηρεάσουν τη συγκέντρωση και τη σύνθεση τόσο των συσσωματωμάτων όσο και των γιγάντιων σωματιδίων. Οι συγκεκριμένες χημικές αντιδράσεις (aqua-phase chemical reactions) λαμβάνουν χώρα στα σύννεφα, στα σταγονίδια της ομίχλης (fog droplets) και στα αερολύματα με σχετική υγρασία που πλησιάζει το 100%. Οι αντιδράσεις αυτές είναι δυνατόν να οδηγήσουν στην παραγωγή θειικών αλάτων και μετά την εξάτμιση του νερού να παραμείνουν στην ατμόσφαιρα ως γιγάντια σωματίδια (Seinfeld & Pandis, 2006). Η μετατροπή αυτή είναι δυνατόν να οδηγήσει στο σχηματισμό σωματιδίων μέσω του φαινομένου της συμπύκνωσης και της δημιουργίας σταγονιδίων.



Διάγραμμα 1.16 - Η κατανομή του όγκου των αερολυμάτων διπλά σε μια αστική πηγή παραγωγής ρύπων (αυτοκινητόδρομος) και για τις μέσες συνθήκες που επικρατούν σε ένα αστικό περιβάλλον. (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

Για την περιγραφή της μάζας και της συγκέντρωσης των αερολυμάτων χρησιμοποιούνται συνήθως οι δείκτες TSP¹⁸, ο οποίος δηλώνει τη συγκέντρωση μάζας των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων με διαστάσεις μικρότερες από 40-50 μm και PM_x που παρακολουθείται συστηματικά (Seinfeld & Pandis, 2006).

- **Αερολύματα αγροτικών ηπειρωτικών περιοχών (Rural continental aerosols)**

Τα αερολύματα των αγροτικών περιοχών έχουν φυσική κυρίως προέλευση, με μέτρια επίδραση στη σύστασή τους από αεροζόλ ανθρωπογενών δραστηριοτήτων. Η κατανομή του αριθμού των σωματιδίων χαρακτηρίζεται κυρίως από αυτά με διάμετρο 0,02 και 0,08 μm (Seinfeld & Pandis, 2006), ενώ η κατανομή της μάζας τους

¹⁷ Κροκίδωση (coagulation): Το φαινόμενο που προκαλείται από την επίδραση ενός φυσικού ή χημικού μέσου σε μια ουσία που βρίσκεται σε κolloειδή διάλυση και έχει σαν αποτέλεσμα τη συσσωμάτωση της ουσίας αυτής. (liverpedia.gr)

¹⁸ Total Suspended Particulate matter (TSP): Το εύρος των συγκεντρώσεων των ολικών αιωρούμενων σωματιδίων. (Τζιάρας, 2009)

εξαρτάται από τα γιγάντια σωματίδια με διάμετρο $\sim 7 \mu\text{m}$ (Διάγ. 1.18-3). Στα ηπειρωτικά αερολύματα που δεν επηρεάζονται από τοπικές πηγές δεν εμφανίζεται το φαινόμενο της πυρήνωσης¹⁹ (nuclei mode), ενώ το φαινόμενο της συσσώρευσης²⁰ (accumulation mode) είναι μειωμένο. Η συγκέντρωση των σωματιδίων με διάμετρο μικρότερη από $10 \mu\text{m}$ (PM_{10}) στα αγροτικά αερολύματα είναι ίση περίπου με $20 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

- **Αερολύματα απομακρυσμένων ηπειρωτικών περιοχών (Remote Continental Aerosols)**

Η συγκεκριμένη ομάδα αερολυμάτων αποτελείται κυρίως από πρωτογενή σωματίδια, όπως είναι η **σκόνη** και από δευτερογενή σωματίδια, τα οποία είναι προϊόν οξειδωσης. Η συγκέντρωση των αερολυμάτων κυμαίνεται μεταξύ $1000-10,000 \text{ cm}^{-3}$, ενώ για τα σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από $10 \mu\text{m}$ (PM_{10}) είναι ίση με $\sim 10 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (Seinfeld & Pandis, 2006). **Τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα με διάμετρο μικρότερη από $2,5 \mu\text{m}$ αντιπροσωπεύουν το 40-80% της συνολικής μάζας των PM_{10} και αποτελούνται κυρίως από θειικά άλατα, αμμώνιο και οργανικές ουσίες. Η κατανομή των αερολυμάτων της συγκεκριμένης ομάδας χαρακτηρίζεται από τα σωματίδια με διαμέτρους που πλησιάζουν τα $0,02$, $0,1$ και $2 \mu\text{m}$ (Seinfeld & Pandis, 2006) (Διάγ. 1.18-5).**

- **Ελεύθερα τροποσφαιρικά αερολύματα (Free tropospheric aerosols)**

Τα ελεύθερα τροποσφαιρικά αερολύματα βρίσκονται στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, **πάνω από τα σύννεφα**. Υψηλή συγκέντρωση παρουσιάζουν τα σωματίδια με διάμετρο $0,01 \mu\text{m}$ και $0,25 \mu\text{m}$ (Διάγ. 1.18-6) (Seinfeld & Pandis, 2006). Η χαμηλή θερμοκρασία και η μικρή επιφάνεια των αερολυμάτων καθιστούν την ανώτερη τροπόσφαιρα κατάλληλη για το σχηματισμό νέων σωματιδίων και ενισχύουν το φαινόμενο της πυρήνωσης.

- **Αερολύματα με προέλευση από τους πόλους (Polar aerosols)**

Τα πολικά αερολύματα εντοπίζονται κοντά στην επιφάνεια της Γης και εμφανίζουν πολύ χαμηλές συγκεντρώσεις σωματιδίων. Η κατανομή του μεγέθους αυτών χαρακτηρίζεται ως μονοδιάσπαστη²¹ (monodisperse aerosol) (Seinfeld & Pandis, 2006), με μια μέση διάμετρο ίση με $0,15 \mu\text{m}$. Η κατανομή της μάζας των πολικών αερολυμάτων καθορίζεται από τα σωματίδια με διάμετρο $0,75 \mu\text{m}$ και $8 \mu\text{m}$ (Διάγ. 1.18-2) (Seinfeld & Pandis, 2006).

Κατά το διάστημα που ορίζουν οι μήνες Φεβρουάριος και Απρίλιος έχει αποδειχτεί ότι η σύσταση των πολικών αερολυμάτων επηρεάζεται έντονα από αερολύματα ανθρωπογενούς προέλευσης· το φαινόμενο αυτό καλείται «αρκτική αχλή»²² (arctic

¹⁹ Η πυρήνωση, αποτελεί φάση της διαδικασίας σχηματισμού ιζήματος κατά την οποία σχηματίζονται συσσωματώματα που αποτελούνται από μικρό σχετικά αριθμό σωματιδίων.

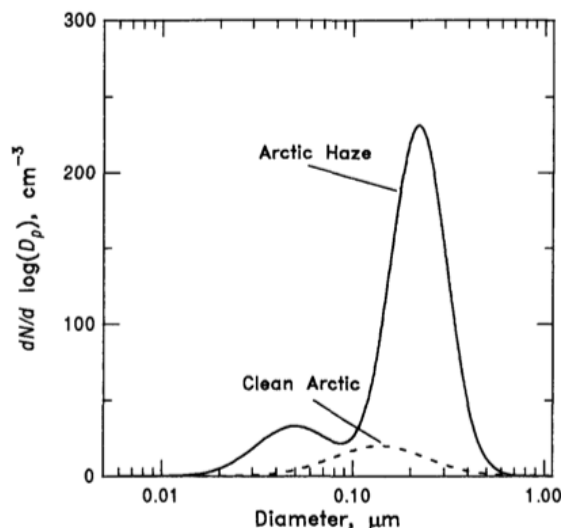
²⁰ Το φαινόμενο της συσσώρευσης, αναφέρεται στην αύξηση της μάζας με σταδιακή πρόσθεση πολύ μικρών ποσοτήτων.

²¹ Μονοδιάσπαστο αεροζόλ (monodisperse ή monosized): Η κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων που αποτελούν ένα αερόλυμα, χαρακτηρίζεται ως μονοδιάσπαστη, όταν όλα έχουν παρόμοιο μέγεθος και σχήμα.

²² Αρκτική αχλή (arctic haze): Είναι το φαινόμενο όπου μια καφέ-κόκκινη αχλή (θόλωση) εμφανίζεται στην ατμόσφαιρα σε υψηλά γεωγραφικά πλάτη (αρκτική) εξαιτίας της ατμοσφαιρικής ρύπανσης.

haze)» (Seinfeld & Pandis, 2006). Τη συγκεκριμένη περίοδο η συγκέντρωση των σωματιδίων που συνθέτουν τα αερολύματα ξεπερνάει τα 200 cm^{-3} .

Τα πολικά αερολύματα περιέχουν ανθρακούχα υλικά, τα οποία προέρχονται από πηγές ρύπανσης που βρίσκονται σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη, θειικά άλατα, άλατα από τους ωκεανούς και κονιορτό ορυκτών από τις ξηρές περιοχές του αντίστοιχου ημισφαιρίου. Η συγκέντρωση των σωματιδίων με διάμετρο $<10 \mu\text{m}$ (PM_{10}) στα αερολύματα των πολικών περιοχών είναι μικρότερη από $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, με τα θειικά άλατα να αντιπροσωπεύουν τον 40% περίπου της συνολικής τους μάζας.

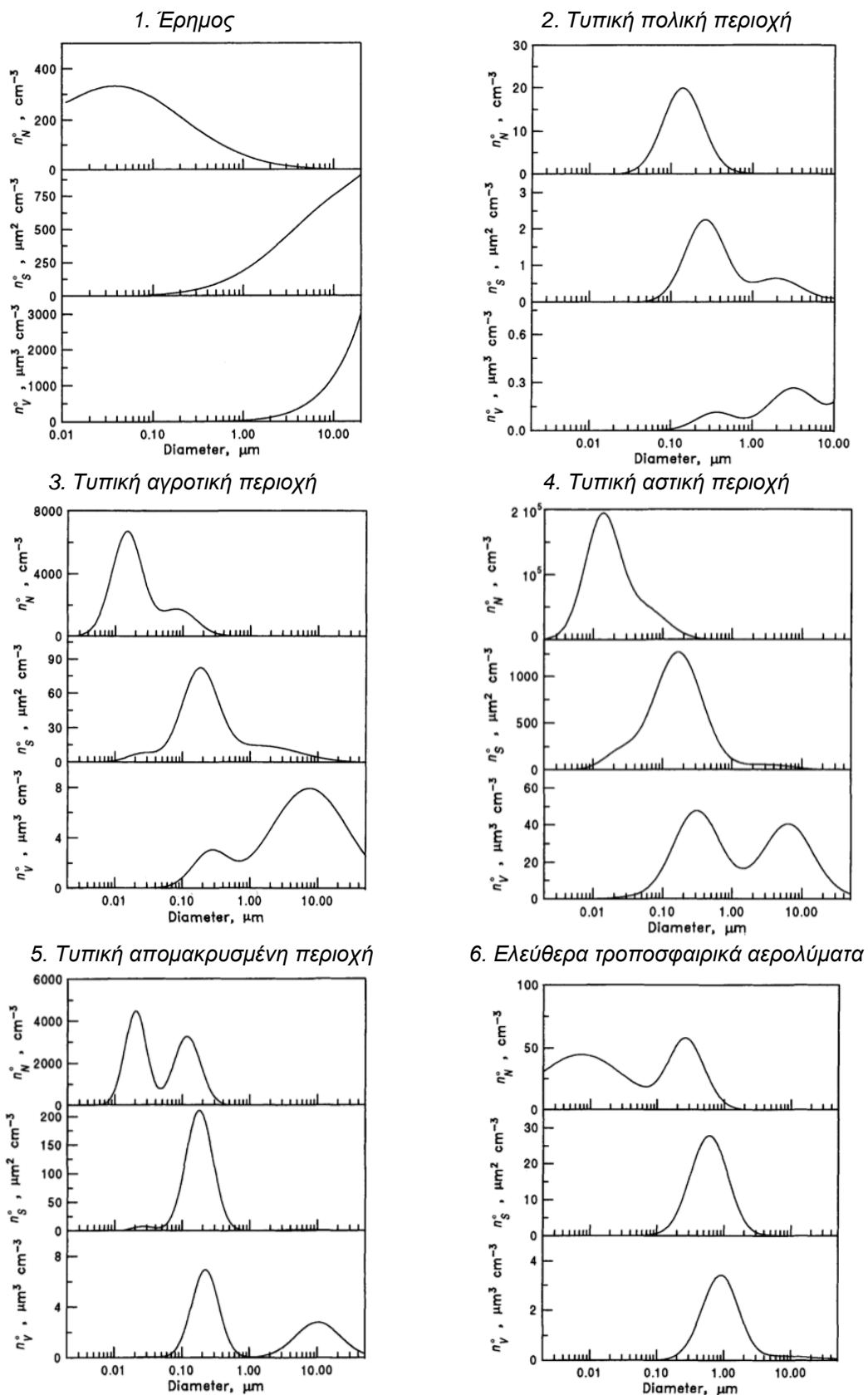


Διάγραμμα 1.17 - Η μεταβολή στη συγκέντρωση των πολικών αερολυμάτων κατά το φαινόμενο της αρκτικής αχλής. (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

- **Αερολύματα με προέλευση από τις ερήμους (Desert dust aerosols)**

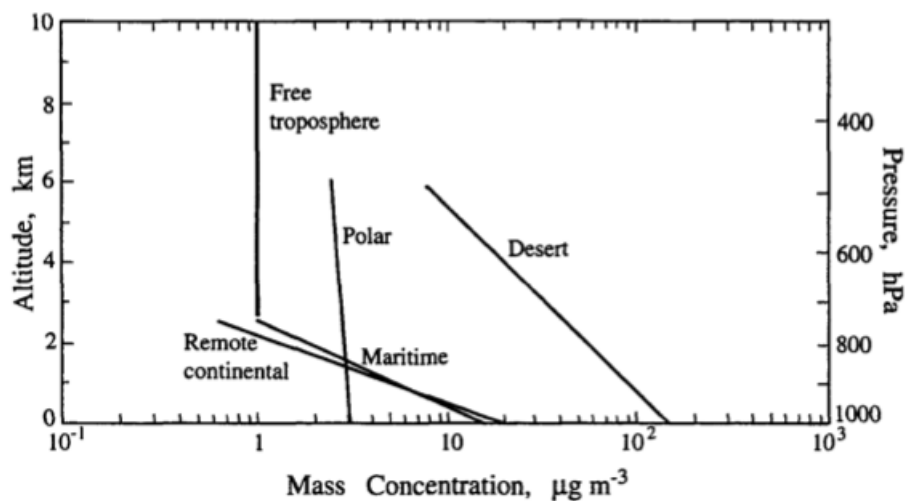
Τα αερολύματα αυτά εμφανίζονται, όπως είναι φυσικό πάνω από τις διάφορες ερήμους· **έχει αποδειχτεί όμως επιστημονικά ότι εκτείνονται σημαντικά και σε γειτονικές περιοχές** (Seinfeld & Pandis, 2006). Χαρακτηριστικά, τους θερινούς μήνες παρατηρείται η μεταφορά μεγάλης ποσότητας αερολυμάτων από την Σαχάρα στην ανατολική ακτή των Η.Π.Α, με αποτέλεσμα η ορατότητα να είναι μειωμένη (Seinfeld & Pandis, 2006). Σωματίδια με διάμετρο που αγγίζει τα 100 μm εντοπίζονται αποκλειστικά στις περιοχές προέλευσης, ενώ σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από 10 μm είναι δυνατόν να μεταφερθούν σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 5000 km (Seinfeld & Pandis, 2006).

Το σχήμα της κατανομής τους είναι παρόμοιο με τα αερολύματα που προέρχονται από απομακρυσμένες ηπειρωτικές περιοχές, αλλά επηρεάζεται έντονα από την ταχύτητα του ανέμου. Η κατανομή του αριθμού των σωματιδίων τείνει να παρουσιάζει τρεις σχετιζόμενες καταστάσεις στις διαμέτρους $\leq 0,01 \mu\text{m}$, $0,05 \mu\text{m}$ και $10 \mu\text{m}$ (Seinfeld & Pandis, 2006) (Διάγ. 1.18-1). Η συγκεκριμένη κατηγορία αερολυμάτων αποτελεί μια μέση σύνθεση του εδάφους (soil) και των υλικών που αποτελούν το φλοιό (crustal material) της Γης.



Διάγραμμα 1.18 - Η κατανομή του αριθμού, του εμβαδού και του όγκου των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων σε σχέση με τη διάμετρο των σωματιδίων, για την έρημο (1), τις πολικές (2), αγροτικές (3), αστικές (4) & απομακρυσμένες περιοχές (5) και για τα ελεύθερα τροποσφαιρικά αερολύματα (6). (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

Η συγκέντρωση των αερολυμάτων εμφανίζει συνήθως μια εκθετική μείωση με την αύξηση του υψόμετρου. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται μέχρι ένα υψόμετρο H_p από το οποίο και έπειτα το ατμοσφαιρικό προφίλ είναι σταθερό (Seinfeld & Pandis, 2006).



Διάγραμμα 1.19 - Η τυπική κατακόρυφη μεταβολή της συγκέντρωσης των αερολυμάτων (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006).

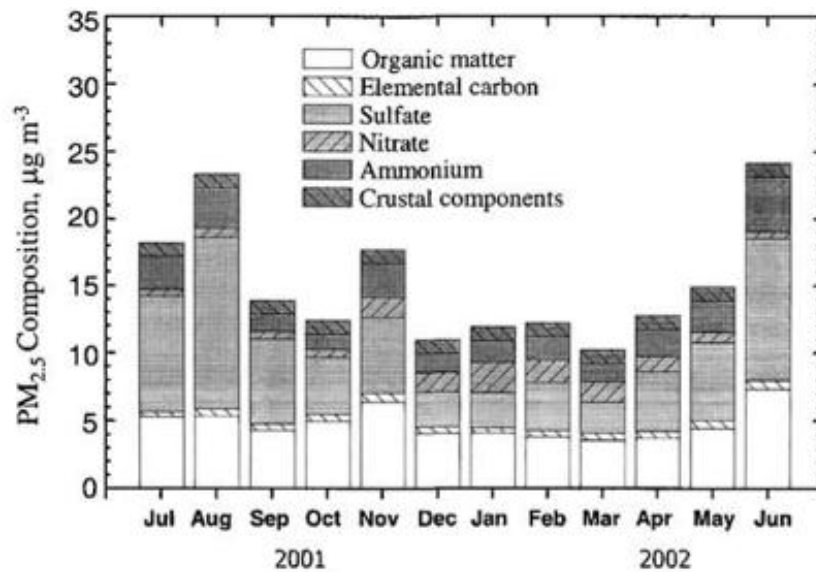
Τα παραπάνω αποτελέσματα αποτελούν προσεγγίσεις που έχουν προκύψει από μακροχρόνιες μετρήσεις. Σημαντικές μεταβολές παρουσιάζονται στις συγκεντρώσεις των αερολυμάτων πάνω από περιοχές με έντονη ανθρωπογενή δραστηριότητα ή κατά τη διάρκεια φαινομένων συμπύκνωσης (nucleation events) στην ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Η σύσταση των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων μεταβάλλεται έντονα τόσο χωρικά όσο και χρονικά, με βασικές αιτίες να είναι τα μετεωρολογικά φαινόμενα, οι εποχιακές διακυμάνσεις και οι εκπομπές των αερολυμάτων. Η σύσταση του ατμοσφαιρικού αέρα μιας περιοχής είναι δυνατόν να αλλάξει σημαντικά μέσα σε ένα έτος (Seinfeld & Pandis, 2006). Χαρακτηριστικά, οι ουσίες που παράγονται φωτοχημικά παρουσιάζουν **υψηλότερες συγκεντρώσεις** το καλοκαίρι, ενώ οι υψηλές συγκεντρώσεις θειικών αλάτων που εμφανίζονται την ίδια εποχή έχουν ως αποτέλεσμα την αύξηση της συγκέντρωσης των υπέρλεπτων σωματιδίων που οδηγούν σε **μειωμένη ορατότητα** στην ατμόσφαιρα.

Από την άλλη πλευρά, η συγκέντρωση των αερολυμάτων που περιέχουν νιτρικά άλατα, αυξάνεται το χειμώνα, ακόμα και αν το νιτρικό οξύ είναι ένα δευτερεύον προϊόν που παράγεται φωτοχημικά (Seinfeld & Pandis, 2006). Συνήθως, η συγκέντρωσή του είναι μέγιστη στις περισσότερες περιοχές τους καλοκαιρινούς μήνες, αλλά εξαιτίας της υψηλής θερμοκρασίας παραμένει κυρίως στην αέρια φάση, ως αμοί νιτρικού οξέως. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, το σύνολο του διαθέσιμου νιτρικού οξέως μετατρέπεται στη στερεά κατάσταση της ύλης, καθώς αντιδρά με την αμμωνία και σχηματίζει νιτρικό αμμώνιο, αυξάνοντας έτσι τη συγκέντρωση των νιτρικών αερολυμάτων (Seinfeld & Pandis, 2006).

Η συμπεριφορά των οργανικών ουσιών σε σχέση με τις εποχιακές διακυμάνσεις διαφέρει από περιοχή σε περιοχή. Το χειμώνα εμφανίζονται **πρόσθετες πηγές** παραγωγής οργανικών σωματιδίων, εξαιτίας της ανάγκης για θέρμανση, ενώ τα ύψη ανάμιξης είναι **χαμηλότερα**, με αποτέλεσμα να **αυξάνονται** οι συγκεντρώσεις των αερολυμάτων (Seinfeld & Pandis, 2006). Από την άλλη πλευρά, η παραγωγή δευτερογενών οργανικών αερολυμάτων το καλοκαίρι μέσω φωτοχημικών αντιδράσεων αυξάνει την ολική συγκέντρωση των οργανικών ατμοσφαιρικών αιωρημάτων. Το αποτέλεσμα αυτών των

δύο αντίθετων φαινομένων είναι μια σχετικά σταθερή συγκέντρωση των οργανικών αερολυμάτων (Διάγ.1.20).



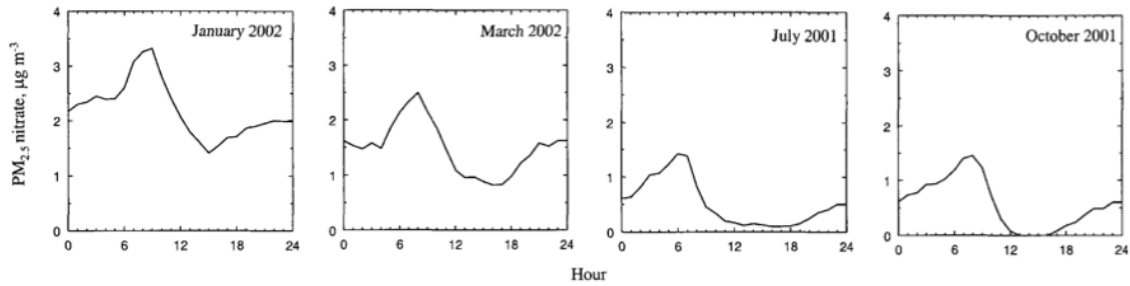
Διάγραμμα 1.20 - Ετήσιες διακυμάνσεις για τις συγκεντρώσεις των σωματιδίων PM_{2.5} (Pittsburgh, USA). (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

Το μοντέλο της συγκέντρωσης της αμμωνίας συνήθως ακολουθεί αυτή του συνόλου των θειικών και νιτρικών αλάτων, καθώς εμπλέκεται σε αντιδράσεις εξουδετέρωσης των οξέων τους (Seinfeld & Pandis, 2006).

Η διακύμανση των συγκεντρώσεων των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων σε μικρότερες χρονικές κλίμακες (ωριαίες) είναι συχνά **αρκετά σημαντική**, όπως φαίνεται στο διάγραμμα 1.21. Για τα σωματίδια που προέρχονται από τοπικές πηγές η ημερήσια συγκέντρωση καθορίζεται από την ανάμιξη του ατμοσφαιρικού αέρα (Seinfeld & Pandis, 2006). Το υψόμετρο ανάμιξης τείνει να μειώνεται το βράδυ, οπότε αυτά τα σωματίδια έχουν **μέγιστη συγκέντρωση** τις πολύ **πρωινές** ώρες. Ανάλογη συμπεριφορά εμφανίζουν τα OC (organic carbon) και EC (elemental carbon) στις αστικές περιοχές, όπου η μέγιστη συγκέντρωση εμφανίζεται στην πρωινή ώρα αιχμής της κυκλοφορίας (~6 π.μ.). Το μεσημέρι ακόμα και αν οι εκπομπές των οχημάτων είναι παρόμοιες με αυτές το πρωί, η συγκέντρωσή τους είναι αισθητά πιο χαμηλή, εξαιτίας του πολύ μεγαλύτερου όγκου που έχει το οριακό στρώμα.

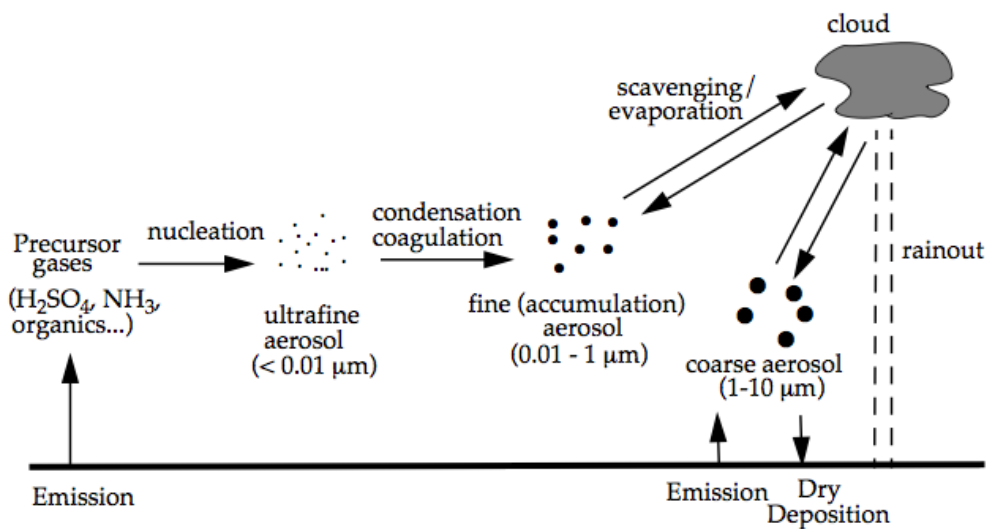
Αυτές οι ημερήσιες διακυμάνσεις είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό των τοπικών εκπομπών. Στις πόλεις με έντονο κυκλοφοριακό πρόβλημα οι συγκεντρώσεις του OC και του EC διαφέρουν έντονα το πρωί και το μεσημέρι, κάτι που δεν συμβαίνει στις πόλεις με μικρό κυκλοφοριακό φόρτο (Seinfeld & Pandis, 2006).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1



Διάγραμμα 1.21 - Η μεταβολή του μέσου όρου της συγκέντρωσης σωματιδίων $PM_{2.5}$ που περιέχουν άζωτο, συναρτήσει της ώρας και για τις τέσσερις εποχές. (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

Ο **ρυθμός** με τον οποίο τα αερολύματα επιστρέφουν στην επιφάνεια της Γης από την ατμόσφαιρα είναι κατά μέσο όρο ο **ίδιος** με τον ρυθμό που εισέρχονται σε αυτήν (Jacob, 1999). Ένας από τους βασικούς μηχανισμούς αυτής της διαδικασίας είναι το φαινόμενο της συμπύκνωσης, κατά το οποίο τα μικρότερα σωματίδια ενώνονται μεταξύ τους και σχηματίζουν μεγαλύτερα. Το φαινόμενο αυτό δεν αφαιρεί τα αερολύματα από την ατμόσφαιρα, αλλά μεταβάλλει το μέγεθος τους σε τέτοια επίπεδα, ώστε να είναι δυνατή η κατακρήμνιση τους από άλλους μηχανισμούς, όπως είναι π.χ. οι βροχοπτώσεις. Ο κύκλος εισόδου και εξόδου των σωματιδίων από την ατμόσφαιρα, συμπεριλαμβανομένων των φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα σε αυτήν, φαίνεται στην εικόνα 1.14.



Εικόνα 1.14 - Η παραγωγή, η εξέλιξη και η αφαίρεση των τροποσφαιρικών αερολυμάτων (Πηγή: Jacob, 1999).

1.2.4 Τα Ατμοσφαιρικά φαινόμενα: Σύννεφα, Ομίχλη & Αχλή

Νέφος ονομάζεται το ορατό σύνολο των μικροσκοπικών σταγονιδίων νερού ή σωματιδίων πάγου, που αιωρείται στην ατμόσφαιρα. Τα νέφη διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στον έλεγχο του κλίματος της Γης, καθώς όπως έχει αποδειχτεί αποτελούν τους **σημαντικότερους ρυθμιστές** του ισοζυγίου της ηλιακής ακτινοβολίας που **εισέρχεται** και **εξέρχεται** από το σύστημα Γη - Ατμόσφαιρα (Liou, 2002 & Καραθανάση, 2011). Ένα σύννεφο είναι δυνατόν να θερμάνει ή να ψύξει τη γήινη επιφάνεια, ανάλογα με το πάχος του και το ύψος στο οποίο βρίσκεται. Τα χαμηλά, πυκνά νέφη ανακλούν την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία προς το διάστημα ψύχοντας την περιοχή στην οποία εντοπίζονται. Τα υψηλά νέφη παγιδεύουν την εξερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία και προκαλούν το φαινόμενο του θερμοκηπίου (Καραθανάση, 2011). Λόγω του ότι ο τύπος των νεφών, το ύψος τους, η περιεκτικότητά τους σε υγρασία και η θέση τους μεταβάλλονται διαρκώς, είναι πολύ δύσκολο να μετρήσει κανείς την επίδραση τους στο παγκόσμιο κλίμα.

Τα σύννεφα καλύπτουν περίπου το 60% της επιφάνειας της Γης. Η παγκόσμια νεφοκάλυψη πάνω από τους ωκεανούς εκτιμάται ότι είναι ~65%, ενώ πάνω από τις ηπείρους ~52% (Seinfeld & Pandis, 2006). Η εμφάνιση των νεφών παρουσιάζει σημαντική γεωγραφική διαφοροποίηση και συνήθως περιορίζεται στο διάστημα 4-6 km του κατώτερου στρώματος της τροπόσφαιρας. Μόνο ένα μικρό τμήμα (~10%) του συνόλου των νεφών που σχηματίζονται παράγει φαινόμενα ατμοσφαιρικής κατακρήμνισης. Εννέα στα δέκα σύννεφα εξατμίζονται, χωρίς να παράγουν ποτέ σταγονίδια βροχής, ενώ ακόμα και στις περιπτώσεις που σχηματίζονται σταγόνες βροχής αυτές εξατμίζονται κατά την πτώση τους προς την επιφάνεια της Γης, εμπλουτίζοντας έτσι τα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (Seinfeld & Pandis, 2006).

Πίνακας 1.10 - Η χωρική μεταβολή του υψόμετρου εμφάνισης της κάθε ομάδας νεφών

Τύπος	Υψόμετρο (km)		
	Πολική ζώνη	Εύκρατη ζώνη	Τροπική ζώνη
Ανώτερα νέφη	3-8	5-13	6-18
Νέφη μεσαίου επιπέδου	2-4	2-7	2-8
Κατώτερα νέφη	0-2	0-2	0-2

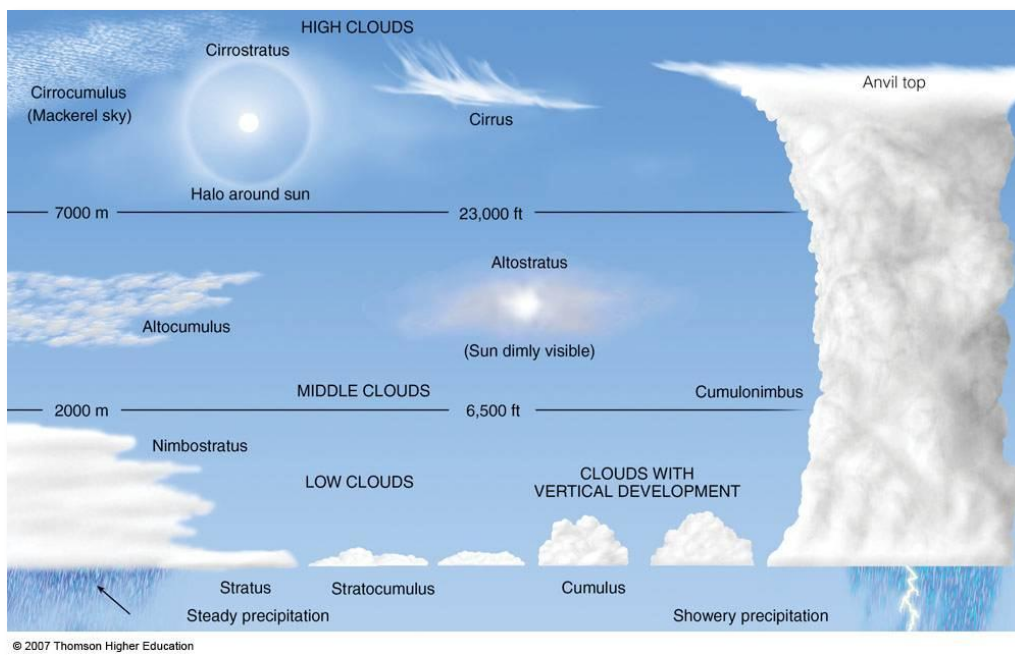
Πηγή: NOAA, 2010

Τα σύννεφα είναι από τα πιο σημαντικά στοιχεία της ατμόσφαιρας, για τους εξής λόγους:

- Τα σύννεφα επηρεάζουν **σημαντικά** το ισοζύγιο της ακτινοβολίας στη Γη, **ανακλώντας** μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται πίσω στο διάστημα και δημιουργώντας ένα κάλυμμα στα χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας, το οποίο **παγιδεύει την υπέρυθρη ακτινοβολία** που εκπέμπεται από την επιφάνεια της.
- Τα σύννεφα αποτελούν σημαντικό κομμάτι του υδρολογικού κύκλου, καθώς επιστρέφουν το νερό στην επιφάνεια της Γης με τη μορφή βροχής ή χιονιού.
- Παράλληλα, μέσα από το φαινόμενο της υγρής εναπόθεσης (wet deposition) επιστρέφουν στην επιφάνεια της Γης συστατικά του αέρα, αλλά και ατμοσφαιρικά αιωρήματα.
- Τα σύννεφα αποτελούν το ιδανικό περιβάλλον για χημικές αντιδράσεις που απαιτούν την παρουσία νερού και κατά συνέπεια συμμετέχουν στην παραγωγή δευτερογενών σωματιδίων.
- Τα σύννεφα επηρεάζουν τις κατακόρυφες μετακινήσεις στην ατμόσφαιρα. Τα ανοδικά και καθοδικά ρεύματα που συνδέονται με αυτά, καθορίζουν την κατακόρυφη κατανομή των αερίων στην ατμόσφαιρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

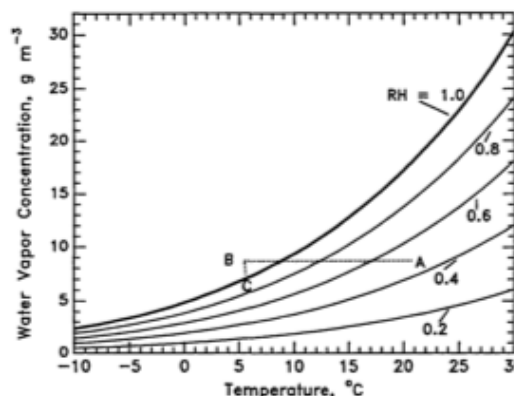
Το περιεχόμενο σε νερό (Liquid water content - LWC) ενός τυπικού νέφους κυμαίνεται από $\sim 0,05$ μέχρι $3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, με συνηθέστερες τιμές αυτές που βρίσκονται στο διάστημα $\sim 0,1-0,3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, ενώ το μέγεθος των σταγονιδίων που το αποτελούν ποικίλλει από μερικά μm μέχρι $50 \mu\text{m}$, με το μέσο όρο των διαμέτρων να βρίσκεται συνήθως στο διάστημα $10-20 \mu\text{m}$ (Seinfeld & Pandis, 2006). Η μικροφυσική δομή της ομίχλης είναι παρόμοια με αυτή των νεφών. Το περιεχόμενο σε νερό μια τυπικής ομίχλης κυμαίνεται από $0,02$ έως $0,5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, ενώ τα σταγονίδια που την αποτελούν έχουν μέγεθος από μερικά μm μέχρι $40 \mu\text{m}$ (Seinfeld & Pandis, 2006).



Εικόνα 1.15 - Οι διάφοροι τύποι νεφών, ανάλογα με το υψόμετρο που εμφανίζονται (Πηγή: apollo.lsc.vsc.edu).

Στόχος αυτής της ενότητας είναι να κάνει μια σύντομη εισαγωγή στους διάφορους τύπους νεφών και τα χαρακτηριστικά τους, χωρίς να εμβαθύνει ιδιαίτερα στις φυσικές και θερμοδυναμικές ιδιότητες τους. Το χαρακτηριστικό που παρουσιάζει ενδιαφέρον στο πλαίσιο αυτής της εργασίας είναι ο τρόπος με τον οποίο επηρεάζουν την ακτινοβολία.

Η συγκέντρωση της μάζας των υδρατμών εξαρτάται από την θερμοκρασία και τη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας. Η μέγιστη ποσότητα υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει η ατμόσφαιρα, για μια συγκεκριμένη θερμοκρασία, δίνεται από την γραμμή κορεσμού (100% RH) στο διάγραμμα 1.22. Η ικανότητα της ατμόσφαιρας να συγκρατεί υδρατμούς μειώνεται εκθετικά με την θερμοκρασία, δηλαδή στους 30°C περιέχει $30,3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ νερό, ενώ στους 0°C μόλις $4,8 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (Seinfeld & Pandis, 2006). Η βασική αυτή



Διάγραμμα 1.22 - Η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, ως συνάρτηση της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

θερμοδυναμική ιδιότητα της ατμόσφαιρας είναι η αιτία εμφάνισης νερού σε υγρή μορφή. Οι επιπλέον υδρατμοί συμπυκνώνονται γύρω από τα διαθέσιμα ατμοσφαιρικά αιωρήματα σχηματίζοντας τα νέφη. Τα αερολύματα που λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης διαφέρουν χωρικά και ακολουθούν τα πρότυπα που αναλύθηκαν στην προηγούμενη ενότητα (καπνός από βιομηχανικές περιοχές, σκόνη που περιέχει άμμο και χαλαζία, αλάτι από θαλάσσιες περιοχές κ.λπ.) (Seinfeld & Pandis, 2006). Η παραπάνω περιγραφή της δημιουργίας των νεφών είναι υπερβολικά απλουστευμένη, αλλά καλύπτει τις απαιτήσεις αυτής της εργασίας.

Πίνακας 1.11 - Τύποι και ιδιότητες των νεφών που απαντώνται στην ατμόσφαιρα

Τύπος	Υψόμετρο βάσης (km)	Συχνότητα εμφάνισης (%) πάνω από τους ωκεανούς	Επιφανειακή ή κάλυψη (%) πάνω από τους ωκεανούς	Συχνότητα εμφάνισης (%) πάνω από τις ηπείρους	Επιφανειακή ή κάλυψη (%) πάνω από τις ηπείρους
Κατώτερα νέφη					
Stratocumulus (Sc)	0-2	45	34	27	18
Stratus (St)	0-2	6	6	6	5
Nimbostratus (Ns)	0-4	46	22	35	21
Νέφη μεσαίου επιπέδου					
Altostratus (As)	2-7	37	13	47	23
Altostratus (As)	2-7	37	13	47	23
Ανώτερα νέφη					
Cirrus (Ci)	7-18	37	13	47	23
Cirrostratus (Cs)	7-18	37	13	47	23
Cirrocumulus (Cc)	7-18	37	13	47	23
Σύννεφα που αναπτύσσονται κατακόρυφα					
Cumulus (Cu)	0-3	33	12	14	5
Cumulonimbus (Cb)	0-3	10	6	7	4

Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006

Τα σύννεφα κατηγοριοποιούνται βάσει δύο χαρακτηριστικών τους, σε τρεις ομάδες: τα κατώτερα νέφη, τα νέφη μεσαίου επιπέδου και τα ανώτερα νέφη, ενώ ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν αυτά που αναπτύσσονται κατακόρυφα (Πίν. 1.11). Το πρώτο χαρακτηριστικό είναι το υψόμετρο πάνω από την επιφάνεια της Γης στο οποίο σχηματίζονται, ενώ το δεύτερο είναι η εμφάνιση τους (σχήμα), όπως διακρίνεται από το έδαφος (Εικ. 1.15) (WMO 1957, NOAA²³ 2011).

• Κατώτερα νέφη

Τα κατώτερα νέφη εμφανίζονται σε υψόμετρο μικρότερο των 2 km και αποτελούνται συνήθως από σταγονίδια νερού σε υγρή κατάσταση ή ακόμα και υπέρψυχρα· κατά τις χειμωνιάτικες καταιγίδες όμως, το μεγαλύτερο μέρος τους αποτελείται από κρυστάλλους πάγου. Οι δύο βασικοί τύποι νεφών που παρατηρούνται σε αυτή την ομάδα είναι τα **στρώματα** (Stratus) που αναπτύσσονται οριζόντια και οι **σωρείτες** (Cumulus) οι οποίοι αναπτύσσονται κάθετα. (NOAA, 2011).

Τα στρώματα είναι ομοιόμορφα και επίπεδα, παράγοντας ένα γκριζό στρώμα νεφοκάλυψης πάνω από την περιοχή στην οποία εντοπίζονται. Το πάχος τους κυμαίνεται από 200 έως 1500 m (Seinfeld & Pandis, 2006). Σε αντίθεση με τα στρώματα που αναπτύσσονται οριζόντια, οι σωρείτες σχηματίζουν μεμονωμένες

²³ NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

δομές που έχουν τη μορφή κυττάρου. Η βάση τους είναι επίπεδη, ενώ η κορυφή τους στρογγυλεμένη και αναπτύσσεται κάθετα.

- **Νέφη μεσαίου επιπέδου**

Η βάση των νεφών μεσαίου επιπέδου εντοπίζεται στο διάστημα από 2 έως 7 km που αντιστοιχεί στο μέσο της τροπόσφαιρας. Η συγκεκριμένη ομάδα νεφών μπορεί να αποτελείται από σταγονίδια νερού, κρυστάλλους πάγου ή ένα συνδυασμό αυτών των δύο, συμπεριλαμβανομένου υπέρψυχρων σταγονιδίων²⁴ και εξαρτάται από το υψόμετρο, την εποχή του έτους και την κατακόρυφη θερμοκρασιακή δομή της τροπόσφαιρας (NOAA, 2011).

Οι δύο βασικοί τύποι νεφών μεσαίου επιπέδου είναι τα **υψιστρώματα** (Altostratus) και οι **υψισωρείτες** (altocumulus). Τα πρώτα έχουν παρόμοια χαρακτηριστικά με τα στρώματα (stratus), είναι δηλαδή επίπεδα και έχουν ομοιόμορφη υφή στο κέντρο τους· παρουσιάζονται σαν ένα γκρίζο στρώμα με μεγάλη έκταση και σημαντική πυκνότητα. Η παρουσία τους στην ατμόσφαιρα συχνά υποδεικνύει την προσέγγιση ενός θερμού μετώπου (warm front) στην περιοχή, το οποίο πιθανώς να τα μετατρέψει αρχικά σε στρώματα αυξάνοντας την πυκνότητά τους και μειώνοντας το υψόμετρο στο οποίο βρίσκονται και στη συνέχεια σε μελανοστρώματα που παράγουν βροχή ή χιόνι (NOAA, 2011). Τα υψιστρώματα δεν παράγουν σημαντικές ποσότητες κατακρημνισμάτων.

Οι υψισωρείτες εμφανίζουν χαρακτηριστικά ανάλογα με αυτά των σωρειτών, είναι δηλαδή εκτεταμένα λεπτά στρώματα, που αποτελούνται από νεφικά στοιχεία κανονικά διατεταγμένα. Είναι δυνατόν να σχηματίζουν λωρίδες, από τις οποίες, αυτές που αποτελούνται από νέφη υποδεικνύουν περιοχές με αέρα πλούσιο σε υδρατμούς, ο οποίος κινείται ανοδικά, ενώ οι καθαρές ενδιάμεσες ζώνες υποδηλώνουν τοπικές αέριες μάζες με μικρότερες συγκεντρώσεις υδρατμών που κινούνται καθοδικά (NOAA, 2011). Οι υψισωρείτες που διαθέτουν μια κάθετη ανάπτυξη αποτελούν δείκτες μιας αυξημένης αστάθειας στην ατμόσφαιρα.

- **Ανώτερα νέφη**

Τα ανώτερα νέφη βρίσκονται σε υψόμετρο μεγαλύτερο των 7 km. Εξαιτίας των χαμηλών θερμοκρασιών που επικρατούν σε αυτό το επίπεδο της τροπόσφαιρας, η συγκεκριμένη ομάδα νεφών αποτελείται κυρίως από **κρυστάλλους πάγου**, όπου οι διαστάσεις των μεγαλύτερων από αυτούς δεν ξεπερνούν τα 5 με 20 μm (Λιου, 2002, Marshak & Davis, 2005). Οι βασικοί τύποι νεφών που ανήκουν σε αυτή την ομάδα είναι οι **θύσανοι** (Cirrus), οι **θυσανοσωρείτες** (Cirrocumulus) και τα **θυσανοστρώματα** (Cirrostratus).

Οι θύσανοι έχουν τη μορφή λεπτών ινών ή νημάτων, τα οποία στην άκρη τους έχουν τη μορφή άγκιστρου, το χρώμα τους είναι λευκό και εμφανίζονται σε υψόμετρα μεγαλύτερα από 7 km. Αποτελούνται κυρίως από μεγάλους μη σφαιρικούς κρυστάλλους πάγου, σε μικρή συγκέντρωση, κάτι που έχει ως συνέπεια τα νέφη να έχουν **μικρό οπτικό πάχος** (Λιου, 1986). Καλύπτουν μόνιμα το ~30% της επιφάνειας της Γης και επηρεάζουν με διάφορους τρόπους το κλίμα της, **απορροφώντας κατά κανόνα την ακτινοβολία με μεγάλα μήκη (longwave) κύματος και εκπέμποντας την ηλιακή (shortwave) ακτινοβολία** (Baran & Francis, 2004).

²⁴ Υπέρψυχρα σταγονίδια (supercooled droplets): Τα σωματίδια (υγρών ή αερίων) με θερμοκρασία μικρότερη από αυτή του σημείου πήξεως, χωρίς να μεταβάλλεται η κατάσταση της ύλης στην οποία βρίσκονται.

Η συγκεκριμένη ομάδα νεφών χαρακτηρίζεται από σημαντική **ετερογένεια** και συχνά δεν είναι **ευδιάκριτη** (subvisual). Οι θύσανοι μπορεί να εκτείνονται κατακόρυφα για αρκετά χιλιόμετρα, με αποτέλεσμα οι κρύσταλλοι που τους αποτελούν να δημιουργούν ιδιαίτερα σύνθετα τρισδιάστατα πρότυπα (Marshak & Davis, 2005). Επιπρόσθετα **διαθέτουν χαρακτηριστικά στο ατμοσφαιρικό παράθυρο των 10 μm** (Κεφ. 1.3.5), τα οποία σχετίζονται με τους συντελεστές απορρόφησης των κρυστάλλων πάγου και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την αναγνώριση τους (Liou, 2002).

Οι θύσανοι παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο σε όλες τις μετεωρολογικές διεργασίες και στο κλίμα της Γης, επειδή επηρεάζουν **έντονα** την ηλιακή και την υπέρυθρη ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα (Ramaswamy & Ramanathan, 1989). Η συγκεκριμένη ομάδα νεφών είναι **υπεύθυνη για έντονα φαινόμενα σκέδασης και απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως και για την απορρόφηση και εκπομπή της υπέρυθρης ακτινοβολίας που προέρχεται από την επιφάνεια της Γης**.

Το φαινόμενο της **σκέδασης** μειώνει την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της Γης και έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας της. Από την άλλη πλευρά, οι θύσανοι **απορροφούν** την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη Γη και τα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας και στη συνέχεια την **εκπέμπουν** σε θερμοκρασίες πολύ μικρότερες από αυτές της επιφάνειας της Γης, με αποτέλεσμα να μειώνεται το ποσοστό της υπέρυθρης ακτινοβολίας που διαφεύγει στο διάστημα από το σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα, θερμαίνοντας έτσι την επιφάνεια της (Wendisch et al., 2005).

Ακριβή αποτελέσματα για το αντίκτυπο που έχουν οι θύσανοι στη θερμοκρασία της επιφάνεια της Γης **δεν** είναι δυνατόν να υπάρξουν επί του παρόντος, καθώς οι συγκεκριμένες διεργασίες εξαρτώνται από αρκετές μεταβλητές όπως είναι το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται το σύννεφο, η κατανομή της πυκνότητας του νέφους (cloud geometrical thickness) και διάφορες μικροφυσικές ιδιότητες (μέγεθος και σχήμα των κρυστάλλων πάγου) οι οποίες καθιστούν πολύ δύσκολη την ποσοτικοποίηση των επιπτώσεων που έχουν οι θύσανοι στο παγκόσμιο ισοζύγιο της ακτινοβολίας της Γης (Wendisch et al., 2005). Επιπροσθέτως, μελέτες με την παραδοχή ότι η οπτική πυκνότητα των νεφών είναι σταθερή έδειξαν ότι η ψύξη του συστήματος οφείλεται στα μικρότερα σωματίδια, ενώ τα μεγαλύτερα είναι υπαίτια για την αύξηση της θερμοκρασίας (Baran & Francis, 2004)

Σε αντίθεση με την παραπάνω υποομάδα νεφών, τα θυσανοστρώματα έχουν τη μορφή λευκού πέπλου. Στα θυσανοστρώματα οι κρύσταλλοι έχουν μήκος ~100 μm και πλάτος ~40 μm, οι διαστάσεις τους όμως μεταβάλλονται ανάλογα με τη θερμοκρασία, τη διάρκεια του υπερκορεσμού²⁵ και τη συγκέντρωσή τους, η οποία για την συγκεκριμένη ομάδα νεφών είναι ίση με ~100-1000 L⁻¹ (Liou, 1986). Όταν το φως που προέρχεται από τον ήλιο ή τη σελήνη διέρχεται μέσα από τους εξαγωνικούς κρυστάλλους που τα συνθέτουν, ανακλάται ή διαθλάται με τέτοιο τρόπο που δημιουργείται ένας δακτύλιος γύρω από την πηγή του φωτός· το φαινόμενο αυτό καλείται Άλως (NOAA, 2011). Όταν πλησιάζει ένα θερμό μέτωπο, οι θύσανοι πυκνώνουν και μετατρέπονται σε θυσανοστρώματα, τα οποία στη συνέχεια ίσως εξελιχθούν αρχικά σε υψιστρώματα και μετά σε στρώματα, με μια μικρή πιθανότητα να μετατραπούν τελικά και σε μελανοστρώματα (NOAA, 2011).

²⁵ Υπερκορεσμός (Supersaturation): η κατάσταση ενός διαλύματος, του οποίου η συγκέντρωση είναι μεγαλύτερη από τη συγκέντρωση κορεσμού.

Τέλος, οι θυσανοσωρείτες είναι λεπτά στρώματα περισσότερο ή λιγότερο εκτεταμένα που αποτελούνται από μικρά νεφικά στοιχεία με τη μορφή κόκκων και ρυτίδων, το πάχος τους δεν είναι μεγάλο και αποτελούνται κυρίως από παγοκρυστάλλους.

Ένα από τα βασικά προβλήματα στη μελέτη και στη μοντελοποίηση της διάδοσης της ακτινοβολίας, αλλά και στην τηλεπισκόπηση των νεφών είναι η **ετερογένεια** που τα χαρακτηρίζει. Η επιστημονική έρευνα στα μοντέλα διάδοσης της ακτινοβολίας έχει δείξει ότι η παρουσία ετερογένειας στα νέφη απαιτεί τη χρήση τρισδιάστατων πιο εξελιγμένων μοντέλων (Κεφ. 2.1) για τον ακριβή προσδιορισμό του **εξωτερικού πεδίου** της ακτινοβολίας αυτών (Marshak & Davis, 2005). Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας θα γίνει μόνο μια σύντομη αναφορά των βασικών ιδιοτήτων και χαρακτηριστικών αυτής της περίπτωσης.

Ο πιο εύκολος τρόπος για τη μέτρηση της ετερογένειας των νεφών είναι η **χωρική μεταβολή** της σκεδαζόμενης έντασης, συναρτήσει της απόστασης, στην κορυφή ενός νέφους. Θεωρώντας ότι η προσπίπτουσα ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι ομοιόμορφη σε όλη την επιφάνεια του νέφους και ότι η υποκείμενη επιφάνεια αυτού είναι ομοιόμορφη (π.χ ο ωκεανός), ή ότι το πάχος του είναι τέτοιο, ώστε οποιοσδήποτε μεταβολές στην υποκείμενη επιφάνεια δεν επηρεάζουν το σύστημα που δημιουργείται πάνω από την κορυφή του σύννεφου· τότε οι χωρικές μεταβολές της ανακλώμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας από αυτό, είναι άμεσο αποτέλεσμα της ετερογένειας του (Marshak & Davis, 2005). Μεμονωμένα σύννεφα συχνά μπορεί να παρουσιάζονται εξαιρετικά ομοιογενή για μεγάλες οριζόντιες αποστάσεις, όμως συνήθως εμφανίζουν **σημαντικές διακυμάνσεις** στην ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα για αποστάσεις αρκετά μικρές (δηλαδή 1 με 8 km), ώστε να **επηρεάσουν** τους τηλεπισκοπικούς δέκτες (Marshak & Davis, 2005). Στηριζόμενοι σε αυτή τη λογική έχει αναπτυχθεί μια μέθοδος μέτρησης της ετερογένειας των νεφών από τους Genkova και Davies (2003) που στηρίζεται στις **διαφορετικές γωνίες παρατήρησης** για την οποία όμως δεν θα γίνει περαιτέρω ανάλυση.

Μετρήσεις της NASA με το δέκτη MISR²⁶, έδειξαν βάσει της έρευνας των Genkova & Davies το 2003, ότι το 11% των νεφών σε παγκόσμιο επίπεδο μπορεί να χαρακτηριστεί χωρικά ομοιογενές για μια κλίμακα 1,1 km, το ποσοστό αυτό όμως μειώνεται σημαντικά όσο μειώνεται και η περιοχή μελέτης (Marshak & Davis, 2005)..

Η **ετερογένεια** των νεφών προκαλεί τρία σημαντικά προβλήματα:

- **Σφάλματα στην εκτίμηση οπτικού βάθους.** Πειράματα σε μονοδιάστατα μοντέλα διάδοσης της ακτινοβολίας, έδειξαν ότι δημιουργείται μια **λάθος εξάρτηση** του **οπτικού βάθους** των νεφών με την **ηλιακή ζενίθια γωνία**, που έχει ως αποτέλεσμα να προκύπτουν **μεγαλύτερες** τιμές απ'ότι οι πραγματικές για μεγάλες ζενίθιες γωνίες. Το σφάλμα αυτό αποδείχθηκε ότι οφείλεται στην υφή της κορυφής των νεφών με τη χρήση ενός τρισδιάστατου μοντέλου Monte Carlo²⁷ από τον Loeb et al. το 1997 (Marshak & Davis, 2005).
- **Δεν ισχύει η αρχή της αμοιβαιότητας επί μιας διεύθυνσης.** Ένα από τα κλασσικά κριτήρια ελέγχου των μοντέλων διάδοσης της ακτινοβολίας ανάλογο του ελέγχου διατήρησης της ενέργειας, είναι αν ικανοποιείται η αρχή της αμοιβαιότητας (principle of reciprocity). Σε μονοδιάστατες ατμόσφαιρες αυτό συνεπάγεται ότι θα πρέπει να ισχύει η σχέση $\mu_A I_A = \mu_B I_B$, όπου I η ένταση και μ το συνημίτονο της ζενίθιας γωνίας, για τις αμοιβαίες διευθύνσεις A και B . Το γεγονός αυτό καθιστά προβληματική τη χρήση της συγκεκριμένης αρχής, για

²⁶ Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR)

²⁷ Η μέθοδος επίλυσης Monte Carlo αποτελεί αριθμητικό σύστημα και χρησιμοποιείται στην επίλυση των προβλημάτων διάδοσης της ακτινοβολίας.

τη συμπλήρωση των δεδομένων που απαιτούν τα γωνιακά μοντέλα με τα οποία γίνεται ο υπολογισμός του albedo από τους τηλεπισκοπικούς δέκτες (Marshak & Davis, 2005).

- **Σφάλματα στον προσδιορισμό του albedo σε παράλληλα στρώματα (plane-parallel albedo).** Η σχέση μεταξύ των οπτικών παραμέτρων των νεφών και της ανακλώμενης ακτινοβολίας δεν είναι γραμμική (Marshak & Davis, 2005). Στα ετερογενή πεδία των νεφών που χαρακτηρίζονται από διαφορετικές τιμές του οπτικού βάθους δημιουργείται μια εξάρτηση μεταξύ, των μέσων όρων για τη συγκεκριμένη περιοχή, της ακτινοβολίας και του οπτικού βάθους. Η σχέση αυτή εξαρτάται από το μέγεθος της περιοχής, τη μεταβολή των ιδιοτήτων εντός αυτής και του μέσου όρου της φωτεινότητας της απεικόνισης (Marshak & Davis, 2005). Από την οπτική γωνία της τηλεπισκόπησης η εφαρμογή ενός αλγόριθμου 1DRT²⁸ στη μέση τιμή της ακτινοβολίας για μια συγκεκριμένη επιφάνεια (area-averaged radiation), τείνει να παράγει ένα οπτικό βάθος, του οποίου η τιμή έχει **εκτιμηθεί χαμηλότερα** σε σχέση με τον πραγματικό μέσο όρο. Παρομοίως από την οπτική γωνία της μοντελοποίησης, η χρήση της σωστής μέσης τιμής του οπτικού βάθους τείνει να προσδιορίζει μια υπερεκτιμημένη μέση τιμή του albedo για εκείνη την περιοχή (area-averaged albedo) (Marshak & Davis, 2005).

Εκτός από τα νέφη δυο ακόμα συγγενικά ατμοσφαιρικά φαινόμενα που παρουσιάζουν ενδιαφέρον είναι η **ομίχλη** (fog) και η **αχλύς**. Η ομίχλη είναι ένα φαινόμενο που λαμβάνει χώρα στην ατμόσφαιρα, πολύ κοντά στην επιφάνεια της Γης. Αποτελείται από **μικρά υδροσταγονίδια** που προέρχονται από την συμπύκνωση των υδρατμών, η οποία συμβαίνει όταν η αέρια μάζα που είναι σε επαφή με τη Γη ψύχεται (Μαμάσης, 2009). Κατά συνέπεια, μπορεί να θεωρηθεί ότι η ομίχλη είναι απλά ένα χαμηλό νέφος. Η ομίχλη προκαλεί σημαντική ελάττωση της ορατότητας (<1 km) και διακρίνεται σε διάφορους τύπους ανάλογα με το μηχανισμό δημιουργίας της.

Ορισμένοι τύποι ομίχλης παρουσιάζονται παρακάτω:

- **Ομίχλη ακτινοβολίας** (Radiation fog), η οποία δημιουργείται τη νύχτα όταν ψύχεται ο αέρας που έρχεται σε επαφή με το έδαφος (Μαμάσης, 2009). Το φαινόμενο αυτό είναι απόρροια της εκπομπής ακτινοβολίας από την επιφάνεια της Γης προς το διάστημα κατά τις νυκτερινές ώρες και έχει ως άμεση συνέπεια τη μείωση της θερμοκρασίας του εδάφους (NOAA, 2007). Η συγκεκριμένη διεργασία ευνοείται, όταν υπάρχει μεγάλη σχετική υγρασία, αίθριος και ασθενής άνεμος ενώ αντίθετα η ομίχλη διαλύεται, όταν ενισχύεται ο άνεμος και αυξάνεται η θερμοκρασία (Μαμάσης, 2009). Το πάχος της ομίχλης ακτινοβολίας κυμαίνεται από ~1 έως 300 m, εντοπίζεται πάντα στο επίπεδο που ορίζει η επιφάνεια της Γης και συνήθως δεν μετακινείται αλλά παραμένει πάνω από μια περιοχή (NOAA, 2007).
- **Ομίχλη αναμίξεως** (Mixing fog), η οποία δημιουργείται όταν συναντώνται δυο αέριες μάζες διαφορετικής θερμοκρασίας και υγρασίας και η προκύπτουσα αέρια μάζα από την ανάμιξη αυτή έχει θερμοκρασία τέτοια ώστε να συμπυκνωθούν οι υδρατμοί που περιέχει. (Μαμάσης, 2009).
- **Ομίχλη μεταφοράς** (advection fog), η οποία δημιουργείται, από τη μεταφορά υγρού και σχετικά θερμού αέρα πάνω από ψυχρότερη επιφάνεια. Είναι αποτέλεσμα του φαινομένου της συμπύκνωσης και χαρακτηρίζεται από την οριζόντια κίνηση της (NOAA, 2007).
- **Θαλάσσιος καπνός** (Sea smoke), ο οποίος ουσιαστικά αποτελεί υποκατηγορία της ομίχλης μεταφοράς, όταν αυτή συμβαίνει πάνω από τη θάλασσα.

²⁸ 1DRT: 1 Dimensional Radiative Transfer

- **Ομίχλη πλαγιάς & κοιλάδας** (Upslope fog), η οποία εμφανίζεται σε ορεινές περιοχές και σχηματίζεται όταν ο άνεμος εξαναγκάζει τον υγρό αέρα να ανέβει στην πλαγιά ενός βουνού. Η ανύψωση αυτή, έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας και τη μετατροπή των υδρατμών σε ομίχλη.

Με τον όρο **αχλός** καλείται η **θόλωση της ατμόσφαιρας** στη Μετεωρολογία· είναι το φαινόμενο όπου **μειώνεται** η διαύγεια των χαμηλότερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας εξαιτίας της παρουσίας **μικροσκοπικών σωματιδίων νερού** ή **διάφορων αερολυμάτων**, όπως είναι η σκόνη και ο καπνός σε υψηλές συγκεντρώσεις. Η αχλή διακρίνεται στην **υγρή** (mist) και στην **ξηρά** (Haze), ο σχηματισμός της πρώτης αποτελεί φαινόμενο του πλούσιου σε νερό ατμοσφαιρικού αέρα, ενώ της δεύτερης του ξηρού. Ο πρώτος τύπος μειώνει την ορατότητα σε **1-2 km** και συνήθως ταυτίζεται με την ομίχλη. Η ξηρά αχλός μειώνει την ορατότητα σε τιμές **μεγαλύτερες** από 2 km (Μαμάσης, 2009) και εμφανίζεται σαν ένα **λεπτό γκρίζο πέπλο** που καλύπτει την περιοχή (Εικ. 1.16).



Εικόνα 1.16 - Η ξηρά αχλός, όπως φαίνεται από το διάστημα στις βόρειες πεδιάδες της Κίνας. Η επιφάνεια της Γης που βρίσκεται αριστερά της πράσινης διαχωριστικής γραμμής δεν εμφανίζει το συγκεκριμένο ατμοσφαιρικό φαινόμενο σε σημαντικό βαθμό (Πηγή: wikipedia.org).

Η ξηρά αχλής²⁹ αποτελείται κυρίως από σωματίδια **ανθρωπογενούς προέλευσης** και σε μικρότερο βαθμό φυσικής, για αυτό το λόγο συνδέεται άμεσα με την ατμοσφαιρική ρύπανση μιας περιοχής (Corfidi, 2009). Η σύσταση της από περιοχή σε περιοχή ακολουθεί τα πρότυπα που αναλύθηκαν στην προηγούμενη ενότητα, με ιδιαίτερο ενδιαφέρον να παρουσιάζει αυτό των αστικών περιοχών, αφού το συγκεκριμένο ατμοσφαιρικό φαινόμενο εντοπίζεται κυρίως σε περιοχές με έντονες εκπομπές αερίων ρύπων.

Από τα πιο σημαντικά στοιχεία που συνθέτουν την ξηρά αχλή είναι τα θειικά άλατα, καθώς απορροφούν μόρια νερού από το περιβάλλον ακόμα και όταν η σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας είναι μικρότερη από 100%· αυτή τους η ιδιότητα τα καθιστά άριστους πυρήνες συμπύκνωσης (Corfidi, 2009). Το μέγεθος των συγκεκριμένων αερολυμάτων αυξάνεται, καθώς οι υδρατμοί συμπυκνώνονται γύρω τους, έως ότου φτάσουν σε ένα μέγεθος το οποίο βρίσκεται σε ισορροπία με το περιβάλλον. Εάν το περιβάλλον είναι υπερκορεσμένο με υδρατμούς, τα σταγονίδια που σχηματίζονται φτάνουν σε τέτοιο μέγεθος που γίνονται ορατά ως νέφη. Στην περίπτωση όμως που η υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα στην περιοχή είναι μικρότερη από 100%, παραδείγματος χάριν για

²⁹ Στην αγγλική βιβλιογραφία συχνά απαντάται ο όρος «wet haze», ο οποίος υπονοεί ότι τα σωματίδια που αποτελούν το συγκεκριμένο νέφος λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης για την παραγωγή σταγονιδίων βροχής. Από αυτή την ιδιότητα τους προκύπτει επίσης και η σχέση της ξηράς αχλής με την όξινη βροχή.

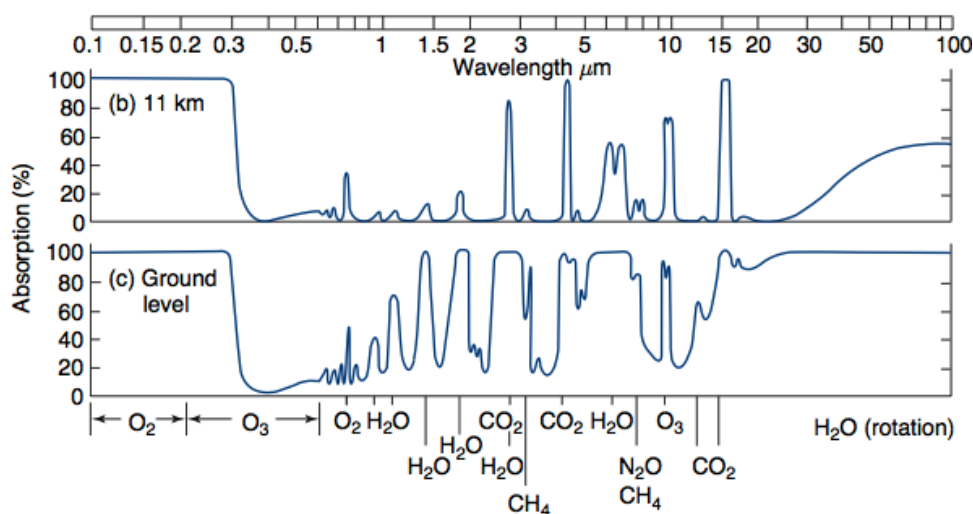
85% η διάμετρος των σταγονιδίων θα είναι ίση με $\sim 0,5 \mu\text{m}$. Η διάμετρος αυτή αντιστοιχεί περίπου στο 1/10 της διαμέτρου των σωματιδίων των περισσότερων νεφών, αλλά είναι διπλάσια από αυτή του αρχικού αερολύματος (Corfidi, 2009). Τα αερολύματα αυτών των διαστάσεων ($0,1-1 \mu\text{m}$) **ενισχύουν σημαντικά** το φαινόμενο της **σκέδασης**, πιο συγκεκριμένα σκεδάζουν το **ορατό τμήμα** της ηλιακής ακτινοβολίας ένα εκατομμύριο φορές πιο **αποτελεσματικά** απ' ό τι τα μόρια του αέρα (corfidi, 2009). Το φαινόμενο αυτό ευθύνεται και για τη **μείωση της ορατότητας**, καθώς τα αερολύματα αποκτούν **μεγαλύτερο μέγεθος**.

Επιστημονικά στοιχεία υποστηρίζουν ότι η ξηρά αχλής παίζει πολύ **σημαντικό ρόλο** στον παγκόσμιο ενεργειακό ισοζύγιο της Γης, καθώς **μειώνει** το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που **φτάνει** στην επιφάνεια της Γης και τον **ρυθμό** με τον οποίο η ατμόσφαιρα επιτρέπει τα μεγάλα μήκους ηλεκτρομαγνητικά κύματα να διαφύγουν στο διάστημα (Corfidi, 2009). Επιπλέον, **μειώνει την οπτική ποιότητα των απεικονίσεων των περιοχών που εμφανίζεται, αφού επηρεάζει την αντίθεση (contrast) και την απόχρωση (hue)** (Corfidi, 2009).

Από τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα που αναλύθηκαν παραπάνω, τα λογισμικά ατμοσφαιρικών διορθώσεων για τηλεπισκοπικά δεδομένα (π.χ ATCOR), έχουν τη δυνατότητα να διορθώσουν ραδιομετρικά, μέχρι κάποιο βαθμό, τις περιοχές που βρίσκονται κάτω από θύσανους και ξηρά αχλή, εξαιτίας της διαύγειας που τα χαρακτηρίζει και επιτρέπει τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που ανακλάται στην επιφάνεια της Γης να επιστρέψει στον δέκτη.

1.3 Η Απορρόφηση της Ηλιακής Ακτινοβολίας από την Ατμόσφαιρα

Το φάσμα της απορρόφησης είναι αρκετά **σύνθετο**, αλλά παρουσιάζει ξεκάθαρα τις φασματικές περιοχές όπου η απορρόφηση είναι τόσο ισχυρή, ώστε η ηλιακή ακτινοβολία δεν φτάνει στην επιφάνεια της Γης (Εικ. 1.17 - c). Η απορρόφηση από το O_2 και το O_3 είναι υπεύθυνη για την αφαίρεση του **συνόλου** της προσπίπτουσας ακτινοβολίας με μήκη κύματος μικρότερα από $0,29 \mu\text{m}$ (Seinfeld & Pandis, 2006). Αντίθετα στη περιοχή $0,3$ έως $0,8 \mu\text{m}$ του Η/Μ φάσματος η απορρόφηση **δεν** είναι ισχυρή και η ατμόσφαιρα θεωρείται διαφανής. Οι φασματικές περιοχές με υψηλή διαφάνεια καλούνται ατμοσφαιρικά παράθυρα (atmospheric windows) (Lenoble, 1993). Στο διάστημα από τα $0,8$ έως τα $2 \mu\text{m}$ η γήινη ακτινοβολία απορροφάται **μετρίως** από τους υδρατμούς της ατμόσφαιρας, οι οποίοι απορροφούν την ακτινοβολία με ένα **ιδιαίτερα σύνθετο τρόπο**, κυρίως στην περιοχή του φάσματος που επικαλύπτεται η ηλιακή με τη γήινη (Seinfeld & Pandis, 2006).



Εικόνα 1.17 - (b) Το φάσμα της μονοχρωματικής απορροφητικότητας για το τμήμα της ατμόσφαιρας με υψόμετρο μεγαλύτερο των 11 km. (c) Το φάσμα της μονοχρωματικής απορροφητικότητας για ολόκληρη της ατμόσφαιρα. Η κλίμακα με τα μήκη κύματος είναι λογαριθμική. (Πηγή: Wallace & Hobbs, 2006)

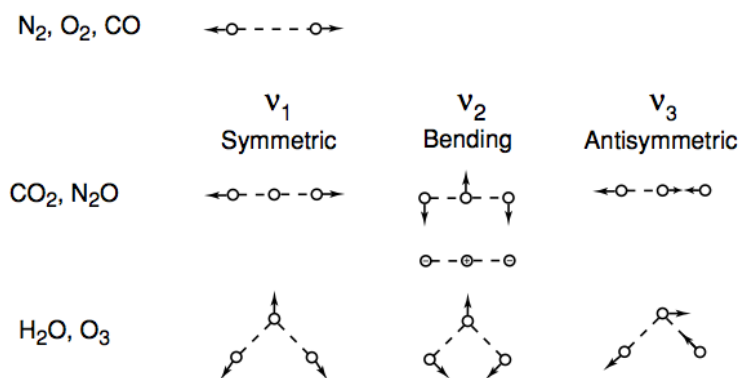
Η αιτία σύμφωνα με την οποία τα μόρια απορροφούν σε συγκεκριμένες περιοχές του Η/Μ φάσματος εξηγείται μέσω κβαντικών χημικών υπολογισμών. Γενικά η γεωμετρία του μορίου εξηγεί για παράδειγμα, γιατί τα H_2O , CO_2 και O_3 αλληλεπιδρούν έντονα με την ακτινοβολία με μήκη κύματος μεγαλύτερα από $0,4 \mu\text{m}$ και όχι το N_2 και το O_2 (Seinfeld & Pandis, 2006). Στο H_2O επί παραδείγματι, το κέντρο του αρνητικού φορτίου μετατοπίζεται προς το οξυγόνο, ενώ του θετικού προς τα υδρογόνα, αυτός ο διαχωρισμός των δύο κέντρων καλείται **ηλεκτρική διπολική ροπή** (electric dipole moment). Τα μόρια με διπολική ροπή αλληλεπιδρούν **έντονα** με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, επειδή το ηλεκτρικό πεδίο του κύματος προκαλεί άμεσες αντίθετες δυνάμεις, οι οποίες επιταχύνουν τα ηλεκτρόνια ή τους πυρήνες του ενός άκρου του μορίου σε σχέση με το άλλο (Seinfeld & Pandis, 2006). Παρόμοια συμπεριφορά χαρακτηρίζει και το O_3 .

Η δομή του N_2 και του O_2 είναι συμμετρική (δεν έχει διπολική ροπή) και έτσι δεν επηρεάζεται έντονα από την ακτινοβολία με μήκη κύματος $>0,4 \mu\text{m}$. Το μόριο του CO_2 είναι γραμμικό, αλλά μπορεί εύκολα να καμφθεί και κατά συνέπεια να εμφανίσει διπολική ροπή (Seinfeld & Pandis, 2006). Επιπρόσθετα το CO_2 διαθέτει μια **εγκάρσια ταλάντωση στα $15 \mu\text{m}$** , στην περιοχή του Η/Μ φάσματος που η Γη εκπέμπει το **μεγαλύτερο μέρος** της υπέρυθρης ακτινοβολίας (Seinfeld & Pandis, 2006).

1.3.1 Η σχέση της δομής των μορίων του αέρα με την ατμοσφαιρική απορρόφηση

Για την κατανόηση της ατμοσφαιρικής απορρόφησης από τα διάφορα μόρια του αέρα, είναι απαραίτητη πρώτα η μελέτη της μοριακής τους δομής. **Η απορρόφηση και η εκπομπή φωτονίων προκύπτει, όταν υπάρχει μια χρονικά εξαρτώμενη αλληλεπίδραση μεταξύ ενός μορίου και ενός ηλεκτρομαγνητικού πεδίου** (Andrews, 2010). Όλα τα μόρια διαθέτουν κάποια συγκεκριμένη ποσότητα ενέργειας κατανομημένη σε όλη τη δομή τους, που προκαλεί στους δεσμούς **δονήσεις** (επιμηκύνσεις και κάμψεις) (McMurry, 2005). Ταυτόχρονα, εξαιτίας της, τα άτομα **πάλλονται** και **περιστρέφονται**, ενώ παρατηρούνται και διάφορες **άλλες δονήσεις**. Η ποσότητα ενέργειας που περιλαμβάνει ένα μόριο δεν μεταβάλλεται κατά συνεχή τρόπο, αλλά είναι **κβαντισμένη**. Δηλαδή ένα μόριο μπορεί να κινείται, να κάμπτεται ή να πάλλεται, σε συγκεκριμένες συχνότητες που αντιστοιχούν σε συγκεκριμένα ενεργειακά επίπεδα. Γενικά ισχύει, ότι **διαφορετικές συχνότητες ακτινοβολίας επιδρούν στα μόρια με διαφορετικούς τρόπους** (McMurry, 2005). Η πρόσθετη ενέργεια που αποκτά ένα μόριο όταν απορροφά ακτινοβολία πρέπει να κατανομηθεί με κάποιο τρόπο σε ολόκληρο το μόριο. Παραδείγματος χάριν, η απορρόφηση ακτινοβολίας μπορεί να αυξήσει τη δυναμική ενέργεια του μορίου, αναγκάζοντας τους δεσμούς να αποκτούν μεγαλύτερο μήκος ή να κάμπτονται περισσότερο. Εναλλακτικά, η απορρόφηση ακτινοβολίας μπορεί να αναγκάσει κάποιο ηλεκτρόνιο να μεταπηδήσει από ένα τροχιακό χαμηλής ενέργειας σε ένα τροχιακό υψηλότερης ενέργειας.

Vibration Modes

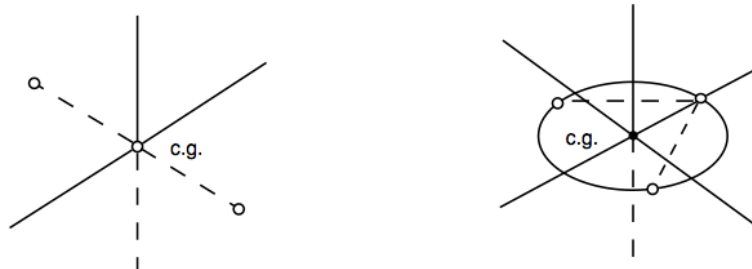


Rotation

Linear Diatomic: N_2, O_2, CO

Linear Triatomic: CO_2, N_2O

Asymmetric Top (bent triatomic): H_2O, O_3



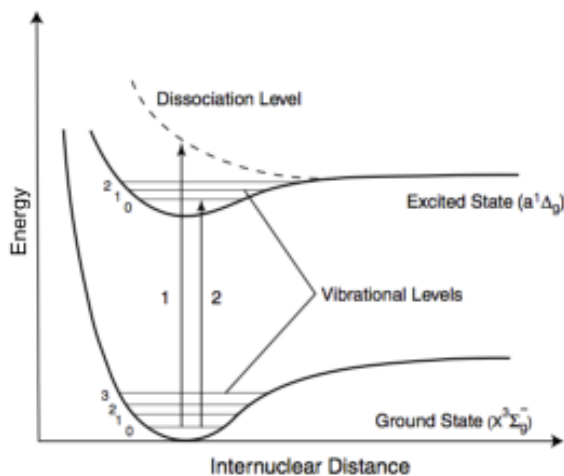
Εικόνα 1.18 - Οι παλλόμενες καταστάσεις των διατομικών και τριατομικών ατμοσφαιρικών μορίων και οι άξονες περιστροφής για ένα συμμετρικό και ένα ασυμμετρικό μόριο (Πηγή: Liou, 2002).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Τα **διατομικά μόρια** (N_2 , O_2 , CO), διακρίνονται μόνο από μια **παλλόμενη** κατάσταση (vibrational mode), κατά την οποία τα δύο άτομα έχουν τη δυνατότητα να κινούνται μόνο προς μια κατεύθυνση, είτε το ένα να πλησιάζει το άλλο, είτε το ένα να απομακρύνεται από το άλλο (Εικ. 1.18) (Liou, 2002). Η κατάσταση αυτή καλείται **συμμετρική τάση** (symmetric stretch) και συμβολίζεται ως ν_1 . Εξαιτίας της συμμετρικής κατανομής του φορτίου, τα N_2 και O_2 δεν διαθέτουν μόνιμη διπολική ροπή η οποία να μπορεί να προσλάβει κυμαινόμενη ροπή κατά τη δόνηση, αυτό έχει ως αποτέλεσμα να έχουν μειωμένη ακτινοβολητική δραστηριότητα στις περιοχές του ορατού και του υπέρυθρου τμήματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (Liou, 2002).

Τα **τριατομικά μόρια** με γραμμική συμμετρική διαμόρφωση (CO_2 , N_2O), χαρακτηρίζονται από **τρεις** παλλόμενες καταστάσεις: τη συμμετρική δόνηση τάσης ν_1 , την κίνηση κάμψης ν_2 (bending motion) και την αντισυμμετρική δόνηση τάσης ν_3 (antisymmetric stretch) (Εικ. 1.18). Εξαιτίας της παλλόμενης συμμετρίας (vibrational symmetry) η κατάσταση ν_1 , είναι ακτινοβολητικά ανενεργή, παρόλα αυτά έχει ανιχνευτεί στο φάσμα Raman κοντά στα 7,5 μm (Liou, 2002). Η δόνηση κάμψης ν_2 διακρίνεται στις ν_{2a} και ν_{2b} με ίδια συχνότητα, οι οποίες καλούνται εκφυλισμένες (degenerate). Τα άτομα που αποτελούν τα H_2O και O_3 σχηματίζουν ένα αμβλυγώνιο ισοσκελές τρίγωνο, το οποίο αναφέρεται ως **ασυμμετρικά διαμορφωμένο** και διαθέτει **τρεις** κύριες παλλόμενες καταστάσεις (Εικ. 1.18) (Liou, 2002, Andrews, 2010). Στο παραπάνω σχήμα δεν συμπεριλαμβάνεται το μόριο του CH_4 , το οποίο έχει σφαιρική δομή και χαρακτηρίζεται από τέσσερις κύριες παλλόμενες καταστάσεις.

Η περιστροφή ενός άκαμπτου σώματος καθορίζεται από το κέντρο βάρους του σε σχέση με τρεις ορθογώνιους άξονες. Οι άξονες αυτοί για ένα γραμμικό και ένα ασύμμετρο μόριο παρουσιάζονται στην εικόνα 1.18. Ένα διατομικό και ένα τριατομικό γραμμικό μόριο έχουν **ίσες** ροπές αδράνειας (moments of inertia) και **δύο βαθμούς ελευθερίας** ως προς την περιστροφική τους κίνηση (Liou, 2002). Εν αντιθέσει, τα ασύμμετρα μόρια έχουν **τρεις άνισες** ροπές αδράνειας και **τρεις βαθμούς ελευθερίας** ως προς την περιστροφική τους κίνηση (Liou, 2002) ενώ τα πιο σύνθετα μόρια έχουν επιπλέον βαθμούς ελευθερίας που περιγράφουν την κίνηση τους. Ένα περιστρεφόμενο μόριο δημιουργεί μια εναλλασσόμενη διπολική ροπή η οποία απορροφά H/M ακτινοβολία με την προϋπόθεση, ότι η συχνότητα περιστροφής του θα είναι ίδια με αυτή της ακτινοβολίας (Βαλαβανίδης, 2006). Η περιστροφικές διπολικές μεταπτώσεις μπορούν να προκύψουν μόνο όταν το μόριο έχει **μη μηδενική** μόνιμη ηλεκτρική διπολική ροπή (Andrews, 2010).



Διάγραμμα 1.23 - Οι δυναμικές καμπύλες για δυο ηλεκτρονικές καταστάσεις ενός διατομικού μορίου. Οι οριζόντιες γραμμές αναπαριστούν τις παλλόμενες ενεργειακές στάθμες. (Πηγή: Liou, 2002)

Όπως είναι γνωστό από το κεφάλαιο 1.1.2 τα ηλεκτρόνια μπορεί να διαφύγουν, εάν προσλάβουν ένα συγκεκριμένο ποσό ενέργειας· το ποσό αυτό καλείται δυναμικό ιονισμού (ionization potential) και αναφέρεται στην αρχική ενεργειακή στάθμη. Ανάλογο φαινόμενο ισχύει και σε επίπεδο μορίου, όπου το συγκεκριμένο ποσό ενέργειας καλείται δυναμικό διάσπασης (dissociation potential) και μπορεί να διασπάσει το μόριο (Liou, 2002). Η ενέργεια ενός μορίου εξαρτάται από τους δεσμούς σθένους (valence bonds) μεταξύ των ατόμων που το αποτελούν, η ισχύς των οποίων καθορίζεται από την απόσταση μεταξύ

των πυρήνων τους και την ηλεκτρονιακή τους δομή. Η σχέση αυτή αναπαριστάται με την καμπύλη δυναμικού (potential curve) (Διάγ. 1.23), έχοντας ως τεταγμένες τις τιμές δυναμικής ενέργειας και τετμημένες την ενδοατομική απόσταση (internuclear distance). Η πρώτη καμπύλη αντιστοιχεί στη θεμελιώδη ενεργειακή κατάσταση του μορίου (ground state) ενώ η δεύτερη στην διεγερμένη (excited state).

Όταν η απόσταση δύο ατόμων ενός μορίου είναι μεγάλη δεν ασκείται κάποια σημαντική ελκτική ή απωθητική δύναμη μεταξύ τους και η δυναμική ενέργεια θεωρείται σταθερή (Andrews, 2010). καθώς όμως τα άτομα πλησιάζουν το ένα το άλλο αρχίζει να αναπτύσσεται ελκτική δύναμη, η οποία αναπαριστάται στο διάγραμμα 1.23 με τη μείωση της δυναμικής ενέργειας – πηγάδι δυναμικού (potential well) (Liou, 2002). Η θεμελιώδης ενεργειακή κατάσταση του μορίου εμφανίζει τη μέγιστη σταθερότητα στο σημείο που η καμπύλη παρουσιάζει ελάχιστο. Καθώς η απόσταση των ατόμων μειώνεται περαιτέρω, αρχίζουν να υπερισχύουν οι απωθητικές δυνάμεις, οι οποίες κατά συνέπεια αυξάνουν την δυναμική ενέργεια του μορίου (Liou, 2002).

Όταν απορροφάται ένα φωτόνιο με υψηλό ενεργειακό περιεχόμενο, η ηλεκτρονιακή δομή μεταβάλλεται σε μια που διαθέτει δυναμική ενέργεια, ακόμα και αν οι πυρήνες των ατόμων βρίσκονται σε απόσταση ισορροπίας. Η κατάσταση αυτή αντιστοιχεί στη διεγερμένη κατάσταση που παρουσιάζεται στο διάγραμμα 1.23, ενώ το ποσό της ενέργειας που απορρόφησε το μόριο βρίσκεται από την διαφορά των τιμών ενέργειας των δύο ελαχίστων (διεγερμένη – θεμελιώδη κατάσταση). Στο διάγραμμα 1.23 τα βέλη αναπαριστούν κάποιες από τις πιθανές οπτικές μεταβάσεις (transitions).

Τα μήκη κύματος που σχετίζονται με **καθαρά παλμικές διεργασίες** βρίσκονται στο διάστημα **1 έως 20 μm** και αντιστοιχούν κυρίως στη **θερμική υπέρυθη περιοχή** του Η/Μ φάσματος, ενώ αυτά που αντιστοιχούν στις **περιστροφικές** είναι της τάξης των **10^2 - $10^4 \mu\text{m}$** και ανήκουν στο **άπω υπέρυθρο** και στα **μικροκύματα** (Andrews, 2010). Τέλος τα μήκη κύματος που σχετίζονται με μεταβολές στην **ενεργειακή στάθμη των e^-** είναι συνήθως **μικρότερα από 1 μm** και αντιστοιχούν στο **υπεριώδες** και **ορατό** τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος.

1.3.2 Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας

Αγνοώντας τη σκέδαση και θεωρώντας ότι τα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι επίπεδα και παράλληλα μεταξύ τους, το οπτικό βάθος³⁰ απορρόφησης $\tau(z)$ (normal absorption optical depth) μιας μονοχρωματικής ακτινοβολίας για ένα δοσμένο απορροφητή δίνεται από την εξίσωση 1.25, όπου σ_α η ενεργός διατομή απορρόφησης (cm^2) και n η αριθμητική πυκνότητα (number density) για το συγκεκριμένο απορροφητή (cm^3).

$$\tau(z) = \int_z^\infty n(z)\sigma_\alpha dz \quad (1.25)$$

Ο προσδιορισμός της εξασθένησης/απόσβεσης (attenuation) της ανιούσας ηλιακής ροής $F_{act}(z)$ στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας – TOA (top of the atmosphere), για μια συγκεκριμένη ηλιακή ζηνίθια γωνία θ_0 δίνεται από την εξίσωση 1.26, όπου $\mu_0 = \cos\theta_0$ και F_\odot η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην TOA.

$$F_{act}(z) = F_\odot e^{-\tau(z)/\mu_0} \quad (1.26)$$

Η ηλιακή ενέργεια που απορροφάται ανά μονάδα χρόνου και όγκου ως προς τη διεύθυνση της ηλιακής ακτίνας, αναφέρεται ως ρυθμός απορρόφησης κατά όγκο $q(z)$ (volume absorption rate) ($\text{photons}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{sec}^{-1}$) και δίνεται από την παρακάτω σχέση (Εξ. 1.27β): στην οποία το n_0 είναι η τιμή του n για κάποιο αυθαίρετο επίπεδο, όπου το z θεωρείται ίσο με 0 και το $J(z) = \sigma_\alpha \cdot F_{act}(z)$ είναι ο συντελεστής μονοχρωματικής φωτοδιάσπασης (monochromatic photodissociation coefficient) (sec^{-1}).

$$q(z) = \frac{dF_{act}(z)}{dz/\mu_0} = F_\odot n(z)\sigma_\alpha e^{-\tau(z)/\mu_0} = J(z)n(z) \quad (1.27\alpha)$$

Αντικαθιστώντας την $n(z) = n_0 \cdot e^{-z/H}$ στις 1.27α και 1.25 προκύπτει η 1.27β.

$$q(z) = F_\odot \sigma_\alpha n_0 \exp\left(-\frac{z}{H} - \frac{1}{\mu_0} \sigma_\alpha n_0 H e^{-z/H}\right) \quad (1.27\beta)$$

Πίνακας 1.12 – Οι πιο σημαντικές γραμμές απορρόφησης που σχετίζονται με φωτοχημικές αντιδράσεις στην ατμόσφαιρα.

Μήκος κύματος (μm)	Γραμμές απορρόφησης	Ατμοσφαιρικό στρώμα στο οποίο εντοπίζεται
0,1 – 0,175	O ₂ Schumann-Runge continuum O ₂ 1216 Lyman α line	Θερμόσφαιρα Μεσόσφαιρα
0,175 – 0,2	O ₂ Schumann-Runge bands	Μεσόσφαιρα
0,2 – 0,242	O ₂ Herzberg continuum, O ₃ Harley band	Στρατόσφαιρα
0,242 – 0,31	O ₃ Harley band, O(¹ D) formation	Στρατόσφαιρα
0,31 – 0,4	O ₃ Huggins bands; O(³ P) formation	Στρατόσφαιρα/ Τροπόσφαιρα
0,4 – 0,85	O ₃ Chappuis bands	Τροπόσφαιρα

Πηγή: Liou, 2002

Στην πραγματικότητα όμως πρέπει να ληφθεί υπόψιν η **συνδυασμένη απορρόφηση αρκετών αερίων**, οπότε το ολικό οπτικό πάχος απορρόφησης για ένα δοσμένο μήκος κύματος θα δίνεται από την εξίσωση 1.28.

³⁰ Το οπτικό βάθος/οπτικό πάχος είναι αδιάστατο μέγεθος.

$$\tau(z, \lambda) = \sum_i \int_z^\infty n_i(z) \sigma_\alpha(n_i, \lambda) dz \quad (1.28)$$

Και ο συντελεστής φωτοδιάσπασης για ένα φασματικό διάστημα (spectral interval) θα προσδιορίζεται από την εξίσωση 1.29.

$$J_i(z) = \int_{\Delta\lambda} \sigma_\alpha(n_i, \lambda) F_\odot(\lambda) e^{-\tau(z, \lambda)/\mu_0} d\lambda \quad (1.29)$$

Όταν η ηλιακή ζενίθια γωνία είναι **μεγαλύτερη** από 75°, όπως στην περίπτωση της ανατολής και της δύσης του ηλίου, πρέπει να ληφθεί υπόψιν και η **επίδραση της καμπυλότητας της Γης** στον υπολογισμό του οπτικού βάθους (Liou, 2002).

Η πυκνότητα της μονοχρωματικής καθοδικής ηλιακής ροής (monochromatic downward solar flux density) δίνεται από την εξίσωση 1.30, όπου το $k_\lambda u$ αντιστοιχεί στο οπτικό βάθος, ενώ το k_λ είναι ο συντελεστής απορρόφησης ($\text{cm}^2 \cdot \text{g}^{-1}$).

$$F_\lambda(z) = \mu_0 F_\odot(\lambda) \exp\left(-\frac{k_\lambda u(z)}{\mu_0}\right) \quad (1.30)$$

Για το χαρακτηρισμό της ποσότητας του απορροφητή (κυρίως για τους υδρατμούς) συνηθίζεται η χρήση του μήκους της διαδρομής (path length) ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2}$) στην παρακάτω μορφή (Εξ. 1.31), όπου το ρ_α δηλώνει την πυκνότητα του αερίου με απορροφητικές ιδιότητες.

$$u(z) = \int_z^{z_\infty} \rho_\alpha(z') dz' \quad (1.31)$$

Ως **απορροφητικότητα** ορίζεται ο λόγος της απορροφούμενης έντασης μιας ακτινοβολίας από ένα σώμα, ως προς τη συνολική ένταση της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε αυτό. Ο υπολογισμός τη φασματικής απορροφητικότητας είναι καίριας σημασίας για την αξιολόγηση της ηλιακής ροής που κατευθύνεται προς την Γη στην ατμόσφαιρα (Liou, 2002).

Εξαιτίας της δομής των γραμμών απορρόφησης, έχει ιδιαίτερη σημασία ο καθορισμός του τύπου που δίνει την φασματική απορροφητικότητα (spectral absorptance – absorptivity/absorption) να είναι της παρακάτω μορφής (Εξ. 1.32) (Liou, 2002), όπου το $\Delta\lambda$ αντιστοιχεί στο φασματικό διάστημα.

$$A_{\bar{\lambda}}(u/\mu_0) = \int_{\Delta\lambda} (1 - e^{-k_\lambda u/\mu_0}) \frac{d\lambda}{\Delta\lambda} \quad (1.32)$$

Εάν η διακύμανση της ηλιακής ροής είναι μικρή μέσα σε αυτό το διάστημα, τότε η πυκνότητα της καθοδικής φασματικής ροής εκφράζεται από την εξίσωση 1.33 (Liou, 2002).

$$F_{\bar{\lambda}}(z) \cong \mu_0 F_\odot(\bar{\lambda}) [1 - A_{\bar{\lambda}}(u/\mu_0)] \quad (1.33)$$

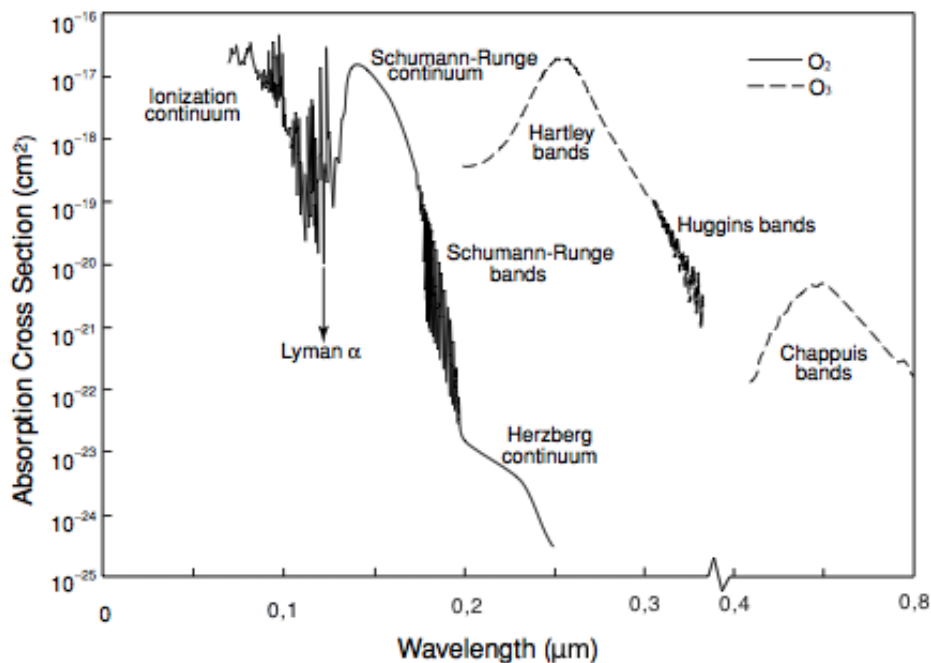
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Πίνακας 1.13 - Οι ζώνες απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα διάφορα αέρια που απαντώνται στην ατμόσφαιρα.

Είδος αερίου	Κανάλι (μm)	$\Delta\nu$ (cm ⁻¹)	Κύριες μεταπτώσεις
H ₂ O	3,2 , 2,7	2500 - 4500	020, 001, 100
	1,87	4800 - 6200	110, 011
	1,38	6400 - 7600	021, 200, 101
	1,13	8200 - 9400	111
	0,94	10100 - 11300	121, 201, 003
	0,82	11700 - 12700	211
	0,72	13400 - 14600	221, 202, 301
	Ορατό τμήμα	1500 - 22600	500, 203
CO ₂	4,3	2000 - 2400	00 ⁰ 1
	2,7	3400 - 3850	10 ⁰ 1
	2,0	4700 - 5200	20 ⁰ 1
	1,6	6100 - 6450	30 ⁰ 1
	1,4	6850 - 7000	00 ⁰ 3
O ₃	4,74	2000 - 2300	101
	3,3	3000 - 3100	003
	Ορατό τμήμα	10600 - 22600	-
	UV	29000 - 50000	-
O ₂	1,58	6300 - 6350	a← X(0 ← 1)
	1,27	7700 - 8050	a← X(0 ← 0)
	1,06	9350 - 9400	a← X(1 ← 0)
	0,76(A)	12850 - 13200	b← X(0 ← 0)
	0,69(B)	14300 - 14600	b← X(1 ← 0)
	0,63(γ)	14750 - 15900	b← X(2 ← 0)
O ₂ ·O ₂	Ορατό τμήμα	7600 - 30000	-
O ₂ ·N ₂	1,26	7600 - 8300	-
N ₂ O	4,5	2100 - 2300	00 ⁰ 1
	4,06 , 3,9	2100 - 2800	12 ⁰ 0, 20 ⁰ 0
	2,97 , 2,87	3300 - 3500	02 ⁰ 1, 10 ⁰ 1
CH ₄	3,83 , 3,53	2500 - 3200	0002, 0101, 0200
	3,31 , 3,26		
	2,37 , 2,30		
	2,20	4000 - 4600	1001, 0011, 0110, 0020
1,66	5850 - 6100	0020	
CO	4,67	2000 - 2300	1
	2,34	4150 - 4350	2
NO ₂	Ορατό τμήμα	14400 - 50000	-

Πηγή: Liou, 2002

1.3.3 Η απορρόφηση στο υπεριώδες



Διάγραμμα 1.24 - Η ενεργός διατομή απορρόφησης για το όζον και το μοριακό οξυγόνο στο υπεριώδες τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. (Πηγή: Liou, 2002)

- **Μοριακό άζωτο (N₂)**

Το N₂ γενικά **δεν** θεωρείται ότι επηρεάζει σημαντικά το ηλιακό φάσμα. Το φάσμα της απορρόφησης της υπεριώδους ακτινοβολίας από το N₂ αποτελείται από μια ομάδα γραμμών απορρόφησης στο διάστημα **0,112 έως 0,145 μm**, τα οποία αποκαλούνται γραμμές απορρόφησης *Lyman-Birge-Hopfield* (Διάγ. 1.24) (Liou, 2002). Από τα 0,085 έως τα 0,1 μm το φάσμα για το μοριακό άζωτο εμφανίζει γραμμές απορρόφησης που χαρακτηρίζονται από έντονα μεταβαλλόμενους συντελεστές απορρόφησης. Τέλος, κάτω από τα 0,08 μm παρατηρούνται συνεχή φάσματα απορρόφησης εξαιτίας της διάσπασης και του ιοντισμού των μορίων (Liou, 2002).

- **Μοριακό οξυγόνο (O₂)**

Το φάσμα απορρόφησης του O₂ (Διαγ. 1.24) στο υπεριώδες αποτελείται αρχικά από την ασθενή ομάδα γραμμών απορρόφησης *Herzberg* στο διάστημα **0,2 έως 0,26 μm**, η οποία οφείλεται στην απαγορευμένη μετάπτωση της κατώτερης ενεργειακής στάθμης και στο συνεχές φάσμα που προκύπτει από την διάσπαση (dissociation continuum) του μοριακού O₂, σε δύο άτομα οξυγόνου (Liou, 2002). Η απορρόφηση από το συγκεκριμένο σύστημα γραμμών απορρόφησης είναι ασθενής και μικρής σημασίας για τη μελέτη της ολικής απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας, καθώς υπερκαλύπτεται από τις πολύ ισχυρότερες γραμμές απορρόφησης του O₃ (Liou, 2002): παρόλα αυτά θεωρούνται σημαντικές για το σχηματισμό του όζοντος.

Στο διάστημα από τα **0,175 έως τα 0,2 μm**, εντοπίζεται οι γραμμές απορρόφησης *Schumann-Runge*, οι οποίες παράγονται από ηλεκτρονιακές μεταπτώσεις στη θεμελιώδη ενεργειακή κατάσταση του O₂ (Andrews, 2010). Στα 0,175 μm οι γραμμές απορρόφησης που συνθέτουν τη συγκεκριμένη ζώνη συγκλίνουν σε ένα ισχυρό συνεχές φάσμα, το οποίο καλείται *Schumann-Runge continuum* και επεκτείνεται έως

τα 0,13 μm (Liou, 2002). Οι συγκεκριμένες γραμμές απορρόφησης αποτελούν το πιο σημαντικό τμήμα του φάσματος απορρόφησης του O_2 .

Σε μικρότερα μήκη κύματος, βρίσκονται διάσπαρτες κάποιες γραμμές απορρόφησης, οι οποίες εναλλάσσονται με μια σειρά ατμοσφαιρικών παραθύρων που επιτρέπουν ορισμένα μήκη κύματος να διεισδύσουν αρκετά βαθιά μέσα στην ατμόσφαιρα (Liou, 2002, Andrews, 2010). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η γραμμή Lyman α , η οποία εντοπίζεται στα 0,1216 μm και τυχαίνει να περιέχεται μέσα σε ένα από αυτά (Liou, 2002, Goody & Yung, 1995). Στο διάστημα **0,085 έως 0,11 μm** βρίσκεται μια σειρά από διακριτές γραμμές απορρόφησης *Rydberg*, οι οποίες ονομάζονται *Hopfield bands* και σχετίζονται με τις ηλεκτρονιακές μεταπτώσεις μεταξύ διεγερμένων καταστάσεων. Κάτω από τα 0,1026 μm , η απορρόφηση από το O_2 λαμβάνει χώρα με τη μορφή ενός συνεχούς φάσματος που προκύπτει από τον ιοντισμό του μορίου (Liou, 2002).

Εξαιτίας της απορρόφησης της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας, κάποια από τα μόρια του O_2 και του N_2 στην ανώτερη ατμόσφαιρα διαχωρίζονται φωτοχημικά σε άτομα οξυγόνου και αζώτου. Τα άτομα του αζώτου χαρακτηρίζονται από ένα φάσμα απορρόφησης στο διάστημα **0,001 έως 0,1 μm** . Αν και τα συγκεκριμένα άτομα, πιθανότατα δεν βρίσκονται σε αφθονία, ώστε να αποτελούν ένα σημαντικό συντελεστή απορρόφησης στην ανώτερη ατμόσφαιρα, ίσως παίζουν σημαντικό ρόλο στην απορρόφηση της υπεριώδους ακτινοβολίας στην θερμόσφαιρα (Liou, 2002). Παρόμοιο φάσμα απορρόφησης εμφανίζουν και τα άτομα του οξυγόνου στο ίδιο διάστημα. Εξαιτίας της απορρόφησης της υπεριώδους ακτινοβολίας ένα μέρος από τα μόρια και τα άτομα του οξυγόνου και του αζώτου ιοντίζεται. Η συγκεκριμένη διεργασία αποτελεί την αιτία σχηματισμού των ιονισμένων στρωμάτων της ανώτερης ατμόσφαιρας (Liou, 2002).

- **Όζον (O_3)**

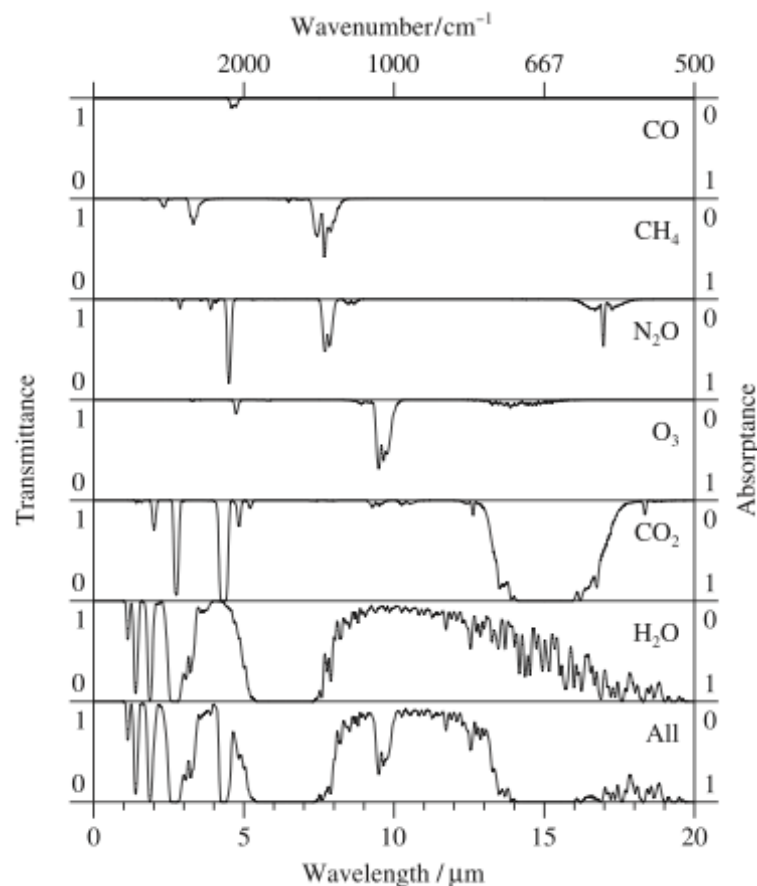
Η απορρόφηση από το όζον στο ηλιακό φάσμα, οφείλεται κατά πρώτο λόγο στις ηλεκτρονιακές μεταπτώσεις (Liou, 2002). Οι πιο ισχυρές γραμμές απορρόφησης από το όζον ονομάζονται *Hartley bands* (Διάγ. 1.24) και καλύπτουν την περιοχή με μήκη κύματος από τα **0,2 έως τα 0,3 μm** , ενώ επικεντρώνονται κυρίως στα 0,2553 μm (Liou, 2002, Andrews, 2010). Η απορρόφηση της ηλιακής ροής για αυτές τις γραμμές απορρόφησης λαμβάνει χώρα κατά κύριο λόγο στην ανώτερη στρατόσφαιρα και τη μεσόσφαιρα. Στο διάστημα **0,3 έως 0,36 μm** εντοπίζονται οι γραμμές απορρόφησης *Huggins*, οι οποίες δεν είναι απορροφητικά ισχυρές και εμφανίζουν έντονες διακυμάνσεις (Liou, 2002).

- **Άλλα λιγότερο σημαντικά αέρια**

Το διοξείδιο του αζώτου (NO_2) απορροφά την ηλιακή ακτινοβολία τόσο στο υπεριώδες όσο και στο ορατό τμήμα του φάσματος με μήκη κύματος **0,2 έως 0,7 μm** (Διάγ. 1.24) (Liou, 2002). Η ενεργός διατομή³¹ απορρόφησης (absorption cross section) των NO , N_2O , H_2O , CO_2 και άλλων αερίων από αυτά του πίνακα 1.5 στο υπεριώδες είναι σχετικά μικρή· και υπερκεράζεται από αυτήν του O_2 και O_3 , είτε γιατί τα συγκεκριμένα αέρια απαντώνται σε μικρές ποσότητες, είτε γιατί διασπώνται στα υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

³¹ Στη μελέτη της σκέδασης και της εξίσωσης μεταφοράς της ακτινοβολίας, χρησιμοποιείται συχνά ο όρος ενεργός διατομή (cross section) (Κεφ. 1.5.1), ο οποίος είναι ανάλογος με τη γεωμετρική επιφάνεια ενός σωματιδίου και χαρακτηρίζει το ποσό της ενέργειας που αφαιρείται από την αρχική δέσμη, εξαιτίας της αλληλεπίδρασης (σκέδαση και απορρόφηση) αυτής με την ύλη (Liou, 2002).

1.3.4 Η απορρόφηση στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο



Διάγραμμα 1.25 - Το φάσμα απορρόφησης στο υπέρυθρο για τα CO, CH₄, N₂O, O₃, CO₂ και H₂O, αλλά και για το συνδυασμό τους, θεωρώντας ότι δεν υπάρχουν σύννεφα και η ηλιακή δέσμη διέρχεται κάθετα από την ατμόσφαιρα (Πηγή: Andrews, 2010).

- **Μοριακό οξυγόνο (O₂) και όζον (O₃)**

Το μοριακό οξυγόνο χαρακτηρίζεται από γραμμές απορρόφησης τόσο στο ορατό όσο και στο εγγύς υπέρυθρο τμήμα του ηλιακού φάσματος. Η θεμελιώδης ενεργειακή κατάσταση του O₂ συμβολίζεται με X, ενώ οι δύο διεγερμένες με a και b. Η μεταπτώσεις $a \leftarrow X$ και $b \leftarrow X$ σε συνδυασμό με παλλόμενες-περιστροφικές μεταπτώσεις, έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ασθενών γραμμών απορρόφησης στο εγγύς υπέρυθρο και ορατό τμήμα του φάσματος, οι οποίες αναφέρονται ως υπέρυθρες (infrared bands) και κόκκινες γραμμές (red bands) (Liou, 2002). Οι πιο σημαντικές κόκκινες γραμμές είναι η γραμμή A με κέντρο τα **0,762 μm** (0←0)³², η γραμμή B στα **0,688 μm** (1←0) και η γραμμή γ στα **0,628 μm** (2←0). Η θέση των τριών αυτών γραμμών βρίσκεται κοντά στο σημείο που η ένταση του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας παίρνει τις μέγιστες τιμές ένταση. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η απορρόφηση της ηλιακής ροής, που αντιστοιχεί στο ορατό τμήμα του φάσματος από το O₂ και λαμβάνει χώρα στα μεσαία και ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, να μπορεί να επηρεάσει την ηλιακή ροή που φτάνει στην τροπόσφαιρα και την επιφάνεια της Γης (Liou, 2002). Σήμερα είναι διαθέσιμες πληροφορίες που επιτρέπουν τον ακριβή προσδιορισμό της απορρόφησης για κάθε γραμμή του O₂.

³² Οι συμβολισμοί $b \leftarrow X$ (ground state electronic transition) και 0←0 (vibrational transition) μέσα στις παρενθέσεις επεξηγούνται από το διάγραμμα 1.23.

Το όζον χαρακτηρίζεται από ασθενή απορρόφηση στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας με μήκη κύματος από τα **0,44 έως τα 1,18 μm** . Οι συγκεκριμένες γραμμές απορρόφησης ονομάζονται *Chappuis bands* (Διάγ. 1.24) και οι συντελεστές απορρόφησης αυτών εξαρτώνται σε μικρό βαθμό από τη θερμοκρασία (Liou, 2002). Αν και η ενεργός διατομή απορρόφησης για τις συγκεκριμένες γραμμές είναι πολύ μικρότερη από αυτές του O_3 στο υπεριώδες τμήμα του φάσματος, τα κανάλια Chappuis είναι πολύ σημαντικά, καθώς: πρώτον εντοπίζονται κοντά στην περιοχή που το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας αποκτά τις μέγιστες τιμές έντασης και δεύτερον γιατί η απορρόφηση λαμβάνει χώρα στην τροπόσφαιρα και στα κατώτερα στρώματα της στρατόσφαιρας (Andrews, 2010).

- **Υδρατμοί**

Οι υδρατμοί απορροφούν έντονα σε ένα **ευρύ φάσμα** μηκών κύματος κοντά στα **6,3 μm** και σε ένα πιο στενό κοντά στα **2,7 μm** (Andrews, 2010). Τα άτομα που συνθέτουν το μόριο του νερού έχουν ασυμμετρική διαμόρφωση (asymmetric top (bent triatomic) configuration). Το H_2O έχει μεγάλη ηλεκτρική διπολική ροπή στην κατάσταση ισοροπίας των ατόμων του, ενώ χαρακτηρίζεται από ισχυρές γραμμές απορρόφησης εξαιτίας της περιστροφής του (Goody & Yung, 1995). Οι τρεις ροπές αδράνειας που καθορίζουν την περιστροφή του είναι μικρές σε μέγεθος και διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους, με αποτέλεσμα να υπάρχει μια μεγάλη σειρά από άτακτα κατανεμημένες γραμμές απορρόφησης. Οι παραπάνω ιδιότητες σε συνδυασμό με την υψηλή συγκέντρωση των υδρατμών στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι υπεύθυνες για την εμφάνιση γραμμών απορρόφησης σε κάθε περιοχή του ηλιακού φάσματος, αλλά και της υψηλής σημασίας που έχει ως είδος στα προβλήματα διάδοσης της ακτινοβολίας (Goody & Yung, 1995).

Οι ισοτοπικές μορφές (isotopic forms) του μορίου του νερού για τις οποίες μπορούν να εντοπιστούν γραμμές απορρόφησης στο ηλιακό φάσμα είναι οι HH^{16}O , HH^{18}O , HD^{16}O και HD^{18}O και θεωρούνται ιδιαίτερα σημαντικές για τη μελέτη της διάδοσης της υπέρυθρης ακτινοβολίας (Liou, 2002, Goody & Yung, 1995). Κάθε ένα από αυτά τα μόρια έχει διαφορετική πίεση ατμών (vapor pressure), ενώ η συγκέντρωσή τους εξαρτάται από τον υδρολογικό κύκλο.

Το μόριο του νερού έχει τρεις θεμελιώδεις παλλόμενες καταστάσεις, όπως φαίνεται και στην εικόνα 1.18. Η κίνηση κάμψης ν_2 , αντιστοιχεί στο μικρότερο κυματαριθμό (1595 cm^{-1}), ενώ τα ν_1 και ν_3 έχουν διπλάσιους κυματαριθμούς από αυτήν, $3657,05 \text{ cm}^{-1}$ και $3755,93 \text{ cm}^{-1}$, αντίστοιχα (Liou, 2002, Lenoble, 1993). Η γραμμή απορρόφησης της ν_2 θεμελιώδους κίνησης ενός μορίου νερού έχει κέντρο στα **6,25 μm** του ηλιακού φάσματος και είναι πολύ σημαντική για τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας στο θερμικό υπέρυθρο, αλλά και σε τηλεπισκοπικές εφαρμογές (Liou, 2002). Από τις καταστάσεις ν_1 και ν_3 του H_2O προκύπτουν γραμμές με κέντρα στα **2,74 μm** ($100\leftarrow 100$) και **2,66 μm** ($001\leftarrow 000$) αντίστοιχα (Liou, 2002). Οι δυο αυτές γραμμές βρίσκονται πολύ κοντά και συνδυάζονται ώστε να σχηματίσουν μια πολύ ισχυρή γραμμή απορρόφησης (2,7 μm band). Οι τρεις ακέραιοι μέσα στις παρενθέσεις αντιπροσωπεύουν τους τρεις κβαντικούς αριθμούς της παλλόμενης κατάσταση $\nu_1\nu_2\nu_3$ (vibrational quantum numbers), όπου το 000 αντιστοιχεί στη θεμελιώδη. Τέλος, η γραμμή απορρόφησης $2\nu_2$ έχει κέντρο στα $3161,60 \text{ cm}^{-1}$ (3,2 μm band, $020\leftarrow 000$).

Στο ορατό, εγγύς & μικροκυμματικό υπέρυθρο φάσμα περιέχεται ένα μεγάλο αριθμό υπέρτονων (overtone) γραμμών απορρόφησης και γραμμών που έχουν προκύψει από συνδυασμό άλλων (Πιν. 1.14): οι οποίες οφείλονται σε ηλεκτρονιακές μεταπτώσεις της θεμελιώδους κατάσταση του μορίου (Liou, 2002). Στο εγγύς υπέρυθρο οι γραμμές αυτές αν και ασθενείς, απορροφούν ένα σημαντικό ποσό της

ηλιακής ροής που καταγράφεται στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (Liou, 2002, Lenoble, 1993). Τα κέντρα τους βρίσκονται στα **0,90, 0,94, 0,97, 1,13, 1,38** και **1,87 μm** και συνήθως συμβολίζονται με τα γράμματα ρ , σ , τ , ϕ , Ψ και ω αντίστοιχα. Αν και οι γραμμές απορρόφησης της συγκεκριμένης ομάδας με κέντρα στα **0,72** και **0,82 μm** αντίστοιχα είναι σχετικά ασθενή, συμβάλλουν σημαντικά στη θέρμανση της ατμόσφαιρας. Επιπλέον υπάρχει ένας αριθμός γραμμών απορρόφησης του H_2O στο ορατό τμήμα του φάσματος που σχετίζονται με αυτή την ομάδα, αλλά η επίδραση τους στην απορρόφηση και στο ρυθμό θέρμανσης είναι σχετικά μικρή (Liou, 2002).

Πίνακας 1.14 – Υπέρτονες γραμμές απορρόφησης και συνδυασμοί γραμμών, για τους υδρατμούς.

Περιοχή	Θέση (cm^{-1})	Ισότοπο	$(\nu_1\nu_2\nu_3)$	$S_n \text{ cm} \times 10^{21}$ στους 296 K	Αριθμός γραμμών
ω	5234,98	H^{16}OH	110	37,2	991
	5331,27	H^{16}OH	011	804,0	1306
Ψ	6871,51	H^{16}OH	021	56,4	-
	7201,48	H^{16}OH	200	52,9	-
	7249,93	H^{16}OH	101	747,0	-
ϕ	8807	H^{16}OH	111	49,8	-
τ^c	10,239	H^{16}OH	121	2,0	-
σ^c	10,613	H^{16}OH	201	10,0	-
ρ^c	11,032	H^{16}OH	003	2,0	-
	13,653	H^{16}OH	221	-	216
	13,828	H^{16}OH	202	-	169
	13,831	H^{16}OH	301	-	330
	έως				
	17,458	H^{16}OH	500	-	108
Ορατό	17,496	H^{16}OH	203	-	182

Πηγή: Goody & Yung, 1995

Στο διάστημα **8-14 μm** , το οποίο αποτελεί ένα παράθυρο ανάμεσα στο κανάλι του ν_2 και αυτό που προκύπτει από την περιστροφή του μορίου, υπάρχει ένα **συνεχές** φάσμα απορρόφησης, το οποίο εξαρτάται από το περιεχόμενο των υδρατμών και γίνεται αντιληπτό ανάμεσα από πολλές ασθενείς γραμμές απορρόφησης (Lenoble, 1993). Το τμήμα αυτό που χαρακτηρίζεται από σχετική διαφάνεια είναι ιδιαίτερα σημαντικό για το ισοζύγιο της ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης.

- **Διοξείδιο του άνθρακα**

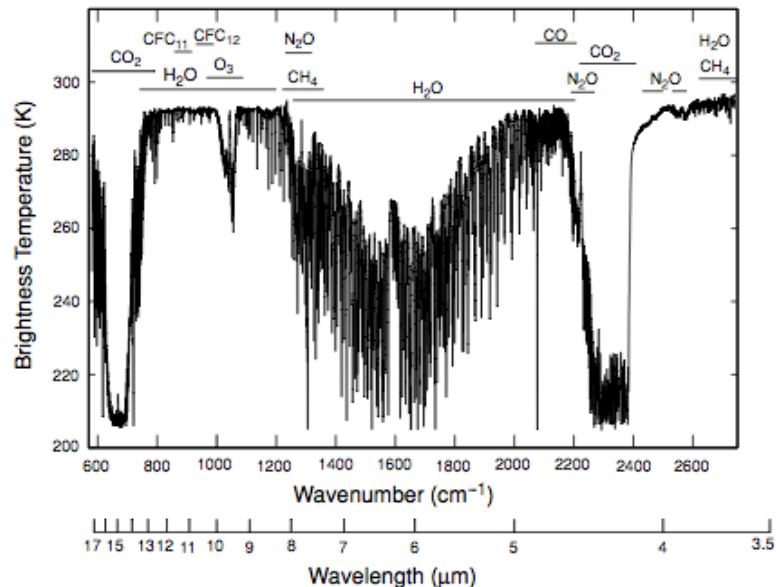
Το CO_2 δεν απορροφά σημαντικά την ακτινοβολία στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο τμήμα του ηλιακού φάσματος. Οι πιο σημαντικές γραμμές απορρόφησης που οφείλονται σε αυτό, για το συγκεκριμένο διάστημα του φάσματος, βρίσκονται στα **2, 2,7 και 4,3 μm** (Andrews, 2010). Το μόριο του CO_2 έχει μια γραμμική συμμετρική διαμόρφωση, με αποτέλεσμα να μην διαθέτει μόνιμη διπολική ροπή και καθαρό φάσμα απορρόφησης εξαιτίας της περιστροφής του (Liou, 2002, Goody & Yung, 1995, Lenoble, 1993). Στην ατμόσφαιρα απαντώνται αρκετά ισότοπα του CO_2 , με πιο σημαντικά ως προς την επίδραση τους στην ακτινοβολία να είναι τα $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ και $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$ (Liou, 2002). Η θεμελιώδεις συμμετρική δόνηση τάσης ν_1 δεν επηρεάζει την ακτινοβολία, ενώ η κίνηση κάμψης ν_2 , παράγει την πιο σημαντική γραμμή απορρόφησης στο θερμικό υπέρυθρο φάσμα (**15 μm CO_2 band**). Εξαιτίας της ασύμμετρης επιμήκυνσης ν_3 , η θεμελιώδης μετάπτωση ν_3 για το ισότοπο

$^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ έχει κυματαριθμό με κέντρο τα $2349,16\text{ cm}^{-1}$ (κανάλι **4,3 μm**) (Liou, 2002). Επιπρόσθετα η γραμμή απορρόφησης που έχει προκύψει από τον συνδυασμό $\nu_1 + \nu_3 - 2\nu_2$ έχει κέντρο στα $2429,37\text{ cm}^{-1}$ (**4,12 μm**) και προκύπτει όταν η ν_3 προέρχεται από ένα επίπεδο ταλάντωσης (vibrational level) $\nu \geq 2$ (Liou, 2002). Η γραμμή απορρόφησης του CO_2 στα **4,3 μm** δεν επηρεάζει σημαντικά την ηλιακή ακτινοβολία και χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με αυτή των 15 μm , για την καταγραφή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας κατά τη νύχτα. Το CO_2 διαθέτει αρκετές ασθενείς υπέρτονες γραμμές και συνδυασμούς γραμμών, στα **10, 5, 2,7, 2,0, 1,6 και 1,4 μm** του ηλιακού φάσματος (Lenoble 1993, Liou, 2002). Ωστόσο η πιο ισχυρή γραμμή απορρόφησης του διοξειδίου του άνθρακα στα 2,7 μm **επικαλύπτεται** από αυτή των υδρατμών, στο ίδιο μήκος κύματος και συμβάλλει στην απορρόφηση της ηλιακής ροής στα κατώτερα στρώματα της στρατόσφαιρας (Liou, 2002).

- **Άλλα λιγότερο σημαντικά αέρια**

Το N_2O είναι γραμμικό και ασύμμετρο. Οι τρεις θεμελιώδεις δονήσεις του είναι οι εξής: ν_1 ($1284,91\text{ cm}^{-1}$), ν_2 ($558,77\text{ cm}^{-1}$) και ν_3 ($2223,76\text{ cm}^{-1}$). Το κανάλι ν_3 (**4,5 μm**) βρίσκεται εντός του ηλιακού φάσματος, αλλά δεν παίζει σημαντικό ρόλο στην απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας. Το N_2O διαθέτει επίσης τέσσερα υπέρτονα κανάλια ή κανάλια που έχουν προκύψει από συνδυασμό γραμμών ή ζωνών στα **4,06, 3,90, 2,97 και 2,87 μm** (Liou, 2002). Το μονοξείδιο του άνθρακα (CO) διαθέτει ένα κανάλι θεμελιώδους δόνησης στα **2,34 μm** και ένα υπέρτονο στα **4,67 μm** . Το CH_4 έχει τέσσερις θεμελιώδεις δονήσεις ($\nu_1, \nu_2, \nu_3, \nu_4$), εκ των οποίων η ν_3 εμφανίζεται στα $3018,92\text{ cm}^{-1}$ (**3,31 μm**). Άλλες υπέρτονες γραμμές απορρόφησης και συνδυασμοί γραμμών για το συγκεκριμένο μόριο εντοπίζονται **στα 3,83, 3,53, 3,26, 2,37, 2,30, 2,20 και 1,66 μm** (Liou, 2002, Goody & Yung, 1995). Το N_2 , όπως έχει ήδη αναφερθεί, απορροφά στο διάστημα **0,2 έως 0,7 μm** . Τέλος απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας έχει καταγραφεί και από τα $\text{O}_2 \cdot \text{O}_2$ και $\text{O}_2 \cdot \text{N}_2$.

1.3.5 Η απορρόφηση στο θερμικό υπέρυθρο



Διάγραμμα 1.26 - Το παρατηρούμενο υπέρυθρο φάσμα και η θέση επί αυτού, όλων των αερίων που χαρακτηρίζονται από απορρόφηση (Πηγή: Liou, 2002).

- **Υδρατμοί**

Όπως είναι γνωστό από την προηγούμενη υποενότητα, η πιο σημαντική γραμμή απορρόφησης της Η/Μ ακτινοβολίας από τους υδρατμούς στο θερμικό υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, εντοπίζεται στα $1594,78 \text{ cm}^{-1}$ (**6,25 μm**) και ανήκει στην θεμελιώδη κίνηση ν_2 των μορίων αυτού (Διάγ. 1.25). Η απορρόφηση από το H_2O είναι **αρκετά ισχυρή** και στην περιοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος με μεγάλα μήκη κύματος (κυρίως στο τμήμα **>16 μm**), εξαιτίας της περιστροφικής του μετάπτωσης (Andrews, 2010). Τέλος στο θερμικό υπέρυθρο παράθυρο (longwave infrared atm. window 8-12 μm) παρατηρείται **ασθενής αλλά συνεχής** απορρόφηση από το H_2O (Διάγ. 1.26) (Liou, 2002).

- **Διοξείδιο του άνθρακα**

Στο θερμικό υπέρυθρο φάσμα απορρόφησης του CO_2 κυριαρχούν οι ισχυρές γραμμές απορρόφησης των **15 μm** που σχετίζονται με την κίνηση κάμψης ν_2 του μορίου και η πιο στενή γραμμή απορρόφησης των **4,3 μm** που αντιστοιχεί με την αντισυμμετρική δόνηση τάσης ν_3 (Andrews, 2010, Goody & Yung, 1995). Η ανάλυση της δομής των δυο αυτών γραμμών περιπλέκεται ιδιαίτερα, εξαιτίας του συντονισμού Fermi (Fermi resonance) (Goody & Yung, 1995). Η κίνηση κάμψης ν_2 είναι εκφυλισμένη και αποτελείται από τις ν_{2a} και ν_{2b} δονήσεις με ίδια συχνότητα. Εξαιτίας της κάθετης δόνησης η θεμελιώδης μετάπτωση ν_2 συνοδεύεται από περιστροφικές μεταπτώσεις που αντιστοιχούν σε αλλαγές στον κβαντικό αριθμό $\Delta J = -1, 0, +1$ (Liou, 2002). Οι φασματικές γραμμές που παράγονται από αυτές τις διαφορές αναφέρονται ως P, Q και R branches. Εκτός από το θεμελιώδες κανάλι ν_2 , έχουν παρατηρηθεί αρκετοί συνδυασμοί γραμμών απορρόφησης στην περιοχή των 15 μm , ορισμένοι εκ των οποίων οφείλονται σε μεταπτώσεις μεταξύ διεγερμένων καταστάσεων (hot bands) (Liou, 2002).

- **Όζον**

Το μόριο του όζοντος έχει ασύμμετρη διαμόρφωση, παρόμοια με αυτή του νερού αλλά με διαφορετική γωνία, με αποτέλεσμα να διαθέτει ένα σχετικά ισχυρό φάσμα απορρόφησης εξαιτίας της περιστροφής του (Liou, 2002). Τα ισότοπα $^{16}\text{O}_3$, $^{16}\text{O}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ και $^{16}\text{O}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$ έχουν θεμελιώδη γραμμές απορρόφησης στις περιοχές κοντά στα **9,6** και **14,27 μm** . Οι θεμελιώδεις παλλόμενες καταστάσεις ν_1 και ν_3 έχουν κέντρο τα 1110 και 1043 cm^{-1} και συνθέτουν τη γραμμή απορρόφησης του O_3 στα $9,6 \mu\text{m}$ (Liou, 2002). Η θεμελιώδης γραμμή ν_2 με κέντρο στα 705 cm^{-1} **επικαλύπτεται** από την ισχυρή ζώνη απορρόφησης του CO_2 στα $15 \mu\text{m}$ και δεν επηρεάζει σημαντικά της ακτινοβολία. Τέλος στα **4,75 μm** υπάρχει μια σχετικά ισχυρή ζώνη απορρόφησης που οφείλεται στις υπέρτονες γραμμές και σε συνδυασμούς γραμμών του O_3 (Liou, 2002).

- **Μεθάνιο**

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως το CH_4 διαθέτει τέσσερις θεμελιώδεις παλλόμενες καταστάσεις. Από αυτές, μόνο οι ν_3 και ν_4 με κέντρα στα $3020,3 \text{ cm}^{-1}$ (**3,31 μm**) και $1306,2 \text{ cm}^{-1}$ (**7,66 μm**) είναι ενεργές στο υπέρυθρο φάσμα με πιο σημαντική την ν_4 (Liou, 2002).

- **Υποξείδιο του αζώτου (N_2O)**

Το N_2O (nitrous oxide) έχει γραμμική ασύμμετρη διαμόρφωση, όπως και το CO_2 · διαθέτει μια σταθερά περιστροφής (rotational constant) και ανιχνεύσιμο φάσμα απορρόφησης, εξαιτίας της περιστροφής του. Οι πιο σημαντικές γραμμές απορρόφησης του N_2O στη συγκεκριμένη περιοχή του φάσματος είναι η θεμελιώδης ν_1 με κέντρο στα $1285,6 \text{ cm}^{-1}$ (**7,78 μm**) και η ν_2 με κέντρο στα $588,8 \text{ cm}^{-1}$ (**17 μm**), εκ των οποίων η πρώτη ταυτίζεται με τη ν_4 του μεθανίου (Liou, 2002).

- **Χλωροφθοράνθρακες**

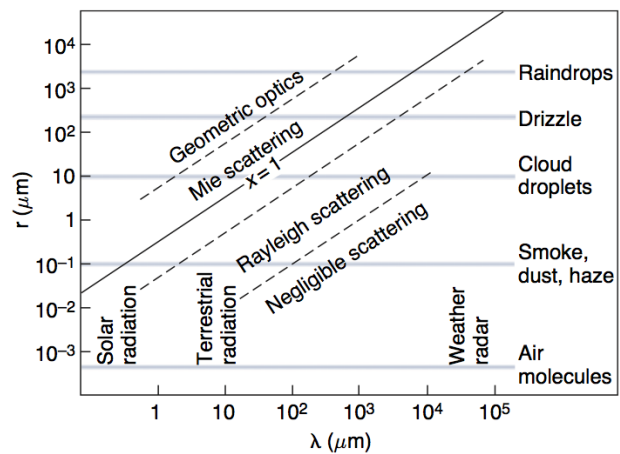
Το χλωριούχο μεθύλιο (CH_3Cl) διαθέτει δύο γραμμές απορρόφησης που παρουσιάζουν ενδιαφέρον στη μελέτη της διάδοσης της θερμικής υπέρυθρης ακτινοβολίας: τη ν_3 στα 732 cm^{-1} και τη ν_2 στα 1350 cm^{-1} , ενώ για το μόριο CFCl_3 (trichlorofluoromethane), οι ν_1 και ν_4 θεμελιώδεις μεταπτώσεις έχουν κέντρα στα 848 cm^{-1} και 1085 cm^{-1} αντίστοιχα (Liou, 2002). Στην περιοχή ν_8 η οποία έχει κέντρο στα 1161 cm^{-1} και διαθέτει μια γραμμή απορρόφησης στα 1095 cm^{-1} , εντοπίζονται χαρακτηριστικά Q branch³³ για το CF_2Cl_2 (dichlorodifluoromethane) (Liou, 2002). Το CH_3CCl_3 (methylchloroform) έχει μια στενή Q branch ζώνη, η οποία σχετίζεται με τη θεμελιώδη ζώνη ν_2 στα $1384,5 \text{ cm}^{-1}$ και τέλος το μόριο του τετραχλωράνθρακα (CCl_4) διαθέτει μια γραμμή απορρόφησης κοντά στα 796 cm^{-1} (Liou, 2002). Η απορρόφηση τμήματος του Η/Μ φάσματος που οφείλεται σε αυτά, τα ανθρωπογενούς προέλευσης αέρια, εντοπίζεται κοντά στο υπέρυθρο ατμοσφαιρικό παράθυρο. Πιθανή αύξηση στη συγκέντρωση τους εισάγει θόρυβο στις μετρήσεις μέσα σε αυτό και ενισχύει σημαντικά το φαινόμενο του θερμοκηπίου (Liou, 2002).

³³ Q Branch (Φασματοσκοπία): Είναι μια σειρά γραμμών στο μοριακό φάσμα που αντιστοιχούν σε αλλαγές μόνο στον κβαντικό αριθμό της παλλόμενης κατάστασης (vibrational quantum number) και όχι σε αυτόν της περιστροφικής (rotational quantum number). (Πηγή: McGraw-Hill Science & Technology Dictionary)

1.4 Η Σκέδαση της Ηλιακής Ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα

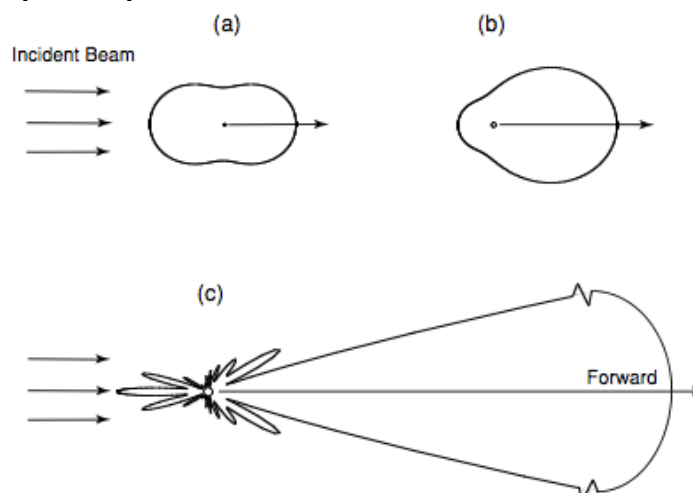
Η σκέδαση (scattering) είναι μια φυσική διεργασία, κατά την οποία ένα σωματίδιο που βρίσκεται εντός της πορείας ενός ηλεκτρομαγνητικού κύματος αφαιρεί διαρκώς ενέργεια από αυτό και την επανακτινοβολεί

(reradiates) προς όλες τις κατευθύνσεις (Liou, 2002): κατά συνέπεια το σωματίδιο μπορεί να θεωρηθεί ως η πηγή της σκεδαζόμενης ενέργειας. Στην ατμόσφαιρα τα σωματίδια που είναι υπεύθυνα για το φαινόμενο της σκέδασης διαφέρουν σε μέγεθος από $\sim 10^{-4}$ (τα μόρια αέρα), $\sim 1 \mu\text{m}$ (τα αερολύματα), $\sim 10 \mu\text{m}$ (τα σταγονίδια νερού), $\sim 100 \mu\text{m}$ (οι κρύσταλλοι πάγου) και $\sim 1 \text{cm}$ οι μεγάλες σταγόνες βροχής και το χαλάζι (hail particles) (Liou, 2002). Η επίδραση του μεγέθους των σωματιδίων στη σκέδαση συνάγεται από ένα φυσικό όρο που καλείται παράμετρος μεγέθους (size parameter) και συμβολίζεται με x . Για ένα σφαιρικό σωματίδιο, ορίζεται ως ο λόγος της περιφέρειας (circumference) προς το μήκος κύματος λ της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, δηλαδή $x = 2\pi a/\lambda$, όπου a είναι η ακτίνα του σωματιδίου.



Διάγραμμα 1.27 - Η παράμετρος x συναρτήσει του μήκους κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας και της ακτίνας του σωματιδίου. (Πηγή: Wallace & Hobbs, 2006)

- Εάν $x \ll 1$, η σκέδαση καλείται **σκέδαση Rayleigh**. Σε αυτήν την ομάδα ανήκει η περίπτωση σκέδασης του ορατού φωτός ($0,4-0,7 \mu\text{m}$) από τα μόρια του αέρα, που οδηγεί και στην επιστημονική εξήγηση του μπλε χρώματος του ουρανού.
- Για τα σωματίδια των οποίων το μέγεθος είναι συγκρίσιμο με ή μεγαλύτερο από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, δηλαδή $x \geq 1$, γίνεται αναφορά στη σκέδαση **Lorenz-Mie**.
- Τέλος η σκέδαση από σωματίδια των οποίων το μέγεθος είναι πολύ μεγαλύτερο από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας περιγράφεται από τη **γεωμετρική οπτική**.



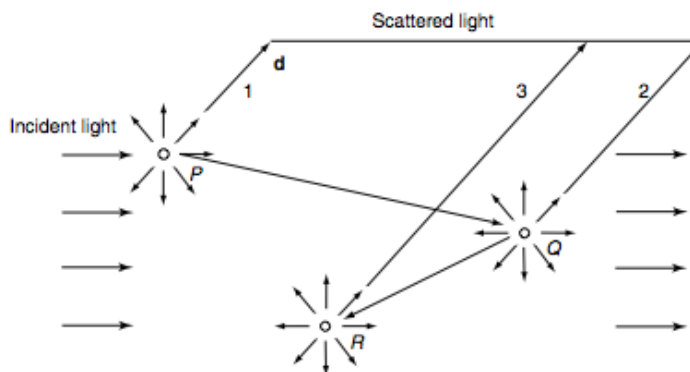
Εικόνα 1.19 - Η αναπαράσταση γωνιακών πρότυπων για την ένταση της σκέδασης ορατής ακτινοβολίας ($0,5 \mu\text{m}$) από σφαιρικά αερολύματα τριών διαφορετικών διαστάσεων: (a) $10^{-4} \mu\text{m}$, (b) $0,1 \mu\text{m}$, (c) $1 \mu\text{m}$. (Πηγή: Liou, 2002)

Ένα μικρό σωματίδιο τείνει να σκεδάζει το φως **εξίσου**, τόσο προς τα πίσω, όσο και προς τα μπροστά (Εικ. 1.19-a). Όσο αυξάνει το μέγεθος του σωματιδίου, η συγκέντρωση της σκεδαζόμενης ενέργειας αυξάνει προς τα **μπροστά** και τα χαρακτηριστικά (scattering features) της γίνονται ιδιαίτερα **σύνθετα** (Εικ, 1.19-b-c) (Liou, 2002).

Επιστημονικές παρατηρήσεις έχουν δείξει ότι τα αερολύματα που εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα, όπως είναι τα ανόργανα άλατα, η αιθάλη (soot) ή ακόμα και τα σωματίδια που προέρχονται από τους ωκεανούς, εμφανίζουν μια ευρεία ποικιλία από σχήματα που κυμαίνονται από σχεδόν σφαιρικά έως εξαιρετικά ακανόνιστα γεωμετρικά σχήματα με εσωτερική δομή (Liou, 2002).

Στη σκέδαση της ατμόσφαιρας θεωρείται γενικά ότι το φως που σκεδάζεται από τα μόρια και τα σωματίδια έχει την ίδια συχνότητα με το προσπίπτον (Εξαιρέση αποτελεί η σκέδαση *Raman*, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί από την τηλεπισκόπηση για την ανίχνευση υδρατμών). Τα μόρια και τα σωματίδια του αέρα βρίσκονται διάσπαρτα στην ατμόσφαιρα σε τέτοιο βαθμό, ώστε κάθε σωματίδιο σκεδάζει το φως με τον ίδιο ακριβώς τρόπο κάθε φορά, σαν τα υπόλοιπα να μην υπήρχαν εκεί (Liou, 2002). Το φαινόμενο αυτό καλείται **ανεξάρτητη σκέδαση** (independent scattering) και απλοποιεί σημαντικά το πρόβλημα της σκέδασης του φωτός από μια ομάδα σωματιδίων· καθώς επιτρέπει τη χρήση της ενέργειας αντί του ηλεκτρικού πεδίου, στην ανάλυση της διάδοσης ενός ηλεκτρομαγνητικού κύματος μέσα από πλανητικές ατμόσφαιρες, (Liou, 2002).

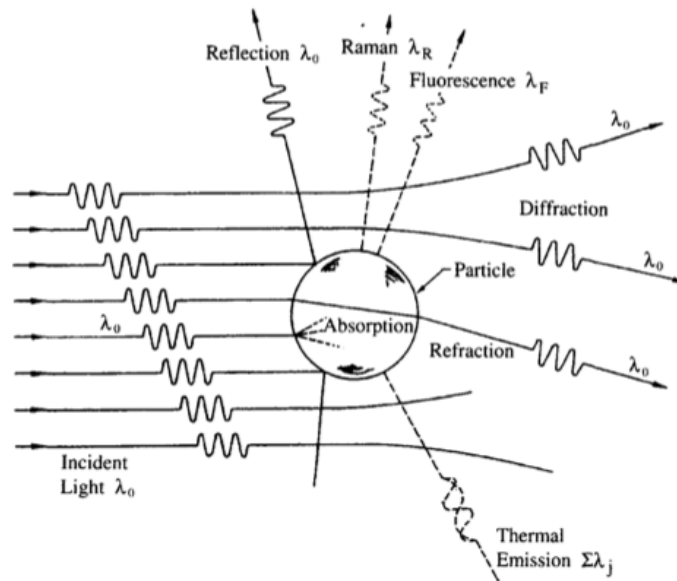
Θεωρώντας έναν όγκο αέρα που περιέχει πολλά σωματίδια, κάθε σωματίδιο δέχεται αλλά και σκεδάζει φως το οποίο έχει σκεδαστεί ήδη από άλλα σωματίδια. Σύμφωνα με την εικόνα 1.20 το σωματίδιο στη θέση P **αφαιρεί ενέργεια** από την προσπίπτουσα ακτινοβολία, σκεδάζοντας τμήμα της, προς **όλες** τις διευθύνσεις μια μόνο φορά. Παράλληλα, ένα τμήμα από αυτή την σκεδαζόμενη ακτινοβολία φτάνει στο σωματίδιο Q το οποίο την **σκεδάζει ξανά** προς όλες τις διευθύνσεις. Το φαινόμενο αυτό καλείται **δευτερεύουσα σκέδαση** (secondary scattering). Παρόμοια συμπεριφορά ισχύει και για το τρίτο σωματίδιο που βρίσκεται στη θέση R. **Η συγκεκριμένη διεργασία καλείται πολλαπλή σκέδαση (multiple scattering) και είναι εξαιρετικά σημαντική για τη διάδοση της ακτινοβολούμενης ενέργειας μέσα στην ατμόσφαιρα, ιδιαίτερα όταν εντοπίζονται σε αυτήν αερολύματα και σύννεφα.** Από την εικόνα 1.20 είναι προφανές ότι ένα τμήμα της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που έχει σκεδαστεί εκτός της κύρια διεύθυνσης, μπορεί να επανεμφανιστεί σε αυτήν μέσα από τη συγκεκριμένη διεργασία (Liou, 2002).



Εικόνα 1.20 - Ένα παράδειγμα της διεργασίας πολλαπλής σκέδασης. (Πηγή: Liou, 2002)

Η μηχανισμοί σκέδασης του φωτός ενός σωματιδίου μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες (Seinfeld & Pandis, 2006):

- **Ελαστική σκέδαση**, στην οποία το μήκος κύματος του σκεδαζόμενου φωτός είναι το **ίδιο** με αυτό της προσπίπτουσας δέσμης λ_0 .
- **Ήμι-ελαστική σκέδαση**, στην οποία το μήκος κύματος **μεταβάλλεται** εξαιτίας των φαινομένων Doppler και στην αλλαγή της διάχυσης (diffusion broadening).
- **Ανελαστική σκέδαση**, στην οποία η εκπεμπόμενη ακτινοβολία έχει **διαφορετικό** μήκος κύματος απ' ότι η προσπίπτουσα.



Εικόνα 1.21 - Οι μηχανισμοί και οι αλληλεπιδράσεις ανάμεσα στην προσπίπτουσα ακτινοβολία και σε ένα σωματίδιο. (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006)

Στην εικόνα 1.21 παρουσιάζονται οι διάφορες διεργασίες που λαμβάνουν χώρα, όταν ακτινοβολία με μήκος κύματος λ_0 αλληλεπιδρά με ένα σωματίδιο. Οι διεργασίες ανελαστικής σκέδασης περιλαμβάνουν τη σκέδαση Raman³⁴ και το φθορισμό³⁵. Όσον αφορά τη μελέτη της αλληλεπίδρασης των αερολυμάτων με την ηλιακή ακτινοβολία, η διεργασία που παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον είναι η ελαστική σκέδαση του φωτός (Seinfeld & Pandis, 2006).

Οι **διαφορές** μεταξύ της σκέδασης και της απορρόφησης είναι οι εξής:

- Τόσο η σκέδαση όσο και η απορρόφηση **αφαιρούν** ενέργεια από το προσπίπτον κύμα. Κατά τη σκέδαση η ενέργεια αυτή **δεν χάνεται** από την προσπίπτουσα δέσμη, αλλά **ανακατανέμεται** για ολόκληρη τη στερεά γωνία με κέντρο το σκεδαστή, ενώ δεν παρατηρείται κάποια μεταβολή της ενεργειακής κατάστασης των μορίων.

³⁴ Η σκέδαση Raman είναι ένα από τα φαινόμενα που προκύπτουν από την αλληλεπίδραση ακτινοβολίας και ύλης. Ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα του συγκεκριμένου τύπου σκέδασης είναι η αλλαγή στην συχνότητα του σκεδαζόμενου φωτός, δηλαδή η συχνότητα της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι διαφορετική από αυτήν της προσπίπτουσας (Βογιατζής, Γιαννόπουλος & Παπαθεοδώρου, 1999). Το φαινόμενο είναι ένα κβαντικό φαινόμενο και οι θεμελιώδεις φυσικές αρχές που διέπουν την κλασική ερμηνεία του συνοψίζονται ως εξής:

- Το προσπίπτον φως πολώνει τα μόρια του μέσου με το οποίο αλληλεπιδρά επάγοντας κατά τον τρόπο αυτό τα ταλαντούμενα ηλεκτρικά δίπολα. Τα επιταχυνόμενα φορτία έχουν τη δυνατότητα να ακτινοβολούν· αυτή η δευτερογενής ακτινοβολία είναι η σκέδαση.
- Η σκέδαση της ακτινοβολίας προέρχεται από την αλληλεπίδραση των φωτονίων με το ηλεκτρονιακό νέφος και όχι με τους πυρήνες των μορίων.
- Η σκέδαση Raman αποδίδεται στη σύζευξη των κινήσεων των ηλεκτρονίων και των πυρήνων.

³⁵ Ο φθορισμός (fluorescence) είναι η πιο κοινή περίπτωση φωταύγειας και είναι η ιδιότητα που διαθέτουν αρκετά ορυκτά να εκπέμπουν ορατό φως, όταν προσπίπτει σε αυτά κάποιο είδος ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας (συνήθως υπεριώδης).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

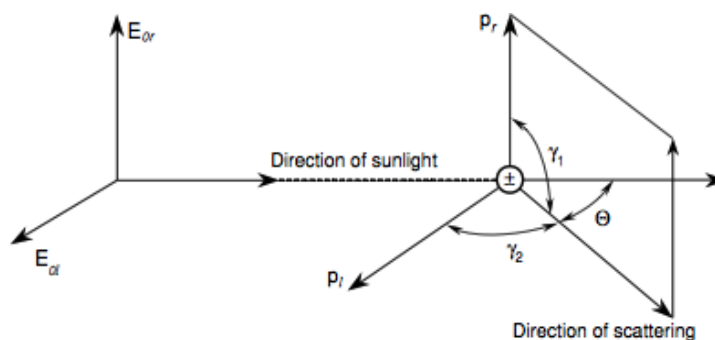
- Η απορρόφηση αλλάζει την ενεργειακή κατάσταση των μορίων. Όταν τα μόρια επιστρέφουν στη θεμελιώδη τους κατάσταση, η διαφορά ενέργειας ανάμεσα στις δύο καταστάσεις απελευθερώνεται με τη μορφή ακτινοβολίας. Η διεργασία αυτή καλείται εκπομπή.
- Η απορρόφηση επηρεάζεται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (spectrally selective) και σαν διεργασία χαρακτηρίζεται ως **διακριτή** εξαιτίας της κβάντωσης. Η απορρόφηση της ακτινοβολίας εξαρτάται από το φανταστικό μέρος του δείκτη διάθλασης των αερολυμάτων, ο οποίος καθορίζεται από τη χημική τους σύσταση.

Η μελέτη της σκέδασης είναι ιδιαίτερα σύνθετη. Στα παρακάτω κεφάλαια θα γίνει περιγραφή των βασικών τύπων της ελαστικής σκέδασης, θεωρώντας όμως τις απλούστερες περιπτώσεις, δηλαδή ότι τα σωματίδια είναι σφαιρικά και ομοιογενή. Ειδικές περιπτώσεις αποτελούν η σκέδαση από κρυστάλλους πάγου και από μη σφαιρικά αερολύματα και η θεωρία της ανώμαλης περίθλασης. Γενικά οι θεωρίες που αναπτύχθηκαν για να περιγράψουν αυτά τα φαινόμενα **συμπεριλαμβάνουν και την απορρόφηση**, στο πλαίσιο όμως αυτής της εργασίας θα αγνοηθεί αυτό το κομμάτι.

1.4.1 Η σκέδαση Rayleigh

Όταν το μέγεθος του σωματιδίου είναι **πολύ μικρότερο** από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, γίνεται αναφορά στη σκέδαση Rayleigh, όπου είναι δυνατή μια επίλυση κλειστής μορφής (Seinfeld & Pandis, 2006). Σε αυτό το σύστημα, το πρότυπο της έντασης του σκεδαζόμενου φωτός είναι **συμμετρικό** ως προς την μπροστά και πίσω διεύθυνση (Εικ. 1.22). Η θεωρία αυτή **δεν καλύπτει πλήρως** τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα καθώς αναπτύχθηκε για ένα μόνο γεγονός σκέδασης, ενώ στην ατμόσφαιρα μπορούν να συμβούν θεωρητικά άπειρα για μια ακτίνα φωτός, καθώς περιέχεται σε αυτήν ένας μεγάλος αριθμός μορίων και αερολυμάτων (Liou, 2002).

Οι φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε μοριακό επίπεδο και έχουν ως αποτέλεσμα την παραγωγή του σκεδαζόμενου κύματος είναι οι ακόλουθες: η ακτινοβολία που προσπίπτει σε ένα μικρό ομοιογενή, ιστροπικό και σφαιρικό σωματίδιο, του οποίου η ακτίνα είναι πολύ μικρότερη από το μήκος κύματος αυτής, παράγει ένα ομοιογενές χρονικά μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό πεδίο E_0 , το οποίο καλείται εφαρμοζόμενο πεδίο (applied field). Επειδή το σωματίδιο είναι πολύ μικρό, το επιβαλλόμενο πεδίο δημιουργεί μια διπολική διαμόρφωση (dipole configuration) σε αυτό. Το ηλεκτρικό δίπολο³⁶ που δημιουργείται εμφανίζει ένα ηλεκτρικό πεδίο το οποίο με τη σειρά του, επηρεάζει το εφαρμοζόμενο πεδίο στο εσωτερικό αλλά και κοντά στο σωματίδιο (Liou, 2002).



Εικόνα 1.22 - Η σκέδαση από ένα δίπολο. Το προσπίπτον ηλεκτρικό πεδίο, ως διάνυσμα μπορεί να αναλυθεί σε ένα παράλληλο (E_{0l}) και ένα κάθετο στοιχείο (E_{0r}), κάθε ένα από τα οποία σκεδάζονται από το δίπολο· όπου θ η γωνία σκέδασης, $\gamma_1 = \pi/2$ και $\gamma_2 = \pi/2 - \theta$ (Πηγή: Liou, 2002).

Το εφαρμοζόμενο πεδίο E_0 προκαλεί τη ταλάντωση του ηλεκτρικού δίπολου ως προς μια σταθερή διεύθυνση (Liou, 2002), η ταλάντωση αυτή έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή ενός πολωμένου ως προς ένα επίπεδο ηλεκτρομαγνητικού κύματος, το οποίο αποτελεί το σκεδαζόμενο κύμα (scattered wave). Η ολική σκεδαζόμενη ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε ένα μόριο ως προς διεύθυνση θ δίνεται από την εξίσωση 1.34.

$$I = \frac{I_0}{r^2} a^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 \frac{1 + \cos^2 \theta}{2} \quad (1.34)$$

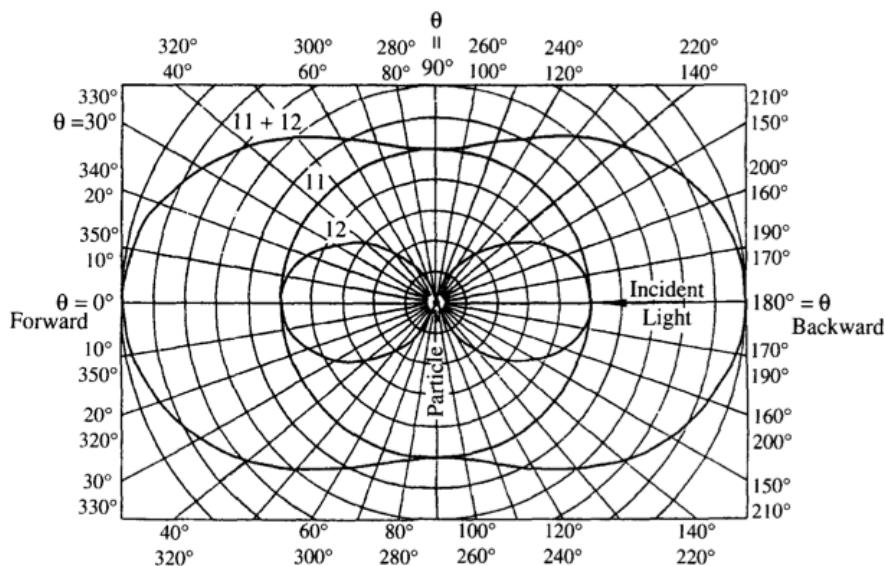
Σύμφωνα με την εξίσωση 1.34 η ένταση της μη πολωμένης ηλιακής ακτινοβολίας που σκεδάζεται από ένα μόριο είναι ανάλογη της προσπίπτουσας έντασης I_0 και αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης μεταξύ του μορίου και του σημείου

³⁶ Ο όρος ηλεκτρικό δίπολο (electric dipole) περιγράφει ένα σύστημα που αποτελείται από δύο ίσα και αντίθετα σημειακά φορτία (+q, -q) που απέχουν μεταξύ τους απόσταση a και είναι υποχρεωμένα να μετακινούνται ή να περιστρέφονται μαζί σαν να ήταν ενωμένα με μια νοητή ράβδο μήκους a .

παρατήρησης. Επιπρόσθετα, εκτός από τους δύο αυτούς παράγοντες, η σκεδαζόμενη ένταση εξαρτάται επίσης από την πολωσιμότητα³⁷ α , το μήκος κύματος λ του προσπίπτοντος κύματος και τη γωνία σκέδασης θ .

Η αντιστρόφως ανάλογη σχέση ($I_{\lambda} \sim 1/\lambda^4$) που συνδέει τη σκεδαζόμενη ένταση με την τέταρτη δύναμη του μήκους κύματος της ακτινοβολίας στο τύπο που ανέπτυξε ο λόρδος Rayleigh αποτελεί τη βάση για την επεξήγηση του μπλε χρώματος που έχει ο ουρανός της Γης. Σύμφωνα με το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας (Διάγραμμα 1.2), ένα μεγάλο τμήμα της ηλιακής ενέργειας περιέχεται μεταξύ της μπλε και κόκκινης περιοχής του ορατού τμήματος. Το μπλε φως ($\lambda \approx 0,425 \mu\text{m}$) έχει μικρότερο μήκος κύματος απ'ότι το κόκκινο ($\lambda \approx 0,650 \mu\text{m}$), με αποτέλεσμα να σκεδαζείται 5,5 φορές περισσότερο από αυτό (Liou, 2002): δηλαδή όσο μεγαλώνει το μήκος κύματος της ακτινοβολίας τόσο μειώνεται η σκεδαζόμενη ένταση. Αυτό συνεπάγεται ότι τα μικρά σωματίδια σκεδάζουν πιο έντονα την ακτινοβολία με μικρά μήκη κύματος, απ'ότι αυτή με μεγάλα μήκη κύματος (Seinfeld & Pandis, 2006).

Η ένταση της ακτινοβολίας που σκεδαζείται από ένα μόριο εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της πόλωσης του προσπίπτοντος φωτός. Για κάθετα πολωμένη προσπίπτουσα ακτινοβολία, η σκεδαζόμενη ένταση είναι ανεξάρτητη της διεύθυνσης του επιπέδου της σκέδασης, ενώ για οριζόντια, η σκεδαζόμενη ένταση είναι συνάρτηση του $\cos^2\theta$ (Liou, 2002). Όταν η προσπίπτουσα ακτινοβολία δεν είναι πολωμένη, όπως π.χ. η ηλιακή, τότε η σκεδαζόμενη ένταση εξαρτάται από τον όρο $(1 + \cos^2\theta)$. Η σκέδαση Rayleigh της ηλιακής ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας είναι μέγιστη στη μπροστά (0°) και πίσω διεύθυνση (180°) και ελάχιστη στις πλάγιες διευθύνσεις (90° και 270°) (Liou, 2002, Goody & Yung, 1995). Το φως που σκεδαζείται από τα σωματίδια ή τα μόρια δεν περιορίζεται μόνο στο επίπεδο της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, αλλά είναι ορατό προς όλες τις διευθύνσεις.



Εικόνα 1.23 - Το πρότυπο της σκέδασης Rayleigh του φωτός ενός σωματιδίου. Το πρότυπο της έντασης του σκεδαζόμενου φωτός είναι συμμετρικό ως προς την μπροστά και πίσω διεύθυνση, πλήρως πολωμένο στις 90° και ανεξάρτητο του σχήματος του σωματιδίου. Η προσπίπτουσα δέσμη φωτός βρίσκεται στα δεξιά (Πηγή: Seinfeld & Pandis, 2006).

³⁷ Η πολωσιμότητα (polarizability) αποτελεί το μέτρο της αλλαγής της κατανομή των ηλεκτρονίων ενός μορίου, ως αντίδραση στην εφαρμογή ενός ηλεκτρικού πεδίου.

Για να είναι δυνατή η περιγραφή της γωνιακής κατανομής της σκεδαζόμενης ενέργειας σε σχέση με την πολλαπλή σκέδαση και την ανάλυση της διάδοσης της ακτινοβολίας σε πλανητικές ατμόσφαιρες είναι απαραίτητη η εισαγωγή της έννοιας της **φασικής συνάρτησης** $P(\cos\theta)$ (phase function), για την οποία ισχύει ότι:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\cos\theta)}{4\pi} \sin\theta \, d\theta \, d\varphi = 1 \quad (1.35)$$

Πιο συγκεκριμένη η συνάρτηση φάσης της σκέδασης Rayleigh για προσπίπτουσα μη πολωμένη ηλιακή ακτινοβολία δίνεται από την εξίσωση 1.36, η οποία αν αντικατασταθεί στην 1.34 μπορεί να γραφτεί στη μορφή 1.37.

$$P(\cos\theta) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2\theta) \quad (1.36)$$

$$I(\theta) = \frac{I_0}{r^2} a^2 \frac{128\pi^5}{3\lambda^4} \frac{P(\theta)}{4\pi} \quad (1.37)$$

Όπως είναι φανερό από την παραπάνω εξίσωση (Εξ. 1.37), η γωνιακή κατανομή της σκεδαζόμενης έντασης είναι ανάλογη προς τη φασική συνάρτηση.

Η **σκεδαζόμενη ροή** (scattered flux) f , μπορεί να υπολογισθεί από την εξίσωση 1.38, η οποία προκύπτει ολοκληρώνοντας τη σκεδαζόμενη πυκνότητα ροής ($I \, \Delta\Omega$) ως προς την κατάλληλη επιφάνεια σε απόσταση r από τον σκεδαστή. Στη συγκεκριμένη σχέση το $r^2 d\Omega$ αναπαριστά την επιφάνεια που αντιστοιχεί στον ορισμό της στερεάς γωνίας.

$$f = \int_{\Omega} (I \, \Delta\Omega) r^2 \, d\Omega \quad (1.38)$$

Η **ισοτροπικά σκεδαζόμενη ροή** (isotropically scattered flux) (Εξ. 1.39) προσδιορίζεται αντικαθιστώντας στην εξίσωση 1.38 τις σχέσεις της σκεδαζόμενης έντασης (Εξ. 1.37) και της διαφορικής στερεάς γωνίας ($d\Omega = d\sigma/r^2 = \sin\theta \, d\theta \, d\varphi$) και υπολογίζοντας στη συνέχεια το ολοκλήρωμα για τη στερεά γωνία της σφαίρας.

$$f = \frac{F_0 a^2 128\pi^2}{3\lambda^4} \quad (1.39)$$

Το F_0 στην εξίσωση 1.39 αντιστοιχεί στην προσπίπτουσα πυκνότητα ροής και ισούται με $I_0 \Delta\Omega$. Βάσει των παραπάνω είναι δυνατός ο ορισμός της **ενεργού διατομής σκέδασης** σ_s (scattering cross section) για ένα μόριο, ο οποίος δίνεται από την εξίσωση 1.40.

$$\sigma_s = f/F_0 = a^2 128\pi^5 / 3\lambda^4 \quad (1.40)$$

Το μέγεθος αυτό αντιπροσωπεύει **το ποσό της προσπίπτουσας ενέργειας που αφαιρείται από την αρχική διεύθυνση, εξαιτίας ενός γεγονότος σκέδασης, κατά το οποίο η ενέργεια αναδιανέμεται ισοτροπικά στην επιφάνεια μιας σφαίρας με κέντρο το σκεδαστή και ακτίνα r** (Liou, 2002). Η σκεδαζόμενη ένταση (Εξ.1.37) μπορεί να γραφτεί ως προς την ενεργό διατομή σκέδασης ενός μορίου (Εξ. 1.41)· η σχέση που προκύπτει αποτελεί τη γενική έκφραση της σκεδαζόμενης έντασης, η οποία δεν ισχύει μόνο για τα μόρια, αλλά και για σωματίδια με μέγεθος μεγαλύτερο από το προσπίπτον μήκος κύματος (Liou, 2002).

$$I(\theta) = I_0 \frac{\sigma_s}{r^2} \frac{P(\theta)}{4\pi} \quad (1.41)$$

Η **πολωσιμότητα** α , που περιέχεται στις παραπάνω σχέσεις, δίνεται από την εξίσωση 1.42, η οποία αποτελεί προσέγγιση της σχέσης Lorentz-Lorentz, που στηρίζεται στον διασκεδασμό³⁸ των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (Liou, 2002). Στην εξίσωση 1.42 το N_s είναι ο συνολικός αριθμός των μορίων ανά μονάδα όγκου και το m_r το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης³⁹ (refractive index) των μορίων. Κανονικά ο δείκτης διάθλασης των σωματιδίων και των μορίων της ατμόσφαιρας αποτελείται από ένα **πραγματικό μέρος** m_r και ένα **φανταστικό** m_i , τα οποία αντιστοιχούν στα χαρακτηριστικά της **σκέδασης** και της **απορρόφησης** αυτών αντίστοιχα (Liou, 2002). Κατά τη μελέτη της σκέδασης στο ορατό τμήμα του ηλιακού φάσματος που **υπερισχύει** η σκέδαση Rayleigh, το φανταστικό μέρος του δείκτη διάθλασης των μορίων του αέρα μπορεί να αγνοηθεί, ενώ το πραγματικό παίρνει τιμές πολύ κοντά στο 1, οι οποίες εξαρτώνται όμως από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (Liou, 2002).

$$\alpha \approx \frac{1}{4\pi N_s} (m_r^2 - 1) \quad (1.42)$$

Αντικαθιστώντας την εξίσωση 1.42 στην εξίσωση 1.40, η εξίσωση της ενεργού διατομής σκέδασης παίρνει την παρακάτω μορφή (Εξ.1.43).

$$\sigma_s = \frac{8\pi^3 (m_r^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N_s^2} f(\delta) \quad (1.43)$$

Στην εξίσωση 1.43 έχει προστεθεί ο διορθωτικός συντελεστής $f(\delta)$, ώστε να ληφθεί υπόψιν η ανισοτροπική ιδιότητα των μορίων. **Η ανισοτροπία υποδηλώνει ότι ο δείκτης διάθλασης των μορίων διαφέρει ως προς την x, y και z διεύθυνση, με αποτέλεσμα να είναι διανυσματικό και όχι βαθμωτό μέγεθος** (Liou, 2002).

Τέλος είναι δυνατός ο προσδιορισμός του **οπτικού βάθους** $\tau(\lambda)$ (optical depth) μιας ατμόσφαιρας που αποτελείται από μόρια, για ακτινοβολία συγκεκριμένου μήκους κύματος, βάσει της ενεργού διατομής σκέδασης. **Το οπτικό βάθος αντιπροσωπεύει την εξασθένηση της προσπίπτουσα ακτινοβολία ενός συγκεκριμένου μήκους κύματος** από τα μόρια (Liou, 2002) και προσδιορίζεται από την εξίσωση 1.44 στην οποία το $N(z)$ αντιστοιχεί στην αριθμητική πυκνότητα των μορίων της ατμόσφαιρας ως συνάρτηση του υψομέτρου και το z_∞ δηλώνει το ανώτερο στρώμα αυτής (TOA).

$$\tau(\lambda) = \sigma_s(\lambda) \int_0^{z_\infty} N(z) dz \quad (1.44)$$

Ένα ακόμα σημαντικό φαινόμενο που εξηγείται από τη θεωρία της σκέδασης του Rayleigh είναι η πόλωση που λαμβάνει χώρα στον ουρανό (sky polarization) (Liou, 2002).

³⁸ Διασπορά/Διασκεδασμός (Dispersion): είναι το φαινόμενο κατά το οποίο ο δείκτης διάθλασης ενός υλικού εξαρτάται από το μήκος κύματος του προσπίπτοντος σε αυτό ηλεκτρομαγνητικού κύματος.

³⁹ Ο δείκτης διάθλασης αποτελεί μια οπτική παράμετρο που σχετίζεται με την αλλαγή της ταχύτητας διάδοσης ενός ηλεκτρομαγνητικού κύματος μέσα από ένα μέσο, σε σχέση με το κενό (Liou, 2002).

1.4.2 Η σκέδαση Lorentz - Mie

Η θεωρία του Mie μελετάει την αλληλεπίδραση ενός διηλεκτρικού σωματιδίου σφαιρικής μορφής (dielectric sphere) με ένα επίπεδο κύμα⁴⁰ (plane wave), μέσα από την επίλυση με αναλυτικό τρόπο των εξισώσεων του Maxwell (Κεφ. 1.1.2). Η θεωρία αυτή εκφράζεται μέσα από μια μαθηματική σειρά, που συμπεριλαμβάνει σωματίδια διάφορων μεγεθών, ο πρώτος όρος της οποίας αντιστοιχεί στην συμβολή της διπολικής διαμόρφωσης που αναλύθηκε στην προηγούμενη υποενότητα και υπολογίζεται από τη θεωρία του Rayleigh (Λίου, 2002 & Παπαγιάννης, 2005). Η θεωρία του Mie υπολογίζει το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο που σκεδάζεται, για όλα τα σημεία της επιφάνειας του σωματιδίου και του ομοιογενούς μέσου, στο οποίο περιέχεται (Sokolik, 2008). Σε όλες τις πρακτικές εφαρμογές που αφορούν την ατμόσφαιρα, οι παρατηρήσεις της ακτινοβολίας που σκεδάζεται, γίνονται για μεγάλες αποστάσεις από το σωματίδιο (μακρύ πεδίο/far-field zone).

Στη σκέδαση Mie σημαντικό ρόλο παίζει το μέγεθος του σκεδάζοντος σωματιδίου, η **διάμετρος του δηλαδή πρέπει να είναι συγκρίσιμη με το μήκος κύματος λ της προσπίπτουσας ακτινοβολίας**, αλλά και οι οπτικές ιδιότητες αυτού, οι οποίες περιγράφονται από το συντελεστή διάθλασης m (Παπαγιάννης, 2005). Η θεωρία αυτή κατέδειξε την **πλήρη ασυμμετρία** που υπάρχει ανάμεσα στην εμπρόσθια σκέδαση και την οπισθοσκέδαση (backscattering). Η φασική συνάρτηση ενός σωματιδίου, η μελέτη του οποίου γίνεται με τη θεωρία των Lorentz-Mie, χαρακτηρίζεται κυρίως από ισχυρή σκέδαση προς την **εμπρόσθια** διεύθυνση (Εικ. 1.19-b), όπως και από οπισθοσκέδαση (Λίου, 2002 & Παπαγιάννης, 2005). Τα συγκεκριμένα πρότυπα σκέδασης εμφανίζουν όμως έντονες διακυμάνσεις που εξαρτώνται από την παράμετρο μεγέθους του σωματιδίου (Λίου, 2002).

Η **ακτινοβολούμενη ένταση** που σκεδάζεται από ένα σωματίδιο συναρτήσεται της διεύθυνσης, όπως παρουσιάστηκε με την εξίσωση 1.41 στην προηγούμενη ενότητα, δίνεται με ανάλογο τρόπο από την εξίσωση 1.45.

$$I(\theta) = I_0 \Omega_{eff} \frac{P(\theta)}{4\pi} = I_0 \left(\frac{\sigma_s}{r^2} \right) \frac{P(\theta)}{4\pi} \quad (1.45)$$

Το I_θ είναι η προσπίπτουσα ένταση, το P η φασική συνάρτηση κανονικοποιημένη σύμφωνα με την εξίσωση 1.35, το Ω_{eff} η στερεά γωνία για την οποία λαμβάνει χώρα το φαινόμενο της σκέδασης, το r η απόσταση μεταξύ του σωματιδίου και του παρατηρητή, το σ_s η ενεργός διατομή σκέδασης και το 4π η στερεά γωνία για ολόκληρο το σφαιρικό χώρο. Η **ενεργός διατομή σκέδασης** προσδιορίζεται από τη θεωρία του Mie, για τη σκέδαση του φωτός από σφαιρικά σωματίδια και δίνεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$\sigma_s / \pi \alpha^2 = Q_s = c_1 x^4 (1 + c_2 x^2 + c_3 x^4 + \dots) \quad (1.46)$$

Στην εξίσωση 1.46 το α αντιστοιχεί στην ακτίνα του σωματιδίου, το x ισούται με $2\pi\alpha/\lambda$, το Q_s αναφέρεται ως απόδοση σκέδασης (scattering efficiency) και τέλος οι συντελεστές που αντιστοιχούν στην περίπτωση όπου τα σωματίδια δεν έχουν απορροφητικές ιδιότητες βρίσκονται από τις παρακάτω εξισώσεις.

$$c_1 = \frac{8}{3} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 \quad c_2 = \frac{6}{5} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)$$

$$c_3 = \frac{3}{175} \frac{m^6 + 41m^4 - 28m^2 + 284}{(m^2 + 2)^2} + \frac{1}{900} \left(\frac{m^2 + 2}{2m^2 + 2} \right)^2 [15 + (2m^2 + 3)^2]$$

⁴⁰ Επίπεδο κύμα: Το κύμα που διαδίδεται σε ένα επίπεδο μόνο.

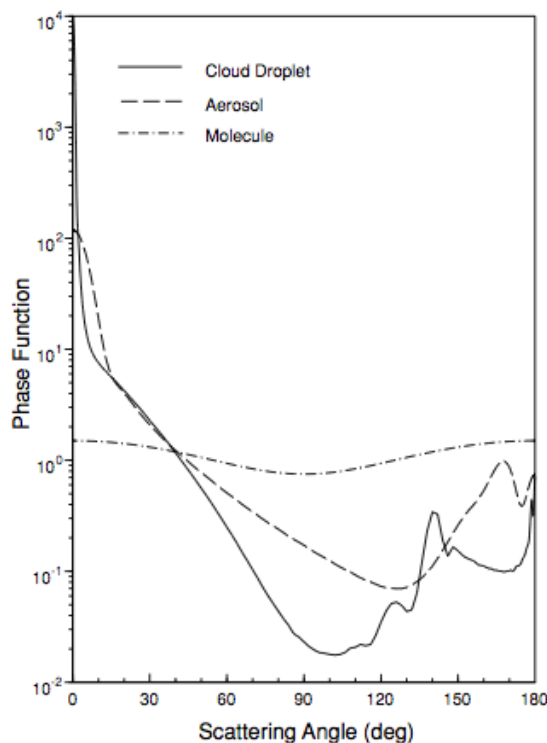
Για τα μόρια, οι όροι υψηλότερης τάξης είναι δυνατόν να αγνοηθούν και η σκεδαζόμενη ένταση να είναι ανάλογη με λ^{-4} . Για τα αερολύματα και τα σωματίδια των νεφών ισχύει $a > 10^{-1}$ μm και $x > 1$ στο ορατό τμήμα του φάσματος. Σε αυτή την περίπτωση η σκεδαζόμενη ένταση εξαρτάται κυρίως από το μέγεθος του σωματιδίου και λιγότερο από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (Liou, 2002). Αυτό έχει ως συνέπεια τα σύννεφα και τα αερολύματα που δεν διαθέτουν απορροφητικές ικανότητες να έχουν λευκό χρώμα στην ατμόσφαιρα. Η σκέδαση από τα σταγονίδια που συνθέτουν τα σύννεφα χαρακτηρίζεται επίσης από ένα ισχυρό φαινόμενο εμπρόσθιας περίθλασης⁴¹, το οποίο παίρνει ελάχιστες τιμές για γωνία σκέδασης $\sim 100^\circ$ και μέγιστες για $\sim 138^\circ$ (Liou, 2002). Παρόμοιο φαινόμενο συνοδεύει και τη σκέδαση τυπικών αερολυμάτων για γωνίες 150° - 170° (Liou, 2002).

Σύμφωνα με την εξίσωση 1.45 η σκεδαζόμενη ένταση εξαρτάται από τη φασική συνάρτηση, η οποία μπορεί να υπολογιστεί μέσω της θεωρίας των Lorentz-Mie για τα σφαιρικά σωματίδια.

Το διάγραμμα 1.28 παρουσιάζει κάποια τυπικά παραδείγματα της φασικής συνάρτησης, για ομάδες σταγονιδίων νεφών και αερολυμάτων με διαφορετικά χαρακτηριστικά, για ακτινοβολία που ανήκει στο ορατό τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος· όπως και για τα μόρια του αέρα που μελετώνται βάσει της θεωρίας του Rayleigh. Η μέση τιμή της παραμέτρου μεγέθους για αυτές τις ομάδες είναι 100, 10 και 10^{-3} αντίστοιχα.

Το διάγραμμα 1.29 παρουσιάζει το συντελεστή απόδοσης σκέδασης Q_s ως συνάρτηση της παραμέτρου μεγέθους για δείκτη διάθλασης όπου το πραγματικό μέρος είναι ίσο με 1.5, ενώ το φανταστικό παίρνει τιμές 0, 0.01, 0.1 και 1. Στην περίπτωση όπου το $m=0$, δηλαδή το σωματίδιο ανακλά τέλεια και άρα δεν υπάρχει απορρόφηση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, το Q_s εμφανίζει μια σειρά από έντονες διακυμάνσεις, όπου η τιμή του αλλάζει από μέγιστες σε ελάχιστες τιμές και αντίστροφα (Liou, 2002). Τα μέγιστα και ελάχιστα οφείλονται σε παρεμβολές από ακτινοβολία που εκπέμπεται ή περιθλάται από το σφαιρικό σωματίδιο, ενώ οι πυκνές διακυμάνσεις της τιμής του Q_s που εμφανίζονται στη γραφική του παράσταση, οφείλονται σε ηλεκτρομαγνητικά κύματα που διέρχεται κοντά από αυτό.

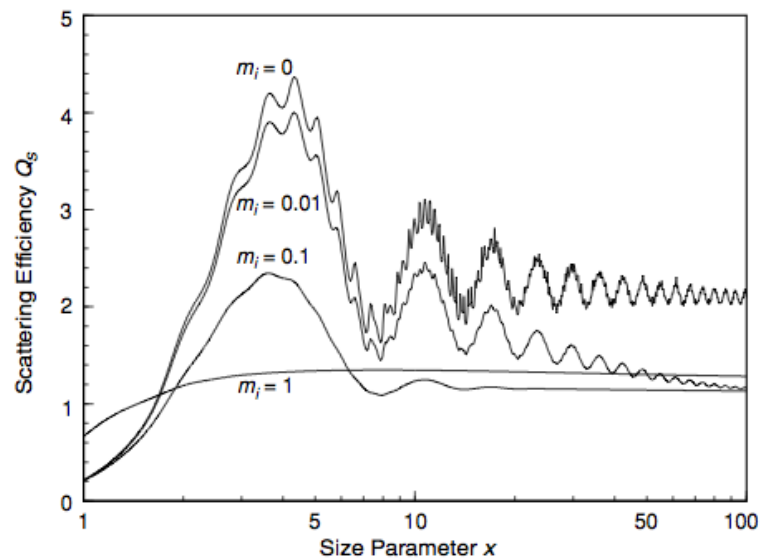
Η τιμή του Q_s αυξάνει σημαντικά, όταν η παράμετρος μεγέθους x παίρνει την τιμή 5, όπου και συγκλίνει ασυμπτωτικά στην τιμή 2. Αυτό συνεπάγεται ότι ένα μεγάλο σωματίδιο αφαιρεί από την προσπίπτουσα δέσμη τη διπλάσια ποσότητα φωτός από αυτή που



Διάγραμμα 1.28 - Κανονικοποιημένες φασικές συναρτήσεις, οι οποίες έχουν υπολογιστεί βάσει της θεωρίας των Lorentz-Mie, για σταγονίδια νεφών (~ 10 μm), αερολύματα (~ 1 μm) και μόρια ($\sim 10^{-4}$ μm), για ακτινοβολία με μήκος κύματος 0,5 μm . (Πηγή: Liou, 2002)

⁴¹ Η περίθλαση (Diffraction) είναι ένα φυσικό φαινόμενο κατά το οποίο μεταβάλλεται η διεύθυνση διάδοσης ενός κύματος, όταν αυτό συναντήσει κάποιο εμπόδιο του οποίου οι διαστάσεις είναι συγκρίσιμες με το μήκος κύματος αυτού ή διαθέτει απορροφητικές ιδιότητες.

παρεμποδίζει και θα αφαιρούσε κανονικά (Liou, 2002). Το φως που αφαιρείται από την προσπίπτουσα δέσμη περιλαμβάνει ένα τμήμα που περιθλάται και το φως που σκεδάζεται εξαιτίας της ανάκλασης και της διάθλασης από το σωματίδιο (Liou, 2002).

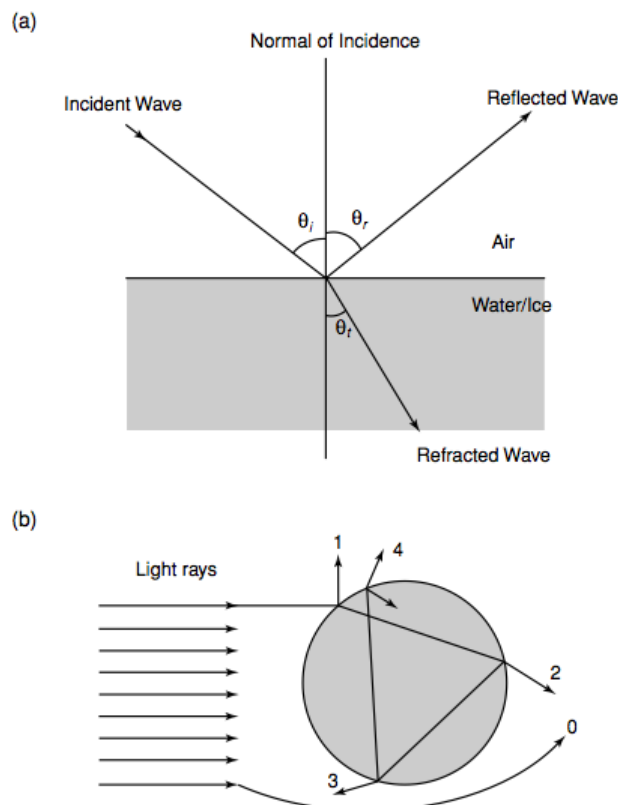


Διάγραμμα 1.29 - Ο συντελεστής απόδοσης σκέδασης Q_s ως συνάρτηση της παραμέτρου μεγέθους. Το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης είναι $m_r=1,5m$. (Πηγή: Liou, 2002)

1.4.3 Γεωμετρική οπτική

Η μελέτη της σκέδασης από σωματίδια με παράμετρο μεγέθους $x \gg 1$, εμπίπτει στη κατηγορία της γεωμετρικής σκέδασης (geometric scattering regime). Σε αυτή την περίπτωση η σκέδαση προσδιορίζεται βάσει της γεωμετρικής οπτικής της **ανάκλασης** (reflection), της **διάθλασης** (refraction) και της **περίθλασης** (diffraction) και εξαρτάται σημαντικά από το **σχήμα** του σωματιδίου και την **διεύθυνση** του σε σχέση με την προσπίπτουσα δέσμη φωτός (Seinfeld & Pandis, 2006). Η γεωμετρική οπτική στηρίζεται σε ασυμπτωτικές προσεγγίσεις της θεμελιώδους ηλεκτρομαγνητικής θεωρίας και ισχύει για τον προσδιορισμό της σκέδασης του φωτός από ένα σωματίδιο, του οποίου οι διαστάσεις είναι **πολύ μεγαλύτερες** από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (Liou, 2002).

Σε αυτή την περίπτωση σκέδασης η προσπίπτουσα ακτίνα φωτός, θεωρείται ότι αποτελείται από μια δέσμη από ξεχωριστές παράλληλες ακτίνες, οι οποίες προσπίπτουν στα σωματίδια (Εικ. 1.24-b). Κάθε ακτίνα θα υποστεί ανάκλαση και διάθλαση και στη συνέχεια θα ακολουθήσει τη δική της ξεχωριστή πορεία επί ευθείας γραμμής εκτός και εντός του σκεδαστή, όπου η διεύθυνση διάδοσής της θα καθορίζεται από το νόμο του Snell (Εικ. 1.24-a) (Liou, 2002).



Εικόνα 1.24 - (a) Ανάκλαση και διάθλαση ενός επίπεδου κύματος που διαδίδεται από τον αέρα σε μια επιφάνεια νερού/πάγου. (b) Αναπαράσταση της σκέδασης από μια σφαίρα, των ακτίνων φωτός, σύμφωνα με τις αρχές της γεωμετρικής οπτικής (0: εξωτερική περίθλαση, 1: εξωτερική ανάκλαση, 2: διπλή διάθλαση, 3: μια εσωτερική ανάκλαση & 4: δύο εσωτερικές ανακλάσεις) (Πηγή: Liou, 2002).

Στο πλαίσιο της μελέτης της σκέδασης βάσει της γεωμετρικής οπτικής, το ολικό ηλεκτρικό πεδίο θεωρείται ότι αποτελείται από τις ακτίνες που έχουν υποστεί περίθλαση, ανάκλαση και διάθλαση (Liou, 2002), όπως φαίνεται στο σχήμα 1.24-b. Οι ακτίνες που περιθλώνται διαδίδονται γύρω από τον σκεδαστή, ενώ αυτές που προσπίπτουν σε αυτόν υφίστανται

τοπική ανάκλαση και διάθλαση και αναφέρονται ως αλληλεπίδραση Fresnel (Fresnelian interaction). Η ενέργεια που αντιστοιχεί στις ακτίνες του Fresnel και σε αυτές που περιθλώνται θεωρείται ότι είναι ίδια με την ενέργεια που παρεμποδίζεται από την ενεργό διατομή του σωματιδίου, όταν αυτή προβάλλεται κατά μήκος της διεύθυνσης πρόσπτωσης (Liou, 2002).

Ο νόμος του Snell συνδέει τις γωνίες του προσπίπτοντος και του διαθλώμενου φωτός μέσω του δείκτη διάθλασης. Σύμφωνα με τα γεωμετρικά στοιχεία της εικόνας 1.24-α ορίζεται ως εξής: αν v_1 και v_2 είναι οι ταχύτητες διάδοσης του επίπεδου κύματος στα δύο διαφορετικά μέσα, έτσι ώστε θ_i και θ_t οι γωνίες που αντιστοιχούν στο προσπίπτον και στο διαθλώμενο κύμα αντίστοιχα· τότε ισχύει η εξίσωση 1.47. Το m αντιστοιχεί στη τιμή του δείκτη διάθλασης του δεύτερου μέσου, σε σχέση με το πρώτο.

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_t} = \frac{v_1}{v_2} = m \quad (1.47)$$

Το σύνολο του γεωμετρικά προσπίπτοντος φωτός, το οποίο δεν ανακλάται, εισέρχεται στη σφαίρα και απορροφάται, εφόσον το φανταστικό μέρος του δείκτη διάθλασης δεν είναι μηδέν (Seinfeld & Pandis, 2006), στο πλαίσιο όμως αυτής της εργασίας, θεωρείται ότι δεν υπάρχει απορρόφηση ούτε εντός του σωματιδίου ούτε στο μέσο που περιέχεται.

Το τμήμα της ακτινοβολίας που περιθλάται μπορεί να προσδιοριστεί βάσει της αρχής του Babinet, σύμφωνα με την οποία το πρότυπο περίθλασης στο μακρινό πεδίο (far field) ενός κυκλικού ανοίγματος είναι το ίδιο με αυτό που προκύπτει από ένα αδιαφανή δίσκο ή σφαίρα με την ίδια ακτίνα (Liou, 2002) και αναφέρεται ως περίθλαση Fraunhofer. Λαμβάνοντας υπόψη αυτή την αρχή και τη γεωμετρία του συστήματος, η σκεδαζόμενη ένταση είναι ανάλογη με την εξίσωση 1.48, όπου το J_1 αντιστοιχεί στη συνάρτηση Bessel πρώτου είδους και το θ στη γωνία σκέδασης.

$$I_p = \frac{x^4}{4} \left[\frac{2J_1(x \sin \theta)}{x \sin \theta} \right]^2 \quad (1.48)$$

Τέλος εάν ένα σωματίδιο ανεξαρτήτως σχήματος είναι πολύ μεγαλύτερο από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, η ολική ενέργεια που αφαιρείται καθορίζεται από την ανάκλαση και τη διάθλαση και το εμβαδόν της ενεργού διατομής (effective cross section) είναι ίσο με το εμβαδόν της γεωμετρικής επιφάνειας A (Liou, 2002). Επιπρόσθετα, σύμφωνα με την αρχή του Babinet, η περίθλαση λαμβάνει χώρα σε ένα τμήμα αυτής της επιφάνειας και η ενεργός διατομή που αντιστοιχεί σε αυτήν, έχει και αυτή εμβαδόν ίσο με το A (Liou, 2002). Αυτό συνεπάγεται ότι η συνολική ποσότητα ενέργειας που αφαιρέθηκε από την προσπίπτουσα είναι διπλάσια της γεωμετρικής επιφάνειας (Liou, 2002), δηλαδή η ενεργός διατομή εξασθένησης ισούται με $2A$ (Εξ. 1.49), όπου το Q_e καλείται απόδοση εξασθένησης (extinction efficiency). Η πρόταση αυτή καλείται το *οπτικό θεώρημα της εξασθένησης*. Εάν ένα σωματίδιο δεν διαθέτει απορροφητικές ιδιότητες τότε η απόδοση εξασθένησης, θα είναι ίση με την απόδοση σκέδασης.

$$\sigma_e = 2A \text{ ή } Q_e = \sigma_e/A = 2 \quad (1.49)$$

Η γεωμετρική οπτική περιγράφει το ατμοσφαιρικό φαινόμενο του ουράνιου τόξου.

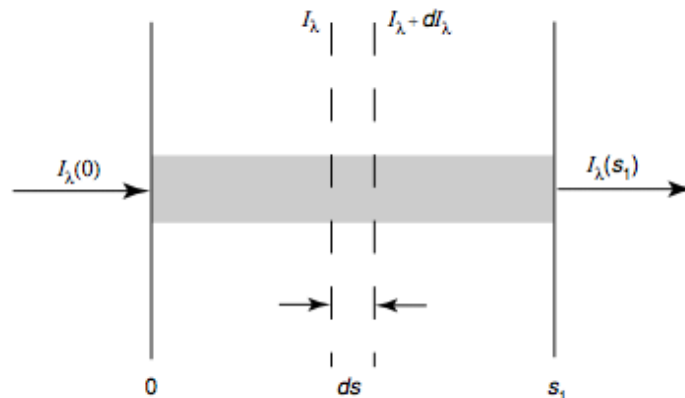
1.5 Η Εξίσωση Διάδοσης της Ακτινοβολίας

1.5.1 Η γενική εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας

Μια δέσμη ακτινοβολίας (*pencil of radiation*⁴²) εξασθενεί, όταν διέρχεται εντός κάποιου μέσου, εξαιτίας των αλληλεπιδράσεων της με την ύλη (Liou, 2002). Εάν η ένταση της ακτινοβολίας, όταν αυτή εξέρχεται από ένα μέσο με πάχος ds ως προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, είναι ίση με $I_\lambda + dI_\lambda$, όπου I_λ η αρχική ένταση, τότε η μεταβολή της έντασης dI_λ θα δίνεται από τη παρακάτω σχέση (Εξ. 1.50).

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (1.50)$$

Στην εξίσωση 1.50 το ρ αντιστοιχεί στην πυκνότητα του υλικού και το k_λ στην ενεργό διατομή εξασθένησης εξαιτίας της μάζας του μέσου (*mass extinction cross section*), για ακτινοβολία μήκους κύματος λ . Η ενεργός διατομή εξασθένησης (*extinction cross section*) μπορεί να εκφραστεί με δύο τρόπους. Ο πρώτος είναι βάσει μιας διάστασης του σωματιδίου, οπότε η μονάδα μέτρησης της είναι το cm^2 και ισούται με το άθροισμα των ενεργών διατομών απορρόφησης και σκέδασης. Ο δεύτερος τρόπος είναι βάσει της μάζας, οπότε η μονάδα μέτρησης της συγκεκριμένης ποσότητας (*ενεργός διατομή εξασθένησης της μάζας*) εκφράζεται ως επιφάνεια ανά μάζα (cm^2g^{-1}) και ισούται με το άθροισμα των ενεργών διατομών μάζας της απορρόφησης⁴³ και της σκέδασης. Επιπλέον η ποσότητα που προκύπτει, όταν η **ενεργός διατομή εξασθένησης πολλαπλασιαστεί με την αριθμητική πυκνότητα των σωματιδίων** (cm^{-3}), ή όταν η **ενεργός διατομή εξασθένησης της μάζας πολλαπλασιαστεί με τη πυκνότητα** (gcm^{-3}), καλείται **συντελεστής εξασθένησης** (*extinction coefficient*) και η μονάδα μέτρησης του είναι το cm^{-1} (Liou, 2002). Ο συντελεστής εξασθένησης εξαρτάται από τη θερμοκρασία και την πίεση και μπορεί να προσδιοριστεί είτε μέσω της κβαντομηχανικής, είτε εμπειρικά μέσα από μετρήσεις (Andrews, 2010).



Εικόνα 1.25 - Η εξασθένηση της έντασης της ακτινοβολίας, όταν αυτή διαδίδεται σε ένα μέσο. (Πηγή: Liou, 2002)

Στη μεταβολή της έντασης της ακτινοβολίας επιδρούν δύο φαινόμενα, το πρώτο λειτουργεί **εξασθενητικά** και οφείλεται στην απορρόφηση και τη σκέδαση από το

⁴² Ο όρος «*pencil of radiation*» αντιστοιχεί σε μια δέσμη ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας η οποία έχει τη μορφή ενός στενού κώνου ή κυλίνδρου.

⁴³ Στη μελέτη της εξίσωσης μεταφοράς της υπέρυθρης ακτινοβολίας, η ενεργός διατομή απορρόφησης εξαιτίας της μάζας (*mass absorption cross section*), αναφέρεται για συντομία ως συντελεστής απορρόφησης (*absorption coefficient*).

συγκεκριμένο υλικό, ενώ το δεύτερο την **ενισχύει**, εξαιτίας των φαινομένων της εκπομπής από το ίδιο το υλικό και της πολλαπλής σκέδασης ακτινοβολίας που προέρχεται από άλλες διευθύνσεις, με την προϋπόθεση βέβαια ότι έχει το ίδιο μήκος κύματος με τη δέση που μελετάται (Liou, 2002). Για τη περιγραφή του φαινομένου ενίσχυσης, εισάγεται ο συντελεστής της συνάρτησης της πηγής j_λ (source function coefficient), έτσι ώστε η αύξηση της έντασης της ακτινοβολίας εξαιτίας της εκπομπής και της πολλαπλής σκέδασης να δίνεται από την εξίσωση 1.51, όπου το j_λ έχει την ίδια φυσική σημασία με το k_λ της παραπάνω εξίσωσης (Εξ. 1.50).

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds \quad (1.51)$$

Συνδυάζοντας τις εξισώσεις 1.50 και 1.51 προκύπτει η εξίσωση 1.52 που περιγράφει συνολικά το φαινόμενο.

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds + j_\lambda \rho ds \quad (1.52)$$

Για λόγους ευκολίας είναι δυνατόν να οριστεί η συνάρτηση της πηγής J_λ (source function) ως: $J_\lambda \equiv j_\lambda / k_\lambda$. κατά αυτό τον τρόπο η συγκεκριμένη ποσότητα εκφράζεται σε μονάδες ραδιομετρικής έντασης (W/sr) (Κεφ. 1.1.3) και η εξίσωση 1.52 μπορεί να πάρει τη παρακάτω μορφή:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (1.53)$$

Η εξίσωση 1.53 αποτελεί τη γενική εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας, χωρίς να περιλαμβάνει όμως κάποιο σύστημα συντεταγμένων και αποτελεί τη βάση για την περαιτέρω ανάλυση της συγκεκριμένης διεργασίας.

1.5.2 Ο νόμος των Beer - Bouguer - Lambert

Θεωρώντας: α) μια δέσμη ακτινοβολίας που προέρχεται απευθείας από τον ήλιο και καλύπτει το τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος από τιμές 0,2 έως 5 μm, β) ότι δεν υφίσταται ενίσχυση της έντασης της δέσμης, εξαιτίας του φαινομένου εκπομπής ακτινοβολίας από το σύστημα Γη – Ατμόσφαιρα και γ) ότι η διάχυτη ακτινοβολία (diffuse radiation), εξαιτίας του φαινομένου της πολλαπλής σκέδασης, είναι δυνατόν να αγνοηθεί· η εξίσωση 1.53 μπορεί να πάρει την παρακάτω μορφή (Εξ.1.54).

$$\frac{dI_{\lambda}}{k_{\lambda}\rho ds} = -I_{\lambda} \quad (1.54)$$

Εάν η προσπίπτουσα ένταση στη θέση $s=0$ είναι ίση με $I_{\lambda}(0)$, τότε η ένταση στη θέση s_1 (Εικ. 1.25) (Εξ. 1.55) μπορεί να προσδιοριστεί, ολοκληρώνοντας για αυτό το διάστημα, την εξίσωση 1.54 (Liou, 2002). Το ολοκλήρωμα που εμφανίζεται στην παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.55) αντιστοιχεί στο οπτικό βάθος/οπτικό πάχος τ_{λ} και αποτελεί το μέτρο της συνολικής εξασθένησης που θα υποστεί η δέσμη, κατά τη διάδοση της εντός του μέσου (Wallace & Hobbs, 2006). Το συνολικό οπτικό πάχος ισούται με το άθροισμα του οπτικού πάχους που οφείλεται στην απορρόφηση και σε αυτό που οφείλεται στη σκέδαση και εξαρτάται έντονα από τη ζενίθια γωνία.

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0) \exp\left(-\int_0^{s_1} k_{\lambda}\rho ds\right) \quad (1.55)$$

Μια περιοχή θεωρείται ότι έχει μεγάλο οπτικό πάχος (optically thick) για ακτινοβολία συγκεκριμένου μήκους κύματος, όταν το οπτικό βάθος παίρνει τιμές πολύ μεγαλύτερες από 1 και μικρό οπτικό πάχος (optically thin) για τιμές πολύ μικρότερες από 1 (Andrews, 2010). **Ένα φωτόνιο έχει μεγαλύτερη πιθανότητα να απορροφηθεί ή να σκεδαστεί σε μια περιοχή μεγάλου οπτικού πάχους και να τη διασχίσει χωρίς να αλληλεπιδράσει με αυτή, σε μια περιοχή όπου το οπτικό πάχος είναι μικρό** (Andrews, 2010).

Θεωρώντας ότι το μέσο στο οποίο διαδίδεται η δέσμη είναι ομοιογενές, δηλαδή το k_{λ} είναι ανεξάρτητο της θέσης s , είναι δυνατόν να οριστεί το μήκος διαδρομής u (path length) (Εξ.1.56).

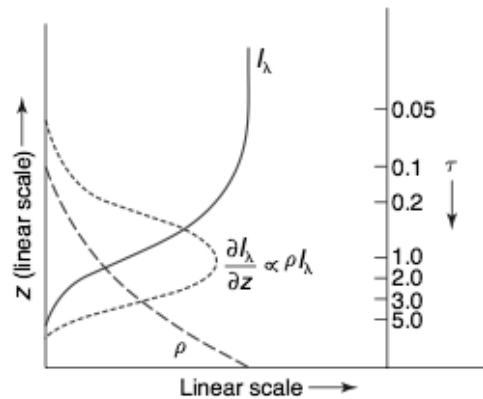
$$u = \int_0^{s_1} \rho ds \quad (1.56)$$

Συνεπώς η εξίσωση 1.55, μπορεί να εκφραστεί στη μορφή 1.57. Η εξίσωση αυτή είναι γνωστή ως ο νόμος του Beer ή του Bouguer ή του Lambert (νόμος Beer-Bouguer-Lambert) και αναφέρει, ότι η μείωση της ραδιομετρικής έντασης μιας δέσμης που διαδίδεται εντός ενός ομοιογενούς μέσου με εξασθενητικές ιδιότητες, προσδιορίζεται από μια απλή εκθετική συνάρτηση, η οποία δέχεται ως μεταβλητές την ενεργό διατομή εξασθένησης της μάζας και το μήκος της διαδρομής u (Liou, 2002)· ή πιο απλά, ότι η **μονοχρωματική ένταση I_{λ} μειώνεται μονοτονικά σύμφωνα με το μήκος της διαδρομής u , καθώς η ακτινοβολία διαδίδεται εντός ενός μέσου** (Wallace & Hobbs, 2006). Ο νόμος των Beer-Bouguer-Lambert **δεν** εξαρτάται από την διεύθυνση, με αποτέλεσμα η εφαρμογή του να μην περιορίζεται μόνο στη χρήση της έντασης, αλλά και στην πυκνότητα ροής (flux density) και στη ροή (flux) (Liou, 2002).

$$I_{\lambda}(s_1) = I_{\lambda}(0)e^{-k_{\lambda}u} \quad (1.57)$$

Βάσει της εξίσωσης 1.57 είναι δυνατόν να οριστεί ο μονοχρωματικό συντελεστής μετάδοσης T_{λ} (monochromatic transmissivity), σύμφωνα με την εξίσωση 1.58· ο οποίος

ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΕΪ ΣΤΟ ΠΟΣΟΣΤΌ ΤΗΣ ΠΡΟΣΠΪΠΤΟΥΣΑΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΪΑΣ ΠΟΥ ΔΙΕΡΧΕΤΑΙ ΕΝΤΌΣ ΕΝΌΣ ΜΈΣΟΥ.



Διάγραμμα 1.27 - Κατακόρυφα προφίλ για τη μονοχρωματική ένταση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, του ρυθμού απορρόφησης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας ως προς το υψόμετρο, της πυκνότητας του αέρα και του οπτικού πάχους, για k_λ ανεξάρτητο του υψομέτρου. (Πηγή: Wallace & Hobbs, 2006)

$$T_\lambda = I_\lambda(s_1)/I_\lambda(0) = e^{-k_\lambda u} \quad (1.58)$$

Επιπλέον για ένα μέσο που δεν σκεδάζει την ακτινοβολία, η μονοχρωματική απορροφητικότητα (monochromatic absorptivity) δίνεται από την εξίσωση 1.59 και αναπαριστά το τμήμα της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που απορροφάται από το μέσο.

$$A_\lambda = 1 - T_\lambda = 1 - e^{-k_\lambda u} \quad (1.59)$$

Οι εξισώσεις 1.58 και 1.59 εκφράζονται συνήθως σε κυματαριθμούς. Εάν το μέσο διάδοσης σκεδάζει την ακτινοβολία, υπάρχει το ενδεχόμενο ορισμένα τμήματα της προσπίπτουσας ακτινοβολίας να ανακλαστούν ξανά στη διεύθυνση της. Σε αυτή την περίπτωση πρέπει να ληφθεί υπόψιν η μονοχρωματική ανακλαστικότητα R_λ (monochromatic reflectivity), η οποία ισούται με τον λόγο της ανακλούμενης (οπισθοσκεδαζόμενης) έντασης ως προς την προσπίπτουσα (Liou, 2002).

Τέλος σύμφωνα με την αρχή διατήρησης της ενέργειας θα πρέπει να ισχύει η εξίσωση 1.60, για τη διάδοση της ακτινοβολίας εντός ενός μέσου που διαθέτει ιδιότητες σκέδασης και απορρόφησης.

$$T_\lambda + A_\lambda + R_\lambda = 1 \quad (1.60)$$

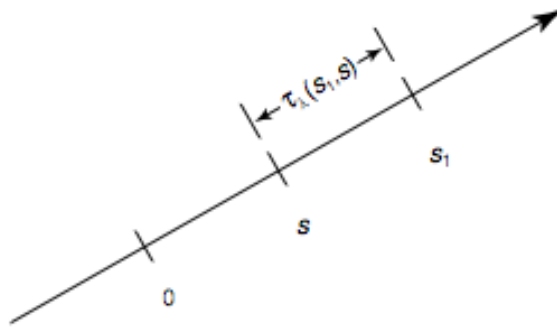
1.5.3 Η εξίσωση του Schwarzschild

Έστω μια δέσμη έντασης I_λ η οποία διαδίδεται εντός ενός μέσου, το οποίο δεν σκεδάζει την ακτινοβολία και βρίσκεται σε τοπική θερμοδυναμική ισορροπία⁴⁴. Η δέσμη αυτή κατά τη διάδοσή της, θα υποστεί ταυτόχρονες μεταβολές τόσο εξαιτίας της απορρόφησης, όσο και της εκπομπής (Liou, 2002). Η περίπτωση αυτή περιγράφει τη διάδοση της θερμικής υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη και την ατμόσφαιρα.

Η συνάρτηση της πηγής, όπως ορίστηκε στο κεφάλαιο 1.5.1, δίνεται από τη συνάρτηση του Planck και εκφράζεται ως $J_\lambda = B_\lambda(T)$. οπότε η εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας, μπορεί να πάρει τη μορφή της εξίσωσης 1.61, όπου το k_λ στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι ο συντελεστής απορρόφησης. Η συγκεκριμένη σχέση καλείται εξίσωση του Schwarzschild.

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + B_\lambda(T) \quad (1.61)$$

Ο πρώτος όρος του δεξιού μέρους της εξίσωσης 1.61 αντιστοιχεί στη μείωση της ραδιομετρικής έντασης εξαιτίας της απορρόφησης, ενώ ο δεύτερος στην αύξηση αυτής εξαιτίας της εκπομπής (blackbody emission) από το υλικό. Για την επίλυση της εξίσωσης του Schwarzschild, ορίζεται το μονοχρωματικό οπτικό πάχος (Εξ. 1.62) (monochromatic optical thickness) του μέσου, ανάμεσα στα σημεία s και s_1 , όπως φαίνεται στην εικόνα 1.26.



Εικόνα 1.26 - Το οπτικό πάχος τ_λ , όπως ορίζεται στην εξίσωση 1.62. (Πηγή: Liou, 2002)

$$\tau_\lambda(s_1, s) = \int_s^{s_1} k_\lambda r ds' \quad (1.62)$$

Λαμβάνοντας υπόψιν ότι:

$$d\tau_\lambda(s_1, s) = -k_\lambda \rho ds \quad (1.63)$$

Η εξίσωση 1.61 παίρνει την παρακάτω μορφή (Εξ.1.64):

$$-\frac{dI_\lambda(s)}{d\tau_\lambda(s_1, s)} = -I_\lambda(s) + B_\lambda[T(s)] \quad (1.64)$$

Πολλαπλασιάζοντας την εξίσωση 1.64 με το συντελεστή $e^{-\tau_\lambda(s_1, s)}$ και ολοκληρώνοντας στη συνέχεια για πάχος ds από 0 έως s_1 , προκύπτει η εξίσωση 1.65.

⁴⁴ Η κατάσταση ενός θερμοδυναμικού συστήματος το οποίο μετά από μια μεταβολή (π.χ στην ενέργεια) έχει έρθει σε ισορροπία.

$$-\int_0^{s_1} d[I_\lambda(s)e^{-\tau_\lambda(s_1,s)}] = \int_0^{s_1} B_\lambda[T(s)]e^{-\tau_\lambda(s_1,s)} d\tau_\lambda(s_1,s) \quad (1.65)$$

Τελικά, η ένταση της δέσμης στη θέση s_1 είναι δυνατόν να προσδιοριστεί από την εξίσωση 1.66, εάν είναι γνωστή η θερμοκρασία και η πυκνότητα του μέσου διάδοσης, αλλά και ο συντελεστής απορρόφησης κατά μήκος της διαδρομής της ακτινοβολίας.

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0)e^{-\tau_\lambda(s_1,0)} + \int_0^{s_1} B_\lambda[T(s)]e^{-\tau_\lambda(s_1,s)} k_\lambda \rho ds \quad (1.66)$$

Ο πρώτος όρος της εξίσωσης 1.66 είναι ουσιαστικά ισοδύναμος με την εξίσωση 1.55 και αναπαριστά την εξασθένιση της ραδιομετρικής έντασης, εξαιτίας της απορρόφησης από το μέσο διάδοσης. Ο δεύτερος όρος αντιστοιχεί στη συμβολή της εκπομπής ακτινοβολίας από το μέσο στην ραδιομετρική ένταση, κατά μήκος του διαστήματος 0 έως s_1 .

Κατά αναλογία με το νόμο των Beer-Bouguer-Lambert, η εξίσωση του Schwarzschild αναφέρει ότι, καθώς η δέσμη διαδίδεται εντός ενός ισοθερμικού στρώματος, η μονοχρωματική της ένταση προσεγγίζει εκθετικά την ακτινοβολία ενός μέλανος σώματος, που αντιστοιχεί στη θερμοκρασία του συγκεκριμένου στρώματος (Wallace & Hobbs, 2006).

Το επίπεδο όπου το οπτικό πάχος τ_λ παίρνει την τιμή 1 (level of unit optical depth – μοναδιαίο οπτικό βάθος) για την εκπεμπόμενη ακτινοβολία, καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, όπως και από τις συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου (Wallace & Hobbs, 2006). Το επίπεδο αυτό εντοπίζεται σε μεγαλύτερα υψόμετρα στην ατμόσφαιρα, όταν γίνεται αναφορά σε ζώνες απορρόφησης του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, απ' ό,τι σε ατμοσφαιρικά παράθυρα. Στα διαστήματα ανάμεσα στα σημαντικά κανάλια απορρόφησης (Εικ. 1.17), η ατμόσφαιρα **δεν** απορροφά και εκπέμπει ακτινοβολία έντονα, με αποτέλεσμα ακόμα και στο επίπεδο της θάλασσας το τ_λ να είναι μικρότερο από 1 (Wallace & Hobbs, 2006). Ένα σημαντικό μέρος της εκπεμπόμενης από τη Γη ακτινοβολίας, που τοποθετείται εντός των ατμοσφαιρικών παραθύρων του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, διαφεύγει στο διάστημα, χωρίς να υποστεί καθόλου απορρόφηση κατά τη διάδοση της στην ατμόσφαιρα.

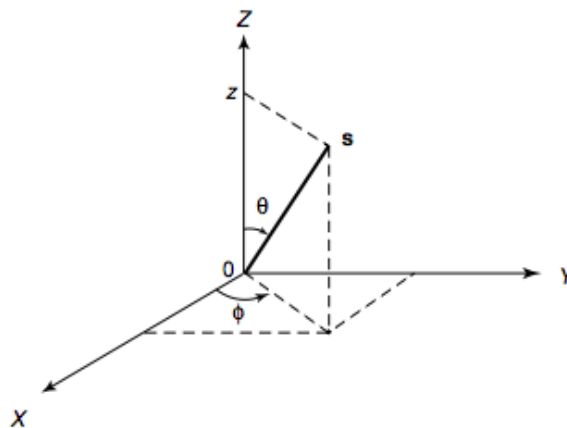
Για $\tau_\lambda \ll 1$, ο συντελεστής εκπομπής⁴⁵ (emissivity) είναι τόσο μικρός, όπου η εκπομπή ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα αγνοείται, ενώ για $\tau_\lambda \gg 1$ ο συντελεστής μετάδοσης του υπερκείμενου στρώματος είναι τόσο μικρός, ώστε μόνο ένα πολύ μικρό τμήμα της μονοχρωματικής έντασης που εκπέμπεται από αυτές τις περιοχές διαφεύγει από το ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας.

⁴⁵ Ο συντελεστής εκπομπής ή αφειτική ικανότητα (emissivity), είναι ο καθαρός αριθμός που ισούται με το λόγο της ισχύος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη μονάδα επιφάνειας ενός σώματος, προς την ισχύ που εκπέμπεται από τη μονάδα επιφάνειας ενός μέλανος σώματος, που βρίσκεται στην ίδια θερμοκρασία.

1.5.4 Η εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης

Σε πολλές εφαρμογές της εξίσωσης διάδοσης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, οι υπολογισμοί που απαιτούνται μπορούν να απλοποιηθούν σημαντικά, εάν γίνει η προσέγγιση, ότι σε μικρές περιοχές, η ατμόσφαιρα αποτελείται από παράλληλα στρώματα (plane-parallel atmosphere). Σύμφωνα με αυτή την προσέγγιση οι μεταβολές της έντασης και των διάφορων ατμοσφαιρικών παραμέτρων (θερμοκρασίας & προφίλ αερίων) επιτρέπονται μόνο προς την κατακόρυφη διεύθυνση, δηλαδή προσδιορίζονται συναρτήσει του υψομέτρου ή της πίεσης (Liou, 2002, Wallace & Hobbs, 2006). Σε αυτή την περίπτωση είναι ευκολότερη η μέτρηση γραμμικών αποστάσεων, κάθετων στο επίπεδο της στρωμάτωσης (Εικ. 1.27). Εάν το z αντιστοιχεί στην απόσταση, τότε η γενική εξίσωση της διάδοσης της ακτινοβολίας, όπως ορίστηκε στο κεφάλαιο 1.5.1 (Εξ. 1.53) παίρνει την παρακάτω μορφή (Εξ. 1.67), όπου το θ συμβολίζει τη γωνία ανάμεσα στο διάνυσμα θέσης του σημείου και την κατακόρυφο Z και το φ την αζιμουθιακή γωνία, όπως ορίζεται βάσει του άξονα των X . Σε αυτή την εξίσωση έχει παραληφθεί ο δείκτης λ για τις διάφορες ποσότητες που αφορούν την ακτινοβολία.

$$\cos\theta \frac{dI(z; \theta, \varphi)}{k\rho dz} = -I(z; \theta, \varphi) + J(z; \theta, \varphi) \quad (1.67)$$



Εικόνα 1.27 - Η γεωμετρία μιας ατμόσφαιρας παράλληλης στρωμάτωσης, όπου το θ και το φ συμβολίζουν τη ζενίθια και την αζιμουθιακή γωνία αντίστοιχα και το s τη θέση του διανύσματος. (Πηγή: Liou, 2002)

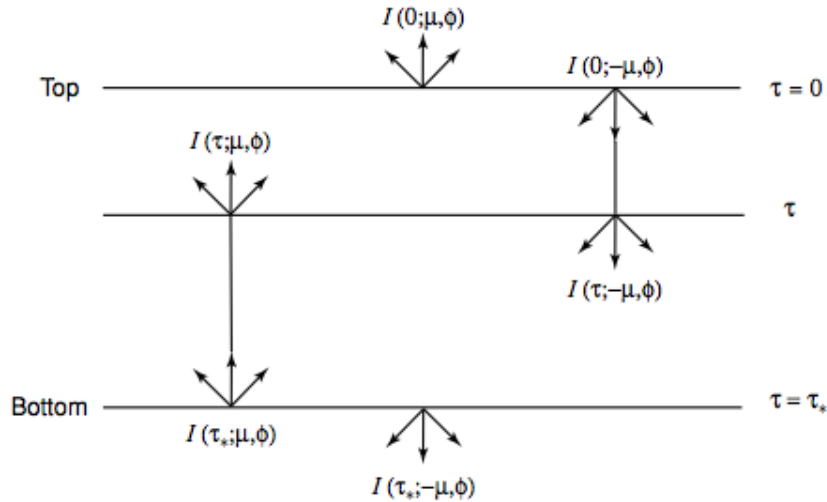
Το οπτικό πάχος (normal optical thickness) για τη διεύθυνση που είναι κάθετη στα παράλληλα στρώματα, δίνεται από την εξίσωση 1.68 και προσδιορίζεται από το ανώτερο οριακό στρώμα προς τα κάτω.

$$\tau = \int_z^{\infty} k\rho dz' \quad (1.68)$$

Βάσει της εξίσωσης 1.68, η γενική εξίσωση (Εξ. 1.67) που αναπτύχθηκε παραπάνω, παίρνει την παρακάτω μορφή (Εξ. 1.69), όπου $\mu = \cos\theta$.

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \varphi) - J(\tau; \mu, \varphi) \quad (1.69)$$

Η εξίσωση αυτή αποτελεί τη βασική σχέση για τη μελέτη του προβλήματος της πολλαπλής σκέδασης σε ατμόσφαιρες παράλληλης στρωμάτωσης.



Εικόνα 1.28 - Οι ανοδικές (μ) και καθοδικές ($-\mu$) εντάσεις, για ένα επίπεδο με δοσμένο τ , και για το ανώτερο ($\tau=0$) και κατώτερο ($\tau=\tau_*$) επίπεδο μιας πεπερασμένης ατμόσφαιρας παράλληλης στρωμάτωσης. (Πηγή: Liou, 2002)

Ακολουθώντας την ίδια διαδικασία με αυτήν του κεφαλαίου 1.5.3, η εξίσωση 1.69 μπορεί να επιλυθεί, ώστε να δίνει τις ανοδικές και καθοδικές εντάσεις για μια πεπερασμένη ατμόσφαιρα που καθορίζεται από δύο στρώματα με $\tau = 0$ και $\tau = \tau_*$, όπως παρουσιάζεται στην εικόνα 1.28 (Liou, 2002). Για να προσδιοριστεί η ανοδική ένταση ($\mu > 0$) στο επίπεδο τ , η εξίσωση 1.69 πρέπει να πολλαπλασιαστεί με το συντελεστή $e^{-\tau/\mu}$ και στη συνέχεια να ολοκληρωθεί από τ έως τ_* , οπότε προκύπτει η εξίσωση 1.70.

$$I(\tau; \mu, \varphi) = I(\tau_*; \mu, \varphi)e^{-(\tau_*-\tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau_*} J(\tau'; \mu, \varphi)e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}, \quad (1 \geq \mu > 0) \quad (1.70)$$

Για τον προσδιορισμό της καθοδικής έντασης ($\mu < 0$) στο επίπεδο τ , χρησιμοποιείται ξανά ο συντελεστής $e^{\tau/\mu}$ στην εξίσωση 1.69, όμως το μ αντικαθίσταται από το $-\mu$. Υπολογίζοντας τελικά το ορισμένο ολοκλήρωμα μεταξύ τ και $\tau = 0$, προκύπτει η εξίσωση 1.71.

$$I(\tau; -\mu, \varphi) = I(0; -\mu, \varphi)e^{-\tau/\mu} + \int_0^{\tau} J(\tau'; -\mu, \varphi)e^{-(\tau-\tau')/\mu} \frac{d\tau'}{\mu}, \quad (1 \geq \mu > 0) \quad (1.71)$$

Στις παραπάνω δυο εξισώσεις (Εξ. 1.70 & 1.71) τα $I(\tau_*; \mu, \varphi)$ και $I(0; -\mu, \varphi)$ αναπαριστούν την ένταση κάθε μιας, από τις δυο εσωτερικές πηγές, στο κατώτερο και ανώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας αντίστοιχα, όπως παρουσιάζονται στην εικόνα 1.28.

Για την εφαρμογή των παραπάνω σε ατμόσφαιρες πλανητών, είναι χρήσιμο να γίνει ο προσδιορισμός των εντάσεων $I(\tau_*; -\mu, \varphi)$ και $I(0; \mu, \varphi)$ (Εικ. 1.28) που διαφεύγουν από τη βάση και το άνω στρώμα της ατμόσφαιρας, σε συνδυασμό, με τον προσδιορισμό της σύνθεσής της, μέσω τηλεπισκοπικών μεθόδων και της μελέτης του ισοζυγίου της ακτινοβολίας (Liou, 2002).

Θέτοντας στην εξίσωση 1.70 $\tau = 0$, προκύπτει η εξίσωση 1.72.

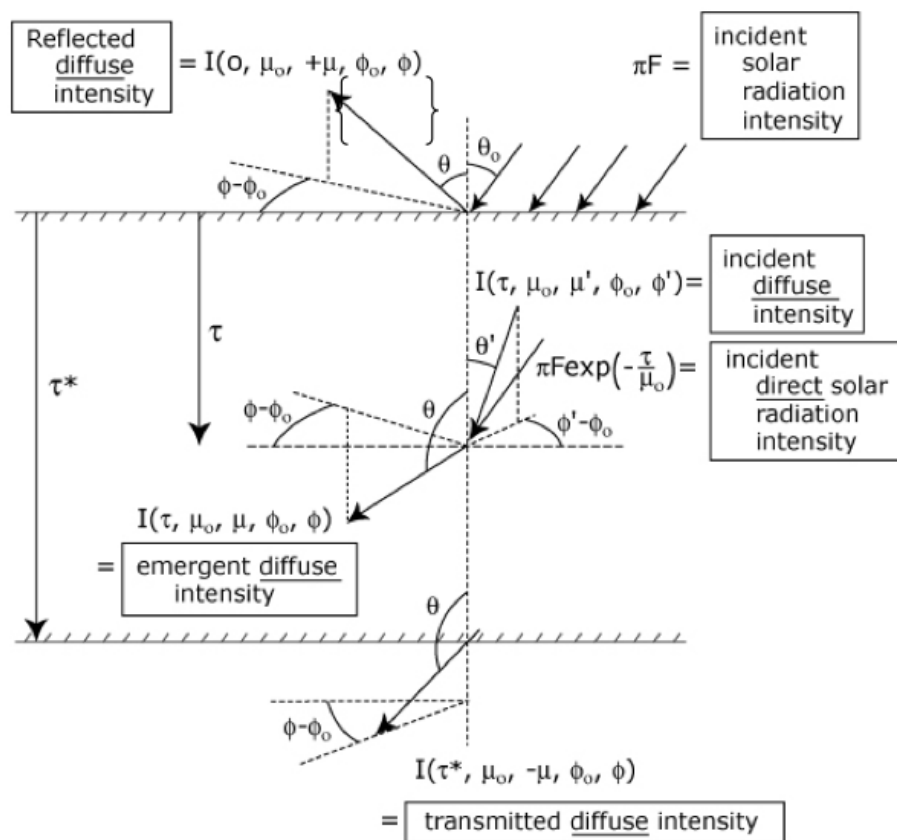
$$I(0; \mu, \varphi) = I(\tau_*; \mu, \varphi)e^{-\tau_*/\mu} + \int_0^{\tau_*} J(\tau'; \mu, \varphi)e^{-\tau'/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1.72)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Ο πρώτος και δεύτερος όρος της συγκεκριμένης εξίσωσης (Εξ. 1.72) παρουσιάζουν αντίστοιχα, τη συνεισφορά στην ένταση από την κατώτερη επιφάνεια (εξασθενεί προς το άνω στρώμα της ατμόσφαιρας) και τη συμβολή που προκύπτει εξαιτίας των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό της ατμόσφαιρας.

Ομοίως θέτοντας στην εξίσωση 1.71 $\tau = \tau_*$, προκύπτει η εξίσωση 1.73, όπου, αναλόγως με την προηγούμενη, ο πρώτος και δεύτερος όρος αντιστοιχούν στην συνεισφορά από την ανώτερη επιφάνεια (οι τιμές μειώνονται προς τη κάθετη διεύθυνση που δείχνει τη βάση της ατμόσφαιρας) και της συμβολής στην ένταση των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό τμήμα που ορίζουν τα δύο στρώματα.

$$I(\tau_*; -\mu, \varphi) = I(0; -\mu, \varphi)e^{-\tau_*/\mu} + \int_0^{\tau_*} J(\tau'; -\mu, \varphi)e^{-(\tau_*-\tau')/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1.73)$$



Εικόνα 1.29 - Το σύστημα συντεταγμένων σε μια ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης. (Πηγή: McClatchey & Seager, 2008)

1.5.5 Η εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας για ένα τρισδιάστατο ανομοιογενές μέσο

Σε αρκετές εφαρμογές η προσέγγιση ότι η ατμόσφαιρα αποτελείται από παράλληλα στρώματα δεν ισχύει. Μια από αυτές τις περιπτώσεις περιλαμβάνει και τη μελέτη της μετάδοσης της ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα, όπου πρέπει να ληφθεί υπόψη η σφαιρική γεωμετρία στο σύστημα, ή όταν υπάρχουν σύννεφα με πεπερασμένες διαστάσεις και/ή ανομοιογένεια, ως προς την οριζόντια διεύθυνση (Liou, 2002). Ειδικότερα η δεύτερη περίπτωση έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας, τόσο για την επιστήμη της τηλεπισκόπησης, όσο και για τη μελέτη της επίδρασης των νεφών στο κλίμα.

Η μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας εντός ενός τρισδιάστατου ανομοιογενούς μέσου (radiative transfer in a three-dimensional inhomogeneous media) είναι ιδιαίτερα σύνθετη, καθώς **δεν** είναι δυνατόν να περιγραφεί από μια τιμή albedo ως προς μια συγκεκριμένη διεύθυνση⁴⁶ $\tilde{\omega}$ και μια φασική συνάρτηση P . Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας θα γίνει απλώς μια εισαγωγή στο βασικό τυπολόγιο, κάτι που σε συνδυασμό με τις προηγούμενες υποενότητες, θα αποτελεί την βάση για τα αντικείμενα που θα αναλυθούν στα επόμενα κεφάλαια.

Η βασική εξίσωση (Εξ. 1.74) στην οποία στηρίζεται αυτή η περίπτωση μελέτης της διάδοσης της ακτινοβολίας, είναι η γενική μορφή της εξίσωσης διάδοσης (Εξ. 1.53), όπως αναπτύχθηκε στο κεφάλαιο 1.5.1, συμπεριλαμβάνοντας τον συντελεστή εξασθένισης $\beta_e = k_\lambda \rho$ και παραλείποντας τον δείκτη λ και τα χαρακτηριστικά που προσδίδει για λόγους ευκολίας.

$$-\frac{dI}{\beta_e ds} = I - J \quad (1.74)$$

Ο διαφορικός τελεστής μπορεί να οριστεί στο χρόνο και το χώρο, σύμφωνα με την εξίσωση 1.75, στη οποία το c αντιστοιχεί στην ταχύτητα του φωτός, το Ω είναι ένα μοναδιαίο διάνυσμα που περιγράφει τη διεύθυνση της σκέδασης βάσει ενός διανύσματος θέσης s και t είναι ο χρόνος.

$$\frac{d}{ds} = \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} + \Omega \cdot \nabla \quad (1.75)$$

Βάσει της υπόθεσης ότι η ακτινοβολία είναι ανεξάρτητη του χρόνου (σταθερή κατάσταση), όπως ο φωτισμός (illumination – Κεφ. 1.1.3) από τον ήλιο (Liou, 2002)· η εξίσωση 1.74 μπορεί να πάρει την παρακάτω μορφή (Εξ. 1.76α), όπου η συνάρτηση της πηγής, J , προσδιορίζεται από το albedo μιας συγκεκριμένης κατεύθυνσης της ηλιακής δέσμης που προέρχεται απευθείας από τον ήλιο, την πολλαπλή σκέδαση της διάχυτης έντασης και την εκπομπή από το μέσο.

$$-\frac{1}{\beta_e(s)} (\Omega \cdot \nabla) I(s, \Omega) = I(s, \Omega) - J(s, \Omega) \quad (1.76\alpha)$$

Στο καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων (x, y, z) ισχύει:

$$\Omega \cdot \nabla = \Omega_x \frac{\partial}{\partial x} + \Omega_y \frac{\partial}{\partial y} + \Omega_z \frac{\partial}{\partial z} \quad (1.76\beta)$$

όπου τα συνημίτονα διεύθυνσης δίνονται από τις παρακάτω εξισώσεις (Εξ. 1.77α-β-γ), όπου τα θ και φ είναι η ζενίθια και αζιμουθιακή γωνία αντίστοιχα, όπως ορίστηκαν προηγουμένως και $|s| = s = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

⁴⁶ Το single scattering albedo ισούται με το λόγο του συντελεστή σκέδασης, ως προς το συντελεστή εξασθένισης (βλ. Κεφ. 1.5.6)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

$$\Omega_x = \frac{\partial x}{\partial s} = \sin \theta \cos \varphi = (1 - \mu^2)^{1/2} \cos \varphi \quad (1.77\alpha)$$

$$\Omega_y = \frac{\partial y}{\partial s} = \sin \theta \sin \varphi = (1 - \mu^2)^{1/2} \sin \varphi \quad (1.77\beta)$$

$$\Omega_z = \frac{\partial z}{\partial s} = \cos \theta = \mu \quad (1.77\gamma)$$

Γενικά, για την εξίσωση 1.76α δεν υπάρχουν αναλυτικές λύσεις, παρά μόνο **αριθμητικές**. Στις περιπτώσεις όπου το μέσο διάδοσης είναι ομοιογενές ως προς τα χαρακτηριστικά της μεμονωμένης σκέδασης που διαθέτει, συμπεριλαμβανομένου και του συντελεστή εξασθένισης· η εξίσωση 1.76α μετατρέπεται σε μια 1^{ης} τάξης μερική διαφορική εξίσωση, από την οποία μπορεί να προκύψουν απλοποιημένες λύσεις.

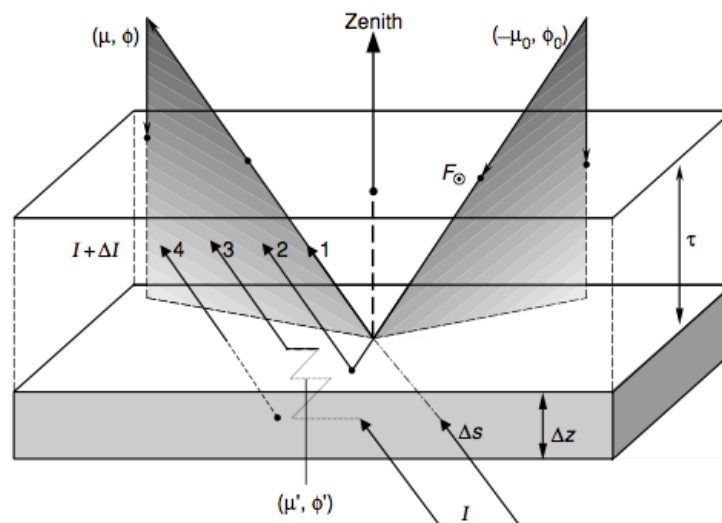
1.5.6 Η εξίσωση διάδοσης της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης

Ο όρος διάχυτη ακτινοβολία (diffuse radiation) σχετίζεται με τις διεργασίες πολλαπλής σκέδασης και διαφοροποιείται από την ακτινοβολία που προέρχεται απευθείας από τον ήλιο. Σύμφωνα με την εικόνα 1.30 και θεωρώντας ένα διαφορικό πάχος Δz , η διαφορική αλλαγή της διάχυτης έντασης που προέρχεται κάτω από το στρώμα οφείλεται σε μια από τις παρακάτω διεργασίες (Liou, 2002):

- **Μείωση** εξαιτίας της εξασθένησης (1).
- **Αύξηση** εξαιτίας της **μεμονωμένης σκέδασης** της απευθείας ηλιακής ροής, που δεν έχει σκεδαστεί από τη διεύθυνση $(-\mu_0, \phi_0)$ προς την (μ, ϕ) (2).
- **Αύξηση** εξαιτίας της **πολλαπλής σκέδασης** της διάχυτης έντασης, από τις διευθύνσεις (μ', ϕ') προς τη διεύθυνση (μ, ϕ) (3).
- **Αύξηση** εξαιτίας της **εκπομπής** εντός του στρώματος, ως προς τη διεύθυνση (μ, ϕ) (4).

Για ένα μικρό όγκο αέρα που περιλαμβάνει όλο το εύρος των χαρακτηριστικών μορίων ή/και σωματιδίων που απαντώνται στην ατμόσφαιρα, οι συντελεστές εξασθένησης β_e , σκέδασης β_s και απορρόφησης β_a προσδιορίζονται από την εξίσωση 1.78, στην οποία το σ συμβολίζει την ενεργό διατομή, και το n στην αριθμητική πυκνότητα.

$$\beta_{e,s,a} = \int_{\Delta z} \sigma_{e,s,a}(z)n(z) dz / \Delta z \quad (1.78)$$



Εικόνα 1.30 - Η μετάδοση της διάχυτης ηλιακής έντασης από τη βάση προς το άνω στρώμα μιας ατμόσφαιρας παράλληλης στρωμάτωσης: (1) μείωση εξαιτίας της εξασθένησης, (2) μεμονωμένη σκέδαση της ηλιακής ροής που δεν έχει ήδη σκεδαστεί, (3) πολλαπλή σκέδαση & (4) εκπομπή από το στρώμα. Όλοι οι παράμετροι της ακτινοβολίας ορίζονται για ένα μικρό όγκο που περιέχει όλο το φάσμα μορίων ή/και σωματιδίων. (Πηγή: Liou, 2002)

Επιπρόσθετα, έστω P η φασική συνάρτηση που αντιστοιχεί σε ένα όγκο σωματιδίων, $P(\mu, \phi; \mu', \phi')$ η αλλαγή στη διεύθυνση της εισερχόμενης έντασης από (μ', ϕ') , σε (μ, ϕ) της εξερχόμενης έντασης και $\Delta s = \Delta z / \mu$ το διαφορικό μήκος. Σύμφωνα με τους παραπάνω ορισμούς και αγνοώντας το δείκτη για το μήκος κύματος, προκύπτει η εξίσωση 1.79, στην οποία η ολοκλήρωση του όρου της πολλαπλής σκέδασης γίνεται για την διάχυτη

ακτινοβολία σε στερεά γωνία 4π , ενώ θεωρείται ότι υπάρχει ακτινοβολιακή ισορροπία (radiative equilibrium), ώστε η εκπομπή να είναι ίση με την απορρόφηση, όπως προκύπτει από τους νόμους του Kirchhoff (Κεφ. 1.5.7) και του Planck (Liou, 2002).

$$\begin{aligned} & \frac{\Delta I(z; \mu, \varphi)}{\Delta z/\mu} \\ &= -\beta_e I(z; \mu, \varphi) + \beta_s F_\odot e^{-\frac{\tau}{\mu}} \cdot P(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0)/4\pi \\ &+ \beta_s \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(z, \mu', \varphi') \cdot P(\mu, \varphi; \mu', \varphi')/4\pi d\mu' d\varphi + \beta_\alpha B[T(z)] \end{aligned} \quad (1.79)$$

Το albedo σε συγκεκριμένη κατεύθυνση (single scattering albedo) ορίζεται ως ο λόγος του συντελεστή σκέδασης, ως προς το συντελεστή εξασθένησης (Εξ. 1.80). Το single-scattering albedo είναι στενά συνδεδεμένο με τη φασική συνάρτηση των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997).

$$\tilde{\omega} = \frac{\beta_s}{\beta_e} \quad \text{ή} \quad 1 - \tilde{\omega} = \frac{\beta_\alpha}{\beta_s} \quad (1.80)$$

Το οπτικό βάθος προσδιορίζεται από την εξίσωση 1.81 και εάν αντικατασταθεί στην εξίσωση 1.79, τότε αυτή θα πάρει τη μορφή της εξίσωσης 1.82.

$$\tau = \int_z^\infty \beta_e dz' \quad (1.81)$$

$$\mu \frac{dI(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau; \mu, \varphi) - J(\tau; \mu, \varphi) \quad (1.82)$$

Η συνάρτηση πηγής θα δίνεται από την παρακάτω εξίσωση (Εξ. 1.83).

$$\begin{aligned} J(\tau; \mu, \varphi) = & \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(\tau; \mu', \varphi') P(\mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' + \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} F_\odot P(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0} \\ & + (1 - \tilde{\omega}) B[T(\tau)] \end{aligned} \quad (1.83)$$

Οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν τη διάδοση της διάχυτης έντασης είναι ο συντελεστής εξασθένησης (ή το οπτικό βάθος), το albedo σε συγκεκριμένη κατεύθυνση και η φασική συνάρτηση (Liou, 2002). Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας θα θεωρηθούν και οι τρεις ανεξάρτητες του τ (ή του z).

Η φασική συνάρτηση αναπαριστά τη γωνιακή κατανομή της σκεδαζόμενης ενέργειας ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης, όπως παρουσιάστηκε για τα μόρια, τα αερολύματα και τα σωματίδια των νεφών στο διάγραμμα 1.28. Βάσει της σφαιρικής γεωμετρίας, η γωνία σκέδασης σχετίζεται με την εισερχόμενη και την εξερχόμενη διεύθυνση σύμφωνα με την εξίσωση 1.84.

$$\cos \theta = \mu\mu' + (1 - \mu^2)^{1/2} (1 - \mu'^2)^{1/2} \cos(\varphi' - \varphi) \quad (1.84)$$

Η φασική συνάρτηση μπορεί να πάρει τη μορφή της εξίσωσης 1.85, αν για την έκφρασή της χρησιμοποιηθούν τα πολυώνυμα Legendre P_l , τα οποία χρησιμοποιούνται κατά κόρον στην ανάλυση των προβλημάτων διάδοσης της ακτινοβολίας.

$$P(\cos \theta) = \sum_{l=0}^N \tilde{\omega}_l P_l(\cos \theta) \quad (1.85)$$

Ο συντελεστής του αναπτύγματος $\tilde{\omega}_l$ (expansion coefficient), δίνεται από τη εξίσωση 1.86α.

$$\tilde{\omega}_l = \frac{2l+1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\theta) P_l(\cos\theta) d\cos\theta, \quad l = 0, 1, \dots, N \quad (1.86\alpha)$$

Όταν $l = 0$, τότε $\tilde{\omega}_0 = 1$ και αναπαριστά την κανονικοποίηση της φασικής συνάρτησης της εξίσωσης 1.35, ενώ όταν $l = 1$, προκύπτει η εξίσωση 1.86β που καλείται συντελεστής ασυμμετρίας (asymmetry factor) και σχετίζεται με τη σκέδαση, ενώ είναι η πρώτη ροπή της φασικής συνάρτησης και αποτελεί μια πολύ σημαντική παράμετρο για την ανάλυση της διάδοση της ακτινοβολίας (Liou, 2002).

$$g = \frac{\tilde{\omega}_1}{3} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\theta) \cos\theta d\cos\theta \quad (1.86\beta)$$

- **Η προσέγγιση της μεμονωμένης σκέδασης**

Η χρήση όλων των παραπάνω σε εφαρμογές τηλεπισκόπησης, γίνεται συνήθως προσεγγιστικά (single-scattering approximation), θεωρώντας ένα χώρο όπου το οπτικό βάθος είναι μικρό ($\tau < 0,1$) και εντός του οποίου η πλειοψηφία των γεγονότων σκέδασης αντιστοιχεί στη μεμονωμένη σκέδαση της δέσμης ακτινοβολίας που προέρχεται απευθείας από τον ήλιο. Αυτό συμβαίνει σε ατμόσφαιρες που περιέχουν αερολύματα και οπτικά λεπτούς θύσανους (optically thin cirrus) (Liou, 2002). Σε αυτή την περίπτωση ο πιο σημαντικός όρος είναι η συνάρτηση της πηγής (Εξ. 1.87):

$$J(\tau; \mu, \varphi) \cong \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} F_{\odot} P(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0} \quad (1.87)$$

Έστω μια μαύρη επιφάνεια, τέτοια ώστε η ανακλώμενη ανοδική ένταση $I(\tau_*; \mu, \varphi)$ να είναι ίση με 0 , όπου τ_* το συνολικό ατμοσφαιρικό οπτικό βάθος. Από την εξίσωση 1.70 προκύπτει ότι η ανοδική ένταση στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας δίνεται από την εξίσωση 1.88α.

$$\begin{aligned} I(0; \mu, \varphi) &= \int_0^{\tau_*} J(\tau'; \mu, \varphi) e^{-\tau'/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \\ &= \frac{\mu_0 F_{\odot}}{\pi} \frac{\tilde{\omega}}{4(\mu + \mu_0)} P(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \left\{ 1 - \exp\left[-\tau_* \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0}\right)\right] \right\} \end{aligned} \quad (1.88\alpha)$$

Επιπλέον για μικρό τ_* ισχύει:

$$R(\mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) = \frac{\pi I(0; \mu, \varphi)}{\mu_0 F_{\odot}} = \tau_* \frac{\tilde{\omega}}{4\mu\mu_0} P(\mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) \quad (1.88\beta)$$

Ο όρος R είναι ένα αδιάστατο μέγεθος το οποίο αναφέρεται ως **ανακλαστικότητα διπλής κατεύθυνσης** (bidirectional reflectance). Η εξίσωση 1.88β αποτελεί τη βάση για τον προσδιορισμό του οπτικού βάθους των αερολυμάτων μέσω δορυφορικών μετρήσεων (Liou, 2002). Σε μια ατμόσφαιρα με μικρό οπτικό πάχος, το τ είναι ανάλογο της ανακλαστικότητας διπλής κατεύθυνσης που μπορεί να προσδιοριστεί από ραδιομετρικές μετρήσεις δορυφόρου και αντιστρόφως ανάλογο της φασικής συνάρτησης (Liou, 2002).

1.5.7 Η εξίσωση διάδοσης της υπέρυθρης ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρες με σύννεφα

Για τη θερμική υπέρυθρη ακτινοβολία, η σκέδαση όπως και η εκπομπή και η απορρόφηση λαμβάνουν χώρα στα σύννεφα. Η βασική εξίσωση που αναπτύχθηκε στο κεφάλαιο 1.5.3 για την απορρόφηση από τα αέρια, θα πρέπει να συμπεριλάβει και τις επιδράσεις από τη σκέδαση. Έστω μια ατμόσφαιρα παράλληλης στρωμάτωσης που περιέχει νέφη, στην οποία ο συντελεστής σκέδασης και απορρόφησης για τα σωματίδια των νεφών εκφράζεται ως β_s και β_a αντίστοιχα· το β_a συμπεριλαμβάνει και την επίδραση από τους υδρατμούς. Σύμφωνα με το νόμο του Kirchhoff⁴⁷, η απορρόφηση συνοδεύεται από εκπομπή, έτσι ώστε να διατηρείται η τοπική θερμοδυναμική ισορροπία⁴⁸. Η συνάρτηση πηγής σε αυτή την περίπτωση είναι η εξίσωση του Planck, B_ν , η οποία συμβολίζεται στις παρακάτω σχέσεις ως J_ν , καθώς συμπεριλαμβάνει και τη σκέδαση. Άρα η εξίσωση διάδοσης της ακτινοβολίας μπορεί να γραφτεί στη μορφή της εξίσωσης 1.89.

$$\mu \frac{dI_\nu}{dz} = -\beta_a(I_\nu - B_\nu) - \beta_s(I_\nu - J_\nu) = -\beta_e(I_\nu - S_\nu) \quad (1.89)$$

⁴⁷ Ο νόμος του Kirchhoff μελετά την απορρόφηση και την εκπομπή από ένα σώμα, πιο συγκεκριμένα ένα μέσο μπορεί να απορροφά και να εκπέμπει ταυτόχρονα ακτινοβολία, ενός συγκεκριμένου μήκους κύματος. Ο ρυθμός με τον οποίο γίνεται η εκπομπή εξαρτάται από τη θερμοκρασία και το μήκος κύματος (Liou, 2002, Wallace & Hobbs, 2006). Αυτή είναι η βασική ιδιότητα ενός μέσου όταν βρίσκεται σε κατάσταση θερμοδυναμικής ισορροπίας (thermodynamic equilibrium). Βάσει αυτών ισχύουν τα παρακάτω:

- Ο συντελεστής εκπομπής ϵ_λ για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος ενός μέσου, είναι ίσος με την απορροφητικότητα (absorptivity) A_λ του ίδιου μέσου, όταν αυτό βρίσκεται σε θερμοδυναμική ισορροπία.

$$\epsilon_\lambda = A_\lambda$$

- Ένα μέσο με απορροφητικότητα A_λ απορροφά μόνο A_λ φορές τη ραδιομετρική ένταση $B_\lambda(T)$ ενός μέλανος σώματος, οπότε εκπέμπει ϵ_λ φορές τη ραδιομετρική ένταση ενός μέλανος σώματος (blackbody radiant intensity). Για ένα μέλαν σώμα, η απορρόφηση, όπως και η εκπομπή, είναι μέγιστη, οπότε ισχύει για όλα τα μήκη κύματος:

$$A_\lambda = \epsilon_\lambda = 1$$

- Ένα φαιό σώμα (grey body) χαρακτηρίζεται από ατελή απορρόφηση και εκπομπή και ισχύει γι αυτό:

$$A_\lambda = \epsilon_\lambda < 1$$

⁴⁸ Η εφαρμογή του νόμου του Kirchhoff απαιτεί το μέσο να βρίσκεται σε κατάσταση θερμοδυναμικής ισορροπίας, κάτι το οποίο δεν ισχύει για την ατμόσφαιρα της Γης, καθώς στο σύνολο της, δεν έχει την ίδια θερμοκρασία παντού, ούτε και η ακτινοβολία την ίδια ένταση (isotropic radiation field). Παρόλα αυτά μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως καλή προσέγγιση μια περιοχή περιορισμένου όγκου κάτω από υψόμετρο 60 με 70 km, η οποία να πληροί τις παραπάνω δυο προϋποθέσεις και το μεγαλύτερο ποσοστό μεταφοράς της ενέργειας να οφείλεται στις συγκρούσεις των μορίων μεταξύ τους. Υπό αυτές τις συνθήκες θεωρείται ότι υπάρχει τοπική θερμοδυναμική ισορροπία (local thermodynamic equilibrium - LTE) και μπορεί να εφαρμοστεί ο νόμος του Kirchhoff στην ατμόσφαιρα (Liou, 2002).

Ο **συντελεστής εξασθένισης** $\beta_e = \beta_s + \beta_a$ και η συνάρτηση της πηγής (Εξ. 1.90α) που συμπεριλαμβάνει τις διεργασίες της **απορρόφησης** και της **σκέδασης** είναι ίση με:

$$S_\nu = (\beta_a B_\nu + \beta_s J_\nu) / \beta_e \quad (1.90\alpha)$$

Η παραπάνω σχέση αποτελεί μια μέση τιμή των δυο διαφορετικών συναρτήσεων πηγής, στην οποία χρησιμοποιούνται ως βάρη οι αντίστοιχοι συντελεστές απορρόφησης και σκέδασης. Ο συντελεστής εξασθένισης είναι το αντίστροφο της μέσης ελεύθερης διαδρομής (mean free path) ενός φωτονίου πριν υποστεί σκέδαση ή απορρόφηση (Liou, 2002). Χρησιμοποιώντας τον ορισμό του albedo συγκεκριμένης κατεύθυνση $\tilde{\omega}_\nu = \beta_s / \beta_e$, σύμφωνα με τον οποίο μια ελεύθερη διαδρομή θεωρείται ότι τελειώνει, όταν συμβεί ένα γεγονός σκέδασης, η συνάρτηση πηγής μπορεί να εκφραστεί από την εξίσωση 1.90β.

$$S_\nu = (1 - \tilde{\omega}_\nu) B_\nu + \tilde{\omega}_\nu J_\nu \quad (1.90\beta)$$

Η συνάρτηση της πηγής για τη σκέδαση σχετίζεται με τις διεργασίες της πολλαπλής σκέδασης. Στο θερμικό υπέρυθρο αρκεί να ληφθεί υπόψιν, το μέρος της συνάρτησης πηγής που δεν εξαρτάται από το αζιμουθίο (Εξ. 1.90γ).

$$J_\nu = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\mu, \mu') I_\nu(\tau, \mu') d\mu' \quad (1.90\gamma)$$

Η ανεξάρτητη του αζιμουθίου φασική συνάρτηση προσδιορίζεται από την εξίσωση 1.90δ.

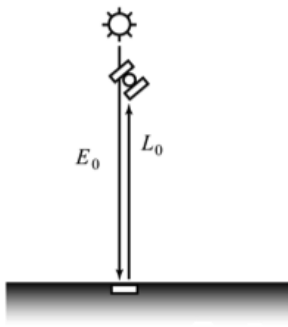
$$P(\mu, \mu') = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} P(\cos \theta) d\phi' \quad (1.90\delta)$$

Εάν το σύννεφο στο σύνολο του μπορεί να θεωρηθεί μέλαν σώμα, τότε θα συμπεριφέρεται όπως η επιφάνεια της Γης. Σε αυτή την περίπτωση, η ακτινοβολία που προέρχεται κάτω και πάνω από αυτό, δεν θα μπορεί να το διαπεράσει (Liou, 2002). Η εκπεμπόμενη ακτινοβολία στην κορυφή ή τη βάση του σύννεφου, προσδιορίζεται από την εξίσωση του Planck. **Η πλειοψηφία των νεφών που αποτελούνται από σταγονίδια νερού ή μεγάλους κρυστάλλους πάγου θεωρούνται είτε μέλανα σώματα (black clouds), είτε σχεδόν μέλαν σώματα (near blackbodies), εν αντιθέσει με αυτά που αποτελούνται από μικρούς κρυστάλλους πάγου, όπως είναι οι λεπτοί θύσανοι (cirrus)** (Liou, 2002). Τέλος η μελέτη της διάδοσης της υπέρυθρης ακτινοβολίας, διαμέσου λεπτών θύσανων στην περιοχή του ατμοσφαιρικού παραθύρου των 10 μm , πρέπει να λάβει υπόψιν τις διεργασίες σκέδασης, ώστε να καταστεί δυνατή η ερμηνεία του παρατηρούμενου φάσματος (Liou, 2002).

1.6 Δόμηση της Εξίσωσης Καταγραφής της Ραδιομετρικής Λαμπρότητας από το Δέκτη για Επίπεδο Έδαφος

Θεωρώντας ότι η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφεται από έναν δέκτη σε μια καθαρή ατμόσφαιρα και για μια επιφάνεια ομοιόμορφης ανακλαστικότητας ρ , αποτελείται από τη σκεδαζόμενη ηλιακή ακτινοβολία και την ανακλώμενη από την επιφάνεια ακτινοβολία· η εξίσωση που την προσδιορίζει δομείται ως εξής:

- Η ιδεατή γεωμετρική θέση δέκτη – ήλιου, χωρίς την ύπαρξη ατμόσφαιρας



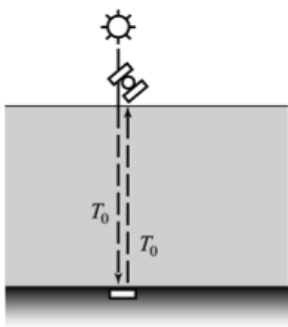
Εικόνα 1.31 - Η ιδεατή περίπτωση καταγραφής (Πηγή: Dermanis, 2005)

Στην ιδεατή περίπτωση ο δέκτης και ο ήλιος (πηγή) βρίσκονται επί της κατακόρυφου που διαπερνά το σημείο παρατήρησης (Εικ. 1.31): το έδαφος είναι επίπεδο και η ατμόσφαιρα δεν αλληλεπιδρά με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία τόσο κατά την είσοδο της, όσο και κατά την έξοδο της από αυτή. Η ραδιομετρική λαμπρότητα L_0 που καταγράφεται από τον δέκτη, δίνεται από την εξίσωση 1.91, στην οποία το E_r αντιστοιχεί στην ανακλούμενη ένταση ακτινοβολίας (reflected irradiance) και το π στην στερεά γωνία του άνω ημισφαιρίου, εκεί δηλαδή που το E_r διαχέεται (Dermanis, 2005).

$$L_0 = \frac{E_r}{\pi} = \frac{\rho}{\pi} E_0 \quad (1.91)$$

Η ανακλούμενη ένταση ακτινοβολίας μπορεί να αντικατασταθεί από το γινόμενο, της ανακλαστικότητας ρ που χαρακτηρίζει το σημείο παρατήρησης και της προσπίπτουσας έντασης ακτινοβολίας E_0 , δηλαδή από τη σχέση $E_0 = \rho E_r$.

- Η ιδεατή γεωμετρική θέση δέκτη – ήλιου, συμπεριλαμβανομένης της επίδρασης της ατμόσφαιρας



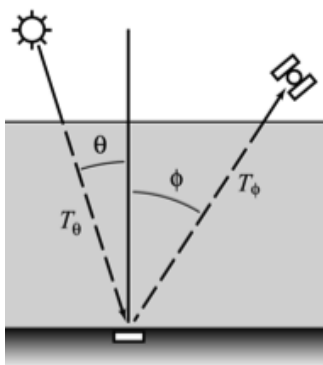
Εικόνα 1.32 - Η ιδεατή γεωμετρία λήψης με την επίδραση της ατμόσφαιρας (Πηγή: Dermanis, 2005).

Το επόμενο βήμα για τη δόμηση της εξίσωσης της καταγραφόμενης λαμπρότητας από το δέκτη, είναι η προσθήκη της επίδρασης της ατμόσφαιρας στην εξίσωση 1.91. Η αλληλεπίδραση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της προσπίπτουσας έντασης ακτινοβολίας E_0 και της ανακλούμενης λαμπρότητας κατά ένα συντελεστή T_0 (Dermanis, 2005).

Συνεπώς η εξίσωση 1.91 παίρνει τη μορφή της παρακάτω εξίσωσης (Εξ. 1.92), η οποία αντιστοιχεί στην καταγραφόμενη λαμπρότητα στον δέκτη L_s για μια ιδεατή γεωμετρία μεταξύ του δέκτη και του ήλιου, συμπεριλαμβανομένης και της επίδρασης της ατμόσφαιρας.

$$L_s = T_0 \frac{E}{\pi} = T_0 \frac{\rho T_0 E_0}{\pi} \quad (1.92)$$

- Η πραγματική γεωμετρία δέκτη – ήλιου, συμπεριλαμβανομένης της επίδρασης της ατμόσφαιρας

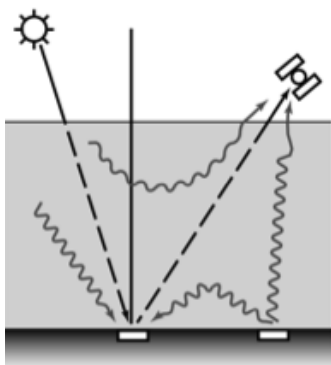


Εικόνα 1.33 - Η γεωμετρία δέκτη - Ήλιου (Πηγή: Dermanis, 2005).

Στην πραγματικότητα ο δέκτης και ο ήλιος δεν βρίσκονται επί της κατακορύφου που διέρχεται από το σημείο παρατήρησης, οπότε είναι απαραίτητο να συμπεριληφθεί στην εξίσωση της καταγραφόμενης λαμπρότητας και η γεωμετρία του συστήματος που δημιουργείται (Εικ. 1.33). Η γωνία θ που σχηματίζει ο ήλιος με την κατακόρυφο στο σημείο παρατήρησης καλείται ηλιακή ζενίθια γωνία (Κεφ. 1.1.5) και χρησιμοποιείται για τη διόρθωση της προσπίπτουσας έντασης ακτινοβολίας E στην επιφάνεια της Γης, βάσει της σχέσης $E = E_0 \cos \theta$ (Dermanis, 2005). Εφόσον η ηλιακή ακτινοβολία διέρχεται υπό γωνία εντός της ατμόσφαιρας, συνεπάγεται ότι θα διανύσει μεγαλύτερη απόσταση εντός αυτής, απ' ό,τι εάν διαδιδόταν επί της κατακορύφου· οπότε ο συντελεστής T_θ αντικαθίσταται από τον T_θ , ο οποίος λαμβάνει υπόψιν του τη γωνία θ και τη πρόσθετη επίδραση της ατμόσφαιρας. Οπότε η προσπίπτουσα ένταση της ακτινοβολίας δίνεται από τη σχέση $E = (T_\theta E_0) \cos \theta$. Ακολουθώντας την ίδια λογική αντικαθίσταται και ο συντελεστής T_θ για την λαμπρότητα με τον μειωτικό συντελεστή T_ϕ , ο οποίος συμπεριλαμβάνει και τη ζενίθια γωνία ϕ του δέκτη. Τελικά η λαμπρότητα που καταγράφεται στον δέκτη δίνεται από την εξίσωση 1.93.

$$L_T = T_\phi \frac{\rho E}{\pi} = T_\phi \frac{\rho(T_\theta E_0) \cos \theta}{\pi} \quad (1.93)$$

- Η καταγραφόμενη λαμπρότητα, συμπεριλαμβανομένου και των επιδράσεων της διάχυτης ακτινοβολίας.



Εικόνα 1.34 - Η επίδραση της διάχυτης ακτινοβολίας στην καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα (Πηγή: Dermanis, 2005).

Η διάχυτη ακτινοβολία E_D στην ατμόσφαιρα (Εικ. 1.34) έχει ως αποτέλεσμα να αυξάνει την τιμή της προσπίπτουσας έντασης ακτινοβολίας, η νέα τιμή της οποίας δίνεται από τη σχέση $E_G = T_\theta E_0 \cos \theta + E_D$. Ανάλογο φαινόμενο ισχύει και για την τιμή της λαμπρότητας που καταγράφει ο δέκτης ($L_S = L_T + L_P$, όπου L_P η διάχυτη λαμπρότητα). Συνεπώς η τιμή της λαμπρότητας που καταγράφεται από τον δέκτη δίνεται από την εξίσωση 1.94.

$$L_S = T_\phi \frac{\rho}{\pi} (T_\theta E_0 \cos \theta + E_D) + L_P \quad (1.94)$$

Τέλος βάσει της ραδιομετρικής βαθμονόμησης εκχωρείται για κάθε τιμή ψηφιακού αριθμού (DN) η αντίστοιχη τιμή καταγραφόμενης λαμπρότητας σύμφωνα με την εξίσωση 1.95, όπου το k δηλώνει το κανάλι και τα c_θ (offset) και c_1 (slope) τους συντελεστές βαθμονόμησης.

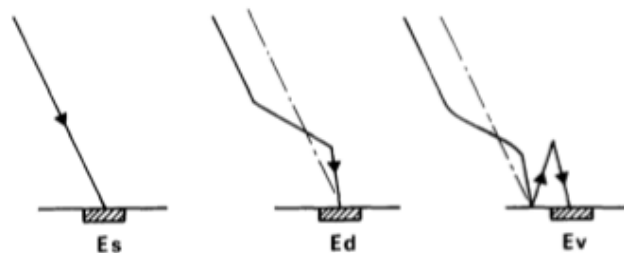
$$L_S(k) = c_0(k) + c_1(k)DN(k) \quad (1.95)$$

1.7 Η Επίδραση της Τοπογραφίας στην Διάδοση της Ακτινοβολίας

Η **τοπογραφία της επιφάνειας** αποτελεί ένα πολύ σημαντικό παράγοντα που καθορίζει την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει σε μια οποιαδήποτε επιφάνεια του πλανήτη Γη και επηρεάζει την απευθείας, τη διάχυτη και την ανακλώμενη συνιστώσα της (Batlles et al., 2008). Η επίδραση της τοπογραφίας είναι απόρροια της διακύμανσης του υψόμετρου της περιοχής, του προσανατολισμού της επιφάνειας (**slope & aspect**) και των σκιών που οφείλονται στα τοπογραφικά χαρακτηριστικά (Rich et al., 1995), οι πιο σημαντικές από αυτές τις παραμέτρους είναι ο προσανατολισμός και η παρεμπόδιση θέασης του ουράνιου θόλου και σε δεύτερη θέση το υψόμετρο (Batlles et al., 2008). Οι μεταβολές στην κλίση (slope) και τον προσανατολισμό (aspect) της επιφάνειας επηρεάζουν τον **τοπικό φωτισμό**, ως συνάρτηση της σχετικής γεωμετρίας μεταξύ του ήλιου και του στόχου (Sirguey, 2008).

Οι **συνιστώσες** της καθοδικής ηλιακής έντασης που δέχεται ένας οριζόντιος στόχος είναι οι εξής (Εικ. 1.35):

- Η **απευθείας ηλιακή δέσμη** E_s , η οποία εξασθενεί κατά τη διάδοση της στην ατμόσφαιρα, εξαιτίας της απορρόφησης και της σκέδασης από τα μόρια και τα αερολύματα.
- Η **καθοδική διάχυτη ακτινοβολία** E_D , η οποία αντιστοιχεί στην ηλιακή ακτινοβολία που έχει σκεδαστεί από την ατμόσφαιρα κατά τη διαδρομή από τον ήλιο στην επιφάνεια της γης και σχηματίζει τελικά μια ημισφαιρική πηγή (Proy, et al., 1989).
- Η επίδραση της επιφάνειας του εδάφους μπορεί να αυξήσει την καθοδική διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία E_V που δέχεται ο στόχος, μέσω της πολλαπλής αλληλεπίδρασης μεταξύ του εδάφους και της ατμόσφαιρας (**επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων** – adjacency effect). Το φαινόμενο αυτό όμως είναι δευτερευούσης σημασίας (Richter, 2010)



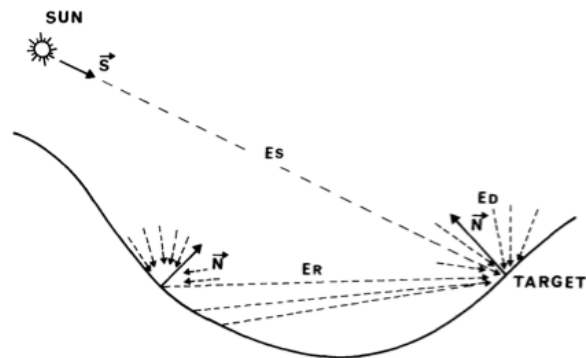
Εικόνα 1.35 - Η καθοδική ένταση ακτινοβολίας που δέχεται ένας επίπεδος στόχος. Το E_s αντιστοιχεί στην απευθείας ηλιακή δέσμη, το E_D στη διάχυτη ακτινοβολία και το E_V στην ακτινοβολία που προέρχεται από την αλληλεπίδραση της ατμόσφαιρας και του εδάφους (adjacency effect) (Πηγή: Proy et al., 1989).

Σύμφωνα με την παραπάνω προσέγγιση η μελέτη της έντασης της ακτινοβολίας σε παγκόσμιο επίπεδο, η οποία είναι **ίση με το άθροισμα της απευθείας και της διάχυτης ακτινοβολίας σε μια οριζόντια επιφάνεια**, είναι εντελώς ανεξάρτητη από την ανακλαστικότητα του εδάφους και μπορεί να θεωρηθεί ως μια καθαρά ατμοσφαιρική λειτουργία (Proy, et al., 1989). Στις επιφάνειες όμως με έντονο ανάγλυφο (π.χ. ορεινές περιοχές) η μελέτη της έντασης της ακτινοβολίας **δεν** μπορεί να γίνει με αυτό τον τρόπο. Η

τοπογραφία της επιφάνειας επηρεάζει τη συγκεκριμένη ποσότητα με δυο διαφορετικούς τρόπους, όπως φαίνεται και στην εικόνα 1.36.

- Η τιμή της απευθείας και διάχυτης ακτινοβολίας μπορεί να μεταβάλλεται σύμφωνα με την γωνία που σχηματίζει η ηλιακή δέσμη και η κάθετος στην συγκεκριμένη επιφάνεια. Ο προσανατολισμός της επιφάνειας καθορίζει τη γωνία πρόσπτωσης της άμεσης, της διάχυτης αλλά και της ανακλώμενης ακτινοβολίας (Rich et al., 1995), με **αποτέλεσμα η γεωμετρία μεταξύ του ήλιου, του στόχου και του δέκτη να διαφέρει επί της τηλεπισκοπικής απεικόνισης από τη μια εικονοψηφίδα στην άλλη**. Συνεπώς στις τηλεπισκοπικές εικόνες που απεικονίζουν περιοχές με έντονο ανάγλυφο απαιτείται η διόρθωση κάθε εικονοψηφίδας (Proy, et al., 1989).
- **Η παρεμπόδιση της θέασης του ουράνιου θόλου** ⁴⁹, εξαιτίας της περιβάλλουσας τοπογραφίας, περιορίζει τις διευθύνσεις από τις οποίες μπορεί να προέρχεται η άμεση και η διάχυτη ακτινοβολία (Rich et al., 1995). Στην περίπτωση της άμεσης ακτινοβολίας η ύπαρξη χαρακτηριστικών της τοπογραφίας που βρίσκονται εντός της διαδρομής διάδοσης των ηλιακών ακτίνων, έχουν ως συνέπεια την εμφάνιση σκιών ή ακόμα και την αδυναμία φωτισμού του στόχου από αυτήν. Η παρεμπόδιση της θέασης του ουράνιου θόλου ως προς οποιαδήποτε διεύθυνση περιορίζει επίσης και την ποσότητα της διάχυτης ακτινοβολίας που φτάνει στο εκάστοτε σημείο ενδιαφέροντος. Επιπρόσθετα τα χαρακτηριστικά της τοπογραφίας μπορεί να οφείλονται και για την ανάκλαση ακτινοβολίας προς τον στόχο, με αποτέλεσμα να δέχεται μια πρόσθετη ένταση ακτινοβολίας E_R , όπως φαίνεται στην παρακάτω εικόνα (Εικ. 1.36) (Proy, et al., 1989).

⁴⁹ Η παρεμπόδιση της θέασης του ουράνιου θόλου περιγράφεται από τον συντελεστή sky-view. Ο συντελεστής θέασης του ουράνιου θόλου (sky-view factor - SVF) είναι μια αδιάστατη παράμετρος που παίρνει τιμές από 0 έως 1 και αναπαριστά το ορατό τμήμα του ουράνιου θόλου για ένα ημισφαίριο που βρίσκεται στο κέντρο του σημείου ενδιαφέροντος (Hammerle et al., 2011). Διαφορετικοί συντελεστές θέασης συνεπάγονται και διαφορετικά ισοζύγια ακτινοβολίας και κατ'επέκταση ενέργειας. Παραδείγματος χάριν, ένα σημείο με SVF ίσο με 1 (το σύνολο του ουράνιου θόλου, επί του σημείου, είναι ορατό από αυτό) κάτω από συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας, δεν δέχεται ούτε πρόσθετη ανακλώμενη ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος (shortwave radiation), ούτε πρόσθετη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (longwave radiation) (Hammerle et al., 2011). Εν αντιθέσει εάν το σημείο παρατήρησης εντοπίζεται σε μια κοιλάδα ή ένα φαράγγι το ισοζύγιο ακτινοβολίας και ενέργειας μεταβάλλονται εξαιτίας των αντανάκλασεων, μιας μείωσης της εξερχόμενης ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος, μιας αύξησης της ίδιας ακτινοβολίας (longwave) που δέχεται το σημείο και προέρχεται από την εκπομπή από τις επιφάνειες που εμποδίζουν τη θέαση του ουρανού και ως εκ τούτου μια αλλαγή στη θερμική ροή (heat flux) του εδάφους.



Εικόνα 1.36 - Η καθοδική ένταση ακτινοβολίας στις περιοχές με έντονο ανάγλυφο (Πηγή: Proy et al., 1989).

Γενικά από τα παραπάνω φαινόμενα που οφείλονται στα τοπογραφικά χαρακτηριστικά το πιο σημαντικό είναι το πρώτο και συνήθως στις διορθώσεις συμπεριλαμβάνεται μόνο αυτό (Battles et al., 2008, Proy, et al., 1989). Συνήθως η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία λαμβάνεται υπόψιν, θεωρώντας ότι είναι **ισοτροπική**, κάτι που δεν ισχύει στην πραγματικότητα όμως (Rich et al., 1995). Μελέτες έχουν δείξει ότι είναι σημαντικό να συμπεριλαμβάνεται η ανισοτροπική της κατανομή, στις περιπτώσεις που η κλίση είναι μεγαλύτερη από 20° (Proy, et al., 1989).

Η ραδιομετρική λαμπρότητα που ανακλάται από ένα στόχο σε ανάγλυφη επιφάνεια, αποτελείται από τέσσερις συνιστώσες (Wei et al., 2008):

- Την ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα από την **απευθείας ένταση** της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στο στόχο και επηρεάζεται από την κλίση του εδάφους και το τοπογραφικό αζιμουθίο.
- Την ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα από τη **διάχυτη ένταση** της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στο στόχο και επηρεάζεται από τις ίδιες παραμέτρους, όπως και η προηγούμενη συνιστώσα.
- Την ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα από την **περιηλίουςα διάχυτη ένταση** ακτινοβολίας (circumsolar diffuse irradiance), που επηρεάζεται από τη σκίαση του εδάφους.
- Την ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα που οφείλεται **στην ακτινοβολία που προέρχεται από την περιβάλλουσα επιφάνεια**⁵⁰ και εξαρτάται από τη ραδιομετρική λαμπρότητα των γειτονικών στόχων.

⁵⁰ Η επίδραση των γειτονικών στόχων (adjacency effect) στην ακτινοβολία που καταγράφεται από το δέκτη παρατηρείται στις απεικονίσεις υψηλής χωρικής ανάλυσης (<100 m), κυρίως στη φασματική περιοχή των 0,4 με 1 μm (Richter et al., 2006). Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στη σκέδαση από τα μόρια και τα αερολύματα της ατμόσφαιρας και ουσιαστικά αντιπροσωπεύει 1) την ανακλώμενη ακτινοβολία από τα στοιχεία της επιφάνειας που γεινιάζουν με το στόχο που μελετάται και 2) την ακτινοβολία που ανακλάται πίσω στο έδαφος από την ατμόσφαιρα· οι δύο αυτές συνιστώσες συνήθως ενώνονται σε μία. Η ένταση του συγκεκριμένου φαινομένου εξαρτάται από τον όγκο του αέρα που βρίσκεται ανάμεσα στο στόχο και το δέκτη, δηλαδή η αύξηση της συγκέντρωσης των αερίων και των αερολυμάτων λειτουργεί ενισχυτικά για αυτό (Richter et al., 2006)· επιπρόσθετα η ένταση του μειώνεται με την αύξηση του μήκους κύματος της ακτινοβολίας, καθώς με την αύξηση του λ εξασθενεί η επίδραση της σκέδασης. Τέλος στις δορυφορικές απεικονίσεις, υπό κανονικές ατμοσφαιρικές συνθήκες, η ζώνη επίδρασης

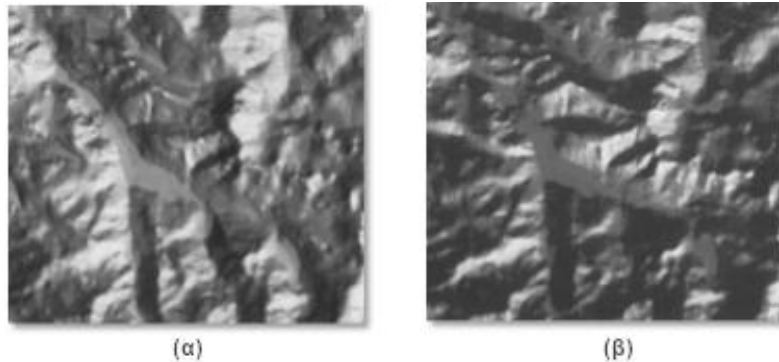
1.7.1 Η επίδραση του προσανατολισμού της επιφάνειας

- Στην απευθείας ηλιακή ακτινοβολία

Η απευθείας ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ένας στόχος εξαρτάται από τη **γωνία πρόσπτωσης** μεταξύ του ήλιου και της **κατακορύφου** σε αυτό το σημείο (Εικ. 1.36). Το E_S αντιστοιχεί στην απευθείας ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στο επίπεδο του εδάφους, εφόσον διέλθει μέσα από την ατμόσφαιρα. Η ένταση ακτινοβολίας E_{S_1} που δέχεται ένα σημείο ισούται με (Proy et al., 1989):

- $E_{S_1} = E_S \cos(\vec{N}, \vec{S})$, όταν $\cos(\vec{N}, \vec{S}) > 0$
- $E_{S_1} = 0$, όταν $\cos(\vec{N}, \vec{S}) < 0$

Όπου \vec{N} η κάθετος στο έδαφος και \vec{S} η ηλιακή ζενίθια γωνία. Η παρακάτω εικόνα (Εικ. 1.37) παρουσιάζει τις τιμές του $\cos(\vec{N}, \vec{S})$ για την ίδια περιοχή για δύο διαφορετικές ηλιακές ζενίθιες γωνίες (40° και 72°). Η σύγκριση υποδεικνύει ότι είναι σημαντικό να ληφθεί υπόψιν η επίδραση της γωνίας πρόσπτωσης (Proy et al., 1989).



Εικόνα 1.37 - Η εικόνα των τιμών $\cos(\vec{N}, \vec{S})$ για ηλιακή ζενίθια γωνία 40° (α) και 75° (β) (Πηγή: Proy et al., 1989).

- Στην διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία

Η διάχυτη ακτινοβολία σε μια πλαγιά εξαρτάται από την **ανακλαστικότητα της επιφάνειας**, την **ανισοτροπία του πεδίου διάχυσης** και την **παρεμπόδιση του ουράνιου θόλου** από την πλαγιά αυτή καθεαυτή, αλλά και τα **παρακείμενα τοπογραφικά χαρακτηριστικά** (Dubayah & Loechel, 1997). Γενικά η διάχυτη ένταση ακτινοβολία, ακόμα και υπό συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας δεν είναι ισοτροπική (π.χ. ο ουρανός είναι συνήθως πιο φωτεινός κοντά στον ήλιο και στον ορίζοντα): το φαινόμενο αυτό είναι ακόμα πιο έντονο όταν στην ατμόσφαιρα εντοπίζονται σύννεφα (Rich et al., 1995). Η ανισοτροπία του πεδίου διάχυσης της ακτινοβολίας επηρεάζεται επίσης και από την επίδραση της τοπογραφίας. Για την αντιμετώπιση αυτού του φαινομένου πρέπει να είναι γνωστά η **γωνιακή κατανομή της διάχυτης ακτινοβολίας** στον ουράνιο θόλο, όπως και το **ποσό που παρεμποδίζεται**, εξαιτίας

των περιβαλλόντων χαρακτηριστικών που λαμβάνεται υπόψιν, γύρω από ένα στόχο, αντιστοιχεί σε ένα κυκλικό δίσκο με ακτίνα 1 με 2 km (Richter et al., 2006). Το φαινόμενο αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μειώνεται η αντίθεση (contrast) στα τμήματα της εικόνας με ετερογενή εδαφοκάλυψη: οι σκούρες επιφάνειες απεικονίζονται πιο φωτεινές, ενώ για τις φωτεινές ισχύει το αντίθετο (Guanter et al., 2009).

της επίδρασης της τοπογραφίας ως προς ένα συγκεκριμένο αζιμούθιο θέασης (Dubayah & Loechel, 1997).

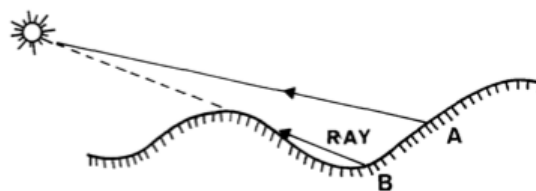
Ένα πρόσθετο πρόβλημα αποτελεί και η **δυναμική φύση** του πεδίου διάχυσης (Dubayah & Loechel, 1997). Παραδείγματος χάριν, εξαιτίας της διαρκούς κίνησης των νεφών δεν είναι γνωστή η σχετική θέση με τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά, εκτός από τη στιγμή λήψης της απεικόνισης. Το γεγονός αυτό δημιουργεί αρκετά προβλήματα κατά το στάδιο της μοντελοποίησης.

Είναι δυνατός ο υπολογισμός ενός συντελεστή sky-view που να παρουσιάζει το λόγο της διάχυτη έντασης ακτινοβολίας του ουρανού για ένα σημείο, ως προς μια οριζόντια επιφάνεια με SVF ίσο με 1 (Rich et al., 1995). Θεωρητικά η διάχυτη ροή μπορεί να προσδιοριστεί πολλαπλασιάζοντας το συντελεστή sky-view, ως προς μια συγκεκριμένη διεύθυνση, με το ποσό της διάχυτης έντασης ακτινοβολίας για αυτό το τμήμα του ουρανού και στη συνέχεια ολοκληρώνοντας για όλες τις διευθύνσεις που ορίζει το ημισφαίριο του ουράνιου θόλου (Rich et al., 1995).

1.7.2 Η επίδραση των παρακείμενων τοπογραφικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας

- **Περιοχές που καλύπτονται από σκιές, εξαιτίας της τοπογραφίας της επιφάνειας**

Εάν κάποιο χαρακτηριστικό της επιφάνειας του εδάφους, π.χ κάποια γειτονική πλαγιά (Εικ. 1.38), παρεμποδίζει τη διάδοση της ακτινοβολία από τον ήλιο στον στόχο, αυτό έχει ως συνέπεια η περιοχή αυτή να βρίσκεται υπό **σκιά**. Τα σημεία αυτά στις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις αντιστοιχούν σε **πιο σκούρες εικονοψηφίδες**. Για τον εντοπισμό των σκιασμένων εικονοψηφίδων είναι δυνατή η χρήση αλγορίθμων «κρυφής επιφάνειας» («hidden surface” algorithms), στους οποίους η θέση θέασης της εικόνας από το χρήστη αντικαθίσταται από την πηγή φωτισμού (τον ήλιο) (Proy, et al., 1989).



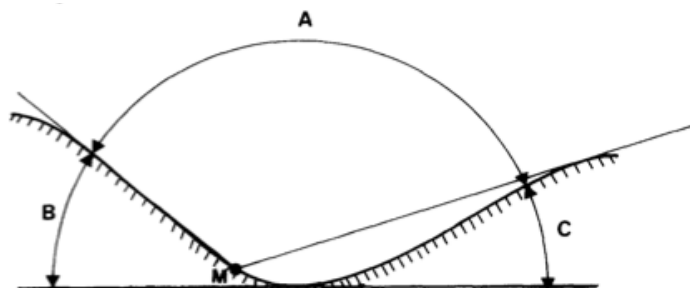
Εικόνα 1.38 - Παράδειγμα στόχων υπό σκιά. Ο στόχος B είναι υπό σκιά εξαιτίας της γειτονικής πλαγιάς, σε αντίθεση με τον στόχο A (Πηγή: Proy et al., 1989).

Δύο διαφορετικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται είναι οι εξής:

- Ένα κατακόρυφο επίπεδο που κινείται κάθετα ως προς τη διεύθυνση θέασης και στη συνέχεια ως προς το έδαφος. Συγκρίνοντας τα δυο προφίλ που προκύπτουν είναι δυνατός ο εντοπισμός των περιοχών σκίασης.
- Παρατήρηση της κίνησης της ακτίνας και υπολογισμός της αλληλεπίδραση μεταξύ της ηλιακής δέσμης και του εδάφους.

- **Η επίδραση των γειτονικών πλαγιών στη διάχυτη ακτινοβολία**

Η **περιβάλλουσα τοπογραφία** μπορεί να περιορίσει τη διάχυτη ακτινοβολία που δέχεται ο στόχος. Παραδείγματος χάριν στην εικόνα 1.39, μόνο το τμήμα A του ουράνιου θόλου συμβάλει στον φωτισμό του στόχου· τα τμήματα B και C καλύπτονται από τις υπόλοιπες διευθύνσεις που ορίζει το ημικύκλιο.

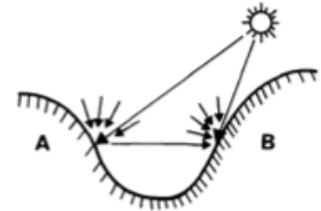


Εικόνα 1.39 - Η επίδραση των γειτονικών πλαγιών στη διάχυτη ακτινοβολία που έχει σκεδαστεί. Μόνο το τμήμα A του ημισφαιρίου πρέπει να μελετηθεί (Πηγή: Proy et al., 1989).

Η επίδραση των παρακείμενων πλαγιών δεν μπορεί να προσδιοριστεί εύκολα για κάθε εικονομηφίδα της απεικόνισης ξεχωριστά. Ωστόσο το φαινόμενο αυτό θεωρείται λιγότερο σημαντικό από το προηγούμενο, επειδή περιορίζεται σε πολύ μικρότερες περιοχές (Proy, et al., 1989).

• **Ακτινοβολία από τις παρακείμενες επιφάνειες**

Τέλος η επίδραση της τοπογραφίας μπορεί **ουσιαστικά να προσθέσει ακόμα μια πηγή φωτισμού σε κάθε στόχο**, η οποία αντιστοιχεί στην ανακλώμενη ακτινοβολία από τις παρακείμενες επιφάνειες. Το φαινόμενο αυτό παρουσιάζεται στην εικόνα 1.40, όπου τμήμα της ακτινοβολίας που δέχεται το σημείο A μπορεί να ανακλαστεί προς το σημείο B. Η

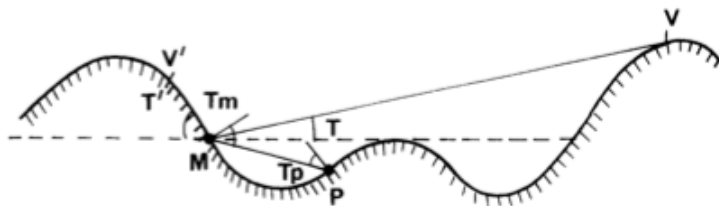


Εικόνα 1.40 - Η ένταση ακτινοβολίας στο σημείο B που οφείλεται στην ανάκλαση της ακτινοβολίας που δέχεται το σημείο A, το οποίο εντοπίζεται σε μια παρακείμενη πλαγιά (Πηγή: Proy et al., 1989).

συγκεκριμένη διεργασία έχει μελετηθεί προσομοιώνοντας κοιλάδες με δύο ή τρεις πλαγιές. Οι μελέτες αυτές έδειξαν, ότι το φαινόμενο αυτό **δεν μπορεί να αγνοηθεί** στις περιπτώσεις όπου εντοπίζεται **χιόνι**, για μήκη κύματος στο εγγύς υπέρυθρο εάν εντοπίζεται βλάστηση στην περιοχή και σε απότομες πλαγιές (Proy, et al., 1989). Παρακάτω παρουσιάζεται μια μέθοδος ποσοτικοποίησης του συγκεκριμένου ζητήματος.

Αρχικά γίνεται η θεώρηση ότι οι επιφάνειες είναι λαμπερτιανές⁵¹. Τα διευθυνσιακά χαρακτηριστικά των επιφανειών μπορεί να εισάγουν προβλήματα για γωνίες ανύψωσης του ήλιου (sun elevation) μικρότερες από 30° (Proy, et al., 1989)· επιπλέον η εξασθένηση της ακτινοβολίας μεταξύ των δύο γειτονικών πλαγιών και η δευτερεύουσα ανάκλαση αγνοούνται. Η ραδιομετρική λαμπρότητα που δέχεται το σημείο M και προέρχεται από το σημείο P (Εικ. 1.41) προσδιορίζεται από την εξίσωση 1.96· όπου τα dS_M και dS_P αντιστοιχούν στο εμβαδόν των στόχων M και P αντίστοιχα, τα T_M και T_P στις γωνίες μεταξύ της καθέτου στο σημείο και της ευθείας MP, το L_P στο φωτισμό του σημείου P και το r_{MP} στην απόσταση μεταξύ των M και P.

$$L_{PM} = (L_P dS_M \cos T_M dS_P \cos T_P) / r_{MP}^2 \quad (1.96)$$



Εικόνα 1.41 - Η γεωμετρία του συστήματος των πιθανών ανακλάσεων, από τις παρακείμενες πλαγιές (Πηγή: Proy et al., 1989).

Εάν ρ_P είναι η ανακλαστικότητα του στόχου P που φωτίζεται από την ένταση ακτινοβολίας E_P , η ανοδική ραδιομετρική λαμπρότητα L_P στο επίπεδο του εδάφους, θα δίνεται από την εξίσωση 1.97.

⁵¹ Μια επιφάνεια χαρακτηρίζεται λαμπερτιανή, όταν το φως που δέχεται σκεδάζεται με τέτοιο τρόπο, ώστε η φωτεινότητα που βλέπει ένας παρατηρητής είναι ανεξάρτητη από γωνία θέασης του. Πιο συγκεκριμένα ο φωτισμός της επιφάνειας είναι ιστροπικός.

$$L_P = \rho_P E_P / \pi \quad (1.97)$$

Η ολική ένταση ακτινοβολίας που δέχεται το σημείο M από τις παρακείμενες επιφάνειες προσδιορίζεται από την εξίσωση 1.98.

$$E_M = \sum_P \frac{L_{PM}}{dS_M} = \sum_P \frac{\rho_P E_P \cos T_M \cos T_P dS_P}{\pi r_{MP}^2} \quad (1.98)$$

Το παραπάνω άθροισμα πρέπει να συμπεριλάβει όλους τους στόχους που είναι προσανατολισμένοι προς το σημείο M και όχι αυτούς που αποκρύπτονται από αυτό (Εικ. 1.41) (Proy et al., 1989). Ο χώρος που μελετάται περιορίζεται από τις περιβάλλουσες κορυφογραμμές· για τον ακριβή προσδιορισμό του οποίου, πρέπει να εκτιμηθεί το προφίλ του εδάφους για όλες τις διευθύνσεις (360°) που ορίζονται με κέντρο το σημείο M.

Η μελέτη των Proy et al. (1989) επί του θέματος κατέδειξε τα εξής συμπεράσματα:

- Η **απόσταση** μεταξύ των δύο πλαγιών $r=MP$ (Εικ. 1.41) είναι καθοριστική παράμετρος. Η ανακλώμενη ένταση ακτινοβολίας μεταβάλλεται σύμφωνα με τον λόγο $1/r^2$.
- Η **κλίση** της κάθε εικονοψηφίδας παίζει πολύ σημαντικό ρόλο. Γενικά η ανακλώμενη ροή που δέχεται κάθε σημείο αυξάνεται, όταν αυτό είναι προσανατολισμένο προς την απέναντι επιφάνεια.
- Η **γωνία ανύψωσης** της θέσης του ήλιου αποτελεί σημαντική παράμετρο επίσης, καθώς η ανακλώμενη ακτινοβολία εξαρτάται από τον φωτισμό των γειτονικών πλαγιών (ο όρος E_p στην εξίσωση).

Οι βασικές παράμετροι από τις οποίες εξαρτάται η διακύμανση της ανακλώμενης ακτινοβολίας είναι το φασματικό albedo της εδαφοκάλυψης, ο προσανατολισμός του εδάφους σε σχέση με τη γειτονική τοπογραφική επιφάνεια και η έκθεση στις παρακείμενες κλίσεις (Proy et al., 1989). Η παραπάνω μέθοδος καθιστά δυνατή τη σύγκριση της ανακλώμενης ακτινοβολίας με τις υπόλοιπες συνιστώσες που αποτελούν την ολική ένταση της ακτινοβολίας που δέχεται ο στόχος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ &
ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ.

2.1 Βασικά Στοιχεία Σχεδιασμού των Μοντέλων

Στην προηγούμενη ενότητα έγινε ανάλυση των διεργασιών που σχετίζονται άμεσα με την διάδοση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης. Σε αυτό το κεφάλαιο θα γίνει μια σύντομη εισαγωγή στη σχεδίαση, στην εφαρμογή και στον έλεγχο ενός μοντέλου. Η διαδικασία αυτή αποτελείται από αρκετά βήματα (Jacobson, 2005), τα οποία παραθέτονται παρακάτω, με πιο σημαντικά να είναι: ο καθορισμός του προβλήματος, η επιλογή των κατάλληλων αλγόριθμων, η συλλογή των δεδομένων εισόδου και των συμπληρωματικών δεδομένων, η σύγκριση των προβλέψεων του μοντέλου με πραγματικά δεδομένα και η ανάλυση των αποτελεσμάτων. Το συγκεκριμένο κεφάλαιο αν και αποτελεί μια ξεχωριστή επιστημονική ενότητα, λειτουργεί συμπληρωματικά όσον αφορά το πρώτο μέρος της παρούσας εργασίας και έχει ως στόχο να συνδέσει το θεωρητικό υπόβαθρο της διάδοσης της ακτινοβολίας με τους πίνακες αναζήτησης (LUT) που αξιοποιούν οι αλγόριθμοι διόρθωσης για τα τηλεπισκοπικά δεδομένα.

Τα στάδια για τον σχεδιασμό, την εφαρμογή και τον έλεγχο ενός μοντέλου είναι τα παρακάτω:

1. Προσδιορισμός & Κατανόηση του προβλήματος.
2. Καθορισμός της χωρικής & χρονικής κλίμακας του προβλήματος.
3. Καθορισμός των διαστάσεων του μοντέλου.
4. Επιλογή των φυσικών, χημικών και/ή δυναμικών διεργασιών που θα προσομοιωθούν.
5. Επιλογή των μεταβλητών.
6. Επιλογή χρονικών βημάτων και διαστημάτων.
7. Καθορισμός αρχικών συνθηκών.
8. Καθορισμός συνθηκών στα όρια του μοντέλου.
9. Συλλογή δεδομένων εισόδου.
10. Συμπληρωματικά δεδομένα (ambient data)
11. Μέθοδοι παρεμβολής των δεδομένων και των προβλέψεων.
12. Ανάπτυξη τεχνικών στατιστικής και γραφικής αναπαράστασης.
13. Σύγκριση των αποτελεσμάτων με δεδομένα.
14. Εκτέλεση ελέγχων ευαισθησίας και ανάλυση των αποτελεσμάτων.
15. Συνεχής βελτίωση του μοντέλου.

2.1.1 Καθορισμός του σκοπού του μοντέλου

Το πρώτο στάδιο στην ανάπτυξη ενός μοντέλου είναι ο καθορισμός του επιστημονικού, κανονιστικού ή υπολογιστικού προβλήματος, παραδείγματος χάριν η εκπομπή αερίων και σωματιδίων στο στρατοσφαιρικό όζον, η επίδραση της υγρασίας του εδάφους στις ατμοσφαιρικές συνθήκες και στο ύψος του οριακού στρώματος. Τα υπολογιστικά θέματα περιλαμβάνουν τον καθορισμό της πιο αποδοτικής υπολογιστικής αρχιτεκτονικής όσον αφορά την ταχύτητα και τις απαιτήσεις σε μνήμη για την εκτέλεση του μοντέλου και την ανάπτυξη αριθμητικών τεχνικών για την βελτίωση της ταχύτητας εκτέλεσης αλγορίθμων σε υφιστάμενες υπολογιστικές αρχιτεκτονικές.

2.1.2 Καθορισμός της χωρικής και χρονικής κλίμακας του μοντέλου

Το δεύτερο βήμα στην ανάπτυξη ενός μοντέλου είναι ο καθορισμός της χωρικής και χρονικής κλίμακας. Οι χωρικές κλίμακες περιλαμβάνουν τη μοριακή, τη μικροκλίμακα (microscale), τη μεσοκλίμακα (mesoscale), τη συνοπτική (synoptic-) και την παγκόσμια

κλίμακα (Jacobson, 2005). Η ρύπανση του αέρα των αστικών περιοχών και οι καταιγίδες προσομοιώνονται σε micro- ή mesoscale πεδία. Η όξινη απόθεση, οι κλιματικές αλλαγές σε περιφερειακό επίπεδο και οι τυφώνες προσομοιώνονται από μέσο- έως συνοπτικών κλιμάκων πεδία, ενώ η παγκόσμια κλιματική αλλαγή προσομοιώνεται σε παγκόσμιο επίπεδο. Όσον αφορά το χρόνο, η ρύπανση του αστικού αέρα και ο καιρός προσομοιώνονται για χρονικά διαστήματα που καλύπτουν από ώρες έως κάποιες εβδομάδες· η όξινη εναπόθεση από κάποιες μέρες έως κάποιες εβδομάδες και η παγκόσμια κλιματική αλλαγή από μερικά χρόνια έως κάποιους αιώνες.

2.1.3 Καθορισμός των διαστάσεων του μοντέλου

Το τρίτο βήμα στη σχεδίαση ενός μοντέλου είναι η επιλογή των διαστάσεων του μοντέλου και εάν αυτό θα ενταχθεί σε κάποιο μεγαλύτερο. Τα τρισδιάστατα μοντέλα είναι ιδανικά για όλες τις εφαρμογές, αλλά εξαιτίας των μεγάλων απαιτήσεων τους σε υπολογιστική ισχύ, συχνά χρησιμοποιούνται μοντέλα μηδενικής, μίας ή δύο διαστάσεων.

Ένα **μοντέλο μηδενικής διάστασης (0-D)** είναι ένα *μοντέλο κουτιού* (box model) στο οποίο λαμβάνουν χώρα χημικές ή/και φυσικές διεργασίες. Τα αέρια και τα σωματίδια μπορούν να εισέλθουν και να εξέλθουν στο σύστημα από οποιαδήποτε θέση, ενώ η συγκέντρωση καθενός από αυτά, θεωρείται ομοιόμορφη για ολόκληρο το μοντέλο (Jacobson, 2005). Στη συγκεκριμένη κατηγορία μοντέλων γίνεται η παραδοχή, ότι το σύνολο της ύλης που περιέχεται σε αυτό, αναμιγνύεται άμεσα, όταν αυτή υπόκειται σε οποιαδήποτε μεταβολή. Ένα πρότυπο μοντέλο 0-D είναι σταθερό στον χώρο. Ένα μοντέλο πακέτου ή σωματιδίου (parcel model⁵²), αποτελεί υποκατηγορία ενός box model και έχει την ιδιότητα να κινείται στο χώρο κατά μήκος της διεύθυνσης του ανέμου· οι εκπομπές στο συγκεκριμένο σύστημα εισέρχονται από διαφορετικά σημεία κατά μήκος της τροχιάς κίνησης του (Jacobson, 2005).

Τα μοντέλα μηδενικής διάστασης έχουν χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση φωτοχημικών αντιδράσεων που λαμβάνουν χώρα σε νέφη αιθαλομίχλης (smog chambers), όπως και για την προσομοίωση χημικών και φυσικών αλληλεπιδράσεων ανάμεσα στα αερολύματα και τα αέρια. Τα μοντέλα πακέτου έχουν χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση αλλαγών σε μια αέρια μάζα, καθώς κινείται από τον ωκεανό στη στεριά, διαμέσου ενός πολικού στρόβιλου (polar vortex).

Ένα **μονοδιάστατο (1-D) μοντέλο** αποτελεί ένα σύνολο από παρακείμενα μοντέλα 0-D, τα οποία βρίσκονται τοποθετημένα κάθετα ή οριζόντια. Τα κάθετα μονοδιάστατα μοντέλα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη της διάδοσης της ακτινοβολίας σε συνδυασμό με την φωτοχημεία, την κατακόρυφη μεταφορά των αερίων και των αερολυμάτων, των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, την καθίζηση των αερολυμάτων (aerosol sedimentation) και τη μεταφορά θερμότητας στα σύννεφα (cloud convection)· ενώ η κύρια χρήση ενός οριζόντιου μονοδιάστατου μοντέλου είναι ο έλεγχος της μονοδιάστατης εξίσωσης μεταφοράς – διάχυσης (advection diffusion equation). Το μειονέκτημα ενός 1-D μοντέλου συγκριτικά με ενός 2-D ή 3-D είναι ότι οι ταχύτητες δεν μπορούν να προβλεφθούν, αλλά πρέπει να εκτιμηθούν χονδροειδώς (Jacobson, 2005). Επιπρόσθετα ένα μονοδιάστατο μοντέλο είτε αγνοεί τα αέρια, τα αερολύματα και πιθανές ροές θερμοκρασίας διαμέσου πλευρικών (οριζόντιων) ορίων, είτε τα παραμετροποιεί με μεγάλα σφάλματα.

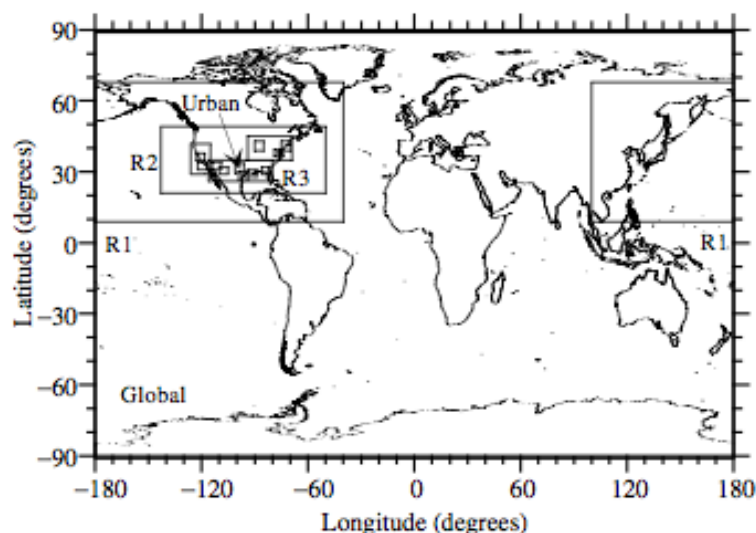
Ένα **δισδιάστατο (2-D) μοντέλο** αποτελείται από ένα σύνολο μονοδιάστατων μοντέλων συνδεδεμένων μεταξύ τους, κατά τα επίπεδα x - y , x - z ή y - z . Τα πλεονεκτήματα αυτής της

⁵² Ένα μοντέλο πακέτου (parcel model), καλείται επίσης και μοντέλο τροχιάς Lagrange (Lagrangian trajectory model).

ομάδας μοντέλων, έναντι της προηγούμενης, είναι ότι το πρόβλημα της μεταφοράς ύλης μπορεί να αντιμετωπιστεί πιο ρεαλιστικά, ενώ το μοντέλο μπορεί να καλύπτει μια ευρύτερη περιοχή. Τα δισδιάστατα μοντέλα έχουν χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση των δυναμικών διεργασιών, τη μεταφορά της ύλης, τη χημεία των αερίων και την εξέλιξη των αερολυμάτων (Jacobson, 2005). Ένα παγκόσμιο 2-D μοντέλο μπορεί να εκτείνεται ως προς την οριζόντια διεύθυνση του από το Νότιο έως το Βόρειο πόλο, αλλά και κατακόρυφα.

Στα δισδιάστατα παγκόσμια μοντέλα απαιτείται η γνώση της μέσης τιμής των ανέμων κατά ζώνες γεωγραφικού πλάτους (π.χ για τη διεύθυνση Δύση – Ανατολή, προσδιορίζεται ο μέσος όρος για όλα τα γεωγραφικά πλάτη) (Jacobson, 2005). Η ποσοτικοποίηση της συγκεκριμένης μεταβλητής γίνεται είτε προγνωστικά, μέσω της εξίσωσης κίνησης (equation of motion) για τη μέση βαθμωτή ταχύτητα των ανέμων που αντιστοιχούν σε κάθε γεωγραφικό πλάτος· είτε εκτιμητικά, υπολογίζοντας αρχικά με χρήση προγνωστικών εξισώσεων τις ταχύτητες των κατακόρυφων ανέμων και αυτών με φορά Νότος – Βορράς και στη συνέχεια με χρήση της εξίσωσης συνέχειας (continuity equation) για την αέρια μάζα (Jacobson, 2005).

Ένα **τριδιάστατο (3-D) μοντέλο** αποτελείται από ένα σύνολο δισδιάστατων μοντέλων τοποθετημένα το ένα πάνω από το άλλο· το πλεονέκτημα του συγκριτικά με ένα 2-D είναι ότι οι δυναμικές διεργασίες και η μεταφορά της ύλης αντιμετωπίζεται πιο ρεαλιστικά, ενώ το μειονέκτημα του είναι ότι απαιτεί σημαντικά περισσότερους υπολογιστικού πόρους, αλλά και χρόνο για την εκτέλεση των αλγορίθμων που συμπεριλαμβάνονται σε αυτό. Οι περιορισμοί εξαιτίας των διαθέσιμων πόρων ενός ηλεκτρονικού υπολογιστή αφορούν κυρίως τις προσομοιώσεις που γίνονται σε παγκόσμιο επίπεδο, για χρονικά διαστήματα μηνών ή ετών. Σήμερα προβλήματα που αναλύονται σε μικρά χρονικά διαστήματα, όπως είναι η μελέτη της ρύπανσης του αέρα των αστικών περιοχών γίνεται σε 3-D μοντέλα. Στα τρισδιάστατα μοντέλα οι δυναμικές διεργασίες και η μεταφορά της ύλης προσομοιώνονται καλύτερα σε σχέση με μοντέλα 0-D, 1-D και 2-D (Jacobson, 2005), οπότε όταν δεν τίθενται περιορισμοί εξαιτίας των Η/Υ πρέπει να προτιμούνται.



Εικόνα 2.1 - Ένα παράδειγμα ένθετου μοντέλου. Το μεγαλύτερο πλέγμα αντιστοιχεί σε ένα παγκόσμιο, το R1 εμπεριέχεται σε αυτό ενώ με τη σειρά του περιέχει το R2. Το R2 περιέχει τρία R3. (Πηγή: Jacobson, 2005)

Συνολικά υπάρχουν τέσσερις βασικοί τύποι τρισδιάστατων μοντέλων: τα παγκόσμια, αυτά που καλύπτουν ένα ημισφαίριο, τα περιορισμένης έκτασης και τα ένθετα. Τα **παγκόσμια μοντέλα** (global models) εκτείνονται ως προς την οριζόντια τους διεύθυνση σε ολόκληρη

την υδρόγειο, αλλά διαθέτουν κατακόρυφα όρια που καθορίζουν την κορυφή και τη βάση τους. Ένα **ημισφαιρικό μοντέλο** (hemispheric model) καλύπτει ένα ολόκληρο ημισφαίριο της Γης, ως προς τη διεύθυνση *Δύση – Ανατολή*, αλλά διαθέτει όρια ως προς το Νότιο ή/και Βόρειο σύνορο του και ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση του (Jacobson, 2005). Τα **μοντέλα περιορισμένης έκτασης** (limited-area 3D models) καλύπτουν μικρότερες περιοχές και διαθέτουν ευδιάκριτα όρια ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση και τις διευθύνσεις *Ανατολή – Δύση* και *Νότος – Βορράς*. Τέλος τα **ένθετα μοντέλα** (nested models) είναι αυτά που περιέχουν δύο ή περισσότερα τρισδιάστατα πλέγματα (3-D grid domains) (κάθε πλέγμα είναι και ένα μοντέλο), όπου όλα εκτός από ένα δέχονται τα δεδομένα που περιγράφουν τις συνθήκες που επικρατούν στα όρια τους, από αυτό μέσα στο οποίο περικλείονται.

Σε ένα ένθετο μοντέλο τα πλέγματα που παρέχουν τις οριακές συνθήκες στα πιο λεπτομερή αποκαλούνται **parent domains**, ενώ αυτά που τις δέχονται χαρακτηρίζονται ως **progeny domains**. Επιπρόσθετα ένα πλέγμα μπορεί να λειτουργεί παράλληλα και ως parent domain και ως progeny domain σε άλλα, ενώ κάθε parent domain μπορεί να περιέχει πολλαπλά progeny domains (Εικ. 2.1), τα οποία να είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους (Jacobson, 2005). Συνήθως το πλέγμα με τη χαμηλότερη ανάλυση, σε ένα ένθετο μοντέλο, αντιστοιχεί σε ένα παγκόσμιο, το οποίο όμως δεν απαιτεί δεδομένα εισόδου για τα όρια του ως προς την οριζόντια διεύθυνση, αλλά μόνο για αυτά ως προς την κατακόρυφη (Jacobson, 2005). Σε ορισμένες περιπτώσεις ένθετων μοντέλων, το πλέγμα που περιέχει όλα τα υπόλοιπα αντιστοιχεί σε ένα μοντέλο περιορισμένης έκτασης, το οποίο απαιτεί δεδομένα εισόδου για τα πλευρικά του όρια, τα οποία συλλέγονται είτε μέσα από την επεξεργασία μετεωρολογικών δεδομένων είτε από τις επιλύσεις παγκόσμιων μοντέλων (Jacobson, 2005).

Η σχέση που συνδέει ένα parent domain με ένα progeny domain μπορεί να είναι μονόδρομη (**one-way nested model**) ή αμφίδρομη (**two-way nested model**), δηλαδή πληροφορίες να μεταφέρονται μόνο από το parent domain προς το progeny domain ή και ως προς τις δυο κατευθύνσεις (Jacobson, 2005). Η πλειοψηφία των ένθετων μοντέλων αντιστοιχεί στην πρώτη κατηγορία, δηλαδή στα one-way nested models, καθώς αυτά που αναπτύσσουν αμφίδρομες σχέσεις μεταξύ των δυο domains εμφανίζουν προβλήματα. Πιο συγκεκριμένα οι πληροφορίες που μεταφέρονται από ένα progeny domain σε ένα parent domains επηρεάζουν διάφορες μεταβλητές, όπως είναι η ταχύτητα, η θερμοκρασία κ.λπ., γύρω από την περιοχή στην οποία εντοπίζεται το progeny domain, αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μην ισχύουν οι διατηρητικές ιδιότητες (π.χ. αρχή διατήρησης της μάζας, της ενέργειας κ.ά.) του parent domain (Jacobson, 2005).

2.1.4 Επιλογή των διεργασιών που θα προσομοιωθούν

Το τέταρτο βήμα στην ανάπτυξη του μοντέλου είναι η επιλογή των φυσικών, χημικών και δυναμικών εξισώσεων και των καλύτερων διαθέσιμων εργαλείων για την επίλυση αυτών. Ένα ιδανικό μοντέλο περιλαμβάνει την περιγραφή κάθε πιθανής διεργασίας, με την πιο ακριβή μέθοδο επίλυσης της. Η ταχύτητα και η μνήμη των ηλεκτρονικών υπολογιστών όμως είναι περιορισμένες, οπότε είναι απαραίτητο, είτε να μειωθεί ο αριθμός των διεργασιών που θα προσομοιωθούν, είτε η ακρίβεια της κάθε μεμονωμένης λύσης. Οι βασικές διεργασίες που προσομοιώνονται στα ατμοσφαιρικά μοντέλα μπορούν να χωριστούν σε επτά κατηγορίες: *μετεωρολογικές, μεταφοράς, νεφών, ακτινοβολίας, αερίων, αερολυμάτων και επιφανείας*. Κατά το σχεδιασμό ενός μοντέλου επιλέγεται εάν κάποια από αυτές τις ομάδες μπορεί να παραληφθεί ή να αντικατασταθεί από μετρήσεις (Jacobson, 2005).

Πολλά μοντέλα χρησιμοποιούν μετεωρολογικά δεδομένα που έχουν προσδιοριστεί από την εφαρμογή μαθηματικής παρεμβολής σε επίγειες μετρήσεις. Το πλεονέκτημα αυτής της

μεθόδου είναι ότι εάν υπάρχουν αρκετά δεδομένα διαθέσιμα, οι τιμές που θα προσδιοριστούν, θα είναι πιο ακριβείς απ' ό,τι ακολουθώντας προγνωστικά μοντέλα· ενώ το μειονέκτημά της είναι, ότι οι μετρήσεις που χρησιμοποιούνται είναι διαθέσιμες συνήθως για λίγες τοποθεσίες, οι οποίες βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της Γης, καθώς τα μετεωρολογικά δεδομένα που αντιστοιχούν σε μεγαλύτερα υψόμετρα είναι ελάχιστα ή ανύπαρκτα. Επιπλέον ένα μοντέλο το οποίο χρησιμοποιεί μια υφιστάμενη βάση μετεωρολογικών δεδομένων δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την πρόβλεψη (forecast) του καιρού ή της ατμοσφαιρικής ρύπανσης παραδείγματος χάριν στο μέλλον, αλλά δύναται να εξετάσει μόνο γεγονότα που ανήκουν στο παρελθόν (hindcast) (Jacobson, 2005).

2.1.5 Επιλογή των μεταβλητών

Μετά την επιλογή των διεργασιών που θα προσομοιωθούν, είναι απαραίτητος ο καθορισμός των μεταβλητών, λαμβάνοντας όμως υπόψιν τη διαθέσιμη μνήμη των υπολογιστικών συστημάτων στα οποία θα γίνει η εκτέλεση του μοντέλου (Jacobson, 2005). Παραδείγματος χάριν εάν ένα μοντέλο συμπεριλαμβάνει μετεωρολογικές διεργασίες κάποιες από τις μεταβλητές που θα χρησιμοποιηθούν για τις διάφορες λύσεις θα είναι η θερμοκρασία του αέρα, η πίεση, η πυκνότητα, η ταχύτητα του ανέμου, η συγκέντρωση των υδρατμών κ.ά.. Τα μετεωρολογικά μοντέλα υπολογίζουν επίσης τα διάφορα είδη ροής ενέργειας (energy fluxes) και υγρασίας (moisture flux) και την θερμοκρασία του εδάφους, της βλάστησης και των ωκεανών. Εάν ένα μοντέλο λαμβάνει υπόψιν του τα διάφορα αέρια της ατμόσφαιρας, θα προσδιορίζει τη συγκέντρωση του καθενός, ενώ εάν περιλαμβάνει τα σωματίδια των αερολυμάτων, είναι δυνατόν να προσδιορίζει την αριθμητική συγκέντρωση αυτών ή τη συγκέντρωση κάθε υποομάδας ανάλογα με τις διαστάσεις των σωματιδίων. Ένα μοντέλο που περιλαμβάνει διεργασίες που σχετίζονται με την ακτινοβολία, συνήθως προσδιορίζει και τους ρυθμούς αλλαγής της θερμοκρασίας (heating rates).

Για την επίλυση των διεργασιών που έχουν επιλεγεί, απαιτούνται συμπληρωματικά μεγέθη (π.χ συντελεστής εξασθένησης, ρυθμός φωτόλυσης κ.ά.) τα οποία προσδιορίζονται σε δεύτερο επίπεδο και αποτελούν τμήμα της κάθε μεθοδολογίας επίλυσης. Αρκετές από αυτές τις μεταβλητές αποθηκεύονται κατά την εκτέλεση των αλγορίθμων, αλλά όχι μόνιμα.

2.1.6 Επιλογή των χρονικών βημάτων και διαστημάτων

Το επόμενο βήμα στο σχεδιασμό ενός μοντέλου είναι η επιλογή των χρονικών βημάτων (time steps) και διαστημάτων (time intervals). Οι παράμετροι αυτοί εξαρτώνται από την επιθυμητή ακρίβεια, τους πόρους του ηλεκτρονικού υπολογιστή και την ποιότητα της κωδικοποίησης των αλγορίθμων (Jacobson, 2005). Παραδείγματος χάριν για μια οριζόντια επιφάνεια $5 \times 5 \text{ km}^2$, ένα τυπικό βήμα για υδροστατικούς δυναμικούς υπολογισμούς είναι 5 sec, ενώ για ένα πλαίσιο $5^\circ \times 5^\circ$ είναι 300 sec. Για την προσομοίωση χημικών αντιδράσεων αερίων και υγρών, το χρονικό βήμα μπορεί να μεταβάλλεται ή να θεωρείται σταθερό, ανάλογα με τη μέθοδο επίλυσης. Παρομοίως οι διεργασίες που σχετίζονται με τα σύννεφα, τα αερολύματα, την ακτινοβολία, τη μεταφορά και την επιφάνεια της Γης μπορεί να χρησιμοποιούν σταθερό ή μεταβλητό χρονικό βήμα. Σε ορισμένες διεργασίες, όπως είναι η κροκίδωση (coagulation), η ταχύτητα με την οποία εξελίσσονται μειώνεται, όσο αυξάνεται η απόσταση από την πηγή· αυτό επιτρέπει τη χρήση χρονικών βημάτων για την περιγραφή τους που εξαρτώνται από την εφαρμογή που μελετάται. Γενικά η αύξηση του σταθερού χρονικού βήματος, έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της ακρίβειας της επίλυσης και των απαιτούμενων υπολογιστικών πόρων (Jacobson, 2005).

Το χρονικό διάστημα ορίζεται ως η περίοδος, όπου αρκετά χρονικά βήματα μιας διεργασίας επιλύονται, χωρίς να παρεμβληθεί κάποια άλλη διεργασία (Jacobson, 2005). Για χρονοβόρες διαδικασίες, στις οποίες το χρονικό βήμα δεν ορίζεται, καθώς θεωρούνται συνεχείς (π.χ. κάποιες διεργασίες των αερολυμάτων), το χρονικό διάστημα συνήθως είναι ίσο με αυτό. Για τις διεργασίες που απαιτούν μικρά ή μεταβλητά χρονικά βήματα (π.χ. οι δυναμικές και οι χημικές αντίστοιχα), το χρονικό διάστημα συχνά είναι μεγαλύτερο από το χρονικό βήμα. Στα τρισδιάστατα μοντέλα, τα χρονικά διαστήματα συνήθως κυμαίνονται από 1 min έως 1 hour (Jacobson, 2005).

2.1.7 Καθορισμός των αρχικών συνθηκών

Σε ένα μοντέλο απαιτείται ο ορισμός αρχικών συνθηκών για τις μεταβλητές που περιγράφουν δεδομένα μετεωρολογικά, επιφανείας, αερίων και αερολυμάτων. Κάποιες από τις μετεωρολογικές μεταβλητές που αρχικοποιούνται σε τρεις διαστάσεις είναι η θερμοκρασία και η πίεση του αέρα, η υγρασία και η ταχύτητα του ανέμου (Jacobson, 2005). Οι μεταβλητές που περιγράφουν την επιφάνεια και για τις οποίες εισάγονται αρχικές συνθήκες είναι η εδαφική υγρασία και η θερμοκρασία του εδάφους, ενώ αυτή που αντιστοιχεί στα αέρια είναι η αναλογία ανάμιξης. Αρχικές συνθήκες θέτονται επίσης για την αριθμητική συγκέντρωση των αερολυμάτων και για τη συγκέντρωση κατά όγκο των σωματιδίων ως συνάρτηση του μεγέθους τους (Jacobson, 2005).

Στις βραχυπρόθεσμες προσομοιώσεις της ατμοσφαιρικής ρύπανσης και του καιρού, ο ακριβής ορισμός των αρχικών συνθηκών είναι εξαιρετικά σημαντικός ώστε η σύγκριση των προβλέψεων του μοντέλου με πραγματικά δεδομένα να παράγει αξιόπιστα αποτελέσματα· κάτι τέτοιο δεν ισχύει στην περίπτωση των μακροπρόθεσμων προσομοιώσεων για δύο λόγους. Ο πρώτος από αυτούς αφορά τη διάρκεια ζωής των περισσότερων αερίων και αερολυμάτων, που είναι πολύ μικρότερη από τους χρόνους προσομοίωσης που χρησιμοποιούνται, ενώ ο δεύτερος λόγος αφορά την ηλιακή και τη θερμική υπέρυθη ακτινοβολία που εξαρτάται από τον χρόνο και επηρεάζει τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, με αποτέλεσμα να μειώνεται σταδιακά η επίδραση των αρχικών συνθηκών στην ακρίβεια του μοντέλου (Jacobson, 2005).

Ένας τρόπος με τον οποίο μπορεί να γίνει η αρχικοποίηση των μεταβλητών ενός μοντέλου είναι η μαθηματική παρεμβολή μετρήσεων, η οποία προτιμάται σε περιπτώσεις μικρών χωρικών κλιμάκων. Σε αυτή την περίπτωση υπάρχει η δυνατότητα να γίνουν μετρήσεις και στη συνέχεια να αξιοποιηθούν είτε ως έχει για αρχικές τιμές των μεταβλητών του μοντέλου, είτε μετά από επεξεργασία. Ο δεύτερος τρόπος αφορά μοντέλα μεγάλης κλίμακας (π.χ παγκόσμια), όπου τα δεδομένα είναι περιορισμένα και η αρχικοποίηση των μεταβλητών γίνεται συνήθως βάσει αποτελεσμάτων που έχουν προκύψει από προηγούμενες προσομοιώσεις (Jacobson, 2005). Σε ορισμένες περιπτώσεις η προσομοίωση με την οποία θα γίνει η αρχικοποίηση των δεδομένων μπορεί είτε να εκτελείται για μεγάλες χρονοσειρές δεδομένων, ώστε να μειωθεί η επίδραση των αρχικών συνθηκών του μοντέλου στην τελική ακρίβεια, είτε τα αποτελέσματα που θα προκύψουν να διορθωθούν βάσει διασκοπήσεων⁵³ και μετρήσεων από επίγειους σταθμούς· η τεχνική αυτή καλείται μέθοδος αφομοίωσης δεδομένων (data assimilation).

⁵³ Μια διασκόπηση (sounding) αποτελεί το κάθετο προφίλ διάφορων μεταβλητών της ατμόσφαιρας, όπως είναι η θερμοκρασία, η πίεση, η ειδική υγρασία και η ταχύτητα ως συνάρτηση του υψόμετρου και διαφέρει σε σχέση με τις μετρήσεις των επίγειων σταθμών, καθώς οι καταγεγραμμένες τιμές δεν περιορίζονται μονό κοντά στην επιφάνεια της Γης, αλλά επεκτείνονται και σε μεγαλύτερα υψόμετρα.

2.1.8 Καθορισμός των συνθηκών που επικρατούν στα όρια του μοντέλου

Η εισαγωγή δεδομένων που περιγράφουν τις συνθήκες που επικρατούν στα όρια του πλέγματος είναι απαραίτητες για όλες τις κατηγορίες μοντέλων που αναπτύχθηκαν στο κεφάλαιο 2.1.3. Στα παγκόσμια και ημισφαιρικά μοντέλα το όριο ως προς τη διεύθυνση *Ανατολή – Δύση* δεν ορίζεται (το δυτικότερο κελί του πλέγματος γεινιάζει με το ανατολικότερο), οπότε δεν απαιτούνται πολύπλοκες πλευρικές οριακές συνθήκες και αυτές που χρησιμοποιούνται είναι περιοδικές (Jacobson, 2005). Στους πόλους ενός παγκόσμιου μοντέλου με σφαιρικές συντεταγμένες, οι ταχύτητες ως προς τη διεύθυνση *Νότος – Βορράς* μπορεί να τεθούν ίσες με μηδέν, έτσι ώστε οι άνεμοι να κινούνται με φορά *Δύση – Ανατολή*.

Στα μοντέλα περιορισμένης έκτασης και στο νότιο ή/και βόρειο όριο των ημισφαιρικών μοντέλων απαιτείται ο καθορισμός πλευρικών οριζόντιων οριακών συνθηκών. Για τα αέρια και τα αερολύματα, πολλά μοντέλα υποθέτουν ότι σταθερές συγκεντρώσεις συµμεταφέρονται⁵⁴ (advected) εντός του πλέγματος του μοντέλου, από το εξωτερικό περιβάλλον που ορίζουν τα πλευρικά όρια (Jacobson, 2005). Στην πραγματικότητα όμως οι συγκεντρώσεις εκτός του ορίου δεν είναι σταθερές, αλλά μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύκτας. Ένας τρόπος για την αντιμετώπιση αυτού του σφάλματος είναι η προσθήκη μιας επιπλέον εικονικής στήλης ή γραμμής (virtual row or column) στο πλέγμα, πριν από τα πλευρικά όρια του μοντέλου, μέσα στις οποίες θα γίνεται η επίλυση των χημικών αντιδράσεων που επηρεάζονται από το χρόνο. Τελικά οι συγκεντρώσεις που θα προκύπτουν, θα είναι αυτές που θα εισάγονται στο μοντέλο (Jacobson, 2005).

Στα ένθετα μοντέλα οι πλευρικές οριακές συνθήκες που αντιστοιχούν στο παγκόσμιο πλέγμα είναι παρόμοιες με ένα οποιοδήποτε άλλο παγκόσμιο μοντέλο. Στα progeny domains οι μετεωρολογικές μεταβλητές ωθούνται (χαλαρώνουν – relax) προς τιμές που προκύπτουν μετά από παρεμβολή στο parent domain (Jacobson, 2005). Η ώθηση αυτή είναι απαραίτητη μόνο όταν το χρονικό διάστημα (time interval) που αντιστοιχεί στη μεταφορά των μεταβλητών μεταξύ του parent και του progeny domain, υπερβαίνει το χρονικό βήμα της διεργασίας που επηρεάζει την εκάστοτε μεταβλητή στο progeny domain.

Γενικά οι μετεωρολογικές μεταβλητές τροποποιούνται σε ζώνες επιρροής (buffer zones) παρακείμενες στα όρια του progeny domain. Οι ζώνες αυτές αποτελούνται από τις 5 έως 10 δυτικές & ανατολικές στήλες και 5 έως 10 βόρειες & Νότιες γραμμές του πλέγματος (Jacobson, 2005). Οι συγκεντρώσεις των αερίων και των αερολυμάτων δεν είναι απαραίτητο να τροποποιηθούν· αντ' αυτού οι τιμές που προκύπτουν στο parent domain μπορούν να παρεμβληθούν για ένα εικονικό όριο που βρίσκεται έξω από το πλέγμα του progeny domain και στη συνέχεια οι συγκεντρώσεις που θα προκύψουν να συµμεταφερθούν εντός αυτού (Jacobson, 2005).

Τέλος, για όλα τα είδη μοντέλων, ένθετα ή μη, και για όλες τις διαφορετικές κλίμακες απαιτούνται κατακόρυφες οριακές συνθήκες. Στην κορυφή και τη βάση ενός μοντέλου, οι κατακόρυφες βαθμωτές ταχύτητες (vertical scalar velocities) συνήθως τίθενται ίσες με μηδέν και θεωρείται ότι δεν εισέρχονται στο μοντέλο μεταβλητές, εξαιτίας της κίνησης του ανέμου από το κατώτερο και ανώτερο όριο του (Jacobson, 2005). Στη βάση του μοντέλου ροές ενέργειας και υγρασίας ανταλλάσσονται μεταξύ της ατμόσφαιρας και του εδάφους, της βλάστησης, των υδατικών επιφανειών, αλλά και άλλων επιφανειών. Επιπλέον αέρια και αερολύματα εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα, ενώ διεργασίες (ροές) ξηρής εναπόθεσης, καθίζησης (sedimentation) και υγρής εναπόθεσης (dry & wet deposition) αφαιρούν αέρια και αερολύματα από τη βάση του ατμοσφαιρικού μοντέλου.

⁵⁴ Ως συµμεταφορά (advection) ορίζεται η οριζόντια κίνηση των ανέμων που επιφέρει τη μεταφορά χημικών ενώσεων και μετεωρολογικών χαρακτηριστικών.

Πολλά ατμοσφαιρικά μοντέλα συνοδεύονται από ένα 2-D ή 3-D μοντέλο του ωκεανού. Σε αυτές τις περιπτώσεις το κατώτερο όριο για ολόκληρο το μοντέλο είναι για τα δισδιάστατα μοντέλα το στρώμα ανάμειξης (mixed layer) και για τα τρισδιάστατα ο τοπογραφικός πυθμένας του ωκεανού (Jacobson, 2005). Σχεδόν όλα τα ατμοσφαιρικά μοντέλα που χρησιμοποιούν μετεωρολογικές μεταβλητές συνοδεύονται από ένα μοντέλο εδάφους που διαθέτει ένα ή περισσότερα θεματικά επίπεδα, το τελευταίο εκ των οποίων αντιστοιχεί στο κατώτατο όριο ολόκληρου του μοντέλου.

2.1.9 Δεδομένα εισόδου

Τα δεδομένα εισόδου ενός μοντέλου μπορεί να λαμβάνουν είτε σταθερές τιμές, ή τιμές που μεταβάλλονται ανάλογα με το χώρο και το χρόνο. Τα **τοπογραφικά δεδομένα** γενικά έχουν σταθερές τιμές και χρησιμοποιούνται για να καθορίσουν τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας της Γης, τα οποία επηρεάζουν την υδροστατική εξίσωση σε ένα sigma-pressure μοντέλο συντεταγμένων⁵⁵ και τον ορισμό του sigma σε ένα (sigma-altitude μοντέλο συντεταγμένων (Jacobson, 2005).

Η ηλιακή ακτινοβολία καθορίζει σημαντικά τη γενική κυκλοφορία στην ατμόσφαιρα. Σε ένα μοντέλο χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου οι ετήσιες μέσες τιμές της **ηλιακής έντασης** στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας (TOA), για αυτό το λόγο είναι εξαιρετικά σημαντικό να υπάρχουν αξιόπιστες μετρήσεις της φασματικής ηλιακής έντασης (spectral solar irradiances) (Liou, 2002, Jacobson, 2005). Οι τιμές αυτές για να είναι αξιοποιήσιμες, θα πρέπει να προσαρμοστούν στην ημέρα του χρόνου, καθώς η απόσταση μεταξύ της Γης και του ήλιου δεν είναι σταθερή και εξαρτάται από αυτήν (Jacobson, 2005).

Τα δεδομένα που περιγράφουν τις **χρήσεις γης**, μπορεί να διαφέρουν χρονικά και χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση διάφορων μεγεθών όπως είναι το μήκος τραχύτητας για την επιφάνεια, η πυκνότητα και το πορώδες του εδάφους. Η εκτίμηση τους γίνεται για μια μέση εδαφοψηφίδα, ενώ ο διαχωρισμός των επιμέρους χρήσεων γης που αντιστοιχούν σε κάθε μια από αυτές γίνεται γραμμικά.

Επιπλέον στο μοντέλο εισάγονται δεδομένα που αφορούν τους **ρυθμούς ολοκλήρωσης διάφορων χημικών αντιδράσεων**. Τα δεδομένα αυτά περιλαμβάνουν τη θερμοκρασία και/ή την πίεση, τους συντελεστές μοριακών αντιδράσεων για ένα, δύο ή τρία μόρια (uni-, bi-, tremolecular rates), για χρήση σε χημικές αντιδράσεις σε υγρή ή αέρια φάση, όπως και δεδομένα σχετικά με την κατάσταση ισορροπίας της κάθε χημικής αντίδρασης (Jacobson, 2005). Για την προσομοίωση των αντίστροφων χημικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στις συγκεντρώσεις των αερολυμάτων, εισάγονται στο μοντέλο δεδομένα που περιγράφουν τους **συντελεστές ενεργότητας**⁵⁶ (activity coefficients).

⁵⁵ Το sigma-pressure μοντέλο συντεταγμένων (sigma-pressure coordinate model) είναι ένα κατακόρυφο σύστημα συντεταγμένων, στο οποίο οι επιφάνειες που ορίζονται βάσει της μεταβλητής σ , δεν τέμνονται με την τοπογραφία της επιφάνειας. Σε αυτό το σύστημα η κορυφή και η βάση του κάθε στρώματος ορίζεται από μια σταθερά σ , που ισούται με τη διαφορά της πίεσης της κορυφής και της βάσης του στρώματος, προς τη διαφορά της πίεσης στην ανώτερη και κατώτερη επιφάνεια του μοντέλου (Jacobson, 2005).

⁵⁶ Ο συντελεστής ενεργότητας αποτελεί ένα μέτρο της απόκλισης ενός διαλύματος από την ιδανική συμπεριφορά και λαμβάνει πάντα τιμές μικρότερες της μονάδας. Εάν πολλαπλασιαστεί με τη μοριακή συγκέντρωση, δίνει την ενεργό μάζα και αποτελεί διορθωτικό παράγοντα στους θερμοδυναμικούς υπολογισμούς.

Δεδομένα που αφορούν την **ενεργό διατομή απορρόφησης** χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του συντελεστής απορρόφησης των αερίων και των υγρών, ο οποίος με τη σειρά του χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του οπτικού βάθους και της φωτόλυσης⁵⁷.

Τέλος σε ένα μοντέλο εισάγονται δεδομένα που αφορούν την **εκπομπή αερίων και σωματιδίων** στην ατμόσφαιρα, ώστε να είναι δυνατή η προσομοίωση της αύξησης της συγκέντρωσης των αερίων και αερολυμάτων που ενισχύουν το φαινόμενο της ατμοσφαιρικής ρύπανσης. Ορισμένοι ρυθμοί εκπομπής, όπως είναι των βιογενών αερίων, των σωματιδίων σκόνης και των σταγονιδίων θαλασσινού νερού (sea spray drops), υπολογίζονται εντός του μοντέλου, συνήθως βάσει κάποιων φυσικών αρχών, με αποτέλεσμα να μη θεωρούνται δεδομένα εισόδου (Jacobson, 2005). Οι ρυθμοί εκπομπής που αφορούν διεργασίες όπως είναι μια ηφαιστειακή έκρηξη, η καύση βιομάζας και ορυκτών καυσίμων εισάγονται στο μοντέλο με τη μορφή αρχείου δεδομένων και μπορεί να αντιστοιχούν σε δεδομένα που αφορούν μια περιοχή ή ολόκληρο τον πλανήτη όσον αφορά τη χωρική κλίμακα, ενώ η χρονική τους ακρίβεια να αντιστοιχεί από ώρες έως έτη (Jacobson, 2005).

2.1.10 Συμπληρωματικά δεδομένα

Η απόδοση ενός μοντέλου μπορεί να αξιολογηθεί συγκρίνοντας τις προβλέψεις που προκύπτουν από την εκτέλεση του, με πραγματικά δεδομένα. Στην ιδανική περίπτωση τα δεδομένα αυτά θα πρέπει να αποτελούν εξέλιξη αυτών που χρησιμοποιήθηκαν για την αρχικοποίηση των παραμέτρων του μοντέλου· δηλαδή, εάν τα διαθέσιμα δεδομένα συνοδεύονται από χρονική πληροφορία, τότε αυτά που αντιστοιχούν στην χρονική αφετηρία εκτέλεσης του μοντέλου, θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό των αρχικών συνθηκών, ενώ αυτά που αντιστοιχούν σε μεταγενέστερα χρονικά διαστήματα για τον έλεγχο των προβλέψεων του μοντέλου (Jacobson, 2005).

Οι προβλέψεις ενός μοντέλου συγκρίνονται συνήθως με δεδομένα (Πιν. 2.1) που περιγράφουν τα αέρια, τα αερολύματα, τα σύννεφα, την ακτινοβολία, τις μετεωρολογικές συνθήκες και την επιφάνεια του εδάφους.

Ορισμένα μοντέλα χρησιμοποιούν **μεθόδους αφομοίωσης παρατηρήσεων** (data assimilation methods), δηλαδή ωθούν τη λύση του μοντέλου προς τις τιμές των μετρήσεων, ώστε να βελτιώσουν τα αποτελέσματα της σύγκρισης με πραγματικά δεδομένα. Αυτή η πρακτική καλείται nudging και χρησιμοποιείται επίσης, 1) στις περιπτώσεις όπου το μοντέλο εκτελείται για να εξετάσει παρελθόντα γεγονότα (hindcasting), με στόχο τον προσδιορισμό των μετεωρολογικών συνθηκών εκείνης της χρονικής περιόδου, για χρήση σε μελλοντικές προσομοιώσεις· και 2) στην πρόβλεψη των παραμέτρων που αντιστοιχούν στο μέλλον (forecasting) με την εκτέλεση του μοντέλου προγνωστικά για μια συγκεκριμένη περίοδο, εφαρμογή στη συνέχεια του nudging στις προβλέψεις του μοντέλου, επανεκτέλεση του μοντέλου με τις τροποποιημένες προβλέψεις για την επόμενη περίοδο και ούτω καθεξής. Ένα προγνωστικό μοντέλο (forecast model) δεν αξιοποιεί αυτή τη μέθοδο, καθώς στόχος του είναι η πρόβλεψη μελλοντικών καταστάσεων χωρίς να έχει γνώση για το μέλλον, κάτι που προϋποθέτει η χρήση του nudging. Επιπλέον, η πρακτική αυτή επηρεάζει την αξιολόγηση της ακρίβειας του μοντέλου, καθώς αποκρύπτει τα σφάλματα (Jacobson, 2005).

⁵⁷ Φωτόλυση (photolysis) καλείται η διαδικασία διάσπασης μιας χημικής ουσίας σε απλούστερες ενώσεις ως συνέπεια της επίδρασης της ακτινοβολίας.

Πίνακας 2.1 - Ορισμένοι παράμετροι ελέγχου των ατμοσφαιρικών μοντέλων

Κατηγορία δεδομένων	Παράμετροι ελέγχου
Αέρια	O_3 , CO , NO_2 , H_2O , SO_2 , NO_x και κάποια οργανικά αέρια.
Αερολύματα	Θειικά άλατα, νιτρικά άλατα, χλωρικά ιόντα, αμμώνιο, νάτριο, μαύρος άνθρακας, οργανική ύλη και σκόνη.
Σύννεφα	Οπτικό βάθος νεφών, περιεχόμενο σε πάγο και νερό, <i>cloud fraction</i> και βροχόπτωση.
Ακτινοβολία	Οπτικό βάθος αερολυμάτων, <i>single scattering albedo</i> , συντελεστής εξασθένισης σκέδασης και απορρόφησης, ανακλαστικότητα επιφανείας, ηλιακή ένταση, υπεριώδης ένταση, ένταση θερμικής υπέρυθρης ακτινοβολίας και ακτινική ροή.
Μετεωρολογικές συνθήκες	Θερμοκρασία αέρα (ελάχιστη, μέγιστη & μέση), ταχύτητα ανέμου, σχετική υγρασία και πίεση αέρα.
Επιφάνεια εδάφους	Θερμοκρασία εδάφους, υγρασία εδάφους, λανθάνουσα ροή θερμοκρασίας και αισθητή ροή θερμοκρασίας.

Πηγή: Jacobson, 2005

2.1.11 Μέθοδοι παρεμβολής των δεδομένων και των προβλέψεων

Συχνά απαιτείται η παρεμβολή δεδομένων για την εκτέλεση ή αξιολόγηση του μοντέλου. Τα συμπληρωματικά δεδομένα παρεμβάλλονται ως προς τα κελιά του πλέγματος κατά το στάδιο της αρχικοποίησης. Τα δεδομένα που περιγράφουν εκπομπές παρεμβάλλονται ορισμένες φορές μεταξύ διαφορετικών συστημάτων αναφοράς, ενώ οι προβλέψεις ενός μοντέλου παρεμβάλλονται για τοποθεσίες όπου υπάρχουν γνωστά συμπληρωματικά δεδομένα, ώστε να είναι δυνατή η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου. Για κάθε μια από αυτές τις περιπτώσεις παρουσιάζεται μια βασική μέθοδος παρεμβολής.

- **Παρεμβολή από διασκορπισμένα σημεία σε ένα σταθερό**

Συχνά κατά το στάδιο της αρχικοποίησης είναι απαραίτητη η παρεμβολή των συμπληρωματικών δεδομένων, που αντιστοιχούν σε διάσπαρτα σημεία, τόσο ως προς την οριζόντια, όσο και ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση για κάθε κελί του πλέγματος. Μια μέθοδος για την παρεμβολή διασκορπισμένων σημείων σε ένα σταθερό σημείο ως προς την οριζόντια διεύθυνση αποτελεί η παρεμβολή αντίστροφου τετραγώνου (*inverse-square interpolation*). Σύμφωνα με αυτή την μέθοδο η τιμή του κάθε σημείου αναφοράς παίρνει ως βάρος το αντίστροφο του τετραγώνου της απόστασης του σημείου αναφοράς, από το σημείο ενδιαφέροντος (Jacobson, 2005). Στη συγκεκριμένη μέθοδο μόνο τα σημεία εντός ενός προκαθορισμένου πλαισίου (*domain of influence*) λαμβάνονται υπόψιν, το οποίο ορίζεται από ένα κύκλο με δοσμένη ακτίνα (*radius of influence*).

Τα πλεονεκτήματα της παρεμβολής αντίστροφου τετραγώνου είναι ότι τα σημεία που βρίσκονται πλησιέστερα στο σημείο ενδιαφέροντος παίρνουν μεγαλύτερο βάρος απ' ό,τι αυτά που βρίσκονται σε μεγαλύτερη απόσταση, ενώ είναι εύκολη η εφαρμογή της. Ένα μειονέκτημα της είναι ότι εάν δυο σημεία αναφοράς βρίσκονται κοντά το ένα με το άλλο παίρνουν το ίδιο βάρος, κάτι που συμβαίνει και για κάθε άλλο σημείο με την ίδια απόσταση. Ένας τρόπος για να μειωθεί αυτό το σφάλμα είναι να

πολλαπλασιαστεί η τιμή του κάθε σημείου αναφοράς με τη γωνιακή απόσταση, που ορίζεται σχεδιάζοντας μια γραμμή που να διέρχεται από το σημείο ενδιαφέροντος και το μέσο της απόστασης των δύο σημείων αναφοράς (Jacobson, 2005).

$$V_o \approx \frac{\theta_A V_A d_{AO}^{-2} + \theta_B V_B d_{BO}^{-2} + \dots + \theta_N V_N d_{NO}^{-2}}{\theta_A d_{AO}^{-2} + \theta_B d_{BO}^{-2} + \dots + \theta_N d_{NO}^{-2}} \quad (2.1)$$

- **Παρεμβολή από ένα σύστημα συντεταγμένων σε ένα άλλο**

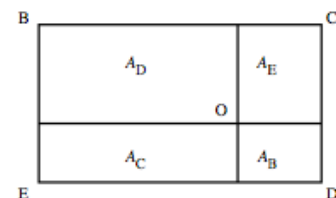
Όταν τα διαθέσιμα δεδομένα δίνονται σε ένα σύστημα αναφοράς διαφορετικό από αυτό που χρησιμοποιεί το μοντέλο, τότε είναι απαραίτητη η παρεμβολή τους, μεταξύ των δύο αυτών συστημάτων.

Οι τιμές που προκύπτουν από την εφαρμογή της παρεμβολής διακρίνονται ως εξής (Jacobson, 2005):

- Στις **συσσωρευμένες τιμές** (cumulative values), οι οποίες αντιστοιχούν στο άθροισμα των δεδομένων της αρχικής προβολής που περιλαμβάνονται εντός της δεύτερης. Οι τιμές αυτές είναι απαραίτητες για την παρεμβολή δεδομένων που περιγράφουν εκπομπές.
- Στις **μέσες τιμές** (average values), οι οποίες αντιστοιχούν στο μέσο όρο των δεδομένων του αρχικού συστήματος αναφοράς που περιλαμβάνονται από το δεύτερο και χρησιμοποιούνται για την παρεμβολή των περισσότερων ομάδων δεδομένων όπως είναι η χρήση γης και το albedo.

- **Παρεμβολή από σταθερά σημεία σε ένα τυχαίο**

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν μετά την εκτέλεση του μοντέλου αντιστοιχούν σε συγκεκριμένες θέσεις, όπως είναι το κέντρο ή κάποιο άκρο κάθε κελιού του πλέγματος. Τα δεδομένα που προέρχονται από παρατηρήσεις και χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου, βρίσκονται σε τυχαία διασκορπισμένες θέσεις εντός του πλέγματος του μοντέλου. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να δημιουργείται η ανάγκη να παρεμβληθούν οι προβλέψεις του μοντέλου, που αντιστοιχούν σε σταθερά σημεία, σε θέσεις όπου έγιναν επιτόπιες μετρήσεις. Εάν τα κελιά του πλέγματος έχουν ορθογώνιο σχήμα, τότε οι τιμές που έχουν προκύψει από το μοντέλο για τις τυχαίες θέσεις μπορούν να προσδιοριστούν με εφαρμογή της μεθόδου διγραμμικής παρεμβολής (bilinear interpolation).



Εικόνα 2.2 - Η θέση του σημείου O σε σχέση με τα σταθερά σημεία του κελιού (Πηγή: Jacobson, 2005).

Για την εικόνα 2.2 ο τύπος της διγραμμικής παρεμβολής παίρνει τη μορφή της εξίσωσης 2.2, όπου τα B , C , D και E είναι τα σταθερά σημεία και O το σημείο που στο οποίο υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για αξιολόγηση του μοντέλου. Οι επιφάνειες που ορίζονται, λειτουργούν ως βάρη για τις τιμές κάθε σταθερού σημείου.

$$V_o \approx \frac{A_B V_B + A_C V_C + A_D V_D + A_E V_E}{A_B + A_C + A_D + A_E} \quad (2.2)$$

2.1.12 Ανάπτυξη τεχνικών στατιστικής και γραφικής αναπαράστασης

Οι αριθμητικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την εκτέλεση των προσομοιώσεων του μοντέλου παράγουν αριθμητικά δεδομένα που είναι δύσκολο να αναλυθούν ένα προς

ένα· για αυτόν το λόγο η χρήση τεχνικών στατιστικής αλλά και γραφικής αναπαράστασης διευκολύνει τόσο την αξιολόγηση της απόδοσης του μοντέλου, όσο και την εύρεση σφαλμάτων και τη μελέτη των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης.

Τα στατιστικά εργαλεία που χρησιμοποιούνται συνήθως είναι τα εξής (Jacobson, 2005):

- **Overall normalized gross error (NGE)**

Το NGE συγκρίνει την απόλυτη τιμή μιας πρόβλεψης με μια παρατήρηση, αθροίζοντας και υπολογίζοντας το μέσο όρο απόκλισης για όλες τις παρατηρήσεις και χρόνους.

$$NGE = \frac{1}{N_{tim}N_{obs}} \sum_{j=1}^{N_{tim}} \left(\sum_{i=1}^{N_{obs}} \frac{|P_{x_i,t_j} - O_{x_i,t_j}|}{O_{x_i,t_j}} \right) \quad (2.3)$$

Σε αυτή την εξίσωση όλες οι παρατηρήσεις και οι προβλέψεις συνδυάζονται ως προς τη θέση τους στο χώρο και το χρόνο.

- **Location-specific NGE (NGE_x) & Time specific NGE (NGE_t)**

Το NGE μπορεί να προσδιοριστεί για μια συγκεκριμένη τοποθεσία για όλες τις χρονικές στιγμές (NGE_x) ή για μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή για όλες τις τοποθεσίες (NGE_t).

$$NGE_x = \frac{1}{N_{tim}} \sum_{j=1}^{N_{tim}} \frac{|P_{x_i,t_j} - O_{x_i,t_j}|}{O_{x_i,t_j}} \quad (2.4)$$

$$NGE_t = \frac{1}{N_{obs}} \sum_{i=1}^{N_{obs}} \frac{|P_{x_i,t_j} - O_{x_i,t_j}|}{O_{x_i,t_j}} \quad (2.5)$$

- **Unpaired-in-time, paired-in space error (UTPSE)**

Για την ανάλυση των αποτελεσμάτων ενός μοντέλου είναι σύνηθες να χρησιμοποιούνται μηνιαίοι, εποχιακοί ή ετήσιοι μέσοι όροι δεδομένων που αφορούν μια συγκεκριμένη περιοχή ή περισσότερες περιοχές. Η συγκεκριμένη στατιστική ανάλυση γίνεται με την παρακάτω σχέση:

$$UTPSE = \frac{1}{N_{obs}} \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\left| \sum_{j=1}^{N_{tim}} P_{x_i,t_j} - \sum_{j=1}^{N_{tim}} O_{x_i,t_j} \right| / \sum_{j=1}^{N_{tim}} O_{x_i,t_j} \right) \quad (2.6)$$

Αν και μέσα στην εξίσωση η διαφορά $P - O$ υπολογίζεται κατ' απόλυτη τιμή, το UTPSE δεν αποτελεί πραγματικό μέτρο του σφάλματος, καθώς οι προβλέψεις δεν συνδυάζονται με μετρήσεις του ίδιου χρόνου και τόπου.

- **Unpaired-in-time, unpaired-in-space error (UTUSE)**

Ένας επιπλέον τρόπος ανάλυσης στηρίζεται στη σύγκριση μεταξύ των χωρικών και χρονικών μέσων όρων δεδομένων εισόδου και προβλέψεων του μοντέλου. Η

συγκεκριμένη ανάλυση καλείται UTUSE και όπως και με την UTPSE δεν αποτελεί πραγματικό μέτρο του σφάλματος του μοντέλου.

$$UTUSE = \left| \sum_{j=1}^{N_{tim}} \sum_{i=1}^{N_{obs}} P_{x_i,t_j} - \sum_{j=1}^{N_{tim}} \sum_{i=1}^{N_{obs}} O_{x_i,t_j} \right| / \sum_{j=1}^{N_{tim}} \sum_{i=1}^{N_{obs}} O_{x_i,t_j} \quad (2.7)$$

- **Normalized bias (NB)**

Το NB υποδηλώνει αν ο μέσος όρος μιας παραμέτρου που προσδιορίζει το μοντέλο έχει υπερεκτιμηθεί ή υποεκτιμηθεί σε σχέση με τα δεδομένα εισόδου. Ως εκτιμήτρια δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αξιολόγηση της ακρίβειας της απόδοσης του μοντέλου.

$$NB = \frac{1}{N_{tim}N_{obs}} \sum_{j=1}^{N_{tim}} \left(\sum_{i=1}^{N_{obs}} \frac{P_{x_i,t_j} - O_{x_i,t_j}}{O_{x_i,t_j}} \right) \quad (2.8)$$

- **Biased variance**

Η διακύμανση αποτελεί το μέτρο της διασποράς γύρω από τη μέση τιμή μιας κατανομής. Το τυπικό σφάλμα μια κατανομής δίνεται από την εξίσωση⁵⁸ 2.11.

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2 \quad (2.9)$$

- **Biased variance of the time-specific NGE**

Η εκτιμήτρια αυτή δίνει τη διασπορά των χονδροειδών σφαλμάτων, γύρω από το μέσο χονδροειδές σφάλμα για μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή.

$$\sigma_{u,NGE_t}^2 = \frac{1}{N_{obs}} \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\frac{P_{x_i,t} - O_{x_i,t}}{O_{x_i,t}} - NGE_t \right)^2 \quad (2.10)$$

- **Unbiased variance**

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2 \quad (2.11)$$

⁵⁸Στις εξισώσεις 2.9 και 2.11 δεν είναι γνωστή η αληθής τιμή της μεταβλητής V , συνεπώς χρησιμοποιείτε ο μέσος όρος \bar{V} , ο οποίος την προσεγγίζει. Αυτό έχει ως συνέπεια η τελική εκτιμήτρια της μεταβλητότητας, στην οποία καταλήγει η εξίσωση 2.9, να **μην είναι αμερόληπτη** (unbiased), καθώς ο μέσος όρος \bar{V} εξαρτάται από τον πληθυσμό των V_i . Εξαιρώντας το V_i από τον υπολογισμό του μέσου όρου (θεωρώντας δηλαδή $N-1$ μετρήσεις αντί για N) προκύπτει μια **αμερόληπτη εκτιμήτρια της μεταβλητότητας**, η οποία όμως υπερεκτιμάει την τιμή αυτή.

- **Paired peak accuracy (PPA)**

Η PPA προσδιορίζει πόσο καλά ένα μοντέλο προβλέπει την ακραία τιμή μιας παρατηρούμενης παραμέτρου, για τη στιγμή και τη θέση που εμφανίζεται.

$$PPA = \frac{P_{\hat{x},\hat{t}} - O_{\hat{x},\hat{t}}}{O_{\hat{x},\hat{t}}} \quad (2.12)$$

- **Temporally paired peak accuracy (TPPA)**

Η TPPA προσδιορίζει πόσο καλά ένα μοντέλο προβλέπει την ακραία τιμή μιας παρατηρούμενης παραμέτρου, για τη στιγμή που εμφανίζεται, αλλά για οποιαδήποτε άλλη θέση.

$$TPPA = \frac{P_{x,\hat{t}} - O_{x,\hat{t}}}{O_{x,\hat{t}}} \quad (2.13)$$

Για τις παραπάνω σχέσεις ισχύουν τα εξής:

- | | | | |
|---------------|--|---------------|---------------------------------|
| - N_{tim} : | Ο αριθμός των χρονικών στιγμών για τις οποίες λήφθηκαν παρατηρήσεις. | - N_{obs} : | Ο αριθμός των παρατηρήσεων |
| - P : | Η προβλεπόμενη τιμή | - O : | Η παρατηρούμενη τιμή |
| - x_i : | Η θέση της τοποθεσίας i | - t_j : | η j -οστή ώρα της παρατήρησης |

Η αξιολόγηση της ακρίβειας ενός μοντέλου γίνεται επίσης με την αναπαράσταση χρονοσειρών δεδομένων σε διαγράμματα, τα οποία επιτρέπουν τη γραφική σύγκριση των προβλέψεων του μοντέλου, για μια συγκεκριμένη παράμετρο (συγκέντρωση αερίων, θερμοκρασία, σχετική υγρασία, ηλιακή ακτινοβολία κ.ά.), με δεδομένα. Η σύγκριση αυτή γίνεται για μια συγκεκριμένη τοποθεσία και για ολόκληρο το χρονικό διάστημα που καλύπτει η προσομοίωση.

Τέλος μια επιπλέον μέθοδο αποτελεί η χωρική σύγκριση των προβλέψεων ενός μοντέλου με πραγματικά δεδομένα για συγκεκριμένες χρονικές στιγμές. Βάσει αυτής της ανάλυσης παράγονται δισδιάστατοι χάρτες με ισαριθμικές καμπύλες, που επιτρέπουν την αξιολόγηση των προβλέψεων του μοντέλου, αλλά και τον εντοπισμό σημαντικών ατελειών (Jacobson, 2005).

2.1.13 Προσομοιώσεις

Εφόσον ολοκληρωθεί η ανάπτυξη ενός μοντέλου και η συγκέντρωση των δεδομένων εισόδου και των συμπληρωματικών δεδομένων, είναι δυνατή η εκτέλεση της προσομοίωσης. Η πρώτη εκτέλεση είναι πιθανό να μην ολοκληρωθεί με επιτυχία, εξαιτίας προγραμματιστικών σφαλμάτων τα οποία θα πρέπει να εντοπιστούν και να διορθωθούν. Μετά την διόρθωση των σφαλμάτων (debugging) του προγράμματος είναι δυνατή η εκτέλεση της αρχικής προσομοίωσης ή προσομοίωσης αναφοράς (baseline simulation), η οποία περιλαμβάνει όλες τις διεργασίες που έχουν συμπεριληφθεί στο μοντέλο. Η επίλυσή τους γίνεται με τα δεδομένα εισόδου που έχουν συγκεντρωθεί, ενώ τα αποτελέσματα που έχουν προκύψει αποθηκεύονται και συγκρίνονται με τα συμπληρωματικά δεδομένα. Ο βασικός σκοπός που εξυπηρετεί ο σχεδιασμός ενός μοντέλου είναι η μελέτη ενός επιστημονικού ή κανονιστικού θέματος, οπότε η

προσομοίωση αναφοράς θα πρέπει να ικανοποιεί τις ανάγκες που έχουν δημιουργηθεί με επιτυχία.

2.1.14 Έλεγχοι ευαισθησίας

Το επόμενο βήμα μετά την ολοκλήρωση της προσομοίωσης αναφοράς είναι συνήθως η εκτέλεση ελέγχων ευαισθησίας, ώστε να είναι δυνατή η αξιολόγηση της επίδρασης των διάφορων υποθέσεων που έχουν γίνει στην ακρίβεια του μοντέλου. Τα αποτελέσματα αυτών των ελέγχων πρέπει να συγκρίνονται με τα δεδομένα και τα αποτελέσματα της προσομοίωσης αναφοράς. Οι χαρακτηριστικοί έλεγχοι ευαισθησίας που χρησιμοποιούνται σε μοντέλα που έχουν αναπτυχθεί για συγκεκριμένες και καλά ορισμένες περιοχές, συμπεριλαμβάνουν τον έλεγχο των οριακών και αρχικών συνθηκών, αλλά και των εκπομπών που προκύπτουν από την προσομοίωση· παραδείγματος χάριν, θέτοντας τη συγκέντρωση όλων των εισροών αερίων και αερολυμάτων, στα οριζόντια όρια ίση με μηδέν και στη συνέχεια συγκρίνοντας τα αποτελέσματα είτε με αυτά που προέκυψαν από την προσομοίωση αναφοράς, είτε με πραγματικά δεδομένα. Ένας δεύτερος έλεγχος είναι να θεωρηθούν οι αρχικές συγκεντρώσεις όλων των αερίων και αερολυμάτων ίσες με μηδέν, ενώ ένας τρίτος είναι η προσαρμογή των δεδομένων εκπομπής, ώστε να μπορεί να γίνει προσδιορισμός της επίδρασης μιας πιθανής υπερεκτίμησης ή υποεκτίμησης των εκπομπών στα τελικά αποτελέσματα. Ανάλογοι έλεγχοι μπορεί να εφαρμοστούν και σε μοντέλα παγκόσμιας κλίμακας.

2.1.15 Διαρκής ανάπτυξη του μοντέλου

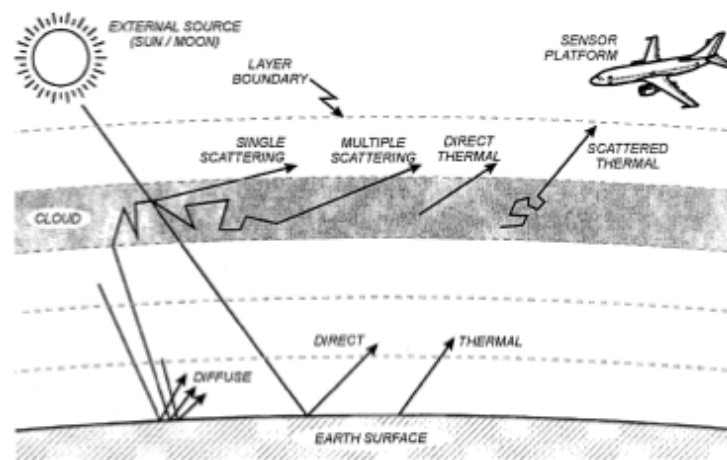
Είναι πιθανό τα αποτελέσματα της προσομοίωσης να χειροτερεύουν με την πάροδο του χρόνου (αύξηση των επαναλήψεων), εξαιτίας της κακής αριθμητικής επεξεργασίας ή μη ακριβών προσεγγίσεων, στην ανάλυση των προβλημάτων φυσικής που εμπεριέχονται στο μοντέλο. Σε αυτές τις περιπτώσεις είναι απαραίτητο να προστεθούν καλύτεροι αλγόριθμοι και συστήματα εξισώσεων ή να αναβαθμιστούν τα ήδη υπάρχοντα.

2.2 Το Μοντέλο MODTRAN

Ο κώδικας MODTRAN (moderate resolution atmospheric transmission) αποτελεί το πιο ευρέως χρησιμοποιούμενο μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας. Το συγκεκριμένο μοντέλο μπορεί να προσδιορίσει τις εξής παραμέτρους:

1. Το συντελεστή μετάδοσης για την ατμόσφαιρα (**atmospheric transmittance**)
2. Την ατμοσφαιρική λαμπρότητα του περιβάλλοντος χώρου (**background radiance**)
3. Τη ραδιομετρική λαμπρότητα ως προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση της ακτινοβολίας του ήλιου ή/και του φεγγαριού (**single scattered solar & lunar radiance**)
4. Την απευθείας ένταση της ακτινοβολίας του ήλιου (**direct solar irradiance**)
5. Τη ραδιομετρική λαμπρότητα της ηλιακής και θερμικής ακτινοβολίας που προκύπτει από πολλαπλή σκέδαση (**multiple scattered solar and thermal radiance**)

Το MODTRAN προσεγγίζει την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια της Γης ως μια σειρά διαδοχικών ημι-ομοιογενών στρωμάτων (quasihomogeneous layers), για κάθε ένα από τα οποία προσδιορίζει τη συνεισφορά στην ολική ραδιομετρική λαμπρότητα, η οποία οφείλεται στις διεργασίες που παρουσιάζονται στην εικόνα 2.3 (Berk et al., 1998). Η φασματική ανάλυση του μοντέλου⁵⁹ είναι ίση με 2 cm^{-1} , (FWHM⁶⁰) με μέσες τιμές ανά διαστήματα 1 cm^{-1} (Carr, 2005) για τη φασματική περιοχή από τα 0 έως 50.000 cm^{-1} (Klein, 2004).



Εικόνα 2.3 - Οι πηγές που λαμβάνει υπόψιν του το MODTRAN και συνεισφέρουν στην ολική ραδιομετρική λαμπρότητα στην TOA (Πηγή: Berk et al., 1998).

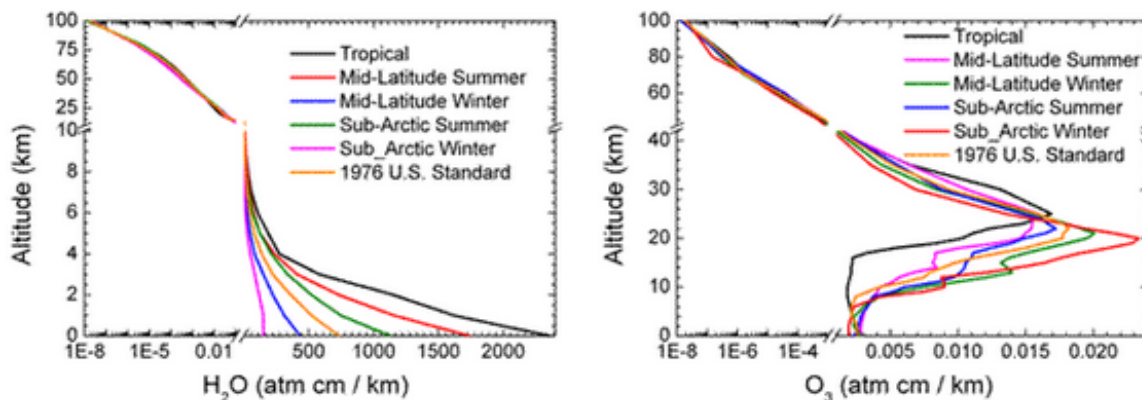
Το MODTRAN προσδιορίζει την επίδραση της μοριακής απορρόφησης συνεχούς τύπου (molecular continuum-type absorption), τη μοριακή σκέδαση και την απορρόφηση & σκέδαση που οφείλεται στα αερολύματα και τα υδρο-μετέωρα⁶¹ (hydrometeor). Για τον

⁵⁹ Η φασματική ανάλυση του μοντέλου MODTRAN-5 είναι ίση με $0,1 \text{ cm}^{-1}$.

⁶⁰ FWHM: Full Width at Half Maximum

⁶¹ Υδρο-μετέωρα: σωματίδια νερού ή πάγου που σχηματίζονται στην ατμόσφαιρα ή στην επιφάνεια της Γης ως αποτέλεσμα συμπύκνωσης (condensation) ή εξάχνωσης (sublimation). Κάποιοι χαρακτηριστικοί τύποι υδρο-μετεώρων είναι οι εξής: σύννεφα, ομίχλη, βροχή, χιόνι κ.ά..

προσδιορισμό της μοριακής απορρόφησης, το MODTRAN περιλαμβάνει ένα μοντέλο που περιγράφει τη μοριακή απορρόφηση για χαρακτηριστικά κανάλια του φάσματος (molecular band model) (Carr, 2005). Επιπλέον το συγκεκριμένο μοντέλο περιλαμβάνει χαρακτηριστικά μοντέλα που περιγράφουν τα ατμοσφαιρικά αερολύματα, τα νέφη και τη βροχή.



Διάγραμμα 2.1 - Τα διαφορετικά ατμοσφαιρικά προφίλ για το H₂O και το O₃ που χρησιμοποιεί το MODTRAN (Πηγή: modtran5.com).

• Η μοντελοποίηση της ατμόσφαιρας και των αερολυμάτων στο MODTRAN

Η ατμόσφαιρα στο MODTRAN ορίζεται ως τέσσερα διαδοχικά κατακόρυφα στρώματα, τα οποία είναι τα εξής: το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (0 – 2 km), η ελεύθερη τροπόσφαιρα (2 – 10 km), η κατώτερη στρατόσφαιρα (10 – 30 km) και η ανώτερη ατμόσφαιρα (30 – 100 km) (Carr, 2005). Στα στρώματα αυτά αναλύονται οι διάφοροι τύποι αερολυμάτων που περιλαμβάνει το μοντέλο, οι οποίοι είναι αντιπροσωπευτικοί για τις εξής κατηγορίες περιοχών: αστική (urban), αγροτική (rural), έρημος (desert) και θάλασσα (maritime) (Κεφ. 1.2.3) (Carr, 2005). Η μοντελοποίηση των αερολυμάτων στηρίζεται σε δύο βασικές αρχές:

- Τον ακριβή προσδιορισμό των χημικών και φυσικών ιδιοτήτων, των σωματιδίων των αερολυμάτων για τον μετέπειτα υπολογισμό των οπτικών ιδιοτήτων τους, π.χ. δείκτης διάθλασης κ.λπ..
- Την ακριβή περιγραφή της κατακόρυφης κατανομής της αριθμητικής συγκέντρωσης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα.

Τα μοντέλα που περιγράφουν τους διάφορους τύπους αερολυμάτων που διαθέτει το MODTRAN αναπτύχθηκαν από τους Shettle και Fenn (1979) και στηρίζονται στα χαρακτηριστικά αρκετών βασικών συστατικών της ατμόσφαιρας. Τα κυριότερα από αυτά είναι τα εξής: διάφορα υδατοδιαλυτά σωματίδια (water soluble), η σκόνη, η αιθάλη (soot), το αλάτι της θάλασσας και το νερό· το οποίο συμπεριλαμβάνεται ως η επίδραση της μεταβολής της σχετικής υγρασίας στο μέγεθος του κάθε σωματιδίου και του δείκτη διάθλασης αυτού (Carr, 2005). Βάσει αυτών των συστατικών προκύπτει ένας τύπος αερολύματος που αντιστοιχεί είτε στο μέσο όρο των χαρακτηριστικών τους, είτε σε μια πιο σύνθετη μορφή και περιγράφει κάθε ένα από τους τέσσερις χαρακτηριστικούς τύπους που αναφέρθηκαν προηγουμένως. Ο συγκεκριμένος τύπος αερολύματος χαρακτηρίζεται ως εσωτερικά αναμεμιγμένος (internally mixed), ενώ η εκδοχή που αντιστοιχεί στο μέσο όρο των χαρακτηριστικών τους, αποτελεί ένα ομοιογενές μείγμα για κάθε ένα από τα βασικά συστατικά.

Το μοντέλο που περιγράφει τα αστικά αερολύματα προσεγγίζει αυτό που περιγράφει τα αερολύματα αγροτικής προέλευσης· τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του δεύτερου

είναι σταθμισμένα βάσει του όγκου κατά τη χρήση στο μοντέλο των αστικών αερολυμάτων, παράλληλα συμπεριλαμβάνονται και επιπλέον ομάδες αερολυμάτων, οι οποίες προκύπτουν από ανθρωπογενείς δραστηριότητες. Παρομοίως το μοντέλο που περιγράφει τα αερολύματα θαλάσσιας προέλευσης αποτελείται από ένα μέρος που αντιστοιχεί στα αερολύματα με ηπειρωτική προέλευση και από ένα δεύτερο που περιγράφει τα αερολύματα που προέρχονται από τους ωκεανούς.

Για μεγάλα υψόμετρα τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, κάθε μιας από τις παραπάνω κατηγορίες αερολυμάτων, θεωρούνται παρόμοια, τόσο για περιοχές που αντιστοιχούν σε ξηρά όσο και σε θάλασσα, ενώ για τα στρώματα που βρίσκονται σε μεγαλύτερα υψόμετρα από το ΑΟΣ, τα χαρακτηριστικά των αερολυμάτων είναι λιγότερο ευαίσθητα σε μεταβολές του καιρού και της γεωγραφίας και επηρεάζονται κυρίως από την εποχή του έτους (Carr, 2005).

Στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα το σχήμα, η κατανομή του μεγέθους και η χημική σύσταση των σωματιδίων που αντιστοιχούν στο μέσο τύπο αερολυμάτων θεωρούνται ανεξάρτητα του υψομέτρου (Carr, 2005). Ο συνολικός αριθμός των σωματιδίων των αερολυμάτων μεταβάλλεται συναρτήσει του υψομέτρου, ενώ η μεταβολή της αριθμητικής συγκέντρωσης τους εξαρτάται από τη μετεωρολογική ακτίνα⁶² (VIS) στην επιφάνεια του εδάφους (Carr, 2005).

Στο MODTRAN τα σωματίδια των αερολυμάτων θεωρούνται σφαιρικά και ο προσδιορισμός της ενεργού διατομής σκέδασης και εξασθένησης γίνεται βάσει της θεωρίας του Mie (Carr, 2005). Επιπλέον ο υπολογισμός των κανονικοποιημένων συντελεστών εξασθένησης (normalized attenuation coefficients) γίνεται ανεξάρτητα του υπολογισμού του κατακόρυφου προφίλ της συγκέντρωσης των αερολυμάτων και προκύπτουν ως οι λόγοι των συντελεστών απόσβεσης και εξασθένησης για τα 0,55 μm. Ο συντελεστής απόσβεσης των αερολυμάτων προκύπτει από το γινόμενο της συγκέντρωσης των αερολυμάτων, η οποία εξαρτάται από το υψόμετρο και από ένα κανονικοποιημένο συντελεστή απόσβεσης για τα αερολύματα, ο οποίος εξαρτάται από το μήκος κύματος.

Οι συντελεστές που περιγράφουν τη φασματική απόσβεση της ακτινοβολίας υπολογίζονται για 788 διαφορετικές τιμές μήκους κύματος μεταξύ των 0,2 και 300 μm και για τιμές σχετικής υγρασίας 0/70/80 και 99% και αποθηκεύονται στο MODTRAN ξεχωριστά για κάθε ένα τύπο αερολυμάτων (Carr, 2005). Το κατακόρυφο προφίλ των αερολυμάτων υπολογίζεται για διαφορετικές τιμές μετεωρολογικής ακτίνας (2, 5, 10, 23 και 50 km), ενώ τα προφίλ για την ανώτερα υψόμετρα στρώματα της ατμόσφαιρας υπολογίζονται συναρτήσει της εποχής

Το MODTRAN διαθέτει έξι πρότυπους τύπους ατμοσφαιρικού προφίλ (Πιν. 2.2), οι οποίοι ορίζονται βάσει της θερμοκρασίας, της πίεσης, της πυκνότητας και των λόγων ανάμιξης για τα H₂O, O₃, CH₄, CO & N₂O, ως συνάρτηση του υψομέτρου. Επιπλέον είναι διαθέσιμα τα κατακόρυφα προφίλ (0 – 120 km) για δεκατρία αέρια. Τα μοντέλα

⁶² Ως ορατότητα ορίζεται η μέγιστη απόσταση στην οποία είναι δυνατό να εντοπισθεί και να αναγνωρισθεί δια γυμνού οφθαλμού κατά τη διάρκεια τη ημέρα ένα σκούρο αντικείμενο με φόντο τον ουρανό και κατά τη διάρκεια της νύχτας μια μετρίου εντάσεως πηγή φωτός. Η μετεωρολογική ακτίνα (ορατότητα) ορίζεται ποσοτικά απαλείφοντας την υποκειμενικότητα του παρατηρητή, καθώς και τις συνθήκες ημέρας ή νύχτας και προκύπτει από την εξίσωση του Kosciuski: $VIS = \frac{1}{\beta} \ln \frac{1}{C_{th}}$, όπου το β αντιστοιχεί στο συντελεστή εξασθένησης και το C_{th} στο όριο (~0,02) της τιμής της αντίθεσης για την οποία το 50% των παρατηρητών θα μπορούσε να εντοπίσει το στόχο.

των αερολυμάτων συνδυάζονται με τους παραπάνω έξι τύπους ατμοσφαιρικών προφίλ σύμφωνα με τις επιλογές του χρήστη.

Πίνακας 2.2 - Οι έξι πρότυποι τύποι ατμοσφαιρικού προφίλ που περιλαμβάνει το MODTRAN.

Πρότυπο ατμοσφαιρικό μοντέλο	Γεωγραφικό πλάτος	Εποχή του χρόνου
Tropical	15 N	Ετήσιος μέσος όρος
Mid-Latitude Summer	45 N	Ιούλιος
Mid-Latitude Winter	45 N	Ιανουάριος
Sub-Artic Summer	60 N	Ιούλιος
Sub-Artic Winter	60 N	Ιανουάριος
US Standard	US	1976

Πηγή: Carr, 2005

Στο MODTRAN το πλάτος του πρότυπου φασματικού διαστήματος (standard spectral interval), ή "bin", που χρησιμοποιείται είναι ίσο με 1 cm^{-1} για αυτή την τιμή, η φασματική συσχέτιση μεταξύ των διάφορων πηγών εξασθένισης χαρακτηρίζεται ως τυχαία (Adler-Golden & Berk, 2005). Συνεπώς η τιμή του συντελεστή μετάδοσης που προκύπτει από την απορρόφηση και τη σκέδαση των μορίων και των σωματιδίων της ατμόσφαιρας, υπολογίζεται λαμβάνοντας υπόψιν κάθε μια συνιστώσα, που αντιστοιχεί σε κάθε ένα από αυτά ξεχωριστά (Adler-Golden & Berk, 2005). Η βασική ιδέα για τη χρήση τεχνικών που αξιοποιούν band models είναι ο καθορισμός των παραμέτρων από τις οποίες είναι δυνατός ο υπολογισμός του συντελεστή μετάδοσης για πεπερασμένα διαστήματα συχνότητας (finite frequency intervals) (Kneizys et al., 1996). Το MODTRAN χρησιμοποιεί τις εξής τρεις παραμέτρους για τα band models:

- Το συντελεστή απορρόφησης (absorption coefficient), ο οποίος υπολογίζει την ολική ισχύ των γραμμών απορρόφησης σε ένα διάστημα.
- Τη πυκνότητα των γραμμών απορρόφησης (line density), η οποία αποτελεί ένα σταθμισμένο μέσο όρο, βάσει της ισχύος των γραμμών, για τον αριθμό των γραμμών απορρόφησης εντός ενός διαστήματος.
- Το πλάτος των γραμμών απορρόφησης (line width), το οποίο αποτελεί ένα σταθμισμένο μέσο όρο, βάσει της ισχύος των γραμμών, του πλάτους των γραμμών

Για τον υπολογισμό των παραπάνω παραμέτρων, το MODTRAN χρησιμοποιεί τη βάση δεδομένων HITRAN⁶³. Για κάθε μόριο που διαθέτει γραμμές απορρόφησης τα κέντρα των οποίων βρίσκονται εντός κάποιου φασματικού bin του MODTRAN, οι συντελεστές απορρόφησης (που εξαρτώνται από τη θερμοκρασία), οι πυκνότητες των γραμμών και οι παράμετροι του πλάτους των γραμμών αποθηκεύονται και χρησιμοποιούνται στη συνέχεια για τον υπολογισμό της μοριακής απορρόφησης (Kneizys et al., 1996).

• Η αντιμετώπιση της μοριακής απορρόφησης στο MODTRAN

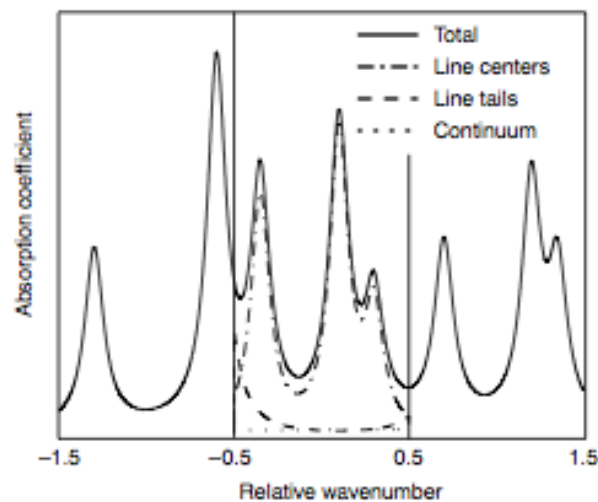
Ο υπολογισμός της μοριακής απορρόφησης είναι ιδιαίτερα σύνθετος εξαιτίας της εγγενούς φασματικής δομής και του μεγάλου αριθμού μοριακών μεταπτώσεων που

⁶³ Το High-resolution TRANsmission (HITRAN), αποτελεί μια βάση μοριακών φασματοσκοπικών παραμέτρων για την πρόβλεψη και προσομοίωση της μετάδοσης (molecular transmission) και εκπομπής (emission) της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης. Συνολικά περιέχει δεδομένα για 42 διαφορετικά μόρια και καλύπτει την περιοχή του H/M φάσματος από το υπέρυθρο έως τα μικροκύματα.

συνεισφέρουν σε κάθε ξεχωριστό φασματικό bin (Adler-Golden & Berk, 2005). Το MODTRAN διαχωρίζει τη μοριακή απόσβεση σε κάθε φασματικό bin σε τρεις συνιστώσες:

- *Line center absorption*, από τις μοριακές μεταπτώσεις που τοποθετούνται στο κέντρο του φασματικού bin.
- *Line tail absorption*, από γραμμές απορρόφησης που τοποθετούνται εκτός του κέντρου του φασματικού bin, αλλά εντός των 25 cm^{-1}
- *H₂O & CO₂ continuum absorption*, από απομακρυσμένες γραμμές απορρόφησης ($>25 \text{ cm}^{-1}$)

Το διάγραμμα 2.2 παρουσιάζει τις συνιστώσες της μοριακής απορρόφησης για ένα φασματικό bin με διάσταση 1 cm^{-1} .



Διάγραμμα 2.2 - Οι συνιστώσες της μοριακής απορρόφησης για ένα φασματικό bin του MODTRAN (Πηγή: Adler-Golden & Berk, 2005).

• **Η αντιμετώπιση της πολλαπλής σκέδασης στο MODTRAN**

Οι υπολογισμοί για τον προσδιορισμό της επίδρασης της σκέδασης στο MODTRAN γίνονται ιδανικά με χρήση του αλγόριθμου DISORT που πρότειναν οι Stamnes et al. (1988), ο οποίος προσπαθεί να επιλύσει το πρόβλημα της διάδοσης της μονοχρωματικής ακτινοβολίας σε ένα μέσο παράλληλης στρωμάτωσης, στο οποίο λαμβάνουν χώρα οι διεργασίες σκέδασης, απορρόφησης και εκπομπής· ενώ το κατώτατο όριο του χαρακτηρίζεται από τη συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (BRDF). Η μέθοδος αυτή συνδέει τους υπολογισμούς της ροής για κάθε στρώμα, βάσει του νόμου του Beer. Η μοριακή μετάδοση (in-band molecular transmittances) που υπολογίζει το MODTRAN δεν ικανοποιεί το συγκεκριμένο νόμο και για αυτό το λόγο συμπεριλήφθηκε ο αλγόριθμος correlated-k.

2.2.1 Αντίστροφη μοντελοποίηση για χρήση σε τηλεπισκοπικές εφαρμογές

Κατά τη χρήση του MODTRAN σε εφαρμογές τηλεπισκόπησης, απαντώνται διάφορα σημαντικά προβλήματα. Το MODTRAN χαρακτηρίζεται ως “forward RTC”, δηλαδή ο στόχος του είναι **ο προσδιορισμός της ραδιομετρικής λαμπρότητας στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας** ή ισοδύναμα των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας που καταγράφει ο δέκτης· **έχοντας ως δεδομένα τις συνθήκες που επικρατούν στην ατμόσφαιρα και τα χαρακτηριστικά που περιγράφουν το έδαφος** (Guanter et al., 2009).

Για τον προσδιορισμό των τιμών ανακλαστικότητας της επιφάνειας, απαιτείται **η εκτέλεση του κώδικα αντίστροφα**· κάτι που όμως δεν είναι δυνατό, καθώς οι απαραίτητες ατμοσφαιρικές συναρτήσεις δεν συμπεριλαμβάνονται στο εξαγόμενο προϊόν του MODTRAN, αλλά πρέπει να υπολογιστούν ξεχωριστά. Πιο συγκεκριμένα οι εξής παράμετροι: **η ατμοσφαιρική ακτινοβολία διαδρομής, ο συντελεστής μετάδοσης για την απευθείας και τη διάχυτη ακτινοβολία, η απευθείας και διάχυτη ροή και το σφαιρικό albedo**⁶⁴ επαρκούν για την παραμετροποίηση του μοντέλου διάδοσης της ακτινοβολίας και την αντιστροφή των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας που αντιστοιχούν στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας (Guanter et al., 2009). Οι τιμές των παραπάνω παραμέτρων πρέπει **να είναι ανεξάρτητες από την επίδραση της ανακλαστικότητας της επιφάνειας** και να εξαρτώνται μόνο από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, τη γεωμετρία του ήλιου & της θέασης του δέκτη και το υψόμετρο της επιφάνειας του εδάφους (Guanter et al., 2009).

Ο διαχωρισμός μεταξύ της απευθείας και της διάχυτης ροής στην επιφάνεια της Γης, όπως επίσης και του συντελεστή μετάδοσης της ακτινοβολίας (απευθείας και διάχυτη συνιστώσα) επιτρέπει τη μελέτη της επίδρασης φαινομένων, όπως αυτά που οφείλονται στην τοπογραφία της επιφάνειας, στα χαρακτηριστικά της περιβάλλουσας, του στόχου, επιφάνειας και των διευθυνσιακών χαρακτηριστικών της ανακλώμενης ακτινοβολίας (Guanter et al., 2009). Η διαδικασία που περιγράφεται παρακάτω, αποτελεί τη βάση προσδιορισμού των πινάκων αναζήτησης (LUTs) που χρησιμοποιεί το λογισμικό ατμοσφαιρικών διορθώσεων ATCOR (Κεφ. 3.2).

- **Το μαθηματικό υπόβαθρο για το διαχωρισμό των ατμοσφαιρικών οπτικών παραμέτρων**

Η ακτινοβολία που ανακλάται από την ατμόσφαιρα στο δέκτη (ακτινοβολία διαδρομής), όπως και η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης για μια επιφάνεια με ανακλαστικότητα ρ ($L_p(\rho)$ και $L_{TOA}(\rho)$, αντίστοιχα) προσδιορίζονται στο MODTRAN από τις εξισώσεις 2.14 και 2.15.

$$L_p(\rho) = L_p(0) + t_{dif}^{\uparrow} E_g(\rho) \rho / \pi \quad (2.14)$$

$$L_{TOA}(\rho) = L_p(0) + t_{dir}^{\uparrow} E_g(\rho) \rho / \pi \quad (2.15)$$

Τα t_{dif}^{\uparrow} & t_{dir}^{\uparrow} αντιστοιχούν στους φασματικούς συντελεστές μετάδοσης για τη διάχυτη και την απευθείας ακτινοβολία, που διαδίδεται από την επιφάνεια του εδάφους προς το δέκτη και το E_g στην ολική ροή που φτάνει στην επιφάνεια. Για μια οριζόντια επιφάνεια η ολική ροή περιγράφεται από την εξίσωση 2.16, όπου τα E_{dir} & E_{dif}

⁶⁴ Το σφαιρικό albedo (spherical albedo) περιγράφει την ενίσχυση του φωτισμού του εδάφους, εξαιτίας της ατμοσφαιρικής ανακλαστικότητας (Bernstein et al., 2005).

αντιστοιχούν στην απευθείας και διάχυτη ροή στο επίπεδο του εδάφους και το μ_s στο συνημίτονο της ηλιακής ζενίθιας γωνίας.

$$E_g(\rho) = E_{dir}\mu_s + E_{dif}(\rho) \quad (2.16)$$

Η **επίδραση της πολλαπλής σκέδασης** μεταξύ της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας του εδάφους υπολογίζεται από τις εξισώσεις 2.14 και 2.15, μέσω της **διάχυτης ροής** $E_{dif}(\rho)$, η οποία σχετίζεται όμως με την ανακλαστικότητα της επιφάνειας. Για την απαλοιφή αυτής της εξάρτησης η εξίσωση 2.15 παίρνει την παρακάτω μορφή:

$$L_{TOA}(\rho) = L_p(0) + \frac{T^\uparrow E_g(0) \rho / \pi}{1 - \rho S} \quad (2.17)$$

Το S αντιστοιχεί στο **ατμοσφαιρικό σφαιρικό albedo** που εκφράζει την **πολλαπλή σκέδαση** μεταξύ της ατμόσφαιρας και της επιφάνειας και το $T^\uparrow = t_{dir}^\uparrow + t_{dif}^\uparrow$ αναφέρεται στο συντελεστή μετάδοσης. Το ρ μπορεί να προσδιοριστεί αναλυτικά από την αντιστροφή της L_{TOA} στην εξίσωση 2.17, συνεπώς τα $L_p(0)$, t_{dir}^\uparrow , t_{dif}^\uparrow , $E_g(0)$ και S πρέπει να υπολογιστούν σαν το **πρώτο στάδιο** της διαδικασίας ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Για τους υπολογισμούς που περιγράφονται σε αυτή την υποενοότητα γίνεται η θεώρηση μιας λαμπερτιανής επιφάνειας και στη συνέχεια το ρ αναπαριστά το σφαιρικό albedo της επιφάνειας.

Ο όρος t_{dir}^\uparrow προκύπτει **άμεσα** από το τελικό προϊόν του MODTRAN. Όσον αφορά τις ροές, ο σαφής διαχωρισμός των E_{dir} & $E_{dif}(0)$ είναι πολύ εύκολος, εάν ληφθεί υπόψιν στην ατμοσφαιρική μοντελοποίηση η επίδραση των φαινομένων που οφείλονται στα **διευθυνσιακά χαρακτηριστικά** της ανακλώμενης ακτινοβολίας, στα **τοπογραφικά χαρακτηριστικά** της επιφάνειας και στα **χαρακτηριστικά της περιβάλλουσας επιφάνειας** (Guanter et al., 2009). Ο προσδιορισμός των ροών μπορεί να γίνει σύμφωνα με τις παρακάτω εξισώσεις, στις οποίες τα $L_{r,dir}$ & $L_{r,TOA}$ αντιστοιχούν στην απευθείας και ολική ραδιομετρική λαμπρότητα, που καταγράφει ο δέκτης, αφού η ακτινοβολία ανακλαστεί από την επιφάνεια.

$$E_{dir} = \frac{\pi L_{r,dir}}{\mu_s t_{dir}^\uparrow \rho} \quad (2.18)$$

$$E_{dif}(\rho) = \frac{\pi L_{r,TOA}}{t_{dir}^\uparrow \rho} - \mu_s E_{dir} \quad (2.19)$$

Ο προσδιορισμός των $L_p(0)$, t_{dif}^\uparrow και S είναι δυνατός μέσω δύο εκτελέσεων του MODTRAN, **για δύο διαφορετικές τιμές ανακλαστικότητας επιφάνειας**, ρ_1 και ρ_2 , σύμφωνα με τις παρακάτω εξισώσεις:

$$L_p(0) = \frac{L_p(\rho_2)\rho_1 E_g(\rho_1) - L_p(\rho_1)\rho_2 E_g(\rho_2)}{\rho_1 E_g(\rho_1) - \rho_2 E_g(\rho_2)} \quad (2.20)$$

$$t_{dif}^\uparrow = \frac{\pi [L_p(\rho_1) - L_p(0)]}{\rho_1 E_g(\rho_1)} \quad (2.21)$$

$$S = \frac{E_g(\rho_2) - E_g(\rho_1)}{\rho_2 E_g(\rho_2) - \rho_1 E_g(\rho_1)} \quad (2.22)$$

- **Η αντιμετώπιση της επίδρασης των διευθυνσιακών χαρακτηριστικών της ανακλώμενης ακτινοβολίας**

Η σύνδεση μεταξύ της **διάδοσης της ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα** και την **επίδραση της επιφάνειας** είναι απαραίτητη για την εκτέλεση προσομοιώσεων υψηλής ακρίβειας σε στόχους που η συμπεριφορά τους όσον αφορά την ανάκλαση της ακτινοβολίας δεν χαρακτηρίζεται ως λαμπερτιανή (Guanter et al., 2009). Συνεπώς η εξίσωση 2.17 πρέπει να τροποποιηθεί, ώστε να συμπεριλάβει την επίδραση των διευθυνσιακών χαρακτηριστικών (directional effects) στην ανακλαστικότητα του στόχου (πL_{TOA}).

Σύμφωνα με τους Vermote et al. (1997) η επίδραση του στόχου στην ανοδική ραδιομετρική λαμπρότητα στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας αναλύεται ως το **άθροισμα** των εξής τεσσάρων όρων: **1)** τα φωτόνια που μεταδίδονται **απευθείας** από τον ήλιο στο στόχο και ανακλώνται **άμεσα** στο δέκτη, **2)** τα φωτόνια που **σκεδάζονται** από την ατμόσφαιρα και στη συνέχεια **ανακλώνται** από τον στόχο άμεσα στο δέκτη, **3)** τα φωτόνια που μεταδίδονται **απευθείας** από τον ήλιο στο στόχο, αλλά **σκεδάζονται** από την ατμόσφαιρα κατά τη μετάδοσή τους προς το δέκτη και **4)** τα φωτόνια που **αλληλεπιδρούν** τουλάχιστον δύο φορές με την **ατμόσφαιρα** και μια με το **στόχο**. Σύμφωνα με τη μαθηματική τυποποίηση που πρότειναν οι ίδιοι, το πL_{TOA} υπολογίζεται από την εξίσωση 2.23.

$$\pi L_{TOA} = \pi L_p(0) + t_{dir}^{\uparrow}[\rho_s E_{dir} + \bar{\rho} E_{dir}^*] + t_{dif}^{\uparrow}[\bar{\rho}' E_{dir} + \bar{\rho} E_{dir}^*] + T^{\uparrow} E_g S \bar{\rho}^2 \quad (2.23)$$

όπου,

$$E_{dif}^* = \frac{E_{dif}(0)}{1 - S \bar{\rho}} \quad (2.24)$$

και

$$E_g^* = \frac{E_g(0)}{1 - S \bar{\rho}} \quad (2.25)$$

Ο όρος ρ_s αναφέρεται στο συντελεστή κατανομής της ανάκλασης (bidirectional reflectance factor - BRDF) και τα $\bar{\rho}$, $\bar{\rho}'$ & $\bar{\rho}$ αντιστοιχούν στην ανακλαστικότητα της επιφάνειας hemispherical⁶⁵ – directional⁶⁶, directional – hemispherical και hemispherical – hemispherical. Οι συγκεκριμένοι όροι συνδέουν το μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα με τα ανακλαστικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας και υπολογίζονται, βάσει της γωνιακής ολοκλήρωσης του ρ_s , το οποίο είναι σταθμισμένο σύμφωνα με την καθοδική διάχυτη ραδιομετρική λαμπρότητα (Guanter et al., 2009).

- **Η αντιμετώπιση της επίδρασης των τοπογραφικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας**

Η ένταση της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης **δεν κατανέμεται ομοιόμορφα** στις περιοχές με έντονο ανάγλυφο, εξαιτίας των αλλαγών στην κλίση του εδάφους και στον προσανατολισμό (Κεφ. 1.7). Ο διαχωρισμός της ροής και του συντελεστή μετάδοσης στην **απευθείας** και στη **διάχυτη** συνιστώσα, επιτρέπει τη μοντελοποίηση της επίδρασης της τοπογραφίας στις περιοχές με έντονο ανάγλυφο (Guanter et al., 2009). Η εξίσωση 2.16 μπορεί να τροποποιηθεί, ώστε να συμπεριλάβει και την επίδραση των τοπογραφικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας:

⁶⁵ Για τις διευθύνσεις που ορίζει ένα ημισφαίριο πάνω από το στόχο.

⁶⁶ Ως προς μια συγκεκριμένη διεύθυνση.

η εξίσωση που προκύπτει είναι η 2.26, όπου το z αντιστοιχεί στο υψόμετρο της επιφάνειας, τα (x, y) στην οριζοντιογραφική θέση του στόχου και το $\mu_i(x, y)$ στο συνημίτονο της γωνίας φωτισμού, η οποία ορίζεται ως η γωνία μεταξύ της καθέτου στο στόχο και της ηλιακής δέσμης.

$$E_g(x, y, z; \rho) = E_{dir}(z)\mu_{il}(x, y) + E_{dif}^t(x, y, z; \rho) \quad (2.26)$$

Το $E_{dif}^t(x, y, z; \rho)$ εκφράζει τη διάχυτη ένταση ακτινοβολίας που φτάνει σε ένα κεκλιμένο επίπεδο στη θέση (x, y) με υψόμετρο z . Η επίδραση της κλίσης και του προσανατολισμού του επιπέδου στη διάχυτη ροή διορθώνεται με την προσθήκη ενός επιπλέον όρου, ο οποίος συνδέει τη διάχυτη ένταση με τις γωνίες που επηρεάζουν το σύστημα και τον συντελεστή μετάδοσης της ατμόσφαιρας. Επιπλέον για την αντιμετώπιση της **ανισοτροπικής κατανομής** της διάχυτης έντασης ακτινοβολίας, είναι δυνατόν να συμπεριληφθεί το μοντέλο του Hay, σύμφωνα με το οποίο η διάχυτη ένταση ακτινοβολίας για ένα κεκλιμένο επίπεδο προκύπτει από την εξίσωση 2.27.

$$E_{dif}^t(x, y, z; \rho) = E_{dif}(z; \rho) \left[t_{dir}^\downarrow(z)\mu_{il}(x, y) + [1 - t_{dir}^\downarrow(z)\mu_s] \frac{1 + \mu_n(x, y)}{2} \right] \quad (2.27)$$

Το $E_{dif}(z)$ αντιστοιχεί στην ιστροπική διάχυτη ροή που δέχεται μια επίπεδη επιφάνεια σε υψόμετρο z , το $t_{dir}^\downarrow(z)$ στο συντελεστή μετάδοσης για την απευθείας ακτινοβολία από τον ήλιο στον στόχο και το $\mu_n(x, y)$ στο συνημίτονο της γωνίας που ορίζεται από την κάθετο στο επίπεδο και την κατακόρυφο στο ίδιο σημείο. Η **διάχυτη ηλιακή ροή** στην επιφάνεια προκύπτει από το **γραμμικό συνδυασμό** δυο συνιστωσών, η πρώτη εκ των οποίων οφείλεται στην **περιηλίουςα διάχυτη ένταση ακτινοβολίας** (πέριξ της θέσης του ήλιου στον ουρανό), ενώ η δεύτερη αναφέρεται στο **εναπομένον τμήμα του ουράνιου θόλου** (Guanter et al., 2009). Εάν η κλίση της επιφάνειας είναι μικρή, τότε μπορεί να γίνει η θεώρηση ότι $E_{dif}^t(x, y, z) \approx E_{dif}(z)$ με την οριακή συνθήκη $E_{dif}^t(x, y, z) = E_{dif}(z)$ για επίπεδες επιφάνειες. Τέλος ο όρος $t_{dir}^\downarrow(z)$ μπορεί να υπολογιστεί ως ο λόγος μεταξύ του E_{dir} και της εξωπλανητικής έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ τα μ_{il} & μ_n προσδιορίζονται από ένα DEM με γεωαναφορά.

- **Η αντιμετώπιση της επίδρασης των περιβαλλουσών χαρακτηριστικών της επιφάνειας στην ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα στο στόχο**

Η επίδραση των περιβαλλουσών/γειτονικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας στη ραδιομετρική λαμπρότητα που ανακλάται από τον εκάστοτε στόχο (adjacency effect – Κεφ. 1.7), οφείλεται στα φωτόνια που ανακλώνται από τις γειτονικές επιφάνειες και εισέρχονται στο οπτικό πεδίο του δέκτη. Η αντιμετώπιση αυτού του φαινομένου κατά την αντίστροφη μοντελοποίηση στο MODTRAN είναι απλή, εάν είναι δυνατός ο διαχωρισμός του συντελεστή μετάδοσης για την απευθείας και την διάχυτη ακτινοβολία (Guanter et al., 2009). **Η μαθηματική τυποποίηση που περιγράφει αυτό το φαινόμενο αντιστοιχεί στη μοντελοποίηση της καταγραφόμενης από το δέκτη ραδιομετρικής λαμπρότητας, ως γραμμικό συνδυασμό των φωτονίων που προέρχονται απευθείας από το στόχο και αυτών που προέρχονται από τις περιοχές που περιβάλλουν το στόχο και σκεδάζονται εντός του οπτικού πεδίου του δέκτη.** Βάσει της εξίσωσης 2.17, προκύπτει η εξίσωση 2.28· στην οποία το ρ αντιστοιχεί στην ανακλαστικότητα του στόχου και το $\bar{\rho}$ στην ανακλαστικότητα του περιβάλλοντος χώρου.

$$L_{TOA} = L_p(0) + \frac{1}{\pi} \frac{[\rho t_{dir}^{\uparrow} + \bar{\rho} t_{dif}^{\uparrow}] E_g}{1 - S\bar{\rho}} \quad (2.28)$$

Εάν το ρ^u αντιστοιχεί στην ανακλαστικότητα της επιφάνειας αγνοώντας το συγκεκριμένο φαινόμενο και θεωρώντας $S\bar{\rho} \ll 1$, τότε συγκρίνοντας τις εξισώσεις 2.17 και 2.29 το $\rho^u T^{\uparrow}$ προκύπτει από τον παρακάτω γραμμικό συνδυασμό:

$$\rho^u T^{\uparrow} = \rho t_{dir}^{\uparrow} + \bar{\rho} t_{dif}^{\uparrow} \quad (2.29)$$

Η ανακλαστικότητα της επιφάνειας χωρίς την επίδραση των γειτονικών περιοχών υπολογίζεται από την εξίσωση 2.30, ενώ η ανακλαστικότητα του περιβάλλοντος χώρου από την εξίσωση 2.31.

$$\rho = \rho^u + \frac{t_{dif}^{\uparrow}}{t_{dir}^{\uparrow}} [\rho^u - \bar{\rho}] \quad (2.30)$$

$$\bar{\rho} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(r(x,y)) \rho(x,y) dx dy \quad (2.31)$$

Στην παραπάνω εξίσωση το $r(x,y)$ υποδηλώνει την απόσταση μεταξύ μιας εικονοψηφίδας της απεικόνισης στη θέση (x,y) από το στόχο, ο οποίος βρίσκεται στη θέση $(0,0)$ και το $f(r)$ στη συνάρτηση διασποράς σημείου⁶⁷ για την ατμόσφαιρα, η οποία εισάγει τη συνεισφορά της περιβάλλουσας επιφάνειας στην καταγεγραμμένη ραδιομετρική λαμπρότητα στην ΤΟΑ.

⁶⁷ Η συνάρτηση διασποράς σημείου (point spread function - PSF) περιγράφει την απόκριση ενός οπτικού συστήματος σε μια σημειακή πηγή ή ένα σημειακό αντικείμενο και ορίζεται ως η κατανομή του φωτός ενός ειδώλου μιας σημειακής πηγής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ
ΓΙΑ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

3.1 Εισαγωγή στις Ατμοσφαιρικές Διορθώσεις Τηλεπισκοπικών Δεδομένων

Ο στόχος της εφαρμογής των ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι ο προσδιορισμός των πραγματικών τιμών της ανακλαστικότητας της επιφάνειας και η ανάκτηση των φυσικών παραμέτρων της Γήινης επιφάνειας, απαλείφοντας τις ατμοσφαιρικές επιπτώσεις από τις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις (Hadjimitsis et al., 2010). Οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις είναι αναμφισβήτητο το πιο σημαντικό μέρος της προ-επεξεργασίας των τηλεπισκοπικών δεδομένων. Οι συγκεκριμένες διορθώσεις είναι ιδιαίτερα σημαντικές στις περιπτώσεις όπου απαιτείται η σύγκριση και η ανάλυση απεικονίσεων, οι οποίες έχουν ληφθεί σε διαφορετικές χρονικές στιγμές (Hadjimitsis et al., 2010).

Κάθε δέκτης που καταγράφει την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία που προέρχεται από την επιφάνεια της Γης και αντιστοιχεί στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, θα καταχωρήσει συνήθως ένα συνδυασμό των δυο ειδών ενέργειας (Hadjimitsis et al., 2010). Η τιμή που καταγράφεται σε μια οποιαδήποτε εικονοψηφίδα μιας τηλεπισκοπικής απεικόνισης, δεν αναπαριστά την πραγματική ραδιομετρική λαμπρότητα που ανακλάται από εκείνο το σημείο. Ένα μέρος της φωτεινότητας (brightness) οφείλεται στην ανάκλαση από το σημείο ενδιαφέροντος και το υπόλοιπο από την φωτεινότητα της ατμόσφαιρας. Ο διαχωρισμός της συνεισφοράς αυτών των δύο δεν είναι γνωστός εκ των προτέρων, οπότε ο στόχος της ατμοσφαιρικής διόρθωσης είναι η ποσοτικοποίηση των δυο αυτών συνιστωσών (Hadjimitsis et al., 2010).

Το πρόβλημα της επίδρασης της ατμόσφαιρας έχει μελετηθεί ιδιαίτερα από ερευνητές που ασχολούνται με την τηλεπισκόπηση. Το αποτέλεσμα αυτής της ενασχόλησης είναι μια σειρά από μεθόδους, τόσο απλές όσο και σύνθετες, για την διόρθωση των εικόνων· η βασική φιλοσοφία των οποίων είναι ο καθορισμός των οπτικών χαρακτηριστικών της ατμόσφαιρας και στη συνέχεια η αξιοποίησή τους για τη διόρθωση της εικόνας (Hadjimitsis et al., 2004). Οι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων αποτελούνται ουσιαστικά από δύο σημαντικά βήματα. Αρχικά προσδιορίζονται/εκτιμούνται τα οπτικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας είτε με τη χρήση ειδικών χαρακτηριστικών της επιφάνειας του εδάφους, είτε με απευθείας μετρήσεις των στοιχείων που συνθέτουν την ατμόσφαιρα, είτε με τη χρήση θεωρητικών μοντέλων (Fallah-adl et al., 1995, Hadjimitsis et al., 2010). Στη συνέχεια διάφορα μεγέθη που σχετίζονται με την ατμοσφαιρική διόρθωση μπορούν να υπολογιστούν μέσω των αλγορίθμων διάδοσης της ακτινοβολίας, έχοντας ως δεδομένα τις **οπτικές ιδιότητες** της ατμόσφαιρας. Τέλος οι τηλεπισκοπικές απεικονίσεις μπορούν να διορθωθούν ακολουθώντας τις αντίστροφες διεργασίες από αυτές που καταλήγουν στον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας της επιφάνειας του εδάφους (Fallah-adl et al., 1995).

Η διόρθωση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων από τα σφάλματα που προκαλούνται εξαιτίας της ατμόσφαιρας της Γης, παρουσιάζει σημαντικές διαφορές μεταξύ των δεδομένων που απεικονίζουν επιφάνειες στεριάς και θάλασσας (Kaufman et al., 1997).

Η ακτινοβολία που ανακλάται από την επιφάνεια των θαλασσών αποτελείται από την επιφανειακή κατοπτρική ανακλαστικότητα Fresnel ⁶⁸ (surface specular Fresnel reflectance), η οποία κυριαρχεί στη διεύθυνση της ανακλώμενης ηλιακής ακτίνας· την ανάκλαση από τον αφρό της θάλασσας (whitcap/foam) και από τη διάχυτη ανακλούμενη

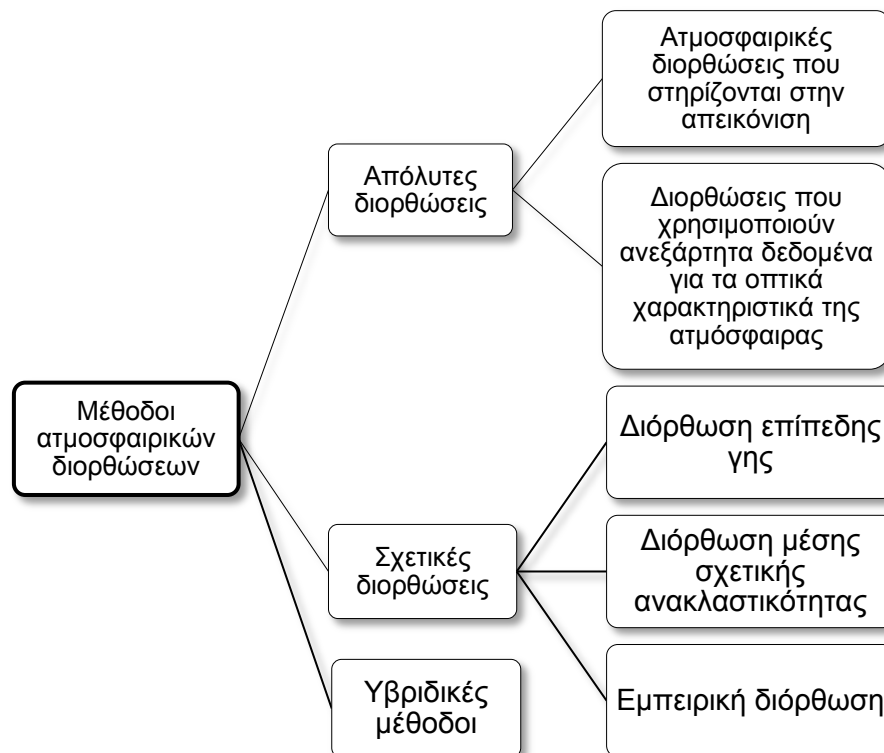
⁶⁸ Η ανάκλαση του νερού υπολογίζεται με τις εξισώσεις Fresnel, που περιγράφουν τη συμπεριφορά του φωτός όταν αυτό διέρχεται από δύο μέσα με διαφορετικούς συντελεστές διάθλασης.

ακτινοβολία, εξαιτίας της οπισθοσκέδασης φωτονίων, από τα σωματίδια που βρίσκονται εντός του νερού (Kaufman et al., 1997). Το νερό δεν επιτρέπει σχεδόν καθόλου τη διείσδυση και την οπισθοσκέδαση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που ανήκει στο κόκκινο και στο εγγύς υπέρυθρο τμήμα, εξαιτίας της ισχυρής απορρόφησης που το χαρακτηρίζει. Παράλληλα η διάχυτη ανακλαστικότητα είναι μέγιστη στο μπλε και πράσινο τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και εξαρτάται από τη θολερότητα του νερού και τη συγκέντρωση της χλωροφύλλης. Η συνιστώσα αυτή της ανακλούμενης ακτινοβολίας που καταγράφεται στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας (TOA) πρέπει να διαχωριστεί από τη συνεισφορά της σκέδασης Rayleigh και των αερολυμάτων της ατμόσφαιρας. Το βασικό πρόβλημα που πρέπει να επιλυθεί για την ατμοσφαιρική διόρθωση πάνω από υδατικές επιφάνειες, είναι το πως θα μεταφερθούν οι παρατηρήσεις των αερολυμάτων που έγιναν στο εγγύς υπέρυθρο στα μικρότερα μήκη κύματος, αγνοώντας παράλληλα τη συνεισφορά στην ανακλαστικότητα της υδατικής επιφάνειας (ανακλαστικότητα Fresnel και αφρών) (Kaufman et al., 1997).

Στις περιπτώσεις όπου τα τηλεπισκοπικά δεδομένα που διορθώνονται ατμοσφαιρικά απεικονίζουν ξηρά, δεν υπάρχει κάποια απλή μέθοδος που να πετυχαίνει το διαχωρισμό της συνεισφοράς της ακτινοβολίας, που προέρχεται από την επιφάνεια της Γης και αυτής που προέρχεται από την ατμόσφαιρα, στη ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφεται στην TOA από τους δέκτες (Kaufman et al., 1997). Ο ακριβής προσδιορισμός του οπτικού βάθους των αερολυμάτων και του τύπου των αερολυμάτων είναι γενικά πιο εύκολος σε εικόνες που απεικονίζουν υδατικές επιφάνειες, απ' ότι ξηρά, εξαιτίας του προβλήματος που αναφέρθηκε προηγουμένως (Gao et al., 2009).

3.1.1 Ταξινόμηση των μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης

Οι μέθοδοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων μπορούν να χωριστούν σε τρεις βασικές κατηγορίες (Διάγ. 3.1). Η πρώτη αντιστοιχεί στις απόλυτες διορθώσεις, οι οποίες καταλήγουν σε διορθωμένες τιμές ανακλαστικότητας επιφανείας, ενώ η δεύτερη ομάδα περιέχει τις σχετικές διορθώσεις, οι οποίες κανονικοποιούν δεδομένα, τα οποία αντιστοιχούν σε διαφορετικές χρονικές στιγμές και δέκτες. Η τρίτη ομάδα είναι οι υβριδικές μέθοδοι, που αποτελούν συνδυασμό των άλλων δύο (Gao et al., 2009). Οι επιδράσεις της σκέδασης και της απορρόφησης από τους υδρατμούς, τα αέρια και τα αερολύματα, όπως και τα σφάλματα εξαιτίας της τοπογραφίας της επιφάνειας διορθώνονται με την εφαρμογή τεχνικών απόλυτης διόρθωσης (San & Suzen, 2010). Η ταξινόμηση αυτών των μεθόδων είναι δύσκολη, εξαιτίας της αλληλεπικάλυψης και της αλληλεξάρτησης που χαρακτηρίζει ορισμένες από αυτές. Ως εκ τούτου οι ομάδες που παρουσιάζονται παρακάτω δεν είναι ούτε μοναδικές ούτε απόλυτες (Hadjimitsis et al., 2004).



Διάγραμμα 3.1 - Ταξινόμηση των μεθόδων ατμοσφαιρικών διορθώσεων.

- **Απόλυτες διορθώσεις (Absolute corrections)**

Η κατηγορία αυτή περιλαμβάνει διορθώσεις που χρησιμοποιούν τα οπτικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας (π.χ. το οπτικό βάθος των αερολυμάτων) ως δεδομένα εισόδου και προσδιορίζουν την ανακλαστικότητα της επιφάνειας (Hadjimitsis et al., 2004). Στις απόλυτες ατμοσφαιρικές διορθώσεις η διεργασία της εξασθένισης της ακτινοβολίας, εξαιτίας της ατμόσφαιρας, μοντελοποιείται αριθμητικά στο σύνολο της (Nikolakopoulos et al., 2002). Τα δεδομένα εισόδου για την υλοποίηση αυτού του μοντέλου πρέπει να είναι γνωστά εκ των προτέρων και είναι οι εξής παράμετροι: η θερμοκρασία, η πίεση, η σχετική υγρασία, η ορατότητα, η ηλιακή ζενίθια γωνία, η απόσταση της Γης από τον ήλιο και τα μήκη κύματος των καναλιών του εκάστοτε δέκτη (Nikolakopoulos et al., 2002). Οι παράμετροι αυτοί βοηθούν στον υπολογισμό των ατμοσφαιρικών χαρακτηριστικών της ατμόσφαιρας. Η ανακλαστικότητα επιφανείας που προσδιορίζεται, πρέπει θεωρητικά να είναι ίση με

την ανακλαστικότητα που θα καταγραφεί από παράλληλες με τη λήψη επιτόπιες μετρήσεις ραδιομέτρου, εάν το αριθμητικό μοντέλο που δομήθηκε είναι ακριβές και αξιόπιστο (Nikolakoroulos et al., 2002). Διαφορετικές παραδοχές σχετικά με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες οδηγούν σε τροποποιήσεις των τεχνικών της ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Το φάσμα της διορθωμένης ανακλαστικότητας της επιφάνειας που προκύπτει από την εφαρμογή απόλυτων αλγορίθμων με χρήση μοντέλων διάδοσης ακτινοβολίας, συχνά περιέχει εναπομένοντα σφάλματα εξαιτίας της επίδρασης της απορρόφησης και της σκέδασης (Gao et al., 2009). Η κατηγορία αυτή διαθέτει δυο βασικές υποομάδες αλγορίθμων: αυτούς που στηρίζονται στις πληροφορίες που εξάγονται από τις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις και σε αυτούς που χρησιμοποιούν ανεξάρτητα δεδομένα για να περιγράψουν τα οπτικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας.

- Οι αλγόριθμοι που ανήκουν στην πρώτη υποκατηγορία (image-based atmospheric corrections), περιλαμβάνουν διορθώσεις, οι οποίες στηρίζονται κυρίως στις πληροφορίες που εξάγονται από τις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις στις οποίες εφαρμόζονται. Τα δεδομένα που χρησιμοποιούν προέρχονται από στατιστικές αναλύσεις των αρχικών καταγραφών των εικονοψηφίδων (raw pixel data) (Hadjimitsis et al., 2004). παραδείγματος χάριν στη μέθοδο διόρθωσης Darkest pixel, γίνεται αφαίρεση του μικρότερου ψηφιακού αριθμού⁶⁹ (DN) ενός καναλιού, από όλες τις εικονοψηφίδες του ίδιου καναλιού. Τυπικά παραδείγματα αλγορίθμων αυτής της υποομάδας είναι τα παρακάτω:
 - 1) Darkest Pixel (DP) ή Darkest Object Subtraction ή Histogram Minimum method. Σε αυτές τις μεθόδους στηρίζονται και οι τεχνικές DDV (dark dense vegetation) και MDDV (modified dense dark vegetation).
 - 2) Covariance Matrix Method
 - 3) Regression method
 - 4) Regression Intersection method
- Στη δεύτερη υποκατηγορία των απόλυτων διορθώσεων περιέχονται οι μέθοδοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων που χρησιμοποιούν ανεξάρτητα δεδομένα, όπως είναι το οπτικό πάχος και η φασική συνάρτηση των αερολυμάτων, ως δεδομένα εισόδου στους υπολογισμούς των ατμοσφαιρικών μοντέλων και των μοντέλων διάδοσης της ακτινοβολίας (Hadjimitsis et al., 2004). Τα δεδομένα αυτά περιλαμβάνουν ιστορικά δεδομένα, πρότυπα ή μετεωρολογικά δεδομένα και επιτόπιες μετρήσεις. Οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις που χρησιμοποιούν οπτικές ιδιότητες που έχουν προκύψει από μετρήσεις πεδίου, κατά τη διέλευση του δορυφόρου από εκείνη την περιοχή, εφαρμόζονται μόνο σε σημαντικές εργασίες, επειδή απαιτούν αρκετούς πόρους. Οι επιτόπιες μετρήσεις μπορεί να προέρχονται από επίγειες μετρήσεις ή από άλλους δορυφορικούς ή αερομεταφερόμενους

⁶⁹ Μια ψηφιακή εικόνα αποτελεί ένα δισδιάστατο πίνακα, του οποίου οι στήλες και οι γραμμές ορίζουν τις διαστάσεις της. Οι τιμές των στοιχείων του πίνακα αντιστοιχούν σε μια τιμή έντασης που αναπαριστάται με ένα ψηφιακό αριθμό (digital number). Η τιμή της έντασης αναπαριστά την μετρούμενη φυσική ποσότητα (π.χ την ηλιακή ραδιομετρική λαμπρότητα, για κάποιο συγκεκριμένο μήκος κύματος) και συνήθως προκύπτει από τη μέση τιμή για την περιοχή του εδάφους που καλύπτει η αντίστοιχη εικονοψηφίδα. Η τιμή της έντασης του pixel ψηφιοποιείται και καταγράφεται ως ψηφιακός αριθμός με ένα πεπερασμένο αριθμό bits. Ο αριθμός αυτός καθορίζει τη ραδιομετρική ανάλυση της εικόνας.

δέκτες. Ορισμένα τυπικά παραδείγματα αυτής της υποκατηγορίας ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι τα εξής:

- 1) Ανεξάρτητες μέθοδοι που στηρίζονται στους κώδικες LOWTRAN ή MODTRAN, 6S και libradtran.
- 2) Το μοντέλο SMAC (Simplified Method for Atmospheric correction), που στηρίζεται σε ένα μεγάλο μέρος του στο μοντέλο 5S.
- 3) Το μοντέλο των Turner & Spencer
- 4) Η μέθοδος του Forster (1984)
- 5) Το ATCOR & FLAASH

- **Σχετικές διορθώσεις (Relative corrections)**

Η εφαρμογή σχετικών ατμοσφαιρικών διορθώσεων σε τηλεπισκοπικά δεδομένα δεν οδηγεί τελικά στον προσδιορισμό της διορθωμένης ανακλαστικότητας της επιφάνειας. Στόχος τους είναι να κανονικοποιήσουν (normalize) απεικονίσεις που έχουν ληφθεί σε διαφορετικές χρονικές στιγμές, έτσι ώστε οι διορθωμένες εικόνες να φαίνεται σαν να έχουν ληφθεί υπό τις ίδιες ατμοσφαιρικές συνθήκες και από τον ίδιο δέκτη, όπως η εικόνα αναφοράς (Hadjimitsis et al., 2004). Εξαίρεση αποτελεί η περίπτωση όπου η εικόνα αναφοράς παρουσιάζει τιμές ανακλαστικότητας και η ανακλαστικότητα επιφανείας λαμβάνεται από την εικόνα αναφοράς (Hadjimitsis et al., 2004). Οι σχετικές ατμοσφαιρικές διορθώσεις διακρίνονται σε τρεις υπο-κατηγορίες: διόρθωση επίπεδης γης (flat field correction), διόρθωση μέσης σχετικής ανακλαστικότητας (internal average relative reflection correction) και εμπειρική διόρθωση (empirical line correction) (San & Suzen, 2010). Όλες οι τεχνικές διορθώσεων που ανήκουν σε αυτή την κατηγορία χρησιμοποιούν στατιστικά δεδομένα που προέρχονται από την απεικόνιση, όπως είναι οι μέσες τιμές για κάθε κανάλι και οι ελάχιστες και μέγιστες τιμές τους (San & Suzen, 2010). Οι σχετικές διορθώσεις χρησιμοποιούν ένα κανάλι και/ή μια εικόνα ως σημείο αναφοράς και μετασχηματίζουν τα υπόλοιπα κανάλια και/ή τις άλλες εικόνες ώστε να ταιριάζουν με αυτό/αυτήν. Στις τεχνικές των σχετικών ατμοσφαιρικών διορθώσεων δεν υπάρχει η ανάγκη της εκ των προτέρων γνώσης των χαρακτηριστικών της επιφάνειας και των παραμέτρων της ατμόσφαιρας (San & Suzen, 2010). Κάποια τυπικά παραδείγματα αυτής της κατηγορίας ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι τα ακόλουθα:

- 1) Μέθοδος κανονικοποίησης με χρήση ψευδο-αμετάβλητων στόχων (multi-temporal normalization method using pseudo-invariant targets) ή Σχετική ατμοσφαιρική διόρθωση.
- 2) Ανάλυση χρωματικότητας (Chromaticity analysis)

- **Υβριδικές μέθοδοι διόρθωσης (Hybrid correction methods)**

Διάφοροι ερευνητές (Boardman (1998), Goetz et al. (1998,1997)) έχουν χρησιμοποιήσει συνδυασμούς αλγορίθμων που στηρίζονται σε μοντέλα διάδοσης της ακτινοβολίας και εμπειρικές μεθόδους για τον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας επιφάνειας για υπερφασματικά δεδομένα.

3.1.2 Ατμοσφαιρικές διορθώσεις σε απεικονίσεις ξηράς

Σημαντική εξέλιξη στην ανάπτυξη νέων αλγορίθμων για τον προσδιορισμό των παραμέτρων των αερολυμάτων της ατμόσφαιρας και τη χρήση αυτών σε ατμοσφαιρικές διορθώσεις που εκτελούνται σε σχεδόν πραγματικό χρόνο, έλαβε χώρα με την εκτόξευση νέων δορυφορικών δεκτών (POLDER, MISR και MODIS). Η διαθεσιμότητα δεδομένων που περιγράφουν τα αερολύματα και καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα της υδρόγειου σε σχεδόν καθημερινή βάση διευκολύνει επίσης την ανάπτυξη αλγορίθμων ατμοσφαιρικών διορθώσεων για δέκτες που προσδιορίζουν την ανακλαστικότητα της επιφάνειας, αλλά όχι τις παραμέτρους των αερολυμάτων. Η πρόοδος στις ατμοσφαιρικές διορθώσεις πάνω από την ξηρά οδήγησε επίσης στην ενσωμάτωση της συνάρτησης διασποράς του σημείου⁷⁰ (PSF) για την ατμόσφαιρα (για τα δεδομένα υψηλής χωρικής ανάλυσης) και στην σύνδεση των ανισοτροπιών της ανακλαστικότητας της γήινης επιφάνειας με τις ατμοσφαιρικές επιδράσεις (Kaufman et al., 1997).

- **Τάσεις στην ανάπτυξη των αλγόριθμων**

- **Η επιλογή του κατάλληλου κώδικα διάδοσης της ακτινοβολίας.** Παρόλο που δεν υπάρχει κάποια τυποποίηση ως προς την επιλογή του κατάλληλου κώδικα διάδοσης της ακτινοβολίας, αυτοί που χρησιμοποιούνται κυρίως διαφέρουν σημαντικά μόνο στο οπτικό πάχος των αερολυμάτων μεγάλου μεγέθους και όσον αφορά τις εικονοψηφίδες που αντιστοιχούν σε μεγάλες τιμές γωνίας σάρωσης⁷¹ (off-nadir angle) (Kaufman et al., 1997). Αυτό συνεπάγεται ότι θα πρέπει να δοθεί μεγαλύτερη βαρύτητα στη σωστή χρήση του κώδικα, απ' ό,τι στην επιλογή του.
- **Υπολογιστικά θέματα.** Οι ραδιομετρικές και οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις συνήθως απαιτούν σύνθετους υπολογισμούς σε επίπεδο εικονοψηφίδας. Για την αύξηση της ταχύτητας εκτέλεσης των διορθώσεων, οι αλγόριθμοι περιέχουν συνήθως δομές απλοποίησης και εκτεταμένη χρήση πινάκων αναζήτησης (lookup tables). Ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δοθεί στην αλληλεπίδραση των διαφορετικών δεδομένων που χρησιμοποιούνται στις ατμοσφαιρικές διορθώσεις όπως είναι τα δεδομένα ανακλαστικότητας (reflectance products) για την ατμόσφαιρα, την επιφάνεια και τη συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης⁷², όπως και τα βοηθητικά δεδομένα (μάσκες νεφών, χρήση γης, κλιματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής και ψηφιακά μοντέλα εδάφους και επιφανείας). Τα βασικά θέματα που πρέπει να αντιμετωπιστούν είναι: το επίπεδο των δεδομένων (product level), η ροή των δεδομένων (data flow), η επικαιρότητα (timeliness), η διαφορά στις χωρικές αναλύσεις και η μορφοποίηση (Kaufman et al., 1997).
- **Συμπλήρωση των κενών στα δεδομένα που περιγράφουν τη συμπεριφορά των αερολυμάτων.** Το κύριο θέμα που αφορά την επεξεργασία, έχει να κάνει με τη συμπλήρωση των χωρικών και χρονικών κενών στα δεδομένα που περιγράφουν τα αερολύματα και απαιτούνται για

⁷⁰ Η συνάρτηση διασποράς σημείου (point spread function - PSF) περιγράφει την απόκριση ενός οπτικού συστήματος σε μια σημειακή πηγή ή ένα σημειακό αντικείμενο και ορίζεται ως η κατανομή του φωτός ενός ειδώλου μιας σημειακής πηγής.

⁷¹ Ο όρος off-nadir angle στην τηλεπισκόπηση χρησιμοποιείται για την αναφορά σε κάποιο σημείο το οποίο δεν βρίσκεται επί της κατακορύφου που διέρχεται από το δέκτη, αλλά σχηματίζει γωνία με αυτήν ως προς μια οποιαδήποτε διεύθυνση.

⁷² Η συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (Bidirectional Reflectance Distribution Function - BRDF) περιγράφει τις οπτικές ιδιότητες μιας επιφάνειας σε σχέση με τη γωνία πρόσπτωσης της ακτινοβολίας και τη γωνία παρατήρησης.

την ατμοσφαιρική διόρθωση πάνω από τη στεριά. Για τη συμπλήρωση μικρών κενών (έως 50 km) γίνεται παρεμβολή στα διαθέσιμα δεδομένα, ενώ στα μεγαλύτερα κενά, χρησιμοποιούνται παράμετροι που περιγράφουν τα αερολύματα και προκύπτουν από κλιματολογικούς μέσους όρους (Kaufman et al., 1997). Συνεπώς υπάρχει η ανάγκη για περιεκτικά, ενημερωμένα, εύκολα προσβάσιμα παγκόσμια κλιματολογικά δεδομένα για τα αερολύματα. Τα προϊόντα που περιγράφουν τα αερολύματα και την ανακλαστικότητα της επιφάνειας πρέπει να συνοδεύονται από εκτιμήσεις της ακρίβειας υπολογισμού τους ή από δείκτες αξιοπιστίας (figure of merit).

- **Η συνάφεια των υποθέσεων.** Οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις καταλήγουν στη χρήση υποθέσεων, όταν δεν υπάρχει συγκεκριμένη γνώση που να περιγράφει τα χαρακτηριστικά των μοντέλων των αερολυμάτων. Οι υποθέσεις αυτές χρησιμοποιούνται στον προσδιορισμό των αερολυμάτων με μεθόδους που στηρίζονται σε δορυφορικά δεδομένα, στον προσδιορισμό των αερολυμάτων με επίγεια δεδομένα, τα οποία χρησιμοποιούνται για αξιολόγηση και τέλος στους ατμοσφαιρικούς υπολογισμούς κατά τη διόρθωση της εικόνας (Kaufman et al., 1997). Γενικά θα πρέπει να διατηρείται κάποια συνάφεια μεταξύ των υποθέσεων. Παραδείγματος χάριν, το ίδιο μοντέλο αερολυμάτων πρέπει να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό του οπτικού πάχους τόσο από δορυφορικά δεδομένα, όσο και από τη διόρθωση αυτή καθεαυτή.

- **Ιδιαίτερα θέματα και προβλήματα**

- **Η σύνδεση της BRDF με την ατμόσφαιρα.** Η επιφάνεια της Γης αποτελεί το κατώτερο όριο για το πεδίο μελέτης της ατμοσφαιρικής ακτινοβολίας. Το όριο αυτό χαρακτηρίζεται από τη διαφορετική συμπεριφορά της ανακλώμενης ακτινοβολίας ως προς τις διάφορες διευθύνσεις και περιγράφεται από τη συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (BRDF) για τη συγκεκριμένη επιφάνεια. Η συνάρτηση BRDF μπορεί να προσδιοριστεί μόνο από ατμοσφαιρικά διορθωμένα δεδομένα ανακλαστικότητας, η διόρθωση των οποίων όμως, προαπαιτεί τη γνώση της BRDF για την αντίστοιχη επιφάνεια (Kaufman et al., 1997). Μελέτες που διεξήχθησαν από τις επιστημονικές ομάδες του MODIS, του MISR και του POLDER απέδειξαν ότι η επίδραση της BRDF είναι τέτοια που πρέπει να συμπεριληφθεί στους αλγόριθμους ατμοσφαιρικών διορθώσεων (Kaufman et al., 1997).

Στην πράξη τα δεδομένα που περιγράφουν διαφορετικές γωνίες (multiangular data) και απαιτούνται για τον υπολογισμό της BRDF είναι σπάνια διαθέσιμα σε εύθετο χρόνο. Η συγκέντρωση των παρατηρήσεων, που προκύπτουν μέσω της τηλεπισκόπησης, από την δειγματοληψία διάφορων περιοχών των ημισφαιρίων θέασης και φωτισμού απαιτεί περισσότερο από 2 - 4 εβδομάδες για να ολοκληρωθεί (Kaufman et al., 1997). Για την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών δεδομένων σε πραγματικό χρόνο, πρέπει να διευθετηθεί το θέμα του τρόπου συλλογής των απαραίτητων δεδομένων για την διόρθωση της BRDF. Τελικά ο υπολογισμός της BRDF μπορεί να γίνει προσεγγιστικά, χρησιμοποιώντας έναν πρόσφατο προσδιορισμό της ή βάσει της γνώσης των φυσικών και οπτικών ιδιοτήτων της επιφάνειας, ώστε να είναι δυνατή η αξιόπιστη μοντελοποίηση της BRDF από έναν περιορισμένο αριθμό δειγμάτων (Kaufman et al., 1997). Το πρόβλημα αυτό έχει μερικώς ικανοποιηθεί για δέκτες όπως είναι ο POLDER και ο MISR, οι οποίοι καταγράφουν δεδομένα που περιγράφουν διαφορετικές γωνίες σχεδόν ταυτόχρονα.

- **Η επίδραση των γειτονικών εδαφοψηφίδων (adjacency effect).** Η συνάρτηση διασποράς σημείου για την ατμόσφαιρα (atmospheric point spread function) οδηγεί στην εμφάνιση σφαλμάτων στην καταγραφόμενη ανακλαστικότητα μιας εικονοψηφίδας, εξαιτίας της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων (Richter, 2010). Το φαινόμενο αυτό επηρεάζει κυρίως τις εικόνες που προέρχονται από δορυφορικούς δέκτες ή αερομεταφερόμενα συστήματα με χωρική ανάλυση 250 m ή μικρότερη (Kaufman et al., 1997). Η ατμοσφαιρική διόρθωση σε εικόνες υψηλής χωρικής ανάλυσης που απεικονίζουν περιοχές υψηλής χωρικής αντίθεσης (spatial contrast), όπως είναι η ακτογραμμή ή η διάστικτη βλάστηση, χωρίς να ληφθεί υπόψιν το φαινόμενο της επίδρασης των γειτονικών εδαφοψηφίδων· μπορεί να οδηγήσει σε σφάλματα του προσδιορισμού της ανακλαστικότητας της επιφανείας, πολύ μεγαλύτερα από αυτά που υπεισέρχονται, εξαιτίας της μη ακριβούς γνώσης των ιδιοτήτων των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997). Στις εικόνες με χωρική ανάλυση μεγαλύτερη του 1 km, η κυρίαρχη πηγή σφαλμάτων κατά την ατμοσφαιρική διόρθωση της εικόνας είναι η αβεβαιότητα που υπάρχει για τις ιδιότητες των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997).
- **Η ανακλαστικότητα στο ορατό για μια συγκεκριμένη διεύθυνση (single-scattering albedo).** Η πιο σημαντική παράμετρος των αερολυμάτων, που δεν μπορεί να καταγραφεί ικανοποιητικά από τα μέχρι τώρα δορυφορικά συστήματα είναι το albedo για μια συγκεκριμένη διεύθυνση (Kaufman et al., 1997). Πιο συγκεκριμένα ο δέκτης MISR που έχει τη δυνατότητα να καλύπτει ένα μεγάλο εύρος γωνιών σκέδασης σε διάστημα λίγων λεπτών, μπορεί μόνο να διακρίνει τα αερολύματα σε αυτά που απορροφούν έντονα και σε αυτά που δεν διαθέτουν ισχυρές απορροφητικές ιδιότητες. Ο έμμεσος αυτός προσδιορισμός του albedo μιας συγκεκριμένης διεύθυνσης είναι πιθανώς ικανοποιητικός για την πλειοψηφία των εφαρμογών των ατμοσφαιρικών διορθώσεων, αλλά όχι αρκετά ακριβής για άλλου είδους μελέτες, όπως αυτές που αφορούν το ισοζύγιο της ακτινοβολίας και την ατμοσφαιρική θέρμανση (Kaufman et al., 1997).
- **Οι Θύσανοι.** Το φασματικό κανάλι στα 1,38 μm που διαθέτει ο MODIS επιτρέπει τον εντοπισμό λεπτών θύσανων, μη ανιχνεύσιμων στα υπόλοιπα φασματικά κανάλια (Weng, 2011, Kaufman et al., 1997). Οι νέοι αλγόριθμοι αξιοποιούν αυτό το χαρακτηριστικό των νέων δεκτών και προσπαθούν να διορθώσουν τις εικόνες από τα σφάλματα που εισάγονται εξαιτίας αυτών των νεφών.

3.1.3 Ατμοσφαιρικές διορθώσεις σε απεικονίσεις ωκεανών

Οι απεικονίσεις του ωκεάνιου χρώματος περιέχουν σφάλματα, εξαιτίας της σκέδασης και της απορρόφησης στην ατμόσφαιρα και της αντανάκλασης της επιφάνειας του νερού (Kaufman et al., 1997). Τα σφάλματα αυτά πρέπει να απαλειφθούν, ώστε να είναι δυνατή η ανάκτηση της ραδιομετρικής λαμπρότητας της ακτινοβολίας που προέρχεται από τις υδατικές επιφάνειες και μεταφέρει τις πληροφορίες που περιγράφουν τη σύσταση του νερού και πιο συγκεκριμένα το περιεχόμενο σε βιομάζα. Η διαδικασία αυτή καλείται ατμοσφαιρική διόρθωση, παρόλο που συμπεριλαμβάνει και διορθώσεις για τις επιδράσεις της επιφάνειας του ωκεανού. Οι νέοι αλγόριθμοι αντιμετωπίζουν την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια του υδατικού σώματος ως ένα ενιαίο σύστημα. Η ατμοσφαιρική διόρθωση αποτελεί προϋπόθεση, για οποιαδήποτε ποσοτική χρήση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων σε εφαρμογές βιογεωχημείας (biogeochemistry) και μελέτης των αλλαγών σε παγκόσμια κλίμακα (Kaufman et al., 1997).

- **Τάσεις στην ανάπτυξη των αλγόριθμων**

Ο πρώτος δορυφορικός δέκτης που κατέγραφε το ωκεάνιο χρώμα ήταν ο CZCS και παρόλες τις δυσκολίες και τους εγγενείς περιορισμούς που διέθετε, ανέδειξε με την εφαρμογή ατμοσφαιρικών διορθώσεων, ότι είναι εφικτή η μέτρηση, από το διάστημα σε παγκόσμια κλίμακα, της συγκέντρωσης της χλωροφύλλης του φυτοπλαγκτόν, βάσει της χρωματικής του πληροφορίας (phytoplankton pigment). Έκτοτε έχουν σχεδιαστεί και κατασκευαστεί αρκετοί δέκτες με βελτιωμένες δυνατότητες καταγραφής του ωκεάνιου χρώματος, όπως είναι ο OCTS και ο POLDER που βρίσκονταν στον ADEOS, ο SeaWiFS στον SeaStar, ο MODIS και ο MISR στον EOS-AM1, ο MERIS στον ENVISAT και ο GLI στον ADEOS 2. Οι παραπάνω δέκτες διαθέτουν τέτοια χαρακτηριστικά που επιτρέπουν τη μακροπρόθεσμη, μεγάλης κλίμακας παρατήρηση των συγκεντρώσεων του φυτοπλαγκτόν και για ορισμένους από αυτούς και άλλων μεταβλητών, όπως είναι η συγκέντρωση του διαλυμένου έγχρωμου οργανικού υλικού, το οποίο αποτελεί σημαντική δεξαμενή αποθήκευσης άνθρακα (Kaufman et al., 1997).

Συγκριτικά με τον CZCS οι νέοι δέκτες διαθέτουν περισσότερα φασματικά κανάλια, μειωμένο ραδιομετρικό θόρυβο και στην πλειοψηφία τους βελτιωμένες δυνατότητες βαθμονόμησης. Τα πρόσθετα φασματικά κανάλια στο εγγύς υπέρυθρο, όπου ο ωκεανός μπορεί να θεωρηθεί ότι δεν ανακλά καθόλου, βοηθούν στην παρέκταση⁷³ (extrapolation) της ατμοσφαιρικής ραδιομετρικής λαμπρότητας για τα μπλε και πράσινα κανάλια (Kaufman et al., 1997). Οι μετρήσεις των δεκτών POLDER και MISR βοήθησαν στη βελτίωση του προσδιορισμού του μοντέλου των αερολυμάτων και στη βελτίωση της ακρίβειας των ατμοσφαιρικών διορθώσεων για τις απεικονίσεις τους. Επίσης οι νέοι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν για αυτούς τους δέκτες, αντιμετωπίζουν καλύτερα το φαινόμενο της πολλαπλής σκέδασης (Kaufman et al., 1997).

Οι Wang και Gordon (1994) στον αλγόριθμο που ανέπτυξαν αξιοποιούν τις νέες γωνιακές πληροφορίες που καταγράφει ο MISR και χρησιμοποιούν τη ραδιομετρική λαμπρότητα στα 865 nm για την επιλογή των μοντέλων των αερολυμάτων. Αυτή η προσέγγιση του προβλήματος είναι προτιμότερη από αυτή με τα δυο διαφορετικά κανάλια που χρησιμοποιούν οι SEAWiFS και MODIS, καθώς δεν είναι απαραίτητη η υπόθεση, ότι η συγκέντρωση του φυτοπλαγκτόν είναι μικρότερη από $0,5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Kaufman et al., 1997). Οι δύο αλγόριθμοι έχουν παρόμοια απόδοση, με εξαίρεση

⁷³ Η παρέκταση/παρεκβολή/προεκβολή (extrapolation) είναι μια τεχνική στα μαθηματικά, που διευκολύνει την πρόβλεψη μιας τιμής και βασίζεται στην επέκταση της ακολουθίας των ήδη γνωστών τιμών ή γενικότερα μιας περιοχής τιμών που δεν είναι γνωστή.

όμως απεικονίσεις στις οποίες αντιστοιχούν γεωμετρικές συνθήκες φωτισμού που επικρατούν το χειμώνα, όπου η διόρθωση με τα δύο κανάλια είναι καλύτερη (Kaufman et al., 1997).

Οι γωνιακές πληροφορίες που κατέγραφε ο POLDER, όσο ακόμα λειτουργούσε, χρησιμοποιούνταν για την ατμοσφαιρική διόρθωση των απεικονίσεων του. Σύμφωνα με τον αλγόριθμο διόρθωσης “class 1” του συγκεκριμένου δέκτη, υπολογίζεται αρχικά η ακτινοβολία διαδρομής των αερολυμάτων για τα 670, 765 και 865 nm από τη ραδιομετρική λαμπρότητα που κατέγραφε ο δέκτης για τα αυτά κανάλια, απαλείφοντας την συνεισφορά που οφείλεται στα μόρια, τον αφρό, η γυαλάδα (glitter⁷⁴), όπως και συνδυασμού τους. Το στάδιο αυτό απαιτεί μια πρώτη υπόθεση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (για την εκτίμηση του συντελεστή μετάδοσης της ατμόσφαιρας) και της συγκέντρωσης του φυτοπλαγκτόν (για την εκτίμηση της ανακλαστικότητας του ωκεανού στα 670 nm). Στη συνέχεια υπολογίζεται μια μέση τιμή της φασματικής εξάρτησης, της ακτινοβολίας διαδρομής των αερολυμάτων μεταξύ των 670 και 865 nm, για τις διάφορες γεωμετρικές θέασης, επειδή ο POLDER μπορούσε να συλλέξει μετρήσεις για τον ίδιο στόχο από 14 διαφορετικές διευθύνσεις. Η τιμή αυτή συγκρίνεται με τιμές που έχουν ήδη υπολογιστεί, επιτρέποντας έτσι τον προσδιορισμό του τύπου των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997). Εφόσον είναι γνωστός ο τύπος των αερολυμάτων υπολογίζεται μια μέση τιμή του οπτικού πάχους τ_a για τα 865 nm και για τις διάφορες γωνίες θέασης, όπως και ένας συντελεστής διασποράς (ο λόγος της τυπικής απόκλισης προς τη μέση τιμή). Ο συντελεστής αυτός ελαχιστοποιείται εάν τροποποιηθεί η συνεισφορά του αφρού στη ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφεται από το δέκτη (Kaufman et al., 1997). Τελικά από το οπτικό πάχος τ_a στα 865 nm και τον τύπο των αερολυμάτων, υπολογίζεται εύκολα η ακτινοβολία διαδρομής των αερολυμάτων για τα μήκη κύματος που χαρακτηρίζουν το ωκεάνιο χρώμα. Εάν η προσδιορισθείσα τ_a στα 865 nm και η συγκέντρωση του φυτοπλαγκτόν διαφέρει σημαντικά από τις τιμές που θεωρήθηκαν στην αρχή τότε μπορεί να χρειάζεται επανάληψη του υπολογισμού.

- **Ιδιαίτερα θέματα και προβλήματα**

Παρά 1) τη σημαντική πρόοδο που υπήρξε τα τελευταία χρόνια στην ανάπτυξη αλγόριθμων, οι οποίοι συμπεριέλαβαν το φαινόμενο της πολλαπλής σκέδασης· 2) την προσθήκη νέων φασματικών καναλιών για ακριβέστερο προσδιορισμό του τύπου των αερολυμάτων, 3) τη διαθεσιμότητα νέων δεδομένων για τις οπτικές ιδιότητες της επιφάνειας του ωκεανού και των αερολυμάτων και 4) των βελτιωμένων χαρακτηριστικών των νέων δεκτών· υπάρχει μια σειρά από ζητήματα τα οποία πρέπει να αντιμετωπιστούν, πριν μπορέσει η ατμοσφαιρική διόρθωση να χαρακτηριστεί ως ακριβής διαδικασία για το σύνολο των ατμοσφαιρικών και θαλάσσιων συνθηκών που μπορεί να επικρατούν τη στιγμή της λήψης (Kaufman et al., 1997). Οι συνθήκες αυτές περιλαμβάνουν τις επιδράσεις των αερολυμάτων με απορροφητικές ιδιότητες, της κατακόρυφης δομής των αερολυμάτων, των λεπτών νεφών που βρίσκονται εντός του οπτικού πεδίου του δέκτη, των στρατοσφαιρικών αερολυμάτων, της εγκυρότητας των μοντέλων των αερολυμάτων, της επίδραση των whitecaps στην επιφάνεια των ωκεανών, της ευαισθησία του δέκτη στην πολωμένη ακτινοβολία, της «παρασιτικής⁷⁵» ακτινοβολίας εξαιτίας των κατασκευαστικών χαρακτηριστικών του δέκτη, της BRDF των ωκεανών, του διαχωρισμού των υδατικών

⁷⁴ Ο όρος γυαλάδα (glitter) αναφέρεται στο φαινόμενο κατοπτρικής ανάκλασης του ηλίου από την υδατική επιφάνεια κατά το οποίο τμήματα της ανακλούν πολύ έντονα την προσπίπτουσα ακτινοβολία εξαιτίας της γεωμετρία φωτισμού που επικρατεί εκείνη τη στιγμή και του προσανατολισμού της επιφάνειας που δημιουργούν οι κυματισμοί.

⁷⁵ Ως «παρασιτική» ακτινοβολία (stray light) χαρακτηρίζεται η ανεπιθύμητη ακτινοβολία που καταγράφεται από τον δέκτη, η οποία δεν ανήκει στην επιλεγείσα δέσμη.

επιφανειών τύπου 1 και τύπου 2, των σφαλμάτων της βαθμονόμησης του δέκτη και της εγκυρότητας της καταγραφής της ραδιομετρικής λαμπρότητας του νερού.

- **Αερολύματα με απορροφητικές ιδιότητες.** Εάν στην ατμόσφαιρα περιέχονται αερολύματα με απορροφητικές ιδιότητες (π.χ. σκόνη ή σωματίδια μαύρου άνθρακα) τότε η απόδοση των αλγορίθμων ατμοσφαιρικών διορθώσεων δεν είναι ικανοποιητική (Kaufman et al., 1997). Η ακτινοβολία διαδρομής των αερολυμάτων στο κόκκινο και εγγύς υπέρυθρο δεν μπορεί να παρεκταθεί εύκολα στα μικρότερα μήκη κύματος, ακόμα και με την προσθήκη ειδικών μοντέλων αερολυμάτων. Για τη βελτίωση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, σε αυτές τις περιπτώσεις, πρέπει οι τιμές του albedo ως προς μια συγκεκριμένη διεύθυνση που περιέχονται στα υποψήφια μοντέλα προς χρήση, να είναι παρόμοιες με αυτές των πραγματικών αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997). Ο εντοπισμός των αερολυμάτων με απορροφητικές ιδιότητες δεν είναι εύκολος, ενώ απαιτούνται περισσότερες παρατηρήσεις για τη μελέτη των οπτικών χαρακτηριστικών τους.

Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος έχουν προταθεί διάφορες λύσεις· μια από αυτές αφορά τις παρατηρήσεις του MODIS για $\lambda > 1,2 \mu\text{m}$, καθώς η φασματική εξάρτηση της ακτινοβολία διαδρομής των αερολυμάτων μεταξύ των 865 nm και αυτών των μηκών κύματος, είναι πιο μικρότερη για τη σκόνη απ' ό,τι για τα αερολύματα που δεν διαθέτουν απορροφητικές ιδιότητες (Kaufman et al., 1997). Τα κανάλια που ανήκουν στο υπεριώδες τμήμα του φάσματος μπορούν να βοηθήσουν στη βελτίωση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης πιο άμεσα, «συγκρατώντας» την τιμή της ακτινοβολίας διαδρομής για τα αερολύματα, που προκύπτει μετά από παρέκταση στα κόκκινα και εγγύς υπέρυθρα μήκη κύματος. Τέλος οι μετρήσεις πόλωσης και BRDF είναι πολύ ευαίσθητες ως προς τον τύπο του αερολύματος και πιθανώς αποτελούν τον καλύτερο τρόπο για την αποτελεσματική διάκριση αυτών (Kaufman et al., 1997).

- **Οι αφροί των κυμάτων (Whitecaps).** Η παρουσία των whitecaps⁷⁶ στην επιφάνεια των ωκεανών μπορεί να επηρεάσει σημαντικά το σήμα που καταγράφει ο δέκτης στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο τμήμα του φάσματος· δυσχεραίνοντας ακόμα περισσότερο την εκτίμηση της ακτινοβολίας διαδρομής των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997). Οι οπτικές τους ιδιότητες, όπως και η ποσοστιαία κάλυψη (fractional coverage) τους, δεν έχουν μελετηθεί επαρκώς. Οι Gordon και Wang (1994) θεωρώντας ότι η ανακλαστικότητα των whitecaps είναι ανεξάρτητη του μήκους κύματος της ακτινοβολίας, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η επίδραση τους στη ραδιομετρική λαμπρότητα που προέρχεται από το νερό για το μπλε τμήμα του φάσματος είναι σχετικά μικρή ($< 0,001$ σε μονάδες ανακλαστικότητας). Ωστόσο επιτόπιες μετρήσεις έδειξαν ότι η ανακλαστικότητα των whitecaps μειώνεται σημαντικά στο εγγύς υπέρυθρο (Kaufman et al., 1997). Εάν τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιωθούν, τότε αναμένονται σφάλματα μιας τάξης μεγέθους μεγαλύτερα από τα αποδεκτά, στις βιολογικές εφαρμογές που έχει αγνοηθεί η φασματική εξάρτηση της ανακλαστικότητας των whitecaps (Kaufman et al., 1997).

Περισσότερες επιτόπιες μετρήσεις διεξάγονται με στόχο τον προσδιορισμό των οπτικών ιδιοτήτων (φασματικές, διεύθυνσης και πόλωσης) των

⁷⁶ Ο όρος whitecaps συμπεριλαμβάνει τον αφρό (foam), τις φουσαλίδες του αέρα που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια του νερού και διάφορες ραβδώσεις (streaks) της επιφάνειάς του.

whitcaps και το πως αυτές οι ιδιότητες, επηρεάζονται από το γύρω περιβάλλον (ταχύτητα του ανέμου, στρωμάτωση και σύνθεση του ωκεανού κ.λπ.). Επιπλέον πρέπει να αναπτυχθούν περισσότερες μέθοδοι για τον προσδιορισμό της ενεργού ανακλαστικότητας (effective reflectance) των whitcaps, η οποία αποτελεί το παράγωγο της ποσοστιαίας κάλυψης και της ανακλαστικότητας (Kaufman et al., 1997). Τέλος μεγάλα σφάλματα μπορεί να προκύψουν στις διάφορες εφαρμογές, από τη χρήση τηλεπισκοπικών παρατηρήσεων, οι οποίες πιθανώς φέρουν την επίδραση της ενεργού ανακλαστικότητας των whitcaps με τιμές μεγαλύτερες από $\geq 0,001$ (η οποία αντιστοιχεί σε ταχύτητα ανέμου μεγαλύτερη από $8 - 9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (Kaufman et al., 1997).

- **Η κατακόρυφη δομή των αερολυμάτων.** Οι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων θεωρούν ότι τα αερολύματα εντοπίζονται είτε εντός του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος κάτω από τα μόρια των αερίων, είτε κατανεμημένα στην ατμόσφαιρα, ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση, σύμφωνα με τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά της εκάστοτε περιοχής (Kaufman et al., 1997). Εάν τα αερολύματα διαθέτουν ασθενείς ή καθόλου απορροφητικές ιδιότητες, τότε η επίδραση της κατακόρυφης δομής αυτών, αγνοείται· οι συγκεκριμένες όμως επιδράσεις, δεν μπορεί να μη ληφθούν υπόψιν για αερολύματα που βρίσκονται σε υψόμετρο μεγαλύτερο των 7-8 km (Kaufman et al., 1997), καθώς το albedo για μια συγκεκριμένη διεύθυνση μειώνεται, αλλά το σφάλμα γίνεται σταδιακά μεγαλύτερο. Για ομοίομορφα αναμειγμένα αστικά αερολύματα ο αλγόριθμος των Gordon & Wang (1994), ο οποίος θεωρεί ότι η ατμόσφαιρα διαθέτει δυο στρώματα, υπερεκτιμά την ακτινοβολία διαδρομής των αερολυμάτων στο μπλε τμήμα του φάσματος περισσότερο από 0,01 σε τιμές ανακλαστικότητας, όταν το αποδεκτό όριο είναι μόλις 0,001 (Kaufman et al., 1997). Συνεπώς για τα αερολύματα που διαθέτουν απορροφητικές ιδιότητες, η περιγραφή του κατακόρυφου προφίλ είναι σημαντική.
- **Οι Θύσανοι.** Οι λεπτοί θύσανοι είναι διαφανείς για το μεγαλύτερο τμήμα του ορατού και εγγύς υπέρυθρου ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, με αποτέλεσμα να μην είναι ανιχνεύσιμοι στις απεικονίσεις του ωκεάνιου χρώματος δεκτών όπως είναι ο SeaWiFS. Εάν τα συγκεκριμένα νέφη δεν εντοπιστούν επί της εικόνας, μπορεί να ερμηνευθούν ως τροποσφαιρικά αερολύματα από τους αλγόριθμους ατμοσφαιρικών διορθώσεων και συνεπώς να προκύψουν μη αποδεκτά σφάλματα κατά τον υπολογισμό της ακτινοβολίας διαδρομής⁷⁷ των αερολυμάτων (aerosol path radiance) (Kaufman et al., 1997). Η ποσοτική εκτίμηση των επιπτώσεων των θύσανων στις ατμοσφαιρικές διορθώσεις απαιτεί περισσότερη μελέτη, η οποία διευκολύνεται με τη χρήση των καναλιών που διαθέτουν οι δέκτες στο θερμικό υπέρυθρο, όπως και το κανάλι στα 1,38 μm .
- **Τα στρατοσφαιρικά αερολύματα.** Τα στρατοσφαιρικά αερολύματα (Κεφ. 1.2.2) επηρεάζουν την ατμοσφαιρική διόρθωση πάνω από τους ωκεανούς, καθώς οι αλγόριθμοι είναι σχεδιασμένοι να συμπεριλαμβάνουν κυρίως τις επιδράσεις των τροποσφαιρικών αερολυμάτων. Ερευνητές υποστηρίζουν ότι η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφεται στα 1,38 μm οφείλεται κυρίως στη σκέδαση των στρατοσφαιρικών αερολυμάτων και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της επίδρασής τους (Kaufman et al., 1997).

⁷⁷ Η ηλιακή ακτινοβολία που δεν φθάνει ποτέ στο έδαφος και η ανάκλαση από παρακείμενα χαρακτηριστικά του εδάφους, που καταγράφεται από το δέκτη, θεωρείται θόρυβος και καλείται ακτινοβολία διαδρομής (path radiance) (Καραθανάση, 2011).

Πιθανώς η καλύτερη εναλλακτική λύση για τη διόρθωση της ραδιομετρικής λαμπρότητας του ωκεάνιου χρώματος, είναι η χρήση εξωγενών δεδομένων που περιγράφουν τα στρατοσφαιρικά αερολύματα και έχουν προκύψει από επιστημονικά πειράματα (occultation experiments), π.χ. από τον δορυφόρο SAGE II (Kaufman et al., 1997). Προσομοιώσεις που έγιναν για τον POLDER έδειξαν ότι χρησιμοποιώντας αυτόν τον τρόπο αντιμετώπισης, τα αναμενόμενα σφάλματα στη ραδιομετρική λαμπρότητα της καταγραφόμενης ακτινοβολίας από το νερό στο μπλε τμήμα του φάσματος, είναι μόλις μερικά 0,0001 σε τιμές ανακλαστικότητας, ακόμα και για μεγάλες ηλιακές ζενίθιες γωνίες και ζενίθιες γωνίες θέασης (Kaufman et al., 1997).

- **Η εγκυρότητα των μοντέλων για τα αερολύματα.** Οι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων χρησιμοποιούν πρότυπα μοντέλα για την περιγραφή των διάφορων τύπων αερολυμάτων (Κεφ. 1.2.3). Τα μοντέλα αυτά προέκυψαν μέσα από τη φυσικοχημική ανάλυση δειγμάτων και για αυτό το λόγο πρέπει να ελεγχθεί η εγκυρότητα τους, βάσει της φασικής συνάρτησης, του οπτικού πάχους, του albedo ως προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση και των φασματικών αλληλεξαρτήσεων (οι μεταβλητές που επηρεάζουν άμεσα την ακτινοβολία διαδρομής (path radiance) για τα αερολύματα) (Kaufman et al., 1997).

Επιπλέον μελέτη απαιτείται και για τα χαρακτηριστικά της σκόνης, ώστε να είναι δυνατή η ανάπτυξη πιο ρεαλιστικών μοντέλων (Kaufman et al., 1997). Μετρήσεις των Tanre et al. (2001) έδειξαν, ότι για μήκη κύματος μεγαλύτερα από 0,55 μm, τα σωματίδια της σκόνης απορροφούν λιγότερο έντονα απ' ό,τι είχαν υποδείξει παλαιότερες μετρήσεις. Επίσης οι τιμές του albedo ως προς μια συγκεκριμένη διεύθυνση, για το μπλε τμήμα του φάσματος, ήταν μικρότερες από 0,8 που αναφέρει η βιβλιογραφία, ενώ το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης δεν εξαρτάται τόσο έντονα από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (Tanre et al., 2001). Όσον αφορά την ατμοσφαιρική διόρθωση στους ωκεανούς, σφάλματα της τάξης του 15% στον προσδιορισμό της συγκέντρωσης των χρωστικών (pigment concentration), καταλήγουν μη αποδεκτά εάν στην ατμόσφαιρα υπάρχει σκόνη, κάτι που δεν συμβαίνει στην αντίθετη περίπτωση (Kaufman et al., 1997). Ο έλεγχος της εγκυρότητας των μοντέλων για τα αερολύματα μπορεί να επιτευχθεί με τη χρήση οργάνων, όπως είναι τα ραδιόμετρα του δικτύου AERONET· τα οποία υπολογίζουν τη μετάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας (spectral solar transmission) και τη ραδιομετρική λαμπρότητα του ουρανού, για το υψιπαράλληλο⁷⁸ (almucantar) και κύριο επίπεδο. Μέσω των μετρήσεων του δικτύου AERONET μπορεί να γίνει προσδιορισμός της κατανομής του μεγέθους των αερολυμάτων, της φασικής συνάρτησης και του albedo ως προς μια διεύθυνση (Kaufman et al., 1997).

Η πρώτη προσπάθεια για την αξιολόγηση της ποιότητας των μοντέλων που περιγράφουν τα αερολύματα έγινε το 1995 από τον Schwindling, ο οποίος κατέληξε ότι για τις χαμηλές τιμές του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (0,1 στα 870 nm), ένα μοναδικό μοντέλο, που να αντιπροσωπεύει ικανοποιητικά τα χαρακτηριστικά των αερολυμάτων στην στρατόσφαιρα και στην τροπόσφαιρα, επαρκεί πιθανότατα για χρήση στους αλγόριθμους ατμοσφαιρικών διορθώσεων. Ο Schwindling πρότεινε επίσης ότι μετρήσεις του φασματικού οπτικού πάχους είναι επαρκείς πιθανόν για τον προσδιορισμό του τύπου των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997).

⁷⁸ Ο υψιπαράλληλος αντιστοιχεί σε έναν κύκλο στην ουράνια σφαίρα παράλληλο με τον ορίζοντα

- **Ο συντελεστή μετάδοσης της ατμόσφαιρας και το φαινόμενο της κατοπτρικής ανάκλασης του ήλιου (sun glint effect).** Οι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικών διορθώσεων θεωρούν, ότι τα φωτόνια που ανακλούνται κατοπτρικά (specularly reflected) από την υδατική επιφάνεια, μεταδίδονται απευθείας από την ατμόσφαιρα. Σε μια ατμόσφαιρα όμως με ιδιότητες σκέδασης, κάποια από τα φωτόνια που ανακλούνται από την περιοχή που επηρεάζεται από το φαινόμενο της κατοπτρικής ανάκλασης του ήλιου, μπορεί να σκεδαστούν και ως προς άλλες διευθύνσεις (Kaufman et al., 1997). Συνεπώς το φαινόμενο αυτό μπορεί να μην αντιμετωπιστεί σωστά και να υπεισέλθουν πρόσθετα σφάλματα κατά την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων. Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος ενσωματώνεται στους αλγόριθμους ατμοσφαιρικών διορθώσεων, το διάγραμμα κατοπτρικής ανακλαστικότητας, παρόλο που το μέγεθος του σφάλματος δεν έχει προσδιοριστεί ακόμα ποσοτικά (Kaufman et al., 1997).
- **Η BRDF για τους ωκεανούς.** Η οπισθοσκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας από το νερό δεν είναι ιστροπική. Η συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (BRDF) της υδατικής επιφάνειας επηρεάζουν το σήμα που μεταδίδεται στο δέκτη (Kaufman et al., 1997). Αν και η επίδραση τους στο συντελεστή μετάδοσης της διάχυτη ακτινοβολίας (diffuse atmospheric transmittance) είναι συνήθως μικρότερη από 5%, υπάρχουν άμεσες συνέπειες στην ραδιομετρική λαμπρότητα του νερού (Kaufman et al., 1997). Ο ακριβής υπολογισμός του συντελεστή μετάδοσης της διάχυτη ακτινοβολίας απαιτεί τη γνώση της κατανομής της ανερχόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας, η οποία όμως εξαρτάται από τη σύσταση του νερού.
- **Η απορρόφηση από τα αέρια.** Στους αλγόριθμους ατμοσφαιρικών διορθώσεων θεωρείται ότι ο συντελεστής μετάδοσης για τα αέρια στο ορατό τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος καθορίζεται αποκλειστικά από την απορρόφηση του O_3 (εκτός από τα φασματικά κανάλια που επηρεάζονται από την απορρόφηση του O_2) (Kaufman et al., 1997). Στο ορατό τμήμα του φάσματος υπάρχει επίσης απορρόφηση από τους υδρατμούς, η οποία οφείλεται τόσο στις γραμμές απορρόφησης, όσο και στο συνεχές φάσμα απορρόφησης που διαθέτει το H_2O (Κεφ. 1.3.4). Τα φασματικά κανάλια των διάφορων δεκτών που καταγράφουν το ωκεάνιο χρώμα, αποφεύγουν τις γραμμές απορρόφησης των υδρατμών, αλλά επηρεάζονται από το συνεχές φάσμα απορρόφησης που τους χαρακτηρίζει (Kaufman et al., 1997). Αν και οι υδρατμοί εντοπίζονται χαμηλά στην τροπόσφαιρα, κάτω από το στρώμα στο οποίο είναι έντονη η μοριακή σκέδαση, η επίδραση τους μπορεί να είναι σημαντική στην τηλεπισκόπηση του ωκεάνιου χρώματος. Ο αλγόριθμος “class 1” του POLDER λαμβάνει υπόψιν του το συνεχές φάσμα απορρόφησης των υδρατμών, το οποίο απαιτεί όμως μια εκτίμηση της ποσότητας των υδρατμών· ωστόσο απαιτείται περισσότερη μελέτη για την εκτίμηση των επιπτώσεων αυτού του τύπου απορρόφησης, στις τιμές της ραδιομετρικής λαμπρότητας του νερού που καταγράφονται από τους δέκτες.
- **Η πόλωση των οργάνων.** Οι δορυφορικοί δέκτες για το ωκεάνιο χρώμα και ειδικότερα οι σαρωτές είναι ευαίσθητοι στην ανίχνευση της πόλωσης της ακτινοβολίας που προσπαθούν να καταγράψουν. Η ευαισθησία διαφέρει ανάλογα με τον τύπο του δέκτη, π.χ. ο SeaWiFS διαθέτει πολύ καλή ανοχή στην πόλωση (polarization tolerance), σε αντίθεση με του MODIS που οριακά αγγίζει το 2%. Εάν υποθεθεί μια ατμόσφαιρα όπου περιέχονται μόνο μόρια αερίων, και η γωνία σκέδασης που προκύπτει από την ηλιακή γωνία και τη γωνία θέασης είναι ίση με 90° , τότε η προσπίπτουσα ακτινοβολία στον

δέκτη θα είναι πλήρως πολωμένη. Σε αυτή την περίπτωση μια τιμή ίση με 2% της ανοχής του δέκτη στην πόλωση μεταφράζεται σε μέγιστο σφάλμα ίσο με 2% στην ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης, το οποίο αντιστοιχεί σε ένα σφάλμα 20% στην καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα του νερού για το μπλε τμήμα του φάσματος (Kaufman et al., 1997). Η τιμή αυτή ξεπερνά κατά πολύ το όριο σφάλματος (5%) για τις βιολογικές εφαρμογές και συνεπώς για να είναι αξιοποιήσιμα τα δεδομένα του MODIS πρέπει οι επιδράσεις της πόλωσης είτε να απαλειφθούν, είτε να περιγραφούν με μεγάλη ακρίβεια. Στην πραγματικότητα όμως η ατμόσφαιρα εκτός από τα μόρια των αερίων περιέχει και αερολύματα, τα οποία δεν πολώνουν τόσο έντονα την προσπίπτουσα σε αυτά ακτινοβολία. Συνεπώς η επίδραση της πόλωσης θα είναι μικρότερη, όμως τα χαρακτηριστικά της που θα καταγράφονται από τον δέκτη δεν θα είναι γνωστά, με αποτέλεσμα να δυσχεραίνεται η διαδικασία της διόρθωσης (Kaufman et al., 1997). Ο Gordon (1997) προτείνει ότι οι επιδράσεις της πόλωσης στους δέκτες μπορεί να εκτιμηθούν ικανοποιητικά για την τηλεπισκόπηση του ωκεάνιου χρώματος, θεωρώντας μια ατμόσφαιρα που αποτελείται μόνο από αέρια.

- **«Παρασιτική» ακτινοβολία & ακτινοβολία από γειτονικές εδαφοψηφίδες.** Οι αισθητήρες των δεκτών που διαθέτουν μεγάλο οπτικό πεδίο επηρεάζονται από «παρασιτική» ακτινοβολία (stray light) που προέρχεται από διάφορες πηγές (π.χ. η αντανάκλαση από τις διόπτρες, τα άκρα των φακών, διάφορων στοιχείων της συναρμολόγησης των φίλτρων κ.λπ.) (Kaufman et al., 1997). Στην περιοχή της εικόνας που γειτνιάζουν αντικείμενα με υψηλή ανακλαστικότητα (π.χ. σύννεφα, παγοκαλύμματα κ.λπ.) το επίπεδο του σφάλματος μπορεί να είναι πολύ υψηλό για την τηλεπισκόπηση του ωκεάνιου χρώματος, καθώς το σήμα που προέρχεται από τον ωκεανό είναι σχετικά αδύναμο. Για τις απεικονίσεις του MODIS ακόμα και σε απόσταση 100 pixel (~100 km) από έναν φωτεινό στόχο, η «παρασιτική» ακτινοβολία μπορεί να εμφανίζει σημαντικές τιμές (Kaufman et al., 1997).

Ένα ακόμα φαινόμενο που ανήκει σε αυτή την κατηγορία, οφείλεται στα φωτόνια που ανακλώνται στο χώρο πέριξ του στόχου και στη συνέχεια σκεδάζονται από την ατμόσφαιρα εντός του οπτικού πεδίου του δέκτη (Kaufman et al., 1997). Το φαινόμενο αυτό συνδράμει στην αύξηση της καταγραφόμενης «παρασιτικής ακτινοβολίας». Για μια ατμόσφαιρα που δεν περιέχει νέφη ή αχλή (clear atmosphere), η πρόσθετη επίδραση μπορεί να επηρεάσει στόχους που βρίσκονται σε απόσταση έως 10 km από το σημείο ενδιαφέροντος (Kaufman et al., 1997). Αν και δεν έχουν μελετηθεί εκτενώς οι επιδράσεις του συγκεκριμένου φαινομένου στο ωκεάνιο χρώμα που καταγράφεται με τηλεπισκοπικές μεθόδους, τα σφάλματα που προκύπτουν μπορεί να διορθωθούν εάν είναι γνωστά τα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας (οι ιδιότητες των αερολυμάτων) και η ανακλαστικότητα του γύρω περιβάλλοντος. Οι δύο αυτοί διαφορετικοί τύποι του συγκεκριμένου φαινομένου, ο ένας εξαιτίας του οργάνου και ο δεύτερος εξαιτίας της ατμόσφαιρας, δεν μπορούν να διαχωριστούν εύκολα (Kaufman et al., 1997). Το γεγονός αυτό τονίζει την πολυπλοκότητα του προβλήματος της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στις παράκτιες περιοχές, όπου το νερό δεν μπορεί να θεωρηθεί ως μαύρο σώμα στο κόκκινο τμήμα του φάσματος. Σε αυτή θεώρηση στηρίζονται όλοι οι αλγόριθμοι διόρθωσης.

3.1.4 Ατμοσφαιρική διόρθωση για το ορατό, εγγύς & μικροκυμματικό υπέρυθρο τμήμα του Η/Μ φάσματος

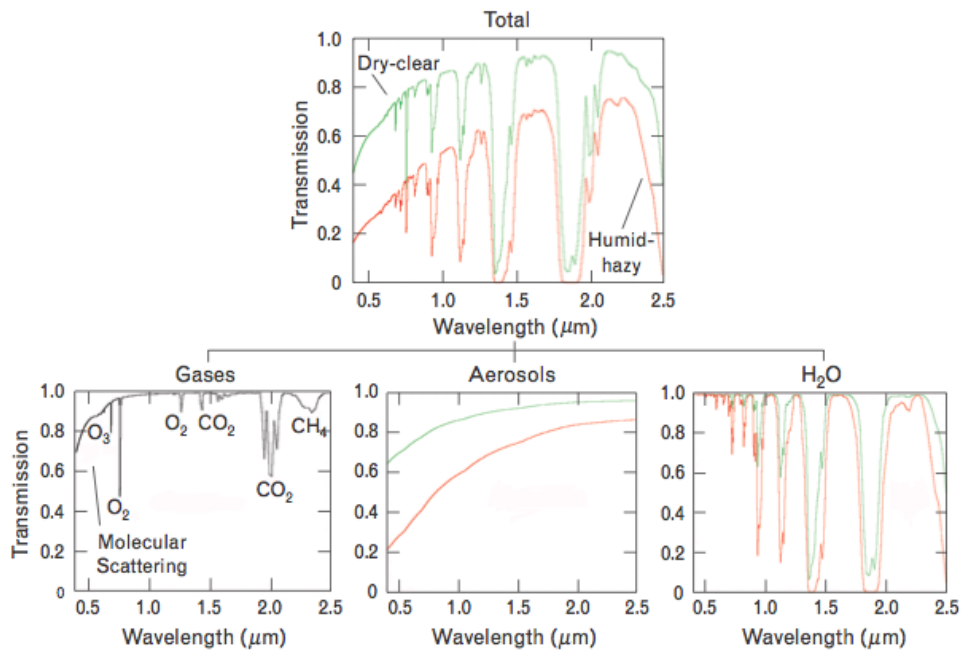
Τυπικά, για μήκη κύματος μικρότερα από **2,5 μm** η προσπίπτουσα ηλιακή ροή επηρεάζεται κυρίως από: **1)** την απορρόφηση των μορίων της ατμόσφαιρας, **2)** την απορρόφηση των υδρατμών, **3)** τη σκέδαση από τα μόρια και **4)** τη σκέδαση και την απορρόφηση από τα αερολύματα και τα υδρομετέωρα (Griffin & Burke, 2003). Η απορρόφηση από τα μόρια της ατμόσφαιρας **μεταβάλλεται σημαντικά** σε σχέση με το μήκος κύματος και τις ιδιότητες των μορίων και επηρεάζει σημαντικά την καταγραφόμενη ηλιακή ροή. Η **απορρόφηση από τα αερολύματα** δεν είναι τόσο έντονη όσο αυτή των αερίων και μπορεί να θεωρηθεί ως **μια ομαλά μεταβαλλόμενη συνεχής συνάρτηση** για το Η/Μ φάσμα (Griffin & Burke, 2003). Η τυπική απώλεια εξαιτίας της απορρόφησης από τα αερολύματα περιορίζεται σε ένα μικρό ποσοστό της καταγραφόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας, με τις ελάχιστες τιμές να απαντώνται στα αερολύματα θαλάσσιας προέλευσης και τις μέγιστες στα αερολύματα αστικής προέλευσης. Η **σκέδαση** τόσο από τα μόρια, όσο και τα αερολύματα στο VNIR και VNIR/SWIR αντίστοιχα, **μεταβάλλεται ομαλά κατά συνεχές** τρόπο ως προς το λ . Η επίδραση της σκέδασης που οφείλεται στα μόρια του αέρα είναι **ιδιαίτερα σημαντική στο ορατό τμήμα** του Η/Μ φάσματος (έως και τα 0,75 μm) και μειώνεται με την αύξηση του μήκους κύματος. Η σκέδαση από τα αερολύματα επηρεάζει και το **SWIR**, εξαιτίας του μεγαλύτερου μεγέθους των σωματιδίων. Ωστόσο η μεγαλύτερη επίδραση στο συντελεστή μετάδοσης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, που χαρακτηρίζει τις συνθήκες λήψης, οφείλεται στους υδρατμούς (Griffin & Burke, 2003). Επιπρόσθετα ιδιαίτερη βαρύτητα κατά την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων δίνεται και στην αντιμετώπιση της επίδρασης των αερολυμάτων, καθώς αυτή μεταβάλλεται σημαντικά ανάλογα με την τιμή της υγρασίας στην ατμόσφαιρα, τον τύπο των αερολυμάτων και το ατμοσφαιρικό οπτικό πάχος/ορατότητα.

- **Για τους υπερφασματικούς δέκτες**

Οι υπερφασματικοί δέκτες χαρακτηρίζονται από ένα μεγάλο αριθμό διαδοχικών καναλιών· κάθε ένα από τα οποία, καλύπτει ένα πολύ μικρό τμήμα του Η/Μ φάσματος (τυπικά 0,003 με 0,02 μm). Η διάδοση της ακτινοβολίας για μια ομοιογενή επιφάνεια σε συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας περιγράφεται από την εξίσωση 3.1 (Weng, 2011), όπου τα L , L_p , τ , E_g , ρ και s είναι η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης, η ακτινοβολία διαδρομής, ο συντελεστής μετάδοσης από το έδαφος έως το δέκτη, η ολική ηλιακή ροή στο έδαφος, η ανακλαστικότητα επιφανείας και το σφαιρικό albedo της ατμόσφαιρας αντίστοιχα. Για λόγους συντομίας η εξάρτηση από το μήκος κύματος, η γεωμετρία θέασης και της θέσης του ήλιου, όπως και οι ατμοσφαιρικές παράμετροι παραλείπονται.

$$L = L_p + \frac{\tau E_g \rho / \pi}{1 - \rho s} \quad (3.1)$$

Η ραδιομετρική λαμπρότητα (at-sensor radiance) που ανακλάται από το στόχο καταγράφεται από το δέκτη, ενώ οι ατμοσφαιρικές παράμετροι (π.χ. ο τύπος των αερολυμάτων, το οπτικό πάχος των αερολυμάτων, η στήλη των υδρατμών κ.ά.) μπορούν να προσδιοριστούν από την εικόνα, ώστε να είναι δυνατός ο υπολογισμός των L_p , τ , E_g και s (Weng, 2011). Γνωρίζοντας αυτές τις παραμέτρους είναι δυνατή η επίλυση της εξίσωσης 3.1 ως προς ρ .



Διάγραμμα 3.2 - Η συνεισφορά στο συντελεστή μετάδοσης από τα μόρια, τα αερολύματα και του υδρατμούς που εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα, για δυο διαφορετικούς τύπους ατμοσφαιρικών συνθηκών (καθαρή & θολή) (Πηγή: Griffin & Burke, 2003).

Στην πραγματικότητα όμως, κάθε απεικόνιση αποτελείται πάντα από ετερογενή πεδία διαφορετικής ανακλαστικότητας, τα οποία επηρεάζονται από τον ατμοσφαιρικό θόρυβο (atmospheric crosstalk) και από την ακτινοβολία που προέρχεται από τις γειτονικές εικονοψηφίδες. Σε αυτήν την περίπτωση η εξίσωση 3.1 πρέπει να λυθεί επαναληπτικά. Οι κώδικες διάδοσης της ακτινοβολίας που χρησιμοποιούνται ευρέως είτε σε λογισμικά ατμοσφαιρικών διορθώσεων είτε σε εμπειρικές μεθόδους που αναπτύσσουν ερευνητές είναι ο DISORT που περιγράφεται από τους Stamnes et al. (1988) και ο οποίος περιέχεται πλέον και στο MODTRAN, ο 6S από τους Vermote et al. (1997), ο MODTRAN από τους Berk et al. (1998) και libRadtran από τους Mayer και Kylling (2005). Τα μοντέλα αυτά υπολογίζουν την καταγραφόμενη από το δέκτη ραδιομετρική λαμπρότητα για προκαθορισμένες γεωμετρικές θέασης και θέσης του ήλιου και ατμοσφαιρικές παραμέτρους. Όπως έγινε γνωστό στο κεφάλαιο 2.2.1 οι παράμετροι που προκύπτουν από τα μοντέλα διάδοσης της ακτινοβολίας και χρησιμοποιούνται στους αλγόριθμους απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι: η ατμοσφαιρική ακτινοβολία διαδρομής, ο συντελεστής μετάδοσης για την απευθείας και τη διάχυτη ακτινοβολία, η απευθείας και η διάχυτη ροή και το σφαιρικό albedo· οι οποίοι αντιστοιχούν στις παραμέτρους που αναφέρθηκαν παραπάνω. Στο διάγραμμα 3.2 παρουσιάζεται η συνεισφορά στο συντελεστή μετάδοσης των μορίων της ατμόσφαιρας, των αερολυμάτων και των υδρατμών, τα οποία αναλύθηκαν στο κεφάλαιο 1 της παρούσας εργασίας. Ο συντελεστής μετάδοσης τ αντιστοιχεί στο ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που διέρχεται εντός ενός μέσου και παίζει καθοριστικό ρόλο στη βασική εξίσωση προσδιορισμού της ραδιομετρικής λαμπρότητας (Εξ. 3.1). Η ατμοσφαιρική διόρθωση χρησιμοποιεί αντίστροφη μοντελοποίηση για τον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας της επιφάνειας (Weng, 2011).

Καθώς η εικόνα που έχει καταγραφεί ψηφιοποιείται και στη συνέχεια κωδικοποιείται, μια γραμμική εξίσωση (Εξ. 3.2) με συντελεστές c_0 (offset) και c_1 (slope), πρέπει να εφαρμοσθεί σε κάθε κανάλι για τη μετατροπή του ψηφιακού αριθμού στην αντίστοιχη ραδιομετρική λαμπρότητα που έχει καταγραφεί από το δέκτη (Weng, 2011, Richter,

2010). Η διαδικασία αυτή αναφέρεται και ως ραδιομετρική βαθμονόμηση (Richter, 2010).

$$L = c_0 + c_1 DN \quad (3.2)$$

Για τον **προσδιορισμό των αερολυμάτων** (aerosol retrieval) με τηλεπισκοπικές μεθόδους στη ξηρά, έχουν προταθεί διάφορες τεχνικές, οι οποίες εξαρτώνται από τις θέσεις επί του Η/Μ φάσματος στις οποίες ο δέκτης διαθέτει κανάλια. Πιο συγκεκριμένα ο αλγόριθμος των Kaufman et al. (1997) (ο αλγόριθμος DDV, Κεφ. 3.3.1) χρησιμοποιεί κανάλια στο μικροκυμματικό υπέρυθρο (SWIR), ενώ οι Guanter, Alonso και Moreno (2005) προτείνουν τη χρήση καναλιών στο ορατό και εγγύς υπέρυθρο (VNIR). Ο πρώτος εκ των δυο αλγόριθμων εφαρμόζει αρχικά μια μάσκα για τις σκούρες εικονοψηφίδες της ξηράς στο κανάλι, είτε των 2,1 είτε των 1,6 μm και στη συνέχεια χρησιμοποιεί τον παρακάτω εμπειρικό συσχετισμό (Εξ. 3.3), μεταξύ των τιμών ανακλαστικότητας στο μέσο υπέρυθρο και στην περιοχή του κόκκινου ή του μπλε τμήματος του Η/Μ φάσματος (Weng, 2011, Richter, 2010, Kaufman, 1997).

$$\rho(red) = 0,5\rho(2,1 \mu m) \text{ και } \rho(blue) = 0,5\rho(red) \quad (3.3)$$

Αρκετές τηλεπισκοπικές μέθοδοι έχουν προταθεί και για τον **προσδιορισμό της στήλης των υδρατμών** (water vapor retrieval), οι οποίες αξιοποιούν κανάλια που εντοπίζονται στα ατμοσφαιρικά παράθυρα του Η/Μ φάσματος, ως κανάλια αναφοράς και κανάλια στις περιοχές που είναι έντονη η απορρόφηση από το νερό (Weng, 2011). Ένα σημαντικό θέμα για τους αλγόριθμους ατμοσφαιρικών διορθώσεων, είναι η **αφαίρεση της επίδρασης των λεπτών θύσανων** (Κεφ. 1.2.4 & Κεφ. 3.2.2.3), οι οποίοι συνήθως δεν μπορούν να ανιχνευτούν στο ορατό τμήμα του φάσματος (VIS spectrum). Παρόλα αυτά ο εντοπισμός και η αφαίρεση τους από την τηλεπισκοπική απεικόνιση είναι δυνατός, εάν ο δέκτης διαθέτει ένα στενό φασματικό κανάλι στην περιοχή των 1,38 μm (Weng, 2011, Kaufman et al. 1997), όπως έχει ήδη προαναφερθεί.

Τέλος ένα χαρακτηριστικό πρόβλημα (artifact) των φασματομέτρων σάρωσης τύπου pushbroom⁷⁹ είναι το spectral smile (Weng, 2011, Richter, 2010)· μια οπτική εκτροπή που οφείλεται στη σχισμή εισόδου του οργάνου και η οποία έχει ως αποτέλεσμα η κατά μήκος λωρίδα (across-track swath) να προβάλλεται ως καμπύλη στην (ευθύγραμμη) σειρά του πίνακα καταγραφής (Weng, 2011). Συνεπώς ο ακριβής προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών και της ανακλαστικότητας της επιφάνειας απαιτεί, η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης να στηρίζεται στα δεδομένα ανά στήλη και όχι ανά σειρά· καθώς η κεντρική τιμή μήκους κύματος (channel center wavelength) για την οποία καταγράφει κάθε κανάλι του δέκτη μεταβάλλεται με την κατά μήκος θέση του δέκτη (Weng, 2011).

Η πλειοψηφία των διαθέσιμων αλγορίθμων ατμοσφαιρικών διορθώσεων για ξηρά, δεν μπορούν να εφαρμοσθούν άμεσα και στην υπερφασματική τηλεπισκόπηση του ωκεάνιου χρώματος, καθώς οι υδατικές επιφάνειες είναι πιο σκούρες απ' ότι η ξηρά και η επιφάνεια διεπαφής αέρα/νερού δεν χαρακτηρίζεται ως λαμπερτιανή (Gao et al. 2009). Οι ιδιαιτερότητες των ατμοσφαιρικών διορθώσεων σε απεικονίσεις ωκεανών αναλύθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο (Κεφ. 3.1.3).

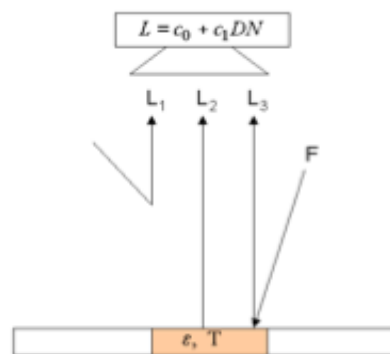
⁷⁹ Οι δέκτες τύπου pushbroom αποτελούνται από μια σειρά αισθητήρων, οι οποίοι είναι διατεταγμένοι κάθετα ως προς τη διεύθυνση κίνησης του δορυφόρου ή του αεροπλάνου και η επιφάνεια προς αποτύπωση καταγράφεται καθώς το όχημα κινείται προς τα εμπρός. Ένα βασικό τους μειονέκτημα είναι η διαφορετική ευαισθησία που χαρακτηρίζει κάθε μεμονωμένο αισθητήρα.

- **Για τους πολυφασματικούς δέκτες**

Οι τυπικοί πολυφασματικοί δέκτες διαθέτουν ένα μικρό αριθμό φασματικών καναλιών (<10), τα οποία καλύπτουν σχετικά μεγάλα τμήματα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος στην περιοχή που αντιστοιχεί στην ηλιακή ακτινοβολία. Ο **προσδιορισμός των αερολυμάτων** χρησιμοποιώντας την εξίσωση 3.3 και η εφαρμογή της εξίσωσης 3.1, που εξετάζει τη διάδοση της ακτινοβολίας, απαιτούν την ύπαρξη τουλάχιστον ενός καναλιού στο κόκκινο τμήμα του φάσματος (κοντά στα 0,65 μm) και ενός στο μικροκυμματικό υπέρυθρο: SWIR1 (1,6 μm) ή SWIR2 (2,2 μm) (Weng, 2011). Τα κανάλια αυτά βρίσκονται σε ατμοσφαιρικά παράθυρα, οπότε επηρεάζονται ελάχιστα από τους υδρατμούς που εντοπίζονται στην ατμόσφαιρα· επιπρόσθετα **η στήλη των υδρατμών δεν μπορεί να προσδιοριστεί** από αυτά, οπότε είναι απαραίτητη η χρήση κλιματολογικά σταθμισμένων δεδομένων από παρακείμενους μετεωρολογικούς σταθμούς ή από δορυφόρους (Weng, 2011). Για δέκτες που διαθέτουν μόνο τρία ή τέσσερα κανάλια στο VNIR, έχει προταθεί ένας εμπειρικός αλγόριθμος για τον προσδιορισμό των αερολυμάτων που μπορεί να εφαρμοστεί σε εικόνες που περιέχουν σκούρα βλάστηση, από τους Richter, Schlapfer και Muller (2006).

3.1.5 Ατμοσφαιρική διόρθωση για το θερμικό τμήμα του Η/Μ φάσματος

Στο θερμικό φάσμα, ο συντελεστής μετάδοσης επηρεάζεται κυρίως από τους υδρατμούς, το O₃ (~9,6 μm) και το CO₂ (14 μm) (Weng, 2011). Η επίδραση των αερολυμάτων υφίσταται και σε αυτή την περίπτωση, αλλά σε πολύ μικρότερο βαθμό σε σχέση με το ηλιακό φάσμα, εξαιτίας του μεγαλύτερου μήκους κύματος της ακτινοβολίας (Weng, 2011, Richter, 2010). Για τον προσδιορισμό των ιδιοτήτων της επιφάνειας (του φασματικού συντελεστή εκπομπής και της θερμοκρασίας της) απαιτείται η ακριβής **εκτίμηση της στήλης των υδρατμών** (Weng, 2011). Οι συνιστώσες της



καταγραφόμενης θερμικής ακτινοβολίας είναι τρεις (Εικ. 3.1): η ακτινοβολία διαδρομής $L_1=L_p$, η εκπνευόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα από την επιφάνεια (L_2) και η ανακλώμενη ραδιομετρική λαμπρότητα (L_3). Η θερμική ακτινοβολία διαδρομής οφείλεται στην εκπνευόμενη ακτινοβολία από την ατμόσφαιρα (Weng, 2011). Η ατμόσφαιρα ευθύνεται επίσης και για μια ημισφαιρική καθοδική ροή F προς το έδαφος.

Εικόνα 3.1 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας στο θερμικό φάσμα (Πηγή: Richter, 2010).

Η ακτινοβολία που ανακλάται από το έδαφος είναι ίση με $(1 - \varepsilon)F/\pi$, εφόσον ο συντελεστής εκπομπής ε της επιφάνειας είναι μικρότερος από 1 και θεωρώντας μια αδιαφανή επιφάνεια ($\rho = 1 - \varepsilon$). Συνεπώς η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης για το θερμικό φάσμα προσδιορίζεται από την εξίσωση 3.4, όπου το B αντιστοιχεί στη ραδιομετρική λαμπρότητα ενός μέλανος σώματος κατά τον Planck.

$$L = L_p + \tau\varepsilon B(T) + \tau(1 - \varepsilon) F/\pi \quad (3.4)$$

Η εξίσωση 3.4 διαθέτει δύο αγνώστους: το συντελεστή εκπομπής ε και τη θερμοκρασία T , οπότε για n θερμικά κανάλια, θα υπάρχουν πάντα $n+1$ άγνωστοι: n συντελεστές εκπομπής και η θερμοκρασία, δηλαδή το σύστημα που προκύπτει είναι ελλιπούς τάξης (underdetermined) (Weng, 2011, Richter, 2010, Valor et al., 2003). Για τις περισσότερες επιφάνειες ο συντελεστής εκπομπής κυμαίνεται μεταξύ 0,95 και 0,99 για την περιοχή του φάσματος από τα 10 έως τα 12 μm (Weng, 2011). Εάν είναι διαθέσιμο μόνο ένα θερμικό κανάλι, η τιμή του ε θεωρείται συνήθως σταθερή π.χ. $\varepsilon = 0,97$ και η εξίσωση 3.4 επιλύεται για τη ραδιομετρική λαμπρότητα $B(T)$ που προέρχεται από το έδαφος. Τελικά η θερμοκρασία T υπολογίζεται αντιστρέφοντας τη συνάρτηση του Planck με μια εκθετική συνάρτηση προσαρμογής για ένα συγκεκριμένο εύρος θερμοκρασιών (Weng, 2011).

Εάν είναι διαθέσιμα αρκετά θερμικά κανάλια, μπορούν να εφαρμοστούν επαναληπτικές μέθοδοι διαχωρισμού της θερμοκρασίας και του συντελεστή εκπομπής (temperature/emissivity separation methods - TES) (Weng, 2011). Παραδείγματος χάριν στη μέθοδο κανονικοποιημένου συντελεστή εκπομπής (normalized emissivity method - NEM), η θερμοκρασία της επιφάνειας υπολογίζεται από όλα τα κανάλια για μια σταθερή τιμή για το ε , που ορίζει ο χρήστης και στη συνέχεια για κάθε εικονοψηφίδα επιλέγεται το κανάλι με την υψηλότερη τιμή θερμοκρασίας, καθώς προσεγγίζει καλύτερα την κινητική θερμοκρασία της επιφάνειας⁸⁰ (kinetic surface temperature) (Weng, 2011). Αν η αρχική υπόθεση του συντελεστή εκπομπής είναι σωστή, τότε θα προκύψει η πραγματική τιμή της κινητικής θερμοκρασίας επιφάνειας· διαφορετικά η προσδιορισθείσα τιμή θα περιέχει ένα

⁸⁰ Η ενέργεια των σωματιδίων της μοριακής ύλης που βρίσκονται σε τυχαία κίνηση ονομάζεται θερμική ενέργεια (ή πραγματική θερμότητα). Η συγκέντρωση αυτής της θερμότητας καλείται κινητική θερμοκρασία (Καραθανάση, 2011).

μικρό απόλυτο σφάλμα. Έπειτα υπολογίζονται οι συντελεστές εκπομπής για κάθε θερμικό κανάλι. Στην προσαρμοσμένη NEM οι αρχικές τιμές του συντελεστή εκπομπής εξαρτώνται από την εδαφοκάλυψη και καθορίζονται βάσει των καναλιών που καταγράφουν την ανακλαστικότητα της επιφάνειας (Weng, 2011, Richter, 2010). Επομένως αναμένεται καλύτερη εκτίμηση του πραγματικού συντελεστή εκπομπής για κάθε εικονοψηφίδα και κατά συνέπεια μεγαλύτερη ακρίβεια στον προσδιορισμό της θερμοκρασίας.

Η θερμοκρασία της επιφάνειας και του αέρα, ανήκουν στις βασικές παραμέτρους του καιρού και του κλίματος. Σε συνδυασμό με τη γνώση των χαρακτηριστικών της επιφάνειας και της ατμόσφαιρας που σχετίζονται με το νερό, είναι δυνατός ο προσδιορισμός της ανάπτυξης των φυτών, της απόδοσης των καλλιεργειών, της πρόσληψης του άνθρακα από τα φυτά, της εξαμισοδιαπνοής, του ενεργειακού ισοζυγίου και της επίδρασης του υδρολογικού κύκλου. Συνεπώς έστω και ένα θερμικό κανάλι σε ένα δέκτη μπορεί να διευρύνει σημαντικά το πεδίο εφαρμογής του. Τέλος ένας επιπλέον λόγος που η εφαρμογή ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι σημαντική στα πολυφασματικά ή στα υπερφασματικά θερμικά κανάλια είναι ότι βάσει αυτών είναι δυνατή η αξιολόγηση του φάσματος του συντελεστή εκπομπής, η οποία οδηγεί σε χαρακτηριστικά που βοηθούν στην ανίχνευση των διάφορων υλικών που περιέχει η επιφάνεια (Weng, 2011).

3.1.6 Συνδυασμός ατμοσφαιρικής και τοπογραφικής διόρθωσης

Ένα μεγάλο τμήμα της επιφάνειας της Γης αποτελείται από βουνά. Σε αυτές τις περιοχές, το σήμα που καταγράφεται από τους οπτικούς δέκτες περιέχει σημαντικά σφάλματα, εξαιτίας της επίδρασης της τοπογραφίας. Για παράδειγμα, για περιοχές με παρόμοια εδαφοκάλυψη, οι πλαγιές με προσανατολισμό προς τον ήλιο κατά τη στιγμή της λήψης θα απεικονίζονται πιο φωτεινές, ενώ αυτές με αντίθετο προσανατολισμό θα εμφανίζονται πιο σκούρες, συγκριτικά με την περίπτωση της επίπεδης επιφάνειας (Weng, 2011). Το φαινόμενο αυτό προκαλεί προβλήματα στην εφαρμογή διάφορων τηλεπισκοπικών μεθόδων στην απεικόνιση και γι αυτό το λόγο είναι απαραίτητη η εφαρμογή συνδυασμένης διόρθωσης, τόσο για την επίδραση της ατμόσφαιρας, όσο και της τοπογραφίας στις περιοχές με έντονο ανάγλυφο. Αρκετές τεχνικές τοπογραφικής διόρθωσης έχουν αναπτυχθεί για την απαλοιφή ή έστω τη μείωση της επίδρασης της τοπογραφίας.

Οι περισσότερες προτεινόμενες μεθοδολογίες βασίζονται στο ψηφιακό μοντέλο εδάφους που συνοδεύει την απεικόνιση και περιγράφει την τοπογραφία, ωστόσο ορισμένες χρησιμοποιούν λόγους καναλιών (Riano et al., 2003). Εάν τα θ_n , θ_s , φ_s και φ_n συμβολίζουν την ηλιακή ζενίθια γωνία, την κλίση του εδάφους, το ηλιακό και τοπογραφικό αζιμούθιο αντίστοιχα, τότε η τοπική ηλιακή γωνία φωτισμού β (local solar illumination angle) μπορεί να προσδιοριστεί από την εξίσωση 3.5 που περιλαμβάνει την τοπογραφική κλίση (topographic slope), τις γωνίες προσανατολισμού (aspect angles) και την ηλιακή γεωμετρία.

$$\cos \beta(x, y) = \cos \theta_s \cos \theta_n(x, y) + \sin \theta_s \sin \theta_n \cos\{\varphi_s - \varphi_n(x, y)\} \quad (3.5)$$

Στην παραπάνω εξίσωση τα x, y αντιστοιχούν στις συντεταγμένες τις εικονοψηφίδας επί της εικόνας που εξαρτάται από την κλίση του εδάφους θ_s και τον προσανατολισμό φ_n . Εάν τα ρ_T και ρ_H υποδηλώνουν την ανακλαστικότητα μιας κεκλιμένης επιφάνειας και μιας οριζόντιας αντίστοιχα, τότε η λαμπεριανή μέθοδος τοπογραφικής κανονικοποίησης (Lambertian method of topographic normalization) ορίζεται ως εξής:

$$\rho_H = \rho_T \frac{\cos \theta_s}{\cos \beta} \quad (3.6)$$

Για χαμηλό φωτισμό, δηλαδή για μικρές τιμές του $\cos \beta$, η διορθωμένη τιμή ανακλαστικότητας είναι πολύ μεγάλη και τα αντίστοιχα τμήματα της απεικόνισης υπερδιορθώνονται (Weng, 2011, Riano et al., 2003). Στην περίπτωση των σκιών που οφείλονται στην τοπογραφία το $\cos \beta$ τείνει στο 0 και το ρ_H στο άπειρο (Weng, 2011). Όλες οι μέθοδοι μπορούν να εφαρμοσθούν είτε στην διορθωμένη ανακλαστικότητα επιφανείας, είτε στην ανακλαστικότητα στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας (TOA) (φαινόμενη ανακλαστικότητα – apparent reflectance), η οποία είναι ίση με $\rho = \pi L/E \cos \theta_s$ (όπου L η ραδιομετρικής λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης και E η εξωπλανητική ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας) (Weng, 2011).

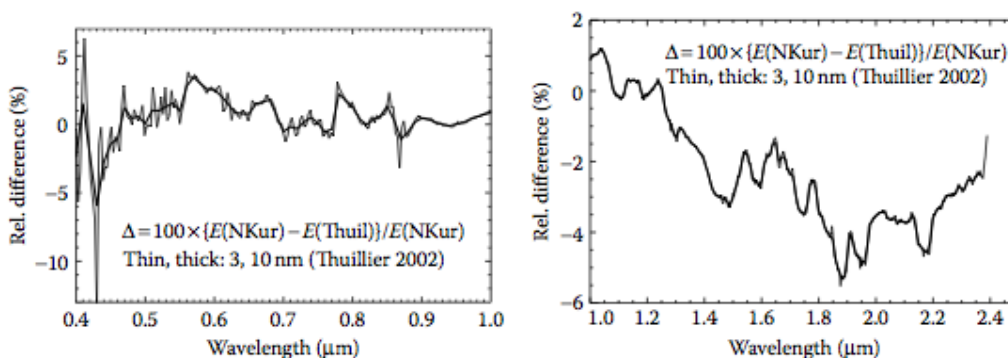
Η μέθοδος Minnaert (Karathanassi & Andronis, 2000) χρησιμοποιεί έναν εκθέτη K για τον όρο $\cos \theta_s / \cos \beta$, όπου το K κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 0 και 1 και προκύπτει από τις πληροφορίες που περιέχει η απεικόνιση ανά κανάλι. Μια επιπλέον μέθοδος είναι η C κανονικοποίηση (C normalization), η οποία ανήκει στην κατηγορία των μη λαμπεριανών μεθόδων. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί έναν πρόσθετο όρο c στα συνημίτονα του αριθμητή και του παρονομαστή της εξίσωσης 3.6, για να αποφύγει πολύ υψηλές τιμές στην τοπογραφική διόρθωση (Weng, 2011). Ο όρος αυτός αντιστοιχεί στη συνιστώσα της διάχυτης ακτινοβολίας και υπολογίζεται ανά κανάλι, βάσει της αξιολόγησης των δεδομένων της απεικόνισης που προκύπτουν από την εφαρμογή μιας στατιστικής παλινδρόμησης. Τέλος μια τέταρτη μέθοδος, η οποία προτάθηκε από τους Shepherd και

Dymond το 2003, υπολογίζει την οριζόντια ανακλαστικότητα ως συνάρτηση της ηλιακής θ_n γωνίας και της γωνία φωτισμού β και εξαρτάται από τη γωνία θέασης του δέκτη για μια επίπεδη επιφάνεια θ_v και για μια κεκλιμένη επιφάνεια β_v . Ο αλγόριθμος αυτός περιλαμβάνει έναν πρόσθετο γεωμετρικό όρο στον παρανομαστή της εξίσωσης 3.6, ώστε να αποφύγει την υπερ-διόρθωση στις περιοχές με χαμηλό φωτισμό.

3.1.7 Τάσεις στο πεδίο των ατμοσφαιρικών διορθώσεων

Οι αλγόριθμοι διόρθωσης για την επίδραση της ατμόσφαιρας και της τοπογραφίας της επιφάνειας θα συνεχίσουν να βελτιώνονται και στο μέλλον. Οι εξελιγμένες μέθοδοι επεξεργασίας των υπερφασματικών απεικονίσεων θα επωφεληθούν ιδιαίτερα, από το σχεδιασμό ακριβέστερων μοντέλων διάδοσης της ακτινοβολίας και ιδιαίτερα από τα θέματα που αφορούν τη σκέδαση στη μπλε φασματική περιοχή και την ενημέρωση των παραμέτρων που περιγράφουν τη μοριακή απορρόφηση (Weng, 2011).

Επιπρόσθετα ο λόγος σήματος προς θόρυβο (signal-to-noise ratio - SNR), η ακρίβεια της ραδιομετρικής βαθμονόμησης και η ευστάθεια των συστημάτων πιθανότατα θα βελτιωθούν. Σημαντικό ζήτημα παραμένει η επιλογή πιο ακριβούς βάσης δεδομένων για την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας (solar irradiance database). Η επιτροπή CEOS (Committee on Earth Observation Satellites) προτείνει τη βάση δεδομένων του Thuillier (2003), σε αντίθεση με άλλους ερευνητές που συνηθίζουν τη νέα βάση δεδομένων του Kurucz (1997), η οποία χρησιμοποιείται στο MODTRAN4. Αν και η ηλιακή σταθερά (Κεφ. 1.1.4) είναι γνωστή με ακρίβεια ~1% στον προσδιορισμό της φασματικής έντασης της ακτινοβολίας, παρατηρούνται πολύ μεγαλύτερες αποκλίσεις, οι οποίες εξαρτώνται από τη φασματική ανάλυση (Weng, 2011).



Διάγραμμα 3.3 - Σύγκριση των σχετικών διαφορών μεταξύ της έντασης ακτινοβολίας για τις βάσεις δεδομένων των Kurucz και Thuillier (Πηγή: Weng, 2011).

Στο διάγραμμα 3.3 παρουσιάζονται οι σχετικές διαφορές μεταξύ των δυο βάσεων δεδομένων για το διάστημα από τα 0,3 έως τα 2,4 μm . Σημαντικές διαφορές εντοπίζονται στο τμήμα από τα 0,3 έως το 1 μm και κυρίως στο μπλε τμήμα του Η/Μ φάσματος, ωστόσο οι αποκλίσεις αυτές πιθανώς θα επιλυθούν τα επόμενα χρόνια, όταν γίνουν διαθέσιμες πιο πρόσφατες και ακριβείς μετρήσεις (Weng, 2011). Ένα επιπλέον πρόβλημα της βάσης δεδομένων του Thuillier, είναι ότι περιέχει δεδομένα μέχρι τα 2,4 μm , ενώ αρκετοί υπερφασματικοί δέκτες διαθέτουν κανάλια μέχρι τα 2,5 μm .

Οι Gao et al. (2009) υποστηρίζουν ότι τα προϊόντα που περιγράφουν τα αερολύματα και προκύπτουν από την τρέχουσα γενιά αλγόριθμων **δεν είναι αρκετά ακριβή**, για χρήση στους αλγόριθμους διόρθωσης της επίδρασης των αερολυμάτων τόσο στα πολυφασματικά, όσο και στα υπερφασματικά δεδομένα και ότι απαιτείται **σημαντική βελτίωση στους αλγόριθμους προσδιορισμού των αερολυμάτων**, για την ατμοσφαιρική διόρθωση πάνω από την ξηρά.

Ένα θέμα που έχει προκύψει τα τελευταία χρόνια αφορά το τροποσφαιρικό NO_2 , η συγκέντρωση του οποίου μπορεί να είναι έως και 10 φορές υψηλότερη στις αστικές περιοχές. Ο συντελεστής μετάδοσης του ατμοσφαιρικού NO_2 κοντά στα 0,4 μm είναι τυπικά ίσος με 0,985 - 0,995 κατά την διαδρομή της ηλιακής δέσμης, από τον ήλιο στο έδαφος και στη συνέχεια στο δέκτη (Gao et al., 2009). Στις περιοχές με σημαντική ρύπανση όμως, ο συντελεστής μετάδοσης που αντιστοιχεί σε αυτό στα 0,4 μm , μπορεί να

είναι μικρότερος από 0,985. Κατά τον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας πάνω από φωτεινούς στόχους της επιφάνειας με τιμές ανακλαστικότητας 0,1 ή μεγαλύτερες κοντά στα 0,4 μm , χρησιμοποιώντας μεθόδους απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων (χρήση μοντέλων διάδοσης της ακτινοβολίας) και αγνοώντας την απορρόφηση από το NO_2 , οι διορθωμένες τιμές ανακλαστικότητας που θα προκύψουν δεν θα έχουν μεγάλα σφάλματα (Gao et al., 2009). Ωστόσο κατά τον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας επιφάνειας για σκούρους στόχους, όπως είναι π.χ. η πράσινη βλάστηση και τα παράκτια ύδατα, με τιμές ανακλαστικότητας περίπου 0,02 - 0,03 στα 0,4 μm χρησιμοποιώντας μεθόδους που βασίζονται σε μοντέλα διάδοσης της ακτινοβολίας, η επίδραση της απορρόφησης του NO_2 θα πρέπει να συμπεριλαμβάνεται (Gao et al., 2009). Διαφορετικά, σφάλματα της τάξης του 10 με 20% μπορεί να εισαχθούν στις διορθωμένες τιμές ανακλαστικότητας για τα 0,4 μm . **Τα σφάλματα αυτά οφείλονται στο γεγονός η ακτινοβολία διαδρομής αποτελεί το 90% του καταγραφόμενου σήματος από το δέκτη και μόλις το 10% αντιστοιχεί στην ραδιομετρική λαμπρότητα που προέρχεται από τη σκούρα επιφάνεια.**

Ένας μεγάλος αριθμός προκλήσεων μάλλον θα παραμείνει για αρκετά χρόνια και ειδικότερα αυτές που αφορούν πλήρως αυτοματοποιημένα περιβάλλοντα επεξεργασίας. Κάποια παραδείγματα αποτελούν οι δυσχερείς περιπτώσεις των μη πρότυπων ατμοσφαιρικών συνθηκών, δηλαδή **η αφαίρεση της αχλής διαφορετικού πάχους** που εντοπίζεται στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (ΑΟΣ) **και των σκιών από τα νέφη**. ειδικότερα κάτω από γεωμετρικά σύνθετες καταστάσεις με διάσπαρτα σύννεφα σε διαφορετικά υψόμετρα ή όταν παρατηρείται συνδυασμός περιοχών με αχλή, σύννεφα και σκιές (Weng, 2011).

Τέλος **οι τεχνικές διόρθωσης της επίδρασης της τοπογραφίας της επιφάνειας πρέπει να βελτιωθούν**, καθώς δεν υπάρχει κάποια αναγνωρισμένη μέθοδος που να λειτουργεί επιτυχώς (να δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα) για όλες τις περιοχές της Γης με έντονο ανάγλυφο και τους διάφορους συνδυασμούς εδαφοκάλυψης και εποχής (Weng, 2011). Αυτό συνεπάγεται ότι οι ατμοσφαιρικές διορθώσεις θα απασχολούν τους ερευνητές για αρκετά χρόνια, ακόμα.

3.2 Το Λογισμικό Ατμοσφαιρικών Διορθώσεων ATCOR

3.2.1 Βασική προσέγγιση

Το λογισμικό ATCOR είναι ένα **λογισμικό απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων** για τηλεπισκοπικά δεδομένα, το οποίο αναπτύχθηκε από το Γερμανικό διαστημικό κέντρο (German Aerospace Center - DLR), σε συνεργασία με τη ReSe, με στόχο να καλύπτει περίπου **το 80% των τυπικών περιπτώσεων**. Είναι εξαιρετικά δύσκολο, εάν όχι αδύνατο, να επιτευχθούν ικανοποιητικά αποτελέσματα για όλα τα πιθανά σενάρια (Richter, 2010). Το ATCOR ειδικεύεται στις διορθώσεις **πάνω από ξηρά** και διαθέτει δύο ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, το πρώτο από αυτά είναι ότι λαμβάνει υπόψιν του **την επίδραση της τοπογραφίας** κατά την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων και το δεύτερο είναι ότι μπορεί να επεξεργαστεί και **θερμικές εικόνες**.

Συνολικά διατίθενται **δύο** μοντέλα του ATCOR, ένα για **δορυφορικές απεικονίσεις** (πολυφασματικές και υπερφασματικές) και ένα για τηλεπισκοπικές απεικονίσεις που έχουν ληφθεί από **αερομεταφερόμενους δέκτες**. Το πρώτο από αυτά αποτελείται από τους αλγόριθμους ATCOR-2 (2 βαθμοί ελευθερίας – x, y) για επιφάνειες **χωρίς ανάγλυφο** και ATCOR-3 (3 βαθμοί ελευθερίας – x, y, z) για επιφάνειες με **έντονο ανάγλυφο**. Οι αλγόριθμοι αυτοί υποστηρίζουν όλους τους διαθέσιμους εμπορικούς δορυφορικούς δέκτες με μικρό προς μεσαίο οπτικό πεδίο (field of view - FOV) και συνοδεύονται από μια ατμοσφαιρική βάση δεδομένων, προσαρμοσμένη στον κάθε δέκτη, με πίνακες αναζήτησης (look-up tables - LUT) που περιέχουν **τα αποτελέσματα των υπολογισμών του μοντέλου διάδοσης της ακτινοβολίας MODTRAN-4**.

Η έκδοση που διατίθεται για τους αερομεταφερόμενους δέκτες καλείται ATCOR-4. Η ατμοσφαιρική διόρθωση με χρήση αυτού του αλγόριθμου έχει τέσσερις βαθμούς ελευθερίας: τα x, y, z και τη γωνία σάρωσης. Το ATCOR-4 **συμπεριλαμβάνει την εξάρτηση από τη γωνία σάρωσης στις εξισώσεις της ατμοσφαιρικής διόρθωσης**, κάτι που είναι απαραίτητο για τους περισσότερους αερομεταφερόμενους δέκτες, καθώς διαθέτουν μεγάλο οπτικό πεδίο ($60^\circ - 90^\circ$) (Richter, 2010). Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό του ATCOR-4 είναι ότι η ατμοσφαιρική βάση δεδομένων που διαθέτει καλύπτει ένα **ευρύ φάσμα υψομέτρων**, καθώς οι αερομεταφερόμενοι δέκτες μπορεί να λειτουργήσουν για υψόμετρο μερικών εκατοντάδων μέτρων έως 20 km, σε αντίθεση με τους δορυφορικούς που λειτουργούν εκτός της ατμόσφαιρας.

Το ATCOR προσδιορίζει τις **διορθωμένες τιμές ανακλαστικότητας επιφανείας και θερμοκρασίας για κάθε κανάλι δέκτη**. Επίσης συμπεριλαμβάνει διορθώσεις και για τα παρακάτω φαινόμενα που επηρεάζουν την ακτινοβολία που καταγράφεται από τον δέκτη:

- Σφάλματα εξαιτίας της αχλής (Haze) και των θύσανων (Cirrus).
- Διόρθωση περιοχών που βρίσκονται υπό σκιά (de-shadowing)
- Διόρθωση της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων στο σημείο παρατήρησης (adjacency effect)
- Διόρθωση για τη διαφορετική ένταση της ανακλώμενης ακτινοβολίας ως προς τις διάφορες διευθύνσεις, η οποία περιγράφεται από τη συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (BRDF)
- Διόρθωση του spectral smile στους υπερφασματικούς δέκτες.
- Διόρθωση της επίδρασης του ανάγλυφου.

3.2.2 Ατμοσφαιρική διόρθωση για το επίπεδο έδαφος

Για ατμόσφαιρα χωρίς νέφη και επιφάνεια που χαρακτηρίζεται από ομοιόμορφη ανακλαστικότητα ρ , το σήμα που καταγράφει ο δέκτης αποτελείται από την ηλιακή ακτινοβολία που έχει σκεδαστεί από την ατμόσφαιρα (ακτινοβολία διαδρομής) και από αυτήν που ανακλάται από το έδαφος. Στην περίπτωση επίπεδης επιφάνειας η καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα⁸¹ από το δέκτη περιγράφεται από την εξίσωση 3.7 (Richter, 2010). Ο πρώτος όρος του δεύτερου μέλους της συγκεκριμένης εξίσωσης, αντιστοιχεί στη συνιστώσα 1 της εικόνας 3.3, δηλαδή στην ακτινοβολία διαδρομής L_p , ενώ ο δεύτερος και τρίτος στη ραδιομετρική λαμπρότητα L_2 από το στόχο η οποία προέρχεται από τον απευθείας φωτισμό του από τον ήλιο (συνιστώσα 2 στην εικόνα 3.3) και από τη διάχυτη στην ατμόσφαιρα ακτινοβολία, η οποία τελικά προσπίπτει στο στόχο (συνιστώσα 4 & 5 στην εικόνα 3.3). Στο δεύτερο μέλος της εξίσωσης 3.7 μπορεί να παρουσιάζεται ακόμη ένας όρος, αυτός της συνιστώσας που οφείλεται στην επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων L_3 (adjacency effect) (συνιστώσα 3 στην εικόνα 3.3) που στην συγκεκριμένη περίπτωση παραλείπεται. Η δόμηση της εξίσωσης 3.7 αναλύεται στο κεφάλαιο 1.6 της συγκεκριμένης εργασίας.

$$L = L_p(\theta_v, \theta_s, \varphi) + \tau_{dir}^{\uparrow}(\theta_v) \frac{\rho}{\pi} E_g(\rho) + \tau_{dif}^{\uparrow}(\theta_v) \frac{\rho}{\pi} E_g(\rho) \quad (3.7)$$

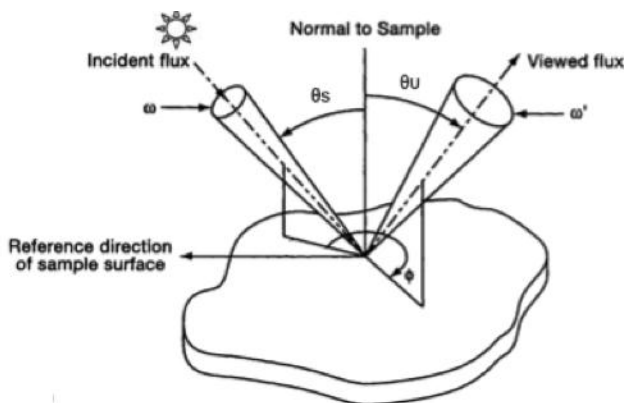
$$E_g(\rho) = \frac{E_g(0)}{1 - \rho_r s} \quad (3.8)$$

L	Η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφεται από το δέκτη, για ανακλαστικότητα επιφάνειας ρ .
L_p	Η ακτινοβολία διαδρομής.
τ_{dir}^{\uparrow}	Ο συντελεστής μετάδοσης της απευθείας ακτινοβολίας από το έδαφος έως το δέκτη.
τ_{dif}^{\uparrow}	Ο συντελεστής μετάδοσης της διάχυτης ακτινοβολίας από το έδαφος έως το δέκτη.
$E_g(\rho)$	Η απευθείας συν τη διάχυτη ηλιακή ροή για μια οριζόντια επιφάνεια (ολική ροή - global flux).
$E_g(0)$	Η διάχυτη ηλιακή ροή για μια οριζόντια επιφάνεια.
ρ_r	Η τιμή αναφοράς της ανακλαστικότητας φόντου ⁸² της ευρύτερης περιοχής γύρω από την εκάστοτε εικονοψηφίδα, που καθορίζει την ενεργό ολική ροή (effective global flux).
s	Το σφαιρικό albedo της ατμόσφαιρας, που σχετίζεται με την ατμοσφαιρική οπισθοσκέδαση στο έδαφος.

Το ATCOR χρησιμοποιεί την εξίσωση 3.8 για να συνδέσει την ολική ηλιακή ροή, με τη διάχυτη ηλιακή ροή. Ο όρος $1 - \rho_r s$ συμπεριλαμβάνει το σφαιρικό albedo s και είναι πάντα μικρότερος από τη μονάδα.

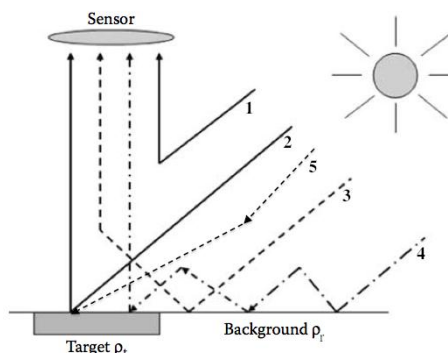
⁸¹ Η μονάδα μέτρησης της ραδιομετρικής λαμπρότητας (radiance) που χρησιμοποιεί το λογισμικό ATCOR είναι η $mWcm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$.

⁸² Το ATCOR χρησιμοποιεί την τιμή $\rho_r = 0,15$.



Εικόνα 3.2 - Η γεωμετρία θέασης και φωτισμού σε επίπεδη επιφάνεια (Πηγή: Landgrebe, 2003).

Η γεωμετρία θέασης και φωτισμού περιγράφεται από τις γωνίες θ_v (ζενίθια γωνία θέασης), θ_s (ηλιακή ζενίθια γωνία) και φ (σχετική αζιμούθια γωνία) (Εικ. 3.2). Καθώς το ρ και το ρ_r δεν είναι γνωστά για την τηλεπισκοπική απεικόνιση και οι τιμές τους μεταβάλλονται εντός της εικόνας, η εξίσωση 3.7 πρέπει να λυθεί για το ρ **επαναληπτικά**. Χρησιμοποιώντας πιο αυστηρή ορολογία, η ανακλαστικότητα ρ που χρησιμοποιείται στην παραπάνω σχέση, πρέπει να καλείται διευθυνσιακός συντελεστής ανακλαστικότητας για ημισφαίριο (hemispherical-directional reflectance factor - HDRF), επειδή οι περισσότερες επιφάνειες χαρακτηρίζονται από ανισοτροπική συμπεριφορά (όσον αφορά την ανακλαστικότητα) η οποία περιγράφεται από τη συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (BRDF). **Το έδαφος φωτίζεται από την απευθείας και διάχυτη ηλιακή ροή για όλες τις διευθύνσεις που ορίζει το ημισφαίριο πάνω από αυτό (hemispherical input radiation), αλλά η ανακλώμενη ακτινοβολία καταγράφεται για μια συγκεκριμένη διεύθυνση (directional input radiation).** Καθώς η ανακλώμενη ακτινοβολία μετριέται πάντα για ένα μικρό κώνο, ο όρος κωνικός συντελεστής ανακλαστικότητας για ημισφαίριο (hemispherical-conical reflectance factor - HCRF), χρησιμοποιείται επίσης. Για δέκτες με **μικρό στιγμιαίο οπτικό πεδίο (instantaneous field-of-view - IFOV)** ο όρος “directional”, δηλαδή **για μια συγκεκριμένη διεύθυνση**, περιγράφει με **ικανοποιητική ακρίβεια** τη γεωμετρία του συστήματος. Ωστόσο για λόγους συντομίας, στη συγκεκριμένη εργασία θα χρησιμοποιείται ο γενικός όρος ανακλαστικότητα.



Εικόνα 3.3 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, για επίπεδη επιφάνεια (Πηγή: Weng, 2011).

Οι **βασικές παράμετροι** που απαιτούνται για την εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης (επαναληπτική διαδικασία) βάσει της εξίσωσης 3.7 είναι οι παρακάτω, οι οποίες για **κάθε κανάλι του δέκτη είναι διαφορετικές**, δηλαδή εξαρτώνται από το **μήκος κύματος λ** , με εξαίρεση το σφαιρικό albedo.

1. Η ακτινοβολία διαδρομής L_p .
2. Η απευθείας **συν τη διάχυτη ηλιακή ροή** συναρτήσει της ανακλαστικότητας της επιφάνειας $E_g(\rho)$.

3. Ο **συντελεστής μετάδοσης** που αντιστοιχεί στην **απευθείας ανοδική** συνιστώσα της ραδιομετρικής λαμπρότητας που καταγράφει ο δέκτης τ_{dir}^\uparrow .
4. Ο **συντελεστής μετάδοσης** που αντιστοιχεί στην **διάχυτη ανοδική** συνιστώσα της ραδιομετρικής λαμπρότητας που καταγράφει ο δέκτης τ_{dif}^\uparrow .
5. Το **σφαιρικό albedo** s .

Αυτές οι παράμετροι (L_p , E_g , τ & s) προσδιορίζονται από το MODTRAN και εισάγονται στον αλγόριθμο ατμοσφαιρικών διορθώσεων του ATCOR. Στις φασματικές περιοχές που κυριαρχούν τα φαινόμενα σκέδασης χρησιμοποιείται ο υπό-αλγόριθμος, DISORT⁸³, ενώ στις περιοχές που χαρακτηρίζονται από έντονη απορρόφηση χρησιμοποιείται ο πιο ακριβής correlated-k algorithm⁸⁴. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν αποθηκεύονται στους πίνακες αναζήτησης (LUTs) του λογισμικού MODTRAN και στη συνέχεια χρησιμοποιούνται από το ATCOR. Το MODTRAN υπολογίζει την ακτινοβολία διαδρομής L_p βάσει της εξίσωσης 3.9, η οποία περιλαμβάνει και τη **διάχυτη ανακλώμενη από την επιφάνεια ακτινοβολία** ($\tau_{dif}^\uparrow E_g(\rho)\rho/\pi$)· συνεπώς είναι απαραίτητο να είναι ήδη **γνωστά** ο συντελεστής μετάδοσης τ_{dif} και το σφαιρικό albedo s .

$$L_p(\rho) = L_p(0) + \frac{\tau_{dif}^\uparrow E_g(0)\rho/\pi}{1 - \rho s} = L_p(0) + \tau_{dif}^\uparrow E_g(\rho)\rho/\pi \quad (3.9)$$

$$s = \left[1 - \frac{E_g(0)}{E_g(\rho_r)} \right] / \rho_r \quad (3.10)$$

Η επίλυση της εξίσωσης 3.9 ως προς το τ_{dif}^\uparrow και το s οδηγεί στις εξισώσεις 3.11 και 3.12.

$$\tau_{dif}^\uparrow = \frac{[L_p(\rho_r) - L_p(0)]\pi}{\rho_r E_g(\rho_r)} \quad (3.11)$$

$$E_g(\rho_r) = \frac{E_g(\rho = 0)}{1 - \rho_r s} \quad (3.12)$$

Για τον προσδιορισμό μια αρχικής τιμής για το **συντελεστή μετάδοσης της διάχυτη ανοδική ακτινοβολίας** τ_{dif}^\uparrow από το έδαφος έως το δέκτη και του **σφαιρικού albedo** s από την εξίσωση 3.9, απαιτούνται συνολικά **δύο εκτελέσεις** του κώδικα MODTRAN, με τιμή ανακλαστικότητας επιφανείας για την **πρώτη** ίση με $\rho = 0$, δηλαδή χωρίς να λαμβάνει υπόψιν του, το δεύτερο όρο, του δεύτερου μέλους της συγκεκριμένης εξίσωσης και για τη **δεύτερη** ίση με $\rho_r = 0,15$. Ουσιαστικά, το λογισμικό MODTRAN σε αυτό το σημείο προσδιορίζει την ακτινοβολία διαδρομής **αποκλειστικά και μόνο από τα πρότυπα δεδομένα του μοντέλου** (ατμοσφαιρικό προφίλ, τύπος αερολυμάτων, στήλη υδρατμών) και τη **γεωμετρία τη φωτισμού**· τα οποία έχουν καθοριστεί από το χρήστη (μέσω του ATCOR) και προσεγγίζουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη στιγμή της λήψης. Η επίλυση των εξισώσεων 3.9-3.12 δίνει τις τιμές **αρχικοποίησης** των παραμέτρων⁸⁵ L_p , E_g , τ & s , οι οποίες απαιτούνται από το ATCOR.

⁸³ Discrete ordinate radiative transfer

⁸⁴ Ο αλγόριθμος αυτός χρησιμοποιεί τη μέθοδο CKD (correlated-k Distribution), η οποία είναι μια τεχνική επίλυσης προβλημάτων διάδοσης της ακτινοβολίας σε ανομοιογενείς ατμόσφαιρες που χρησιμοποιεί φασματικά σταθμισμένα δεδομένα (Goody et al. 1989, Li & Barker, 2004).

⁸⁵ Ο συντελεστής μετάδοσης για την απευθείας και τη διάχυτη ανοδική συνιστώσα της ακτινοβολίας συμβολίζεται ως τ .

Για τις τιμές αρχικοποίησης το ATCOR **δεν αξιοποιεί καθόλου** την τηλεπισκοπική απεικόνιση.

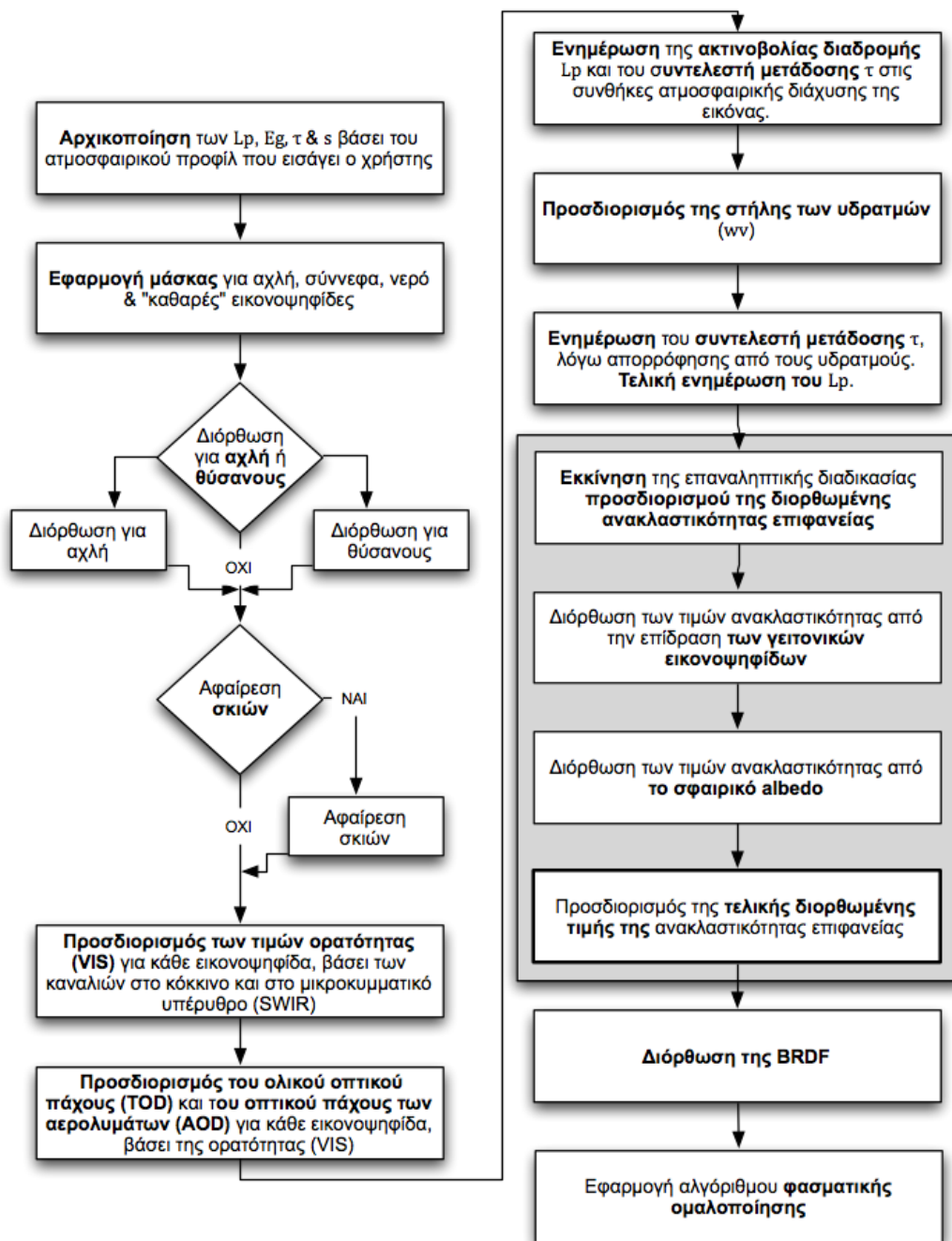
Στις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις η ανακλαστικότητα ρ της κάθε εικονοψηφίδας μπορεί να διαφέρει από την ανακλαστικότητα του στόχου. Σε αυτή την περίπτωση αυτό συμβαίνει γιατί το σήμα που καταγράφεται από το δέκτη αποτελείται από τις παρακάτω **τρεις συνιστώσες**, που παρουσιάζονται στην εικόνα 3.3.

1. Η **ακτινοβολία διαδρομής** (L_p).
2. Η ακτινοβολία που **ανακλάται από την εικονοψηφίδα** που εξετάζεται (L_2).
3. Η ακτινοβολία που **ανακλάται από τις γειτονικές εικονοψηφίδες** και σκεδάζεται στη διεύθυνση καταγραφής (adjacency effect) (L_3).

Μόνο η δεύτερη συνιστώσα περιέχει πληροφορίες για τις ιδιότητες της επιφάνειας· οι υπόλοιπες δύο συνιστώσες πρέπει να αφαιρεθούν μέσω της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

Στο διάγραμμα 3.4 παρουσιάζονται οι αλγόριθμοι βάσει των οποίων υλοποιεί την ατμοσφαιρική διόρθωση το ATCOR. Η συνιστώσα L_p προσδιορίζεται από το μοντέλο MODTRAN, ενώ η συνιστώσα L_2 βάσει της εξίσωσης 3.7 και τις παραμέτρους L_p , E_g , τ & s που καθορίζονται επίσης από το ίδιο μοντέλο. Τέλος η διόρθωση της συνεισφοράς των γειτονικών εικονοψηφίδων γίνεται στις τιμές ανακλαστικότητας που προέκυψαν μετά τον προσδιορισμό της συνιστώσας L_2 και της L_p , λαμβάνοντας υπόψιν τα ανακλαστικά χαρακτηριστικά της περιβάλλουσας του κάθε στόχου, περιοχής.

Η ατμοσφαιρική διόρθωση πρέπει να εκτελεστεί **επαναληπτικά**, καθώς η ανακλαστικότητα της επιφάνειας ρ και η ανακλαστικότητα της ευρύτερης περιοχής (0,5 – 1 km) γύρω από την εκάστοτε εικονοψηφίδα δεν είναι γνωστές. Η εφαρμογή ατμοσφαιρικών διορθώσεων σε επίπεδη επιφάνεια μπορεί να θεωρηθεί και ως **ιδιαίτερη περίπτωση** διόρθωσης σε επιφάνεια με έντονο ανάγλυφο, όπου το υψόμετρο είναι το ίδιο για όλες τις εικονοψηφίδες. Η αντιμετώπιση αυτή όμως δεν είναι αποδοτική, καθώς ο αλγόριθμος για την ανάγλυφη επιφάνεια εκτελείται 3 με 4 φορές πιο αργά από τον κώδικα για την επίπεδη. Ο αλγόριθμος που παρουσιάζεται στο διάγραμμα 3.4 είναι κοινός τόσο για το ATCOR-2/3 όσο και το ATCOR-4.



Διάγραμμα 3.4 - Οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιεί το ATCOR για την ατμοσφαιρική διόρθωση.

Τα βήματα του ATCOR που απαιτούνται για την ατμοσφαιρική διόρθωση, για δέκτες που διαθέτουν κανάλια στις θέσεις απορρόφησης του νερού (water vapor bands) και ένα τουλάχιστον κανάλι στο μικροκυμματικό υπέρυθρο (SWIR) (1,6 έως 2,2 μm), περιγράφονται παρακάτω:

Βήμα 1: **Αρχικοποίηση** των παραμέτρων: ακτινοβολία διαδρομής L_p , ολική ηλιακή ροή (άμεση & διάχυτη) E_g , συντελεστής μετάδοσης τ (προκύπτει από το οπτικό πάχος) και σφαιρικό albedo s , βάσει των εξαγόμενων από το μοντέλο MODTRAN, εντός του περιβάλλοντος του λογισμικού ATCOR. Για

την ενεργοποίηση του MODTRAN⁸⁶, ο χρήστης απαιτείται να δώσει πληροφορίες για τον **τύπο των αερολυμάτων**, για τη **στήλη των υδρατμών** και για την **ορατότητα**, οι οποίες ειδικολογούνται στο κεφάλαιο 3.2.2.1 της συγκεκριμένης εργασίας. Για τη στήλη των υδρατμών ο χρήστης συμβουλευτεί τους σχετικούς πίνακες που βρίσκονται στο Κεφάλαιο 10 από το εγχειρίδιο χρήσης του ATCOR-2/3 v.7.1. Οι πληροφορίες αυτές γίνονται συμβατές με χρήση της δομής SPECTRA (Κεφ. 3.2.4). Πρέπει να σημειωθεί ότι το μοντέλο MODTRAN τροφοδοτεί με τιμές το λογισμικό ATCOR σε πολλά ακόμη βήματα της διόρθωσης, όπως στο βήμα 7, 8, 9 και 11.

- Βήμα 2: Εφαρμογή μάσκας** για αχλή, σύννεφα, νερό και «καθαρές» εικονοψηφίδες.
- Βήμα 3:** Εάν είναι επιθυμητή η **αφαίρεση της επίδρασης της αχλής ή εναλλακτικά των θυσάνων** από την απεικόνιση (δεν είναι δυνατή η εκτέλεση και των δύο αλγόριθμων). Διαφορετικά αυτό το βήμα παραλείπεται (βλέπε Κεφ. 3.2.2.2 & 3.2.2.3).
- Βήμα 4:** Εάν είναι επιθυμητή η **διόρθωση των περιοχών που βρίσκονται υπό σκιά⁸⁷** (de-shadowing). Διαφορετικά αυτό το βήμα παραλείπεται (βλέπε Κεφ. 3.2.2.4).
- Βήμα 5: Υπολογισμός της ορατότητας (VIS) που αντιστοιχεί σε κάθε εικονοψηφίδα της απεικόνισης** με χρήση ενός καναλιού στο κόκκινο και ενός στο μικροκυμματικό υπέρυθρο ή στο εγγύς υπέρυθρο (εάν ο δέκτης δεν διαθέτει κανάλια στο SWIR) της απεικόνισης. Κατά τον προσδιορισμό των τιμών ορατότητας αξιοποιείται ο αλγόριθμος DDV (Κεφ. 3.2.2.5) και το MODTRAN. Η διαδικασία υπολογισμού της ορατότητας αποτελεί το πιο σημαντικό κομμάτι του αλγόριθμου διόρθωσης και περιγράφεται λεπτομερώς στα κεφάλαια 3.2.2.6 & 3.2.2.7.
- Βήμα 6:** Προσδιορισμός του **ολικού οπτικού πάχους** της ατμόσφαιρας και **του οπτικού πάχους των αερολυμάτων**, για κάθε εικονοψηφίδα, με χρήση του μοντέλου MODTRAN, το οποίο συσχετίζει τις τιμές ορατότητας που προέκυψαν από το προηγούμενο βήμα με τιμές ολικού οπτικού πάχους και του οπτικού πάχους των αερολυμάτων. Το βήμα αυτό αναλύεται περαιτέρω στο κεφάλαιο 3.2.2.6 & 3.2.2.7.
- Βήμα 7: Ενημέρωση της ακτινοβολίας διαδρομής**, για την φασματική περιοχή από το μπλε έως το κόκκινο (δεδομένου ότι το φασματικό κανάλι στο μπλε υπάρχει), σύμφωνα με την εξίσωση 3.39 του κεφαλαίου 3.2.2.8.
- Βήμα 8: Προσδιορισμός των υδρατμών** (*win*) βάσει του αλγόριθμου APDA (Κεφ. 3.2.2.9) με παράλληλη χρήση του χάρτη του οπτικού πάχους των αερολυμάτων που υπολογίστηκε στο **βήμα 6**, καθώς όπως έχει αποδειχθεί ο συγκεκριμένος αλγόριθμος εξαρτάται από την ορατότητα/οπτικό πάχος των αερολυμάτων. Εάν η απεικόνιση δεν διαθέτει περιοχές με εικονοψηφίδες αναφοράς, τότε ο χρήστης πρέπει να εισάγει μια σταθερή τιμή ορατότητας, η οποία θα χρησιμοποιηθεί στον υπολογισμό των υδρατμών.

⁸⁶ Στην πραγματικότητα δεν εκτελείται το μοντέλο, αλλά το ATCOR χρησιμοποιεί τους πίνακες τιμών που έχουν υπολογιστεί ήδη από το MODTRAN.

⁸⁷ Ο χάρτης με τις σκιές των νεφών ή των κτηρίων αποθηκεύεται σε ξεχωριστό αρχείο.

Βήμα 9: Οι τιμές L_p , E_g , τ & s ενημερώνονται για κάθε εικονοψηφίδα βάσει τις τιμές τις τιμές της στήλης των και αποτελούν τα εξωτερικά δεδομένα που χρησιμοποιεί ο αλγόριθμος εφαρμογής της απόλυτης ατμοσφαιρικής διόρθωσης του ATCOR.

Βήμα 10: Προσδιορισμός του διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας της απεικόνισης, λαμβάνοντας υπόψιν τους χάρτες για τους υδρατμούς και την ορατότητα. Στον προσδιορισμό αυτό συμπεριλαμβάνονται και επαναλήψεις για τη διόρθωση από το **σφαιρικό albedo** και του **φαινομένου επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων**. Κατά την διόρθωση της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων στην καταγραφόμενη ακτινοβολία, η τιμή της ανακλαστικότητας των εικονοψηφίδων που αντιστοιχούν σε νέφη, αντικαθίσταται από τη μέση τιμή της ανακλαστικότητας της εικόνας, ώστε να αποφευχθεί η υπέρ-διόρθωση του συγκεκριμένου φαινομένου.

Στάδιο 1: Η επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων (**adjacency effect**) αγνοείται και η ανακλαστικότητα της επιφάνειας υπολογίζεται από την εξίσωση 3.13, όπου ο δείκτης κάθε φασματικού καναλιού παραλείπεται για λόγους σαφήνειας. Ο συντελεστής d^2 λαμβάνει υπόψιν του την απόσταση του ήλιου από τη Γη, καθώς η ακτινοβολία διαδρομής και η ολική ροή στους πίνακες αναζήτησης (LUT) που περιέχει το ATCOR υπολογίστηκε για $d = 1 AU$.

$$\rho^{(1)} = \frac{\pi[d^2(c_0 + c_1DN) - L_p]}{\tau E_g \rho_r} \quad (3.13)$$

Στάδιο 2: Στη συνέχεια υπολογίζεται η μέση τιμή της ανακλαστικότητας για μια μεγάλη περιοχή (ακτίνα $R = 0,5 - 1 km$) που περιβάλλει κάθε εικονοψηφίδα, βάσει της εξίσωσης 3.14. Στην εξίσωση αυτή το N αντιστοιχεί στον αριθμό των εικονοψηφίδων που περιέχονται εντός της επιλεγείσας ακτίνας R , η οποία σχετίζεται με το **φαινόμενο επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων**. Η ακριβής επιλογή του R δεν είναι σημαντική, καθώς το συγκεκριμένο φαινόμενο είναι δευτερευούσης σημασίας (Richter, 2010).

$$\bar{\rho} = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N \rho_{i,j}^{(1)} \quad (3.14)$$

Αντί για την εξίσωση 3.14, η οποία είναι ανεξάρτητη της ακτίνας R , μπορεί να χρησιμοποιηθεί μια συνάρτηση που να εξαρτάται από την απόσταση R και να χαρακτηρίζεται από την εκθετική μείωση των συντελεστών στάθμισης που χρησιμοποιεί. Η περίπτωση αυτή όμως απαιτεί περισσότερο χρόνο εκτέλεσης. Με εξαίρεση τις πολύ ειδικές γεωμετρίες, η διαφορά μεταξύ των δύο προσεγγίσεων είναι μικρή, επειδή η μέση τιμή της ανακλαστικότητας για μια μεγάλη περιοχής δεν διαφέρει συνήθως πολύ.

$$\rho^{(2)}(x, y) = \rho^{(1)}(x, y) + q\{\rho^{(1)} - \bar{\rho}(x, y)\} \quad (3.15)$$

Η συνάρτηση q στην εξίσωσης 3.15 περιγράφει **την ισχύ του φαινομένου της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων** και αντιστοιχεί στο λόγο του συντελεστή μετάδοσης της διάχυτης προς την άμεση ακτινοβολία από το έδαφος έως το δέκτη. Η μορφή της εξίσωσης 3.15 που εξαρτάται από το R , είναι η εξίσωση 3.16.

$$\rho^{(2)}(x, y) = \rho^{(1)}(x, y) + q \left\{ \rho^{(1)}(x, y) - \int_0^R \rho^{(1)}(r) A(r) \exp\left(\frac{-r}{r_s}\right) dr \right\} \quad (3.16)$$

Το R σε αυτή την περίπτωση αντιστοιχεί στην απόσταση όπου η ένταση της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων έχει πέσει στο 10% (δηλαδή $r = R = 2,3r_s$, όπου το r_s κυμαίνεται συνήθως από 0,2 έως 0,4 km), το $\rho(r)$ είναι η ανακλαστικότητα σε απόσταση r από τη θέση (x, y) και το $A(r)$ είναι το εμβαδόν της κυκλικής ζώνης από το r έως το $r+dr$. Στη συνέχεια οι κυκλικές ζώνες προσεγγίζονται από τετράγωνα περιοχές, ώστε να προκύψει η διακριτή εκδοχή της εξίσωσης 3.16, με τους συντελεστές εκθετικής μείωσης w_i (Εξ. 3.17).

$$\rho^{(2)}(x, y) = \rho^{(1)}(x, y) + q \left\{ \rho^{(1)}(x, y) - \sum_{i=1}^{nR} \bar{\rho}_i w_i \right\} \quad (3.17)$$

$$w_i = \frac{1}{\sum_{i=1}^{nR} W_i} \quad (3.18)$$

$$W_i = \int_{r_{i-1}}^{r_i} A(r) \exp(-r) dr \approx \int_{r_{i-1}}^{r_i} (2r)^2 \exp(-r) dr \quad (3.19)$$

Το ATCOR υποστηρίζει έως $n_r = 5$ περιοχές. Το εμβαδόν $A(r)$ προσεγγίζεται ως η τετράγωνη επιφάνεια $A(r) = (2r)^2$

Στάδιο 3: Το τελικό στάδιο του προσδιορισμού της διορθωμένης ανακλαστικότητας επιφανείας περιλαμβάνει τη **διόρθωση της επίδρασης του σφαιρικού albedo στην ολική ροή**, η οποία είχε υπολογιστεί αρχικά για ανακλαστικότητα φόντου ίση με $\rho_r = 0,15$ και τελικά ενσωματώνεται στην τιμή $\bar{\rho}$, η οποία εξαρτάται από την εικόνα. Η διόρθωση αυτή επιτυγχάνεται μέσω της διαφοράς $\bar{\rho} - \rho_r$, οπότε η τελική διορθωμένη τιμή ανακλαστικότητας προκύπτει από την εξίσωση 3.20.

$$\rho^{(3)}(x, y) = \rho^{(2)}(x, y) [1 - (\bar{\rho}(x, y) - \rho_r) s] \quad (3.20)$$

Στο σημείο αυτό ολοκληρώνονται τα βήματα της ατμοσφαιρικής διόρθωσης που εφαρμόζει το ATCOR στο ορατό, εγγύς και μικροκυμματικό υπέρυθρο τμήμα του Η/Μ φάσματος. Ωστόσο είναι δυνατή η εκτέλεση δυο επιπλέον διορθώσεων μετά τον προσδιορισμό του διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας.

Βήμα 11: Η διόρθωση της BRDF (βλέπε κεφάλαιο 3.2.2.10), εάν επιθυμεί ο χρήστης.

Βήμα 12: Η εφαρμογή ενός αλγόριθμου φασματικής ομαλοποίησης, στις τιμές ανακλαστικότητας που έχουν προκύψει.

Επίσης με το ATCOR είναι δυνατός ο **προσδιορισμός της θερμοκρασίας ή του συντελεστή εκπομπής**, με την προϋπόθεση ότι ο δέκτης διαθέτει θερμικά κανάλια, **βάσει του αλγόριθμου διόρθωσης για το θερμικό φάσμα** που περιγράφεται στο κεφάλαιο 3.2.5.

3.2.2.1 Οι ατμοσφαιρικοί πίνακες δεδομένων (LUT) που χρησιμοποιεί το ATCOR – Βήμα 1

Οι τρεις πιο σημαντικές παράμετροι της ατμόσφαιρας, που μεταβάλλονται έντονα χωρικά και χρονικά και παίζουν καθοριστικό ρόλο στους αλγόριθμους του λογισμικού ATCOR είναι **ο τύπος των αερολυμάτων, οι υδρατμοί και η ορατότητα/το ολικό οπτικό πάχος** (Richter, 2010) και καθορίζονται με τη συμβολή του χρήστη. Για τη **μοντελοποίηση των ατμοσφαιρικών συνθηκών**, το ATCOR χρησιμοποιεί μια βάση δεδομένων, η οποία έχει υπολογιστεί με χρήση του μοντέλου **MODTRAN-4, για ένα ευρύ φάσμα καιρικών συνθηκών, ηλιακών γωνιών και υψομέτρων επιφανείας** (Κεφ. 2.2.1). Η συγκεκριμένη βάση δεδομένων χαρακτηρίζεται ως «**μονοχρωματική**», εξαιτίας της **υψηλής φασματικής της ανάλυσης** και περιέχει τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εκτέλεση του κώδικα διάδοσης της ακτινοβολίας, **ξεχωριστά** για τις περιοχές του Η/Μ φάσματος που αντιστοιχούν στην **ηλιακή και θερμική ακτινοβολία**. Η βάση αυτή συνιστά τους πίνακες αναζήτησης δεδομένων (LUT).

Οι πίνακες αναζήτησης δεδομένων (LUT) είναι **διαφορετικοί για κάθε δέκτη**, καθώς λαμβάνουν υπόψιν τους τις συναρτήσεις φασματικής απόκρισης (spectral response functions), οι οποίες διαφέρουν από δέκτη σε δέκτη. Για κάθε δέκτη οι πίνακες αναζήτησης που έχουν προκύψει διαφέρουν μεταξύ τους βάσει δυο μεταβλητών. **Η πρώτη είναι ο τύπος των αερολυμάτων και η δεύτερη η στήλη υδρατμών**⁸⁸. Ο τύπος των αερολυμάτων καθορίζει τις ιδιότητες απορρόφησης και σκέδασης των σωματιδίων, όπως και την εξάρτηση, βάσει του μήκους κύματος, των οπτικών ιδιοτήτων τους. Το ATCOR υποστηρίζει **τέσσερα βασικά μοντέλα αερολυμάτων** (Κεφ. 1.2.3) και **πέντε τιμές της κατακόρυφης στήλης υδρατμών** $u = 0,4 / 1 / 2,0 / 2,9 / 4,0$ cm, για τους **διάφορους συνδυασμούς** των οποίων, υπολογίζονται από το MODTRAN οι πίνακες δεδομένων που περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Επιλέγοντας ο χρήστης τον επιθυμητό πίνακα δεδομένων καθορίζει ουσιαστικά τον τύπο των αερολυμάτων και την τιμή της στήλης των υδρατμών που αντιστοιχούν στην εκάστοτε λήψη. Η τιμή της ορατότητας εισάγεται προσεγγιστικά.

Οι τέσσερις βασικοί τύποι αερολυμάτων είναι οι εξής:

- Αερολύματα με **θαλάσσια προέλευση** (maritime)
- Αερολύματα που προέρχονται από **αγροτικές περιοχές** (rural)
- Αερολύματα με **αστική προέλευση** (urban)
- Αερολύματα που προέρχονται από την **έρημο** (desert)

Ο τύπος των αερολυμάτων μπορεί να προσδιοριστεί από την τηλεπισκοπική απεικόνιση, δεδομένου ότι περιέχει περιοχές με βλάστηση ή να καθοριστεί από τον χρήστη, βάσει της γεωγραφικής θέσης της περιοχής. Παραδείγματος χάριν, σε περιοχές που βρίσκονται κοντά στη θάλασσα, η λογική επιλογή θα ήταν ο τύπος maritime, εάν ο άνεμος έχει κατεύθυνση από τη θάλασσα προς τη στεριά. Εάν είχε αντίθετη φορά, τότε κάποιος από τους υπόλοιπους τρεις τύπους, θα ήταν πιο ορθή επιλογή, σύμφωνα όμως πάντα και με τη γεωγραφική θέση της περιοχής που απεικονίζεται στην εικόνα. Γενικά εάν δεν είναι εύκολη η επιλογή του τύπου των αερολυμάτων, η χρήση του τύπου rural είναι ικανοποιητική σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις.

Ο τύπος των αερολυμάτων καθορίζει επίσης και τη συμπεριφορά της ακτινοβολίας διαδρομής, για τα διάφορα μήκη κύματος (Richter, 2010). Στην πραγματικότητα οι

⁸⁸ Για τους πολυφασματικούς δορυφορικούς δέκτες η επιλογή των τιμών από τα αντίστοιχα LUT γίνεται βάσει του τύπου των αερολυμάτων και της εποχής, καθώς οι συγκεκριμένη ομάδα δεκτών δεν διαθέτει κανάλια στα μήκη κύματος απορρόφησης του νερού.

συνθήκες που μπορεί να επικρατούν, πιθανώς να μην περιγράφονται επακριβώς με κανένα από τα παραπάνω μοντέλα ή να αποτελούν μίξη ενός ή περισσότερων από αυτά. Ωστόσο το ATCOR έχει τη δυνατότητα να προσαρμόζει την ακτινοβολία διαδρομής (Κεφ. 3.2.2.8), για τα διάφορα μήκη κύματος, στην τρέχουσα κατάσταση· με την προϋπόθεση ότι ο δέκτης διαθέτει φασματικά κανάλια στην περιοχή του φάσματος από το μπλε έως το κόκκινο και η απεικόνιση περιέχει σημεία αναφοράς με γνωστή συμπεριφορά όσον αφορά την ανακλαστικότητα.

Οι πίνακες δεδομένων περιέχουν πληροφορίες και για τα **αέρια** της ατμόσφαιρας, η επίδραση των οποίων θεωρείται **γνωστή**. Πιο συγκεκριμένα οι οπτικές παράμετροι ορισμένων συστατικών του αέρα είναι γνωστές με ακρίβεια, π.χ. η μοριακή σκέδαση (σκέδαση Rayleigh) για το N_2 και το O_2 . Η αναλογία μίξης αυτών των δύο είναι σταθερή και συνεπώς η συνεισφορά τους μπορεί να υπολογιστεί άμεσα, εάν καθοριστεί η πίεση ή το υψόμετρο από το έδαφος. Επιπλέον οι συγκεντρώσεις ορισμένων συστατικών της ατμόσφαιρας μεταβάλλονται πολύ λίγο χρονικά, όπως είναι π.χ η συγκέντρωση του CO_2 . Οι υπολογισμοί του ATCOR για το CO_2 έγιναν για σταθερή συγκέντρωση ίση με 380 ppmv. Η συγκέντρωση του O_3 μεταβάλλεται επίσης χωρικά και χρονικά, επειδή όμως δεν επηρεάζει σημαντικά τους αλγόριθμους ατμοσφαιρικής διόρθωσης, το ATCOR χρησιμοποιεί μια σταθερή τιμή ίση με 330 DU, η οποία αναπαριστά τις μέσες συνθήκες.

Στη φασματική περιοχή που αντιστοιχεί η ακτινοβολία του ήλιου (0,35 – 2,5 μm), η εκτέλεση του κώδικα MODTRAN έγινε για διαφορετικές τιμές διαστημάτων κυματηρίθμων (συνήθως 5 cm^{-1} για μήκη κύματος μικρότερα από 2 μm και 1 cm^{-1} για μεγαλύτερα), και με διαφορετικούς αλγόριθμους διάδοσης της ακτινοβολίας. Στις περιοχές του φάσματος που εντοπίζονται **ατμοσφαιρικά παράθυρα** χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος DISORT, ενώ σε αυτές **με έντονη απορρόφηση** προτιμήθηκε ο πιο ακριβής αλγόριθμος SD-8. Η σχεδίαση του πλέγματος της δειγματοληψίας έγινε με χρήση ως μονάδας μέτρησης τους κυματηρίθμους και όχι τα μήκη κύματος· αυτό είχε ως αποτέλεσμα κατά τη μετατροπή του πλέγματος σε μήκη κύματος να μην διατηρούνται τα ίσα διαστήματα μεταξύ των κορυφών του. Για να λυθεί αυτό το πρόβλημα οι LUT που προέκυψαν υπέστησαν αναδειγματοληψία (resampling) βάσει ενός πλέγματος με ισαπέχουσες κορυφές και βήμα 0,0006 μm (0,6 nm) (γκαουσιανό φίλτρο με $FWHM^{89}=0,6\text{ nm}$), ώστε να επιταχυνθούν οι μετέπειτα υπολογισμοί. Τελικά **η ατμοσφαιρική βάση δεδομένων που προέκυψε επαρκεί για δέκτες που καλύπτουν το φάσμα της Η/Μ ακτινοβολίας από τα 0,35 έως τα 2,5 μm και διαθέτουν φασματική ανάλυση μεγαλύτερη από 0,03 μm .**

Στην περιοχή του φάσματος που αντιστοιχεί στη θερμική ακτινοβολία από τα 7,5 έως τα 14 μm το πλέγμα που χρησιμοποιείται έχει διαστήματα κάθε 1 cm^{-1} , δηλαδή για ένα τμήμα του φάσματος 10 μm , το βήμα δειγματοληψίας είναι ίσο με 0,1 μm . Τέλος, η φασματική ανάλυση είναι διπλάσια (FWHM) τους διαστήματος της δειγματοληψίας.

Τα LUT που αντιστοιχούν στην φασματική περιοχή του ορατού, εγγύς & μέσου υπέρυθρου, αποθηκεύονται σε αρχεία μορφής .atm, ενώ αυτά που αντιστοιχούν στο θερμικό τμήμα σε αρχεία μορφής .tem. Τα δεύτερα διαφέρουν μόνο ως προς την τιμή της στήλης των υδρατμών, καθώς η επίδραση των αερολυμάτων θεωρείτε αμελητέα.

Τα **χαρακτηριστικά** της ατμοσφαιρικής βάσης δεδομένων:

- Καλύπτει διάφορα **ατμοσφαιρικά κατακόρυφα προφίλ** για διάφορες μεταβλητές
- Καλύπτει διάφορους **τύπους αερολυμάτων** (maritime, rural, urban & desert).
- Καλύπτει **ορατότητες** από 5 έως 120 km.
- Καλύπτει το εύρος τιμών 0° έως 70° για την **ηλιακή ζενίθια γωνία**.
- Υπάρχει η δυνατότητα **μίξης** των ατμοσφαιρικών προφίλ.

⁸⁹ FWHM: Full Width at Half Maximum

- **Για το ATCOR-2/3**

Η βάση δεδομένων για το ATCOR-2/3 προέκυψε από την εκτέλεση του μοντέλου MODTRAN-4, για υψόμετρο⁹⁰ 650 km, το οποίο αντιστοιχεί στο υψόμετρο των δορυφορικών τροχιών. Το προφίλ του MODTRAN για τους καλοκαιρινούς μήνες στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (mid-latitude summer atmosphere) χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό του κατακόρυφου προφίλ της πίεσης και της θερμοκρασίας, για διάφορους τύπους αερολυμάτων και **πέντε διαφορετικές στήλες υδρατμών**⁹¹ ($wv=0,4 / 1 / 2 / 2,9 / 4$ cm), οι οποίες καλύπτουν τις περιπτώσεις ξηρών έως υγρών ατμοσφαιρικών συνθηκών (Richter, 2010). **Οι τιμές αυτές είναι απαραίτητες κατά τον προσδιορισμό των υδρατμών με εφαρμογή παρεμβολής ή παρέκτασης στο διάστημα $wv=0,3$ έως $4,5$ cm.**

Στις φασματικές περιοχές όπου είναι σημαντική η απορρόφηση από τους υδρατμούς, η ακρίβεια του προσδιορισμού της ανακλαστικότητας επιφανείας εξαρτάται από τον αριθμό των σημείων του πλέγματος (του μοντέλου) που περιγράφουν τους υδρατμούς και τη μέθοδο παρεμβολής. Τέλος στην ατμοσφαιρική βάση του ATCOR-2/3 έχουν συμπεριληφθεί οι εξής τύποι αερολυμάτων: **rural, maritime, urban** και **desert**.

Κάθε αρχείο .atm της βάσης δεδομένων περιέχει τον πίνακα δεδομένων (LUT) για τιμές **ορατότητας** που ανήκουν στο διάστημα από 5 έως 120 km, για τιμές **ηλιακής ζενίθιας** γωνίας από 0° έως 70° και **υψόμετρο εδάφους** από 0 έως 2500 m (με βήμα 500 m). Για όλους τους δορυφορικούς δέκτες (πολυφασματικούς & υπερφασματικούς) το ATCOR-2/3 **θεωρεί ότι έχουν μικρό οπτικό πεδίο (FOV)**, δηλαδή η γωνία κλίσης του δέκτη (tilt angle) και η ηλιακή ζενίθια γωνία **αντιπροσωπεύουν ολόκληρη την απεικόνιση**. Τέλος το ATCOR-2/3 (v.7.1) δεν υποστηρίζει τους θερμικούς υπερφασματικούς δέκτες και η διόρθωση των απεικονίσεων τους πρέπει να γίνει στο ATCOR-4.

- **Για το ATCOR-4**

Η ατμοσφαιρική βάση δεδομένων του ATCOR-4 περιλαμβάνει δεδομένα για τα **υψόμετρα πτήσης** στα 1, 2, 3, 4, 5, 10 και 20 km από το επίπεδο της θάλασσας και τους τύπους αερολυμάτων **rural, urban, maritime** και **desert**. Για το διάστημα των υψομέτρων πτήσης από τα 1 έως τα 5 km το βήμα είναι ίσο με 1 km, ενώ στη συνέχεια αυξάνεται, εξαιτίας **της μειωμένης προσαύξησης του οπτικού βάθους της ατμόσφαιρας** (Richter, 2010). Για ενδιάμεσα ύψη πτήσης σε αυτές τις τιμές, το ATCOR έχει τη δυνατότητα **να παρεμβάλλει** τα δεδομένα, εάν το επιλέξει ο χρήστης. Επιπρόσθετα η βάση δεδομένων του ATCOR-4 περιέχει πίνακες δεδομένων (LUT) για το συμβολικό υψόμετρο των 99 km, οι οποίοι μπορεί να χρησιμοποιηθούν για **δορυφορικούς δέκτες**. Για ύψη πτήσης μικρότερα από 1 km, η παρεμβολή που θα εφαρμόσει το ATCOR-4 θα γίνει για τα δεδομένα που αντιστοιχούν στα υψόμετρα 1 έως 2 km.

Για κάθε συνδυασμό υψομέτρου πτήσης και τύπου αερολυμάτων είναι διαθέσιμα δεδομένα που περιγράφουν **πέντε διαφορετικές στήλες υδρατμών** ($wv=0,4 / 1 / 2 / 2,9 / 4$ cm). Τα δεδομένα αυτά καλύπτουν ολόκληρη την ατμόσφαιρα, από την

⁹⁰ Τα αρχεία του αντιστοιχούν στα ατμοσφαιρικά δεδομένα για τους δορυφορικούς δέκτες, φέρουν το χαρακτηριστικό «99,000» στην ονομασία τους.

⁹¹ Ο τύπος αερολυμάτων με προέλευση την έρημο (desert aerosols) και στα δύο μοντέλα του ATCOR διαθέτει τέσσερις στήλες υδρατμών εν αντιθέσει με τους υπόλοιπους, καθώς η περίπτωση με $wv=4$ cm παραλείπεται.

επιφάνεια της θάλασσας έως το διάστημα και χρησιμοποιούνται για την παρεμβολή/παρέκταση στον προσδιορισμό της στήλης των υδρατμών της απεικόνισης, όπως συμβαίνει και στους αλγόριθμους ATOCR-2/3

Τα χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής βάσης δεδομένων του ATCOR-4 είναι **παρόμοια** με αυτή του μοντέλου ATCOR-2/3 και διαφέρουν σε ορισμένες λεπτομέρειες, παραδείγματος χάριν εάν το υψόμετρο πτήσης είναι μικρότερο από 2,5 km το μέγιστο υψόμετρο της επιφάνειας που απεικονίζεται θεωρείται ότι βρίσκεται 100 m κάτω από αυτό.

Η ατμοσφαιρική βάση δεδομένων του ATCOR-4 για την περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας δομήθηκε για **θέαση στο ναδίρ**. Παρόλα αυτά **ο συντελεστής μετάδοσης της ατμόσφαιρας υπολογίζεται βάσει της πραγματικής γωνίας σάρωσης**, της κάθε εικονοψηφίδας της εικόνας, χρησιμοποιώντας την αντίστοιχη τιμή για τη ναδιραία θέση. **Για την ακτινοβολία διαδρομής η τιμή που αντιστοιχεί στη ναδιραία θέση δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση των υπολοίπων μη-ναδιραίων θέσεων**. Γι αυτό το λόγο η εξάρτηση της ακτινοβολίας διαδρομής από τη γωνία σάρωσης προσεγγίστηκε με τη χρήση πολυωνύμων 2^{ος} τάξης που προέκυψαν με εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων. Οι συντελεστές των συγκεκριμένων πολυωνύμων εξαρτώνται από τον **τύπο των αερολυμάτων, τη γεωμετρία θέασης και φωτισμού και το μήκος κύματος**. **Γενικά διαφέρουν για το αριστερό και το δεξί τμήμα της γραμμής σάρωσης (scanline)**.

Τα αρχεία της βάσης δεδομένων του ATCOR-4 που περιγράφουν την περιοχή του H/M φάσματος που αντιστοιχεί στο θερμικό υπέρυθρο, **δεν διακριτοποιούνται** ανάλογα με τον τύπο των αερολυμάτων, επειδή οι διαφορές μεταξύ τους έχουν **αμελητέα επίδραση** στην θερμική ακτινοβολία (Richter, 2010). Οι πίνακες αναζήτησης για τη θερμική υπέρυθη ακτινοβολία (thermal LUT) δομήθηκαν βάσει του τύπου αερολύματος **rural** και καλύπτουν ένα εύρος τιμών για τη γωνία σάρωσης από 0° έως 40°, με βήμα 5° ώστε το σφάλμα της παρεμβολής στις τιμές της προσδιορισθείσας ραδιομετρικής λαμπρότητας και του ο συντελεστή μετάδοσης να είναι μικρότερο από 1%. Οι τιμές του συντελεστή μετάδοσης και της ακτινοβολίας διαδρομής για γωνίες σάρωσης μεγαλύτερες από 40° θα προκύψουν μέσω παρέκτασης.

3.2.2.2 Αφαίρεση της επίδρασης της αχλής – Βήμα 3

Αρκετές μέθοδοι που λαμβάνουν υπόψιν τη χωρική διακύμανση του ατμοσφαιρικού φαινομένου της αχλής, έχουν αναπτυχθεί για την ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών απεικονίσεων. Γενικά μπορεί να γίνει η διάκριση αυτών σε δυο κατηγορίες· η πρώτη από αυτές στοχεύει **στην αφαίρεση της επίδρασης της αχλής από σκούρους στόχους** επί της εικόνας (Zhang et al., 2002). Σύμφωνα με αυτή την προσέγγιση, πρέπει να γίνει η εκτίμηση της παράλληλης μετατόπισης (grey-level offsets) που απαιτείται, από τα κατώτερα όρια του ιστογράμματος της εικόνας, η οποία εξαρτάται επίσης και από το εκάστοτε κανάλι του δέκτη. Η μετατόπιση αυτή εφαρμόζεται στη συνέχεια για ολόκληρη την απεικόνιση. Για την κάλυψη των περιπτώσεων όπου το φαινόμενο της αχλής μεταβάλλεται εντός της εικόνας, η απεικόνιση μπορεί να χωριστεί σε τμήματα και να γίνει εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου για κάθε ένα από αυτά. Ωστόσο, επειδή ο ακριβής προσδιορισμός των κατώτερων ορίων του ιστογράμματος απαιτεί μεγάλο αριθμό εικονοψηφίδων, η παραλλαγή αυτή εφαρμόζεται μόνο στις περιπτώσεις όπου η κλίμακα μελέτης είναι μεγάλη (μερικές δεκάδες km) (Zhang et al., 2002). Οι Liang et al. (1997) πρότειναν μια εναλλακτική στρατηγική αντιμετώπισης του συγκεκριμένου θέματος, η οποία συνδυάζει τον εντοπισμό σκούρων στόχων και τη μοντελοποίηση της ατμόσφαιρας. Η τεχνική αυτή έχει το πλεονέκτημα ότι καθιστά δυνατή

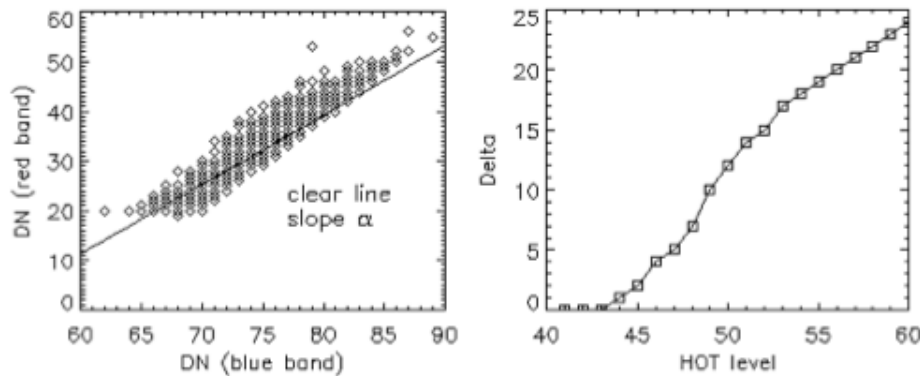
την πιο λεπτομερή περιγραφή της δομής της αχλής, εξαιτίας της χρήσης μεμονωμένων εικονοψηφίδων (π.χ. πυκνή βλάστηση) (Zhang et al., 2002).

Μια δεύτερη προσέγγιση του ζητήματος αποτελεί η **απομόνωση της συμβολής της αχλής στην απεικόνιση με την εφαρμογή ενός μετασχηματισμού**. Κατά την εφαρμογή του μετασχηματισμού Tasseled Cap⁹² (TC) σε δεδομένα του δέκτη TM, παρατηρήθηκε ότι η αχλή συνέβαλε σημαντικά στην τέταρτη συνιστώσα του TC (Zhang et al., 2002). Ο μετασχηματισμός αυτός δομήθηκε αρχικά για το διαχωρισμό των συνιστωσών της επιφάνειας (έδαφος και βλάστηση) και ως εκ τούτου δεν έχει βελτιστοποιηθεί για την ανίχνευση της αχλής. Αυτό το κενό προσπάθησε να συμπληρώσει ο Richter (1996) προτείνοντας μια μεθοδολογία για την αφαίρεση της αχλής που οφείλεται στα αερολύματα και βασίζεται στο συγκεκριμένο μετασχηματισμό, χρησιμοποιώντας μόνο δυο κανάλια (τα κανάλια 1 και 3 του δέκτη TM). Η προσέγγιση του Richter όμως απαιτεί ιδιαίτερα πολύπλοκες διαδικασίες για να διαχειριστεί τις πληροφορίες της εδαφοκάλυψης που συλλέγονται επίσης από το μετασχηματισμό.

Τέλος οι Zhang et al. (2002) ανέπτυξαν ένα μετασχηματισμό (Haze Optimized Transform - HOT) για την ποσοτικοποίηση των χωρικών μεταβολών της ατμοσφαιρική ρύπανσης για τις δορυφορικές απεικονίσεις των Landsat TM και ETM+, τον οποίο αξιοποιεί και το ATCOR. Σε ένα φασματικό χώρο δύο διαστάσεων που αποτελείται από κανάλια στο ορατό, πετυχαίνεται ο υψηλός βαθμός συσχέτισης της φασματική απόκριση των διάφορων τύπων εδαφοκάλυψης κάτω από συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας ή συνθήκες περιορισμένης αχλής. Στη συνέχεια ο *HOT* υπολογίζει την κάθετη μετατόπιση μιας εικονοψηφίδας από την ευθεία (γραφική παράσταση) που προέκυψε και παρουσιάζει το συσχετισμό των δεδομένων. Ο μετασχηματισμός που πρότειναν οι Zhang et al. (2002) **στηρίζεται αποκλειστικά σε δεδομένα που περιέχει η εικόνα** και είναι εύκολος στη χρήση του, καθώς απαιτεί μόνο την αναγνώριση περιοχών που χαρακτηρίζονται από καθарές ατμοσφαιρικές συνθήκες, ώστε να δομήσει την απαραίτητη συσχέτιση. Ο μετασχηματισμός αυτός, ωστόσο **δεν συμπεριλαμβάνει το φαινόμενο της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων** στην καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα.

Είναι συχνό φαινόμενο στις δορυφορικές απεικονίσεις να περιέχονται περιοχές που καλύπτονται από σύννεφα ή αχλή. Το οπτικό πάχος των νεφών είναι τόσο υψηλό, όπου η επιφάνεια του εδάφους δεν μπορεί να απεικονιστεί στις εικόνες, ωστόσο στις περιοχές που καλύπτονται από αχλή κάποιες πληροφορίες για το έδαφος μπορούν να αναγνωριστούν (Richter, 2010). Το ATCOR διαχωρίζει την απεικόνιση σε τρεις κατηγορίες περιοχών, αυτές που καλύπτονται από αχλή, αυτές που καλύπτονται από σύννεφα και τις “καθάρές”. **Το λεπτό στρώμα της αχλής είναι ανιχνεύσιμο στις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις και από τους πολυφασματικούς δέκτες με φασματικά κανάλια που καλύπτουν το κάθε ένα μεγάλο τμήμα του Η/Μ φάσματος, σε αντίθεση με τους θύσανους** (Richter, 2010). Ο αλγόριθμος διόρθωσης αναλύεται παρακάτω· μια πρώτη προσέγγιση είναι η θεώρηση ότι η **αχλή αποτελεί μια πρόσθετη συνιστώσα στο σήμα που καταγράφει ο δέκτης**. Επιπρόσθετα πρέπει να γίνει η εφαρμογή μιας **μάσκας** για τις περιοχές που **καλύπτονται από νέφη**, ώστε να μην συμπεριληφθούν στη διόρθωση.

⁹² Ο μετασχηματισμός Tasseled Cap είναι ένας μετασχηματισμός των πρωτογενών καναλιών της εικόνας σε πιο σύνθετα δεδομένα, δηλαδή στο σταθμισμένο άθροισμα των ξεχωριστών δεδομένων κάθε καναλιού. Τα σύνθετα δεδομένα που προκύπτουν μπορεί να περιγράφουν τη φωτεινότητα (brightness) των αντικειμένων που απεικονίζονται, ή την υγρασία του εδάφους (wetness), ή την ύπαρξη χλωροφύλλης (greenness).



Διάγραμμα 3.5 - Η μέθοδος αφαίρεσης της επίδρασης της αχλής. Αριστερά: η παλινδρόμηση μεταξύ του κόκκινου και μπλε για "καθαρές" περιοχές. Δεξιά: Παράδειγμα υπολογισμού του Δ ως συνάρτηση του *HOT* επιπέδου αχλής (Πηγή: Richter, 2010).

Βήμα 1: Η εφαρμογή μάσκας για τις "καθαρές" περιοχές και τις περιοχές με αχλή σε συνδυασμό με τον μετασχηματισμό tasseled cap για την αχλή.

$$TC = x_1 * BLUE + x_2 * RED \quad (3.21)$$

Τα *BLUE*, *RED*, x_1 και x_2 αντιστοιχεί στο μπλε κανάλι, στο κόκκινο κανάλι και στους συντελεστές στάθμισης αντίστοιχα. Ως "καθαρές" εικονοψηφίδες κατηγοριοποιούνται αυτές όπου η τιμή του *TC* είναι μικρότερη από τη μέση τιμή του *TC*.

Βήμα 2: Ο υπολογισμός της παλινδρόμησης μεταξύ του μπλε και κόκκινου καναλιού για τις "καθαρές" εικονοψηφίδες. Εάν δεν υπάρχει κάποιο μπλε κανάλι, αλλά μόνο κάποιο πράσινο, τότε χρησιμοποιείται αυτό.

Βήμα 3: Οι περιοχές που καλύπτονται από αχλή, όταν αναπαριστώνται στο διάγραμμα *DN*(red band) - *DN*(blue band) είναι κάθετες στη γραμμή που προκύπτει από την παλινδρόμηση του βήματος 2 για τις "καθαρές" εικονοψηφίδες. Συνεπώς ένας βελτιστοποιημένος μετασχηματισμός της επίδρασης της αχλής (haze optimized transform - *HOT*), σύμφωνα με τους Zhang et al. (2002) ορίζεται ως εξής:

$$HOT = BLUE * \sin a - RED * \cos a \quad (3.22)$$

Βήμα 4: Ο υπολογισμός του ιστογράμματος *HOT* για τις περιοχές που καλύπτονται από αχλή.

Βήμα 5: Για τα κανάλια με μήκος κύματος μικρότερο από 0,8 μm τα ιστογράμματα *HOT* υπολογίζονται για κάθε επίπεδο⁹³ j . Η συνιστώσα Δ του σήματος που καταγράφει ο δέκτης για την αχλή αφαιρείται ως ο *DN* που αντιστοιχεί στο *HOT*(για επίπεδο j) μείον τον αντίστοιχο ψηφιακό αριθμό (*DN*) για το κατώτατο όριο του 2% του ιστογράμματος *HOT*. Τελικά ο διορθωμένος ψηφιακός αριθμός από την επίδραση της αχλής υπολογίζεται από την εξίσωση.

$$DN(new) = DN - \Delta \quad (3.23)$$

⁹³ Τα επίπεδα j αντιστοιχούν στην ταξινόμηση των εικονοψηφίδων σύμφωνα με το κατά πόσο αντιστοιχούν σε «καθαρές» εικονοψηφίδες ή σε εικονοψηφίδες που απεικονίζουν αποκλειστικά αχλή.

Η αφαίρεση της επίδρασης της αχλής εκτελείται πριν τον υπολογισμό της ανακλαστικότητας επιφανείας. Το ATCOR προσφέρει δύο επιλογές για την επιλογή της μάσκας, τη χρήση μιας που καλύπτει τη μεγάλη έκταση, η οποία είναι πιο αποδοτική στις περισσότερες περιπτώσεις και μια πιο συμπαγής που καλύπτει μικρότερη περιοχή.

$$HOT > mean(HOT) - 0,5 * stdev(HOT) \quad (3.24)$$

$$HOT > mean(HOT) \quad (3.25)$$

Επιπρόσθετα ο χρήστης μπορεί να επιλέξει μεταξύ της αφαίρεσης αχλής για ένα λεπτό/μέσο στρώμα ή για ένα λεπτό/σχετικά παχύ στρώμα. Η τελευταία επιλογή είναι συνήθως πιο αποδοτική. Ο αλγόριθμος αυτός μπορεί να εφαρμοστεί μόνο σε εικονοψηφίδες που απεικονίζουν στεριά⁹⁴, για αυτό το λόγο χρησιμοποιείται ένα κανάλι στο εγγύς υπέρυθρο για να αποκλείσει τις υδατικές επιφάνειες που περιέχονται στην εικόνα.

3.2.2.3 Αφαίρεση της επίδρασης των θυσάνων – Βήμα 3

Οι περιοχές των απεικονίσεων που περιέχουν θύσανους **μοιάζουν αρκετά με αυτές που περιέχουν αχλή**, ωστόσο η αχλή εμφανίζεται στην κατώτερη τροπόσφαιρα ενώ οι θύσανοι στην ανώτερη τροπόσφαιρα. **Η επίδραση της αχλής εντοπίζεται στο ορατό τμήμα του φάσματος, αλλά πολύ σπάνια σε μεγαλύτερα μήκη κύματος (>0,85 μm)· σε αντίθεση με τους θύσανους, η επίδραση των οποίων είναι εμφανής και στις φασματικές περιοχές του εγγύς υπέρυθρου (NIR) και μικροκυμματικού υπέρυθρου (SWIR)** (Richter, 2010). Η ανίχνευση των λεπτών θύσανων είναι **δύσκολη** με χρήση **πολυφασματικών δέκτων**, ειδικότερα πάνω από τη ξηρά, επειδή οι συγκεκριμένες απεικονίσεις είναι χωρικά ανομοιογενείς και αυτός ο τύπος νέφους είναι μερικώς διαφανής (Gao et al., 2004, Richter, 2010).

Οι υδρατμοί εμφανίζονται κυρίως στην κατώτερη τροπόσφαιρα, πιο συγκεκριμένα το 90% ή και περισσότερο, της ατμοσφαιρικής στήλης των υδρατμών βρίσκεται στο στρώμα μεταξύ των 0 και 5 km. Συνεπώς εάν επιλεγεί ένα φασματικό κανάλι, που καλύπτει ένα μικρό διάστημα επί του Η/Μ φάσματος, σε μια φασματική περιοχή όπου **η απορρόφηση από τους υδρατμούς είναι ισχυρή**, π.χ στα 1,38 ή 1,87 μm, το σήμα που ανακλάται από το έδαφος (ουσιαστικά τα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας) **θα απορροφάται τελείως**, αλλά η **ακτινοβολία που σκεδάζεται από τους θύσανους θα καταγράφεται από το δέκτη** (Gao et al., 2004, Richter, 2010). Οπότε εάν 1) ο δέκτης διαθέτει ένα φασματικό κανάλι στα 1,38 μm είναι δυνατός ο εντοπισμός των θύσανων και 2) μπορεί να γίνει ένα συσχετισμός μεταξύ του σήματος που καταγράφει ο δέκτης και οφείλεται στους θύσανους σε αυτό το μήκος κύματος και άλλων καναλιών στις περιοχές VNIR και SWIR· τότε μπορεί να γίνει αφαίρεση της επίδρασης των θυσάνων από την καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα.

Ο αλγόριθμος διόρθωσης της επίδρασης των θυσάνων που χρησιμοποιεί το ATCOR είναι **διαφορετικός** για τις εικονοψηφίδες που αντιστοιχούν σε **ξηρά** και σε αυτές που αντιστοιχούν σε **υδατικές επιφάνειες**. Για τις υδατικές επιφάνειες χρησιμοποιείται ένα διάγραμμα διασποράς μεταξύ του καναλιού των 1,38 μm και του καναλιού των 1,24 μm, ενώ για τη ξηρά ο συσχετισμός μεταξύ των καναλιών γίνεται μεταξύ αυτού των 1,38 μm και ενός στο κόκκινο τμήμα του Η/Μ φάσματος (~0,66 μm). Για την επίτευξη υψηλής ακρίβειας χρησιμοποιούνται μόνο εικονοψηφίδες που αντιστοιχούν σε βλάστηση, καθώς

⁹⁴ Η έκδοση 8.0.2 (2011) του λογισμικού ATCOR συμπεριλαμβάνει και έναν αλγόριθμο αφαίρεσης της αχλής πάνω από το νερό ή του φαινομένου sun glint.

οι τιμές ανακλαστικότητας που αντιστοιχούν σε αυτές είναι χαμηλές, με αποτέλεσμα η επίδραση των θυσάνων να ανιχνεύεται πιο εύκολα. Το διάγραμμα διασποράς υπολογίζεται σε όρους φαινόμενης ανακλαστικότητας για τα 1,38 μm (αυτή που καταγράφεται στην ΤΟΑ ή από το δέκτη) σε σχέση με την ανακλαστικότητα στο κόκκινο, όπου η φαινόμενη ανακλαστικότητα ορίζεται ως εξής:

$$\rho^* = \frac{\pi L}{E_s \cos \theta_s} \quad (3.26)$$

Το L στην εξίσωση 3.26 αντιστοιχεί στην καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα, το E_s στην εξωπλανητική ηλιακή ένταση για το κανάλι που έχει επιλεγεί και τέλος το θ_s στην ηλιακή ζενίθια γωνία. Οι μέθοδος που χρησιμοποιείται περιγράφεται από την παρακάτω σειρά εξισώσεων:

$$\rho^*(\lambda) = \rho_c(\lambda) + \frac{T_c(\lambda)\rho(\lambda)}{1 - s_c(\lambda)\rho(\lambda)} \quad (3.27)$$

Στην εξίσωση 3.27 το ρ_c αντιστοιχεί στην ανακλαστικότητα του νέφους, το T_c στο συντελεστή μετάδοσης (για την απευθείας και διάχυτη ακτινοβολία) διαμέσου του συννέφου για τη διαδρομή από τον ήλιο στο έδαφος και από το έδαφος στο δέκτη (two-way transmittance), το ρ στην ανακλαστικότητα της επιφάνειας (ξηρά ή νερό, συμπεριλαμβάνοντας την επίδραση της μοριακής σκέδασης αλλά και αυτής που οφείλεται στα αερολύματα, για το τμήμα της ατμόσφαιρας κάτω από τα νέφη) και το s_c στην ανακλαστικότητα που αντιστοιχεί στην ανοδική ακτινοβολία στη βάση του νέφους. Η εξίσωση 3.27 μπορεί να απλοποιηθεί και να πάρει τη μορφή της 3.28, επειδή $s_c\rho \ll 1$.

$$\rho^*(\lambda) = \rho_c(\lambda) + T_c(\lambda)\rho(\lambda) \quad (3.28)$$

Κάνοντας την υπόθεση ότι η ανακλαστικότητα $\rho_c(\lambda)$ του θύσανου σχετίζεται γραμμικά με την ανακλαστικότητα του νέφους στα 1,38 μm προκύπτει η εξίσωση 3.29, όπου το γ είναι μια εμπειρική παράμετρος που προσδιορίζεται από το διάγραμμα διασποράς $\rho_{1,38} - \rho_{red}$ της εκάστοτε απεικόνισης για την ξηρά και $\rho_{1,38} - \rho_{1,24}$ για τις υδατικές επιφάνειες. Το γ εξαρτάται από τις κατηγορίες εδαφοκάλυψης που περιέχει η απεικόνιση, το υψόμετρο που εντοπίζονται οι θύσανοι και τις γωνίες θέασης και θέσης του ήλιου (Richter, 2010) και αντιστοιχεί στην κλίση της γραμμής που προκύπτει από τη συσχέτιση των δεδομένων $\rho_{cirrus}^* - \rho_{red}^*$, μόνο για τις εικονοψηφίδες όμως στις οποίες είναι έντονη η επίδραση των θυσάνων. Ο προσδιορισμός αυτής της βέλτιστης γραμμικής συσχέτισης γίνεται επαναληπτικά.

$$\rho^*(\lambda) = \rho_c(1,38 \mu m)/\gamma \quad (3.29)$$

Αντικαθιστώντας την εξίσωση 3.29 στην εξίσωση 3.28, προκύπτει η εξίσωση 3.30.

$$T_c(\lambda)\rho(\lambda) = \rho^*(\lambda) - \rho_c(1,38 \mu m)/\gamma \quad (3.30)$$

Αγνοώντας το συντελεστή μετάδοσης T_c που οφείλεται στα συγκεκριμένα νέφη (θέτοντας δηλαδή $T_c = 1$) προκύπτει η εικόνα της φαινόμενης ανακλαστικότητας⁹⁵, η οποία είναι διορθωμένη από την ακτινοβολία διαδρομής που οφείλεται στους θύσανους.

$$\rho_{cc}^*(\lambda) = \rho^*(\lambda) - \rho_c(1,38 \mu m)/\gamma \quad (3.31)$$

Επειδή οι θύσανοι εντοπίζονται στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας ισχύει $\rho_c(1,38 \mu m) = \rho_c^*(1,38 \mu m)$ και η φαινόμενη ανακλαστικότητα των νεφών μπορεί να υπολογιστεί από την εξίσωση 3.59. Η αφαίρεση της επίδρασης των θυσάνων αντιστοιχεί στο πρώτο στάδιο της

⁹⁵ Στο ATCOR συμβολίζεται με το δείκτη "cc".

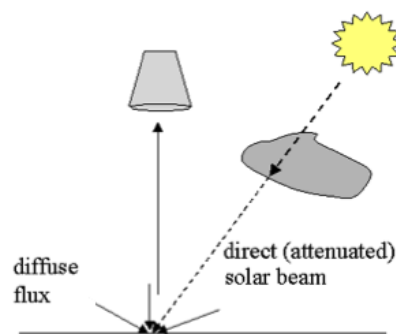
ατμοσφαιρικής διόρθωσης στο ATCOR και στη συνέχεια ακολουθεί ο προσδιορισμός των αερολυμάτων και της στήλης των υδρατμών. Εάν η μέση τιμή της στήλης των υδρατμών είναι μικρότερη από μια τιμή⁹⁶ W (η προεπιλογή είναι 0,6 cm), τότε ο αλγόριθμος δεν θα εκτελεστεί, ώστε να αποφευχθεί η λάθος αναγνώριση των φωτεινών επιφανειών ως θύσανοι στο κανάλι των 1,38 μm . Γενικά η απορρόφηση από τους υδρατμούς στην ατμόσφαιρα δεν επιτρέπει την απεικόνιση χαρακτηριστικών της επιφάνειας στο κανάλι των 1,38 μm , ωστόσο εάν η στήλη των υδρατμών που αντιστοιχεί στην απεικόνιση έχει χαμηλή τιμή μπορεί να μην συμβαίνει αυτό.

Εκτός από το κανάλι των 1,38 μm , το ATCOR χρησιμοποιεί και ένα επιπλέον κανάλι κοντά στα 1,24 μm για τον καθορισμό των εικονοψηφίδων οι οποίες απεικονίζουν τη συγκεκριμένη ομάδα νεφών, βάσει της παρακάτω συνθήκης (Εξ. 3.32), όπου η τιμή του $T(cir)$ κυμαίνεται από 0,01 έως 0,15 και εξαρτάται από τιμή του W .

$$\rho^*(cirrus)/\rho^*(w1) > T(cir) \quad (3.32)$$

3.2.2.4 Αφαίρεση των σκιών – Βήμα 4

Οι τηλεπισκοπικές απεικονίσεις της επιφάνειας της Γης, από οπτικούς δέκτες, περιέχουν συχνά νέφη και περιοχές που καλύπτονται από τη σκιά τους. **Οι πληροφορίες που περιγράφουν τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας που εντοπίζεται κάτω από τα σύννεφα δεν είναι δυνατόν να καταγραφούν από τους οπτικούς δέκτες, επειδή το σήμα που λαμβάνεται δεν περιέχει κάποια συνιστώσα της ακτινοβολίας, η οποία να έχει ανακλαστεί από αυτήν την επιφάνεια.** Στις περιοχές που καλύπτονται από σκιά ωστόσο, η **ραδιομετρική λαμπρότητα που ανακλάται από το έδαφος αντιστοιχεί πάντα σε μια μικρή μη μηδενική συνιστώσα**, επειδή το σήμα που καταγράφεται από το δέκτη αποτελείται από την απευθείας ακτινοβολία και τη **διάχυτη** (Richter, 2010), όπως παρουσιάζεται στην εικόνα 3.4. Ακόμα και αν η συνιστώσα της απευθείας ακτινοβολίας παρεμποδίζεται τελείως στις περιοχές που καλύπτονται από σκιά, η **ανακλώμενη διάχυτη ροή παραμένει**. Συνεπώς η εκτίμηση της συνιστώσας που αντιστοιχεί στην απευθείας ηλιακή ακτινοβολία σε μια εικονοψηφίδα που καλύπτεται από σκιά πλήρως ή μερικώς αποτελεί τη **βάση** μιας διαδικασίας διόρθωσης/αφαίρεσης των σκιών (Richter, 2010). Η μέθοδος που χρησιμοποιεί το ATCOR και αναλύεται παρακάτω, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αφαίρεση σκιών που οφείλονται σε σύννεφα ή κτήρια.

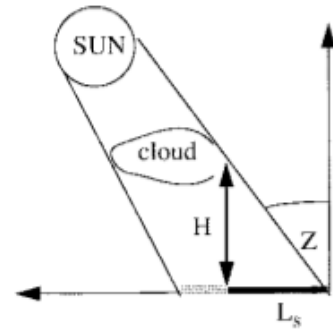


Εικόνα 3.4 - Οι συνιστώσες της ακτινοβολίας που καταγράφει ο δέκτης σε μια περιοχή που καλύπτεται από σκιά (Πηγή: Richter, 2010).

Οι σκιές των νεφών προκύπτουν από την **προβολή** της δομής τους νέφους στο τοπικό επίπεδο που ορίζει η επιφάνεια της Γης, συναρτήσει πάντα της διεύθυνσης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (Simpson & Stitt, 1998). Το ηλιακό αζιμούθιο καθορίζει τη διεύθυνση εμφάνισης της σκιάς, βάσει της σχετικής θέσης του ήλιου και του νέφους· ενώ το ύψος του νέφους, το ηλιακό αζιμούθιο και οι ζενίθιες γωνίες καθορίζουν το μήκος της σκιάς (Simpson & Stitt, 1998). Για τη δόμηση μιας σχέσης που να συνδέει πλήρως τα νέφη με τη σκιά τους επί της επιφάνειας της Γης απαιτείται η γνώση των παραπάνω παραμέτρων (Simpson & Stitt, 1998, Simpson et al., 2000). Σύμφωνα με τους Simpson & Stitt (1998) για όλα τα δορυφορικά συστήματα παρατήρησης της Γης ο

⁹⁶ Το όριο αυτό μπορεί να οριστεί και από το χρήστη.

προσδιορισμός του ύψους του νέφους δεν είναι δυνατός άμεσα, επειδή οι παράμετροι του ύψους H και του μήκους του νέφους L_s συνδέονται άμεσα και είναι και οι δύο άγνωστοι (Εικ. 3.5) (Το πρόβλημα αυτό επηρεάζει κυρίως τις φωτογραμμετρικές μεθόδους αφαίρεσης των σκιών).



Εικόνα 3.5 - Η γεωμετρία του συστήματος των νεφών και των σκιών τους (Πηγή: Simpson & Stitt, 1998).

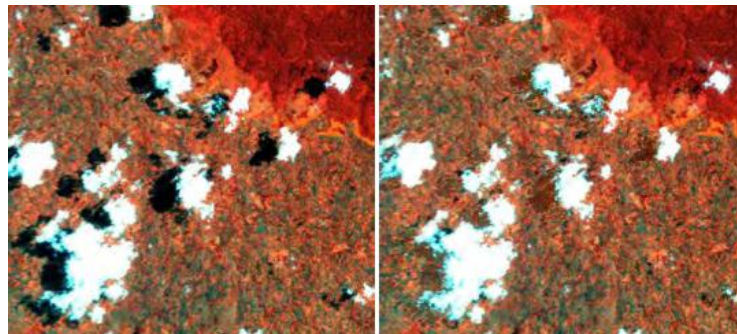
Για τον εντοπισμό και τη διόρθωση των περιοχών που καλύπτονται από σκιές, επί των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων και οφείλονται είτε σε νέφη, είτε σε χαρακτηριστικά της επιφάνειας του εδάφους, έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι (Li et al., 2005). Ορισμένες από αυτές, όπως αυτή που χρησιμοποιεί το ATCOR, αξιοποιούν πληροφορίες που σχετίζονται με την ανακλαστικότητα στα διάφορα μήκη κύματος. Μια δεύτερη ομάδα αξιοποιεί μεθόδους φωτογραμμετρίας και κυρίως αυτής της στερεοσκοπικής παρατήρησης εικόνας. Μια τρίτη ομάδα χρησιμοποιεί ψηφιακά μοντέλα που περιγράφουν την επιφάνεια της Γης (Digital Surface Models - DSM), όπως ο αλγόριθμος που προτείνουν οι Li et al. (2005). Τέλος μια επιπλέον μέθοδος είναι αυτή της συμπλήρωσης τμημάτων της εικόνας, από άλλες απεικονίσεις χωρίς προβλήματα, ωστόσο οι αλγόριθμοι αυτοί εμφανίζουν πολλές αδυναμίες (Chen et al., 2005).

Η μέθοδος που περιγράφεται παρακάτω και χρησιμοποιεί το ATCOR προτάθηκε από τους Richter & Muller (2005) και μπορεί να εφαρμοστεί τόσο σε πολυφασματικά, όσο και σε υπερφασματικά δεδομένα που έχουν ληφθεί σε περιοχές πάνω από τη ξηρά· τόσο από δορυφορικούς, όσο και από αερομεταφερόμενους δέκτες. Η συγκεκριμένη μέθοδος απαιτεί να διαθέτει ο εκάστοτε δέκτης ένα κανάλι στο **ορατό** και τουλάχιστον ένα στο **εγγύς υπέρυθρο** (0,8 – 1 μm), ωστόσο τα αποτελέσματα που προκύπτουν βελτιώνονται σημαντικά, εάν διατίθενται επίσης και κανάλια στο SWIR (στις φασματικές περιοχές των 1,6 και 2,2 μm). Ο αλγόριθμος διόρθωσης μπορεί να χωριστεί σε πέντε βασικά μέρη:

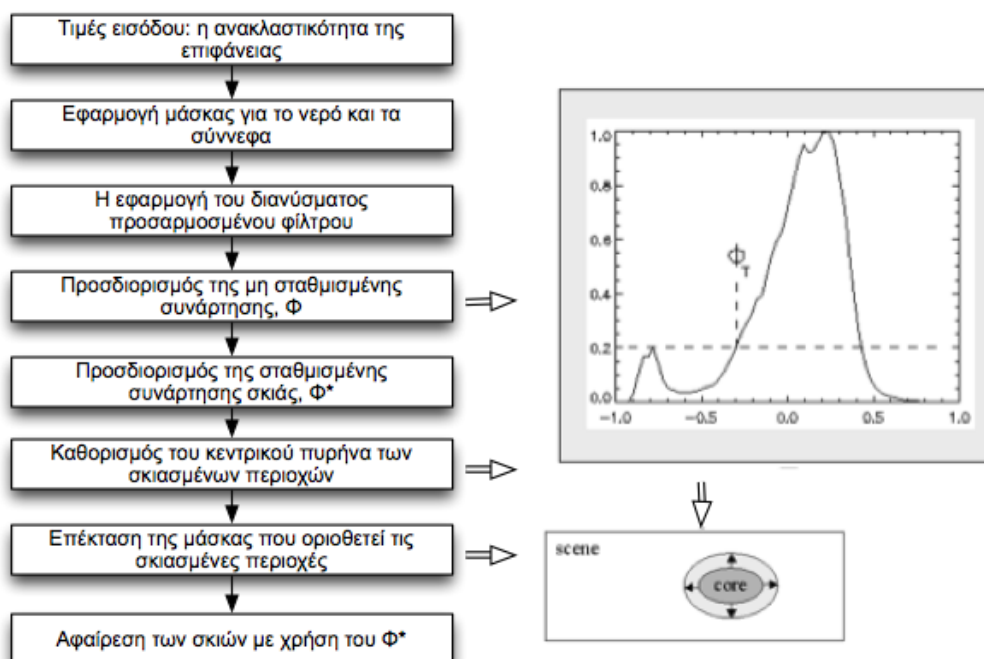
1. Στον προσδιορισμό του πίνακα μεταβλητότητας – συμμεταβλητότητας (covariance matrix).
2. Στον προσδιορισμό της μη σταθμισμένης και σταθμισμένης συνάρτησης σκιάς.
3. Στον καθορισμό και την εφαρμογή μάσκας για τον κεντρικό πυρήνα των περιοχών που καλύπτονται από σκιά, βάσει των συναρτήσεων του 2^{ου} βήματος.
4. Στην επέκταση της αρχικής μάσκας για τις περιοχές που καλύπτονται μερικώς από σκιά.
5. Στην αφαίρεση της σκιάς από τις εικονοψηφίδες της τελικής μάσκας για τις σκιές.

Το πρώτο βήμα του αλγόριθμου διόρθωσης είναι ο προσδιορισμός του κύβου ανακλαστικότητας της επιφάνειας $\rho_i = \rho(\lambda_i)$, βάσει των τριών φασματικών καναλιών με μήκη κύματος κοντά στις τιμές $\lambda_i = 0,85 / 1,6 / 2,2$ μm. Τα κανάλια αυτά είναι ιδανικά για τη μελέτη των περιοχών που βρίσκονται υπό σκιά, καθώς η **απευθείας συνιστώσα της καθοδικής ροής της ηλιακής ακτινοβολίας στο επίπεδο του εδάφους αντιστοιχεί στο 80% ή και περισσότερο της ολικής καθοδικής ροής**· δηλαδή η συνιστώσα που αντιστοιχεί στην διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία είναι πολύ μικρή σε σχέση με αυτήν, με αποτέλεσμα τα κανάλια αυτά να είναι πιο ευαίσθητα στη διόρθωση των σκιών (Richter, 2010). Το φαινόμενο αυτό αποτελεί και την αιτία για την οποία δεν προτιμούνται κανάλια που βρίσκονται στην ορατή περιοχή του Η/Μ φάσματος (0,4 – 0,7 μm), καθώς η συνιστώσα της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας που καταγράφουν είναι πολύ μεγαλύτερη.

Απεναντίας τα κανάλια στο ορατό αξιοποιούνται για την υλοποίηση μιας μάσκας, η οποία θα περιγράψει τα όρια των νεφών επί της απεικόνισης.



Εικόνα 3.6 - Η εφαρμογή του αλγόριθμου αφαίρεσης σκιών σε μια απεικόνιση του Landsat 7 ETM+ (Πηγή: Richter, 2010).



Διάγραμμα 3.6 - Το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου αφαίρεσης των σκιών (Πηγή: Richter, 2010).

Ο υπολογισμός της ανακλαστικότητας της επιφάνειας γίνεται αρχικά, σύμφωνα με τη θεώρηση ότι ισχύουν συνθήκες πλήρους φωτισμού (full solar illumination), δηλαδή η ολική ροή στο έδαφος αποτελείται από την απευθείας E_{dir} και τη διάχυτη συνιστώσα E_{dif} , σύμφωνα με την εξίσωση 3.33. Στην εξίσωση αυτή το DN αντιστοιχεί στην τιμή του ψηφιακού αριθμού κάθε εικονοψηφίδας, το L_p στην ακτινοβολία διαδρομής, το τ στο συντελεστή μετάδοσης της ατμόσφαιρας, για το διάστημα από το έδαφος έως το δέκτη· το d στην απόσταση μεταξύ της Γης και του ήλιου, μετρημένη σε AU, κατά τη χρονική στιγμή λήψης της απεικόνισης, ενώ ο δείκτης i αναφέρεται στο κανάλι του δέκτη. Τέλος οι συντελεστές βαθμονόμησης του δέκτη c_0 και c_1 , χρησιμοποιούνται για τη μετατροπή των ψηφιακών αριθμών σε τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας.

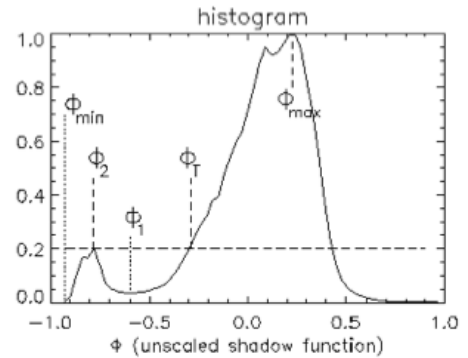
$$\rho_i(x, y) = \frac{\pi(d^2\{c_0(i) + c_1(i)DN_i(x, y)\} - L_{p.i})}{\tau_i(E_{dir,i} + E_{dif,i})} \quad (3.33)$$

Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιεί το ATCOR αποτελείται συνολικά από οχτώ βήματα, τα οποία περιγράφονται στο διάγραμμα 3.6. Η εκτέλεσή του ξεκινάει μετά την ατμοσφαιρική διόρθωση, το αμέσως επόμενο βήμα είναι η εφαρμογή μιας μάσκας για τις υδατικές επιφάνειες και τις περιοχές που καλύπτονται από σύννεφα, σύμφωνα με τα κριτήρια που περιγράφονται παρακάτω:

$$\rho(0,85 \mu m) \leq 5\% \text{ και } \rho(1,6 \mu m) \leq 1\% \quad (\text{νερό}) \quad (3.34)$$

$$\rho(0,48 \mu m) \geq 30\% \text{ και } \rho(1,6 \mu m) \geq 30\% \quad (\text{σύννεφα}) \quad (3.35)$$

Έχει μεγάλη σημασία να γίνει σωστά η οριοθέτηση των περιοχών που περιέχουν νερό, ώστε να μην θεωρηθούν ως περιοχές που καλύπτονται από σκιές. Το τρίτο βήμα αντιστοιχεί στον υπολογισμό του πίνακα μεταβλητότητας – συμμεταβλητότητας $C(\rho)$, όπου το ρ εκφράζει το διάνυσμα ανακλαστικότητας της επιφάνειας και συμπεριλαμβάνει μόνο τις εικονοψηφίδες που δεν αντιστοιχούν σε υδατικές επιφάνειες ή σύννεφα. Για κάθε εικονοψηφίδα το συγκεκριμένο διάνυσμα περιέχει τις τιμές ανακλαστικότητας για τα τρία επιλεγμένα κανάλια. Το προσαρμοσμένο φίλτρο (matched filter) αποτελεί ουσιαστικά ένα διάνυσμα, προσαρμοσμένο ώστε να ανιχνεύει ένα συγκεκριμένο φάσμα ανακλαστικότητας ρ_t , από την απεικόνιση.



Διάγραμμα 3.7 - Ένα παράδειγμα του κανονικοποιημένου διαγράμματος της μη σταθμισμένης συνάρτησης σκιάς (Πηγή: Richter, 2010).

$$V_{mf} = \frac{C^{-1}(\rho_t - \bar{\rho})}{(\rho_t - \bar{\rho})^T C^{-1}(\rho_t - \bar{\rho})} \quad (3.36)$$

Στην εξίσωση 3.36 το $\bar{\rho}$ αντιστοιχεί στο σταθμισμένο μέσο όρο του φάσματος για ολόκληρη την απεικόνιση, χωρίς να συμπεριλαμβάνονται όμως οι εικονοψηφίδες που απεικονίζουν υδατικές επιφάνειες ή νέφη. Θέτοντας $\rho_t = 0$ για ένα στόχο που καλύπτεται από σκιά, η εξίσωση 3.36 μετασχηματίζεται στην πιο απλή μορφή, που περιγράφει η εξίσωση 3.37.

$$V_{sh} = -\frac{C^{-1}\bar{\rho}}{\bar{\rho}^T C^{-1}\bar{\rho}} \quad (3.37)$$

Στη συνέχεια το διάνυσμα του προσαρμοσμένου φίλτρου για τις σκιές (shadow matched filter vector) εφαρμόζεται στο τμήμα της απεικόνισης που δεν αντιστοιχεί σε υδατικές επιφάνειες ή νέφη, απ' όπου και προκύπτουν οι μη κανονικοποιημένες τιμές Φ , οι οποίες αποτελούν ένα σχετικό μέτρο του κλάσματος (τμήματος) του απευθείας φωτισμού που αντιστοιχεί στη σκιασμένη περιοχή. Οι τιμές αυτές καλούνται επίσης και μη-σταθμισμένη συνάρτηση σκιάς (unscaled shadow function).

$$\Phi(x, y) = V_{sh}^T(\rho(x, y) - \bar{\rho}) \quad (3.38)$$

Το προσαρμοσμένο φίλτρο υπολογίζει ένα ελάχιστο RMS για την πλειοψηφία των εικονοψηφίδων που καλύπτονται από σκιά για ολόκληρη την απεικόνιση (εκτός από τα

τμήματα που καλύπτονται από νερό ή σύννεφα). Στη συνέχεια το αυθαίρετο διάστημα⁹⁷ των τιμών του Φ , το οποίο εξαρτάται από την εκάστοτε απεικόνιση, πρέπει να προσαρμοστεί, ώστε οι περιοχές της απεικόνισης που δεν φωτίζονται απευθείας από τον ήλιο, δηλαδή καλύπτονται από σκιά, να παίρνουν την τιμή 0, ενώ αυτές που φωτίζονται απευθείας να παίρνουν την τιμή 1· αυτό πετυχαίνεται με τη χρήση του ιστογράμματος των Φ . Ένα παράδειγμα τέτοιου ιστογράμματος παρουσιάζεται στο διάγραμμα 3.7, όπου η πρώτη κορυφή στο Φ_2 αντιστοιχεί στις εικονοψηφίδες που καλύπτονται από σκιά, ενώ η κύρια κορυφή στο Φ_{max} αντιστοιχεί στην πλειοψηφία των εικονοψηφίδων που χαρακτηρίζονται ως πλήρως φωτισμένες. Κατά την προσαρμογή αυτή γίνεται η θεώρηση, ότι όλες οι εικονοψηφίδες που εντοπίζονται στην περιοχή του Φ_{max} φωτίζονται απευθείας και άρα παίρνουν την τιμή 1· στη συνέχεια οι υπόλοιπες τιμές Φ κατηγοριοποιούνται γραμμικά από το μη σταθμισμένο διάστημα (Φ_{min}, Φ_{max}) , στο διάστημα $(0,1)$ και η σταθμισμένη συνάρτηση σκιάς Φ^* (scaled shadow function) ορίζεται ως εξής:

$$\Phi^* = \frac{\Phi - \Phi_{min}}{\Phi_{max} - \Phi_{min}} \quad \text{εάν } \Phi \leq \Phi_{max} \quad (3.39)$$

$$\Phi = 1 \quad \text{εάν } \Phi > \Phi_{max} \quad (3.40)$$

Η μικρότερη τιμή που μπορεί να πάρει η Φ^* είναι το μηδέν, που συνεπάγεται ότι η συγκεκριμένη εικονοψηφίδα δεν δέχεται καθόλου απευθείας φωτισμό. Ωστόσο για να αποφευχθεί η υπέρ-διόρθωση και να αντιμετωπιστούν επιτυχώς οι περιπτώσεις των μερικώς σκιασμένων περιοχών, το Φ_{min} αρχικά τίθεται ίσο με μια μικρή θετική τιμή, η οποία εξαρτάται από την εικόνα.

Η αφαίρεση των σκιών μπορεί να γίνει σε αυτό το σημείο με χρήση της σταθμισμένης συνάρτησης σκιών Φ^* , η οποία αναπαριστά το τμήμα του απευθείας φωτισμού για κάθε εικονοψηφίδα στο διάνυσμα ρ . Ωστόσο, καθώς το προσαρμοσμένο φίλτρο δεν είναι ο καλύτερος δυνατός μετασχηματισμός για τις σκιές, είναι προτιμότερο να περιορίζεται η εφαρμογή του, μόνο στις περιοχές που έχουν τη μεγαλύτερη πιθανότητα να αντιστοιχούν σε σκιές. Το στάδιο αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό, ώστε να αποφευχθεί ή να μειωθεί η λάθος ταξινόμηση των εικονοψηφίδων της απεικόνισης. Εάν το βήμα αυτό παραλειφθεί θα έχει ως συνέπεια την εμφάνιση εικονοψηφίδων που αντιστοιχούν σε σκιά, οι οποίες θα είναι διεσπαρμένες σε ολόκληρη την εικόνα.

Η μέθοδος που χρησιμοποιεί το ATCOR προσπαθεί αρχικά να εντοπίσει τον **κεντρικό πυρήνα** κάθε περιοχής που καλύπτεται από σκιά και στη συνέχεια να επεκτείνει αυτές τις περιοχές, ώστε η τελική μάσκα να περιέχει και τις περιοχές στις οποίες γίνεται ομαλή μεταβολή από μερικώς σκιασμένες σε “καθαρές”. Το ιστογράμμο της μη σταθμισμένης συνάρτησης σκιάς Φ (Διάγ. 3.7) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για το διαχωρισμό των περιοχών με χαμηλές τιμές Φ από αυτές με μέσες ή υψηλές τιμές, με τη χρήση ενός ορίου Φ_T . Το όριο αυτό εντοπίζεται κοντά στην ελάχιστη τιμή Φ_{min} του διαγράμματος, ενώ ο κεντρικός πυρήνας των εικονοψηφίδων που καλύπτονται από σκιά, προκύπτει βάσει της συνθήκης $\Phi(x,y) < \Phi_T$. Για τις περιοχές που γίνεται ομαλή μετάβαση από μερικώς σκιασμένες σε καθαρές, θεωρείται μια ζώνη που περιβάλλει την αρχική περιοχή με πλάτος 100 m. Η εφαρμογή της σταθμισμένης συνάρτησης σκιάς Φ^* γίνεται μόνο για τις εικονοψηφίδες που περιέχει η τελική μάσκα.

Η αφαίρεση των σκιών με χρήση της Φ^* εφαρμόζεται αποκλειστικά για τις περιοχές που ορίζει η τελική μάσκα και γίνεται βάσει της εξίσωσης 3.41, στην οποία η απευθείας ηλιακή ροή E_{dir} πολλαπλασιάζεται με τη $\Phi^*(x,y)$.

⁹⁷ Οι τιμές των Φ είναι θετικοί και αρνητικοί αριθμοί.

$$\rho_i(x, y) = \frac{\pi(d^2\{c_0(i) + c_1(i)DN_i(x, y)\} - L_{p,i})}{\tau_i(E_{dir,i}\Phi^*(x, y) + E_{dif,i})} \quad (3.41)$$

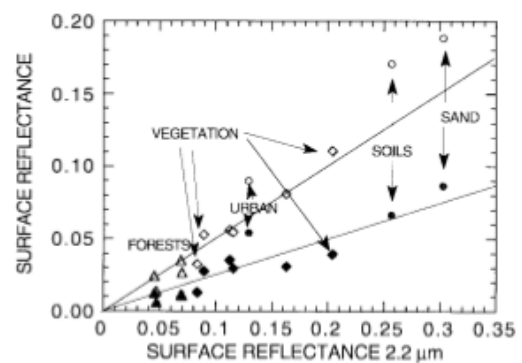
Στις εξισώσεις 3.33 και 3.41 το οπτικό πάχος των αερολυμάτων ή η ορατότητα που απαιτείται για τον προσδιορισμό των ατμοσφαιρικών παραμέτρων (L_{path} , E_{dir} , E_{dif} και τ_i) μπορεί να προσδιοριστεί από την απεικόνιση βάσει του αλγόριθμου DDV (Κεφ. 3.2.2.6). Η δεύτερη πιο σημαντική παράμετρος είναι η τιμή της στήλης των υδρατμών, η οποία είτε ορίζεται από το χρήστη για του δέκτες που δεν διαθέτουν κανάλια στις περιοχές απορρόφησης του νερού, είτε μέσω της εφαρμογής του αλγόριθμου APDA (Κεφ. 3.2.2.9) για αυτούς που διαθέτουν.

3.2.2.5 Ο αλγόριθμος DDV – Βήμα 5

Ο αλγόριθμος DDV (Dark Dense Vegetation) προτάθηκε από τους Kaufman et al. (1997) για τον προσδιορισμό των αερολυμάτων. Η τεχνική αυτή βασίζεται στον εντοπισμό σκούρων επιφανειών στα κανάλια που αντιστοιχούν στο μπλε και κόκκινο τμήμα του H/M φάσματος και στη συσχέτιση αυτών με το κανάλι στα 2,2 μm (SWIR). Το πλεονέκτημα αυτού του καναλιού είναι ότι δεν επηρεάζεται από την εκπεμπόμενη ακτινοβολία και είναι διάφανο στους περισσότερους τύπους αερολυμάτων (εκτός από τη σκόνη) (Kaufman et al., 1997). Τα χαρακτηριστικά του καναλιού στα 2,2 μm είναι τα εξής:

- Βρίσκεται σε ατμοσφαιρικό παράθυρο.
- Δεν επηρεάζεται από την εκπεμπόμενη ακτινοβολία της Γης.
- Επηρεάζεται από την απορρόφηση στην ατμόσφαιρα.
- Το μήκος κύματος των 2,2 μm είναι μεγαλύτερο από το μέγεθος των περισσότερων αερολυμάτων (καπνός, θειικά άλατα κ.λπ.), με αποτέλεσμα η ακτινοβολία με αυτό το μήκος κύματος, να μην επηρεάζεται από αυτά.

Ο προσδιορισμός των αερολυμάτων πάνω από τη ξηρά είναι δύσκολος επειδή η ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα διάφορα είδη εδαφοκάλυψης συγγέεται με την οπισθοσκέδαση από το στρώμα των αερολυμάτων. Αυτό το πρόβλημα λύνεται με την επιλογή στόχων με χαμηλές τιμές ανακλαστικότητας, καθώς όσο μειώνεται η ανακλαστικότητα τόσο μειώνεται και η αβεβαιότητα του προσδιορισμού των ιδιοτήτων της επιφάνειας στην τηλεπισκόπηση των αερολυμάτων με τη χρήση δεδομένων πόλωσης ή διαφορετικών μηκών κύματος (Kaufman et al., 1997). Οπότε για την ανίχνευση των αερολυμάτων η χρήση σκούρων στόχων πετυχαίνει μεγαλύτερες ακρίβειες.



Διάγραμμα 3.8 - Η συσχέτιση μεταξύ της ανακλαστικότητας επιφάνειας στο κόκκινο (μαύρα σύμβολα) και μπλε (λευκά σύμβολα) με το κανάλι των 2,2 μm (Πηγή: Kaufman et al., 1997).

Η ανίχνευση των αερολυμάτων σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο στηρίζεται στο γεγονός ότι η ανακλαστικότητα στο μπλε και κόκκινο των περιοχών που καλύπτονται από βλάστηση και βρίσκονται κάτω από το στρώμα των αερολυμάτων μπορεί να εκτιμηθεί από την ανακλαστικότητα του καναλιού στο SWIR (2,2 μm). Η σχέση αυτών των καναλιών (Πιν. 3.1) δημιουργεί μια συσχέτιση η οποία μελετήθηκε από τους Kaufman et al. (1997) με χρήση δεδομένων Landsat 5 TM και AVIRIS. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν (Διάγ. 3.8) έδειξαν ότι η ανακλαστικότητα των σκούρων επιφανειών στο κόκκινο κανάλι (0,66 μm) είναι ίση με το 1/2 αυτής που έχει καταγραφεί στο

κανάλι των 2,2 μm, ενώ η ανακλαστικότητα στο μπλε (0,49 μm) είναι ίση με το ¼ αυτής των 2,2 μm (Εξ. 3.42). Βάσει αυτών των σχέσεων είναι δυνατός ο προσδιορισμός της ανακλαστικότητας στο μπλε και κόκκινο κανάλι, από το κανάλι στο μικροκυμματικό υπέρυθρο, οι τιμές της οποίας είναι **απαλλαγμένες από τη συνεισφορά των αερολυμάτων**. Επίσης το σφάλμα της πρόβλεψης της ανακλαστικότητας επιφανείας στα κανάλια στο ορατό τμήμα του Η/Μ φάσματος με χρήση της ανακλαστικότητας στα 2,2 μm **αυξάνει με την αύξηση του μήκους κύματος** (Kaufman et al., 1997).

$$\rho_{0,49} = \frac{\rho_{2,2}}{4} \quad \text{και} \quad \rho_{0,66} = \frac{\rho_{2,2}}{2} \quad (3.42)$$

Η **επίδραση των αερολυμάτων** μπορεί να προσδιοριστεί από την εξίσωση 3.43, όπου το ρ* αντιστοιχεί στη φαινόμενη ανακλαστικότητα στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας.

$$\Delta\rho^* = \rho^*(aerosol) - \rho^*(no\ aerosol) \quad (3.43)$$

Η μελέτη των Kaufman et al. (1997) έδειξε μετά από σύγκριση με ανεξάρτητα δεδομένα, ότι οι παραπάνω σχέσεις (Εξ. 3.42) **μπορούν να χρησιμοποιηθούν καθολικά**, καθώς τα αποτελέσματα που θα προκύψουν θα είναι εντός των αποδεκτών ορίων ακρίβειας. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου σε διάφορες επιφάνειες έδειξαν ότι η ανακλαστικότητα στα 0,49 μm και στα 0,66 μm προσδιορίστηκε με ακρίβεια $\Delta\rho = \pm 0,006$ για $\rho_{2,2} \leq 0,10$ (Kaufman et al., 1997). Το σφάλμα αυτό αντιστοιχεί σε σφάλμα προσδιορισμού $\Delta\tau \sim \pm 0,06$ του οπτικού πάχους τ των αερολυμάτων.

Πίνακας 3.1 - Οι διεργασίες που μειώνουν την ανακλαστικότητα στο κόκκινο και μικροκυμματικό υπέρυθρο κανάλι.

Διεργασία / Κανάλι	Κόκκινο κανάλι	Κανάλι στο SWIR
Αύξηση της πυκνότητας των φύλλων	Η απορρόφηση από την χλωροφύλλη που εντοπίζεται στα φύλλα μειώνει την ανακλαστικότητα που καταγράφεται σε αυτό το κανάλι.	Η απορρόφηση από το νερό που εντοπίζεται στα φύλλα, μειώνει την ανακλαστικότητα που καταγράφεται σε αυτό το κανάλι.
Αύξηση της υγρασίας του εδάφους	Η παρουσία του νερού στα διαστήματα μεταξύ των κόκκων του εδάφους μειώνει το σχετικό δείκτη διάθλασης, παγιδεύει την ακτινοβολία και μειώνει την ανακλαστικότητα.	Η απορρόφηση από το νερό μειώνει την ανακλαστικότητα του εδάφους.
Σκιές	Μειώνει την ανακλαστικότητα	Μειώνει την ανακλαστικότητα

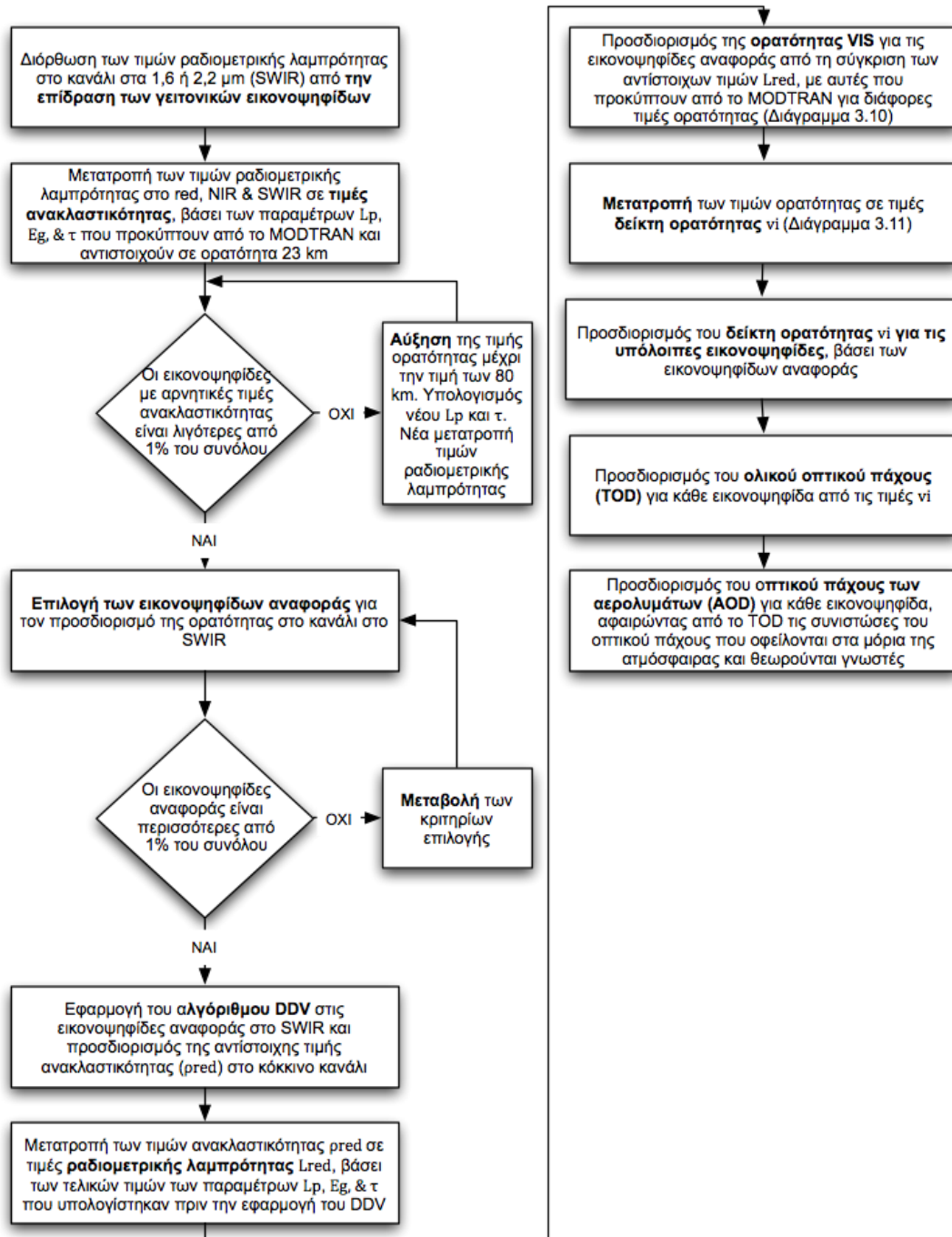
Πηγή: Kaufman & Remer, 1994

Ο αλγόριθμος αυτός δεν αποδίδει ικανοποιητικά εάν κατά τη στιγμή τη λήψης εντοπίζεται σκόνη στην ατμόσφαιρα, γιατί παρόλο που η επίδραση των ηπειρωτικών αερολυμάτων μειώνεται κατά μια τάξη μεγέθους ανάμεσα στα κανάλια που βρίσκονται στο ορατό και στο μικροκυμματικό υπέρυθρο, η επίδραση της σκόνης μειώνεται μόνο κατά ½ (Kaufman et al., 1997).

3.2.2.6 Ο υπολογισμός της ορατότητας/ολικού οπτικού πάχους για δέκτες που διαθέτουν κανάλια στο SWIR από το ATCOR – Βήματα 5 & 6

Εάν ένας δέκτης διαθέτει τα κατάλληλα φασματικά κανάλια, τότε είναι δυνατός ο **προσδιορισμός του τύπου των αερολυμάτων και της ορατότητας/οπτικού πάχους**

της ατμόσφαιρας, με την προϋπόθεση βέβαια, ότι η απεικόνιση περιέχει περιοχές αναφοράς με γνωστή συμπεριφορά όσον αφορά την ανακλαστικότητα (Kaufman et al., 1997). Οι ελάχιστες απαιτήσεις είναι **κανάλια στο κόκκινο και εγγύς υπέρυθρο** τμήμα του H/M φάσματος (Richter, 2010). Εάν η απεικόνιση περιέχει **πυκνή σκούρα βλάστηση** (Dark Dense Vegetation), τότε οι τιμές ανακλαστικότητας στο **κόκκινο κανάλι** μπορούν να προσδιοριστούν μέσα από τη **συσχέτιση** αυτών με τις αντίστοιχες τιμές σε κάποιο κανάλι στο **μικροκυμματικό υπέρυθρο** (SWIR), βάσει των τροποποιημένων εμπειρικών σχέσεων που πρότειναν οι Kaufman et al. (1997) (αλγόριθμος DDV) και παρουσιάστηκαν παραπάνω. Η σχέση των προσδιορισμένων τιμών από τις τιμές της εικόνας δίνει μια ένδειξη για τον τύπο των αερολυμάτων. Ο αλγόριθμος που εφαρμόζει το ATCOR παρουσιάζεται στο διάγραμμα 3.10.

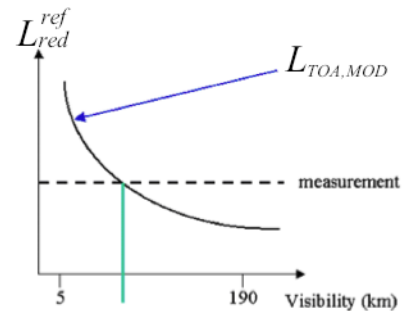


Διάγραμμα 3.10 - Ο αλγόριθμος προσδιορισμού της ορατότητας και του οπτικού πάχους των αερολυμάτων που χρησιμοποιεί το ATCOR.

Εάν ο δέκτης διαθέτει ένα κανάλι στο SWIR (στα 1,6 ή 2,2 μm), τότε είναι δυνατός ο εντοπισμός επί της απεικόνισης σκοτεινών εικονοψηφίδων (εικονοψηφίδων αναφοράς) και στη συνέχεια η εφαρμογή μιας **αυτοματοποιημένης εκτίμησης της ορατότητας**, όπως περιγράφεται παρακάτω. Το πρώτο βήμα αντιστοιχεί στη διόρθωση του φαινομένου της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων στις τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας στο κανάλι στο SWIR. Αυτό επιτυγχάνεται με την προσθήκη στον τύπο υπολογισμού της ραδιομετρικής λαμπρότητας, ενός συντελεστή βάρους⁹⁸ της μέσης τιμής γειννίαςσης (average adjacency weighting factor) με τιμή ίση με $0,5q(DN - DN_{avg})$ (Εξ. 3.44).

$$L_{adj.cor} = c_0 + c_1 DN + 0,5q(DN - DN_{avg}) \quad (3.44)$$

Στη συνέχεια για τα κανάλια στο κόκκινο, NIR & SWIR **προσδιορίζονται οι τιμές ανακλαστικότητας, βάσει των παραμέτρων L_p, E_g, τ & s που προκύπτουν από τους πίνακες δεδομένων του MODTRAN για τιμή ορατότητας ίση με 23 km και με βάση την εξίσωση $L^{ref} = L_p + \tau\rho E_g/\pi$** . Η τιμή αυτή της ορατότητας είναι μικρή και προσαρμόζεται στα δεδομένα της εικόνας μέσω μιας επαναληπτικής διαδικασίας, όπου προσμετράται το ποσοστό των εικονοψηφίδων με αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας για σκούρες επιφάνειες βλάστησης στο κόκκινο, οι οποίες αντιστοιχούν στις εικονοψηφίδες αναφοράς και σε εικονοψηφίδες που απεικονίζουν υδατικές επιφάνειες στο NIR. Ο εντοπισμός των εικονοψηφίδων αναφοράς γίνεται βάσει των συνθηκών ότι οι τιμές ανακλαστικότητας που αντιστοιχούν σε αυτές στο SWIR, θα κυμαίνονται από 1% έως 5% και ο λόγος NDVI που αντιστοιχεί θα να είναι μεγαλύτερος του 0,1. Βάσει αυτών των κριτηρίων εξαιρούνται και οι υδατικές επιφάνειες. Εάν το πλήθος των εικονοψηφίδων αναφοράς είναι μικρότερο από το 1% του συνολικού αριθμού των εικονοψηφίδων της απεικόνισης, τότε το άνω όριο της τιμής ανακλαστικότητας μπορεί να αυξηθεί στο 10% ή τελικά στο 12%. Εάν ο δέκτης δεν διαθέτει κανάλι στα 2,2 μm , αλλά μόνο στα 1,6 μm , το αντίστοιχο άνω όριο παίρνει τις τιμές 10%, 15% και τελικά 18%.



Διάγραμμα 3.11 - Σχηματική αναπαράσταση του προσδιορισμού της ορατότητας για μια εικονοψηφίδα αναφοράς (Πηγή: Richter, 2010).

Στη συνέχεια εφαρμόζονται στις εικονοψηφίδες αναφοράς οι εμπειρικές εξισώσεις 3.45 και 3.46 που συνδέουν την ανακλαστικότητα στο μικροκυμματικό υπέρυθρο με την ανακλαστικότητα στο κόκκινο.

$$\rho_{red} = 0,5\rho_{2,2} \quad (3.45)$$

$$\rho_{red} = 0,5\rho_{1,6} \quad (3.46)$$

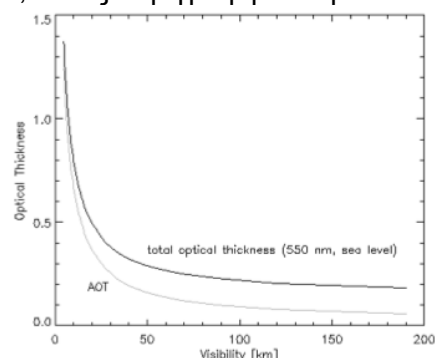
Οι παραπάνω εξισώσεις προσδιορίζουν τις τιμές ανακλαστικότητας για τις εικονοψηφίδες αναφοράς στο κόκκινο κανάλι και απαλείφουν τη συνεισφορά των αερολυμάτων για αυτά τα μήκη κύματος, όπως απέδειξαν οι Kaufman et al. (1997). Το επόμενο στάδιο για τον προσδιορισμό της ορατότητας είναι ο υπολογισμός της ραδιομετρικής λαμπρότητας που αντιστοιχεί στις συγκεκριμένες εικονοψηφίδες, βάσει της εξίσωσης $L_{red}^{ref} = L_p + \tau\rho_{red}E_g/\pi$,

⁹⁸ Η συνάρτηση βάρους q υποδηλώνει το πόσο σημαντικό είναι το φαινόμενο της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων στην καταγραφόμενη ακτινοβολία, βάσει της κατανομής Q .

η οποία χρησιμοποιεί τις παραμέτρους ρ_{red} , L_p , E_g , & τ που αντιστοιχούν στην τιμή ορατότητας⁹⁹ η οποία προέκυψε με επαναληπτικό τρόπο, όπως περιγράφηκε παραπάνω.

Ο υπολογισμός της ορατότητας για κάθε εικονοψηφίδα αναφοράς γίνεται βάσει του διαγράμματος 3.11. Πιο συγκεκριμένα η τιμή της ορατότητας προκύπτει από την τομή της καμπύλης που περιγράφει τη ραδιομετρική λαμπρότητα $L_{TOA,MODTRAN}$ στο κόκκινο κανάλι στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας¹⁰⁰ για ρ σκούρας βλάστησης και προκύπτει από το MODTRAN, με τη ραδιομετρική λαμπρότητα L_{red}^{ref} που αντιστοιχεί σε κάθε μια εικονοψηφίδα

αναφοράς και υπολογίστηκε προηγουμένως. Η καμπύλη που περιγράφει την $L_{TOA,MODTRAN}$ εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας (στήλη υδρατμών, αερολύματα κτλ.) και τη γεωμετρία φωτισμού που αντιστοιχούν στην εκάστοτε λήψη.



Διάγραμμα 3.12 - Η σχέση που συνδέει την ορατότητα με το TOD και το AOD στα 0,55 μm (Πηγή: Richter, 2010)

Στη συνέχεια η ορατότητα που υπολογίζεται για κάθε εικονοψηφίδα αναφοράς (στο ATCOR κυμαίνεται από 5 έως 190 km) μετατρέπεται σε έναν ακέραιο αριθμό που καλείται δείκτης ορατότητας vi (visibility index), οι τιμές του οποίου κυμαίνονται από 0 έως 182. Ο δείκτης ορατότητας συνδέεται στενά με το συνολικό οπτικό πάχος δ στα 0,55 μm, βάσει της εξίσωσης 3.47.

$$\delta = 0,185 + 0,006 \cdot vi \quad (3.47)$$

Οι τιμές του δείκτη ορατότητας για τα υπόλοιπα σημεία μπορούν να προσδιοριστούν είτε από το μέσο όρο των τιμών των εικονοψηφίδων αναφοράς (**constant visibility**), είτε με την εφαρμογή μιας χωρικής (τριγωνικής) παρεμβολής, ώστε να συμπληρωθούν τα κενά (**variable visibility**). Στη συνέχεια ένα φίλτρο χαμηλών συχνοτήτων¹⁰¹ (low pass filter) με διαστάσεις 3×3 km διατρέπει ολόκληρη την εικόνα, ώστε να διορθώσει (εξομαλύνει) το θόρυβο από τον δέκτη και κάποιες μικρές διαφοροποιήσεις της κλίμακας του φασματικού συντελεστή συσχέτισης (spectral correlation coefficient), για τις εικονοψηφίδες αναφοράς.

Ο προσδιορισμός του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (AOT) είναι εύκολος εάν είναι γνωστή η συνολική οπτική πυκνότητα, αφαιρώντας από αυτήν το οπτικό πάχος που οφείλεται στη σκέδαση Rayleigh και σε ορισμένα ίχνη αερίων (η συνιστώσα αυτή είναι πολύ μικρή). Με χρήση του κώδικα MODTRAN το οπτικό πάχος των αερολυμάτων (στα 0,55 μm) μπορεί να προσδιοριστεί από μια δοσμένη τιμή ορατότητας VIS (km) από την εξίσωση 3.48, όπου z είναι το υψόμετρο της επιφάνειας και

⁹⁹Το ATCOR εκτελεί ακόμη έναν έλεγχο πριν την επιλογή της τελικής τιμής ορατότητας, ο οποίος δείχνει εάν η επιλεγείσα ορατότητα δίνει αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας στις εικονοψηφίδες που αντιστοιχούν στις σκούρες επιφάνειες και στο κόκκινο κανάλι. Εάν ισχύει αυτή η περίπτωση τότε η ορατότητα αυξάνεται και πάλι επαναληπτικά, με μέγιστη τιμή τα 80 km, ώστε να μειωθεί το ποσοστό των εικονοψηφίδων με αρνητική ανακλαστικότητα κάτω από το 1% των συνολικών εικονοψηφίδων της απεικόνισης, στο ερυθρό κανάλι.

¹⁰⁰ Η ραδιομετρική λαμπρότητα στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας αντιστοιχεί στη ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ένας δέκτης. Η καμπύλη αυτή καθορίζεται από το ατμοσφαιρικό προφίλ (LUT) που επιλέγει ο χρήστης και τις παραμέτρους της γεωμετρίας φωτισμού (ηλιακή ζενίθια γωνία, ηλιακό αζιμούθιο & αζιμούθιο δέκτη) που αυτός ορίζει.

¹⁰¹ Για το ATCOR-4 το φίλτρο αυτό έχει διαστάσεις $1,5 \text{ km} \times 1,5 \text{ km}$.

$a(z)$, $b(z)$ οι συντελεστές που προέκυψαν από τη γραμμική συσχέτιση των $\ln(AOT) - \ln(VIS)$.

$$AOT = \exp(a(z) + b(z) \ln(VIS)) \quad (3.48)$$

Γενικά **δεν υπάρχει κάποια μοναδική σχέση** μεταξύ της ορατότητας (οριζόντια διάσταση) και του οπτικού πάχους εξασθένισης της ατμόσφαιρας (κατακόρυφη διάσταση). Ωστόσο βάσει του κώδικα MODTRAN είναι δυνατός ο ορισμός μια σχέσης (Διάγ. 3.12) που να συνδέει τα δύο αυτά μεγέθη για συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας, η οποία καλύπτει τη διαδρομή από το επίπεδο της θάλασσας έως το διάστημα (Richter, 2010). Τη σχέση αυτή χρησιμοποιεί το ATCOR. Για τιμές ορατότητας μεγαλύτερες από 100 km το οπτικό πάχος παίρνει ασυμπτωτικά την τιμή $\sim 0,17$, η οποία προκύπτει (στα 0,55 μm) από το άθροισμα του οπτικού πάχους των μορίων (0,0973), του όζοντος (0,03), ενός μικρού ποσοστού αερίων και κάποιων υπολειμμάτων αερολυμάτων που εντοπίζονται στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Η ελάχιστη τιμή του οπτικού πάχους (0,13) αντιστοιχεί σε τιμή ορατότητας ίση με 336 km για το επίπεδο της θάλασσας και επιτυγχάνεται για ατμοσφαιρικές συνθήκες που δεν περιέχουν αερολύματα στο AOT και στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

3.2.2.7 Ο προσδιορισμός της ορατότητας/ολικού οπτικού πάχους για δέκτες που δεν διαθέτουν κανάλια στο SWIR από το ATCOR – Βήματα 5 & 6

Εάν ο δέκτης δεν διαθέτει κανάλια στο SWIR, αλλά τουλάχιστον ένα στο κόκκινο ($\sim 0,66 \mu\text{m}$) και στο εγγύς υπέρυθρο ($\sim 0,85 \mu\text{m}$) τμήμα του φάσματος, τότε το πρόβλημα του προσδιορισμού των αερολυμάτων αντιμετωπίζεται με τη μέθοδο που πρότειναν οι Richter et al. (2006). Αρχικά γίνεται προσδιορισμός της ανακλαστικότητας επιφανείας στο κόκκινο και εγγύς υπέρυθρο κανάλι, θεωρώντας ότι επικρατούν καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες ($VIS=23 \text{ km}$). Το επόμενο βήμα αποτελεί η επιλογή των εικονοψηφίδων που απεικονίζουν σκούρα πυκνή βλάστηση, χρησιμοποιώντας το δείκτη $rvi = \rho_{nir}/\rho_{red}$ (ratio vegetation index) και πολλαπλά κριτήρια, που βασίζονται στις τιμές ανακλαστικότητας στο κόκκινο και εγγύς υπέρυθρο κανάλι: $rvi \geq 3$, $\rho_{nir} \geq 0,10$, $\rho_{nir} \leq 0,25$ & $\rho_{red} \leq 0,04$. Οι εικονοψηφίδες που απεικονίζουν υδατικές επιφάνειες εξαιρούνται αυτόματα, σύμφωνα με τη συνθήκη $\rho_{nir} \geq 0,10$, ενώ αυτές που απεικονίζουν έδαφος με τον συνδυασμό και των τεσσάρων συνθηκών που παρατέθηκαν προηγουμένως.

Εάν το ποσοστό των εικονοψηφίδων αναφοράς είναι μικρότερο από 2%, σε σχέση με το σύνολο των εικονοψηφίδων της εικόνας, η αναζήτηση επαναλαμβάνεται για τιμή ορατότητας ίση με 60 km, ώστε ο αλγόριθμος να καλύψει τις περιπτώσεις με πολύ καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες ($VIS=40-100 \text{ km}$). Εάν και πάλι το ποσοστό αυτό δεν ξεπερνά το 2% η αναζήτηση επαναλαμβάνεται για τιμή ορατότητας ίση με 10 km, ώστε ο αλγόριθμος να καλύψει και τις περιπτώσεις των πολύ υψηλών συγκεντρώσεων αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα ($VIS=8-15 \text{ km}$). Κάθε επανάληψη για τον προσδιορισμό της ορατότητας συνοδεύεται από μια επαναληπτική τροποποίηση της συνθήκης ρ_{red} , η οποία μειώνεται με βήμα 0,05 μέχρι τη τιμή των 0,025, ώστε να συμπεριλάβει μόνο τις εικονοψηφίδες με σκούρα βλάστηση. Η εκτέλεση του συγκεκριμένου υπό-αλγόριθμου τερματίζεται, εάν βρεθούν λιγότερες από 2% εικονοψηφίδες αναφοράς μετά από αυτές τις δυο επαναλήψεις. Στην περίπτωση αυτή ο χρήστης θα πρέπει να ορίσει μια σταθερή τιμή ορατότητας για την απεικόνιση.

Στη συνέχεια γίνεται έλεγχος για εικονοψηφίδες με αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας, με τη χρήση των σκοτεινών εικονοψηφίδων στο κόκκινο και εγγύς υπέρυθρο κανάλι. Παράλληλα η ορατότητα αυξάνεται επαναληπτικά, μέχρι την τιμή των 60 km, ώστε να μειωθεί το ποσοστό των εικονοψηφίδων με αρνητική ανακλαστικότητα κάτω από το 1% των συνολικών εικονοψηφίδων της εικόνας.

Το τρίτο βήμα του αλγόριθμου προσδιορισμού των αερολυμάτων, αντιστοιχεί στον υπολογισμό (Εξ. 3.49) της ανακλαστικότητας επιφάνειας στο κόκκινο κανάλι ως ένα κλάσμα α της ανακλαστικότητας στο εγγύς υπέρυθρο.

$$\rho_{red} = \alpha \cdot \rho_{nir} = 0,1 \cdot \rho_{nir} \quad (3.49)$$

Παρομοίως με τις εμπειρικές σχέσεις του αλγόριθμου DDV για το κανάλι στο SWIR, η τιμή του συντελεστή α αποτελεί μια μέση εμπειρική τιμή και τα αποτελέσματα που προκύπτουν βάσει αυτής συνδέονται στενά με αυτά της προηγούμενης μεθόδου (Richter, 2010). Ωστόσο οι αποκλίσεις από την τιμή 0,1 μπορεί να κυμαίνονται κατά 30%, ανάλογα με την κάθε περίπτωση μελέτης. Πριν την εκτέλεση του τελικού σταδίου της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στο ATCOR, η ορατότητα των υπόλοιπων εικονοψηφίδων της απεικόνισης (πλην αυτών της αναφοράς) μπορεί να οριστεί ως η μέση τιμή της ορατότητας των εικονοψηφίδων αναφοράς ή να υπολογιστεί με την εφαρμογή μιας χωρικής παρεμβολής.

3.2.2.8 Ενημέρωση της ακτινοβολίας διαδρομής στο ορατό τμήμα του φάσματος – Βήμα 7

Βάσει του προσδιορισμού της ορατότητας που έγινε στα βήματα 5 και 6, είναι δυνατή η καλύτερη προσαρμογή της φασματικής συμπεριφοράς της ακτινοβολίας διαδρομής στη μπλε φασματική περιοχή: αυτό επιτυγχάνεται ακολουθώντας τη διαδικασία που περιγράφεται παρακάτω. Αρχικά διορθώνονται οι τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας στο μπλε κανάλι της απεικόνισης από την επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων, με χρήση της μεθόδου που παρουσιάστηκε στο Κεφάλαιο 3.2.2.6. Εφαρμόζοντας αυτή τη διόρθωση οι τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας του μπλε καναλιού, περιέχουν μόνο τη συνεισφορά της ακτινοβολίας διαδρομής και της ραδιομετρικής λαμπρότητας από το στόχο για το αντίστοιχο μήκος κύματος.

Στη συνέχεια βάσει των ενημερωμένων παραμέτρων L_p , E_g , τ & s που προκύπτουν, από το 3.2.2.6 ή 3.2.2.7 και της τιμής ανακλαστικότητας στο μπλε κανάλι, η οποία υπολογίζεται μέσω της εμπειρικής σχέσης ¹⁰² $\rho_{blue} = 0,5\rho_{red}$, είναι δυνατός ο προσδιορισμός του όρου $\tau_{blue}\rho_{blue}E_{g,blue}/\pi$ της εξίσωσης 3.50. Η τιμή αυτή αντιστοιχεί στη ραδιομετρική λαμπρότητα που υπολογίζεται από το MODTRAN, χωρίς να συμπεριλαμβάνεται η συνιστώσα L_p και υπολογίζεται για τιμές ανακλαστικότητας που είναι διορθωμένες από τη συνεισφορά των αερολυμάτων και του φαινομένου της επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων.

$$L_{p,blue}^{update} = L_{blue} - \tau_{blue}\rho_{blue}E_{g,blue}/\pi \quad (3.50)$$

Αφαιρώντας την τιμή αυτή, από τη διορθωμένη ραδιομετρική λαμπρότητα του μπλε καναλιού προκύπτει η τιμή της ακτινοβολίας διαδρομής από την απεικόνιση, για το συγκεκριμένο μήκος κύματος. Σε αυτό το σημείο είναι δυνατή η σύγκριση της με την αντίστοιχη τιμή που προκύπτει από το MODTRAN. Εάν οι δυο από αυτές τιμές διαφέρουν περισσότερο από 5% τότε είναι απαραίτητη η ενημέρωση των τιμών της ακτινοβολίας διαδρομής που αντιστοιχεί στο ορατό τμήμα του Η/Μ φάσματος, βάσει της τιμής που προκύπτει από την απεικόνιση.

¹⁰² Εάν ο δέκτης δεν διαθέτει κάποιο κανάλι στο μπλε τμήμα του Η/Μ φάσματος, αλλά στο πράσινο, τότε χρησιμοποιείται αυτό και η ανάλογη του αλγόριθμου DDV σχέση που συνδέει την ανακλαστικότητα της επιφάνειας, για τη σκούρα πυκνή βλάστηση, μεταξύ αυτού και του καναλιού στο κόκκινο είναι η εξής: $\rho_{green} = 1,3\rho_{red}$.

Η προσαρμογή της ακτινοβολίας διαδρομής για τα υπόλοιπα κανάλια της απεικόνισης που αντιστοιχούν στο ορατό τμήμα του φάσματος γίνεται βάσει του **γραμμικού συντελεστή** $L_p(blue, scene)/L_p(blue, MODTRAN)$, ενώ η ακτινοβολία διαδρομής στο κόκκινο κανάλι θεωρείται αμετάβλητη.

Για μήκη κύματος μεγαλύτερα από 0,7 μm μια πιθανή τυπική διαφορά της τάξης του 10% στην ραδιομετρική λαμπρότητα μεταξύ του επιλεγθέντα τύπου αερολυμάτων και του πραγματικού δεν είναι σημαντική, επειδή η ακτινοβολία διαδρομής αποτελεί μόνο ένα μικρό τμήμα της συνολικής ραδιομετρικής λαμπρότητας που καταγράφεται.

3.2.2.9 Ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών από το ATCOR – Βήμα

8

Η **επίδραση των υδρατμών** στο συντελεστή μετάδοσης που χαρακτηρίζει τις επιμέρους περιοχές του φάσματος της H/M ακτινοβολίας στις οποίες καταγράφουν οι οπτικοί δέκτες χαρακτηρίζεται ως η **πιο σημαντική** συγκριτικά με τις άλλες πηγές απορρόφησης και σκέδασης. Παράλληλα αποτελούν ένα σημαντικό συστατικό της ατμόσφαιρας, **το οποίο χαρακτηρίζεται από έντονη μεταβολή της συγκέντρωσης του, τόσο χωρικά, όσο και χρονικά**. Για τον προσδιορισμό της στήλης των υδρατμών με εφαρμογή τηλεπισκοπικών μεθόδων που αξιοποιούν δεδομένα από οπτικούς δέκτες έχουν αναπτυχθεί αρκετές τεχνικές, οι οποίες χρησιμοποιούν την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στο εγγύς υπέρυθρο (Chylek et al., 2003). Στο διάστημα του H/M φάσματος, μεταξύ των 0,82 και 1,14 μm εντοπίζονται τρία σημαντικά κανάλια απορρόφησης του νερού τα οποία μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση των υδρατμών της ατμόσφαιρας. **Στους υπερφασματικούς δέκτες τα κανάλια που χρησιμοποιούνται συνήθως είναι αυτά στα 0,94 και 1,13 μm .**

Οι αλγόριθμοι που αξιοποιούν κανάλια στο NIR για τον προσδιορισμό της στήλης των υδρατμών, βασίζονται στη μέτρηση της εξερχόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας, σε ένα από τα κανάλια απορρόφησης και σε ένα στο οποίο η επίδραση αυτού του φαινομένου δεν είναι έντονη (κανάλι αναφοράς) (Chylek et al., 2003). Ο λόγος της ραδιομετρικής λαμπρότητας στο κανάλι απορρόφησης και στο κανάλι αναφοράς συσχετίζεται στη συνέχεια με το ποσό των υδρατμών κατά μήκος της διαδρομής διάδοσης. Ο προσδιορισμός αυτός δυσχεραίνεται εξαιτίας των αερολυμάτων και της μη γραμμικής φασματικής διακύμανσης της ανακλαστικότητας της επιφάνειας (Chylek et al., 2003). Η προσπάθεια ελαχιστοποίησης της επίδρασης των αερολυμάτων και της ανακλαστικότητας επιφάνειας οδήγησε στην παρουσίαση αρκετών παραλλαγών της απλής αυτής μεθόδου.

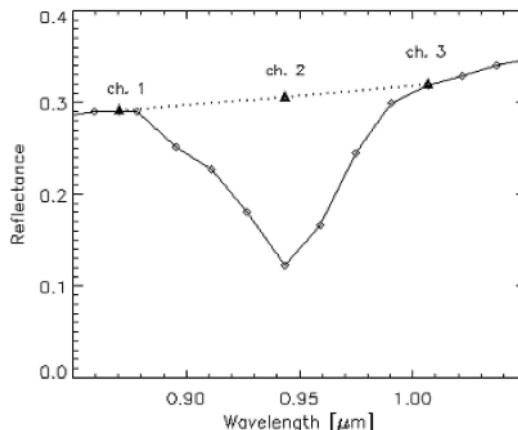
Ορισμένες μέθοδοι προσδιορισμού της στήλης των υδρατμών είναι οι εξής:

- Differential absorption method (DA), Bennartz & Fischer, 2001
- Narrow and wide band ratio (NW), Fouin et al., 1989
- Continuum interpolation band ratio (CIBR), Green et al., 1990
- Atmospheric precorrected differential absorption (APDA), Borel & Schlapfer, 1998

Η περιεκτικότητα σε υδρατμούς μπορεί να υπολογιστεί αυτόματα από το ATCOR εάν ο δέκτης διαθέτει φασματικά κανάλια στις περιοχές που είναι σημαντική η απορρόφηση από το H_2O , παραδείγματος χάριν στα 0,94 ή στα 1,13 μm (Κεφ. 1.3.4). Εάν ένας δέκτης δε διαθέτει φασματικά κανάλια στις περιοχές απορρόφησης του νερού (π.χ. Landsat TM & SPOT), τότε χρησιμοποιείται μια εκτίμηση της κατακόρυφης στήλης των υδρατμών, η οποία εξαρτάται από την εποχή (καλοκαίρι/χειμώνας) και συνήθως είναι ικανοποιητική ως προσέγγιση. Τα τυπικά εύρη τιμών αυτών των εκτιμήσεων είναι τα εξής:

- Τροπικές συνθήκες: $wv = 3 - 5 \text{ cm}$
- Καλοκαίρι σε μέσα γεωγραφικά πλάτη: $wv = 2 - 3 \text{ cm}$
- Ξηρό καλοκαίρι, άνοιξη & φθινόπωρο: $wv = 1 - 1,5 \text{ cm}$
- Έρημος που επικρατούν ξηρές συνθήκες ή χειμώνας: $wv = 0,3 - 0,8 \text{ cm}$

Ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών πάνω από τη ξηρά στο ATCOR, γίνεται βάσει του αλγόριθμου APDA (Atmospheric Precorrected Differential Absorption) που ανέπτυξαν οι Borel & Schlapfer (1998) και για αυτό περιγράφεται αναλυτικά. Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος εξαρτάται από τις ιδιότητες των αερολυμάτων και για αυτό το λόγο εκτελείται μετά τον προσδιορισμό του τύπου αυτών. Στην πιο απλή της μορφή, η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί τρία κανάλια, ένα στην περιοχή της ατμοσφαιρικής απορρόφησης του νερού στα 0,94 ή στα 1,13 μm (το κανάλι μέτρησης) και δύο γειτονικά (κανάλια αναφοράς). Το τοπικό ελάχιστο που εμφανίζεται στο διάγραμμα ανακλαστικότητας – μήκους κύματος (Διάγ. 3.13) για αυτή την περιοχή αποτελεί ένα μέτρο της στήλης των υδρατμών και είναι το χαρακτηριστικό που αξιοποιεί ο συγκεκριμένος αλγόριθμος (Richter, 2010). Στην περίπτωση των τριών καναλιών, ο λόγος APDA που εξαρτάται από του υδρατμούς προσδιορίζεται από την εξίσωση 3.51, όπου u είναι η στήλη των υδρατμών.



Διάγραμμα 3.13 - Παράδειγμα διαγράμματος ανακλαστικότητας - μήκους κύματος, για το κανάλι μέτρησης και τα κανάλια αναφοράς (Πηγή: Richter, 2010).

$$R_{APDA}(\rho, u) = \frac{L_2(\rho_2, u) - L_{2,p}(u)}{w_1(L_1(\rho_1) - L_{1,p}) + w_3(L_3(\rho_3) - L_{3,p})} \quad (3.51)$$

Στην εξίσωση αυτή, οι δείκτες 1 και 3 αντιστοιχούν στα κανάλια που εντοπίζονται στα γειτονικά κανάλια δηλαδή, στα φασματικά ατμοσφαιρικά παράθυρα των 0,85-0,89 μm και 1,01-1,05 μm αντίστοιχα. Ο δείκτης 2 υποδηλώνει το κανάλι στην περιοχή που είναι έντονη η απορρόφηση από τους υδρατμούς (0,91-0,95 μm). Επιπλέον τα L και L_p αντιστοιχούν στην συνολική ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης και στην ακτινοβολία διαδρομής, η οποία έχει ήδη υπολογιστεί από τα προηγούμενα βήματα του αλγόριθμου ατμοσφαιρικής διόρθωσης του ATCOR. Το σύμβολο u υποδηλώνει τη στήλη των υδρατμών, ενώ τα βάρη w_1 και w_3 υπολογίζονται από τις παρακάτω εξισώσεις.

$$w_1 = \frac{(\lambda_3 - \lambda_2)}{(\lambda_3 - \lambda_1)} \quad \text{και} \quad w_3 = \frac{(\lambda_2 - \lambda_1)}{(\lambda_3 - \lambda_1)} \quad (3.52)$$

Η **δυσκολία** στην εφαρμογή του αλγόριθμου APDA είναι ο **προσδιορισμός της ανακλαστικότητας της επιφάνειας ρ_2 στο κανάλι με τα χαρακτηριστικά απορρόφησης**. Η τεχνική αυτή προσπαθεί να εκτιμήσει την ανακλαστικότητα ρ_2 με την εφαρμογή μιας γραμμικής παρεμβολής των τιμών της ανακλαστικότητας της επιφάνειας στα κανάλια 1 και 3, τα οποία επηρεάζονται ελάχιστα ή καθόλου από τους υδρατμούς. Τελικά η ανακλαστικότητα ρ_2 υπολογίζεται από την εξίσωση 3.53.

$$\rho_2 = w_1\rho_1 + w_3\rho_3 \quad (3.53)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Η εξίσωση 3.51 μπορεί να πάρει την παρακάτω μορφή, όπου το $E_{g2}(u)$ είναι η ολική ηλιακή ροή στο έδαφος για το κανάλι μέτρησης.

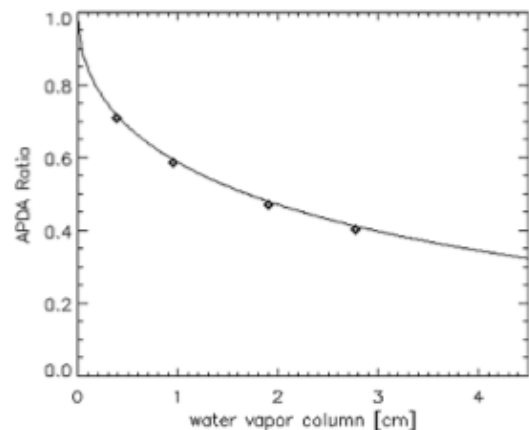
$$R_{APDA}(u) = \frac{\rho_2 \tau_2(u) E_{g2}(u)}{\rho_2 \tau_2(u=0) E_{g2}(u=0)} = \frac{\tau_2(u) E_{g2}(u)}{\tau_2(u=0) E_{g2}(u=0)} \quad (3.54)$$

Το ATCOR χρησιμοποιεί τέσσερις με πέντε διαφορετικές τιμές¹⁰³ της στήλης υδρατμών $u = 0,4 / 1 / 2,0 / 2,9 / 4,0$ cm για να προσδιορίσει μια εκθετική συνάρτηση προσαρμογής (Εξ. 3.55), η οποία μπορεί να επιλυθεί για οποιαδήποτε στήλη υδρατμών u , η οποία έχει τιμή μεταξύ των ορίων 0,4 και 4 cm. Το διάγραμμα 3.43 παρουσιάζει ένα παράδειγμα προσδιορισμού του λόγου APDA, όπου τα σημεία αντιστοιχούν στις πρότυπες τιμές της στήλης υδρατμών.

$$R_{APDA}(u) = \exp(-\alpha + \beta\sqrt{u}) \quad (3.55)$$

$$u = \left(\frac{\alpha + \ln R_{APDA}}{\beta} \right)^2 \quad (3.56)$$

Οι εξισώσεις 3.51, 3.53 & 3.56 **επιλύονται επαναληπτικά** στο ATCOR, ξεκινώντας με την τιμή $u=1$ cm, υπολογίζοντας στη συνέχεια το R_{APDA} , ενημερώνοντας τις τιμές των $L_{i,p}(u)$, ρ_1 , ρ_3 και επαναλαμβάνοντας τον παραπάνω κύκλο εργασιών. Για την εκτέλεση του συγκεκριμένου αλγόριθμου απαιτούνται τουλάχιστον δύο κανάλια, ένα κανάλι αναφοράς και ένα μέτρησης. Η βελτιωμένη εκδοχή της μεθόδου APDA μπορεί να λάβει υπόψιν της περισσότερα κανάλια απορρόφησης στις περιοχές των 0,91-0,96 και 1,11-1,15 μm .



Τέλος, το ATCOR προσφέρει δυο επιλογές για τον προσδιορισμό του χάρτη της στήλης των υδρατμών που θα αξιοποιηθεί στη διόρθωση:

Διάγραμμα 3.14 - Παράδειγμα καμπύλης προσαρμογής του λόγου APDA για τους υδρατμούς (Πηγή: Richter. 2010).

- Τη χρήση του χάρτη των υδρατμών με τη μικρότερη τυπική απόκλιση, από τους δύο που προκύπτουν από κάθε μια περιοχή απορρόφησης του H_2O (0,94 και 1,13 μm)
- Ο προσδιορισμός του χάρτη των υδρατμών από το συνδυασμό αυτών που έχουν προκύψει για κάθε μια περιοχή απορρόφησης του H_2O ξεχωριστά, μέσω ενός λόγου γραμμικής παρεμβολής (linear regression ratio - LIRR). Ο τελικός χάρτης που προκύπτει είναι πιο ακριβής, επειδή η παλινδρόμηση μειώνει το θόρυβο που καταγράφει ο δέκτης.

Ο τελικός χάρτης μπορεί να περιέχει διαφορετικές τιμές της κατακόρυφης στήλης των υδρατμών για κάθε μια εικονοψηφίδα (variable wv), δηλαδή να διατηρηθεί ο χάρτης των υδρατμών όπως υπολογίστηκε από τον αλγόριθμο APDA ή να προσδιοριστεί μια σταθερή τιμή για όλες τις εικονοψηφίδες, η οποία να αντιστοιχεί στο μέσο όρο των τιμών όλων των εικονοψηφίδων (constant wv).

¹⁰³ Οι πρότυπες τιμές που χρησιμοποιεί επαρκούν για να καλύψουν το εύρος τιμών της στήλης υδρατμών από 0,5 έως 5 cm με ακρίβεια 5-10%.

Ο χάρτης υδρατμών χρησιμοποιείται κυρίως για την ενημέρωση του συντελεστή μετάδοσης τ , ύστερα από την αφαίρεση των επιπτώσεων των υδρατμών και δευτερευόντως για την ενημέρωση του L_p αν απαιτείται.

Τα πολυφασματικά δεδομένα δεν περιέχουν κανάλια στις θέσεις απορρόφησης του H_2O , συνεπώς δεν είναι δυνατή η εκτέλεση του συγκεκριμένου αλγόριθμου και η τιμή της κατακόρυφης στήλης των υδρατμών που χρησιμοποιείτε για τη διόρθωση είναι μια από τις $u = 0,4 / 1 / 2,0 / 2,9 / 4,0$ cm.

3.2.2.10 Διόρθωση για τη BRDF στο ATCOR – Βήμα 11

Η ανακλαστικότητα πολλών ειδών εδαφοκάλυψης εξαρτάται από τη γεωμετρία θέασης και φωτισμού από τον ήλιο (Richter, 2010). Η συμπεριφορά αυτή περιγράφεται από τη **συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης** (Bidirectional Reflectance Distribution Function - BRDF), η οποία ορίζεται σύμφωνα με τους Marshak & Davis (2006) ως ο λόγος της ανακλώμενης ραδιομετρική λαμπρότητας, ανά μονάδα εισερχόμενης έντασης ακτινοβολίας για ένα σημείο της επιφάνειας, ή πιο λεπτομερώς από τον Landgrebe (2003) **ως η διαφορική τιμή της ραδιομετρικής λαμπρότητας που «εξέρχεται» από ένα σημείο της επιφάνειας, ως συνάρτηση της γωνίας θέασης, του αζιμουθίου και της ηλιακής ζενίθιας γωνίας· προς τη διαφορική τιμή της έντασης της ακτινοβολίας, η οποία δίνεται συναρτήσει του αζιμουθίου και της ηλιακής ζενίθιας γωνίας**. Η επίδραση του συγκεκριμένου φαινομένου είναι εύκολα παρατηρήσιμη σε απεικονίσεις, όπου οι γωνίες θέασης και θέσης του ήλιου μεταβάλλεται σημαντικά μεταξύ των εικόνων.

Σε εικόνες που απεικονίζουν **επίπεδη επιφάνεια**, μετά την ατμοσφαιρική διόρθωση εμφανίζονται **διαβαθμίσεις στην φωτεινότητα κατά μήκος της τροχιάς λήψης**, οι οποίες οφείλονται στην επίδραση της BRDF (Richter, 2010). Σε εξαιρετικά σπάνιες περιπτώσεις όπου η σάρωση γίνεται στο πρωτεύον ηλιακό επίπεδο¹⁰⁴ (solar principal plane), η φωτεινότητα που καταγράφεται είναι ιδιαίτερα υψηλή στην περιοχή (hot spot angular region) που εμφανίζεται το φαινόμενο της οπισθανάκλασης¹⁰⁵ (retroreflection). Οι αντίθετες γωνίες σάρωσης (σε σχέση με την περιοχή της εικόνας που βρίσκεται στο ναδίρ) εμφανίζουν χαμηλότερες τιμές φωτεινότητας. Μια απλή μέθοδος που καλείται “κανονικοποίηση στο ναδίρ” (nadir normalization) ή “διόρθωση του φωτισμού κατά μήκος της τροχιάς λήψης” (across-track illumination correction) **προσδιορίζει το φωτισμό ως συνάρτηση της γωνίας σάρωσης** και πολλαπλασιάζει κάθε εικονοψηφίδα με την αντίστοιχη συνάρτηση κατά τη διόρθωση της απεικόνισης (Richter, 2010).

Η επίδραση της BRDF μπορεί να είναι ιδιαίτερα ισχυρή σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο, όπου εντοπίζονται πλαγιές που είναι προσανατολισμένες προς και αντίθετα από τον ήλιο. Σε περιοχές με απότομες κλίσεις η τοπική ηλιακή ζενίθια γωνία μπορεί να κυμαίνεται από 0° έως 90° , κάτι που συνεπάγεται γεωμετρίες όπου η τιμή της ηλιακής έντασης που δέχεται ο στόχος (απευθείας από τον ήλιο) είναι μέγιστη και μηδενική αντίστοιχα (Richter, 2010). Στις ορεινές περιοχές **δεν** υπάρχει κάποια απλή μέθοδος για την απαλοιφή της επίδρασης της BRDF. Η θεώρηση μιας επιφάνειας με **ισοτροπική συμπεριφορά** όσον αφορά την ανακλαστικότητα (λαμπερτιανή επιφάνεια), που χρησιμοποιείται συνήθως, οδηγεί στην **υπέρ-διόρθωση** των περιοχών που φωτίζονται ασθενώς, όπου η τοπική ηλιακή ζενίθια γωνία¹⁰⁶ β κυμαίνεται μεταξύ $60^\circ - 90^\circ$.

¹⁰⁴ Το επίπεδο στο οποίο περιέχονται η πηγή φωτισμού, ο στόχος και ο δέκτης.

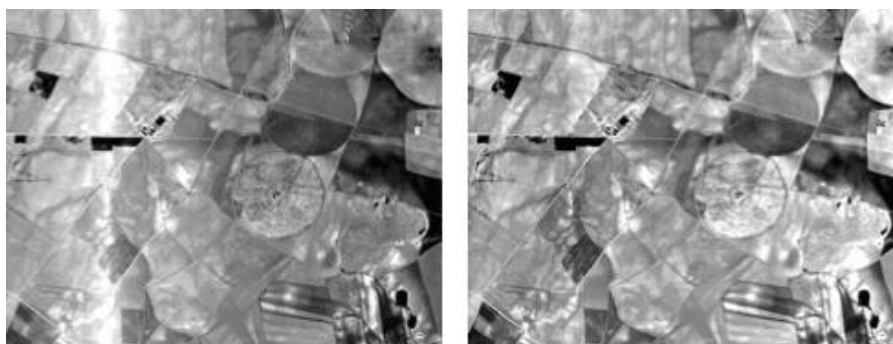
¹⁰⁵ Η οπισθανάκλαση (retroreflection) είναι το φαινόμενο κατά το οποίο η ακτινοβολία ανακλάται πίσω προς την πηγή της.

¹⁰⁶ Η γωνία β αντιστοιχεί στη γωνία που ορίζεται από την κάθετη σε μια εικονοψηφίδα του DEM, και την ηλιακή ζενίθια γωνία που αντιστοιχεί στην απεικόνιση.

Το ATCOR προσφέρει **δύο** διαφορετικές μεθόδους για τη διόρθωση της επίδραση της BRDF. Η πρώτη από αυτές (nadir normalization) στοχεύει κυρίως στις περιπτώσεις όπου η επιφάνεια που απεικονίζεται είναι **επίπεδη** και **κανονικοποιεί** τις τιμές ανακλαστικότητας για τις εικονοψηφίδες που δεν βρίσκονται στο ναδίρ του δέκτη, στις αντίστοιχες τιμές ανακλαστικότητας για την περίπτωση που αυτές **βρίσκονταν στο ναδίρ του δέκτη**. Η δεύτερη μέθοδος (empirical BRDF correction) προορίζεται αποκλειστικά για χρήση σε περιπτώσεις όπου το ανάγλυφο της επιφάνειας που απεικονίζεται είναι **έντονο**. Η μέθοδος αυτή προσπαθεί να αντιμετωπίσει το πρόβλημα που εισάγει η θεώρηση της λαμπεριανής επιφάνειας σε συνδυασμό με τις υψηλές τιμές της τοπικής ηλιακής ζενίθιας γωνίας και παρουσιάστηκε στην προηγούμενη παράγραφο· μειώνοντας τις **υπερδιορθωμένες τιμές ανακλαστικότητας βάσει των γωνιών φωτισμού και/ή θέασης**. Τέλος σε ορισμένες περιπτώσεις απεικονίσεων περιοχών με έντονο ανάγλυφο είναι χρήσιμη η εφαρμογή **και των δυο μεθόδων** για την εμπειρική διόρθωση της επίδρασης της BRDF.

- **Nadir normalization method**

Η μέθοδος αυτή κανονικοποιεί τις τιμές φωτεινότητας που εξαρτώνται από τη γωνία σάρωσης, σε αυτές που αντιστοιχούν στη ναδιραία θέση λήψης. Η εφαρμογή της προτείνεται **μετά** την ατμοσφαιρική διόρθωση της εικόνας, δηλαδή σε δεδομένα που περιγράφονται από τιμές ανακλαστικότητας. Ωστόσο, εάν απαιτείται απλά η διόρθωση της διαβάθμισης του φωτισμού κατά μήκος της τροχιάς λήψης, τότε είναι δυνατή η εκτέλεση του συγκεκριμένου αλγόριθμου **και σε τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας**. Σε αυτή την περίπτωση η διαβάθμιση του φωτισμού επί της απεικόνισης μπορεί να οφείλεται στην επίδραση του συνδυασμού της BRDF της επιφάνειας και της ατμόσφαιρας.



Εικόνα 3.7 - Η εφαρμογή της μεθόδου κανονικοποίησης στο ναδίρ σε μια εικόνα με την επίδραση του φαινομένου υπερφωτισμού hot spot (Πηγή: Richter, 2010).

Ο αλγόριθμος αυτός προορίζεται για τη χρήση σε δέκτες **με μεγάλο οπτικό πεδίο** (FOV>20°) και υπολογίζει τη μέση τιμή της κάθε στήλης για ένα συγκεκριμένο διάστημα/βήμα δειγματοληψίας δεδομένων ίσο με 1° ή 3°, ενώ δεν παίζει ρόλο εάν η απεικόνιση είναι γεωαναφερμένη¹⁰⁷. Η περιοχή της εικόνας που βρίσκεται στο ναδίρ της θέσης λήψης ορίζεται ως αυτή για την οποία η γωνία σάρωσης κυμαίνεται μεταξύ **±3°**. Γενικά ένα **βήμα**¹⁰⁸ **δειγματοληψίας** ίσο με +3° με +FOV/2 για την αριστερή πλευρά της εικόνας, όπως ορίζεται από τη φορά του άξονα λήψης και -3° με -FOV/2 για την δεξιά πλευρά της εικόνας είναι ικανοποιητικό. Στις περιπτώσεις όπου η

¹⁰⁷ Εάν η απεικόνιση έχει γεωαναφερθεί, τότε πρέπει να συνοδεύεται από ένα ξεχωριστό αρχείο που να περιέχει τις πληροφορίες που περιγράφουν τη γωνία σάρωσης για κάθε εικονοψηφίδα.

¹⁰⁸ Το “+” υποδηλώνει την αριστερή πλευρά της απεικόνισης, ενώ το “-” τη δεξιά.

γεωμετρία λήψης πλησιάζει αυτή της περίπτωσης του φαινομένου του **υπερφωτισμού hot spot**, προτιμάται η χρήση ενός βήματος ίσο με 1° .

Εάν το \bar{b}_{nadir} αντιστοιχεί στη μέση τιμή φωτεινότητας της περιοχής στο ναδίρ της λήψης, τότε η κανονικοποιημένη τιμή φωτεινότητας για το ναδίρ μια εικονοψηφίδα στη στήλη j της απεικόνισης, με τιμή $b(j)$, υπολογίζεται από την εξίσωση 3.57.

$$b_{norm}(j) = b(j) \frac{\bar{b}_{nadir}}{f_2(j)} \quad (3.57)$$

Η συνάρτηση f_2 προσδιορίζεται ακολουθώντας τα παρακάτω τρία βήματα:

- Βήμα 1:** Αρχικά γίνεται ο προσδιορισμός του μέσου όρου των στηλών για κάθε διάστημα/βήμα (3° με 1°), από όπου και προκύπτει η συνάρτηση f_1 με $m+1$ τιμές (όπου m τα μη-ναδιραία διαστήματα δειγματοληψίας, συν τη τιμή της στήλης που βρίσκεται στο ναδίρ).
- Βήμα 2:** Στη συνέχεια διακρίνονται δυο περιπτώσεις: εάν η εικόνα δεν έχει γεωαναφορά εφαρμόζεται μια παρεμβολή από τη συνάρτηση $f_1(m+1)$ στη συνάρτηση $f_2(ncols)$, όπου το $ncols$ αντιστοιχεί στον αριθμό των εικονοψηφίδων της κάθε στήλης της εικόνας. Εάν η εικόνα έχει γεωαναφερθεί, εφαρμόζεται μια παρεμβολή μεταξύ του πλέγματος των 3° στο πλέγμα των 1° (όχι όμως για την περίπτωση του υπερφωτισμού hot spot).
- Βήμα 3:** Το τελικό βήμα αφορά στην εφαρμογή ενός κινούμενου φίλτρου μέσου όρου στη συνάρτηση f_2 , ενώ διακρίνονται οι εξής περιπτώσεις: εάν η απεικόνιση δεν έχει γεωαναφορά τότε το μέγεθος του παραθύρου αντιστοιχεί σε 9 εικονοψηφίδες, για την περίπτωση όπου δεν έχουμε υπερφωτισμό hot spot και σε 3 εικονοψηφίδες για την αντίθετη περίπτωση. Εάν η εικόνα έχει γεωαναφορά, το κινούμενο φίλτρο εκτείνεται για ένα διάστημα που καλύπτει 5° για τις περιπτώσεις που δεν έχουμε υπερφωτισμό hot spot και 3° για αυτές που εμφανίζεται αυτό το φαινόμενο.
- **Ο αλγόριθμος εμπειρική διόρθωσης της BRDF για επιφάνεια με έντονο ανάγλυφο**

Για πολλά είδη εδαφοκάλυψης η ανακλαστικότητα που τα χαρακτηρίζει **αυξάνει με την αύξηση της ηλιακής ζενιθίας γωνίας και/ή της γωνίας θέασης** (Richter, 2010). Οι εικόνες που απεικονίζουν ορεινές περιοχές συχνά εμφανίζουν ένα μεγάλο αριθμό πλαγιών με διαφορετικές κλίσεις και συνεπώς διακυμάνσεις στην φωτεινότητα (bidirectional brightness) που αντιστοιχεί σε μια συγκεκριμένη κατηγορία εδαφοκάλυψης (Richter, 2010). Η συμπεριφορά αυτή **δεν μπορεί** να απαλειφθεί σε ικανοποιητικό βαθμό με τη λαμπερτιανή θεώρηση της εξίσωσης 3.60 (βλ. Κεφ. 3.2.4). Η χρήση της συγκεκριμένης εξίσωσης οδηγεί στην **υπέρ-διόρθωση** των τιμών ανακλαστικότητας για τις ασθενώς φωτισμένες περιοχές τις εικόνες, δηλαδή σε αυτές που αντιστοιχούν μικρές τιμές του $\cos\beta$. Για την επίλυση του συγκεκριμένου προβλήματος, έχουν προταθεί αρκετές μέθοδοι, ορισμένες από αυτές είναι οι ακόλουθες:

- Ο προσδιορισμός ενός **εμπειρικού συντελεστή C** (empirical C method) από την εφαρμογή παλινδρόμησης μεταξύ των τιμών φωτεινότητας και της τοπικής γωνίας φωτισμού, η οποία προκύπτει από το DEM. Ο συντελεστής

αυτός εξαρτάται από το περιεχόμενο της απεικόνισης και το μήκος κύματος (Teillet, 1982 & Riano et al., 2003).

- Η χρήση της **γεωμετρίας** που περιγράφει το σύστημα **ήλιος - φυτοκάλυψη - δέκτης** (sun - canopy - sensor, SCS) στις απεικονίσεις που περιέχουν δασικές περιοχές, αντί για τη γεωμετρία που περιγράφει μόνο το έδαφος (Gu & Gillespie, 1998).
- Ο **συνδυασμός** των δύο παραπάνω μεθόδων (Soenen et al., 2005)

Οι παραπάνω προσεγγίσεις παρήγαγαν αρκετά καλά αποτελέσματα κατά την αξιολόγηση τους, όταν εφαρμόστηκαν σε **ειδικά επιλεγμένες** απεικονίσεις με **ομοιόμορφη φυτοκάλυψη**. Ωστόσο όταν εφαρμόζονται σε εικόνες που απεικονίζουν πολλές **διαφορετικές** κατηγορίες εδαφοκάλυψης κάποια πρακτικά προβλήματα που απαντώνται είναι τα εξής:

- Οι ορεινές περιοχές περιέχουν αρκετά διαφορετικά είδη φυτοκάλυψης, π.χ. φυλλοβόλα, κωνοφόρα ή μικτά δάση, λιβάδια κ.λπ..
- Ο προσδιορισμός των συντελεστών C για τα διαφορετικά είδη εδαφοκάλυψης απαιτεί την εφαρμογή μιας ταξινόμησης πρότερα.
- Η συσχέτιση που πετυχαίνεται μεταξύ των συντελεστών C είναι συχνά μικρότερη από 0,7, με αποτέλεσμα τα αποτελέσματα που προκύπτουν από αυτή τη μέθοδο να **μην** είναι αξιόπιστα.

Η μελέτη των Riano et al. (2003) έδειξε ότι **δεν υπάρχει μια βέλτιστη μέθοδος διόρθωσης για την επίδραση της τοπογραφίας, για όλα τα είδη φυτοκάλυψης**. Ένα μειονέκτημα των μεθόδων Minnaert και empirical C (Κεφ. 3.1.6) είναι ότι **δεν διαχωρίζουν το φωτισμό στην απευθείας και διάχυτη συνιστώσα του**, κάτι στο οποίο στηρίζεται το ATCOR. Παρόλα αυτά ούτε η τελευταία προσέγγιση μπορεί να αντιμετωπίσει ικανοποιητικά τις **ασθενώς φωτισμένες περιοχές** (Richter, 2010). Ως εκ τούτου το ATCOR χρησιμοποιεί συμπληρωματικά μια εμπειρική μέθοδο με τρεις παραμετρικούς συντελεστές (β_T , b και g), όπως αναλύεται παρακάτω. Η μέθοδος αυτή αξιολογήθηκε για διάφορες περιοχές με έντονο ανάγλυφο, οι οποίες καλύπτονται είτε από βλάστηση, είτε από γυμνό έδαφος και συνήθως αποδίδει ικανοποιητικά αποτελέσματα (Richter, 2010). Στόχος της είναι να **μειώσει τις υπέρδιωρθωμένες τιμές ανακλαστικότητας**, χρησιμοποιώντας ως αρχική συνθήκη ελέγχου μια τοπική ηλιακή ζενίθια γωνία β_T , η οποία είναι μεγαλύτερη από την ηλιακή ζενίθια γωνία της απεικόνισης θ_s .

Η εξίσωση 3.58 περιγράφει τη βασική συνάρτηση διόρθωσης που χρησιμοποιεί το ATCOR, η οποία εξαρτάται από την τοπική γωνία πρόσπτωσης της ηλιακής δέσμης (ηλιακός φωτισμός β_i) και τη συνθήκη ελέγχου που αντιστοιχεί στη γωνία β_T . Ο εκθέτης b (= 1/3, 1/2, 3/4, 1) αποτελεί τη δεύτερη παράμετρο και επιλέγεται από το χρήστη. Η τρίτη παράμετρος αποτελεί το κατώτερο όριο της συνάρτησης διόρθωσης (Εξ. 3.58).

$$G = \{\cos \beta_i / \cos \beta_T\}^b \geq g \quad (3.58)$$

Η παράμετρος β_T πρέπει να κυμαίνεται μεταξύ κάποιων ορίων σε σχέση με την ηλιακή ζενίθια γωνία, ώστε να διατηρείται η αρχική φυσική διακύμανση του αριθμού των εικονοψηφίδων, για τις οποίες η τιμή της γωνία φωτισμού προσεγγίζει την ηλιακή ζενίθια γωνία. Το όριο αυτό μπορεί να οριστεί από τον χρήστη, ενώ προτείνεται η χρήση των παρακάτω εμπειρικών κανόνων¹⁰⁹:

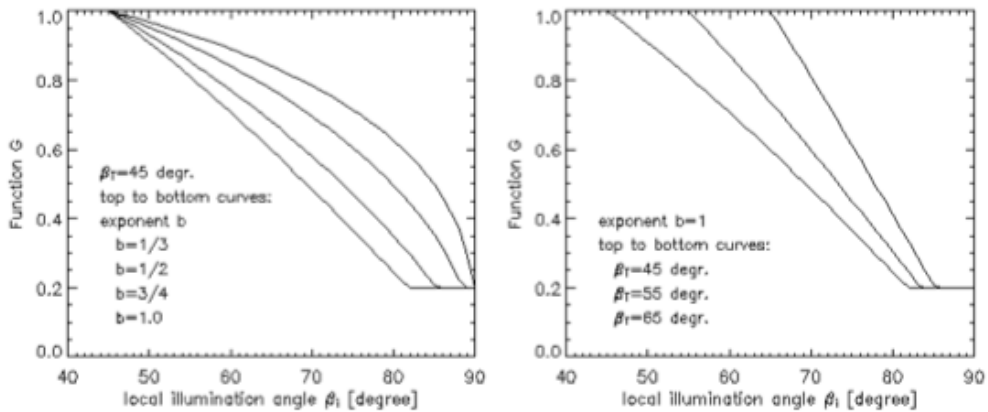
- $\beta_T = \theta_s + 20^\circ$, εάν $\theta_s < 45^\circ$

¹⁰⁹ Οι παραπάνω κανόνες εφαρμόζονται αυτόματα εάν ισχύει $\beta_T = 0$.

- $\beta_T = \theta_s + 15^\circ$, εάν $45^\circ \leq \theta_s \leq 55^\circ$
- $\beta_T = \theta_s + 10^\circ$, εάν $\theta_s > 55^\circ$

Η γεωμετρική εξίσωση G χρειάζεται ένα κατώτατο όριο g , ώστε να αποτρέπεται η υπερβολική μείωση των τιμών ανακλαστικότητας. Τιμές του G μεγαλύτερες από 1, θέτονται ίσες με 1, ενώ τιμές μικρότερες από το όριο g παίρνουν την τιμή αυτού. Αυτό συνεπάγεται ότι ο συγκεκριμένος αλγόριθμος λειτουργεί για τιμές από β_T έως 90, ενώ η διορθωμένη ανακλαστικότητα προσδιορίζεται από την εξίσωση 3.59, όπου το ρ αντιστοιχεί στην ιστροπική (λαμπερτιανή) τιμή.

$$\rho_G = \rho_L G \tag{3.59}$$



Διάγραμμα 3.15 - Οι γεωμετρικές συναρτήσεις του ATCOR για την εμπειρική διόρθωση της BRDF: αριστερά η συνάρτηση G συναρτήσει του εκθέτη b και δεξιά η συνάρτηση G (για $b=1$) για τις διάφορες τιμές του β_T (Πηγή: Richter, 2010).

Το διάγραμμα 3.15 παρουσιάζει τη γραφική παράσταση της εξίσωσης 3.58. Το τμήμα που βρίσκεται στα αριστερά παρουσιάζει τη συνάρτηση G για τις διάφορες τιμές του εκθέτη b . Για $b=1$ η μείωση της τιμής της συνάρτησης G είναι σημαντική, ενώ ο ρυθμός μείωσης σταθερός (η κλίση του δεξιά διαγράμματος)· για μικρότερες τιμές του b η μείωση αρχικά δεν είναι έντονη, αλλά σταδιακά αυξάνεται με την αύξηση του β_i . Στο δεξιά τμήμα του διαγράμματος 3.15 παρουσιάζεται η επίδραση της αλλαγής της παραμέτρου β_T , η οποία έχει ως αποτέλεσμα τη μετατόπιση της αφετηρίας της καμπύλης του διαγράμματος.

Στην τρέχουσα έκδοση το ATCOR (v.7.1) περιέχει διαφορετικές συναρτήσεις G για το έδαφος/άμμος¹¹⁰ και τη βλάστηση, η πρώτη από αυτές συνοδεύεται από έναν εκθέτη b , ο οποίος είναι ανεξάρτητος του μήκους κύματος της ακτινοβολίας. Η συνάρτηση G για τη βλάστηση διακρίνεται στις παρακάτω δυο εκδοχές, οι οποίες προέκυψαν από τη δοκιμή σε ένα μεγάλο αριθμό εικόνων που απεικονίζουν ορεινές περιοχές με βλάστηση.

- $b=0,75$ για τα κανάλια με $\lambda < 0,72 \mu\text{m}$ και $b=0,33$ για $\lambda > 0.72 \mu\text{m}$
- $b=0,75$ για $\lambda < 0,72 \mu\text{m}$ και $b=1$ για $\lambda > 0.72 \mu\text{m}$

¹¹⁰ Η διάκριση αυτών γίνεται βάσει του κριτηρίου $\rho_{0,85}/\rho_{0,66} > 3$

3.2.3 Η τυπική ροή εργασιών για την ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών απεικονίσεων στο ATCOR

Η ροή εργασιών του λογισμικού ατμοσφαιρικής διόρθωσης ATCOR μπορεί να χωριστεί σε **τρία βασικά μέρη**: το πρώτο είναι η **εισαγωγή των αρχικών πληροφοριών από το χρήστη (τύπος αερολυμάτων, στήλη υδρατμών & ορατότητα)**, το δεύτερο ο **έλεγχος** τους βάσει της δομής SPECTRA και το τρίτο είναι η **επιλογή των διορθώσεων** που θα υλοποιήσει το ATCOR, δηλαδή εάν θα συμπεριλάβει τον αλγόριθμο διόρθωσης των υδρατμών, της αχλής κ.λπ.. Βασικά αυτό το μέρος αποτελείται από τα βήματα διόρθωσης του διαγράμματος 3.4. Η ροή εργασιών στα μοντέλα ATCOR-2/3 και ATCOR-4 είναι **παρόμοια** και περιγράφεται στο διάγραμμα 3.16. Πριν την υλοποίηση των εργασιών ο χρήστης θα πρέπει να δηλώσει εάν η ατμοσφαιρική διόρθωση θα γίνει για επίπεδη ή για ανάγλυφη επιφάνεια. Στη δεύτερη περίπτωση ενεργοποιείται ο αλγόριθμος που περιγράφεται στο κεφάλαιο 3.2.4.

Σύμφωνα με το διάγραμμα 3.16 το πρώτο βήμα, είναι η εισαγωγή¹¹¹ της τηλεπισκοπικής απεικόνισης και η ημερομηνία λήψης της. Το επόμενο βήμα είναι ο καθορισμός της γεωμετρίας θέασης του δέκτη που περιλαμβάνει την γωνία κλίσης (tilt angle) του δέκτη, τα αζιμούθια της τροχιάς του δέκτη και του ήλιου και τη γωνία σάρωσης (αφορά μόνο το ATCOR-4), τα οποία είναι συνήθως γνωστά από τα μεταδεδομένα του δέκτη. Σε αυτό το σημείο το ATCOR δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη, να επιλέξει ποια κανάλια της απεικόνισης θέλει να συμπεριληφθούν στη διόρθωση, όπως και ποιο τμήμα της απεικόνισης. Στη συνέχεια ο χρήστης ορίζει το δέκτη¹¹² και το αρχείο βαθμονόμησης αυτού.

Πίνακας 3.2 - Οι δέκτες που υποστηρίζονται από το ATCOR.

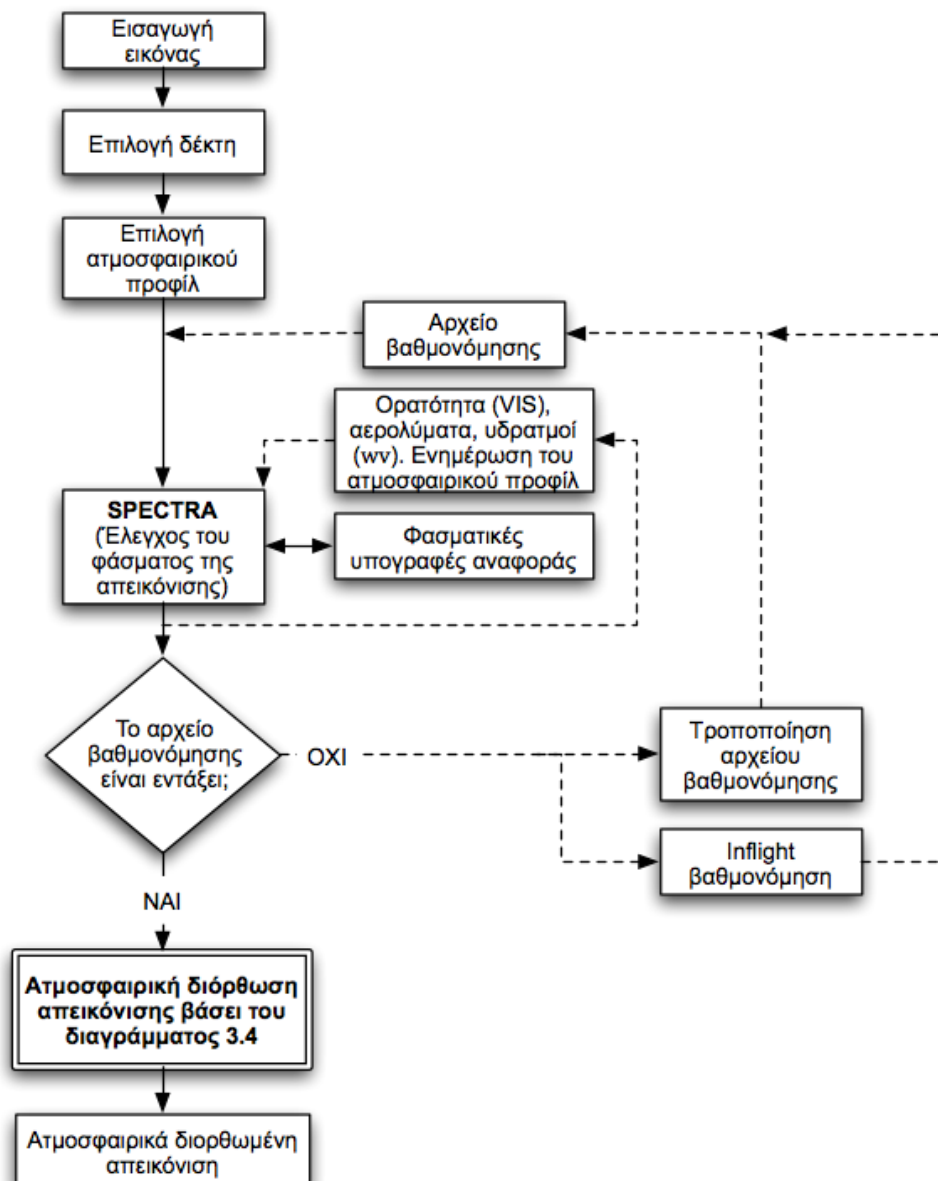
Δορυφορικοί δέκτες	Αερομεταφερόμενοι δέκτες
Πολυφασματικοί & Παγχρωματικοί: Landsat 4/5 TM – MSS, Landsat 7 ETM+, SPOT 1-3, HRV, SPOT 4-5, IRS-1A/-1B, IRS- 1C/-1D, IRS-P6, Cartosat, Ikonos-2, Quickbird, Orbview-3, MOS-B, MERIS, ASTER, ALI, SAC-C/MMRS, DMC, Formosat-2, KOMPSAT- 2, ALOS AVNIR-2 Υπερφασματικοί: CHRIS, Hyperion	AVIRIS, HyMap, DAIS-7915, Daedalus-1268, CASI

Μετά τον καθορισμό του δέκτη ο χρήστης πρέπει να επιλέξει το **ατμοσφαιρικό προφίλ** (τύπος αερολυμάτων & τιμή της στήλης των υδρατμών) (LUT) μεταξύ αυτών που διαθέτει το λογισμικό, για τη περιοχή του φάσματος που αντιστοιχεί στη VNIR, SWIR & TIR ακτινοβολία. Επιπλέον ο χρήστης πρέπει να εισάγει μια προσεγγιστική τιμή της ορατότητας, την ηλιακή ζενίθια γωνία, το μέσο υψόμετρο του εδάφους και την ακτίνα γύρω από το κάθε σημείο παρατήρησης για την οποία ο αλγόριθμος θα λάβει υπόψιν του την επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων. Μια πρόχειρη **εκτίμηση της ορατότητας**

¹¹¹ Το αρχείο της τηλεπισκοπικής απεικόνισης για να εισαχθεί στο ATCOR θα πρέπει να είναι της μορφής .BSQ (band sequential format with an ENVI header). Το ATCOR επιτρέπει την εισαγωγή και αρχείων εικόνων GeoTIFF, με συγκεκριμένη ονομασία και ορισμένους περιορισμούς, π.χ. τα κανάλια του δέκτη δεν μπορεί να είναι περισσότερα από 10.

¹¹² Το ATCOR δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να εισάγει κάποιον δέκτη, εάν αυτός δεν συμπεριλαμβάνεται στη λίστα του πίνακα 3.2.

και του **τύπου των αερολυμάτων** μπορεί να γίνει και με χρήση των αυτοματοποιημένων υπο-ρουτινών που διαθέτει ο αλγόριθμος. Οι παράμετροι αυτοί καθορίζουν ουσιαστικά τις μεταβλητές που θα χρησιμοποιήσει ο αλγόριθμος της ατμοσφαιρικής διόρθωσης και γι αυτό το λόγο προτείνεται ο έλεγχος τους με χρήση της δομής SPECTRA.



Διάγραμμα 3.16 - Τυπική ροή εργασιών για την ατμοσφαιρική διόρθωση τηλεπισκοπικών απεικονίσεων στο ATCOR (Πηγή: Richter, 2010).

Με τη δομή SPECTRA¹¹³ είναι δυνατή η **γραφική αναπαράσταση του προσεγγιστικά διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας** διάφορων σημείων της απεικόνισης, η οποία προκύπτει βάσει των παραμέτρων που δόθηκαν στο προηγούμενο στάδιο του αλγόριθμου. Το βασικό κριτήριο ελέγχου είναι η **σύγκριση αυτών των υπογραφών με μετρήσεις ή πρότυπες φασματικές υπογραφές, με στόχο τη βελτίωση της αρχικοποίησης της ορατότητας και του επιλεγέντος ατμοσφαιρικού προφίλ**. Η

¹¹³ Οι υπολογισμοί της δομής SPECTRA **δεν** συμπεριλαμβάνουν τον αλγόριθμο DDV, ο οποίος αξιοποιείται στο στάδιο της τελικής επεξεργασίας της απεικόνισης για την ανάκτηση του διορθωμένου κύβου ανακλαστικότητας.

διαδικασία αυτή είναι επαναληπτική, καθώς ο χρήστης μπορεί να μεταβάλλει τις τιμές της ορατότητας, των υδρατμών¹¹⁴ αλλά και του τύπου των αερολυμάτων (δημιουργώντας π.χ. ένα νέο τύπο ατμοσφαιρικού προφίλ με τη γραμμική ανάμιξη δυο βασικών, δηλ. 60% urban και 40% rural), ελέγχοντας κάθε φορά το φάσμα που προκύπτει από την απεικόνιση με στόχο **να προσεγγίζει όσο το δυνατόν καλύτερα το φάσμα αναφοράς** που χρησιμοποιείται (π.χ. φασματικές υπογραφές από επιτόπιες μετρήσεις). Το συγκεκριμένο στάδιο αποτελεί ίσως το πιο σημαντικό σημείο του αλγόριθμου διόρθωσης, όσον αφορά την εργασία που απαιτείται από το χρήστη, καθώς τα υπόλοιπα βήματα περιέχουν από αυτοματοποιημένες διαδικασίες. Στο στάδιο αυτό ενημερώνεται το ατμοσφαιρικό προφίλ που αντιστοιχεί στη λήψη.

Το επόμενο βήμα είναι ο έλεγχος του **αρχείου βαθμονόμησης** του δέκτη. Εάν η βαθμονόμηση του δέκτη είναι σωστή, τότε μπορεί να ξεκινήσει η εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης· διαφορετικά το αρχείο που περιέχει τους ραδιομετρικούς συντελεστές θα πρέπει να διορθωθεί είτε από τον ίδιο το χρήστη, είτε με χρήση της ρουτίνας inflight calibration. Η ρουτίνα αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί με την προϋπόθεση, ότι είναι γνωστές οι **παράμετροι της ατμόσφαιρας** και η **ανακλαστικότητα της επιφάνειας**. Εάν κατά την εκτέλεση του αλγόριθμου προκύψει η ανάγκη ενημέρωσης του αρχείου βαθμονόμησης του δέκτη, τότε ο έλεγχος με τη δομή SPECTRA, αν έχει γίνει ήδη, πρέπει να **επαναληφθεί**.

Στην περίπτωση που επιλεγεί ο αλγόριθμος για επιφάνεια με έντονο ανάγλυφο, ο χρήστης θα πρέπει να εισάγει επιπλέον το αρχείο του **DEM** και τους χάρτες με την **κλίση** (slope) και τον **προσανατολισμό** (aspect), οι οποίοι θα πρέπει να έχουν τις ίδιες διαστάσεις με την τηλεπισκοπική απεικόνιση. Οι χάρτες με τις **σκιές** εξαιτίας του ανάγλυφου και του **συντελεστή θέασης του ουράνιου θόλου** (sky view factor), είναι προαιρετική και χρειάζονται στις περιπτώσεις που το ανάγλυφο είναι εξαιρετικά έντονο.

Εάν η ονομασία του αρχικού αρχείου της εικόνας είναι "image.bsq" η διορθωμένη εικόνα που θα προκύψει θα ονομάζεται "image_atm.bsq". Γενικά το ATCOR χρησιμοποιεί διάφορους δείκτες ανάλογης μορφής με τον "_atm.bsq" για να περιγράψει τα αρχεία που παράγει, ενώ ένα αρχείο τύπου .1nh συνοδεύει το διορθωμένο αρχείο και περιέχει όλες τις παραμέτρους που ορίστηκαν κατά την εκτέλεση του αλγόριθμου ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

¹¹⁴ Στους πολυφασματικούς δέκτες η εξάρτηση της εκτίμησης του φάσματος ανακλαστικότητας από τους υδρατμούς δεν είναι μεγάλη, με αποτέλεσμα η μεταβολή της τιμής τους να μην επιδρά σημαντικά στην τελική διόρθωση.

3.2.4 Ατμοσφαιρική διόρθωση για ανάγλυφη επιφάνεια

Εάν η τηλεπισκοπική απεικόνιση παρουσιάζει περιοχή με **έντονο ανάγλυφο** ο χρήστης μπορεί να εκτελέσει τον αλγόριθμο ατμοσφαιρικής διόρθωσης για ανάγλυφη επιφάνεια. Τα βήματα του συγκεκριμένου αλγόριθμου ακολουθούν παρόμοια σειρά με αυτά που παρουσιάζονται στο διάγραμμα 3.4, ωστόσο **σε κάθε βήμα λαμβάνεται υπόψιν η επίδραση του αναγλύφου** μέσα από τη χρήση κάποιων ή όλων των πληροφοριών που εξάγονται από το DEM.

Πιο συγκεκριμένα τα σημεία που εμφανίζουν ενδιαφέρον είναι τα εξής:

- Ο **προσδιορισμός του χάρτη των υδρατμών** (water vapor map), συμπεριλαμβάνει το υψόμετρο του εδάφους (Βήμα 8 – Κεφάλαιο 3.2.2).
- Ο **προσδιορισμός του διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας** (Βήμα 12 – Κεφάλαιο 3.2.1) αντικαθίσταται πλέον από τα εξής στάδια:

Στάδιο 1: Τρεις επαναλήψεις για τον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας του εδάφους, βάσει της εξίσωσης 3.60 (Αντίστοιχο του βήματος 10 – στάδιο 1, Κεφάλαιο 3.2.2).

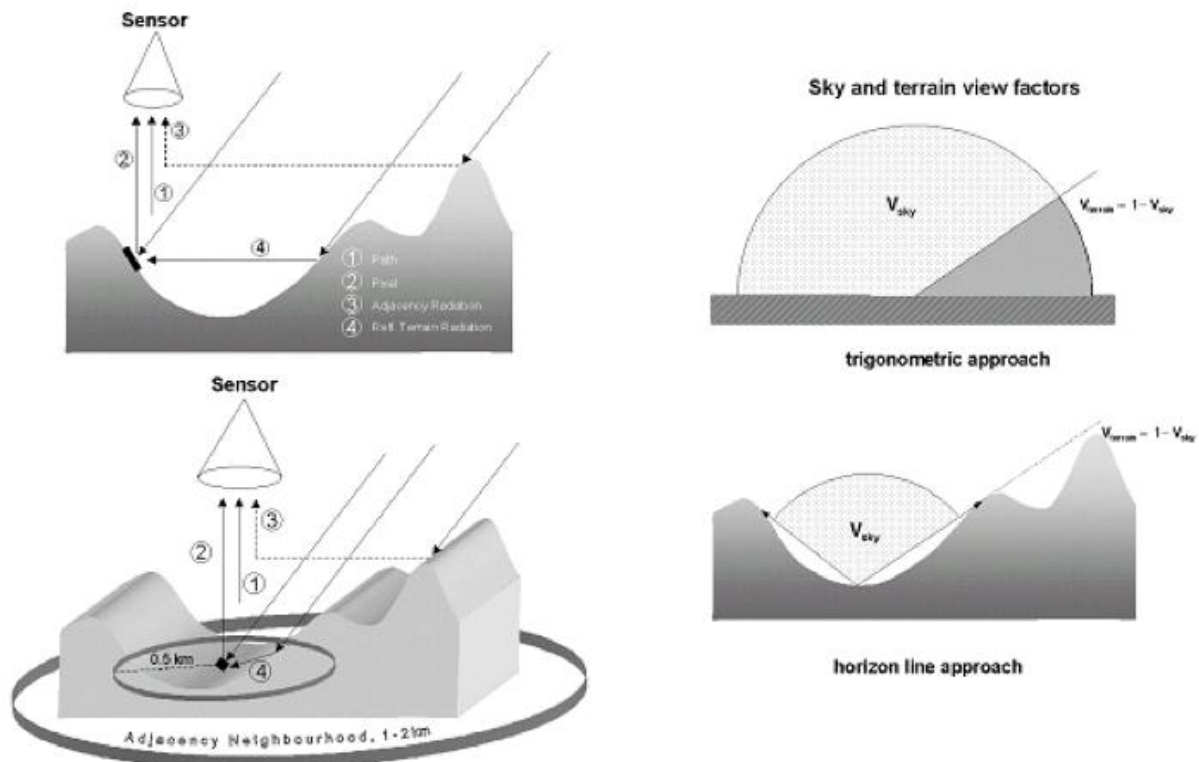
Στάδιο 2: Εάν είναι επιθυμητή η εμπειρική διόρθωση για τη BRDF, η οποία εξαρτάται από τον χάρτη φωτισμού (local illumination map), ο οποίος προκύπτει από τα δεδομένα που περιγράφουν την κλίση, τον προσανατολισμό και τις σκιές.

Στάδιο 3: Διόρθωση για τα σφάλματα που προκύπτουν εξαιτίας της ακτινοβολίας που προέρχεται από γειτονικές εικονοψηφίδες, συμπεριλαμβανομένου ειδικής αντιμετώπισης για τις περιοχές με νέφη (Βήμα 10 – στάδιο 2, Κεφάλαιο 3.2.2).

Στάδιο 4: Διόρθωση για το σφαιρικό albedo (Βήμα 10 – στάδιο 3, Κεφάλαιο 3.2.2).

- Τέλος, ο **προσδιορισμός της θερμοκρασίας της επιφάνειας και του συντελεστή εκπομπής**, από τον αλγόριθμο διόρθωσης του θερμικού φάσματος, λαμβάνει υπόψιν του τους χάρτες με τον δείκτη ορατότητας, τους υδρατμούς (εάν ο δέκτης διαθέτει κανάλια για τον προσδιορισμό τους), το υψόμετρο και τη γωνία σάρωσης. Τα θερμικά κανάλια δεν διορθώνονται για κλίση/προσανατολισμό.

Στην εικόνα 3.8 παρουσιάζονται οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ακτινοβολίας στην ανάγλυφη επιφάνεια. Συγκριτικά με τον αλγόριθμο για την επίπεδη επιφάνεια, σε αυτή την περίπτωση λαμβάνεται υπόψιν **μια επιπλέον συνιστώσα**, η οποία είναι ουσιαστικά **μια προσέγγιση της ακτινοβολίας που ανακλάται, εξαιτίας του ανάγλυφου της επιφάνειας** (η συνιστώσα 4 στην εικόνα 3.8). Η τιμή αυτής της συνιστώσας προσδιορίζεται σταθμίζοντας την ανακλώμενη ακτινοβολία για μια επιφάνεια ακτίνας 0,5 km που περιβάλλει την κάθε εικονοψηφίδα, με το συντελεστή θέασης του εδάφους (terrain view factor). Ο συντελεστής αυτός προκύπτει από τη σχέση $V_{terrain}(x, y) = 1 - V_{sky}(x, y)$, ενώ ο συντελεστής θέασης του ουράνιου θόλου (sky view factor) (Κεφ. 1.7) προσδιορίζεται από το DEM. Για επίπεδη επιφάνεια ο συντελεστής sky view κανονικοποιείται ίσος με 1.



Εικόνα 3.8 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης ακτινοβολίας σε επιφάνεια με έντονο ανάγλυφο και η σχηματική αναπαράσταση του συντελεστή θέασης του ουράνιου θόλου (Πηγή: Richter, 2010).

Η ανακλαστικότητα (Βήμα 12 – στάδιο 1) υπολογίζεται επαναληπτικά, βάσει της εξίσωσης 3.60.

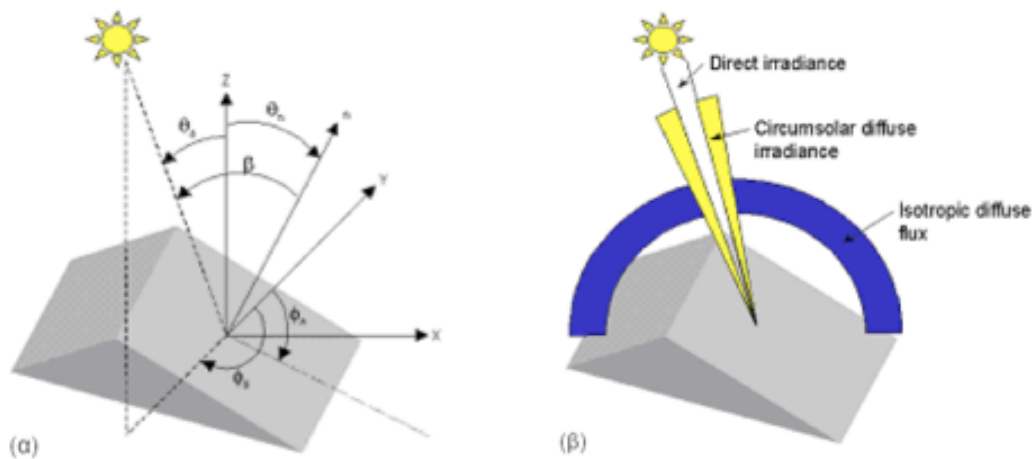
$$\rho^{(i)}(x, y) = \frac{\pi [d^2 (c_0 + c_1 DN(x, y)) - L_p(z, \theta_v, \varphi)]}{\tau(z, \theta_v) [b(x, y) E_s \tau_s(z) \cos \beta(x, y) + E_{aif}^*(x, y, z) + E_t^i(z, \rho_r) \bar{\rho}_{terrain}^{(i-1)} V_{terrain}(x, y)]} \quad (3.60)$$

Κατά το πρώτο στάδιο αγνοείται η επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων και τίθεται μια αρχική σταθερή τιμή ανακλαστικότητας εδάφους ίση με $\bar{\rho}_{terrain}^{(0)} = 0,1$. επίσης αγνοείται η ακτινοβολία διαδρομής, αλλά συμπεριλαμβάνονται οι σκιές που οφείλονται στην περιβάλλουσα τοπογραφία του εδάφους.

Οι όροι που περιέχονται στην εξίσωση 3.60 είναι ο εξής:

- x, y Οι οριζόντιες συντεταγμένες, που αντιστοιχούν στις εικονοψηφίδες με γεωαναφορά.
- z Η κατακόρυφη συντεταγμένη, που αντιστοιχεί στην υψομετρική πληροφορία από το DEM.
- $DN(x, y)$ Ο ψηφιακός αριθμός της εικονοψηφίδας με γεωαναφορά.
- $L_p(z, \theta_v, \varphi)$ Η ακτινοβολία διαδρομής, που εξαρτάται από το υψόμετρο και τη γεωμετρία θέασης.
- $\tau(z, \theta_v)$ Ο συντελεστής μετάδοσης της ακτινοβολίας από το έδαφος έως το δέκτη, βάσει της γωνίας θέαση, για τις άμεσες και τις διάχυτες συνιστώσες της ακτινοβολίας.
- $\tau_s(z)$ Ο συντελεστής μετάδοσης της απευθείας ακτινοβολίας από τον

	ήλιο έως το έδαφος.
$\beta(x,y)$	Η γωνία φωτισμού (Η γωνία μεταξύ της ηλιακής ακτίνας και της επιφάνειας).
$b(x,y)$	Δυαδικός συντελεστής που παίρνει την τιμή 1 εάν η εικονοψηφίδα δέχεται μια απευθείας ηλιακή δέσμη και την τιμή 0 εάν όχι.
E_s	Η εξωπλανητική ηλιακή ένταση (η απόσταση της Γης από τον ήλιο είναι ίση με $d = 1 AU$).
$E_a^*(x, y, z)$	Η διάχυτη ηλιακή ροή, ως προς ένα κεκλιμένο επίπεδο.
$E_g(z)$	Η άμεση συν τη διάχυτη ηλιακή ροή για μια οριζόντια επιφάνεια σε υψόμετρο z .
$E_t(z)$	Η ακτινοβολία που ανακλάται από τις παρακείμενες πλαγιές.
$\rho_{terrain}^{(0)}$	Η αρχική μέση τιμή της ανακλαστικότητας του εδάφους.
$\bar{\rho}_{terrain}^{(i)}(x, y)$	Η τοπικά μεταβαλλόμενη μέση τιμή της ανακλαστικότητας του εδάφους, η οποία προσδιορίζεται επαναληπτικά ($i = 1, 2, 3, \dots$).
$V_{terrain}(x, y)$	Ο συντελεστής θέασης του εδάφους (εύρος τιμών: 0-1).



Εικόνα 3.9 - Η γεωμετρία φωτισμού (α) και οι συνιστώσες της ακτινοβολίας σε ανάγλυφη επιφάνεια (β) (Πηγή: Richter, 2010)

Στην εικόνα 3.9 παρουσιάζεται η γεωμετρία φωτισμού, όπως και οι τρεις συνιστώσες της ηλιακής ακτινοβολίας: η άμεση και περιηλίουσα ένταση της ακτινοβολίας (direct & circumsolar irradiance) και η διάχυτη ροή για ημισφαιρικό ουρανό (diffuse hemispherical sky flux), που λαμβάνονται υπόψιν στον αλγόριθμο της ανάγλυφης επιφάνειας. Μπορεί να αποδειχθεί ότι αυτές οι τρεις συνιστώσες είναι ισοδύναμες με τις συνιστώσες της άμεσης και διάχυτης ηλιακής ροής για την επίπεδη επιφάνεια (Richter, 2010). Στην περίπτωση των εικονοψηφίδων που περιέχουν σκιές η άμεση και περιηλίουσα συνιστώσα τίθενται ίσες με 0, δηλαδή ο δυαδικός συντελεστής b παίρνει την τιμή 1.

Στη συνέχεια εκτελείται επαναληπτικά ξανά η 3.60, προσδιορίζοντας το μέσο όρο της ανακλώμενης ακτινοβολίας του εδάφους, για ένα τετράγωνο με διαστάσεις $0,5 \times 0,5$ km. Εάν η εξίσωση 3.60 χρησιμοποιείται με $E_t = E_g$, τότε επαρκούν συνήθως τρεις επαναλήψεις ώστε τα αποτελέσματα να είναι ανεξάρτητα από την αρχική τιμή της ανακλαστικότητας επιφανείας. Ωστόσο για επιφάνειες που χαρακτηρίζονται από υψηλή ανακλαστικότητα (π.χ χιόνι) και υψηλές τιμές του συντελεστή θέασης του εδάφους, απαιτούνται περισσότερες από τρεις επαναλήψεις· ταχύτερη σύγκλιση της $\bar{\rho}_{terrain}^{(i)}$ μπορεί

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

να επιτευχθεί με τη χρήση μιας γεωμετρικής σειράς (Εξ. 3.61) της ανακλώμενης από το έδαφος ακτινοβολίας E_t .

$$E_t^{(i)} = E_g \frac{\bar{\rho}_{terrain}^{(i-1)} V_{terrain}}{1 - \bar{\rho}_{terrain}^{(i-1)} \bar{V}_{terrain}} \quad (3.61)$$

Στο τρίτο στάδιο γίνεται διόρθωση της επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων (Εξ. 3.14 & 3.15) και του σφαιρικού albedo (Εξ. 3.20), σύμφωνα με τις εξισώσεις που αναπτύχθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο 3.2.2.

Στην εικόνα 3.10-α το θ_s αντιστοιχεί στην ηλιακή ζενίθια γωνία, το θ_n στην κλίση της επιφάνειας, το φ_s στο ηλιακό αζιμούθιο και το φ_n στο τοπογραφικό αζιμούθιο αντίστοιχα. Η γωνία φωτισμού β μπορεί να προσδιοριστεί από τις γωνίες κλίσης (slope) και προσανατολισμού (aspect) του DEM και την ηλιακή γεωμετρία, βάσει της εξίσωσης 3.62.

$$\cos \beta(x, y) = \cos \theta_s \cos \theta_n(x, y) + \sin \theta_s \sin \theta_n(x, y) \cos\{\varphi_s - \varphi_n(x, y)\} \quad (3.62)$$

Η εικόνα φωτισμού $\cos \beta(x, y)$ υπολογίζεται εσωτερικά κατά την εκτέλεση του ATCOR και αποθηκεύεται σε ξεχωριστό χάρτη. Η διάχυτη ηλιακή ροή ως προς ένα κεκλιμένο επίπεδο προσδιορίζεται (Εξ. 3.63) βάσει του μοντέλου του Hay, τροποποιημένο όμως ώστε να συμπεριλαμβάνει το δυαδικό συντελεστή b .

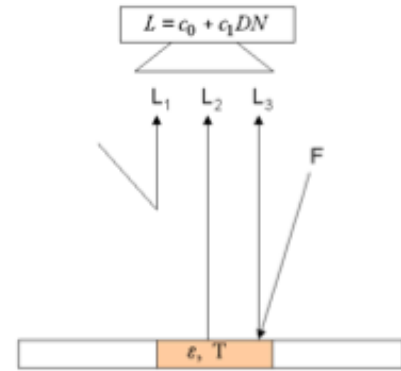
$$E_d^*(x, y, z) = E_d(z) [b\tau_s(z) \cos \beta(x, y) / \cos \theta_s + \{1 - b\tau_s(z)\} V_{sky}(x, y)] \quad (3.63)$$

Ο συντελεστής θέασης του ουράνιου θόλου μπορεί να υπολογιστεί τοπικά (για κάθε εικονοψηφίδα της εικόνας) από τη σχέση $V_{sky}(x, y) = \cos^2(\theta_n(x, y)/2)$, βάσει της κλίσης του DEM. Το ATCOR αξιοποιεί τον αλγόριθμο του Dozier (1981) (horizon algorithm), που παρέχει πιο ακριβείς τιμές του συντελεστή sky view, καθώς λαμβάνει υπόψιν την περιβάλλουσα επιφάνεια της κάθε εικονοψηφίδας. Η σχέση που συνδέει τα V_{sky} και $V_{terrain}$, είναι η εξής:

$$V_{sky}(x, y) = 1 - V_{terrain}(x, y) \quad (3.64)$$

3.2.5 Ατμοσφαιρική διόρθωση στο θερμικό φάσμα

Παρομοίως με την ακτινοβολία που ανήκει στο VNIR και SWIR φάσμα της Η/Μ ακτινοβολίας, η καταγραφόμενη από το δέκτη θερμική ακτινοβολία (TIR) αποτελείται από τρεις συνιστώσες (Εικ. 3.10): τη θερμική ακτινοβολία διαδρομής (L_1), δηλαδή τα φωτόνια που εκπέμπονται από την ατμόσφαιρα, την εκπεμπόμενη ακτινοβολία από την επιφάνεια (L_2) και την ανακλώμενη ακτινοβολία (L_3), όπως έγινε γνωστό στο Κεφ. 3.1.5 (Weng, 2011, Richter, 2010). Η επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων μπορεί να αγνοηθεί σε αυτή την περίπτωση, καθώς η ένταση του φαινομένου της σκέδασης μειώνεται σημαντικά με την αύξηση του μήκους κύματος της ακτινοβολίας (Weng, 2011, Richter, 2010).



Εικόνα 3.10 - Οι συνιστώσες της καταγραφόμενης θερμικής ακτινοβολίας (Πηγή: Richter, 2010).

Η σχέση που προσδιορίζει την καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα, στο θερμικό τμήμα του φάσματος περιγράφεται από την εξίσωση 3.65, στην οποία το L είναι η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης, το L_p (L_1) είναι η θερμική ακτινοβολία διαδρομής, το τ ο συντελεστής μετάδοσης που αντιστοιχεί στο διάστημα από το έδαφος μέχρι το δέκτη, το ε ο συντελεστής εκπομπής του εδάφους, το T η θερμοκρασία του εδάφους, το L_{BB} η ραδιομετρική λαμπρότητα ενός μέλανος σώματος για θερμοκρασία T (σταθμισμένη βάσει της καμπύλης απόκρισης του καναλιού) και F η καθοδική θερμική ροή στο έδαφος.

$$L = L_p + \tau\varepsilon L_{BB}(T) + \tau(1 - \varepsilon)F/\pi \quad (3.65)$$

Ο δεύτερος όρος του δεύτερου μέρους της εξίσωσης 3.65 αντιστοιχεί στην εκπεμπόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα της επιφάνειας που φτάνει στο δέκτη, ενώ ο τρίτος στην ατμοσφαιρική ραδιομετρική λαμπρότητα που ανακλάται από την επιφάνεια και φτάνει στο δέκτη, αλλά εξασθενεί κατά την διάδοση της από την επιφάνεια μέχρι το δέκτη. Ο φασματικός δείκτης του κάθε καναλιού (spectral band index), το υψόμετρο και η γωνιακή εξάρτηση του συστήματος παραλείπονται για λόγους συντομίας.

Ο όρος $L_{BB}(T)$ που προσδιορίζεται από την εξίσωση 3.66, αντιστοιχεί στη ραδιομετρική λαμπρότητα ενός μέλανος σώματος κατά τον Planck $B(\lambda, T)$, σταθμισμένη βάσει της συνάρτησης φασματικής απόκρισης του κάθε καναλιού $R(\lambda)$.

$$L_{BB}(T) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} B(\lambda, T)R(\lambda)d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} R(\lambda)d\lambda} \quad (3.66)$$

Για ένα διακριτό διάστημα τιμών θερμοκρασίας $T=(T_1, T_2)$, όπου $T_2 > T_1$, η εξίσωση 3.66 επιλύεται αριθμητικά. Οι τιμές της θερμοκρασίας και της ραδιομετρικής λαμπρότητας προσδιορίζονται προσεγγιστικά από μια εκθετική συνάρτηση προσαρμογής, η οποία συμπεριλαμβάνει και τους συντελεστές a_1 και a_2 που εξαρτώνται από το κάθε κανάλι.

$$L_{BB} = \exp \left[\left(\frac{1}{T} - a_1 \right) / a_2 \right] \quad (3.67)$$

$$T = \frac{1}{a_1 + a_2 \ln L_{BB}} \quad (3.68)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Η εξίσωση που χρησιμοποιείται τελικά (Εξ. 3.69) για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας συμπεριλαμβάνει και έναν συντελεστή a_0 (offset term), ο οποίος έχει αρχική τιμή 0 και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την προσαρμογή/ρύθμιση της τελικής τιμής της απεικόνισης από το χρήστη. Για παράδειγμα εάν είναι γνωστό ότι η τιμή της θερμοκρασίας έχει υποεκτιμηθεί κατά 3 K για τη συγκεκριμένη απεικόνιση, ο χρήστης μπορεί να θέσει $a_0 = 3\text{ K}$, ώστε να διορθώσει τον τελικό υπολογισμό.

$$T = a_0 + \frac{1}{a_1 + a_2 \ln L_{BB}} \quad (3.69)$$

Για ένα δέκτη με n θερμικά κανάλια υπάρχουν n εξισώσεις της μορφής 3.65 με $n+1$ αγνώστους, ήτοι οι n συντελεστές εκπομπής της επιφάνειας, συν τη θερμοκρασία της επιφάνειας. Συνεπώς το σύστημα των εξισώσεων που δημιουργείται είναι πάντα ελλιπούς τάξης (underdetermined) όπως προαναφέρθηκε στο κεφάλαιο 3.1.5 (Weng, 2011, Richter, 2010, Valor et al., 2003). Για να αντιμετωπίσει το ATCOR το πρόβλημα του προσδιορισμού της θερμοκρασίας και του συντελεστή εκπομπής προσφέρει στο χρήστη συνολικά τέσσερις τρόπους αντιμετώπισης στο μοντέλο ATCOR-2/3 και πέντε στο μοντέλο ATCOR-4, οι τέσσερις εκ των οποίων είναι κοινές και παραθέτονται παρακάτω:

- Η χρήση μιας σταθερής τιμής του συντελεστή εκπομπής ($\varepsilon = 0,98$ για το διάστημα 10-12 μm , ανεξαρτήτου της εδαφοκάλυψης), για τους δέκτες με ένα θερμικό κανάλι.
- Η χρήση τριών σταθερών τιμών του συντελεστή εκπομπής, πιο συγκεκριμένα $\varepsilon(\text{soil})=0,96$ για το έδαφος, $\varepsilon(\text{veg.})=0,97$ για τη βλάστηση και $\varepsilon(\text{water})=0,98$ για τις υδατικές επιφάνειες και τις εικονοψηφίδες που δεν έχουν ταξινομηθεί κάπου. Η ταξινόμηση των εικονοστοιχείων στην τάξη «έδαφος» ή «βλάστηση» γίνεται αντίστοιχα με χρήση κάποιου δείκτη βλάστησης (απαιτούνται κανάλια στο κόκκινο και εγγύς υπέρυθρο) κατά την εκτέλεση του κώδικα. Το ATCOR εξάγει στο τέλος και το χάρτη με τους τρεις συντελεστές εκπομπής.
- Για τα πολυφασματικά θερμικά κανάλια έχουν συμπεριληφθεί στο ATCOR η μέθοδος κανονικοποιημένου συντελεστή εκπομπής (normalized emissivity method - NEM) και η προσαρμοσμένη NEM (adjusted NEM - ANEM). Κατά την εφαρμογή της NEM η θερμοκρασία της επιφάνειας υπολογίζεται για όλα τα κανάλια, βάσει ενός σταθερού συντελεστή εκπομπής που όρισε ο χρήστης και στη συνέχεια επιλέγεται για κάθε εικονοψηφίδα η τιμή που αντιστοιχεί στο κανάλι με την υψηλότερη τιμή. Στην προσαρμοσμένη NEM ο συντελεστής εκπομπής που χρησιμοποιείται εξαρτάται από την εδαφοκάλυψη· το ATCOR διακρίνει συνολικά τέσσερις κατηγορίες σύμφωνα με τα παρακάτω κριτήρια:

1. Βλάστηση: $\frac{\rho_{nir}}{\rho_{red}} > 2$ και $\rho_{nir} > 0,20$.
2. Έδαφος/νεκρή βλάστηση: $1,4 \leq \frac{\rho_{nir}}{\rho_{red}} < 2$ και $\rho_{red} > 0,09$.
3. Άμμος/άσφαλτος: $\frac{\rho_{nir}}{\rho_{red}} < 1,4$ και $\rho_{red} > 0,09$.
4. Νερό: $\rho_{nir} < 0,05$ και $\rho_{1,6\ \mu\text{m}} < 0,03$.

Για κάθε κλάση ο χρήστης μπορεί να ορίσει μια τιμή του συντελεστή εκπομπής η οποία ισχύει για το κανάλι με την υψηλότερη θερμοκρασία. Στην περίπτωση όπου τα δεδομένα προέρχονται από νυχτερινή λήψη ή "καθαρά" θερμικά κανάλια, τότε υπάρχει μόνο μια κοινή κλάση, όσον αφορά το συντελεστή εκπομπής.

Με χρήση της μεθόδου ANEM προκύπτουν ακριβείς τιμές του συντελεστή εκπομπής για κάθε κανάλι και της θερμοκρασίας επιφάνειας, όταν η ταξινόμηση

της εδαφοκάλυψης γίνει σωστά και η τιμή του συντελεστή εκπομπής που ανατίθεται στο κανάλι με τη μέγιστη τιμή θερμοκρασίας πλησιάζει την πραγματική τιμή του συντελεστή εκπομπής του συγκεκριμένου καναλιού. Οι μέγιστες τιμές του συντελεστή εκπομπής της επιφάνειας εντοπίζονται συνήθως στην περιοχή του φάσματος μεταξύ των 10,5 μm και 13 μm (Richter, 2010). Τέλος, εφόσον γίνει ο υπολογισμός της θερμοκρασίας εδάφους, προσδιορίζονται οι συντελεστές εκπομπής για όλα τα κανάλια.

- Για θερμικές απεικονίσεις με τουλάχιστον πέντε κανάλια είναι διαθέσιμη η μέθοδος ISAC (In-Scene Atmospheric Compensations), η οποία δεν απαιτεί συμπληρωματικά μετεωρολογικά δεδομένα ή δεδομένα από ατμοσφαιρικά μοντέλα, αγνοεί την καθοδική θερμική ροή και χρησιμοποιεί την εξίσωση 3.70.

$$L = L_p + \tau \epsilon L_{BB}(T) = L_p + \tau L_{surface} \quad (3.70)$$

Η προσέγγιση αυτή δικαιολογείται για τις εικονοψηφίδες με υψηλές τιμές του συντελεστή εκπομπής που πλησιάζουν το 1 (“blackbody” pixels). Αρχικά υπολογίζεται η υψηλότερη τιμή της θερμοκρασία λαμπρότητας¹¹⁵ T_{max}^{sensor} για κάθε εικονοψηφίδα κάθε καναλιού, βάσει της καταγραφόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας από το δέκτη· η οποία έχει μετατραπεί σε θερμοκρασία λαμπρότητας. Στην υλοποίηση της συγκεκριμένης μεθόδου στο ATCOR, χρησιμοποιήθηκαν για την αναζήτηση της μέγιστης τιμής της θερμοκρασίας λαμπρότητας μόνο κανάλια που βρίσκονται στην περιοχή μεταξύ των 8 και 13 μm, καθώς οι φασματικές περιοχές για $\lambda < 8 \mu m$ και $\lambda > 13 \mu m$ επηρεάζονται έντονα από την απορρόφηση του νερού που εντοπίζεται στην ατμόσφαιρα (Richter, 2010). Στη συνέχεια το κανάλι στο οποίο εντοπίζονται οι περισσότερες εικονοψηφίδες με μέγιστη θερμοκρασία λαμπρότητας ορίζεται ως κανάλι αναφοράς. Στο κανάλι αυτό διατηρούνται μόνο αυτές οι εικονοψηφίδες (blackbody pixels), για τις οποίες υπολογίζεται έπειτα το διάγραμμα διασποράς (scatterplot) της καταγραφόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας L και της ακτινοβολίας ενός μέλανος σώματος, σύμφωνα με το $L_{BB}(T_{max}^{sensor})$, για κάθε κανάλι. Αυτό συνεπάγεται ότι η ραδιομετρική λαμπρότητα της επιφάνειας, που περιλαμβάνεται στην εξίσωση 3.70, προσεγγίζεται ως $L_{surface} = L_{BB}(T_{max}^{sensor})$. Το τελικό βήμα είναι η εφαρμογή παλινδρόμησης στα δεδομένα (L και $L_{surface}$) του διαγράμματος διασποράς με εφαρμογή της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων, ώστε να προσδιοριστεί η ακτινοβολία διαδρομής L_p και ο συντελεστής μετάδοσης τ (και οι δυο ποσότητες όμως δεν αντιστοιχούν στα πραγματικά φυσικά μεγέθη για αυτό και καλούνται unscaled path radiance $L_p^{(u)}$ και unscaled transmittance $\tau^{(u)}$). Το φάσμα της αντισταθμισμένης μη διορθωμένης ραδιομετρικής λαμπρότητας της επιφάνειας (compensated unscaled surface radiance) υπολογίζεται από την εξίσωση 3.71.

$$L_{surface}^{(u)}(\lambda) = \frac{L(\lambda) - L_p^{(u)}(\lambda)}{\tau^{(u)}(\lambda)} \quad (3.71)$$

Ο μη διορθωμένος (unscaled) συντελεστής εκπομπής που προκύπτει από τη μέθοδο ISAC, προσδιορίζεται βάσει της εξίσωσης 3.72, στην οποία το T_{ref} είναι η εικόνα της θερμοκρασία λαμπρότητας για το κανάλι αναφοράς. Το $L_{surface}^{(u)}(\lambda)$

¹¹⁵ Η θερμοκρασία λαμπρότητας ή φωτεινότητας (brightness temperature) είναι η θερμοκρασία που θα έπρεπε να έχει ένα μέλαν σώμα σε θερμική ισορροπία με το περιβάλλον του, ώστε να εκπέμπει ακτινοβολία με την ίδια ένταση με το πραγματικό (φαιό) σώμα, σε ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος (ή η φαινομενική θερμοκρασία σώματος με συντελεστή εκπομπής ίσο με 1).

μπορεί να μετατραπεί στο ισοδύναμο αντισταθμισμένο φάσμα της θερμοκρασίας λαμπρότητας της επιφάνειας, όπου τα περισσότερα χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής απορρόφησης έχουν αφαιρεθεί.

$$\varepsilon_{isac}(\lambda) = \frac{L_{surface}^{(u)}(\lambda)}{L_{BB}(\lambda, T_{ref})} \quad (3.72)$$

Τόσο η αντισταθμισμένη ραδιομετρική λαμπρότητα επιφάνειας όσο και η αντισταθμισμένη θερμοκρασία λαμπρότητας συνάδουν φασματικά με τα δεδομένα και αντιστοιχούν στην καλύτερη εκτίμηση του φασματικού σχήματος.

Η μέθοδος ISAC απαιτεί οι τιμές της θερμοκρασίας λαμπρότητας να χαρακτηρίζονται από επαρκή διασπορά εντός της απεικόνισης και θερμοκρασίες επιφάνειες μεγαλύτερες από την ατμοσφαιρική ακτινοβολούμενη θερμοκρασία (atmospheric radiation temperature): συνεπώς τα αποτελέσματα που αντιστοιχούν σε νυχτερινές λήψεις θα είναι πιθανώς υποβαθμισμένα.

Η προσέγγιση που διαθέτει μόνο το ATCOR-4 είναι η εξής:

- Η χρήση ενός χάρτη με το συντελεστή εκπομπής που βασίζεται στην εφαρμογή μιας ταξινόμησης με συμπροσαρμοσμένα (coregistered) κανάλια ανακλαστικότητας, όπου σε κάθε κλάση ο χρήστης θέτει μια τιμή ε .

Από τη στιγμή που οριστεί η τιμή του συντελεστή εκπομπής σε ένα θερμικό κανάλι, τότε αυτό μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας της επιφάνειας. Στην περίπτωση των πολυφασματικών θερμικών δεδομένων, τα εναπομένοντα κανάλια μπορεί να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό του φάσματος του συντελεστή εκπομπής (emissivity spectrum).

Η μονάδα μέτρησης της ραδιομετρικής λαμπρότητας που χρησιμοποιεί το ATCOR για το θερμικό τμήμα του φάσματος είναι η εξής: $mWm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$.

3.2.6 Η ακρίβεια της μεθόδου σύμφωνα με τη βιβλιογραφία

Η αξιολόγηση της ακρίβειας των ατμοσφαιρικών διορθώσεων, με χρήση του λογισμικού ATCOR, **δεν μπορεί να γενικευτεί** για όλες τις διαφορετικές περιπτώσεις που πιθανώς να αντιμετωπίσει ο χρήστης, με μια μοναδική εξίσωση ή μια τιμή σφάλματος (Richter, 2010). Αυτό συμβαίνει γιατί η ραδιομετρική ακρίβεια της μεθόδου επηρεάζεται από αρκετούς παράγοντες, όπως είναι: η **ακρίβεια της βαθμονόμησης**¹¹⁶ του δέκτη, η ποιότητα της **γεωμετρικής συμπροσαρμογής** (geometric co-registration) των φασματικών καναλιών, ο αλγόριθμος της **ορθοαναγωγής** (orthorectification) που στηρίζεται σε βοηθητικά δεδομένα, όπως είναι το υψόμετρο και μετρήσεις GPS/DGPS· η **ακρίβεια του μοντέλου διάδοσης** της ακτινοβολίας (MODTRAN 4), η σωστή **επιλογή των ατμοσφαιρικών παραμέτρων εισόδου**, ο **τύπος της επιφάνειας** (επίπεδη ή ανάγλυφη) και τέλος ο **τύπος της εδαφοκάλυψης**.

Σύμφωνα με τη διεθνή βιβλιογραφία, για την περιοχή του φάσματος που αντιστοιχεί στην ορατή, εγγύς & μέση υπέρυθη ακτινοβολία ($\lambda < 2,5 \mu\text{m}$), θεωρώντας μια επίπεδη επιφάνεια και **αγνοώντας** τις περιοχές που εμφανίζουν έντονα φαινόμενα **οπισθοσκέδασης** και **κατοπτρικής αντανάκλασης**, μπορεί να επιτευχθεί ο προσδιορισμός της ανακλαστικότητας επιφανείας με ακρίβεια $\pm 2\%$, για ανακλαστικότητα $< 10\%$ και $\pm 4\%$, για ανακλαστικότητα $> 40\%$ (Richter, 2010). Έρευνα των Chrysoulakis et al. (2010) με χρήση δεδομένων ASTER, έδειξε ότι το ATCOR **υποεκτιμά** την ανακλαστικότητα επιφανείας στα κανάλια που αντιστοιχούν στο **ορατό τμήμα του φάσματος**, ενώ την **υπερεκτιμούν** στα κανάλια που αντιστοιχούν στο **μικροκυματικό υπέρυθρο** (SWIR). Πιο αναλυτικά, η υπερεκτίμηση στο SWIR **εξαρτάται** σε ένα μικρό βαθμό από το **μήκος κύματος**, ενώ η υποεκτίμηση στο ορατό τμήμα του φάσματος είναι **πιο σημαντική** στο πρώτο κανάλι του δέκτη· το οποίο συνεπάγεται ότι το ATCOR **υπερεκτιμά την ακτινοβολία διαδρομής** ή αυτή που **προέρχεται από γειτονικές εικονοψηφίδες**, η οποία έχει **υψηλότερες τιμές** για τα **μικρότερα μήκη κύματος** (Chrysoulakis et al., 2010). Επιπλέον η μελέτη των Vesanto et al. (2012) σε μια χρονοσειρά δεδομένων Hyperion, έδειξε ότι ο **αλγόριθμος προσδιορισμού των αερολυμάτων** που χρησιμοποιεί το ATCOR **υπερεκτίμησε** τα επίπεδα αυτών σε όλες τις απεικονίσεις, ωστόσο η **ατμοσφαιρική διόρθωση ήταν επιτυχής**.

¹¹⁶ Μια από τις πιο σημαντικές πηγές σφαλμάτων, κατά την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων, είναι η αβεβαιότητα στην ακριβή τιμή του κεντρικού μήκους κύματος που καταγράφει το κάθε κανάλι του δέκτη (Felde et al., 2003). Το πρόβλημα αυτό μπορεί να οφείλεται σε μια μικρή απόκλιση από τη σωστή θέση ενός ή περισσότερων οπτικών στοιχείων του δέκτη και μπορεί να οδηγήσει σε σφάλματα της τάξης των αρκετών nm (Felde et al., 2003). Πιο συγκεκριμένα η επίδραση των σφαλμάτων της φασματικής μετατόπισης των καναλιών είναι πιο έντονη σε περιοχές του φάσματος που χαρακτηρίζονται από ισχυρή απορρόφηση. Στις περιοχές αυτές, κατά τη μετατροπή των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας σε τιμές ανακλαστικότητας, μπορεί να εμφανιστούν σφάλματα (spectral artifacts) επί της απεικόνισης.

Η διόρθωση αυτού του προβλήματος είναι δυνατόν να γίνει και με την αξιοποίηση χαρακτηριστικών επί του φάσματος, που οφείλονται στην ισχυρή απορρόφηση από τα μόρια της ατμόσφαιρας· π.χ. από την απορρόφηση που οφείλεται στο O_2 στα $0,76 \mu\text{m}$ είναι δυνατή η εξαγωγή πληροφοριών, βάσει των οποίων, μπορεί να γίνει η ποσοτικοποίηση του σφάλματος στις κεντρικές τιμές του μήκους κύματος κάθε καναλιού και συνεπώς να βελτιωθεί η ακρίβεια της βαθμονόμησης του δέκτη. Η βασική ιδέα αυτής της μεθόδου στηρίζεται στην προσαρμογή μια καμπύλης, που περιγράφει το σχήμα των καναλιών απορρόφησης, στο φάσμα της μετρημένης ραδιομετρικής λαμπρότητας (Felde et al., 2003)· για την επιτυχία όμως της συγκεκριμένης μεθόδου απαιτείται ακριβής γνώση των συνθηκών που επικρατούν τόσο στην ατμόσφαιρα όσο και στην επιφάνεια της Γης.

Για επιφάνειες με **έντονο ανάγλυφο**, η πιο **σημαντική παράμετρος** που καθορίζει την ακρίβεια της διόρθωσης είναι η **χωρική ανάλυση του DEM ή DSM**, η οποία πρέπει να είναι συμβατή με τα τηλεπισκοπικά δεδομένα· όπως και η **ακριβής ορθοαναγωγή της εικόνας**. Είναι επιθυμητό η χωρική ανάλυση του DEM που θα χρησιμοποιηθεί, να είναι ίση με το $\frac{1}{4}$ της χωρικής ανάλυσης του δέκτη ή τουλάχιστον **ίση** με τις διαστάσεις της εδαφοψηφίδας του δέκτη (Richter, 2010). Σφάλματα στην **ταύτιση** της εικόνας και του DEM μπορεί να οδηγήσουν σε **μεγάλα σφάλματα σχετικής ανακλαστικότητας** που ξεπερνούν το 100% για δυσχερείς περιπτώσεις, όσον αφορά τη γεωμετρία του συστήματος (π.χ. στη κορυφογραμμή μιας οροσειράς, όπου το DEM είναι **μετατοπισμένο** κατά 0,5 ρixel από τη σωστή του θέση επί της εικόνας). Συνεπώς η ποιότητα του DEM που θα χρησιμοποιηθεί στη διόρθωση θα **μειώσει** την ακρίβεια της τελικής εικόνας σε αρκετές περιπτώσεις (Richter, 2010). Για **επίπεδη επιφάνεια** και **μεγάλες μη-ναδιραίες γωνίες θέασης**, η επίδραση της **BRDF** θα πρέπει να **ληφθεί υπόψιν**. Το μοντέλο BRDF που θα προκύψει και θα εξαρτάται από την εδαφοκάλυψη της συγκεκριμένης περιοχής **θα επηρεάσει** την τελική ακρίβεια.

Στην περιοχή του φάσματος της θερμικής ακτινοβολίας με μήκη κύματος μεγαλύτερα από 8 μm , η ακρίβεια του προσδιορισμού της θερμοκρασίας της επιφάνειας εξαρτάται επιπλέον και από τη σωστή επιλογή του **συντελεστή εκπομπής** για τη συγκεκριμένη επιφάνεια (Richter, 2010). Στον αλγόριθμο του ATCOR ο συντελεστής εκπομπής σε ένα θερμικό κανάλι προκύπτει μετά από την εφαρμογή ταξινόμησης στα κανάλια που προσδιορίζουν την ανακλαστικότητα, εάν ο δέκτης συλλέγει συμπροσαρμοσμένα θερμικά δεδομένα και δεδομένα ανακλαστικότητας. Βάσει της ταξινόμησης της εδαφοκάλυψης (βλάστηση, γυμνό έδαφος, άμμος, ασφαλτος, νερό κ.λπ.), μια τυπική τιμή του συντελεστή εκπομπής ανατίθεται σε κάθε τάξη. Εάν η απόκλιση της πραγματικής τιμής του συντελεστή εκπομπής σε σχέση με τον υποθετικό είναι μικρότερη από 0,02 (ένα τυπικό όριο σφάλματος), τότε η ακρίβεια των προσδιορισθέντων θερμοκρασιών θα είναι της τάξης των **1 με 1,5°C** (Richter, 2010). Ένας γενικός κανόνας για την εκτίμηση του σφάλματος του προσδιορισμού της θερμοκρασίας της επιφάνειας είναι ο εξής: το σφάλμα που προκύπτει κατά τον υπολογισμό της, είναι της τάξης των **0,5 - 0,8°C**, για τιμή σφάλματος του συντελεστή εκπομπής ίση με **0,01**, εφόσον η θερμοκρασία της επιφάνειας είναι πολύ **μεγαλύτερη** από αυτή του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος (Richter, 2010). Τέλος ακρίβεια της τάξης των 1 - 2°C μπορεί να επιτευχθεί εάν η εκτίμηση του συντελεστή εκπομπής είναι καλύτερη από 2% (Richter, 2010). Στη μελέτη των Chrysoulakis et al. (2010) το ATCOR προσδιόρισε **υψηλές** τιμές ΔT (brightness temperature) σε σχέση με τα υπόλοιπα λογισμικά ατμοσφαιρικών διορθώσεων, οι οποίες μπορούν να δικαιολογηθούν λαμβάνοντας υπόψιν ότι χρησιμοποιεί μια σταθερή τιμή (0,98) για το συντελεστή εκπομπής της επιφάνειας στον υπολογισμό του ΔT .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΕΦΑΡΜΟΓΗ & ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ
ΔΙΟΡΘΩΣΕΩΝ ΣΕ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

4.1 Ατμοσφαιρική Διόρθωση Δορυφορικών Υπερφασματικών Δεδομένων

4.1.1 Περιοχή μελέτης & τηλεπισκοπικά δεδομένα



Η περιοχή μελέτης (Lat.: 49° 08' 03" & Long.: 8° 28' 30") εντοπίζεται στην κοιλάδα του άνω Ρήνου κοντά στα Γαλλογερμανικά σύνορα μεταξύ των πόλεων Καρλσρούη (Karlsruhe) και Μάνχαϊμ (Mannheim), καλύπτει περίπου 300 km², έχει μέσο υψόμετρο 150 m και χαρακτηρίζεται ως ηπειρωτική. Το ανάγλυφο δεν είναι έντονο, ενώ ο βασικός τύπος εδαφοκάλυψης που απαντάται είναι οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις. Στα νότια βρίσκεται η πόλη της Καρλσρούη η οποία αποτελεί ένα μεγάλο αστικό κέντρο, στα ανατολικά εντοπίζονται αρκετές περιοχές που καλύπτονται από δάση με ανάμεικτα είδη (φυλλοβόλα και κωνοφόρα δέντρα), ενώ στα δυτικά της περιοχής μελέτης βρίσκεται ο ποταμός Ρήνος.

Εικόνα 4.1 - Η θέση της περιοχής μελέτης.

Το κλίμα της περιοχής χαρακτηρίζεται ως ωκεάνιο (oceanic climate), δηλαδή τα καλοκαίρια δεν είναι ιδιαίτερα θερμά και ξηρά, ούτε και οι χειμώνες ιδιαίτερα ψυχροί. Το εύρος

των τιμών θερμοκρασίας δεν παρουσιάζει έντονες διακυμάνσεις καθ' όλη τη διάρκεια του χρόνου, πιο συγκεκριμένα, σύμφωνα με τα κλιματολογικά δεδομένα που παραθέτονται (Πιν. 4.1) παρακάτω για την περιοχή μελέτης, το μέσο εύρος τιμών θερμοκρασίας για την περιοχή της Καρλσρούης κυμαίνεται από -1 έως 23°C, ενώ η μέση σχετική υγρασία είναι ίση με ~78%. Επιπλέον δεν απαντώνται περίοδοι ξηρασίας, καθώς οι βροχοπτώσεις κατανέμονται σχετικά ομοιόμορφα μέσα στο έτος.

Πίνακας 4.1 - Τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.

	Ιαν.	Φεβ.	Μάρ.	Απρί.	Μάιος	Ιούν.	Ιούλ.	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοέμ.	Δεκ.	Ετήσια
Μέση θερμ. (°C)*	1	2	5	9	13	17	18	18	14	9	4	2	9
Μέση μέγιστη θερμ. (°C)*	3	5	10	14	19	22	23	23	19	13	7	4	13
Μέση ελάχ. Θερμ. (°C)*	-1	-1	1	5	8	12	13	13	10	6	2	-	6
Μέση σχετική υγρασία (%)*	84	80	75	70	70	71	72	75	81	84	85	86	78
Μέση βροχόπτωση (cm)*	5	4	5	5	5	7	7	7	7	6	5	6	7,5

* Τα δεδομένα έχουν προκύψει από χρονοσειρές 50 ετών και αναφέρονται στην περιοχή της Καρλσρούης.

Πηγή: Weatherbase.com

Τα βασικά κριτήρια για την επιλογή της συγκεκριμένης περιοχής είναι τα παρακάτω:

1. Να διατίθεται μια χρονοσειρά δεδομένων του δέκτη Hyperion με τα εξής χαρακτηριστικά:
 - Ικανοποιητικός αριθμός εικόνων.
 - Οι λήψεις να μην έχουν γίνει σε διαφορετικές εποχές, ώστε οι διαφορές στην εδαφικάλυψη από εικόνα σε εικόνα να μην είναι σημαντικές.
 - Οι ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά τη στιγμή της λήψης, να παρουσιάζουν εναλλαγές, ώστε να είναι δυνατός ο έλεγχος των αλγόριθμων περιγραφής μη πρότυπων ατμοσφαιρικών συνθηκών (π.χ αχλή & θύσανοι).
2. Να διαθέτει όσο το δυνατόν πιο ομαλό ανάγλυφο, ώστε να είναι δυνατή η θεώρηση ότι το έδαφος είναι επίπεδο.
3. Να περιέχει διάφορα είδη εδαφικάλυψης και ιδιαίτερα «σκούρα» βλάστηση, η οποία παίζει καθοριστικό ρόλο στην απόδοση των αλγόριθμων προσδιορισμού του οπτικού πάχους των αερολυμάτων.
4. Εάν είναι δυνατόν να μην περιέχει υδατικές επιφάνειες μεγάλου βάθους, δηλαδή θάλασσα, καθώς η πλειοψηφία των αλγόριθμων που επελέγησαν έχουν σχεδιαστεί για επιφάνειες ξηράς και οι αλγόριθμοι διόρθωσης αποτυγχάνουν.
5. Το ατμοσφαιρικό προφίλ και το προφίλ αερολυμάτων που τη χαρακτηρίζει να περιγράφεται ικανοποιητικά από τα ήδη υπάρχοντα μοντέλα, π.χ. να μην είναι έρημος γιατί η σκόνη δημιουργεί σημαντικά προβλήματα στις ατμοσφαιρικές διορθώσεις.

Η περιοχή της Καρλσρούης επιλέγει τελικά καλύπτει το σύνολο των παραπάνω κριτηρίων. Συνολικά επελέγησαν τέσσερις εικόνες. Η λήψη της πρώτης έγινε το Μάιο του 2011 και οι ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά τη στιγμή της λήψης ήταν αρκετά καλές, ωστόσο σε δύο περιοχές μικρής έκτασης εμφανίζονται διαφανή νέφη, τα οποία κατά πάσα πιθανότητα είναι θύσανοι. Η λήψη της δεύτερης εικόνας έγινε τον Ιούνιο του 2011, περιέχει αχλή και καλύπτεται κατά το 20% από διάφορες κατηγορίες νεφών, η πλειοψηφία των οποίων είναι μη διαφανή. Οι υπόλοιπες δύο εικόνες έχουν ληφθεί τον Αύγουστο του 2011 με διαφορά πέντε ημερών και καμία από τις δύο δεν περιέχει νέφη, ενώ η λήψη τους έγινε κάτω από καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Πιο συγκεκριμένα η εικόνα με ημερομηνία λήψης στις 17/8/2011 εμφανίζει εξαιρετικά υψηλή μέση τιμή ορατότητας, με αποτέλεσμα να επιλεγεί ως η εικόνα αναφοράς για το σύνολο των επεξεργασιών που αναλύονται παρακάτω, ενώ βάσει των δύο πρώτων εικόνων θα γίνει και ο έλεγχος των αλγόριθμων περιγραφής των μη πρότυπων ατμοσφαιρικών συνθηκών που διαθέτει το ATCOR.

Πίνακας 4.2 - Οι εικόνες που επιλέχθηκαν και απεικονίζουν τη περιοχή μελέτης.

α/α	ID	Ημερομηνία	Cloud cover (%)	Lat. (deg)	Long. (deg)
1	EO1H1950262011 141 110KF	21/5/2011	00	48,9	8,5
2	EO1H1950262011 156 110KF	15/6/2011	20	48,9	8,5
3	EO1H1950262011 229 110KF	17/8/2011	00	48,9	8,5
4	EO1H1950262011 234 110PF	22/8/2011	00	48,9	8,5

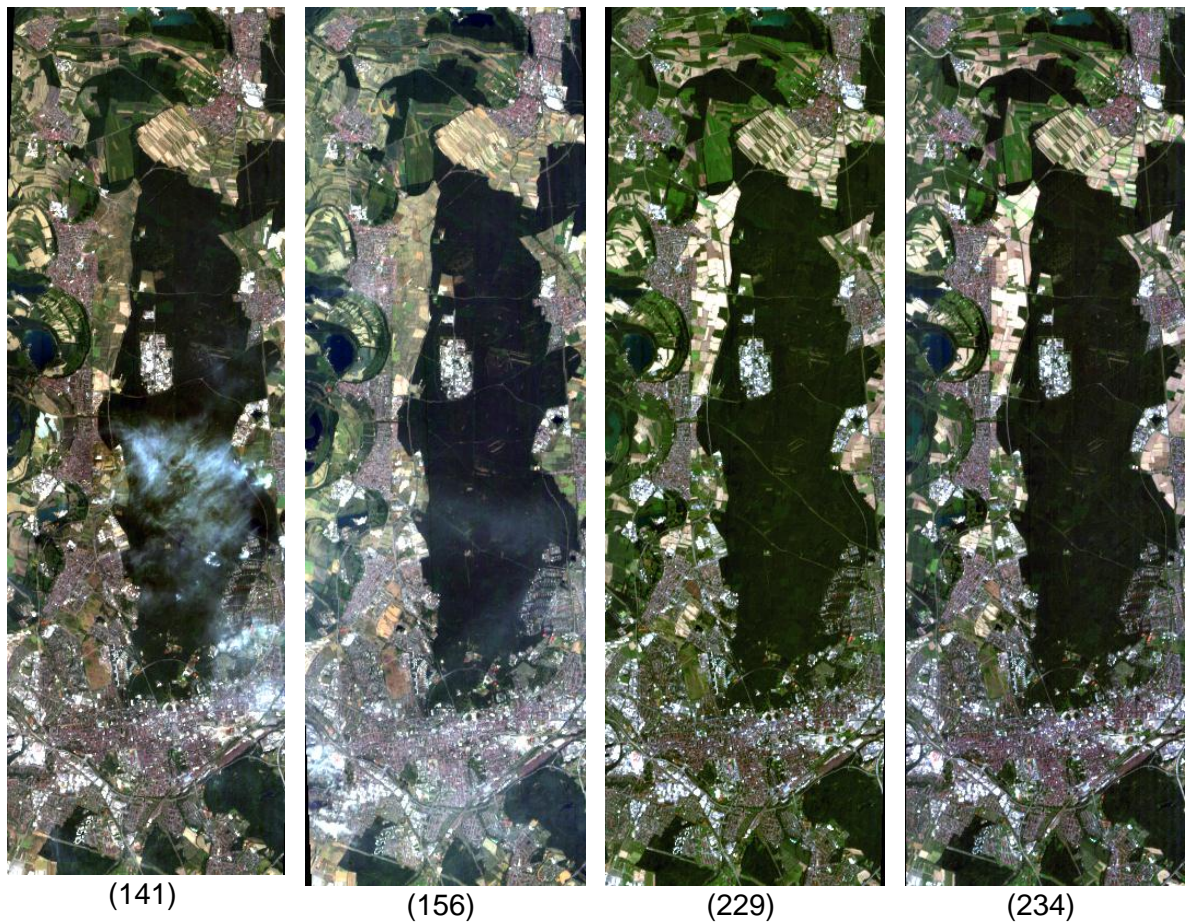
Η περιοχή μελέτης βρίσκεται σε ένα κοινό τμήμα των τεσσάρων εικόνων και απεικονίζει κυρίως καλλιέργειες και σκούρα βλάστηση (Εικ. 4.2). Οι μέγιστες υψομετρικές διαφορές είναι της τάξης των ± 20 m. Στο νότιο τμήμα εντοπίζεται ένα τμήμα της Καρλσρούης, ενώ δεν περιέχονται υδατικές επιφάνειες σημαντικής έκτασης. Σε αυτό το τμήμα, οι απεικονίσεις 141 και 156 περιέχουν αχλή και διαφανή νέφη που καλύπτουν όμως μικρή έκταση.

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται οι μέσες τιμές διάφορων μετεωρολογικών μεγεθών που αντιστοιχούν σε κάθε μια απεικόνιση.

Πίνακας 4.3 - Οι μέσες μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούσαν την ημέρα κάθε μιας λήψης στην Καρλσρούη.

ID	141	156	229	234
Ημερομηνία λήψης	21/5/2011	15/6/2011	17/8/2011	22/8/2011
Εποχή	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Καλοκαίρι	Καλοκαίρι
Μέση θερμοκρασία (°C)	20,5	21,8	20,6	25,6
Σχετική υγρασία (%)	56,32	60,24	67,55	72,96
Αχλή ή/και Νέφη	Ναι	Ναι	Όχι	Όχι

Πηγή: geodata.us



Εικόνα 4.2 – Οι τηλεπισκοπικές απεικονίσεις του Hyperion.

4.1.2 Γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη Hyperion

Ο δέκτης Hyperion κατασκευάστηκε ¹¹⁷ από τη NASA και αποτελεί τον πρώτο υπερφασματικό αισθητήρα, ο οποίος καλύπτει τις περιοχές του H/M φάσματος που αντιστοιχούν στο VNIR (~0,4 έως ~1 μm) και στο SWIR (~0,9 έως ~2,5 μm). Ο Hyperion ανήκει στην κατηγορία των pushbroom δεκτών και διαθέτει δύο φασματόμετρα στο VNIR και στο SWIR αντίστοιχα και ένα τηλεσκόπιο με οπτικό πεδίο (FOV) ίσο με 0°,624 και με στιγμιαίο οπτικό πεδίο (IFOV) ίσο με 0,043 mrad· κατά την κίνηση του ο δέκτης καταγράφει δεδομένα επί μιας λωρίδας πλάτους 7,7 km η οποία αντιστοιχεί σε μια σειρά 256 εικονοψηφίδων, με χωρική ανάλυση κάθε εικονοψηφίδας ίση με 30 m (Pearlman et al., 2001). Ο συγκεκριμένος δέκτης αποτελεί τμήμα του δορυφόρου EO-1, ο οποίος κινείται σε ηλιοσύγχρονη τροχιά¹¹⁸, σε υψόμετρο 705 km από την επιφάνεια της Γης. Στον πίνακα 4.4 παρουσιάζονται τα γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη.

Πίνακας 4.4 - Γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη Hyperion.

Φασματική περιοχή	Χωρική Ανάλυση	Πλάτος λωρίδας	Φασματική Ανάλυση	Φασματική κάλυψη	Αριθμός Καναλιών
0,4 – 2,5 μm	30 m	7,7 km	10 nm	Συνεχής	242

Οι απεικονίσεις που παράγει ο Hyperion διαθέτουν 242 κανάλια τα οποία καλύπτουν, χωρίς διαστήματα, τη φασματική περιοχή από τα 0,356 έως τα 2,577 μm και χαρακτηρίζονται από υψηλή ραδιομετρική ακρίβεια. Η φασματική ανάλυση¹¹⁹ του δέκτη είναι ίση με 10 nm. Συνολικά μόνο 196 κανάλια από τα 242 είναι βαθμονομημένα και φασματικά ανεξάρτητα μεταξύ τους (Πιν. 4.5). Πιο συγκεκριμένα τα κανάλια 1-7, 58-70, 71-78 και 225-242 δεν είναι βαθμονομημένα, ενώ τα κανάλια 56-57 και 77-78 επικαλύπτονται. Εξαιτίας του χαμηλού λόγου SNR και της ισχυρής απορρόφησης από το νερό κοντά στα 1,4 μm, συνήθως γίνεται αφαίρεση και των καναλιών 121-126, 165-181, 185 και 186, με αποτέλεσμα να παραμένουν τελικά 167 κανάλια.

Πίνακας 4.5 - Η αντιστοίχιση των καναλιών του Hyperion με το H/M φάσμα.

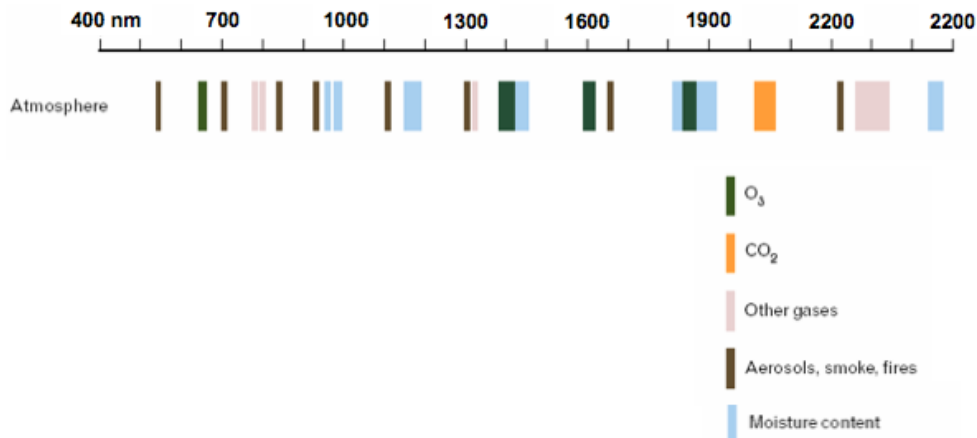
	Κανάλια	Φασματική περιοχή (μm)	Κατάσταση
VNIR	1-7	0,356 – 0,417	Μη βαθμονομημένα/Δεν περιέχουν πληροφορία
	8-55	0,426 – 0,895	Βαθμονομημένα/Περιέχουν πληροφορία
	56-57*	0,913 – 0,926	Βαθμονομημένα/Περιέχουν πληροφορία
	58-70	0,936 – 1,058	Μη βαθμονομημένα/Δεν περιέχουν πληροφορία
	71-78	0,852 – 0,902	Μη βαθμονομημένα/Δεν περιέχουν πληροφορία
SWIR	77-78*	0,912 – 0,923	Βαθμονομημένα/Περιέχουν πληροφορία
	79-224	0,933 – 2,396	Βαθμονομημένα/Περιέχουν πληροφορία
	225-242	2,406 – 2,577	Μη βαθμονομημένα/Δεν περιέχουν πληροφορία

*Τα κανάλια 56-57 και 77-78 επικαλύπτονται φασματικά.

¹¹⁷ Εκτοξεύτηκε στις 21 Νοεμβρίου του 2000

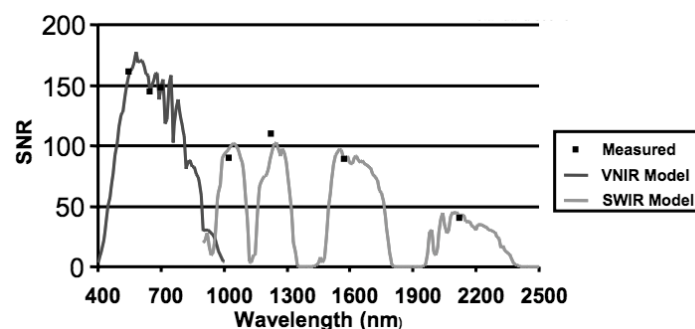
¹¹⁸ Η ηλιοσύγχρονη τροχιά (Sun-synchronous orbit) είναι μια γεωκεντρική τροχιά, η οποία συνδυάζει το υψόμετρο και τη κλίση του τροχιακού επιπέδου με τέτοιο τρόπο, ώστε ένα αντικείμενο να απεικονίζεται, κάθε φορά την ίδια τοπική μέση ηλιακή ώρα (mean local solar time). Ένα βασικό πλεονέκτημα της ηλιοσύγχρονης τροχιάς που βρίσκει εφαρμογή κυρίως στην επιστημονική έρευνα είναι, ότι η γωνία πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης παραμένει σταθερή· παρόλα αυτά παρατηρούνται μικρές διακυμάνσεις από εποχή σε εποχή.

¹¹⁹ Το μέσο πλάτος στο ήμισυ της ισχύος (FWHM) είναι ίσο με 10,14 nm.



Διάγραμμα 4.1 - Οι θέσεις απορρόφησης της περιοχής του φάσματος στην οποία καταγράφει ο Hyperion (Πηγή: Kawishwar, 2007).

Επιστημονικές έρευνες που βασίστηκαν σε δεδομένα του συγκεκριμένου δέκτη, έδειξαν ότι ο Hyperion διαθέτει χαμηλότερο λόγο SNR σε σχέση με αερομεταφερόμενα φασματομέτρα, όπως ο AVIRIS και ο HyMAP. Επιπλέον οι απεικονίσεις που προέρχονται από αυτόν περιέχουν σημαντικά προβλήματα που οφείλονται στο φαινόμενο «**spectral smile**» (Παράρτημα A1.5), η μη διόρθωση των οποίων, δεν επιτρέπει τελικά την ικανοποιητική ατμοσφαιρική διόρθωση και την ακριβή θεματική αξιολόγηση των τελικών παραγώγων (Gersman et al., 2007). Στο διάγραμμα 4.2 παρουσιάζεται η τιμή του λόγου SNR για τα διάφορα μήκη κύματος στα οποία διαθέτει κανάλια ο δέκτης, ο λόγος αυτός κυμαίνεται από 190 έως 40 και μειώνεται όσο αυξάνει η τιμή του λ .



Διάγραμμα 4.2 - Hyperion Signal to Noise Ratio (SNR). (Πηγή: Pearlman et al., 2001)

Ένα επιπλέον πρόβλημα που εμφανίζει ο Hyperion είναι το *striping*, δηλαδή η μη σωστή καταγραφή πληροφοριών σε κάθετες λωρίδες που διατρέχουν ολόκληρη την απεικόνιση. Πιο συγκεκριμένα το πρόβλημα αυτό είναι ιδιαίτερα έντονο στα πρώτα 12 κανάλια στο VNIR και σε αρκετά κανάλια στο SWIR και οφείλεται σε διαφορές στη βαθμονόμηση των αισθητήρων του δέκτη (Eckert & Kneubuhler, 2004).

Ο Hyperion παρουσιάζει τρία συγκριτικά πλεονεκτήματα έναντι των πολυφασματικών δορυφορικών δεκτών (Datt et al., 2003):

- Παρέχει περισσότερες πληροφορίες για τις παραμέτρους της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, που οδηγούν στον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας επιφανείας.
- Παρέχει φασματικούς δείκτες, οι οποίοι βασίζονται στη λεπτομερή ανακλαστικότητα της επιφανείας.
- Τα δεδομένα που καταγράφει μπορεί να μετασχηματιστούν σε συνθετικά κανάλια, αντίστοιχα των δεκτών ευρείας χρήσης που χρησιμοποιούνται σήμερα ή βρίσκονται υπό ανάπτυξη.

Συνολικά οι απεικονίσεις του Hyperion διατίθενται σε δυο διαφορετικά επίπεδα επεξεργασίας, το L1R και το L1GST. Οι απεικονίσεις επιπέδου L1R είναι ραδιομετρικά διορθωμένες, ενώ έχει γίνει και επαναπροσδιορισμός της κλίμακας των ψηφιακών αριθμών (DN): ο συντελεστής αυτής της διόρθωσης είναι για τα βαθμονομημένα κανάλια στο VNIR ίσος με 40 και στο SWIR ίσος με 80 και πρέπει απαραίτητα να ληφθούν υπόψιν κατά την ατμοσφαιρική διόρθωση των εικόνων. Το δεύτερο επίπεδο επεξεργασίας είναι το L1GST και έπεται του L1R. Σε αυτό το στάδιο η ραδιομετρικά διορθωμένη εικόνα διορθώνεται¹²⁰ γεωμετρικά και γεω-αναφέρεται στο σύστημα αναφοράς WGS84. Επίσης με τη χρήση DEM γίνεται και η ορθοαναγωγή της εικόνας με στόχο την απαλοιφή των σφαλμάτων που οφείλονται στην παράλλαξη, εξαιτίας του ανάγλυφου της περιοχής που απεικονίζεται. Η μονάδα μέτρησης της ραδιομετρικής λαμπρότητας μιας απεικόνισης επιπέδου L1R, όπως και L1GST, είναι τα $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$.

Στο πλαίσιο αυτής της εργασίας θα γίνει χρήση απεικονίσεων επιπέδου L1R του δέκτη Hyperion, επειδή οι καταγεγραμμένες τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας έχουν υποστεί τη μικρότερη δυνατή επεξεργασία σε σχέση με τα δεδομένα επιπέδου L1GST. Αυτό συνεπάγεται ότι οι τιμές αυτές, περιγράφουν με μεγαλύτερη ακρίβεια την επίδραση τόσο της ατμόσφαιρας όσο και της τοπογραφίας στο σήμα που καταγράφεται τελικά από το δέκτη. Οι επεξεργασίες που απαιτούνται για την παραγωγή των προϊόντων επιπέδου L1GST αλλοιώνουν την ποιότητα των αρχικών δεδομένων, κάτι που επηρεάζει τελικά την ακρίβεια της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

¹²⁰ Η επαναδειγματοληψία (resampling) της τιμής που αντιστοιχεί σε κάθε εικονοψηφίδα κατά τις διορθώσεις του επιπέδου L1GST, γίνεται με χρήση της κυβικής συνέλιξης (cubic convolution).

4.1.3 Μεθοδολογία – Εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο γίνεται αναλυτική περιγραφή της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε για την ατμοσφαιρική διόρθωση των υπερφασματικών δεδομένων του δέκτη Hyreion για την περιοχή μελέτης, καθώς και του σταδίου της προεπεξεργασίας αυτών. Συνολικά έγινε διόρθωση με χρήση τριών αλγορίθμων **απόλυτων** ατμοσφαιρικών διορθώσεων τους ATCOR-2, FLAASH & QUAC και ενός αλγόριθμου **σχετικών** ατμοσφαιρικών διορθώσεων (MNM). Η εφαρμογή της μεθόδου για τους τρεις πρώτους αλγόριθμους έγινε για **ολόκληρη** την αρχική απεικόνιση και στη συνέχεια αποκόπηκε το τμήμα που περιέχει την περιοχή μελέτης. Αυτό έγινε γιατί η συγκεκριμένη κατηγορία αλγόριθμων σχεδιάζεται ώστε να αξιοποιεί πληροφορίες που εξάγονται από ολόκληρη την απεικόνιση, ώστε να αυξάνεται η ακρίβεια της. Όσον αφορά τον αλγόριθμο κανονικοποίησης η εφαρμογή του έγινε κατευθείαν στο τμήμα της εικόνας που περιέχει την περιοχή μελέτης, ενώ η εκτέλεση της μεθόδου βασίστηκε σε μια ήδη διορθωμένη¹²¹ από την ατμόσφαιρα απεικόνιση.

Είναι εξαιρετικά σημαντικό να διατηρηθεί η ποιότητα των αρχικών δεδομένων· γι' αυτό, βασική προϋπόθεση κατά το στάδιο της προεπεξεργασίας ήταν η **αποφυγή** της οποιαδήποτε μεταβολής των αρχικών τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας των υπερφασματικών δεδομένων. Εάν αυτό δεν είναι δυνατό, τότε η επίδραση στις συγκεκριμένες τιμές πρέπει να είναι η ελάχιστη δυνατή.

Η προεπεξεργασία των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων περιλάμβανε συνολικά **δύο** βασικά βήματα. Το πρώτο είναι η αφαίρεση των μη βαθμονομημένων καναλιών και των καναλιών με σημαντικό θόρυβο και το δεύτερο είναι η αφαίρεση/διόρθωση των κατεστραμμένων κάθετων λωρίδων της απεικόνισης (destriping). Η εφαρμογή της διόρθωσης με χρήση του αλγόριθμου κανονικοποίησης (σχετική ατμοσφαιρική διόρθωση) που περιγράφεται παρακάτω απαιτεί ωστόσο κάποια επιπλέον βήματα, τα οποία θα αναλυθούν στο σχετικό κείμενο.

Συνολικά χρησιμοποιήθηκαν δυο διαφορετικοί συνδυασμοί καναλιών, ένας με 167 κανάλια για το λογισμικό ATCOR και ένας με 196 κανάλια για τα λογισμικά FLAASH και QUAC, ώστε να ικανοποιούνται οι απαιτήσεις των αλγορίθμων ως προς τα δεδομένα εισαγωγής. Στον πίνακα 4.6 παρατίθενται τα κανάλια που επιλέχθηκαν και τα μήκη κύματος στα οποία αντιστοιχούν.

Πίνακας 4.6 - Τα κανάλια που χρησιμοποιήθηκαν για την ατμοσφαιρική διόρθωση των υπερφασματικών απεικονίσεων.

Dataset	Κανάλια	λ (μm)
167	8-57, 79-120, 127-164, 182-184, 187-220	0,42680-0,92541 / 0,93264-1,34625 / 1,41694-1,79019 / 1,97176-1,99196 / 2,02225-2,39550
196	8-57, 79-224	0,42680-0,92541 / 0,93264-2,39550

Το δεύτερο στάδιο της προεπεξεργασίας των υπερφασματικών απεικονίσεων είναι η αφαίρεση των κατεστραμμένων κάθετων λωρίδων (destriping) της εικόνας. Ο εντοπισμός δεν έγινε με κάποια αυτοματοποιημένη διαδικασία, αλλά οπτικά (Πιν. 4.7) και η αφαίρεση τους με την εφαρμογή ενός απλού φίλτρου, το οποίο διέτρεχε την προβληματική λωρίδα και έδινε σε κάθε εικονοψηφίδα της, την τιμή του μέσου όρου των δυο γειτονικών της από τα αριστερά και τα δεξιά.

¹²¹ Η απεικόνιση 229 που διορθώθηκε με το ATCOR-2.

Πίνακας 4.7 - Οι κατεστραμμένες λωρίδες κάθε απεικόνισης.

ID	Στήλες
141	1, 6, 13,17, 20, 92, 114, 199, 239
156	1, 6, 68, 114, 137
229	1, 6, 92, 97, 112, 113, 114
234	1, 6, 7, 13, 68, 114, 147, 185, 199

Ορισμένες παράμετροι της λήψης ήταν κοινές για κάθε απεικόνιση και αφορούσαν κυρίως σε ορισμένα αμετάβλητα χαρακτηριστικά του δέκτη και της περιοχής μελέτης. Οι συγκεκριμένες παράμετροι είναι οι εξής:

Υψόμετρο περιοχής:	0,15 km	Υψόμετρο δέκτη:	705 km
Ακτίνα adj. effect:	1 km	Γωνία σάρωσης δέκτη:	0°
Γεωγραφικό μήκος:	8°,5	Αζιμούθιο δέκτη:	+98°
Γεωγραφικό πλάτος:	48°,9		

Σε καμία απεικόνιση δεν έγινε διόρθωση για την επίδραση της BRDF, καθώς δεν ήταν διαθέσιμο στην παρούσα φάση κάποιο ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM) ικανοποιητικής ακρίβειας. Ο αλγόριθμος κανονικοποίησης στο ναδίρ, για τη διόρθωση της BRDF που περιγράφεται στο Κεφ. 3.2.2.10 εφαρμόζεται μόνο σε δέκτες με ελάχιστο οπτικό πεδίο (FOV) 20° και συνεπώς δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον Hyperion¹²².

Τέλος, όσον αφορά τις απεικονίσεις 141 και 156 οι οποίες περιέχουν αχλή και νέφη, η διόρθωση των μη πρότυπων ατμοσφαιρικών συνθηκών επιχειρήθηκε μόνο με το λογισμικό ATCOR (διόρθωση για αχλή), καθώς κανένας από τους υπόλοιπους δύο αλγόριθμους απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων δεν διαθέτει κάποια σχετική δυνατότητα.

Παρακάτω παρουσιάζεται αναλυτικά η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης για κάθε ένα αλγόριθμο χωριστά.

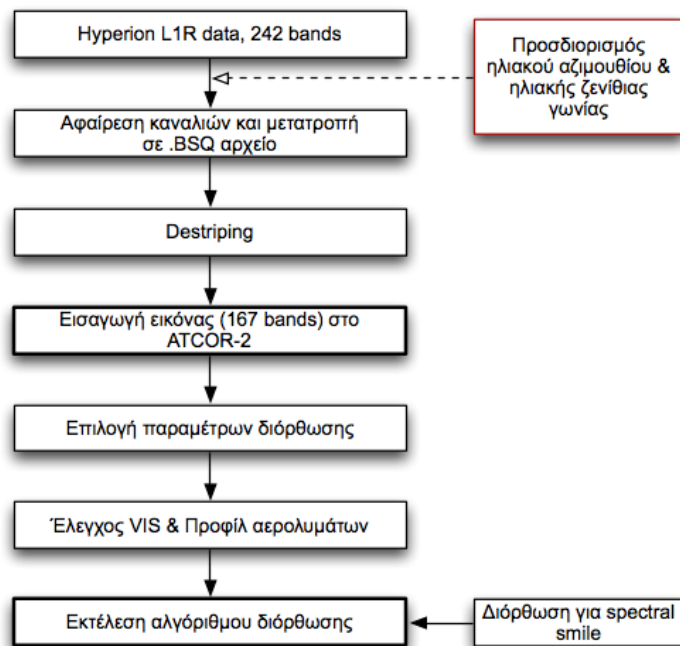
- **ATCOR-2**

Ο αλγόριθμος ατμοσφαιρικής διόρθωσης ATCOR-2 αναλύεται λεπτομερώς στο κεφάλαιο 3.2. Σε σχέση με τους υπόλοιπους αλγόριθμους διόρθωσης που χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο αυτής της εργασίας, το ATCOR διαθέτει ένα συγκριτικό πλεονέκτημα. Αυτό είναι, η δυνατότητα ελέγχου των παραμέτρων της διόρθωσης πριν την εκτέλεση του αλγόριθμου με χρήση της δομής SPECTRA.

Η διαδικασία διόρθωσης, αλλά και τα βήματα προεπεξεργασίας των απεικονίσεων του δέκτη Hyperion με χρήση του λογισμικού ATCOR παρουσιάζεται στο διάγραμμα 4.3. Τα βήματα της προεπεξεργασίας περιλαμβάνουν τη μετατροπή του τύπου των αρχείων από .BIL σε .BSQ, την επιλογή των 167 βαθμονομημένων καναλιών στα οποία ο θόρυβος είναι σχετικά μειωμένος και τη διόρθωση των κατεστραμμένων λωρίδων σύμφωνα με τη μέθοδο που προαναφέρθηκε.

¹²² Το οπτικό πεδίο του δέκτη είναι τόσο μικρό, όπου είναι δυνατή η θεώρηση ότι όλες οι εικονοηφίδες βρίσκονται στο ναδίρ της λήψης, με την προϋπόθεση βέβαια ότι πρόκειται για λήψη στο ναδίρ (γωνία σάρωσης ίση με 0°), οπότε η εφαρμογή αυτού του αλγόριθμου μπορεί να παραλειφθεί.

Η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης απαιτεί τη γνώση ορισμένων παραμέτρων, τόσο γεωμετρικών όσο και φυσικών, που λειτουργούν ως δεδομένα εισόδου. Πιο συγκεκριμένα ο χρήστης πρέπει να γνωρίζει εκ των προτέρων την ηλιακή ζενίθια γωνία, το αζιμούθιο του ηλίου, το αζιμούθιο του δέκτη, τη γωνία σάρωσης του δέκτη, την ώρα λήψης, τις γεωγραφικές συντεταγμένες της περιοχής μελέτης και το μέσο υψόμετρο αυτής.



Διάγραμμα 4.3 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion στο ATCOR-2.

Όπως είναι ήδη γνωστό, οι τρεις βασικές παράμετροι (Κεφ. 3.2.2.1) που παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διόρθωση με το ATCOR

είναι: η ορατότητα (VIS), ο τύπος των αερολυμάτων και η στήλη των υδρατμών (*wv*). Η επιλογή αυτών γίνεται από το χρήστη, προσεγγιστικά έστω, όσον αφορά την ορατότητα και τους υδρατμούς. Σε αυτό το σημείο έγκειται το συγκριτικό πλεονέκτημα που διαθέτει το ATCOR έναντι των υπόλοιπων αλγορίθμων και είναι η δυνατότητα ελέγχου (Κεφ. 3.2.3), με στόχο τον καθορισμό του βέλτιστου συνδυασμού αυτών. Οι παράμετροι που επιλέχθηκαν τελικά παρουσιάζονται στον πίνακα 4.8. Κατά τον έλεγχο αυτών έγινε φωτοερμηνεία σε κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά, με τη βοήθεια ενός θεματικού χάρτη (Corine land cover 2000) που παρουσίαζε τις χρήσεις γης για τη συγκεκριμένη περιοχή. Ο έλεγχος του φάσματος ανακλαστικότητας που θα προέκυπτε μετά τη διόρθωση έγινε με χρήση ζωνών ελέγχου που χαράχτηκαν σε υδατικές επιφάνειες, κωνοφόρα και φυλλοβόλα δάση, και καλλιεργήσιμες εκτάσεις, τόσο με βλάστηση όσο και σε αγρανάπαυση. Η κατανομή των στόχων κάλυπτε ολόκληρη την απεικόνιση, ενώ για κάθε μια από αυτές τις κατηγορίες η σύγκριση με τις πρότυπες φασματικές υπογραφές που διαθέτει το ATCOR έγινε με τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυπταν από περισσότερα των 10 σημείων.

Πίνακας 4.8 - Οι παράμετροι διόρθωσης για το ATCOR-2.

α/α	Ψ.Α.	Ημερομηνία λήψης	Ωρα (UTC)	Ηλιακό Az (deg)	θ ₀ (deg)	Προφίλ aerosols	Αρχική εκτίμηση	
							VIS (km)	wv (cm)
1	141	21/05/2011	10:13:10	300,2	25,2	Rural	22	2,0
2	141*	21/05/2011	10:13:10	300,2	25,2	Rural	22	2,0
3	156	05/06/2011	09:53:20	311,7	22,0	Rural	30	2,0
4	156*	05/06/2011	09:53:20	311,7	22,0	Rural	30	2,0
5	229	17/08/2011	10:09:40	285,5	20,5	Rural	70	2,9
6	234	22/08/2011	10:02:40	281,4	18,8	Rural	25	2,0

* Χωρίς την εφαρμογή του αλγόριθμου διόρθωσης για την αχλή.

Το επόμενο βήμα, μετά τον καθορισμό και τον έλεγχο των παραμέτρων της διόρθωσης, ήταν η εκτέλεση του αλγόριθμου, η οποία έγινε για μεταβλητή τιμή ορατότητας και στήλης υδρατμών για κάθε εικονοψηφίδα της υπερφασματικής απεικόνισης. Οι απεικονίσεις 141 και 156 διορθώθηκαν δύο φορές ξεχωριστά. Κατά την πρώτη εκτέλεση (Ψ.Α.: 141NH & 156NH) η επίδραση της αχλής αγνοήθηκε, ενώ κατά τη δεύτερη εκτέλεση (Ψ.Α.: 141 & 156) συμπεριλήφθηκε και ο αλγόριθμος διόρθωσης της αχλής. Και στις δύο εκτελέσεις του αλγόριθμου, οι παράμετροι της διόρθωσης, όπως ήταν λογικό, διατηρήθηκαν σταθερές. Στις συγκεκριμένες απεικονίσεις (167 κανάλια) δεν ήταν δυνατή η διόρθωση για θυσάνους, καθώς το κανάλι στα 1,38 μm είχε αφαιρεθεί. Η εφαρμογή του αλγόριθμου προσδιορισμού της στήλης των υδρατμών (Κεφ. 3.2.2.9) έγινε σε δύο περιοχές απορρόφησης του νερού επί του H/M φάσματος, στα 0,94 μm και στα 1,13 μm αντίστοιχα, με την εφαρμογή στη συνέχεια μιας γραμμικής παλινδρόμησης, ώστε να επιτευχθεί καλύτερη ακρίβεια. Στον πίνακα 4.9 παραθέτονται τα κανάλια του δέκτη που αξιοποίησε ο αλγόριθμος APDA για τον προσδιορισμό της στήλης των υδρατμών για κάθε εικονοψηφίδα. Επιπρόσθετα ο αλγόριθμος διόρθωσης του ATCOR συμπεριλαμβάνει και τη διόρθωση του φαινομένου spectral smile το οποίο δημιουργεί προβλήματα στις απεικονίσεις του Hyperion.

Πίνακας 4.9 - Τα χαρακτηριστικά των καναλιών στα οποία βασίστηκε ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών.

Ιδιότητα	Περιοχή απορρόφησης			
	0,94 μm		1,13 μm	
	Κανάλι	λ (μm)	Κανάλι	λ (μm)
Κανάλι αναφοράς 1	47	0,8949	66	1,0840
Κανάλι αναφοράς 2	58	1,0033	81	1,2353
Κανάλια απορρόφησης	51, 52, 53	0,9326 / 0,9427 / 0,9528	70, 71, 72	1,1243 / 1,1344 / 1,1445

Το τελικό στάδιο επεξεργασίας των υπερφασματικών απεικονίσεων με το λογισμικό ATCOR είναι η εφαρμογή μιας μεθόδου φασματικής ομαλοποίησης (spectral polishing) για το διορθωμένο φάσμα ανακλαστικότητας που προέκυψε μετά την εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης. Η διόρθωση αυτή έγινε και για τις έξι απεικονίσεις.

Μετά την εκτέλεση του αλγόριθμου έγινε ο έλεγχος των στατιστικών χαρακτηριστικών, του φάσματος ανακλαστικότητας που προέκυψε για διαφορετικούς τύπους εδαφοκάλυψης της κάθε απεικόνισης και η οπτική παρατήρηση της εικόνας για διάφορους χαρακτηριστικούς συνδυασμούς καναλιών. Τα προβλήματα που παρατηρήθηκαν ήταν τα εξής:

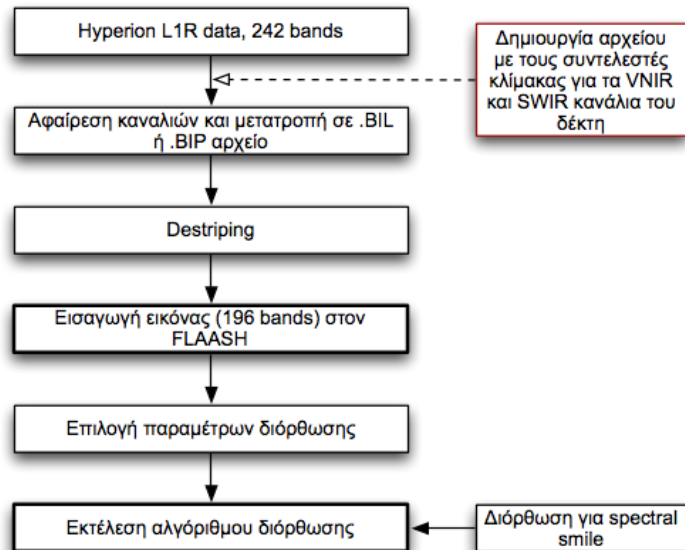
- Τιμές ανακλαστικότητας που ξεπερνούν το 100%.
- Αιχμές επί του φάσματος ανακλαστικότητας στις θέσεις απορρόφησης του νερού, οι οποίες οφείλονται σε σφάλματα.
- Τεχνουργήματα (artifacts) επί των απεικονίσεων στις οποίες έγινε η εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης της αχλής, σε θέσεις που καλύπτονται από διαφανή νέφη.

• **FLAASH**

Η διόρθωση με χρήση του αλγόριθμου FLAASH ακολουθεί το ίδιο μοτίβο με αυτή του λογισμικού ATCOR-2. Μια σύντομη παρουσίαση του μοντέλου διόρθωσης που εκτελεί ο FLAASH έγινε στο παράρτημα Α.4. Το πρώτο στάδιο της διόρθωσης μιας

απεικόνιση του δέκτη Hyperion με το συγκεκριμένο αλγόριθμο, αντιστοιχεί στην προεπεξεργασία των δεδομένων, και περιλαμβάνει την επιλογή των 196 βαθμονομημένων καναλιών του δέκτη και στη συνέχεια τη διόρθωση των κατεστραμμένων κάθετων λωρίδων (destriping).

Η μονάδα μέτρησης της ραδιομετρικής λαμπρότητας που χρησιμοποιεί το λογισμικό FLAASH είναι τα $\mu W / (cm^2 sr nm)$ και συνεπώς πρέπει να έρθει σε συμφωνία με αυτή των προϊόντων του δέκτη Hyperion. Η προσαρμογή της μονάδας μέτρησης συμπεριλαμβάνεται στον επαναπροσδιορισμό της κλίμακας των ψηφιακών αριθμών και είναι απαραίτητη να γίνει πριν την εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης. Η διόρθωση αυτή γίνεται με την εισαγωγή ενός αρχείου ASCII που περιέχει δύο στήλες, μια με τον αύξοντα αριθμό του αντίστοιχου καναλιού και μια δεύτερη με το συντελεστή κλίμακας, με τον οποίο διαιρούνται οι τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας του κάθε καναλιού. Για το VNIR ο συντελεστής αυτός είναι ίσος με 400, ενώ για το SWIR ίσος με 800.



Διάγραμμα 4.4 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion με το FLAASH.

Το επόμενο βήμα, όπως φαίνεται και στο διάγραμμα 4.4 είναι η εισαγωγή του αρχείου .BIL ή .BIP της απεικόνισης και του ASCII αρχείου στον αλγόριθμο και στη συνέχεια η επιλογή των παραμέτρων της διόρθωσης. Οι παράμετροι που απαιτεί ο FLAASH είναι αντίστοιχες του ATCOR και είναι οι εξής:

- Οι γεωγραφικές συντεταγμένες της περιοχής που μελετάται.
- Ο τύπος του δέκτη και το υψόμετρο στο οποίο βρίσκεται.
- Το υψόμετρο του εδάφους.
- Το μέγεθος της εδαφοψηφίδας της απεικόνισης.
- Η ημερομηνία και η ώρα λήψης (GMT).
- Το ατμοσφαιρικό μοντέλο και ο τύπος των αερολυμάτων.

Παράλληλα ο FLAASH δίνει τη δυνατότητα προσαρμογής ορισμένων υπορουτινών διόρθωσης που διαθέτει, π.χ. αλγορίθμων προσδιορισμού της στήλης των υδρατμών και των αερολυμάτων (στη συγκεκριμένη εφαρμογή επιλέχθηκε ο DDV) και του αλγόριθμου spectral polishing.

Οι παράμετροι διόρθωσης που επιλέχθηκαν παρουσιάζονται στον πίνακα 4.10. Η αρχική τιμή ορατότητας διατηρήθηκε σταθερή για κάθε απεικόνιση και ίση με 40 km, ο προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών έγινε με υπόδειξη της περιοχής απορρόφησης του νερού, δηλαδή των 1,13 μm , ενώ για κάθε απεικόνιση επιλέχθηκε το μοντέλο που περιγράφει τα αερολύματα με αγροτική προέλευση, για ένα ατμοσφαιρικό προφίλ που αντιστοιχεί σε μια περιοχή με μέσο γεωγραφικό πλάτος κατά τους θερινούς μήνες, όπως ακριβώς επιλέχθηκε και στο ATCOR.

Πίνακας 4.10 - Οι παράμετροι διόρθωσης για τον FLAASH.

α/α	ID	hh:mm:ss (GMT)	Ατμοσφαιρικό Προφίλ	Προφίλ aerosols	Αρχική εκτίμηση VIS (km)
1	141	11:13:10	Mid-Lat. Summer	Rural	40
2	156	10:53:20	Mid-Lat. Summer	Rural	40
3	229	11:09:40	Mid-Lat. Summer	Rural	40
4	234	11:02:40	Mid-Lat. Summer	Rural	40

Ο αλγόριθμος FLAASH δεν διαθέτει κάποια λειτουργία ελέγχου, όπως το ATCOR, ωστόσο δίνει στο χρήστη τη δυνατότητα να μεταβάλει ορισμένες παραμέτρους της ατμόσφαιρας που διαφορετικά θα θεωρούνταν σταθερές σε κάθε εκτέλεση του αλγορίθμου. Η δυνατότητα αυτή δεν αξιοποιήθηκε στο πλαίσιο αυτής της εργασίας, διότι δεν ήταν γνωστές περισσότερες πληροφορίες για το ατμοσφαιρικό προφίλ της περιοχής μελέτης.

Το τελικό βήμα είναι η εκτέλεση του αλγορίθμου διόρθωσης, ο οποίος συμπεριλαμβάνει και μια υπορουτίνα για τη διόρθωση του φαινομένου "spectral smile". Οι τιμές ανακλαστικότητας που προκύπτουν είναι πολλαπλασιασμένες με 100, ενώ τίθενται ίσες με 0 για τα κανάλια 93-103 και 138-152 που αντιστοιχούν στις φασματικές περιοχές 1,356-1,447 μm και 1,810-1,951 μm (περιοχές απορρόφησης του H_2O στα 1,38 μm και 1,87 μm – Πιν. 1.13) αντίστοιχα. Όπως αναφέρθηκε και στην αρχή του συγκεκριμένου κεφαλαίου δεν είναι δυνατή η διόρθωση φαινομένων που οφείλονται σε μη πρότυπες ατμοσφαιρικές συνθήκες (π.χ. αχλή & θύσανοι) με χρήση του λογισμικού FLAASH.

Μετά την εκτέλεση του αλγορίθμου είναι απαραίτητος ο έλεγχος των στατιστικών χαρακτηριστικών της απεικόνισης και του φάσματος ανακλαστικότητας που προέκυψε και η οπτική παρατήρηση διάφορων καναλιών ή συνδυασμούς αυτών. Τα προβλήματα που εντοπίστηκαν είναι τα εξής:

- Αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας.
- Τιμές ανακλαστικότητας που ξεπερνούν το 100%.
- Όχι τόσο καλό contrast σε κάθε διορθωμένη απεικόνιση.

• QUAC

Η εφαρμογή του αλγορίθμου QUAC (Παράρτημα Α.3) για την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων είναι ιδιαίτερα απλή. Στο διάγραμμα 4.5 παρουσιάζονται αναλυτικά τα βήματα που απαιτούνται για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη Hyperion με το συγκεκριμένο αλγόριθμο. Το στάδιο της προεπεξεργασίας είναι πανομοιότυπο με αυτό του αλγορίθμου FLAASH. Από τα 242 κανάλια της αρχικής απεικόνισης επιλέγονται μόνο τα 196 βαθμονομημένα, στα οποία στη συνέχεια γίνεται διόρθωση των κατεστραμμένων λωρίδων (destriping).

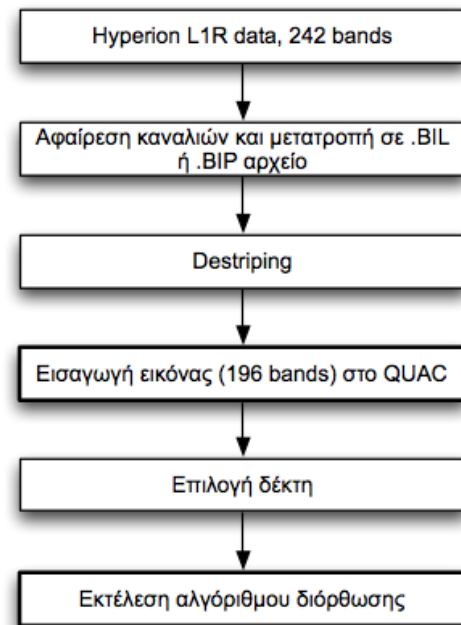
Η εκτέλεση του συγκεκριμένου αλγόριθμου γίνεται σε δύο βήματα. Ο αλγόριθμος QUAC¹²³ απαιτεί αρχικά την εισαγωγή της απεικόνισης και στη συνέχεια τον καθορισμό του αντίστοιχου δέκτη με τον οποίο έγινε η λήψη. Οι τιμές ανακλαστικότητας που προκύπτουν μετά την εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης είναι πολλαπλασιασμένες επί 10000. Άξιο αναφοράς είναι, ότι οι τιμές ανακλαστικότητας των καναλιών του δέκτη που βρίσκονται κοντά στην περιοχή απορρόφησης του νερού στα 1,37 και 1,87 μm τίθενται ίσες με 0, με αποτέλεσμα η καμπύλη του φάσματος να μην είναι συνεχής. Πριν από το στάδιο της αξιολόγησης, είναι απαραίτητο και γι αυτόν τον αλγόριθμο, να γίνει έλεγχος των στατιστικών χαρακτηριστικών της κάθε απεικόνισης ξεχωριστά και παρατήρηση του φάσματος ανακλαστικότητας που έχει προκύψει. Πιο συγκεκριμένα, κατά τον έλεγχο των απεικονίσεων που διορθώθηκαν με χρήση του QUAC παρατηρήθηκαν τα εξής:

- Αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας.
- Τιμές ανακλαστικότητας που ξεπερνούν το 100%.
- Αιχμές επί του φάσματος ανακλαστικότητας στις θέσεις απορρόφησης του νερού, οι οποίες οφείλονται σε σφάλματα.

Για τη διόρθωση των παραπάνω προβλημάτων ακολουθήθηκε παρόμοια αντιμετώπιση με αυτή που εφαρμόστηκε στις απεικονίσεις που διορθώθηκαν με τους αλγόριθμους ATCOR και FLAASH και αναλύεται παρακάτω.

Τέλος είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι ο αλγόριθμος QUAC **δεν** συμπεριλαμβάνει διόρθωση του φαινομένου spectral smile το οποίο δημιουργεί σφάλματα στις απεικονίσεις του δέκτη Hyperion· ενώ στις διορθωμένες απεικονίσεις δεν έχει γίνει εφαρμογή κάποιου αλγόριθμου ομαλοποίησης του διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας (spectral polishing).

Στο σημείο αυτό έχει ολοκληρωθεί η επεξεργασία των τηλεπισκοπικών απεικονίσεων με τους αλγόριθμους απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων. Στον παρακάτω πίνακα (Πιν. 4.11) παρουσιάζονται ορισμένες από τις επιμέρους διορθώσεις στις οποίες έχουν υποβληθεί τα αρχικά δεδομένα. Το επόμενο στάδιο είναι η επεξεργασία των διορθωμένων δεδομένων, ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση μεταξύ τους, αλλά και με τα παράγωγα του αλγόριθμου σχετικής διόρθωσης.



Διάγραμμα 4.5 - Η ροή εργασιών για τη διόρθωση μιας απεικόνισης Hyperion με χρήση του αλγόριθμου QUAC.

¹²³ Στο πλαίσιο της συγκεκριμένης εργασίας έγινε χρήση του αλγόριθμου QUAC που περιέχει το λογισμικό ENVI 4.7.

Πίνακας 4.11 - Οι επιμέρους διορθώσεις στις οποίες έχουν επιβληθεί τα αρχικά δεδομένα.

		Διόρθωση									
		Ανακλαστικό- τητα	BRDF	Spectral smile	Μοριακή Απορρόφηση	Αερολύματα	Υδρατμοί	Αχλή	Θύσανοι	Spectral polish	Τοπογραφία
ATCOR-2	141NH	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Όχι	Όχι	Ναι	Όχι
	141	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Όχι	Ναι	Όχι
	156NH	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Όχι	Όχι	Ναι	Όχι
	156	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Όχι	Ναι	Όχι
	229	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	-	-	Ναι	Όχι
	234	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	-	-	Ναι	Όχι
FLAASH	141	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Όχι	Όχι	Ναι	Όχι
	156	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	Όχι	Όχι	Ναι	Όχι
	229	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	-	-	Ναι	Όχι
	234	Ναι	Όχι	Ναι	Ναι	Ναι	Ναι	-	-	Ναι	Όχι
QUAC	141	Ναι	Όχι	Όχι				Όχι	Όχι	Όχι	Όχι
	156	Ναι	Όχι	Όχι				Όχι	Όχι	Όχι	Όχι
	229	Ναι	Όχι	Όχι				-	-	Όχι	Όχι
	234	Ναι	Όχι	Όχι				-	-	Όχι	Όχι

Στον παρακάτω πίνακα (Πιν. 4.12) παρουσιάζονται οι τελικές μέσες τιμές ορατότητας (VIS) και στήλης υδρατμών (*wn*) στις οποίες κατέληξαν οι αλγόριθμοι ATCOR και FLAASH.

Πίνακας 4.12 - Οι τελικές τιμές VIS και *wn* στις οποίες κατέληξαν τα λογισμικά ATCOR-2 και FLAASH.

ID	VIS (km)		<i>wn</i> (cm)		Αρχικές τιμές VIS για το ATCOR-2 (km)
	FLAASH	ATCOR-2	FLAASH	ATCOR-2	
141	-	56,5000	-	2,3000	22,0000
141NH	19,4573	59,3000	2,2959	2,3000	22,0000
156	-	51,6000	-	2,4500	30,0000
156NH	16,3889	65,7000	2,3187	2,4500	30,0000
229	41,4071	69,4000	2,7438	2,8500	70,0000
234	15,5730	35,7000	3,2434	3,8000	25,0000

Εξετάζοντας τις τιμές που προέκυψαν, αλλά και αυτές που ορίστηκαν ως αρχικές για την εκτέλεση των διορθώσεων με το ATCOR-2, παρατηρούνται τα εξής:

- Εμφανίζονται μεγάλες **διαφορές** όσον αφορά τις μέσες τιμές ορατότητας μεταξύ του ATCOR-2 και του FLAASH, αλλά και μεταξύ των αρχικών τιμών που ορίστηκαν ως παράμετροι στο ATCOR-2 και αυτών που προσδιορίστηκαν τελικά.
- Οι προσεγγιστικές τιμές ορατότητας που δόθηκαν ως αρχικές παράμετροι στο ATCOR-2 και προέκυψαν επαναληπτικά μέσω της δομής SPECTRA, προσεγγίζουν χοντρικά, σε ορισμένες περιπτώσεις, το μέσο όρο των τιμών που προέκυψαν από τα δυο λογισμικά.

- Και τα δύο λογισμικά προσδιόρισαν ιδιαίτερα υψηλές τιμές ορατότητας, όπως ήταν αναμενόμενο, στην απεικόνιση 229· η λήψη της οποίας έγινε υπό ιδιαίτερα καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες.
- Η τιμή της ορατότητας που ορίστηκε προσεγγιστικά στο ATCOR-2, για την απεικόνιση 229, ταυτίζεται σχεδόν με την τιμή στην οποία κατέληξε τελικά ο αλγόριθμος.
- Οι τιμές της στήλης των υδρατμών είναι παρόμοιες.

Η αιτία της διαφοράς στις τιμές ορατότητας έγκειται στη σημασία που έχει η παράμετρος VIS, καθώς είναι καθοριστική για την εκτέλεση του κώδικα MODTRAN. Αυτό συνεπάγεται ότι επηρεάζει αρκετές υπορουτίνες τόσο του ίδιου του μοντέλου, όσο και των δυο αλγόριθμων ατμοσφαιρικών διορθώσεων τελικά. Η τιμή αυτή, όσον αφορά το ATCOR, προσαρμόζεται όσο το δυνατόν καλύτερα στο μοντέλο διόρθωσης, σαν ένας εσωτερικός συντελεστής κλίμακας και όχι στις πραγματικές ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά τη στιγμή της λήψης. Στις διαφορές που προέκυψαν και παρουσιάστηκαν παραπάνω σημαντικό ρόλο παίζει και η προβληματική ραδιομετρική βαθμονόμηση του δέκτη Hyperion. Επιπλέον μια ακόμα παρατήρηση που μπορεί να γίνει, είναι ότι η τιμή της ορατότητας προσδιορίζεται με μεγαλύτερη ακρίβεια σε μια λήψη που έγινε υπό καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες, όπως φαίνεται και από την περίπτωση της απεικόνισης 229.

- **Multi-temporal normalization method (MNM)**

Οι αλγόριθμοι κανονικοποίησης τηλεπισκοπικών δεδομένων της ίδιας περιοχής, που έχουν ληφθεί όμως σε διαφορετικές χρονικές στιγμές, έχουν ως στόχο την **ομοιόμορφη ελαχιστοποίηση** των επιπτώσεων που οφείλονται στις διαφορετικές **ατμοσφαιρικές συνθήκες** και **συνθήκες φωτισμού**, που επικρατούσαν κατά τη στιγμή της λήψης, ως προς μια **εικόνα αναφοράς** (Hajj et al., 2008). Η διεργασία αυτή βασίζεται στον υπολογισμό μιας γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ της εικόνας προς διόρθωση και της εικόνα αναφοράς, ενώ αποτελείται από τρία βασικά βήματα:

1. Την επιλογή της εικόνας αναφοράς
2. Τον εντοπισμό των εικονοψηφίδων, των οποίων το φάσμα ανακλαστικότητας δεν έχει μεταβληθεί μεταξύ των δυο απεικονίσεων (Invariant pixels - IP).
3. Τον υπολογισμό της γραμμικής παλινδρόμησης.

Στο πλαίσιο της συγκεκριμένης εργασίας, η εφαρμογή του αλγόριθμου MNM (Sykas et al., 2012) έγινε στις απεικονίσεις 141, 156 και 234· **ενώ η ατμοσφαιρικά διορθωμένη από το ATCOR-2 απεικόνιση 229, χρησιμοποιήθηκε ως εικόνα αναφοράς**· δηλαδή οι υπόλοιπες τρεις εικόνες διορθώθηκαν βάσει αυτής. Η εικόνα 229 επιλέχθηκε, επειδή η λήψη της έγινε κάτω από πιο καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες, συγκριτικά με τις υπόλοιπες τρεις απεικονίσεις.

Η εφαρμογή της σχετικής ατμοσφαιρικής διόρθωσης καθορίζεται κατά κύριο λόγο από τις απαιτήσεις του ίδιου του αλγόριθμου και εφαρμόζεται σε τιμές φαινόμενης ανακλαστικότητας¹²⁴. Η μετατροπή των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας σε φαινόμενη ανακλαστικότητα, για τις απεικονίσεις 141, 156 & 234, γίνεται κατά την προεπεξεργασία των δεδομένων (Παράρτημα Α.1). Για τη συγκεκριμένη εφαρμογή χρησιμοποιήθηκαν τα bandset των 167 καναλιών, στα οποία έχει γίνει διόρθωση για τις κατεστραμμένες λωρίδες (destripping). Τα αρχικά δεδομένα είναι τα εξής:

- Η ατμοσφαιρικά διορθωμένη απεικόνιση 229 (τιμές ανακλαστικότητας).
- Οι αρχικές απεικονίσεις 141, 156 και 234 (τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας).

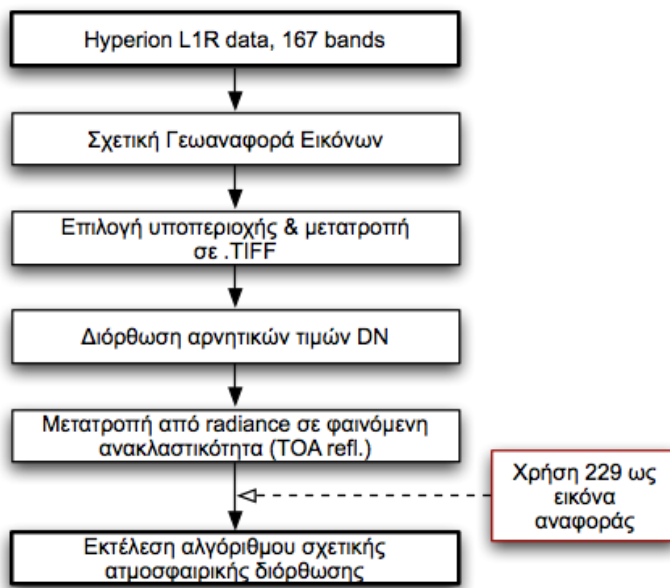
¹²⁴ Η φαινόμενη ανακλαστικότητα αναφέρεται στην ανακλαστικότητα στην ΤΟΑ.

Η προεπεξεργασία των δεδομένων για την εφαρμογή της σχετικής ατμοσφαιρικής διόρθωσης περιέχει περισσότερα στάδια συγκριτικά με τους προηγούμενους αλγόριθμους, τα οποία παρουσιάζονται στο διάγραμμα 4.6. Εφόσον ολοκληρωθεί η βασική προεπεξεργασία (επιλογή καναλιών & destripping) των υπερφασματικών δεδομένων του δέκτη Hyperion, το επόμενο βήμα είναι η σχετική γεωαναφορά των εικόνων μεταξύ τους και στη συνέχεια η επιλογή του τμήματος της απεικόνισης που περιέχει την περιοχή μελέτης. Η σχετική γεωαναφορά εκτελέστηκε σε ολόκληρη τη λωρίδα λήψης, ενώ ως εικόνα αναφοράς χρησιμοποιήθηκε η 234. Για κάθε ζευγάρι επιλέχθηκαν περίπου 10 σημεία σύνδεσης, τα οποία κάλυπταν ολόκληρη την απεικόνιση· το RMS διατηρήθηκε σε τιμές χαμηλότερες από 0,3 (Πιν. 4.13), ενώ ο αλγόριθμος αναδειγματοληψίας που επιλέχθηκε ήταν αυτός του εγγύτερου γείτονα¹²⁵ (nearest neighbor), ώστε να μην μεταβληθούν οι αρχικές τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας.

Πίνακας 4.13 - Τα RMS για τη σχετική γεωαναφορά των απεικονίσεων μεταξύ τους.

Απεικονίσεις	Αριθμός σημείων	RMS
234-141	11	0,2046
234-156	10	0,2846
234-229	11	0,2167

Η ατμοσφαιρική διόρθωση στη συγκεκριμένη περίπτωση δεν θα εφαρμοστεί σε ολόκληρη τη λωρίδα που κατέγραψε ο δέκτης για λόγους υπολογιστικής ισχύος, αλλά μόνο στο τμήμα που παρουσιάζει ενδιαφέρον. Συνεπώς για κάθε γεωαναφερμένη απεικόνιση έγινε αποκοπή του τμήματος της περιοχής μελέτης, διατηρώντας τις ίδιες διαστάσεις για κάθε ένα και μετατρέποντας τη στη συνέχεια σε μορφή .TIFF. Μέχρι αυτό το σημείο η προεπεξεργασία που περιγράφηκε παραπάνω εφαρμόστηκε και στις τέσσερις απεικονίσεις· από δω και πέρα, μέχρι το στάδιο της εκτέλεσης του αλγόριθμου MNM, η εφαρμογή των υπόλοιπων σταδίων θα γίνει μόνο στις απεικονίσεις 141, 156 & 229. Το επόμενο βήμα είναι η διόρθωση των εικονοψηφίδων που εμφανίζουν αρνητικές τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας, με χρήση ενός απλού αλγόριθμου γραμμένου στην IDL. Μετά από οπτικό έλεγχο παρατηρήθηκε ότι αυτές οι εικονοψηφίδες αντιστοιχούν σε ελάχιστα μεμονωμένα bad pixel και για αυτό το λόγο τέθηκε απλά η τιμή 0, στο αντίστοιχο κανάλι, για κάθε μια.



Διάγραμμα 4.6 - Η ροή εργασιών τη διόρθωση μιας απεικόνισης Hyperion με τη μέθοδο MNM.

¹²⁵ Στην μέθοδο του εγγύτερου γείτονα κάθε εικονοψηφίδα του νέου πλέγματος παίρνει την τιμή της πλησιέστερης αυτής από το παλιό πλέγμα.

Η διαδικασία μετατροπής των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας σε φαινόμενη ανακλαστικότητα (ανακλαστικότητα στην ΤΟΑ) περιγράφεται στο παράρτημα Α.2 της συγκεκριμένης εργασίας και στην ιστοσελίδα¹²⁶ του δέκτη ΕΟ-1· στην οποία παρέχονται και όλα τα απαραίτητα δεδομένα (η απόσταση Γης – Ήλιου για κάθε Ιουλιανή μέρα και οι τιμές της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας για κάθε κανάλι του δέκτη). Η μετατροπή έγινε βάσει της εξίσωσης 4.1, στην οποία το ρ_p αντιστοιχεί στη φαινόμενη ανακλαστικότητα της επιφάνειας και παίρνει τιμές από 0 έως 1, το L_λ στη φασματική ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης για κάθε κανάλι, το d στην απόσταση της Γης από τον ήλιο σε μονάδες ΑΥ, το $ESUN_\lambda$ στις τιμές της ηλιακής έντασης ($W/(m^2\mu m)$) για κάθε κανάλι και το θ_s στην ηλιακή ζενίθια γωνία.

$$\rho_p = \frac{\pi L_\lambda d^2}{ESUN_\lambda \cos \theta_s} \quad (4.1)$$

Κατά την εκτέλεση του συγκεκριμένου αλγόριθμου έγινε διόρθωση και για τα bad pixels που εμφανίζουν τιμές ανακλαστικότητας μεγαλύτερες¹²⁷ από 1 (100%), θέτοντας τελικά σε αυτά την τιμή 0. Η επαλήθευση ότι πρόκειται όντως για bad pixels έγινε με οπτικό έλεγχο της θέσης τους και των φασματικών χαρακτηριστικών τους.

Το τελικό στάδιο επεξεργασίας, αντιστοιχεί στην εκτέλεση του αλγόριθμου σχετικής διόρθωσης. Η εφαρμογή του, όπως προαναφέρθηκε έγινε για τις απεικονίσεις 141, 156 & 234, χρησιμοποιώντας ως απεικόνιση αναφοράς της 229. Πριν την εφαρμογή του αλγόριθμου οι τιμές ανακλαστικότητας της 229 διαιρέθηκαν με 10000, ώστε να κυμαίνονται από 0 έως 1 και να είναι συγκρίσιμες με αυτές που προέκυψαν για τις εικόνες 141, 156 και 234.

Μετά την εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης έγινε οπτικός έλεγχος του φάσματος ανακλαστικότητας, αλλά και μια σύντομη ανάλυση των στατιστικών, για κάθε μια από τις απεικονίσεις που διορθώθηκαν. Και στις τρεις απεικονίσεις παρατηρήθηκαν παρόμοια προβλήματα, με αυτά που εντοπίστηκαν στους αλγόριθμους απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων· πιο συγκεκριμένα αυτά είναι τα εξής:

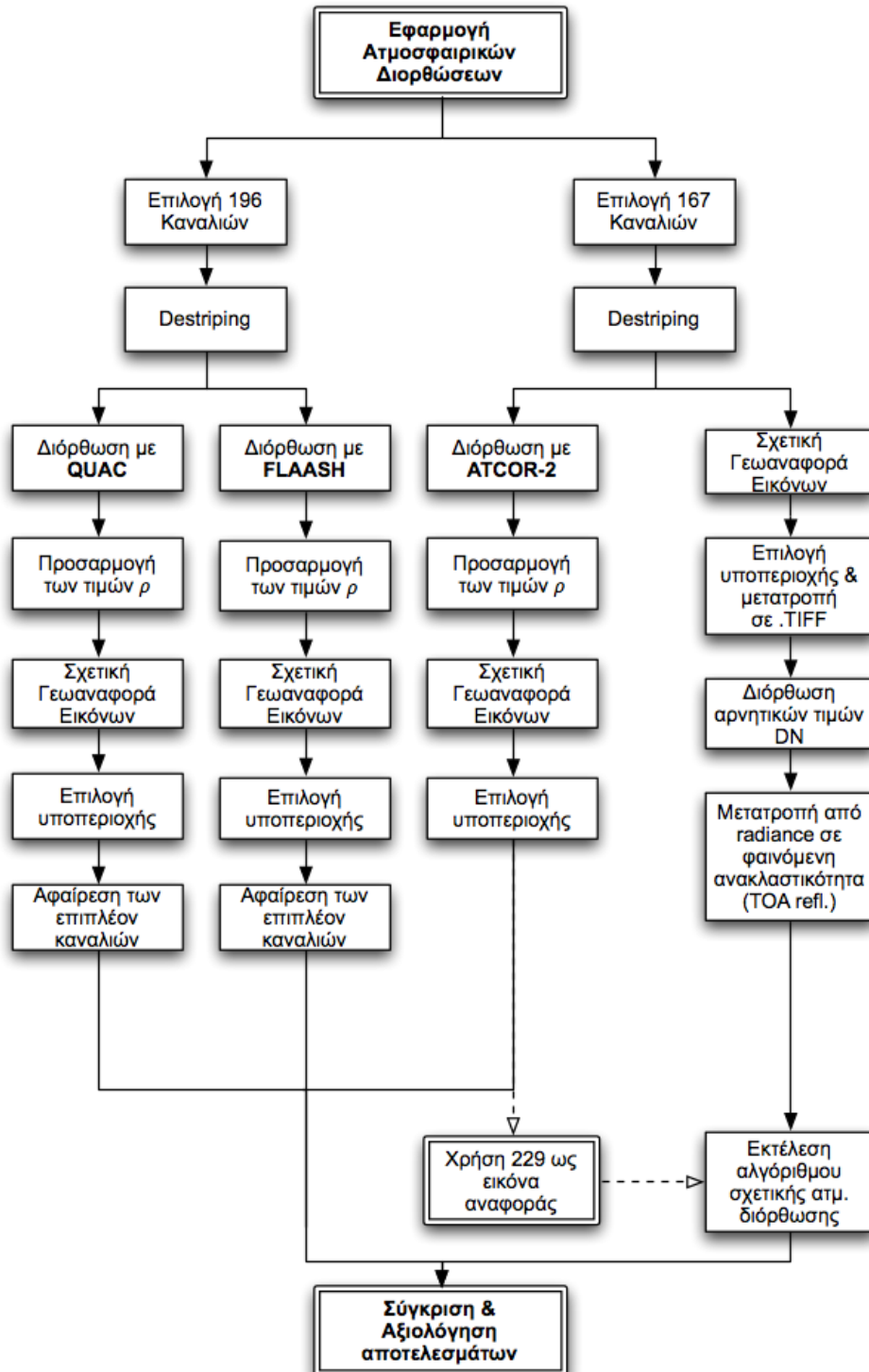
- Αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας.
- Τιμές ανακλαστικότητας που ξεπερνούν το 100%.
- Δομές (αιχμές) επί του φάσματος ανακλαστικότητας, οι οποίες οφείλονται σε σφάλματα.

Η διόρθωση της ατμοσφαιρικής επίδρασης στα τηλεπισκοπικά δεδομένα, βάσει της συγκεκριμένης μεθόδου εξαρτάται κατά κόρον από την εικόνα αναφοράς και από την ποιότητα των δεδομένων προς διόρθωση. Άξιο αναφοράς είναι επίσης ότι για την εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου δεν έγινε διόρθωση για spectral smile, ούτε στη συνέχεια η εκτέλεση του αλγόριθμου φασματικής ομαλοποίησης.

¹²⁶ eo1.usgs.gov/faq/question?id=21

¹²⁷ Τιμές ανακλαστικότητας μεγαλύτερες από 100% θεωρητικά μπορεί να προκύψουν μόνο εξαιτίας της επίδρασης της BRDF.

Το τελικό στάδιο πριν την σχετική αξιολόγηση των ατμοσφαιρικών είναι η επεξεργασία των δεδομένων, ώστε να συμφωνούν μεταξύ τους. Αυτό συνεπάγεται ότι κάθε αρχείο δεδομένων θα πρέπει να απεικονίζει την ίδια περιοχή, να περιέχει τον ίδιο αριθμό καναλιών και οι τιμές ανακλαστικότητας να βρίσκονται μέσα στο διάστημα από 0 έως 1 για όλες τις απεικονίσεις. Στο διάγραμμα παρουσιάζεται ολοκληρωμένα η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την διόρθωση των δεδομένων, τόσο με τους αλγόριθμους απόλυτων, όσο και σχετικών ατμοσφαιρικών διορθώσεων.



Διάγραμμα 4.7 - Το διάγραμμα ροής που περιγράφει την διαδικασία προετοιμασίας των διορθωμένων απεικονίσεων της περιοχής μελέτης, τόσο με τους αλγόριθμους απόλυτων, όσο και σχετικών διορθώσεων, ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση των δεδομένων.

Ως δεδομένα αναφοράς, στα οποία θα γίνει η προσαρμογή όλων των υπόλοιπων απεικονίσεων θα θεωρηθούν αυτά που έχουν προκύψει από τον αλγόριθμο της σχετικής ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Το τελικό αυτό στάδιο αποτελείται από τα εξής βήματα:

- Βήμα 1:** Τη διαίρεση της τιμής ανακλαστικότητας κάθε εικονοψηφίδας κάθε καναλιού με 10000, για όλα τα αρχεία που έχουν προκύψει από τους τρεις αλγόριθμους απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων, ώστε οι τιμές ανακλαστικότητας να βρίσκονται στο διάστημα από 0 έως 1.
- Βήμα 2:** Τη διόρθωση των τιμών ανακλαστικότητας που χαρακτηρίζονται ως bad pixels, δηλαδή σε αυτά που αντιστοιχούν τιμές μικρότερες του 0 ή μεγαλύτερες του 100%. Η διόρθωση αυτή γίνεται θέτοντας σε αυτές τις εικονοψηφίδες την τιμή 0 (Not a Number - NaN).
- Βήμα 3:** Τη σχετική γεωαναφορά των εικόνων μεταξύ τους.
- Βήμα 4:** Την αποκοπή από κάθε αρχείο του τμήματος που απεικονίζει την περιοχή μελέτης.
- Βήμα 5:** Και τέλος την αφαίρεση των επιπλέον καναλιών από τα bandset των 196, ώστε να περιέχουν ακριβώς τα ίδια κανάλια με αυτά των 167.

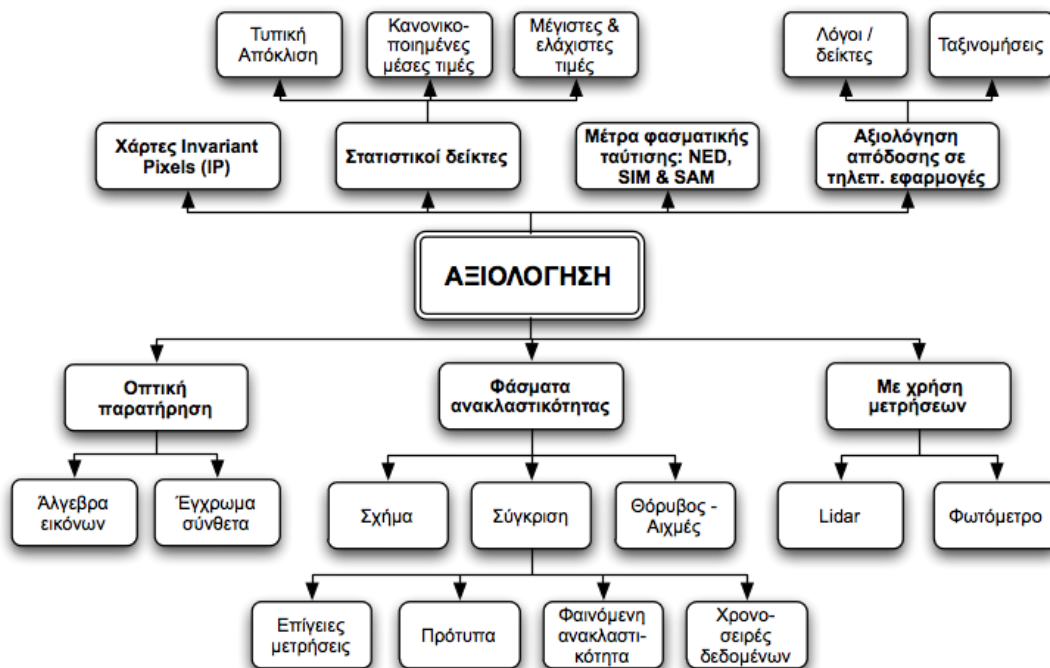
Ακολουθώντας τα παραπάνω βήματα διορθώνονται σε κάποιο βαθμό τα προβλήματα που είχαν παρατηρηθεί κατά το στάδιο του ελέγχου των στατιστικών της κάθε απεικόνισης, μετά την εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Για τις διορθώσεις που χρησιμοποιούν τα 196 κανάλια, παρατηρείται ότι τα επιπλέον των 167 έχουν πολύ θόρυβο. Ουσιαστικά αυτά τα κανάλια είναι σε περιοχές του φάσματος που είναι έντονη η απορρόφηση του νερού. Γι αυτό μετά τη διόρθωση αφαιρούνται κατά την απεικόνιση των φασματικών υπογραφών. Στις περιπτώσεις όπου οι αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας δεν οφείλονται σε bad pixel, δεν έγινε κάποια προσπάθεια διόρθωσης καθώς αυτό δεν θα ήταν ορθό, εφόσον τα σφάλματα αυτά οφείλονται καθαρά στον εκάστοτε αλγόριθμο.

4.1.4 Αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης

Στη συγκεκριμένη ενότητα γίνεται η παρουσίαση, ο σχολιασμός και η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των διάφορων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης που παρουσιάστηκαν προηγουμένως. Οι στόχοι της αξιολόγησης των δεδομένων του δέκτη Hyperion είναι οι εξής:

1. Ο έλεγχος της απόδοσης του κάθε αλγόριθμου, τόσο ως προς ολόκληρη τη χρονοσειρά, όσο και μεταξύ τους.
2. Ο έλεγχος της επιτυχίας του λογισμικού ATCOR ως προς την αφαίρεση της αχλής.

Η αξιολόγηση της απόδοσης κάθε μιας μεθόδου ατμοσφαιρικής διόρθωσης μπορεί να γίνει με τη χρήση διάφορων τεχνικών χωρίς να πετυχαίνουν όμως όλες την ίδια ακρίβεια. Η καταλληλότερη μέθοδος είναι η **σύγκριση της ατμοσφαιρικά διορθωμένης απεικόνισης με επίγειες μετρήσεις που έγιναν κατά τη στιγμή της λήψης της**. Δυστυχώς στο πλαίσιο αυτής της εργασίας η συγκεκριμένη μέθοδος δεν μπορεί να εφαρμοσθεί στη χρονοσειρά δεδομένων του δέκτη Hyperion, αλλά μόνο στη απεικόνιση του αερομεταφερόμενου δέκτη CASI-550 (Κεφ. 4.2.4), επειδή δεν υπήρχαν διαθέσιμες ραδιομετρικές μετρήσεις. Οι υπόλοιπες μέθοδοι οδηγούν στη σχετική αξιολόγηση των διορθωμένων υπερφασματικών κύβων. Οι περισσότερες από αυτές παρουσιάζονται στο διάγραμμα 4.8, με πιο σημαντικές να είναι η χρήση μέτρων φασματικής ταύτισης και κυρίως του Spectral Angle Mapper (SAM), η σύγκριση των φασμάτων ανακλαστικότητας που προκύπτουν με μια πρότυπη φασματική βιβλιοθήκη, η αξιολόγηση με χρήση ταξινομήσεων και τέλος ο υπολογισμός στατιστικών δεικτών.



Διάγραμμα 4.8 - Μέθοδοι αξιολόγησης της επιτυχίας εφαρμογής της ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε τηλεπισκοπικές απεικονίσεις.

Για τη συγκεκριμένη εφαρμογή η αξιολόγηση **βασίστηκε στη μελέτη των φασμάτων ανακλαστικότητας** που προέκυψαν από τις διάφορες εικόνες και τις διάφορες μεθόδους διόρθωσης. Συνολικά η παρουσίαση των διορθωμένων φασμάτων, για **τον έλεγχο της απόδοσης των διάφορων αλγόριθμων**, έγινε με δύο τρόπους. Αρχικά τα διάφορα φάσματα ομαδοποιήθηκαν, **με βασικό κριτήριο τη μέθοδο διόρθωσης** που

χρησιμοποιήθηκε και σε κάθε διάγραμμα συγκρίνονται τα φάσματα που προέκυψαν από όλες τις απεικονίσεις της χρονοσειράς που μελετήθηκε. Στη συνέχεια η ομαδοποίηση έγινε **βάσει των τεσσάρων εικόνων** που αποτελούν τη συγκεκριμένη χρονοσειρά, συγκρίνοντας το βαθμό ταύτισης των φασμάτων που προέκυψαν από τους διάφορους αλγόριθμους μεταξύ τους. Και στους δύο τρόπους παρουσίασης συμπεριλαμβάνεται η πρότυπη φασματική υπογραφή του αντίστοιχου στόχου, η οποία αναπαριστά προσεγγιστικά το αναμενόμενο διορθωμένο φάσμα ανακλαστικότητας, ώστε να είναι δυνατή η παράλληλη παρατήρηση των τιμών ρ που προέκυψαν από διαφορετικούς στόχους του ίδιου τύπου εδαφοκάλυψης. Επιπλέον στο δεύτερο τύπο διαγράμματος περιέχεται και το αντίστοιχο φάσμα ανακλαστικότητας που προκύπτει στο ανώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (TOA reflectance), ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση του με αυτά που προέκυψαν από τους αλγόριθμους διόρθωσης.

Για την ποσοτικοποίηση των διαφορών έγινε ο υπολογισμός του **κανονικοποιημένου μέσου όρου της διαφοράς των τιμών ανακλαστικότητας**¹²⁸ και για τους δύο τύπους διαγραμμάτων. Πιο αναλυτικά αυτό έγινε με τη διαίρεση του τμήματος του H/M φάσματος στο οποίο καταγράφει ο Hyperion σε τέσσερις υποπεριοχές (VIS, NIR, SWIR1 & SWIR2 – Πιν. 4.14) και στη συνέχεια στον προσδιορισμού του $\Delta\bar{\rho}$ ως προς το πρότυπο και ως προς το φάσμα που προέρχεται από την εικόνα 229, για τον πρώτο τρόπο παρουσίασης και ως προς το φάσμα ανακλαστικότητας που προέκυψε μετά τη διόρθωση με χρήση του λογισμικού ATCOR, για το δεύτερο τύπο διαγραμμάτων. Οι υπολογισμοί αυτοί έγιναν σύμφωνα με το παρακάτω τυπολόγιο, ενώ αγνοήθηκαν οι τιμές των καναλιών¹²⁹ που εντοπίζονται στις τέσσερις βασικές ζώνες απορρόφησης του H₂O (0,94, 1,13, 1,38 & 1,87 μm).

$$\Delta\bar{\rho}_{VIS,\Pi} = \bar{\rho}_{VIS,\Pi} - \bar{\rho}_{VIS,\rho} \quad (4.2) \quad \Delta\bar{\rho}_{VIS,A} = \bar{\rho}_{VIS,229} - \bar{\rho}_{VIS,\rho} \quad (4.6)$$

$$\Delta\bar{\rho}_{NIR,\Pi} = \bar{\rho}_{NIR,\Pi} - \bar{\rho}_{NIR,\rho} \quad (4.3) \quad \Delta\bar{\rho}_{NIR,A} = \bar{\rho}_{NIR,229} - \bar{\rho}_{NIR,\rho} \quad (4.7)$$

$$\Delta\bar{\rho}_{SWIR1,\Pi} = \bar{\rho}_{SWIR1,\Pi} - \bar{\rho}_{SWIR1,\rho} \quad (4.4) \quad \Delta\bar{\rho}_{SWIR1,A} = \bar{\rho}_{SWIR1,229} - \bar{\rho}_{SWIR1,\rho} \quad (4.8)$$

$$\Delta\bar{\rho}_{SWIR2,\Pi} = \bar{\rho}_{SWIR2,\Pi} - \bar{\rho}_{SWIR2,\rho} \quad (4.5) \quad \Delta\bar{\rho}_{SWIR2,A} = \bar{\rho}_{SWIR2,229} - \bar{\rho}_{SWIR2,\rho} \quad (4.9)$$

Πίνακας 4.14 - Τα κανάλια του δέκτη Hyperion, βάσει των οποίων έγινε ο υπολογισμός των κανονικοποιημένων μέσων όρων για τις διάφορες περιοχές του H/M φάσματος.

	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
λ (μm)	0,426 - 0,763	0,773 - 1,457	1,467 - 1,972	1,982 - 2,355
Κανάλια	1 - 34	35 - 97	98 - 131	132 - 167

Βάσει της συγκεκριμένης ανάλυσης είναι δυνατή η εξαγωγή συμπερασμάτων, που απαντούν στους εξής προβληματισμούς:

- Εάν εντοπίζονται πιο σημαντικά συστηματικά σφάλματα **σε συγκεκριμένες υποπεριοχές** του H/M φάσματος.
- Κατά πόσο **συμπίπτουν** τα αντίστοιχα φάσματα που έχουν προκύψει από τους διαφορετικούς αλγόριθμους ατμοσφαιρικής διόρθωσης;
- Εάν υπάρχει κάποιος αλγόριθμος που **υπερεκτιμάει ή υποεκτιμάει** τις τελικές τιμές ανακλαστικότητας **συστηματικά**;

¹²⁸ Οι αρνητικές τιμές στους παρακάτω πίνακες δηλώνουν ότι το φάσμα που μελετάται παίρνει μεγαλύτερες τιμές από το φάσμα αναφοράς και αντίστοιχα οι θετικές τιμές, ότι παίρνει μικρότερες τιμές.

¹²⁹ Τα κανάλια που αγνοήθηκαν είναι τα εξής: 50 - 53, 68 - 71, 91 - 99 και 130 - 134.

- Κατά πόσο **συμπίπτουν** τα φάσματα ανακλαστικότητας **αμετάβλητων** στόχων, εξαιτίας της επίδρασης της ατμόσφαιρας, για κάθε μια μέθοδο διόρθωσης.
- Κατά πόσο το τελικό **σχήμα** του φάσματος **προσεγγίζει** το αναμενόμενο.
- Εάν το διορθωμένο φάσμα ανακλαστικότητας είναι **απαλλαγμένο από θόρυβο** και οι χαρακτηριστικές δομές των διάφορων φασματικών υπογραφών είναι **ευδιάκριτες**.
- Εάν ο κάθε αλγόριθμος αντιμετωπίζει επιτυχώς τις **διάφορες ζώνες απορρόφησης** και κυρίως αυτές που οφείλονται στο H₂O στα 0,94 και 1,13 μm.
- Σε τι βαθμό **υπερτερεί** το φάσμα ανακλαστικότητας στην επιφάνειας της Γης συγκριτικά με αυτό στην **ΤΟΑ**.

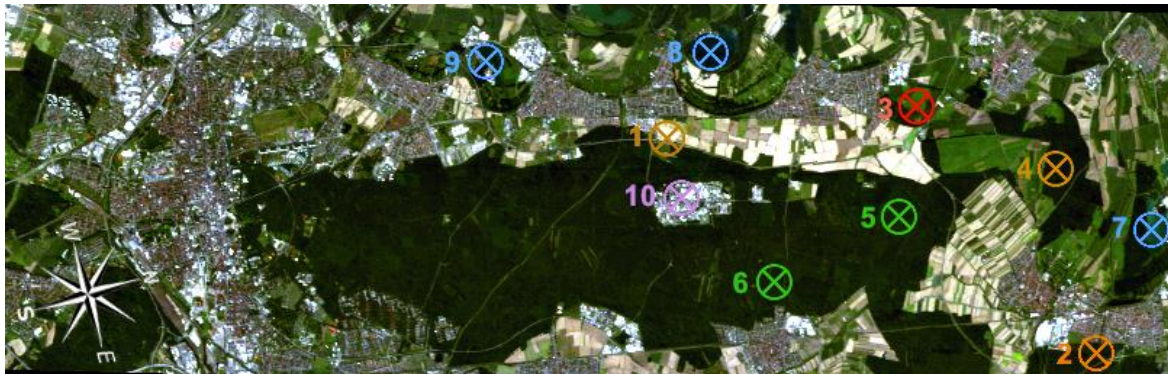
Η αξιολόγηση της απόδοσης του **αλγόριθμου αφαίρεσης της επίδρασης της αχλής** έγινε με την **οπτική παράθεση** του φυσικού έγχρωμου σύνθετου και του υπέρυθρου έγχρωμου σύνθετου CIR (Color Infrared/Photo Infrared), για την υποπεριοχή στην οποία εντοπίζονται η αχλή και τα νέφη στις διορθωμένες από το ATCOR απεικονίσεις 141, 156 και 141NH, 156NH· δηλαδή σε αυτές που εκτελέστηκε ο αλγόριθμος αφαίρεσης της επίδραση της αχλής (141 & 156) και σε αυτές που δεν εφαρμόστηκε η συγκεκριμένη διόρθωση (141NH & 156NH). Παράλληλα έγινε και παρουσίαση των **διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας** που προέκυψαν για στόχους βλάστησης που εντοπίζονται εντός αυτής της περιοχής, ώστε να είναι δυνατή η παρατήρηση των **μεταβολών** που επιφέρει ο συγκεκριμένος αλγόριθμος στο τελικό φάσμα ανακλαστικότητας. Η επιλογή μόνο στόχων βλάστησης για την αξιολόγηση του συγκεκριμένου αλγόριθμου, έγινε γιατί όπως αποδείχθηκε από την πρακτική εφαρμογή που περιγράφεται παρακάτω, η βλάστηση διορθώνεται με τη μεγαλύτερη ακρίβεια από όλους ανεξαιρέτως τους αλγόριθμους διόρθωσης.

Για την αξιολόγηση της απόδοσης των τεχνικών ατμοσφαιρικής διόρθωσης που παρουσιάστηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια **είναι απαραίτητος ο εντοπισμός στόχων που δεν έχουν υποστεί (σημαντικές) μεταβολές μεταξύ των διαφορετικών απεικονίσεων, ώστε να είναι δυνατή η θεώρηση ότι το διορθωμένο φάσμα ανακλαστικότητας που θα προκύψει από τις διάφορες μεθόδους θα είναι το ίδιο**. Παράλληλα θα πρέπει να είναι γνωστή και η κατηγορία εδαφοκάλυψης στην οποία ανήκουν, ώστε η σύγκριση με τη βιβλιοθήκη πρότυπων φασματικών υπογραφών να είναι ορθή. Τα δύο αυτά προβλήματα επιλύθηκαν πριν από το στάδιο της αξιολόγησης, ώστε να είναι δυνατή η εξαγωγή ακριβή συμπερασμάτων.

Για την επίλυση του πρώτου θέματος θα μπορούσε να γίνει η επιλογή μόνο στόχων που αντιστοιχούν σε τεχνικά έργα, καθώς οι απεικονίσεις που επιλέχθηκαν δεν διαθέτουν περιοχές που αντιστοιχούν σε γυμνό έδαφος. Αυτός ο τρόπος αντιμετώπισης δεν είναι δυνατόν να εφαρμοσθεί για δύο λόγους α) η πλειοψηφία των ομοιογενών στόχων στην περιοχή μελέτης καλύπτεται από διαφανή νέφη και αχλή στις απεικονίσεις 141 και 156, β) οι απόλυτοι αλγόριθμοι ατμοσφαιρικής διόρθωσης **δεν αποδίδουν ιδιαίτερα καλά σε στόχους που χαρακτηρίζονται από ιδιαίτερα ψηλές τιμές ανακλαστικότητας** και γ) η ραδιομετρική βαθμονόμηση του Hyperion δεν είναι ιδιαίτερα ακριβής· συνεπώς η επιλογή αυτή θα οδηγούσε στην εισαγωγή συστηματικών σφαλμάτων στα τελικά δεδομένα. Το πρόβλημα αυτό επιλύεται **θεωρώντας ως αμετάβλητους στόχους όλα σχεδόν τα σημεία δειγματοληψίας μεταξύ των εικόνων 229 και 234**, εστιάζοντας κυρίως στους στόχους που αντιστοιχούν σε βλάστηση και χρησιμοποιώντας τις εικόνες 141 και 156 για την εξαγωγή επιπλέον συμπερασμάτων.

Το δεύτερο πρόβλημα λύνεται με τη σύγκριση διάφορων πρότυπων φασματικών υπογραφών με το αντίστοιχο φάσμα ανακλαστικότητας, έχοντας ως βασικό κριτήριο την όσο το δυνατόν καλύτερη ταύτιση των δεδομένων μεταξύ τους· και με την παράλληλη οπτική παρατήρηση απεικονίσεων υψηλότερης χωρικής ανάλυσης, διάφορων έγχρωμων

σύνθετων και του χάρτη εδαφοκάλυψης¹³⁰ για τη συγκεκριμένη περιοχή. Ωστόσο η αντιμετώπιση αυτή μπορεί να εφαρμοσθεί υπό δύο προϋποθέσεις α) οι στόχοι να ανήκουν σε ομοιογενείς περιοχές και β) να αντιστοιχούν στον ίδιο τύπο εδαφοκάλυψης σε όλες τις απεικονίσεις.



1 – Έδαφος
(90,1552)



2 – Φυλλοβόλο
δάσος
(238,1263)



3 – Καλλιέργεια
(67,1378)



4 – Φυλλοβόλο
δάσος
(112,1281)



5 – Δάσος ελάτης
(147,1388)



6 – Δάσος ελάτης
(189,1475)



7 – Λίμνη
(153,1215)



8 – Λίμνη
(33,1520)



9 – Λίμνη
(37,1674)



10 – Σκυρόδεμα
(132,1536)

Εικόνα 4.3 - Οι στόχοι που επιλέχθηκαν για την αξιολόγηση των διάφορων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

Η συλλογή των απαραίτητων δεδομένων, για την αξιολόγηση των διορθωμένων απεικονίσεων, έγινε με τη δειγματοληψία δέκα διαφορετικών στόχων, οι οποίοι απεικονίζουν συνολικά έξι διαφορετικές κατηγορίες εδαφοκάλυψης (νερό, έδαφος, καλλιέργειες, φυλλοβόλο δάσος, δάσος ελάτης και σκυρόδεμα). Στην εικόνα **11**

¹³⁰ Στο συγκεκριμένο στάδιο χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες του Corine Landcover του ΕΕΑ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

παρουσιάζεται η κατανομή των στόχων επί της απεικόνισης, αλλά και ο κάθε ένας από αυτούς σε μεγέθυνση. Ο κάθε στόχος αντιστοιχεί σε ένα πίνακα διαστάσεων **3×3** pixels, για τον οποίο υπολογίστηκε ο μέσος όρος των τιμών ανακλαστικότητας συναρτήσει του λ και αντιστοιχεί στο τελικό φάσμα. Η επιλογή αυτών έγινε με βάση τα παρακάτω κριτήρια:

- Να είναι γνωστός ο τύπος της εδαφοκάλυψης που αποδίδουν.
- Να μην βρίσκονται κοντά στην περιοχή που εντοπίζονται η αχλή και τα νέφη στις απεικονίσεις 141 και 156.
- Να εντοπίζονται σε όσο το δυνατόν πιο ομοιογενείς περιοχές.
- Να απεικονίζουν τον ίδιο τύπο εδαφοκάλυψης και στις τέσσερις απεικονίσεις.

Η χρονοσειρά των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε στο πλαίσιο αυτής της εργασίας (Κεφ. 4.1.1), αποτελείται από τέσσερις απεικονίσεις, οι οποίες έχουν ληφθεί το καλοκαίρι του 2011, με διαφορά ενός ή δύο μηνών ή μια από την άλλη, εκτός από τις απεικονίσεις 229 και 234, η λήψη των οποίων διαφέρει πέντε ημέρες. Το γεγονός αυτό προσδίδει ορισμένα χαρακτηριστικά στη συγκεκριμένη χρονοσειρά τα οποία είναι εμφανή με την οπτική σύγκριση των εικόνων 141 – 156 - 229/234 και πρέπει να ληφθούν υπόψιν κατά την αξιολόγηση των διορθώσεων. Πιο συγκεκριμένα οι περιοχές που αντιστοιχούν σε καλλιέργειες **δεν** μπορούν να θεωρηθούν αμετάβλητοι στόχοι, καθώς οι τέσσερις μήνες που καλύπτει η συγκεκριμένη χρονοσειρά αντιστοιχούν σε διαφορετικά στάδια ανάπτυξης των φυτών. Εξάλλου για ορισμένα είδη καλλιέργειών εντός αυτής της περιόδου γίνεται ο θερισμός, με αποτέλεσμα ορισμένες εκτάσεις στις εικόνες 141 και 156 να είναι φυτεμένες ενώ στις απεικονίσεις 229 και 234 να είναι εμφανές το έδαφος.

Πίνακας 4.15 - Ο τύπος του κάθε στόχου (σταθερός ή μη).

Στόχος	Κατηγορία	Σχόλιο
1	Γυμνό έδαφος	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος μεταξύ των απεικονίσεων 229 και 234 .
2	Φυλλοβόλο δάσος	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος μεταξύ των απεικονίσεων 229 και 234 .
3	Καλλιέργεια	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος μεταξύ των απεικονίσεων 229 και 234 .
4	Φυλλοβόλο δάσος	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος μεταξύ των απεικονίσεων 229 και 234 .
5	Δάσος ελάτης	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος μεταξύ των απεικονίσεων 229 και 234 .
6	Δάσος ελάτης	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος μεταξύ των απεικονίσεων 229 και 234 .
7	Λίμνη	Δεν μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος.
8	Λίμνη	Δεν μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος.
9	Λίμνη	Δεν μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος.
10	Σκυρόδεμα	Μπορεί να θεωρηθεί σταθερός στόχος για ολόκληρη τη χρονοσειρά δεδομένων.

Η παρουσίαση των αποτελεσμάτων, ο σχολιασμός αυτών και η παράθεση των συμπερασμάτων που προέκυψαν γίνεται παρακάτω. Η αξιολόγηση τους έγινε ακολουθώντας έξι βασικούς άξονες, οι οποίοι είναι οι εξής:

- Το **σχήμα του φάσματος ανακλαστικότητας** που προέκυψε από κάθε εικόνα, για κάθε στόχο, για κάθε μια μέθοδο διόρθωσης, θα πρέπει να είναι **παρόμοιο** με αυτό της **πρότυπης φασματικής υπογραφής** για τον αντίστοιχο τύπο εδαφοκάλυψης.

- Το **σχήμα και οι τιμές ανακλαστικότητας** του φάσματος που έχει προκύψει για κάθε στόχο μετά την εφαρμογή των διάφορων αλγόριθμων διόρθωσης, θα πρέπει να είναι **παρόμοιο για τις αντίστοιχες εικόνες**. Δηλαδή, τα αντίστοιχα φάσματα που έχουν προκύψει από την εικόνα 229 με την εφαρμογή των διάφορων αλγόριθμων διόρθωσης, **θεωρητικά** θα πρέπει να **ταυτίζονται** μεταξύ τους.
- Για τους στόχους που **δεν μεταβάλλονται χρονικά**, π.χ τεχνικά έργα, **το σχήμα και οι τιμές ανακλαστικότητας του φάσματος** που έχουν προκύψει από τις διάφορες εικόνες, θα πρέπει **θεωρητικά να είναι παρόμοιες μεταξύ τους**, τόσο για κάθε μια μέθοδο διόρθωσης ξεχωριστά, όσο και για τις διάφορες μεθόδους συνολικά.
- Η λήψη των απεικονίσεων 229 και 234 έγινε με **πέντε μέρες διαφορά**, συνεπώς ο κάθε στόχος μπορεί να θεωρηθεί ότι **δεν έχει υποστεί κάποια σημαντική μεταβολή** (π.χ. βλάστηση) σε αυτές τις δυο απεικονίσεις. Άρα οι υπερφασματικοί κύβοι που θα προκύψουν από τη διόρθωση των δύο αυτών εικόνων θα πρέπει να **ταυτίζονται**.
- Θα ισχύουν ορισμένα **καθολικά συμπεράσματα για το σύνολο των στόχων**. Παράλληλα τα φάσματα από **αντίστοιχους στόχους** θα πρέπει να οδηγούν σε **παρόμοια** συμπεράσματα.
- Τέλος, η επιτυχής διόρθωση κάθε απεικόνισης θα πρέπει να **αφαιρεί το θόρυβο και οποιεσδήποτε αιχμές/δομές** επί του φάσματος που οφείλονται στην ατμοσφαιρική επίδραση, π.χ. ζώνες απορρόφησης του H₂O ή ορισμένων αερίων (βλέπε Κεφ. 1.3 και πιο συγκεκριμένα για τα δεδομένα Hyperion το διάγραμμα 4.1 στο Κεφ. 4.1.2).

Είναι προφανές ότι τα παραπάνω κριτήρια **δεν θα ισχύουν σε απόλυτο βαθμό**, εξαιτίας των διαφορετικών θεωρήσεων και τεχνικών που χρησιμοποιεί ο κάθε αλγόριθμος. Επιπλέον, όπως έχει ήδη γίνει γνωστό από το τρίτο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας, πολλοί αλγόριθμοι δεν καταλήγουν σε ιδιαίτερα ικανοποιητικά αποτελέσματα (π.χ. αλγόριθμοι προσδιορισμού των αερολυμάτων) τα οποία με τη σειρά τους μειώνουν τόσο την ακρίβεια της διόρθωσης, όσο και το βαθμό ταύτισης των τελικών αποτελεσμάτων.

Όσον αφορά τις απεικονίσεις 229 και 234 ισχύει η εξής πολύ σημαντική σχέση: η λήψη της εικόνας 229 έγινε κάτω από εξαιρετικά καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες (δηλ. η ορατότητα παίρνει υψηλή τιμή), κάτι που συνεπάγεται ότι η συνιστώσα της διάχυτης ακτινοβολίας είναι πολύ μικρή· η ιδιότητα αυτή δεν ισχύει για την εικόνα 234, η λήψη της οποίας έγινε μετά από πέντε μέρες, καθώς η ατμόσφαιρα ήταν επιβαρυσμένη με αερολύματα (δηλ. η ορατότητα παίρνει χαμηλή τιμή). Η **διαφορά** στις ατμοσφαιρικές συνθήκες κάτω από τις οποίες έγινε η λήψη, σε συνδυασμό με τη θεώρηση ότι οι στόχοι είναι ίδιοι και στις δύο απεικονίσεις αναδεικνύει **α) την επίδραση της ατμόσφαιρας και κυρίως των αερολυμάτων στις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις και β) μπορεί να λειτουργήσει ως μια πολύ καλή ένδειξη για την απόδοση των αλγόριθμων ατμοσφαιρικής διόρθωσης, καθώς και για τη συμπεριφορά τους όσον αφορά τη διάχυτη ακτινοβολία**. Είναι εύκολα κατανοητό ότι οι δυο υπερφασματικοί κύβοι δεν θα ταυτίζονται ακριβώς, ωστόσο εάν η ατμοσφαιρική διόρθωση από τον κάθε αλγόριθμο είναι επιτυχής τα φάσματα ανακλαστικότητας που θα προκύψουν από τις απεικονίσεις 229 και 234, για τον ίδιο στόχο, θα πρέπει να βρίσκονται στο ίδιο εύρος τιμών και το σχήμα τους να είναι παρόμοιο.

Τα **καθολικά συμπεράσματα** που θα πρέπει να ισχύουν καθορίζονται από την ποιότητα των δεδομένων της χρονοσειράς και την απόδοση του κάθε αλγόριθμου. Παραδείγματος χάριν η **απεικόνιση 156**, η λήψη της οποίας έγινε κάτω από τις **χειρότερες ατμοσφαιρικές συνθήκες** συγκριτικά με τις υπόλοιπες τρεις, **θα εμφανίζει στην βέλτιστη περίπτωση τιμές $|\Delta\rho|$ παρόμοιες με τις υπόλοιπες ή στην χειρότερη τις μέγιστες τιμές $|\Delta\rho|$** . Η θεώρηση αυτή αφορά τη σύγκριση των φασμάτων

ανακλαστικότητα που έχουν προκύψει από τη συγκεκριμένη απεικόνιση μετά την εφαρμογή των διάφορων αλγόριθμων, με την εικόνα αναφοράς (229) και τον αλγόριθμο αναφοράς (ATCOR). Αναλόγως οι διορθωμένες απεικονίσεις από τον αλγόριθμο MNM **θα πρέπει να εμφανίζουν μικρές διαφορές σε σχέση με την εικόνα 229**, ιδιαίτερα μεταξύ των απεικονίσεων που είναι δυνατή η θεώρηση σταθερών στόχων, εξαιτίας της φύσης του συγκεκριμένου αλγόριθμου που ελαχιστοποιεί τις ατμοσφαιρικές επιπτώσεις μεταξύ αντίστοιχων τηλεπισκοπικών δεδομένων. Επιπρόσθετα όλοι οι αλγόριθμοι απόλυτων διορθώσεων θα πρέπει να **αποτυγχάνουν στη διόρθωση υδατικών επιφανειών και στόχων υψηλής ανακλαστικότητας**. Ανάλογος κανόνας αποτελεί και η σχέση των απεικονίσεων 229 και 234 που περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο.

Η σύγκριση των φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τους διάφορους αλγόριθμους με τις αντίστοιχες πρότυπες φασματικές υπογραφές είναι ιδιαίτερα σημαντική, ως προς την αξιολόγηση του τελικού σχήματος της καμπύλης. Το χαρακτηριστικό αυτό αποτελεί ένα από τα βασικά κριτήρια καθορισμού των διάφορων υλικών ή κατηγοριών εδαφοκάλυψης που αποδίδονται σε κάθε τηλεπισκοπική απεικόνιση κατά την εφαρμογή μιας ταξινόμησης παραδείγματος χάριν. Συνεπώς **η ακριβής απόδοση των μικροδιαφορών στο σχήμα** της κάθε φασματικής καμπύλης είναι **εξαιρετικά σημαντική**. Ανάλογη σημασία έχει και το εύρος των διορθωμένων τιμών ανακλαστικότητας που προκύπτουν, σε σχέση με το μήκος κύματος. Στη συγκεκριμένη εφαρμογή, ένα παράδειγμα αυτής της περίπτωσης αποτελεί η σύγκριση των φασματικών υπογραφών των στόχων 2 και 4 (φυλλοβόλο δάσος) με τους στόχους 5 και 6 (δάσος ελάτης). Οι φασματικές υπογραφές των δύο αυτών τύπων βλάστησης έχουν παραπλήσιο σχήμα, αλλά διαφέρουν κατά ~10-20% ως προς το εύρος τιμών ανακλαστικότητας στην περιοχή του εγγύς υπέρυθρου (NIR), με αποτέλεσμα η διάκριση τους να εξαρτάται από την ακριβή απόδοση των χαρακτηριστικών δομών του σχήματος της διορθωμένης φασματικής καμπύλης και του εύρους τιμών ανακλαστικότητας που το συνοδεύουν. Ωστόσο το συγκεκριμένο θέμα θα μπορούσε να μελετηθεί πιο ικανοποιητικά, εάν ήταν γνωστή με μεγαλύτερη ακρίβεια τα διάφορα είδη εδαφοκάλυψης στις συγκεκριμένες απεικονίσεις και η θέση τους, κάτι που δεν είναι τόσο εύκολο να γίνει για τη συγκεκριμένη χρονοσειρά, καθώς απαιτεί ιδιαίτερα καλή εξοικείωση με την περιοχή μελέτης και δεδομένα υψηλότερης χωρικής ανάλυσης.

Η παρουσίαση της αξιολόγησης, όπως ήδη αναφέρθηκε βασίζεται στα παρακάτω διαγράμματα. Σε κάθε στόχο αντιστοιχούν δύο τύποι διαγραμμάτων, το πρώτο εκφράζει την απόδοση του κάθε αλγόριθμου ξεχωριστά για το σύνολο των απεικονίσεων της συγκεκριμένης χρονοσειράς, ενώ το δεύτερο τη σχετική απόδοση των διάφορων αλγόριθμων ως προς κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά. Στους πίνακες που συνοδεύουν τα διαγράμματα παρουσιάζονται οι κανονικοποιημένοι μέσοι όροι ως προς το πρότυπο, την απεικόνιση 229 και την διορθωμένη αντίστοιχη απεικόνιση από το ATCOR για τις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος. Με κόκκινο χρώμα στους συνοδευτικούς πίνακες αποδίδονται οι μέγιστες απόλυτες τιμές του $\Delta\rho$, ώστε να είναι δυνατή η παρατήρηση τυχόν προτύπων που σχηματίζονται. Τέλος, όσον αφορά τον αλγόριθμο MNM η αξιολόγηση γίνεται με την εικόνα 229 που προέκυψε από το λογισμικό ATCOR και αποτέλεσε την εικόνα αναφοράς κατά την εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου διόρθωσης.

Στην εικόνα 4.4 παρουσιάζονται τα φυσικά έγχρωμα σύνθετα που προέκυψαν για την απεικόνιση 229 (υψηλή ορατότητα) και την 234 (κανονική τιμή ορατότητας) από τους διάφορους αλγόριθμους διόρθωσης που χρησιμοποιήθηκαν.

Απεικόνιση 229

FLAASH



ATCOR



QUAC



Απεικόνιση 234

FLAASH



ATCOR



MNM



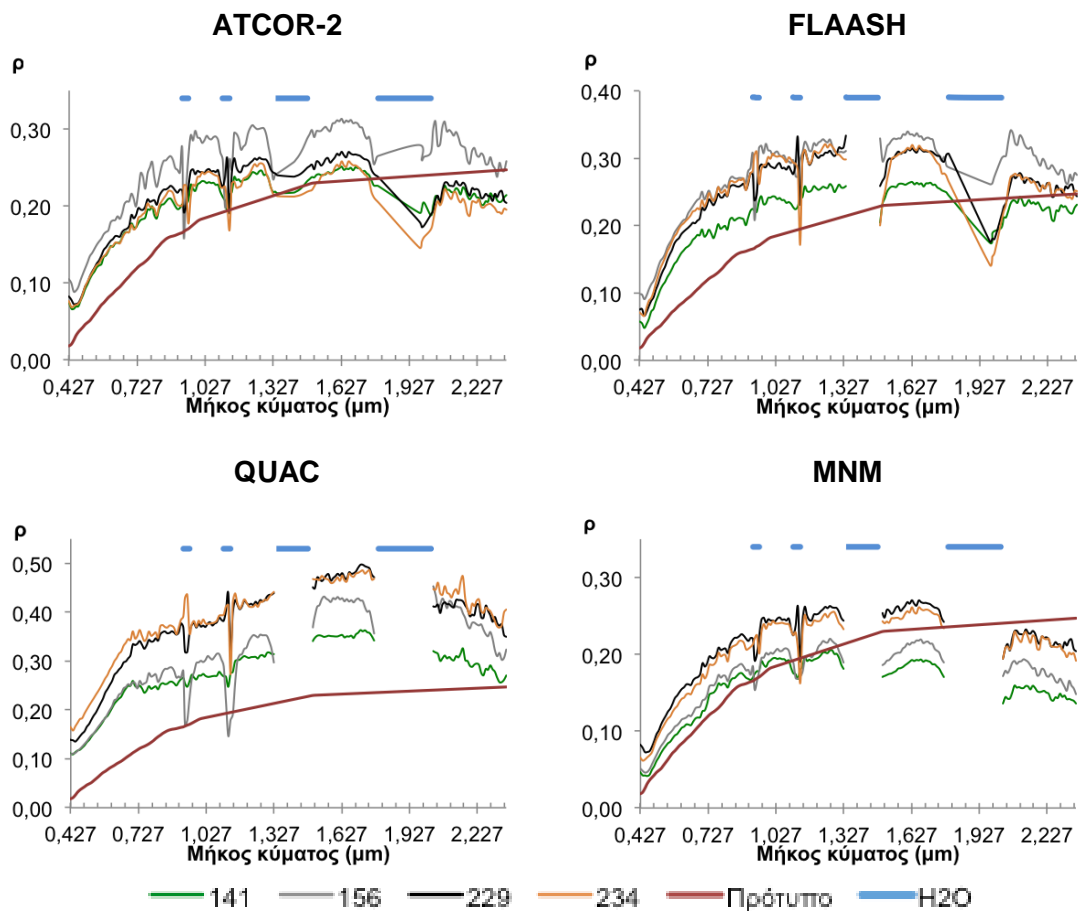
QUAC



Εικόνα 4.4 - Τα φυσικά έγχρωμα σύνθετα που προέκυψαν για τις απεικονίσεις 229 & 234 από τις διάφορες μεθόδους ατμοσφαιρικής διόρθωσης.

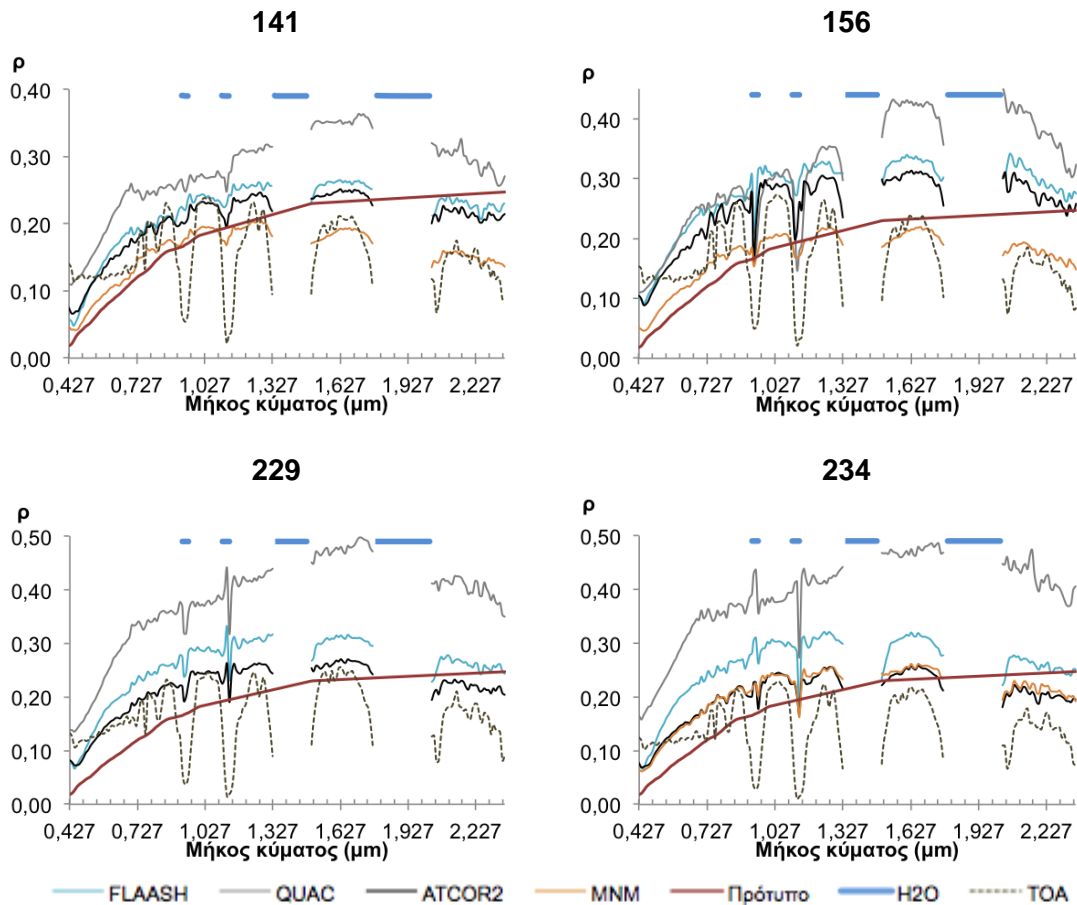
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

• Φάσμα ανακλαστικότητας 1 – Έδαφος (90,1552)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	-0,054	-0,036	-0,010	0,032	0,008	0,017	0,017	0,006
	156	-0,087	-0,087	-0,066	-0,029	-0,025	-0,036	-0,039	-0,048
	229	-0,062	-0,053	-0,027	0,027	-	-	-	-
	234	-0,056	-0,041	-0,008	0,042	0,006	0,012	0,019	0,017
FLAASH	141	-0,060	-0,049	-0,140	0,016	0,027	0,050	0,047	0,032
	156	-0,107	-0,113	-0,120	-0,055	-0,020	-0,013	-0,020	-0,040
	229	-0,087	-0,099	-0,120	-0,015	-	-	-	-
	234	-0,097	-0,104	-0,111	-0,013	-0,010	-0,005	0,008	0,002
QUAC	141	-0,111	-0,093	-0,120	-0,050	0,053	0,108	0,124	0,108
	156	-0,115	-0,117	-0,182	-0,136	0,049	0,084	0,061	0,022
	229	-0,164	-0,201	-0,244	-0,158	-	-	-	-
	234	-0,194	-0,205	-0,240	-0,177	-0,030	-0,005	0,005	-0,019
MNM	141	-0,017	0,001	0,049	0,095	0,045	0,054	0,077	0,069
	156	-0,027	-0,009	0,027	0,068	0,035	0,044	0,055	0,043
	234	-0,052	-0,045	-0,018	0,031	0,011	0,008	0,010	0,006

Διάγραμμα 4.9 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 90,1552, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

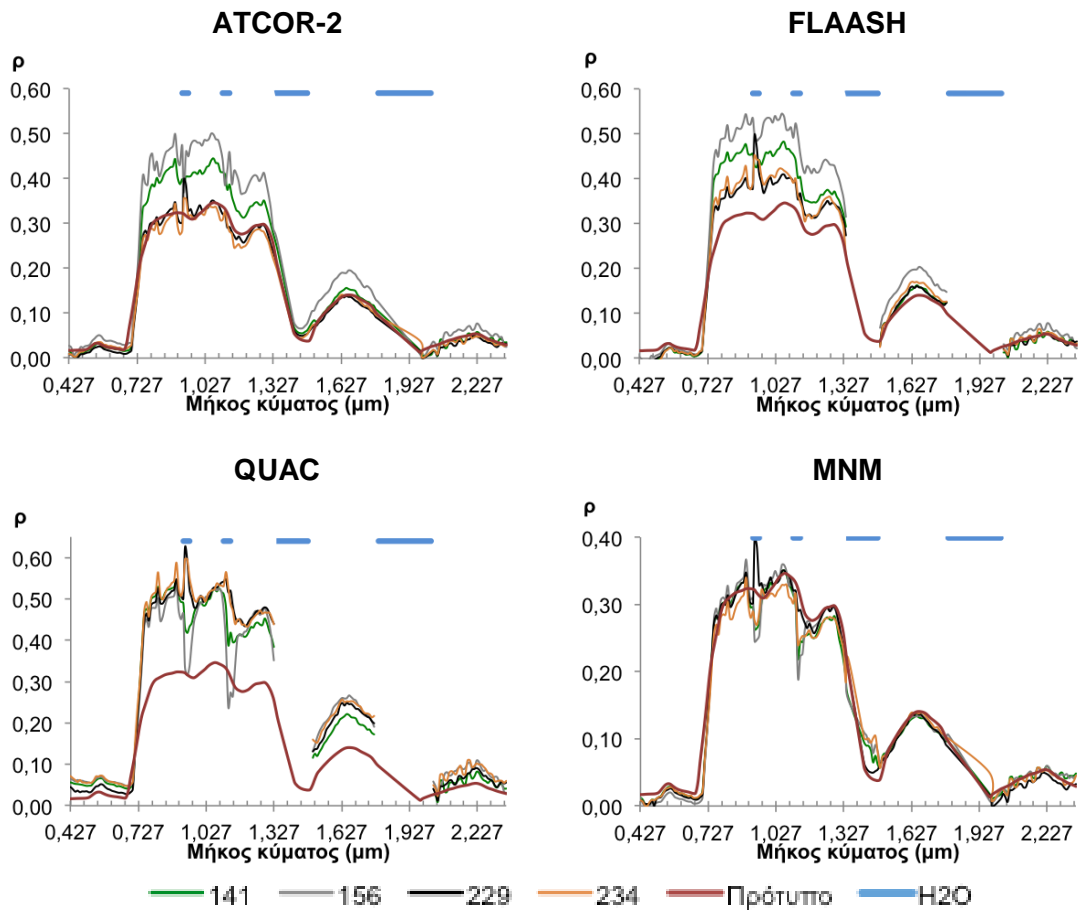


		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	-0,054	-0,036	-0,010	0,032	-	-	-	-
	F	-0,087	-0,087	-0,066	-0,029	-0,006	-0,013	-0,014	-0,014
	Q	-0,111	-0,093	-0,120	-0,050	-0,057	-0,057	-0,109	-0,076
	M	-0,017	0,001	0,049	0,095	0,037	0,037	0,060	0,064
156	A	-0,087	-0,087	-0,066	-0,029	-	-	-	-
	F	-0,107	-0,113	-0,120	-0,055	-0,020	-0,024	-0,024	-0,025
	Q	-0,115	-0,117	-0,182	-0,136	-0,028	-0,028	-0,115	-0,106
	M	-0,027	-0,009	0,027	0,068	0,060	0,079	0,094	0,098
229	A	-0,062	-0,053	-0,027	0,027	-	-	-	-
	F	-0,087	-0,099	-0,120	-0,015	-0,025	-0,045	-0,044	-0,041
	Q	-0,164	-0,201	-0,244	-0,158	-0,102	-0,147	-0,216	-0,183
234	A	-0,056	-0,041	-0,008	0,042	-	-	-	-
	F	-0,097	-0,104	-0,111	-0,013	-0,041	-0,063	-0,056	-0,054
	Q	-0,194	-0,205	-0,240	-0,177	-0,137	-0,164	-0,230	-0,218
	M	-0,052	-0,045	-0,018	0,031	0,005	-0,004	-0,008	-0,010

Διάγραμμα 4.10 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 90,1552, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Τα δεδομένα από τις 141, 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του Η/Μ φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με -1% έως -2%. Η μέγιστη διαφορά (+5%) εμφανίζεται στην περιοχή SWIR2 και αντιστοιχεί στην απεικόνιση 156 , η οποία διαφέρει με την 229 κατά $\sim+3,5\%$ στις περιοχές VIS, NIR και SWIR1.
FLAASH	Τα δεδομένα από τις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του Η/Μ φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,5\%$. Σημαντικές διαφορές της τάξης του $\sim 5\%$ εμφανίζονται στο NIR και SWIR1 για την απεικόνιση 141 και στο SWIR2 για την απεικόνιση 156 (-4%). Η απεικόνιση 141 παρουσιάζει τις μέγιστες διαφορές ($\sim 4\%$) με την 229 και στη συνέχεια η 156 ($\sim 2\%$).
QUAC	Τα δεδομένα από τις 229 και 234 ταυτίζονται αρκετά καλά μεταξύ τους, με διαφορές 0,5% στο NIR και SWIR1 και 3% και 2% στο VIS και στο SWIR2 αντίστοιχα. Οι απεικονίσεις 141 και 156 διαφέρουν ως προς τις 229 και 234 κατά $\sim -10,5\%$ στις περιοχές NIR, SWIR1 & SWIR2 και -5% στο VIS· αλλά ταυτίζονται μεταξύ τους ($\Delta\rho \sim -1\%$) στο VIS και στο NIR.
MNM	Το $\Delta\rho$ δεν ξεπερνά το $\sim 5,5\%$ και για τις τρεις απεικονίσεις ως προς την 229. Υψηλό βαθμό ταύτισης εμφανίζουν οι 229-234 ($\sim 1\%$) και οι 141-56 ($\sim 1,5\%$). Οι διαφορές που παρουσιάζονται είναι πιο έντονες στο SWIR2.
Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Εξαιρετικά καλή ταύτιση ($\Delta\rho \sim 1,1\%$) υπάρχει μεταξύ του FLAASH και του ATCOR για ολόκληρο το φάσμα καταγραφής. Στο VIS και στο VNIR ο QUAC και ο MNM διαφέρουν από το ATCOR κατά +5,7% και -3,7% αντίστοιχα. Η διαφορές αυτές αυξάνονται στο SWIR1 (+10,9% & 6%) και SWIR2 (7,6% & 6,4%).
156	Το ATCOR, ο FLAASH και ο QUAC δεν διαφέρουν σημαντικά στο VIS και στο NIR ($\Delta\rho \sim -2,4\%$). Ωστόσο στο SWIR1 και SWIR2, αν και το $\Delta\rho$ δεν μεταβάλλεται για τον FLAASH, ο μέσος όρος των διαφορών του QUAC με το ATCOR είναι ίσος με +10%. Ο MNM διαφέρει από το ATCOR κατά -6,5% στο VIS και NIR και κατά -9,6% στο SWIR1 και SWIR2.
229	Η ταύτιση του ATCOR με τον FLAASH στην απεικόνιση 229 είναι της τάξης του 2,5% στο VIS και του 4,3% στις υπόλοιπες τρεις υποπεριοχές του Η/Μ φάσματος. Ο QUAC εμφανίζει πολύ σημαντικές διαφορές μεταξύ του 10% με 20% σε ολόκληρο το φάσμα.
234	Για την απεικόνιση 234 τα αποτελέσματα έδειξαν εξαιρετικά καλή ταύτιση του ATCOR με τον MNM , με διαφορές μικρότερες από 1%. Ο FLAASH διαφέρει από αυτά τα δυο κατά $\sim +5\%$ και στις τέσσερις υποπεριοχές του Η/Μ φάσματος, ενώ ο QUAC, όπως και στην 229, υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας και εμφανίζει μέγιστη διαφορά συγκριτικά με το ATCOR ίση με +23% στο SWIR1 και ελάχιστη ίση με +13,7% στο VIS.

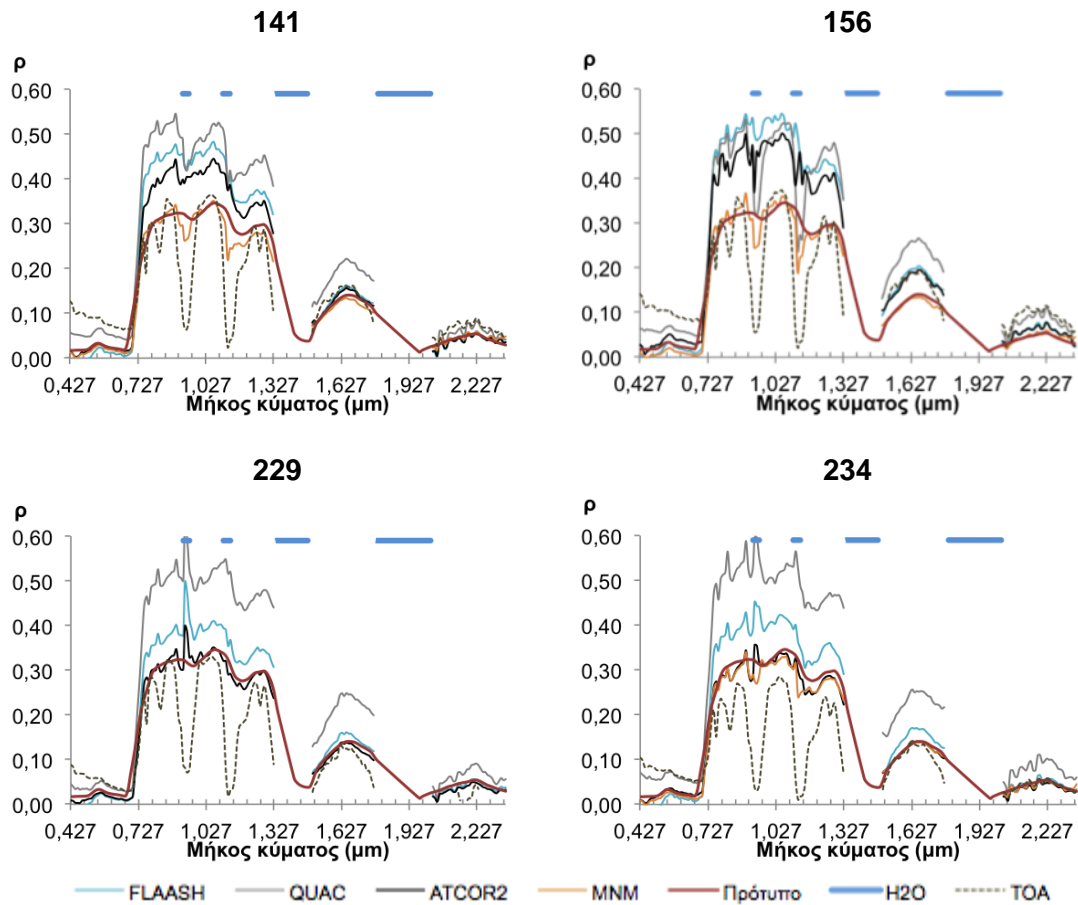
• Φάσμα ανακλαστικότητας 2 – Φυλλοβόλο δάσος (238,1263)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	0,001	-0,094	-0,017	0,005	-0,012	-0,075	-0,014	-0,007
	156	-0,017	-0,146	-0,051	-0,009	-0,030	-0,127	-0,049	-0,021
	229	0,013	-0,019	-0,003	0,011	-	-	-	-
	234	0,007	-0,006	-0,008	0,008	-0,006	0,013	-0,005	-0,003
FLAASH	141	0,009	-0,131	-0,019	0,001	-0,006	-0,054	0,000	-0,001
	156	-0,005	-0,191	-0,056	-0,014	-0,020	-0,115	-0,037	-0,015
	229	0,014	-0,076	-0,019	0,002	-	-	-	-
	234	0,017	-0,085	-0,028	-0,003	0,003	-0,008	-0,009	-0,005
QUAC	141	-0,043	-0,186	-0,076	-0,015	-0,014	0,016	0,026	0,027
	156	-0,044	-0,176	-0,116	-0,035	-0,015	0,025	-0,015	-0,014
	229	-0,029	-0,202	-0,101	-0,022	-	-	-	-
	234	-0,051	-0,208	-0,113	-0,037	-0,022	-0,006	-0,012	-0,015
MNM	141	0,011	-0,012	-0,003	-0,005	-0,002	0,007	0,000	-0,011
	156	0,017	-0,021	-0,005	-0,005	0,004	-0,002	-0,002	-0,011
	229	0,013	-0,003	-0,007	0,000	0,000	0,016	-0,004	-0,007
	234	0,013	-0,003	-0,007	0,000	0,000	0,016	-0,004	-0,007

Διάγραμμα 4.11 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 238,1263, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



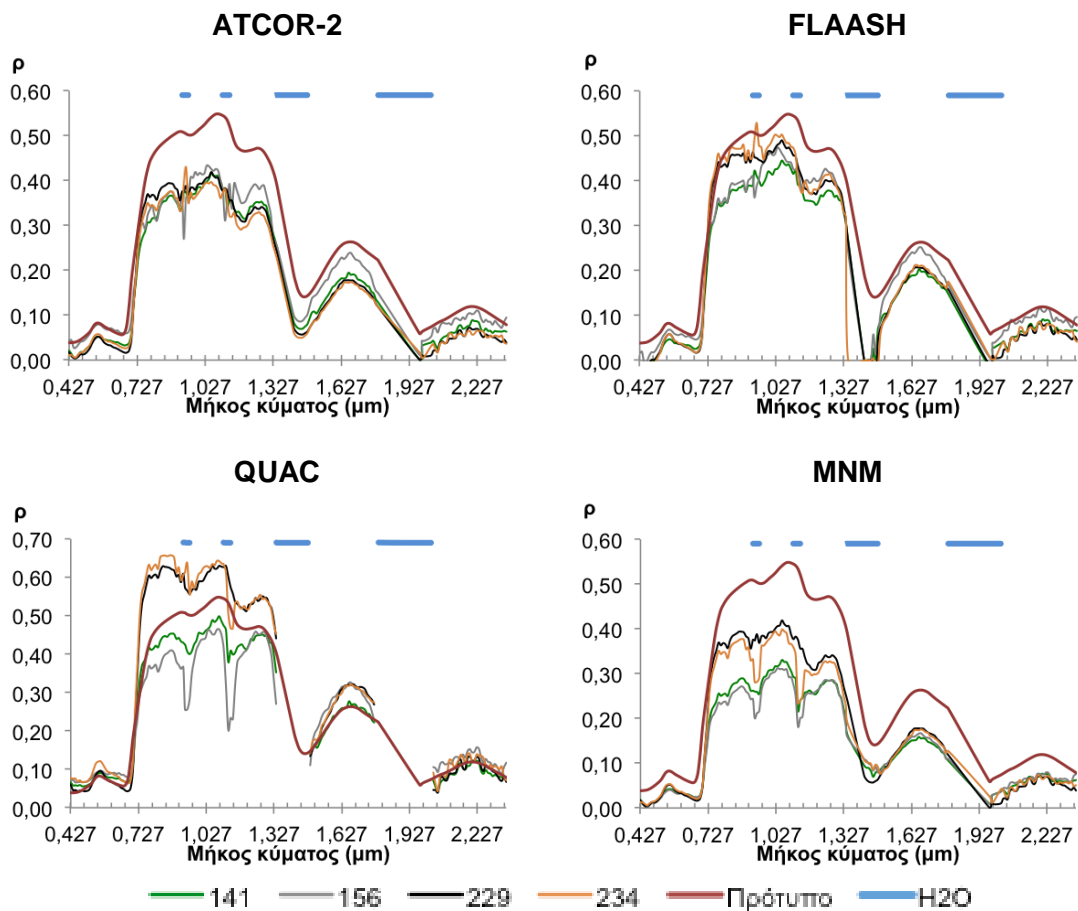
		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	0,001	-0,094	-0,017	0,005	-	-	-	-
	F	0,009	-0,131	-0,019	0,001	0,007	-0,037	-0,003	0,000
	Q	-0,043	-0,186	-0,076	-0,015	-0,045	-0,092	-0,056	-0,016
	M	0,011	-0,012	-0,003	-0,005	0,010	0,082	0,014	-0,004
156	A	-0,017	-0,146	-0,051	-0,009	-	-	-	-
	F	-0,005	-0,191	-0,056	-0,014	0,012	-0,045	-0,006	0,000
	Q	-0,044	-0,176	-0,116	-0,035	-0,027	-0,030	-0,061	-0,022
	M	0,017	-0,021	-0,005	-0,005	0,034	0,125	0,048	0,009
229	A	0,013	-0,019	-0,003	0,011	-	-	-	-
	F	0,014	-0,076	-0,019	0,002	0,001	-0,058	-0,018	-0,005
	Q	-0,029	-0,202	-0,101	-0,022	-0,043	-0,183	-0,096	-0,029
	M	0,013	-0,003	-0,007	0,000	0,007	0,002	0,001	-0,004
234	A	0,007	-0,006	-0,008	0,008	-	-	-	-
	F	0,017	-0,085	-0,028	-0,003	0,010	-0,079	-0,022	-0,007
	Q	-0,051	-0,208	-0,113	-0,037	-0,058	-0,202	-0,103	-0,041
	M	0,013	-0,003	-0,007	0,000	0,007	0,002	0,001	-0,004

Διάγραμμα 4.12 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 238,1263, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Τα δεδομένα από τις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,7\%$. Η μέγιστη διαφορά (+12%) εμφανίζεται στην περιοχή NIR και αντιστοιχεί στην απεικόνιση 156 , υψηλή τιμή $\Delta\rho$ (+7,5%) αντιστοιχεί και στην απεικόνιση 141 κάτι το οποίο δεν θα έπρεπε να συμβαίνει, καθώς τα φυλλοβόλα δάση εμφανίζουν μέγιστες τιμές ανακλαστικότητας τους θερινούς μήνες (Αύγουστο).
FLAASH	Ανάλογη συμπεριφορά παρατηρείται και στα διορθωμένα φάσματα που προέκυψαν από το λογισμικό FLAASH. Πιο συγκεκριμένα τα δεδομένα από τις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,5\%$, ωστόσο παρατηρούνται σημαντικές διαφορές της τάξης του $\sim +11,5\%$ στο NIR για την απεικόνιση 156 και $\sim +5,4\%$ για την απεικόνιση 141. Διαφορές τις τάξης του $\sim +3\%$ εντοπίζονται και στο SWIR μόνο για την απεικόνιση 156.
QUAC	Τα δεδομένα από ολόκληρη τη χρονοσειρά ταυτίζονται αρκετά καλά μεταξύ τους, με τις τιμές του $\Delta\rho$ να μην ξεπερνούν το 2% στο NIR και SWIR1 και 3% και 2% στο VIS και στο SWIR2 αντίστοιχα. Ωστόσο σημαντικά προβλήματα παρατηρούνται στις ζώνες απορρόφησης του H ₂ O στα 0,94 και 1,13 μm .
MNM	Και για τον MNM τα δεδομένα ολόκληρης της χρονοσειρά ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους. Το $\Delta\rho$ είναι ιδιαίτερα χαμηλό ($\sim 0,6\%$), ενώ εμφανίζει μέγιστες τιμές στο SWIR2, οι οποίες όμως δεν ξεπερνούν το $\sim 1\%$ και για τις τρεις απεικονίσεις ως προς την 229.
Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Εξαιρετικά καλή ταύτιση ($\Delta\rho \sim 0,5\%$) υπάρχει μεταξύ του FLAASH και του ATCOR για το VIS, NIR & SWIR2, ωστόσο στο SWIR1 η διαφορά είναι ίση με $+3,7\%$. Ανάλογο συμπέρασμα μπορεί να προκύψει και για τον MNM, όπου το $\Delta\rho$ ως προς το ATCOR είναι ίσο κατά προσέγγιση με $\sim 1\%$ · στο NIR όμως η τιμή αυτή αγγίζει το -8,2% . Τέλος για την απεικόνιση 141 ο QUAC υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας κατά $\sim 5\%$, εκτός από το SWIR2 όπου το $\Delta\rho$ περιορίζεται στο $+1,6\%$
156	Για την απεικόνιση 156 υπάρχει ικανοποιητική ταύτιση μεταξύ των αποτελεσμάτων του ATCOR, του FLAASH και του QUAC με τις μέγιστες διαφορές να εντοπίζονται στο NIR για το FLAASH ($+4,5\%$) και στο SWIR1 για το QUAC ($+6,1\%$). Ο MNM εμφανίζει μικρότερες τιμές ανακλαστικότητας σε σχέση με τους τρεις άλλους αλγόριθμους· το $\Delta\rho$ αγγίζει την τιμή $-12,5\%$ στο NIR, ενώ στο VIS και στο SWIR1 κυμαίνεται στο $\sim -4\%$.
229	Η ταύτιση του ATCOR με τον FLAASH στην απεικόνιση 229 είναι ικανοποιητική, ωστόσο στο NIR το $\Delta\rho$ αγγίζει την τιμή $+5,8\%$. Ο QUAC εμφανίζει πολύ σημαντικές διαφορές στο NIR και SWIR1, ενώ δομές επί του σχήματος εντοπίζονται στη ζώνη απορρόφησης του H ₂ O στα 0,94 μm και στους τρεις αλγόριθμους.
234	Για την απεικόνιση 234 τα αποτελέσματα έδειξαν εξαιρετικά καλή ταύτιση του ATCOR με τον MNM , ωστόσο δεν ισχύει το ίδιο για τον FLAASH ο οποίος διαφέρει στο NIR κατά $+7,9\%$. Τέλος ο QUAC, υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας συγκριτικά με το ATCOR με μέγιστο $\Delta\rho$ ίσο με $+20\%$ στο NIR.

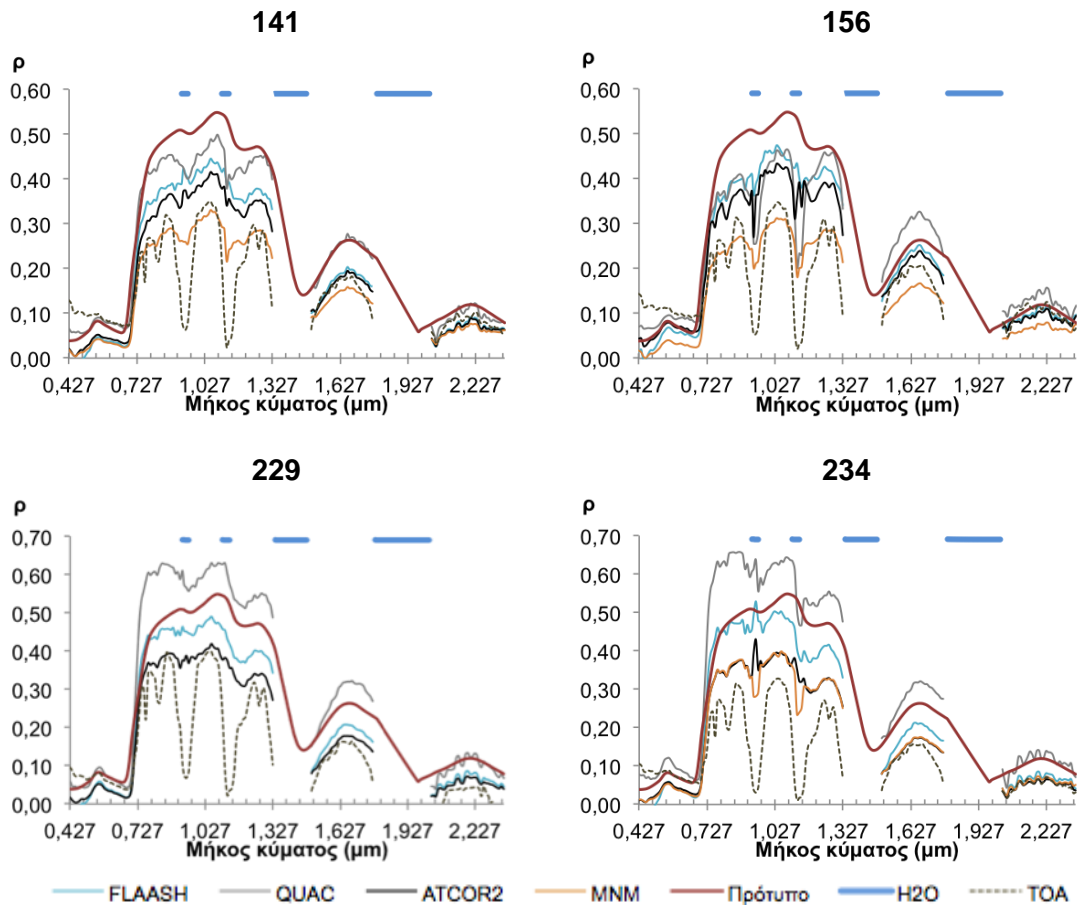
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

• Φάσμα ανακλαστικότητας 3 – Καλλιέργεια (67,1378)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	0,043	0,111	0,061	0,041	0,000	0,010	-0,013	-0,015
	156	0,018	0,088	0,024	0,018	-0,025	-0,013	-0,051	-0,035
	229	0,043	0,101	0,074	0,055	-	-	-	-
	234	0,039	0,120	0,079	0,054	-0,003	0,019	0,005	0,000
FLAASH	141	0,048	0,083	0,055	0,032	0,012	0,045	0,003	-0,007
	156	0,028	0,056	0,014	0,006	-0,009	0,018	-0,038	-0,033
	229	0,037	0,037	0,052	0,039	-	-	-	-
	234	0,038	0,027	0,051	0,036	0,001	-0,011	-0,001	-0,004
QUAC	141	-0,006	0,024	-0,014	0,008	0,013	0,136	0,039	0,004
	156	-0,007	0,059	-0,057	-0,024	0,012	0,171	-0,004	-0,029
	229	-0,019	-0,112	-0,053	0,004	-	-	-	-
	234	-0,044	-0,122	-0,053	-0,010	-0,025	-0,011	0,000	-0,015
MNM	141	0,056	0,184	0,087	0,038	0,013	0,082	0,013	-0,009
	156	0,059	0,195	0,082	0,034	0,017	0,094	0,007	-0,014
	234	0,043	0,121	0,077	0,042	0,000	0,019	0,003	-0,006

Διάγραμμα 4.13 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 67,1378, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

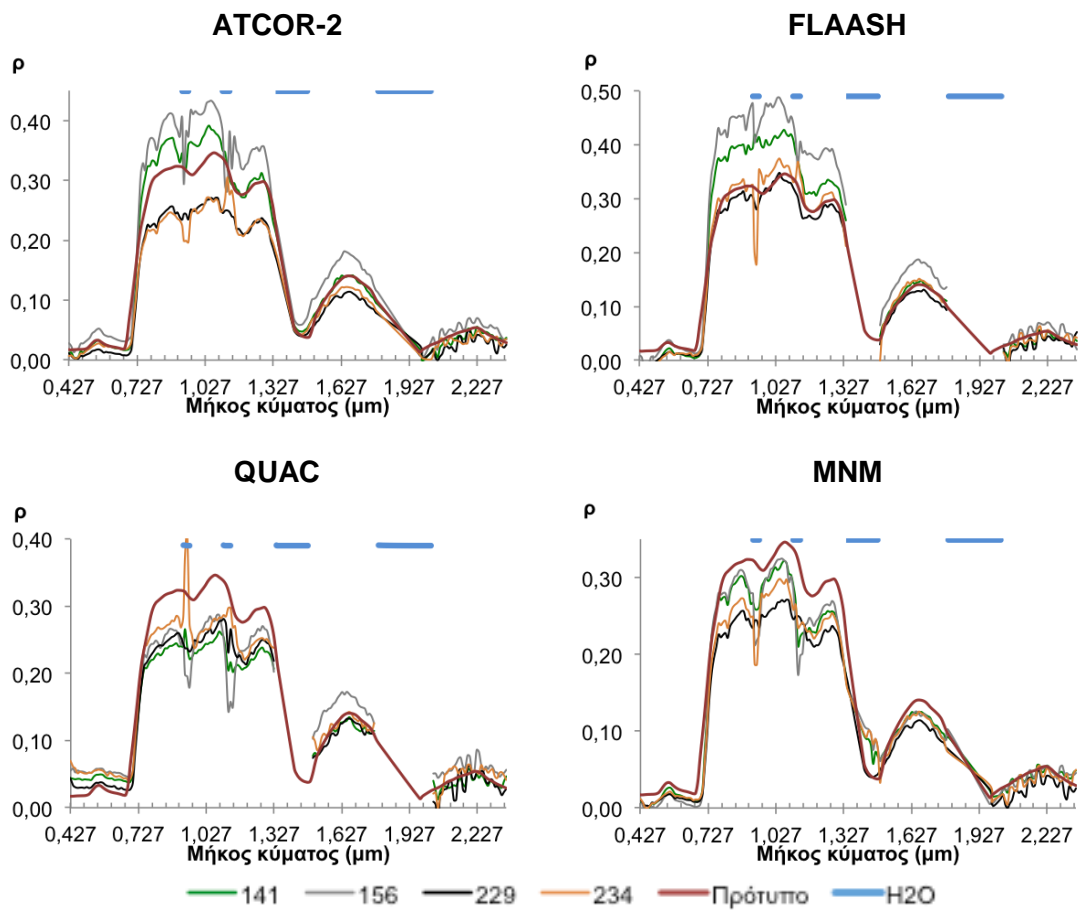


		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	0,043	0,111	0,061	0,041	-	-	-	-
	F	0,048	0,083	0,055	0,032	0,005	-0,030	-0,006	-0,002
	Q	-0,006	0,024	-0,014	0,008	-0,049	-0,089	-0,072	-0,027
	M	0,056	0,184	0,087	0,038	0,013	0,072	0,027	0,006
156	A	0,018	0,088	0,024	0,018	-	-	-	-
	F	0,028	0,056	0,014	0,006	0,010	-0,035	-0,011	-0,005
	Q	-0,007	0,059	-0,057	-0,024	-0,025	-0,032	-0,077	-0,035
	M	0,059	0,195	0,082	0,034	0,041	0,106	0,059	0,023
229	A	0,043	0,101	0,074	0,055	-	-	-	-
	F	0,037	0,037	0,052	0,039	-0,006	-0,066	-0,023	-0,009
	Q	-0,019	-0,112	-0,053	0,004	-0,062	-0,215	-0,124	-0,043
234	A	0,039	0,120	0,079	0,054	-	-	-	-
	F	0,038	0,027	0,051	0,036	-0,002	-0,095	-0,029	-0,011
	Q	-0,044	-0,122	-0,053	-0,010	-0,083	-0,244	-0,129	-0,057
	M	0,043	0,121	0,077	0,042	0,003	0,001	-0,002	-0,005

Διάγραμμα 4.14 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 67,1378, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Τα δεδομένα από τις απεικονίσεις 141, 229 και 234 ταυτίζονται αρκετά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 2,5\%$, κάτι που δε θα έπρεπε να συμβαίνει , λαμβάνοντας υπόψιν τη φύση του στόχου. Η μέγιστες διαφορές αντιστοιχούν στην απεικόνιση 156 ($\Delta\rho_{SWIR1}=5,1\%$ & $\Delta\rho_{SWIR2}=3,5\%$).
FLAASH	Για τον αλγόριθμο FLAASH τα δεδομένα από τις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέγιστο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 1,1\%$ στο NIR. Ανάλογη σχέση παρουσιάζουν και τα δεδομένα 141-156 μεταξύ τους, ωστόσο οι σχετικές τιμές $\Delta\rho$ είναι μεγαλύτερες. Τις μεγαλύτερες διαφορές ως προς την 229 παρουσιάζει η απεικόνιση 156 στο SWIR ($-3,5\%$) και η 141 στο NIR ($-4,5\%$).
QUAC	Η διαφορά αυτή μεταξύ των απεικονίσεων 229-234 και 141-156 είναι πιο έντονη στα δεδομένα που προέκυψαν από τον QUAC. Ιδιαίτερα μεγάλες διαφορές προέκυψαν στο NIR, της τάξης τους 15% , όπου το σχήμα της καμπύλης μεταξύ των $0,73 - 0,94 \mu\text{m}$ και $1,13 - 1,33 \mu\text{m}$ παρουσιάζει διαφορές.
MNM	Η ίδια κατάσταση παρατηρείται και στα διορθωμένα φάσματα από τον MNM, με τις διαφορές στο NIR να περιορίζονται στο 10% . Επιπλέον όπως και στους προηγούμενους δύο αλγόριθμους τα φάσματα ανακλαστικότητας των απεικονίσεων 141 και 156 εμφανίζουν μικρότερες τιμές από αυτά των 229 και 234.
Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Στην απεικόνιση 141 δεν παρατηρείται ιδιαίτερα καλή ταύτιση των δεδομένων που προέκυψαν από τους διάφορους αλγόριθμους. Οι μέγιστες διαφορές εντοπίζονται στο NIR, όπου ο QUAC υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας κατά $\sim 8,9\%$. Ικανοποιητική ταύτιση παρατηρείτε στο SWIR2, για τους υπόλοιπους τρεις αλγόριθμους όπου το $\Delta\rho$ περιορίζεται στο $0,4\%$.
156	Για την απεικόνιση 156 υπάρχει ικανοποιητική ταύτιση μεταξύ των αποτελεσμάτων του ATCOR, του FLAASH και του QUAC ($\pm 2\%$), εκτός από το SWIR1 για τον QUAC όπου το $\Delta\rho$ ισούται με $+7,7\%$. Ο MNM εμφανίζει ανάλογη συμπεριφορά με το στόχο 2, δηλαδή μικρότερες τιμές ρ για ολόκληρο το φάσμα με το μέγιστο $\Delta\rho$ να εντοπίζεται στο NIR και να ισούται με $-10,6\%$.
229	Οι τρεις αλγόριθμοι δεν ταυτίζονται ικανοποιητικά όσον αφορά την απεικόνιση 229 στο NIR, ωστόσο οι διαφορές του ATCOR με το FLAASH είναι σχετικά μικρές στις υπόλοιπες τρεις υποπεριοχές του H/M φάσματος. Ο QUAC εμφανίζει αισθητά μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας απ' ότι το ATCOR που ξεπερνούν το 20% στο NIR και το 10% στο SWIR1.
234	Ανάλογη συμπεριφορά παρατηρείται και για την απεικόνιση 234, όσον αφορά το ATCOR, τον FLAASH και τον QUAC. Ωστόσο τα αποτελέσματα που προέκυψαν έδειξαν εξαιρετικά καλή ταύτιση του ATCOR με τον MNM , με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $0,3\%$. Τέλος ο QUAC, υπερεκτιμά σημαντικά τις τιμές ανακλαστικότητας συγκριτικά με τους υπόλοιπους αλγόριθμους με μέγιστο $\Delta\rho$, ως προς το ATCOR, ίσο με $+24,4\%$ στο NIR.

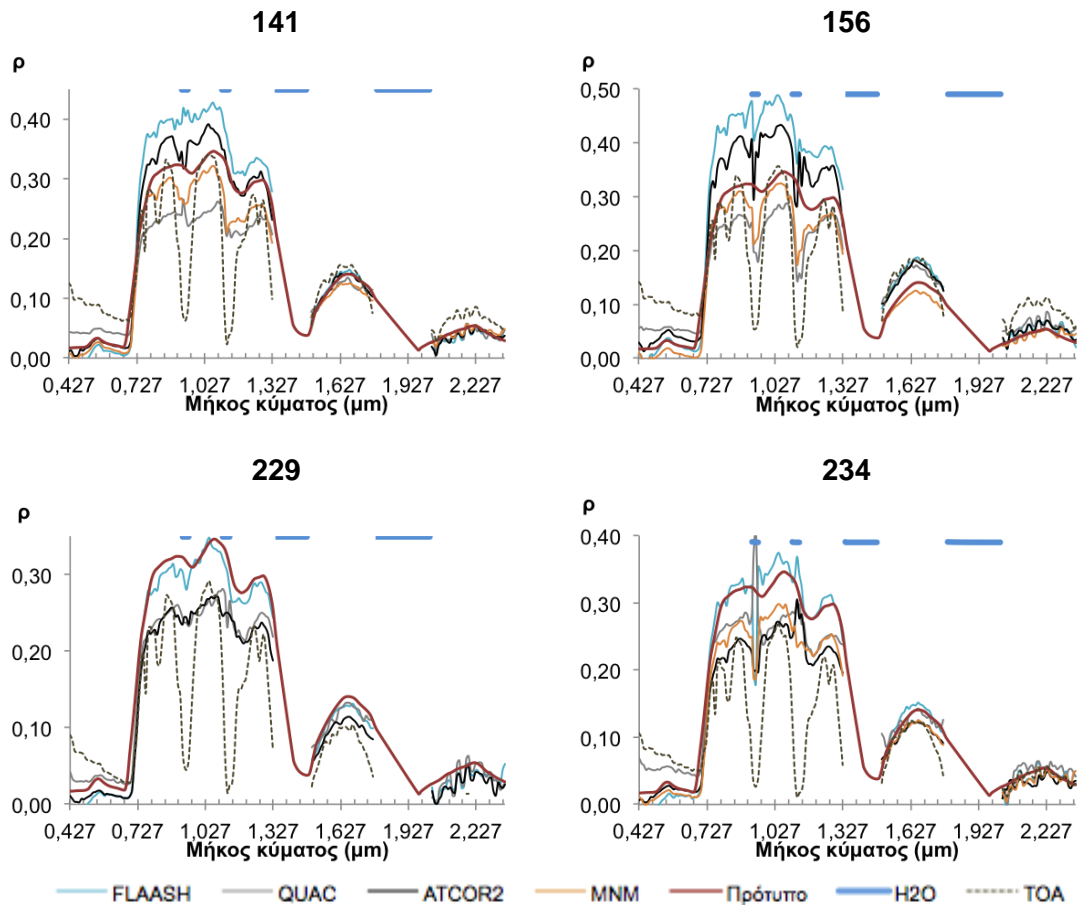
• Φάσμα ανακλαστικότητας 4 – Δάσος ελάτης (112,1281)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	0,003	-0,045	-0,009	0,007	-0,020	-0,092	-0,023	-0,010
	156	-0,014	-0,089	-0,040	-0,008	-0,037	-0,135	-0,053	-0,008
	229	0,023	0,046	0,014	0,018	-	-	-	-
	234	0,016	0,049	0,005	0,011	-0,007	0,003	-0,009	-0,005
FLAASH	141	0,013	-0,080	-0,013	0,004	-0,010	-0,071	-0,014	-0,004
	156	-0,006	-0,135	-0,044	-0,012	-0,029	-0,126	-0,045	-0,020
	229	0,023	-0,009	0,001	0,009	-	-	-	-
	234	0,023	-0,030	-0,013	0,001	0,000	-0,021	-0,013	-0,007
QUAC	141	-0,007	0,055	-0,006	0,002	-0,010	0,013	-0,002	-0,004
	156	-0,017	0,034	-0,042	-0,020	-0,017	0,034	-0,042	-0,020
	229	0,002	0,041	-0,004	0,006	-	-	-	-
	234	-0,018	0,027	-0,015	-0,009	-0,021	-0,014	-0,011	-0,015
MNM	141	0,014	0,013	0,001	-0,002	-0,009	-0,033	-0,012	-0,015
	156	0,020	0,008	0,004	-0,003	-0,003	-0,038	-0,010	-0,016
	234	0,019	0,030	0,006	0,004	-0,004	-0,017	-0,008	-0,010

Διάγραμμα 4.15 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 112,1281, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



	Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2				
	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	
141	A	0,003	-0,045	-0,009	0,007	-	-	-	-
	F	0,013	-0,080	0,160	0,004	0,009	-0,034	-0,004	0,002
	Q	-0,007	0,055	-0,006	0,002	-0,010	0,092	0,006	0,001
	M	0,014	0,013	0,001	-0,002	0,011	0,054	0,011	-0,004
156	A	-0,014	-0,089	-0,040	-0,008	-	-	-	-
	F	-0,006	-0,135	-0,044	-0,012	0,008	-0,049	-0,005	0,000
	Q	-0,017	0,034	-0,042	-0,020	-0,003	0,123	0,001	-0,008
	M	0,020	0,008	0,004	-0,003	0,034	0,097	0,045	0,009
229	A	0,023	0,046	0,014	0,018	-	-	-	-
	F	0,023	-0,009	0,001	0,009	0,000	-0,057	-0,014	-0,005
	Q	0,002	0,041	-0,004	0,006	0,021	-0,005	-0,015	-0,007
234	A	0,016	0,049	0,005	0,011	-	-	-	-
	F	0,023	-0,030	-0,013	0,001	0,007	-0,081	-0,020	-0,005
	Q	-0,018	0,027	-0,015	-0,009	-0,035	-0,022	-0,018	-0,016
	M	0,019	0,030	0,006	0,004	0,003	-0,019	0,000	-0,003

Διάγραμμα 4.16 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 112,1281, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου

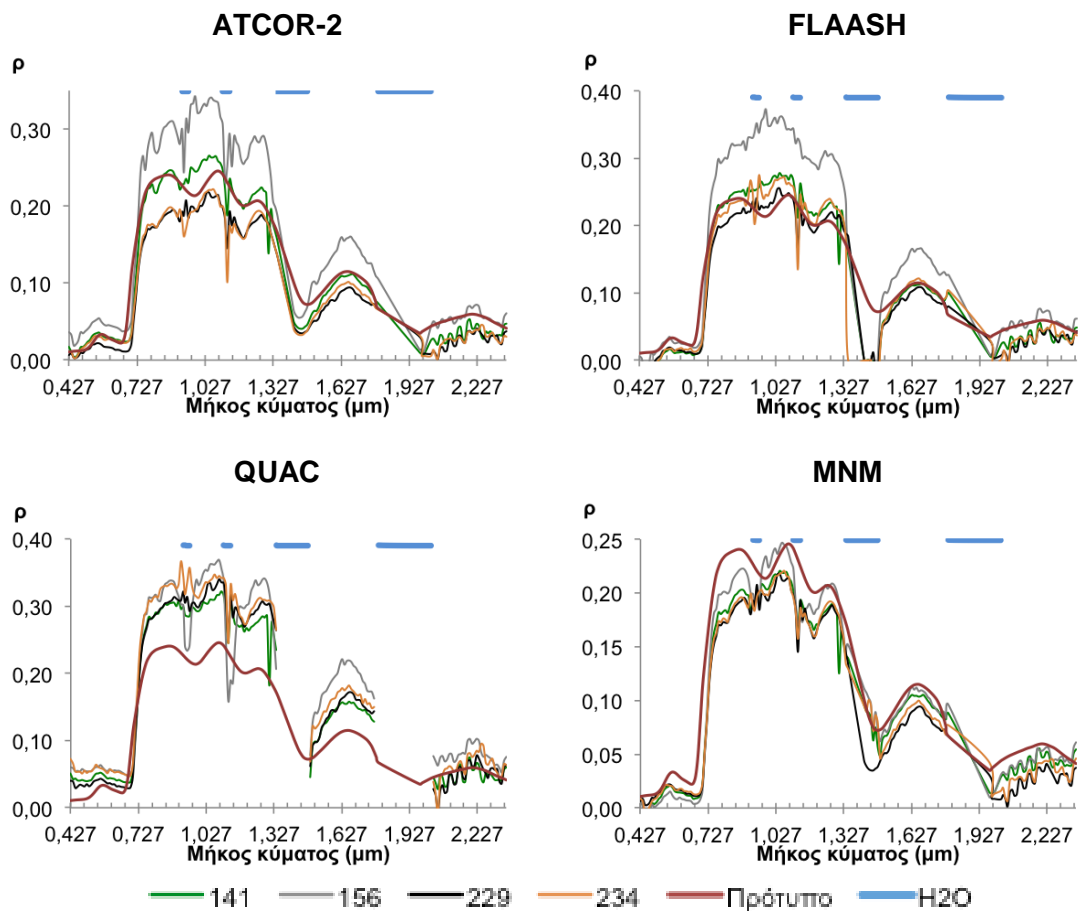
ATCOR-2	Τα φάσματα που προέκυψαν από τις διορθωμένες απεικονίσεις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,6\%$. Διαφορές εντοπίζονται σε σχέση με τις απεικονίσεις 141 και 156, κάτι που ήταν αναμενόμενο εξαιτίας της φύσης του στόχου. Οι διαφορές αυτές είναι πιο υψηλές στην εικόνα 156 , κυρίως στο NIR (+13,5%).
FLAASH	Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται και για τον αλγόριθμο FLAASH. Τα φάσματα από τις απεικονίσεις 141, 229 και 234 ταυτίζονται αρκετά καλά μεταξύ τους στο VIS και SWIR, ωστόσο στο NIR εμφανίζουν μεγαλύτερες διαφορές: +2,1% για την 234 και +7,1% για την 141. Τα δεδομένα από την 156 εμφανίζουν τις υψηλότερες τιμές $\Delta\rho$, η μέγιστη τιμή της οποίας παρατηρείτε στο NIR (+12,6%).
QUAC	Σε αντίθεση με τους προηγούμενους αλγόριθμους τα φάσματα που προέκυψαν από τον QUAC ταυτίζονται ικανοποιητικά με μέσο $\Delta\rho=1,1\%$. Μεγαλύτερες διαφορές εμφανίζει η απεικόνιση 156 στο NIR (-3,4%) και στο SWIR1 (+4,2%).
MNM	Τα φάσματα που προέκυψαν από τον MNM αποδίδουν την ίδια σχέση με αυτή που παρατηρήθηκε παραπάνω (ATCOR & FLAASH), ωστόσο οι διαφορές που εντοπίζονται μεταξύ των 229-234 και 141-156 είναι μικρότερες και αφορούν κυρίως το NIR (+3,5%). Επιπλέον τα φάσματα που προέκυψαν από τις απεικονίσεις 141 και 156 ταυτίζονται σε μεγαλύτερο βαθμό σε σχέση με τους άλλους αλγόριθμους ($\sim 0,3\%$).

Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων

141	Στην απεικόνιση 141 παρατηρείται καλή ταύτιση των δεδομένων που προέκυψαν από τους αλγόριθμους ATCOR, FLAASH, MNM & QUAC στο VIS & SWIR. Οι μέγιστες διαφορές εντοπίζονται στο NIR, όπου ο QUAC υποεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας κατά 9,2% και ο MNM κατά 5,4%. Άξιο αναφοράς είναι ότι παρατηρείται καλύτερη ταύτιση μεταξύ του ATCOR και του FLAASH , αντί του ATCOR με τον MNM.
156	Παρόμοια συμπεράσματα ισχύουν και για την απεικόνιση 156, ωστόσο οι τιμές $\Delta\rho$ που παρατηρούνται στο NIR είναι υψηλότερες και για τους τρεις αλγόριθμους, ενώ ο MNM εμφανίζει ακόμα μεγαλύτερες διαφορές ως προς το ATCOR σε σχέση με την 141.
229	Για την απεικόνιση 229 παρατηρείται υψηλή ταύτιση μεταξύ του ATCOR και του QUAC κυρίως στην περιοχή του NIR, κάτι που δεν παρατηρείτε σε κανένα άλλο στόχο. Μικρές διαφορές παρατηρούνται και συγκριτικά με τον FLAASH, ωστόσο στο NIR ο συγκεκριμένος αλγόριθμος υπερεκτιμά το ρ κατά 5,7%.
234	Στην απεικόνιση 234 παρατηρείται εξαιρετικά καλή ταύτιση μεταξύ του ATCOR και του MNM, με τη μέγιστη μέση διαφορά να εντοπίζεται στο NIR (+1,9%). Καλή σχετικά ταύτιση παρατηρείται και μεταξύ του ATCOR με τον QUAC και τον FLAASH, κυρίως στο SWIR. Πιο αναλυτικά η μέγιστη διαφορά με τον QUAC εντοπίζεται στο VIS (+3,5%), ενώ με τον FLAASH στο NIR (+8,1%).

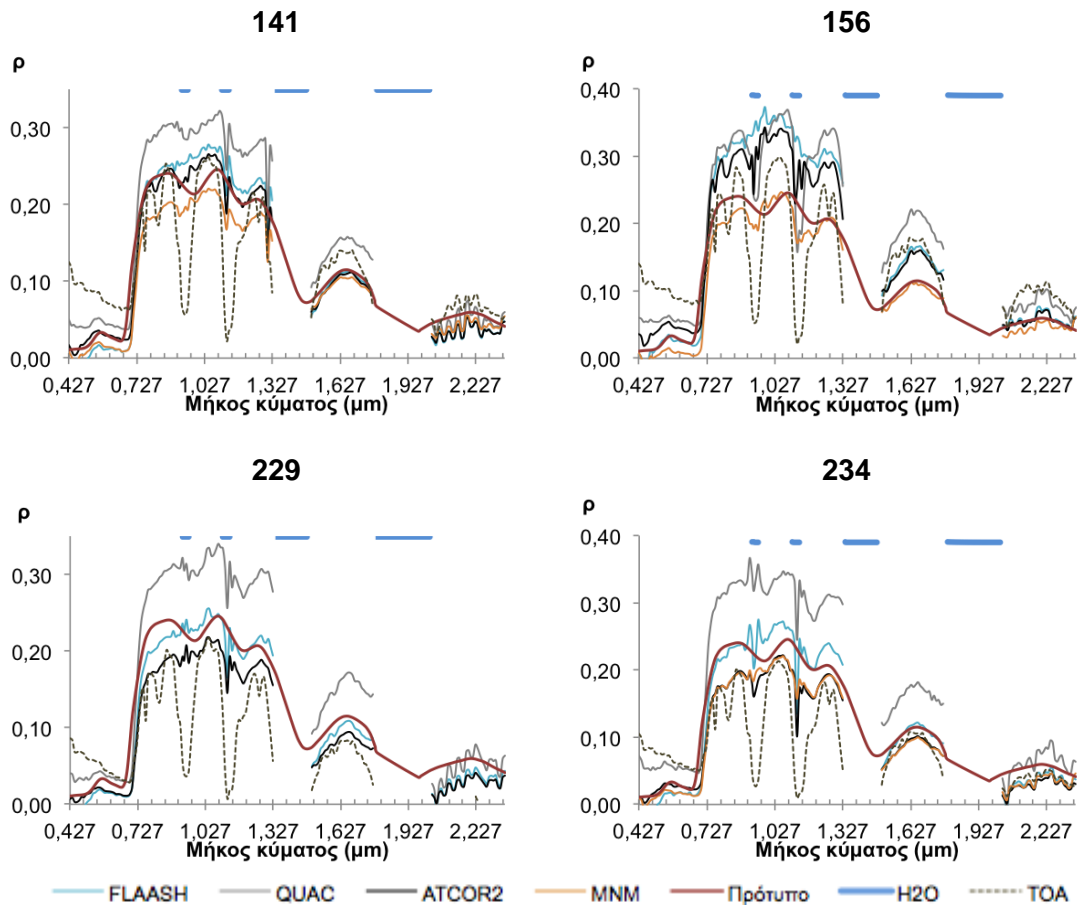
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

• Φάσμα ανακλαστικότητας 5 – Δάσος ελάτης (147,1388)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	0,008	-0,020	0,003	0,019	-0,015	-0,043	-0,017	-0,007
	156	-0,014	-0,086	-0,037	-0,002	-0,037	-0,109	-0,056	-0,027
	229	0,023	0,023	0,019	0,028	-	-	-	-
	234	0,015	0,021	0,013	0,025	-0,008	-0,002	-0,006	-0,002
FLAASH	141	0,026	-0,032	0,001	0,017	0,000	-0,024	-0,007	-0,005
	156	0,004	-0,109	-0,042	-0,006	-0,023	-0,100	-0,051	-0,027
	229	0,027	-0,009	0,009	0,022	-	-	-	-
	234	0,027	-0,027	-0,002	0,018	0,000	-0,018	-0,011	-0,004
QUAC	141	-0,017	-0,079	-0,043	0,003	-0,007	0,013	0,006	0,000
	156	-0,031	-0,113	-0,092	-0,026	-0,021	-0,021	-0,043	-0,030
	229	-0,010	-0,092	-0,049	0,003	-	-	-	-
	234	-0,031	-0,108	-0,062	-0,009	-0,021	-0,016	-0,013	-0,013
MNM	141	0,024	0,018	0,005	0,010	0,001	-0,005	-0,015	-0,015
	156	0,026	-0,001	0,001	0,006	0,003	-0,023	-0,018	-0,019
	234	0,023	0,020	0,014	0,019	0,000	-0,003	-0,005	-0,006

Διάγραμμα 4.17 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 147,1388, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

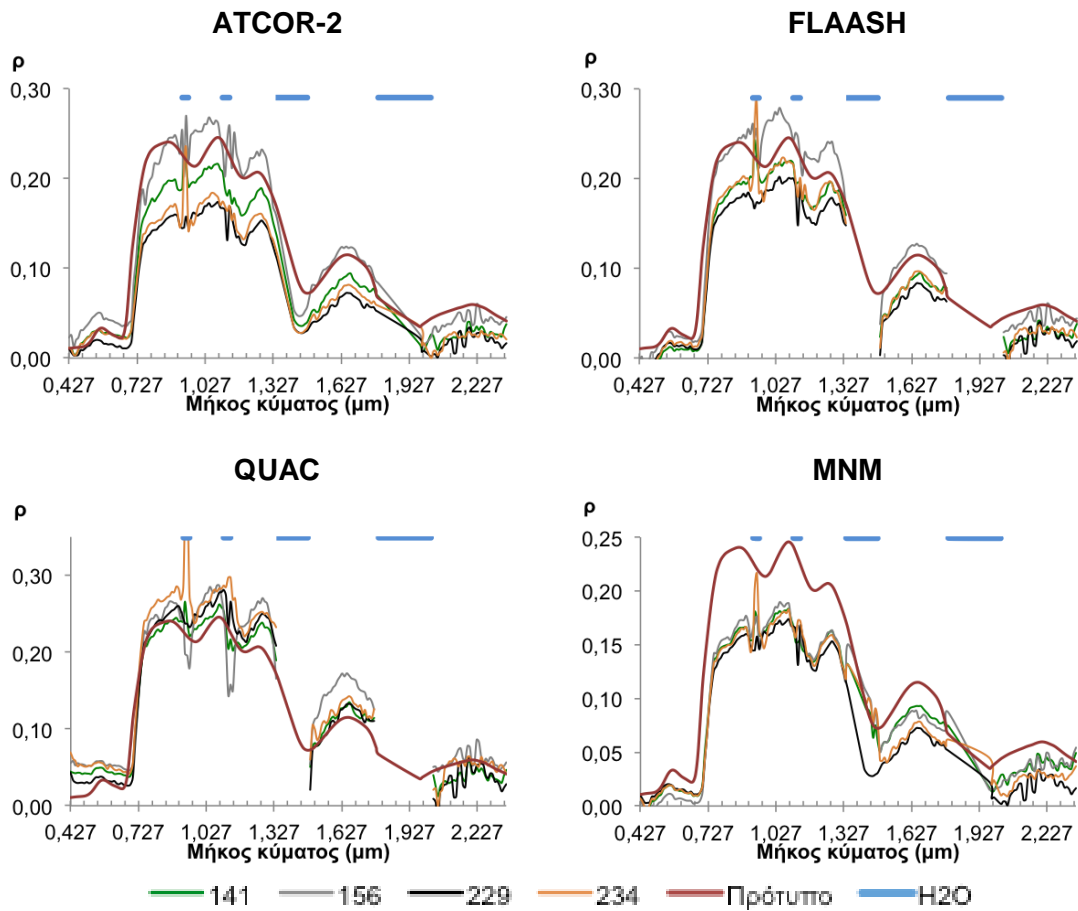


		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	0,008	-0,020	0,003	0,019	-	-	-	-
	F	0,026	-0,032	0,001	0,017	0,019	-0,013	-0,002	0,000
	Q	-0,017	-0,079	-0,043	0,003	-0,025	-0,053	-0,044	-0,014
	M	0,024	0,018	0,005	0,010	0,016	0,038	0,002	-0,007
156	A	-0,014	-0,086	-0,037	-0,002	-	-	-	-
	F	0,004	-0,109	-0,042	-0,006	0,017	-0,021	-0,005	-0,002
	Q	-0,031	-0,113	-0,092	-0,026	-0,017	-0,019	-0,052	-0,022
	M	0,026	-0,001	0,001	0,006	0,040	0,079	0,039	0,010
229	A	0,023	0,023	0,019	0,028	-	-	-	-
	F	0,027	-0,009	0,009	0,022	0,004	-0,032	-0,011	-0,004
	Q	-0,010	-0,092	-0,049	0,003	-0,033	-0,109	-0,067	-0,022
	A	0,015	0,021	0,013	0,025	-	-	-	-
234	F	0,027	-0,027	-0,002	0,018	0,012	-0,048	-0,016	-0,005
	Q	-0,031	-0,108	-0,062	-0,009	-0,046	-0,122	-0,074	-0,033
	M	0,023	0,020	0,014	0,019	0,008	-0,001	0,001	-0,004

Διάγραμμα 4.18 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 147,1388, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Τα φάσματα που προέκυψαν από τις διορθωμένες απεικονίσεις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,5\%$. Διαφορές εντοπίζονται σε σχέση με τις απεικονίσεις 141 και 156, οι οποίες είναι πιο έντονες στην απεικόνιση 156 , κυρίως στο NIR (+10,9%) και στο SWIR1 (+5,6%). Για το συγκεκριμένο στόχο μόνο το ATCOR δεν ταύτισε το φάσμα από την απεικόνιση 141 με αυτά των 229 και 234.
FLAASH	Τα φάσματα από τις απεικονίσεις 141, 229 και 234 ταυτίζονται αρκετά καλά μεταξύ τους, με ελαφρώς μεγαλύτερες διαφορές εμφανίζονται στο NIR: +2,4% για την 141 και +1,8% για την 234. Το φάσμα που προέρχεται από την 156 εμφανίζει τις μεγαλύτερες διαφορές με αυτό από την 229 και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος, +10% στο NIR και +2% στις υπόλοιπες τρεις.
QUAC	Τα φάσματα που προέκυψαν από τον QUAC ταυτίζονται ικανοποιητικά μεταξύ τους. Άξιο αναφοράς είναι ότι οι τιμές $\Delta\rho$ μεταξύ των 229-141 ($\sim 0,7\%$) είναι πιο μικρές απ' ό,τι μεταξύ των 229-234 ($\sim 1,6\%$), κάτι που δεν είναι ορθό , καθώς πρόκειται περί μη σταθερού στόχου. Όπως ήταν αναμενόμενο η απεικόνιση 156 παρουσίασε τις μεγαλύτερες διαφορές σε σχέση με την 229 και τις μεγαλύτερες αιχμές στις ζώνες απορρόφησης του H ₂ O.
MNM	Τα φάσματα που προέκυψαν από τον MNM ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους , με μια ελαφρά διαφορά (+2%) να παρατηρείται σε αυτό που προέρχεται από την απεικόνιση 156 στο NIR και στο SWIR, η οποία οφείλεται όπως και σε όλες τις άλλες περιπτώσεις στην ιδιαίτερα επιβαρυσμένη ατμόσφαιρα κατά τη στιγμή της λήψης. Η ταύτιση αυτή πιθανώς δεν θα έπρεπε να παρατηρείται, εξαιτίας της φύσης του στόχου.
Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Στην απεικόνιση 141 παρατηρείται καλή ταύτιση των δεδομένων που προέκυψαν από τους αλγόριθμους ATCOR, FLAASH, MNM & QUAC σε ολόκληρο το φάσμα. Οι μέγιστες διαφορές εντοπίζονται στο NIR και SWIR1, όπου ο QUAC υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας κατά 5,3% και 4,4% αντίστοιχα. Άξιο αναφοράς είναι ότι παρατηρείται και σε αυτήν την απεικόνιση καλύτερη ταύτιση μεταξύ του ATCOR και του FLAASH , αντί του ATCOR και του MNM.
156	Στην απεικόνιση 156, οι αλγόριθμοι ATCOR, FLAASH & QUAC ταυτίζονται ικανοποιητικά μεταξύ με μέση διαφορά $\pm 2\%$ για όλες τις υποπεριοχές του φάσματος, πλην του QUAC στο SWIR που ισούται με +5,2%. Οι MNM υποεκτιμά σε σχέση με το ATCOR τις τιμές ανακλαστικότητας στο VIS, NIR και SWIR1 κατά 4%, 7,9% και 3,9% αντίστοιχα.
229	Στην απεικόνιση 229 παρατηρείται το μοτίβο που απαντάται συνήθως, δηλαδή το φάσμα που προέκυψε από το ATCOR να ταυτίζεται καλά με αυτό από τον FLAASH και ο QUAC να υπερεκτιμάει τις τιμές ανακλαστικότητας σημαντικά (+10,9% στο NIR).
234	Στην απεικόνιση 234 παρατηρείται εξαιρετικά καλή ταύτιση μεταξύ του ATCOR και του MNM, με τη μέγιστη μέση διαφορά να εντοπίζεται στο VIS (-0,8%). Καλή ταύτιση παρατηρείται και μεταξύ του ATCOR με τον FLAASH, με εξαίρεση το NIR. Ο QUAC υπερεκτιμά σημαντικά τις τιμές ανακλαστικότητας σε όλες τις υποπεριοχές του φάσματος.

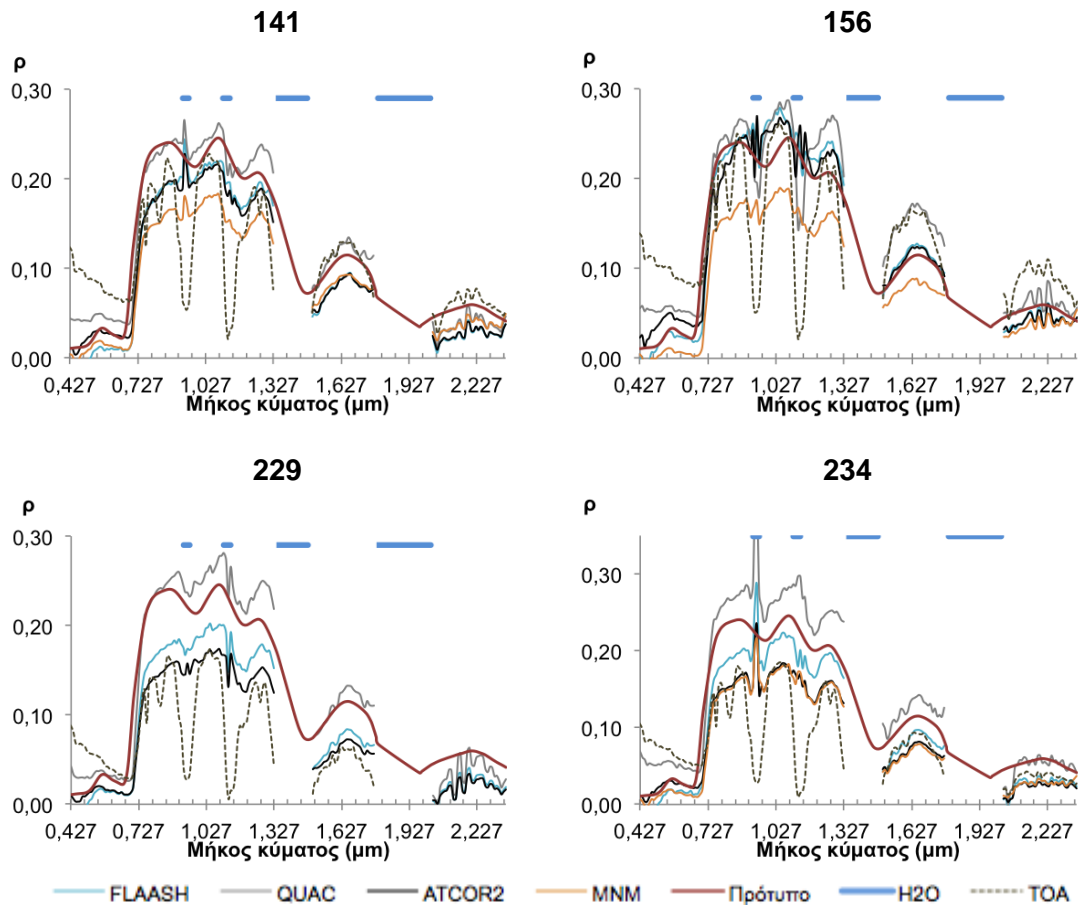
• Φάσμα ανακλαστικότητας 6 – Δάσος ελάτης (189,1475)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	0,015	0,022	0,019	0,027	-0,013	-0,036	-0,018	-0,008
	156	-0,002	-0,022	-0,010	0,011	-0,029	-0,081	-0,047	-0,023
	229	0,027	0,059	0,037	0,035	-	-	-	-
	234	0,018	0,051	0,030	0,031	-0,009	-0,007	-0,008	-0,005
FLAASH	141	0,035	0,018	0,020	0,025	0,003	-0,016	-0,010	-0,005
	156	0,014	-0,030	-0,010	0,009	-0,017	-0,064	-0,041	-0,022
	229	0,031	0,034	0,030	0,031	-	-	-	-
	234	0,031	0,017	0,019	0,025	0,000	-0,017	-0,011	-0,006
QUAC	141	-0,010	-0,021	-0,017	0,014	-0,010	0,013	-0,019	-0,004
	156	-0,020	-0,042	-0,053	-0,008	-0,020	-0,007	-0,039	-0,026
	229	0,000	-0,035	-0,015	0,018	-	-	-	-
	234	-0,021	-0,049	-0,026	-0,003	-0,021	-0,014	-0,011	-0,015
MNM	141	0,028	0,052	0,015	0,015	0,001	-0,007	-0,022	-0,018
	156	0,033	0,048	0,019	0,014	0,006	-0,011	-0,018	-0,019
	234	0,028	0,054	0,033	0,026	0,001	-0,005	-0,004	-0,008

Διάγραμμα 4.19 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 189,1475, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



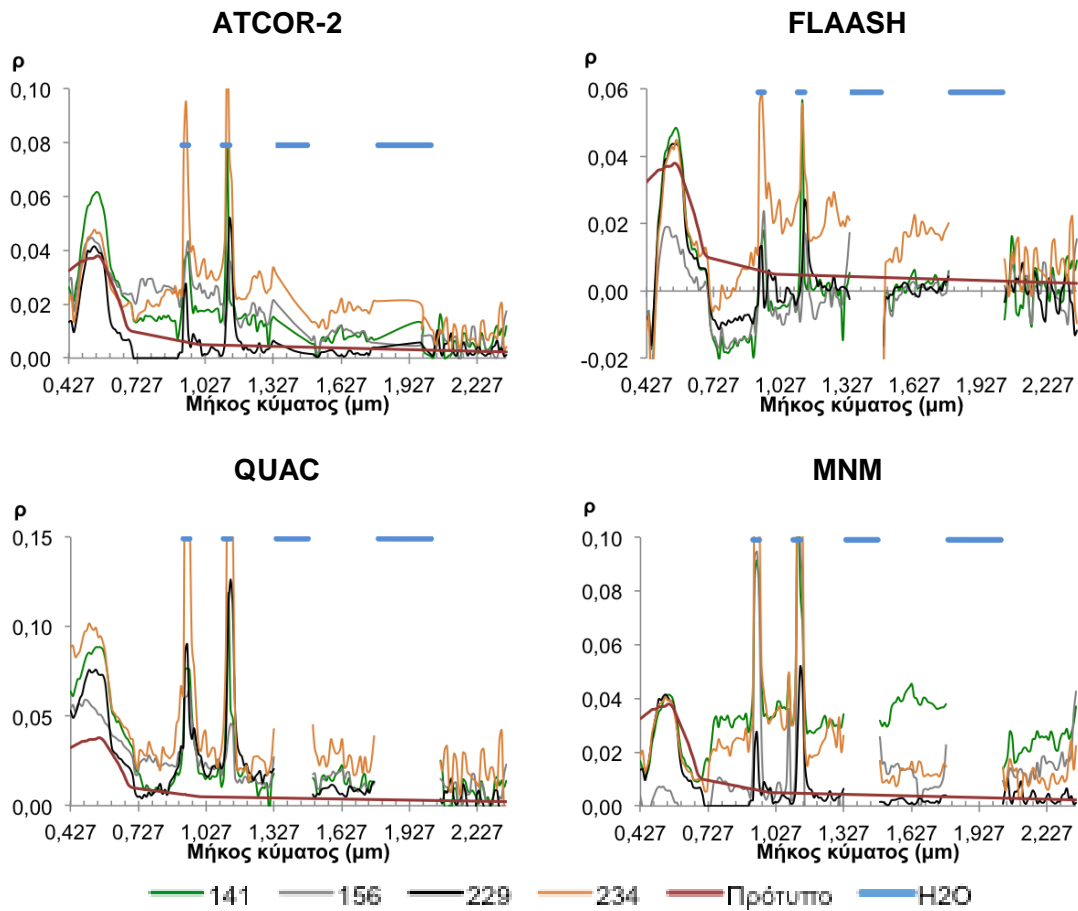
	Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2				
	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	
141	A	0,015	0,022	0,019	0,027	-	-	-	-
	F	0,035	0,018	0,020	0,025	0,020	-0,005	0,000	0,000
	Q	-0,010	-0,021	-0,017	0,014	-0,025	-0,044	-0,035	-0,011
	M	0,028	0,052	0,015	0,015	0,013	0,029	-0,004	-0,010
156	A	-0,002	-0,022	-0,010	0,011	-	-	-	-
	F	0,014	-0,030	-0,010	0,009	0,016	-0,008	-0,001	0,000
	Q	-0,020	-0,042	-0,053	-0,008	-0,018	-0,020	-0,041	-0,017
	M	0,033	0,048	0,019	0,014	0,035	0,070	0,030	0,005
229	A	0,027	0,059	0,037	0,035	-	-	-	-
	F	0,031	0,034	0,030	0,031	0,004	-0,025	-0,008	-0,002
	Q	0,000	-0,035	-0,015	0,018	-0,028	-0,093	-0,051	-0,015
234	A	0,018	0,051	0,030	0,031	-	-	-	-
	F	0,031	0,017	0,019	0,025	0,013	-0,045	-0,020	-0,006
	Q	-0,021	-0,049	-0,026	-0,003	-0,039	-0,101	-0,064	-0,028
	M	0,028	0,054	0,033	0,026	0,010	0,002	0,003	-0,003

Διάγραμμα 4.20 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 189,1475, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Τα δεδομένα από τις απεικονίσεις 229 και 234 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,7\%$. Η μέγιστες διαφορές αντιστοιχούν στην απεικόνιση 156 ($\Delta\rho_{NIR}=8,1\%$ & $\Delta\rho_{SWIR1}=4,7\%$). Η 141 διαφέρει από τις 229 και 234 όπως ήταν αναμενόμενο.
FLAASH	Και τα αποτελέσματα από τον αλγόριθμο FLAASH έδειξαν ότι στην απεικόνιση 156 αντιστοιχούν οι υψηλότερες τιμές ανακλαστικότητας, ωστόσο τα φάσματα που αντιστοιχούν στις άλλες τρεις απεικονίσεις σχεδόν ταυτίζονται μεταξύ τους, με διαφορές που δεν ξεπερνούν το 1,7%, κάτι που δεν θα έπρεπε να συμβαίνει λαμβάνοντας υπόψιν τη φύση του στόχου.
QUAC	Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται και για τον αλγόριθμο QUAC, όπου το $\Delta\rho$ δεν ξεπερνά το 2%, με εξαίρεση την απεικόνιση 156 στο SWIR1 ($\Delta\rho_{SWIR1}=3,9\%$)
MNM	Και για τον αλγόριθμο MNM τα φάσματα που προέκυψαν από τις τέσσερις απεικονίσεις ταυτίζονται μεταξύ τους, με τιμές $\Delta\rho$ κάτω από 2% σε σχέση με την 229.
Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Στην απεικόνιση 141 παρατηρείται εξαιρετικά καλή ταύτιση των δεδομένων που προέκυψαν από τους αλγόριθμους ATCOR & FLAASH. Οι μέγιστες διαφορές εντοπίζονται στο NIR, όπου ο QUAC υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας κατά $\sim 4,4\%$. Καλή ταύτιση παρατηρείτε και μεταξύ του MNM με το ATCOR με τιμές $\Delta\rho$ που αγγίζουν το 2,9% στο NIR.
156	Για την απεικόνιση 156 υπάρχει αρκετά καλή ταύτιση μεταξύ των αποτελεσμάτων του ATCOR και του FLAASH. Ο QUAC υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας κυρίως στο SWIR1 (4,1%), ενώ ο MNM τις υποεκτιμά σημαντικά στο VIS (-3,5%) και στο NIR (-7%).
229	Στην απεικόνιση 229 η ταύτιση μεταξύ του ATCOR με τον FLAASH αρκετά καλή , αλλά όχι τόσο όσο στις προηγούμενες δύο εικόνες, με τη μέγιστη τιμή του $\Delta\rho$ να παρατηρείται στο NIR (+2,5%). Ο QUAC εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας απ' ότι το ATCOR σε όλες τις περιοχές του φάσματος και κυρίως στο NIR (+9,3%) και στο SWIR1 (+5,1%).
234	Τα δεδομένα μεταξύ του ATCOR και του MNM ταυτίζονται εξαιρετικά καλά για την απεικόνιση 234, με τις διαφορές να μην ξεπερνούν το 3% στο NIR και SWIR. Μικρές διαφορές παρατηρούνται μεταξύ του ATCOR και του FLAASH, με εξαίρεση το NIR (+4,5%). Ο QUAC, υπερεκτιμά σημαντικά όπως και στους υπόλοιπους στόχους τις τιμές ανακλαστικότητας με μέγιστο $\Delta\rho$, ως προς το ATCOR, ίσο με +10,1% στο NIR.

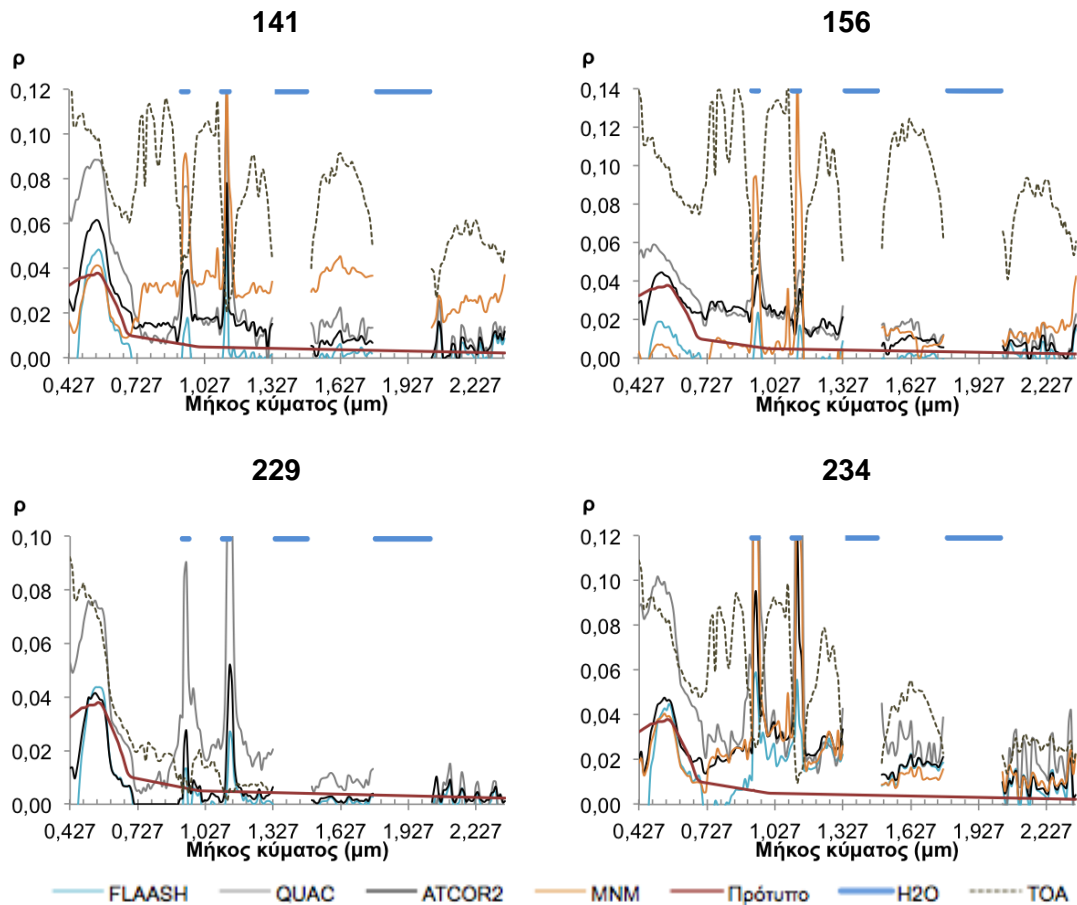
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

• Φάσμα ανακλαστικότητας 7 – Λίμνη (153,1215)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	-0,008	-0,010	-0,003	-0,003	-0,017	-0,011	-0,005	-0,003
	156	-0,005	-0,017	-0,005	-0,003	-0,013	-0,018	-0,006	-0,003
	229	0,008	0,002	0,002	-0,001	-	-	-	-
	234	-0,002	-0,023	-0,013	-0,006	-0,010	-0,024	-0,015	-0,005
FLAASH	141	0,012	0,012	0,003	0,001	0,000	0,005	-0,001	-0,002
	156	0,024	0,012	0,004	0,002	0,011	0,005	0,001	-0,002
	229	0,012	0,007	0,004	0,003	-	-	-	-
	234	0,012	-0,011	-0,010	-0,004	-0,001	-0,018	-0,014	-0,008
QUAC	141	-0,030	-0,011	-0,010	-0,005	-0,014	0,006	-0,005	-0,006
	156	-0,016	-0,017	-0,005	0,002	0,000	0,000	-0,005	-0,007
	229	-0,016	-0,017	-0,005	0,002	-	-	-	-
	234	-0,040	-0,029	-0,023	-0,016	-0,023	-0,013	-0,019	-0,018
MNM	141	0,003	-0,028	-0,034	-0,021	-0,005	-0,030	-0,036	-0,020
	156	0,026	0,002	-0,008	-0,013	0,018	0,000	-0,010	-0,012
	234	0,004	-0,024	-0,009	-0,009	-0,004	-0,025	-0,010	-0,008

Διάγραμμα 4.21 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 153,1215, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	-0,008	-0,010	-0,003	-0,003	-	-	-	-
	F	0,012	0,012	0,003	0,001	0,021	0,021	0,006	0,004
	Q	-0,030	-0,011	-0,010	-0,005	-0,022	-0,001	-0,006	-0,001
	M	0,003	-0,028	-0,034	-0,021	0,011	-0,018	-0,031	-0,019
156	A	-0,005	-0,017	-0,005	-0,003	-	-	-	-
	F	0,024	0,012	0,004	0,002	0,029	0,029	0,008	0,005
	Q	-0,016	-0,017	-0,005	0,002	-0,019	0,001	-0,006	-0,002
	M	0,026	0,002	-0,008	-0,013	0,032	0,019	-0,002	-0,009
229	A	0,008	0,002	0,002	-0,001	-	-	-	-
	F	0,012	0,007	0,004	0,003	0,004	0,005	0,001	0,004
	Q	-0,016	-0,017	-0,005	0,002	-0,024	-0,017	-0,007	0,002
234	A	-0,002	-0,023	-0,013	-0,006	-	-	-	-
	F	0,012	-0,011	-0,010	-0,004	0,014	0,012	0,001	0,002
	Q	-0,040	-0,029	-0,023	-0,016	-0,038	-0,007	-0,010	-0,010
	M	0,004	-0,024	-0,009	-0,009	0,006	-0,001	0,005	-0,003

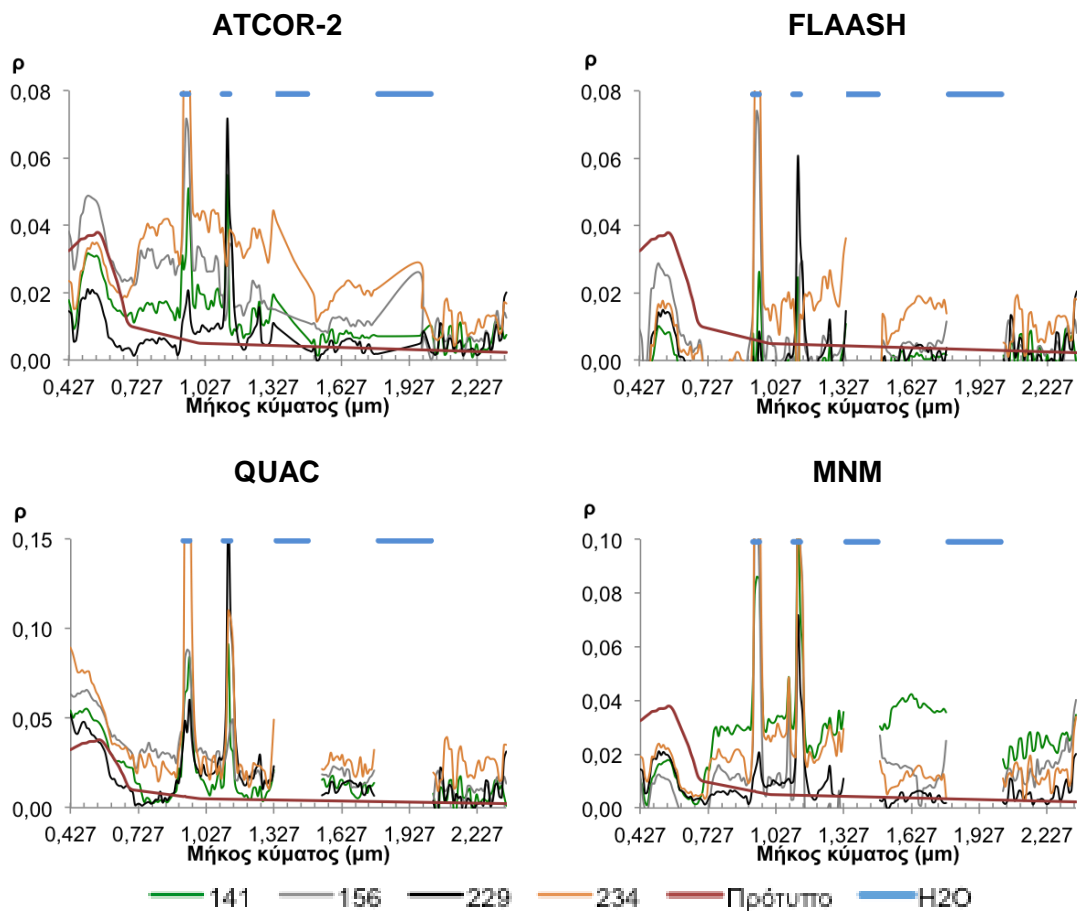
Διάγραμμα 4.22 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 153,1215, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Το ATCOR απέτυχε στη διόρθωση του συγκεκριμένου στόχου και στις τέσσερις απεικονίσεις. Ωστόσο στην απεικόνιση 229 το σχήμα τις φασματικής καμπύλης του νερού και οι τιμές ανακλαστικότητας στις περιοχές του NIR & SWIR κρίνονται ικανοποιητικές. Το μεγαλύτερο πρόβλημα που εντοπίζεται είναι το τοπικό ελάχιστο κοντά στα 0,427 μm, το οποίο δεν θα έπρεπε να παρατηρείται κανονικά.
FLAASH	Ανάλογη συμπεριφορά ισχύει και για τον FLAASH, ο οποίος όμως απέτυχε πλήρως και στην απεικόνιση 229. Επιπρόσθετα παρατηρούνται αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας σε αρκετές περιοχές του φάσματος (και στο μπλε) και το τοπικό ελάχιστο στο σχήμα της φασματικής καμπύλης κοντά στα 0,427 μm.
QUAC	Ο QUAC πέτυχε ελαφρώς καλύτερα αποτελέσματα σε σχέση με τους τρεις υπόλοιπους αλγόριθμους, ωστόσο στα φάσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή του παρατηρείτε σημαντικός θόρυβος . Το τοπικό ελάχιστο στο σχήμα της καμπύλης παρατηρείται και σε αυτή την περίπτωση με εξαίρεση όμως την απεικόνιση 156 , στην οποία το σχήμα του φάσματος στο μπλε ήταν το αναμενόμενο.
MNM	Ο MNM απέτυχε πλήρως στην απεικόνιση 156 , κυρίως στην ορατή περιοχή του φάσματος. Ανάλογα αποτελέσματα παρατηρούνται και στις υπόλοιπες τρεις εικόνες. Επιπλέον, σε αντίθεση με τους άλλους αλγόριθμους ο MNM προσδιόρισε τις υψηλότερες τιμές ανακλαστικότητας για την απεικόνιση 141 αντί για την 234.

Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Για την απεικόνιση 141 η τιμή του $\Delta\rho$ που προέκυψε από τους διάφορους αλγόριθμους μπορεί να χαρακτηριστεί μικρή κατ' απόλυτη τιμή, εάν όμως ληφθεί υπόψιν το γεγονός ότι το ρ δεν ξεπερνάει σε καμία περίπτωση το 8%, μια τιμή $\Delta\rho$ ίση με $\pm 2\%$ χαρακτηρίζεται ιδιαίτερα υψηλή . Επιπλέον για τη συγκεκριμένη απεικόνιση ο MNM κατέληξε σε τιμές ανακλαστικότητας στο NIR και SWIR που δεν τείνουν στο 0.
156	Στην απεικόνιση 156, εντοπίζονται σημαντικές διαφορές μεταξύ των ATCOR - QUAC και FLAASH - MNM. Ωστόσο τα αποτελέσματα που προέκυψαν και από τους τέσσερις αλγόριθμους δεν είναι ικανοποιητικά.
229	Και στην απεικόνιση 229 η διόρθωση του συγκεκριμένου στόχου δεν ήταν επιτυχής από κανένα αλγόριθμο. Με παρατήρηση του φάσματος εντοπίζονται παρόμοια προβλήματα με αυτά που αναφέρθηκαν παραπάνω.
234	Αντίστοιχα προβλήματα παρουσιάζονται και για την απεικόνιση 234, με προεξέχον το σημαντικό θόρυβο στο NIR και SWIR για όλους τους αλγόριθμους.

Ο παραπάνω σχολιασμός ισχύει και για τους επόμενους δυο στόχους που αντιστοιχούν σε υδατική επιφάνεια. Συνεπώς δεν θα γίνει εκτενής σχολιασμός και σε αυτούς, αλλά ο αναγνώστης θα παραπέμπεται στα παραπάνω συμπεράσματα.

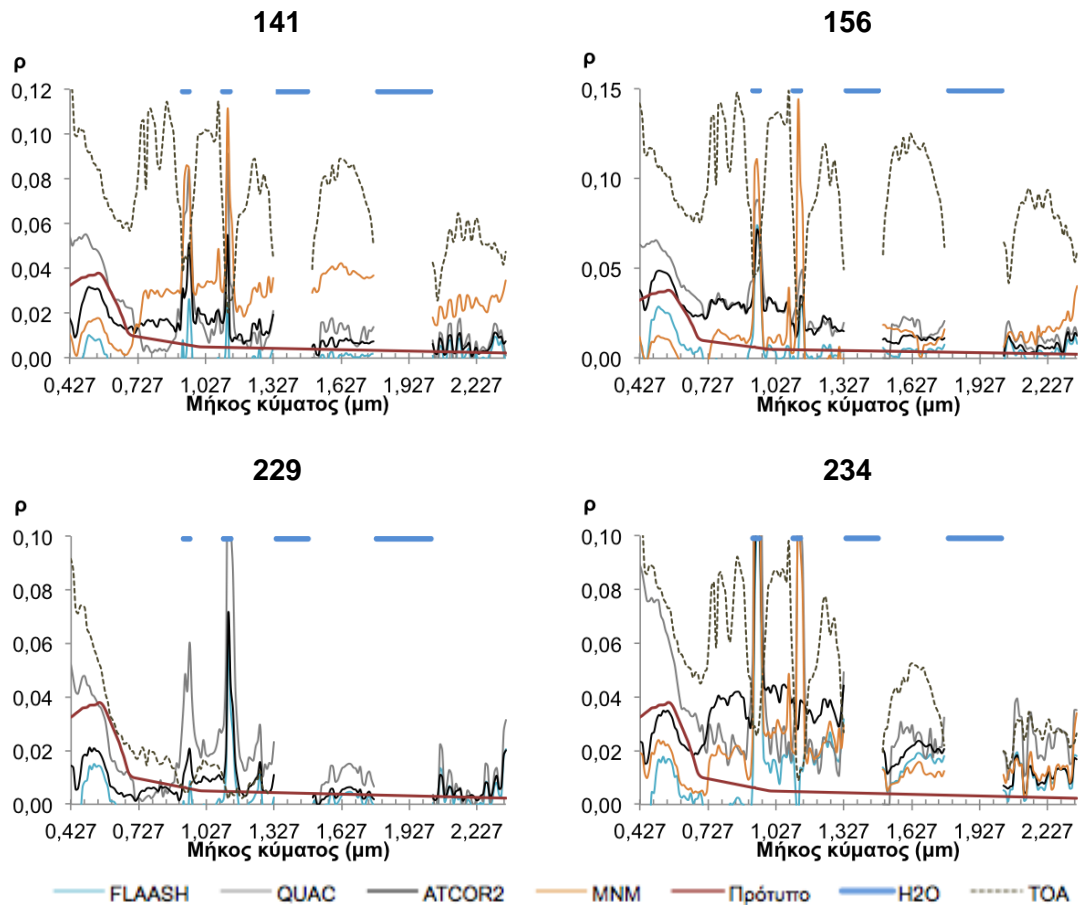
• Φάσμα ανακλαστικότητας 8 – Λίμνη (33,1520)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	0,007	-0,010	-0,003	-0,003	-0,009	-0,007	-0,003	0,000
	156	-0,008	-0,020	-0,007	-0,005	-0,024	-0,017	-0,007	-0,001
	229	0,016	-0,002	0,000	-0,003	-	-	-	-
	234	0,000	-0,033	-0,016	-0,008	-0,016	-0,031	-0,016	-0,005
FLAASH	141	0,032	0,013	0,004	0,001	0,005	0,005	0,001	0,002
	156	0,016	0,004	0,000	-0,001	-0,010	-0,005	-0,004	0,000
	229	0,026	0,009	0,003	-0,001	-	-	-	-
	234	0,025	-0,007	-0,009	-0,007	-0,002	-0,016	-0,013	-0,006
QUAC	141	-0,009	-0,006	-0,008	-0,004	-0,010	-0,007	-0,001	-0,001
	156	-0,021	-0,021	-0,014	-0,008	-0,022	-0,008	-0,006	-0,003
	229	0,001	-0,013	-0,007	-0,005	-	-	-	-
	234	-0,024	-0,022	-0,021	-0,021	-0,025	-0,009	-0,013	-0,016
MNM	141	0,015	-0,025	-0,033	-0,021	-0,001	-0,023	-0,033	-0,018
	156	0,023	-0,002	-0,010	-0,014	0,007	0,001	-0,010	-0,011
	234	0,012	-0,019	-0,007	-0,010	-0,004	-0,017	-0,007	-0,007

Διάγραμμα 4.23 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 33,1520, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

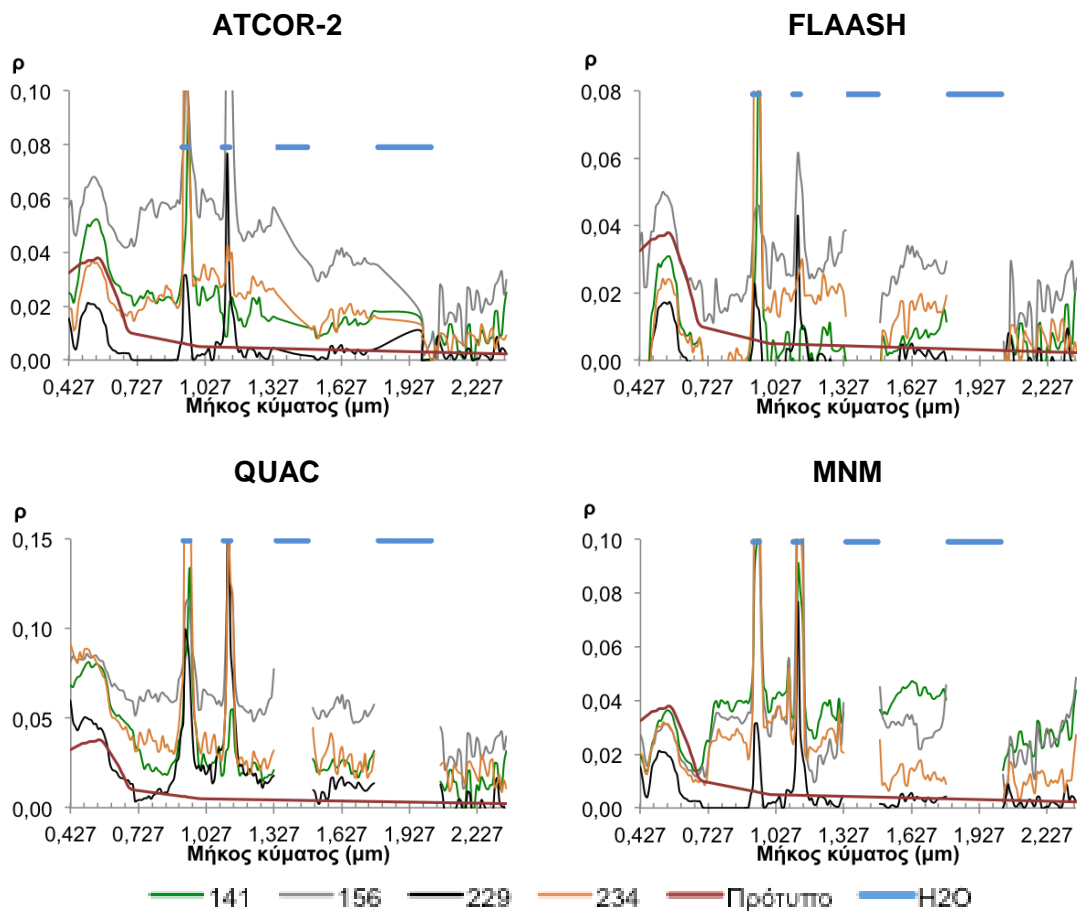
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



	Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2				
	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	
141	A	0,007	-0,010	-0,003	-0,003	-	-	-	-
	F	0,032	0,013	0,004	0,001	0,025	0,023	0,006	0,004
	Q	-0,009	-0,006	-0,008	-0,004	-0,016	0,003	-0,004	-0,001
	M	0,015	-0,025	-0,033	-0,021	0,008	-0,016	-0,031	-0,019
156	A	-0,008	-0,020	-0,007	-0,005	-	-	-	-
	F	0,016	0,004	0,000	-0,001	0,024	0,023	0,007	0,003
	Q	-0,021	-0,021	-0,014	-0,008	-0,013	-0,002	-0,004	-0,004
	M	0,023	-0,002	-0,010	-0,014	0,031	0,018	-0,002	-0,009
229	A	0,016	-0,002	0,000	-0,003	-	-	-	-
	F	0,026	0,009	0,003	-0,001	0,010	0,010	0,002	0,002
	Q	0,001	-0,013	-0,007	-0,005	-0,015	-0,010	-0,006	-0,002
234	A	0,000	-0,033	-0,016	-0,008	-	-	-	-
	F	0,025	-0,007	-0,009	-0,007	0,025	0,026	0,005	0,001
	Q	-0,024	-0,022	-0,021	-0,021	-0,024	0,012	-0,002	-0,013
	M	0,012	-0,019	-0,007	-0,010	0,013	0,014	0,008	-0,002

Διάγραμμα 4.24 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 33,1520, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

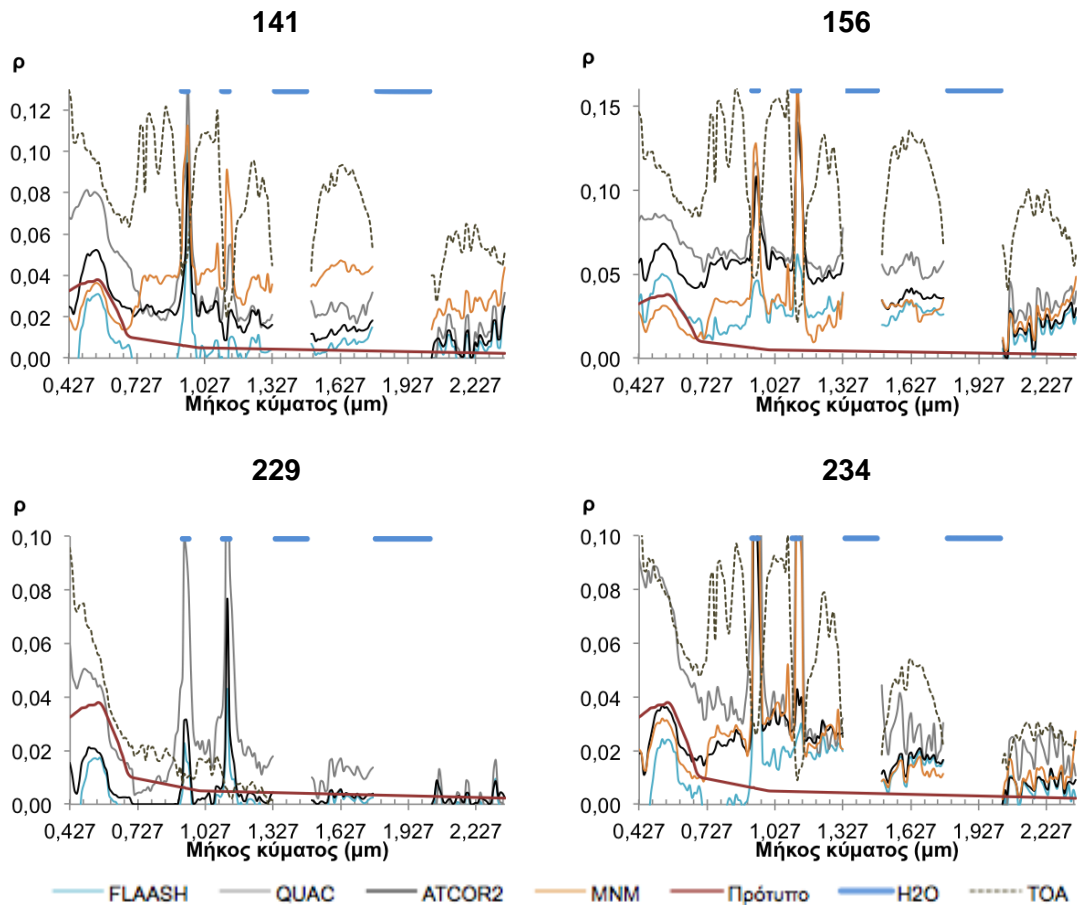
• Φάσμα ανακλαστικότητας 9 – Λίμνη (37,1674)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ (%) ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	-0,007	-0,017	-0,009	-0,006	-0,025	-0,019	-0,010	-0,007
	156	-0,028	-0,051	-0,032	-0,017	-0,045	-0,054	-0,033	-0,019
	229	0,017	0,003	0,001	0,000	-	-	-	-
	234	0,003	-0,022	-0,012	-0,005	-0,015	-0,025	-0,013	-0,006
FLAASH	141	0,018	0,003	-0,003	-0,002	-0,008	-0,007	-0,006	-0,006
	156	-0,005	-0,021	-0,023	-0,013	-0,030	-0,031	-0,026	-0,017
	229	0,026	0,009	0,003	0,004	-	-	-	-
	234	0,022	-0,009	-0,009	-0,003	-0,004	-0,018	-0,013	0,007
QUAC	141	-0,033	-0,021	-0,020	-0,011	-0,029	-0,005	-0,012	-0,013
	156	-0,047	-0,057	-0,050	-0,029	-0,043	-0,042	-0,043	-0,031
	229	-0,004	-0,015	-0,007	0,002	-	-	-	-
	234	-0,036	-0,031	-0,023	-0,017	-0,033	-0,016	-0,016	-0,019
MNM	141	0,002	-0,034	-0,038	-0,023	-0,016	-0,037	-0,039	-0,023
	156	0,004	-0,026	-0,027	-0,021	-0,013	-0,029	-0,028	-0,022
	234	0,006	-0,025	-0,009	-0,008	-0,011	-0,027	-0,010	-0,008

Διάγραμμα 4.25 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 37,1674, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

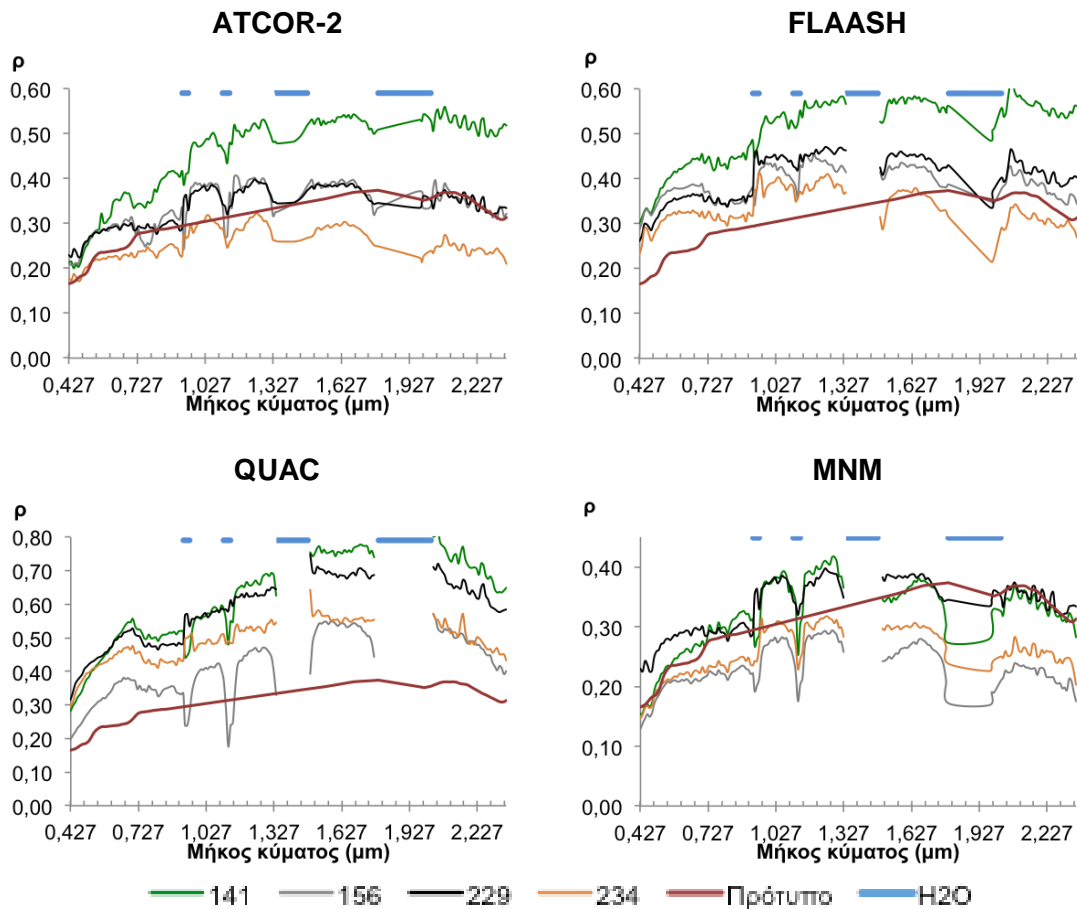
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	-0,007	-0,017	-0,009	-0,006	-	-	-	-
	F	0,018	0,003	-0,003	-0,002	0,025	0,019	0,006	0,003
	Q	-0,033	-0,021	-0,020	-0,011	-0,026	-0,004	-0,011	-0,004
	M	0,002	-0,034	-0,038	-0,023	0,009	-0,017	-0,029	-0,018
156	A	-0,028	-0,051	-0,032	-0,017	-	-	-	-
	F	-0,005	-0,021	-0,023	-0,013	0,023	0,030	0,008	0,004
	Q	-0,047	-0,057	-0,050	-0,029	-0,019	-0,006	-0,018	-0,009
	M	0,004	-0,026	-0,027	-0,021	0,032	0,025	0,006	-0,005
229	A	0,017	0,003	0,001	0,000	-	-	-	-
	F	0,026	0,009	0,003	0,004	0,008	0,006	0,002	0,004
	Q	-0,004	-0,015	-0,007	0,002	-0,021	-0,018	-0,008	-0,002
234	A	0,003	-0,022	-0,012	-0,005	-	-	-	-
	F	0,022	-0,009	-0,009	-0,003	0,019	0,013	0,002	0,002
	Q	-0,036	-0,031	-0,023	-0,017	-0,039	-0,009	-0,011	-0,012
	M	0,006	-0,025	-0,009	-0,008	0,003	-0,003	0,004	-0,003

Διάγραμμα 4.26 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 37,1674, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

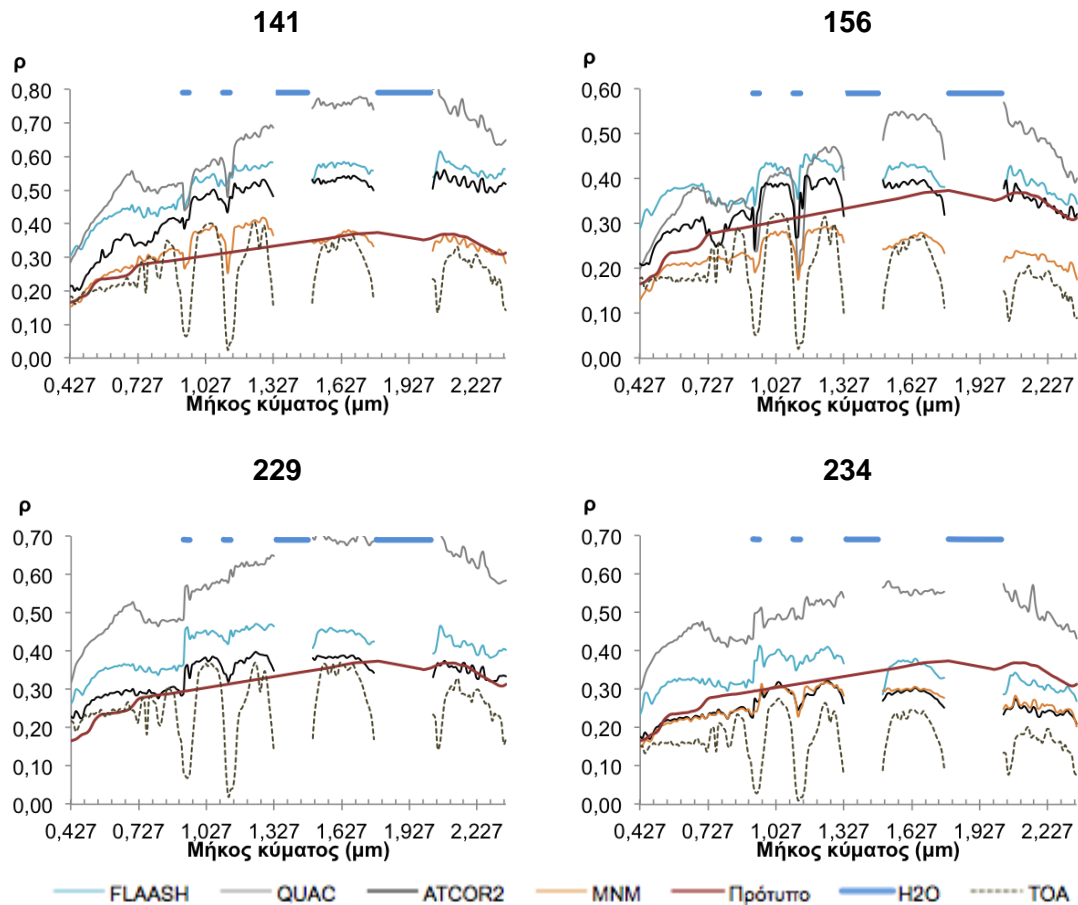
• Φάσμα ανακλαστικότητας 10 – Σκυρόδεμα (132,1536)



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς την 229			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
ATCOR	141	-0,071	-0,153	-0,166	-0,180	-0,024	-0,113	-0,151	-0,173
	156	-0,042	-0,047	-0,019	-0,006	0,005	-0,007	-0,004	0,003
	229	-0,047	-0,040	-0,015	-0,006	-	-	-	-
	234	0,013	0,030	0,077	0,099	0,060	0,070	0,092	0,104
FLAASH	141	-0,171	-0,209	-0,205	-0,215	-0,062	-0,097	-0,125	-0,149
	156	-0,132	-0,095	-0,054	-0,035	-0,022	0,018	0,027	0,031
	229	-0,110	-0,112	-0,081	-0,066	-	-	-	-
	234	-0,079	-0,054	0,009	0,039	0,030	0,058	0,090	0,105
QUAC	141	-0,219	-0,276	-0,397	-0,370	0,007	-0,021	-0,07	-0,07
	156	-0,089	-0,084	-0,161	-0,134	0,137	0,171	0,171	0,160
	229	-0,226	-0,255	-0,332	-0,294	-	-	-	-
	234	-0,191	-0,175	-0,199	-0,154	0,035	0,080	0,133	0,139
MNM	141	-0,103	-0,052	0,003	0,013	0,037	-0,012	0,019	0,013
	156	0,031	0,050	0,101	0,128	0,079	0,090	0,117	0,128
	234	0,020	0,027	0,065	0,094	0,067	0,067	0,082	0,094

Διάγραμμα 4.27 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις διαφορετικές απεικονίσεις για το στόχο 132,1536, για κάθε ένα λογισμικό ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και την απεικόνιση 229.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



		Δρ ως προς το πρότυπο				Δρ ως προς το ATCOR-2			
		VIS	NIR	SWIR1	SWIR2	VIS	NIR	SWIR1	SWIR2
141	A	-0,071	-0,153	-0,166	-0,180	-	-	-	-
	F	-0,171	-0,209	-0,205	-0,215	-0,100	-0,055	-0,040	-0,040
	Q	-0,219	-0,276	-0,397	-0,370	-0,148	-0,122	-0,231	-0,182
	M	-0,103	-0,052	0,003	0,013	0,061	0,101	0,170	0,186
156	A	-0,042	-0,047	-0,019	-0,006	-	-	-	-
	F	-0,132	-0,095	-0,054	-0,035	-0,090	-0,047	-0,035	-0,034
	Q	-0,089	-0,084	-0,161	-0,134	-0,047	-0,038	-0,146	-0,133
	M	0,031	0,050	0,101	0,128	0,074	0,097	0,121	0,128
229	A	-0,047	-0,040	-0,015	-0,006	-	-	-	-
	F	-0,110	-0,112	-0,081	-0,066	-0,062	-0,071	-0,066	-0,066
	Q	-0,226	-0,255	-0,332	-0,294	-0,179	-0,213	-0,314	-0,294
234	A	0,013	0,030	0,077	0,099	-	-	-	-
	F	-0,079	-0,054	0,009	0,039	-0,092	-0,084	-0,068	-0,065
	Q	-0,191	-0,175	-0,199	-0,154	-0,204	-0,203	-0,271	-0,259
	M	0,020	0,027	0,065	0,094	0,007	-0,002	-0,010	-0,011

Διάγραμμα 4.28 - Τα φάσματα ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τα διάφορα λογισμικά για το στόχο 132,1536, για κάθε μια απεικόνιση ξεχωριστά και οι κανονικοποιημένες διαφορές ως προς το πρότυπο και το ATCOR-2.

Σχολιασμός διαγράμματος σύγκρισης της απόδοσης κάθε αλγόριθμου	
ATCOR-2	Τα φάσματα που προέκυψαν από τις διορθωμένες απεικονίσεις 156 και 229 ταυτίζονται εξαιρετικά καλά μεταξύ τους και στις τέσσερις υποπεριοχές του H/M φάσματος με μέσο $\Delta\rho$ ίσο με $\sim 0,5\%$. Η ταύτιση αυτή θα έπρεπε να ισχύει και για τις απεικονίσεις 141 και 234, εφόσον πρόκειται περί αμετάβλητου στόχου, αντιθέτως όμως εμφανίζονται σημαντικές διαφορές που φτάνουν έως και το $\sim +15\%$ (στο SWIR για την 141).
FLAASH	Ανάλογη συμπεριφορά παρατηρείται και για τον FLAASH, ωστόσο η ταύτιση μεταξύ της 234 με τις 156 και 299 είναι καλύτερη κυρίως στο VIS και NIR. Και σε αυτή την περίπτωση η 141 εμφανίζει τις μεγαλύτερες διαφορές ως προς την 229, οι οποίες αγγίζουν και το $\sim +12\%$ στο SWIR.
QUAC	Ο QUAC καταλήγει σε τελείως διαφορετικά αποτελέσματα, συγκριτικά με τους αλγόριθμους ATCOR και FLAASH. Ιδιαίτερα καλή ταύτιση παρατηρείτε μεταξύ των φασμάτων που προέκυψαν από τις απεικονίσεις 141 και 229 . Ωστόσο το εύρος τιμών ανακλαστικότητας στο οποίο καταλήγει ο συγκεκριμένο αλγόριθμος διαφέρει σημαντικά από αυτό στο οποίο κατέληξαν οι υπόλοιποι τρεις μέθοδοι. Η απεικόνιση 234 προσεγγίζει με $\Delta\rho \sim -5\%$ τις 141 & 229 στο VIS και NIR, ωστόσο στο SWIR η τιμή αυτή αυξάνεται στο -13% . Η απεικόνιση 156 εμφανίζει τις υψηλότερες τιμές $\Delta\rho$ σε σχέση με την 229.
MNM	Τα φάσματα που προέκυψαν από τον MNM παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά από τον QUAC, ωστόσο οι τιμές ανακλαστικότητας που προσδιορίστηκαν δεν είναι τόσο υψηλές. Η ταύτιση των φασμάτων που προέκυψαν κρίνεται ικανοποιητική ιδιαίτερα στο VIS και NIR, στο SWIR οι τιμές $\Delta\rho$ είναι υψηλότερες . Η καλύτερη ταύτιση παρατηρείται και σε αυτή την περίπτωση μεταξύ των απεικονίσεων 141 & 229, αντί 229 & 234.
Διάγραμμα σύγκρισης του βαθμού ταύτισης των διάφορων αλγόριθμων	
141	Στην απεικόνιση 141 παρατηρείται μεγάλη διαφορά μεταξύ των αποτελεσμάτων που προέκυψαν και από τους τέσσερις αλγόριθμους διόρθωσης, με εξαίρεση τους ATCOR & FLAASH στο NIR & SWIR. Ο QUAC, υπερεκτιμά τις τιμές ανακλαστικότητας συγκριτικά με τους άλλους τρεις αλγόριθμους με τιμές $\Delta\rho$ που αγγίζουν το $+20\%$ στο SWIR και το $\sim +13\%$ στο VIS και NIR.
156	Στην απεικόνιση 156, οι αλγόριθμοι εμφανίζουν τις μικρότερες τιμές $\Delta\rho$ συγκριτικά με όλες τις υπόλοιπες. Και σε αυτή την περίπτωση το $\Delta\rho$ παίρνει τη μέγιστη τιμή στο SWIR.
229	Για την απεικόνιση 229, ο FLAASH ταυτίζεται ικανοποιητικά με το ATCOR με μέσο $\Delta\rho = +7\%$ για όλες τις υποπεριοχές του φάσματος· ο QUAC όμως εμφανίζει τις μεγαλύτερες διαφορές ως προς το ATCOR, οι οποίες στο SWIR1 αγγίζουν το $+30\%$.
234	Στην απεικόνιση 234 παρατηρείτε εξαιρετικά καλή ταύτιση μεταξύ του ATCOR και του MNM, με τη μέγιστη μέση διαφορά να εντοπίζεται στο SWIR ($+1\%$). Οι τιμές $\Delta\rho$ που αντιστοιχούν στον QUAC διατηρούνται και σε αυτή την απεικόνιση ιδιαίτερα υψηλές ($\sim +23\%$), ενώ ο FLAASH διαφέρει ως προς το ATCOR κατά $+8\%$ περίπου.

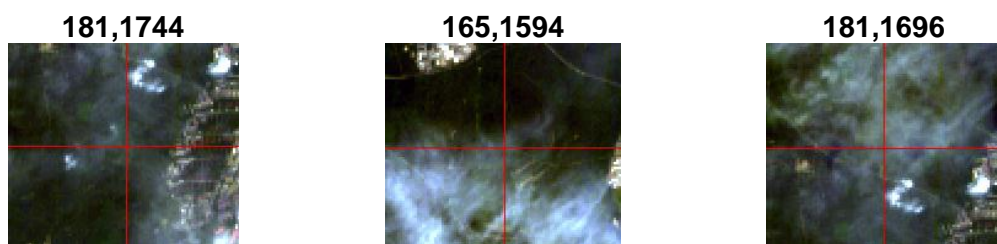
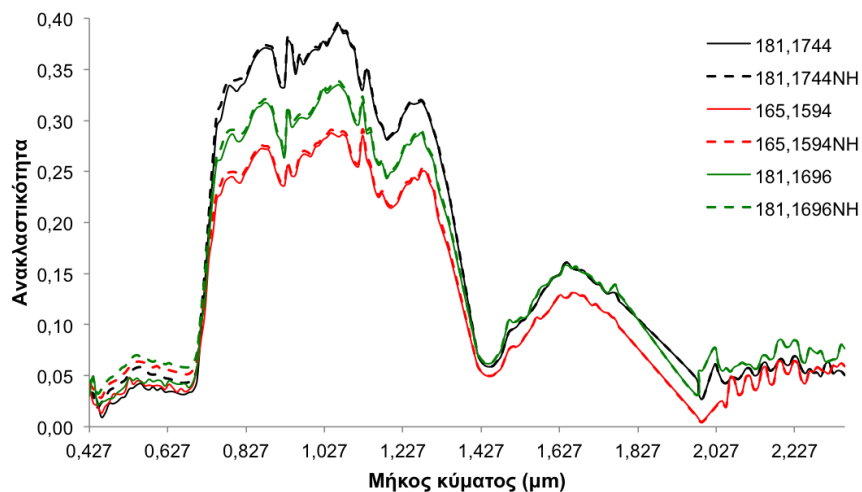
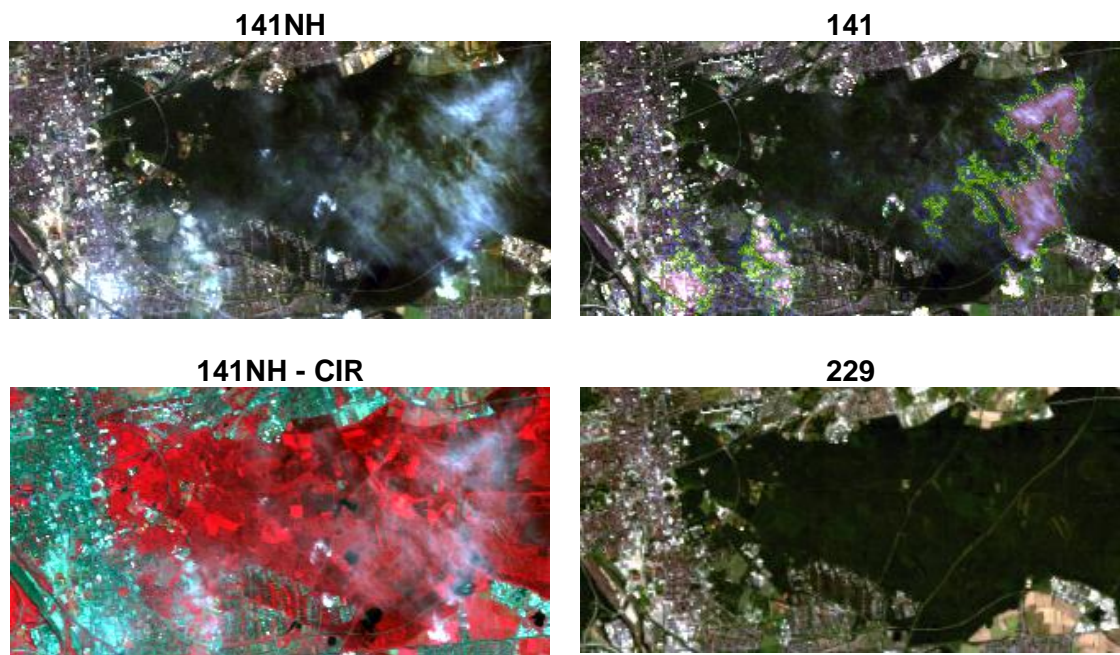
Ορισμένα γενικά συμπεράσματα που προέκυψαν από τη συγκεκριμένη εφαρμογή:

- Μια διαφορά της τάξης του $\pm 5\%$ είναι αναμενόμενη μεταξύ των διάφορων λογισμικών και σε ορισμένες περιπτώσεις και μεγαλύτερη, ωστόσο η τιμή αυτή εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από την ποιότητα των αρχικών δεδομένων και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά τη στιγμή της λήψης.
- Σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις οι τιμές ανακλαστικότητας που προέκυψαν από την εφαρμογή του αλγόριθμου QUAC, σε όλες τις υποπεριοχές του H/M φάσματος που καταγράφει ο Hyperion, ήταν **υψηλότερες** από τα υπόλοιπα λογισμικά.
- Τα δεδομένα που προέκυψαν από το ATCOR και τον MNM **ταυτίζονται αρκετά καλά μεταξύ τους** για την πλειοψηφία των στόχων και των διαφορετικών απεικονίσεων· το ίδιο ισχύει και για το ATCOR με τον FLAASH. Από αυτό συνεπάγεται πέρα από την **σχετική επιτυχία** των αλγόριθμων μεταξύ τους, ότι η χρήση χρονοσειρών με απεικονίσεις που έχουν διορθωθεί από **διαφορετικούς** αλγόριθμους είναι **δυνατή**.
- Με εξαίρεση του στόχους που απεικονίζουν υδατικές επιφάνειες και αυτόν που αποδίδει σκυρόδεμα, τα φάσματα που προέκυψαν από τις απεικονίσεις 229 και 234 **ταυτίζονται** μεταξύ τους και οι τις τιμές $\Delta\rho$ διατηρούνται σε χαμηλά επίπεδα.
- Όλοι οι αλγόριθμοι εμφανίζουν σημαντικό **θόρυβο** στην περιοχή από τα 1,488 μm έως τα 2,355 μm , δηλαδή στο SWIR.
- Σε γενικές γραμμές τα **πρότυπα** που χαρακτηρίζουν τους διάφορους στόχους, αλλά και τα διαφορετικά λογισμικά διατηρούνται στο σύνολο των δεδομένων. Παραδείγματος χάριν οι σχέσεις μεταξύ των απεικονίσεων 141, 155 και 229/234 ή μεταξύ της 229 και της 234.
- Οι **υψηλότερες τιμές $\Delta\rho$** σε σχέση με τα φάσματα που προέκυψαν από την εικόνα 229 αντιστοιχούν συνήθως στην απεικόνιση **156**· κάτι που επιβεβαιώνει την αρχική υπόθεση, ότι η συγκεκριμένη απεικόνιση θα παρουσίαζε τα μεγαλύτερα προβλήματα. Το συμπέρασμα αυτό δεν ισχύει σε ορισμένες περιπτώσεις που αφορούν προβληματικούς στόχους (στόχοι: 7 έως 10), όπου γενικά τα αποτελέσματα είναι δύσκολο να ερμηνευτούν. Σημαντικό ρόλο στα προβλήματα που παρατηρούνται στην απεικόνιση 156 παίζουν τα μη διαφανή νέφη που εντοπίζονται σε αυτήν, τα οποία αν και βρίσκονται στα άκρα της αρχικής λωρίδας λήψης (με συνέπεια να μην είναι ορατά στο τμήμα που αντιστοιχεί στην περιοχή μελέτης) επηρεάζουν την διάδοση της ακτινοβολίας στην ευρύτερη περιοχή, όπως έγινε γνωστό στο κεφάλαιο 1.
- Όλοι οι αλγόριθμοι **απέτυχαν** κατά τη διόρθωση των υδατικών επιφανειών. Τα καλύτερα αποτελέσματα στη συγκεκριμένη εφαρμογή τα έδωσε ο αλγόριθμος QUAC. Οι αλγόριθμοι FLAASH, ATCOR και MNM εμφανίζουν μια **αιχμή** κοντά στα 0,427 μm η οποία **δεν** θα έπρεπε να υπάρχει σύμφωνα με το πρότυπο φάσμα. Περαιτέρω μελέτη του συγκεκριμένου θέματος με χρήση διαφορετικού τύπου δεδομένων (CASI 550), που απεικονίζουν όμως θάλασσα, και εφαρμογή στη συνέχεια του αλγόριθμου ATCOR-4 εμφάνισε επίσης αυτό το πρόβλημα (βλέπε Κεφ. 4.2.4). Συνεπώς το συγκεκριμένο σφάλμα οφείλεται κατά πάσα πιθανότητα στο ATCOR.
- Ο FLAASH στους στόχους 7, 8 και 9 (λίμνη) κατέληξε σε **αρνητικές τιμές** ανακλαστικότητας κάτι που είναι προφανώς λάθος.
- Στους στόχους που αποδίδονται υδατικές επιφάνειες εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές $\Delta\rho$, αυτό **δεν** οδηγεί ωστόσο σε ακριβή συμπεράσματα, καθώς η τιμή του $\Delta\rho$ πρέπει να αξιολογείται λαμβάνοντας υπόψιν και το εύρος τιμών ρ που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο τμήμα του φάσματος που μελετάται. Πιο συγκεκριμένα μια τυπική τιμή $\Delta\rho = \pm 2\%$ που απαντάται για τη συγκεκριμένη κατηγορία στόχων είναι ιδιαίτερα μεγάλη, τη στιγμή που η υψηλότερη τιμή ανακλαστικότητας του φάσματος δεν ξεπερνά το 8%.
- Οι διαφορές που παρατηρούνται τόσο μεταξύ των διάφορων απεικονίσεων, για κάθε ένα αλγόριθμο διόρθωσης· όσο και των διάφορων αλγόριθμων διόρθωσης

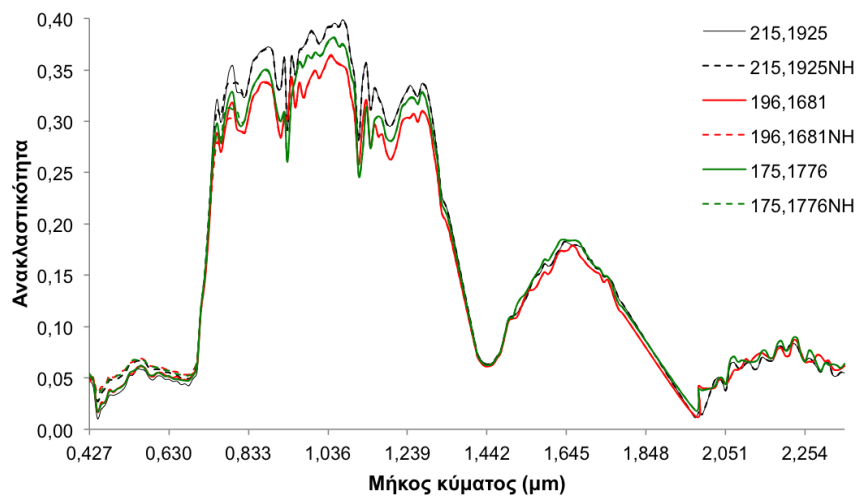
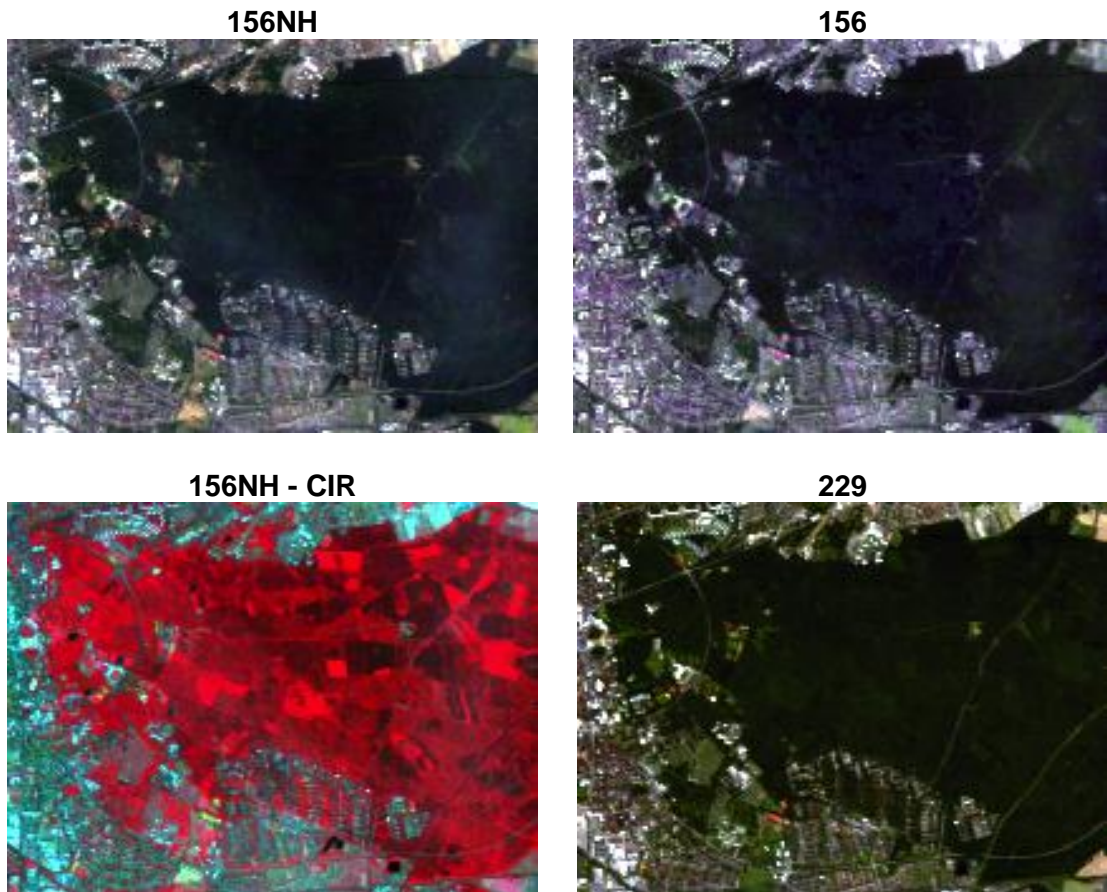
- μεταξύ τους, **εξαρτώνται** από το εύρος των τιμών ανακλαστικότητας που αντιστοιχούν στο κάθε φάσμα, δηλαδή οι ιδιαίτερα υψηλές τιμές $\Delta\rho$ παρατηρούνται στις διάφορες υποπεριοχές του H/M φάσματος, όπου αντιστοιχούν οι υψηλότερες τιμές ανακλαστικότητας για τον κάθε στόχο και αντίστροφα.
- Η αποτυχία της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στον στόχο 10 που χαρακτηρίζεται γενικά από υψηλές τιμές ανακλαστικότητας οφείλεται κατά ένα πολύ μεγάλο μέρος και στην προβληματική ραδιομετρική βαθμονόμηση του Hyperion. Το συγκεκριμένο θέμα απαιτεί περαιτέρω μελέτη, ενώ δεν είναι δυνατή η εξαγωγή συμπερασμάτων βάσει του συγκεκριμένου στόχου.
 - Γενικά **ιδιαίτερα καλή ταύτιση** παρατηρείται, μεταξύ των διάφορων φασμάτων που προέκυψαν από τις διάφορες εικόνες και τους διάφορους αλγόριθμους, στις περιοχές **VIS** και **SWIR2**, ωστόσο η συγκεκριμένη πρόταση αποτελεί άμεση συνάρτηση της αμέσως προηγούμενης, με αποτέλεσμα σε περιοχές υψηλής ανακλαστικότητας να παρατηρούνται μεγαλύτερες διαφορές.
 - Οι στόχοι που διορθώθηκαν με τη μεγαλύτερη επιτυχία από όλους τους αλγόριθμους είναι αυτοί που απεικονίζουν **βλάστηση**, τόσο όσον αφορά το σχήμα (λιγότερος θόρυβος), όσο και συγκριτικά με το πρότυπο. Ωστόσο παρατηρείται το εξής θέμα: στους στόχους 2 και 4 (φυλλοβόλο δάσος) το ATCOR και ο FLAASH αποδίδουν τις διαφορές που ήταν αναμενόμενο να υπάρχουν μεταξύ των απεικονίσεων 141,156 και 229/234, αυτό δεν ισχύει όμως για τους αλγόριθμους MNM και QUAC τα φάσματα που προκύπτουν από αυτούς **ταυτίζονται** και για τις τέσσερις απεικονίσεις, κάτι που κανονικά δεν θα έπρεπε να συμβαίνει. Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται και για τους στόχους βλάστησης 5 και 6 (δάσος ελάτης), όπου μόνο το ATCOR αποδίδει τις αναμενόμενες διαφορές μεταξύ των 141, 156 & 229/234, ο FLAASH ταυτίζει την 141 με τις 229/234, ενώ οι MNM και ο QUAC ταυτίζουν και τις τέσσερις υπογραφές όπως και προηγουμένως.
 - Κανένας αλγόριθμος **δεν** διόρθωσε επιτυχώς τις ζώνες απορρόφησης του νερού στα 1,38 μm και 1,87 μm , κάτι το οποίο ήταν αναμενόμενο. Ωστόσο σε ορισμένες περιπτώσεις απέτυχαν και στο να διορθώσουν και τις ζώνες που εντοπίζονται στα 0,94 και 1,13 μm . Γενικά την **καλύτερη** συμπεριφορά ως προς τη διόρθωση των περιοχών απορρόφησης του H_2O παρουσίασε το ATCOR και ο FLAASH. Στις περιοχές 0,94 μm και 1,13 μm δεν είναι τόσο έντονη η απορρόφηση όσο στις άλλες δύο, η επιτυχία της διόρθωσης σε αυτή την περιοχή εξαρτάται σημαντικά και από την ποιότητα των αρχικών δεδομένων στα αντίστοιχα κανάλια, καθώς οι δομές που εμφανίζονται στο διορθωμένο φάσμα και οφείλονται στη μη επιτυχή διόρθωση του κάθε στόχου παρουσιάζουν ομοιότητες σε αρκετές περιπτώσεις.
 - Ο QUAC δεν καταφέρνει να **αντισταθμίσει** τη συνεισφορά της ατμόσφαιρας σε ακτινοβολία που αντιστοιχεί στο **μπλε χρώμα** και για αυτό το λόγο παρατηρούνται διαφορές στις τιμές ανακλαστικότητας στην περιοχή του ορατού τμήματος του H/M φάσματος. Το πρόβλημα αυτό παρατηρείται και σε όλα ανεξαιρέτως τα φάσματα που αποδίδουν την ανακλαστικότητα στην TOA.
 - Στα φάσματα που αντιστοιχούν στην ανακλαστικότητα στην TOA παρατηρούνται **σημαντικά προβλήματα** σε όλες τις θέσεις απορρόφησης του H_2O . Επιπλέον στην περιοχή του VIS οι τιμές ανακλαστικότητας που προσδιορίστηκαν είναι **υπερτιμημένες**, ενώ το τελικό φάσμα περιέχει αρκετό **θόρυβο** από τις γραμμές απορρόφησης που οφείλονται στα διάφορα μόρια. Ωστόσο οι τιμές ανακλαστικότητας που αντιστοιχούν στα κανάλια που βρίσκονται σε ατμοσφαιρικά παράθυρα κρίνονται **ικανοποιητικές**.
 - Κατά γενικό κανόνα τα φάσματα που έχουν προκύψει **δεν ταυτίζονται** με τα πρότυπα, κάτι που ήταν αναμενόμενο. Παρόλα αυτά οι χαρακτηριστικές δομές επί της κάθε φασματικής καμπύλης είναι παρατηρήσιμες.
 - Ο αλγόριθμος ATCOR κατέληξε σε έγχρωμα σύνθετα με το καλύτερο **contrast**.

• **Αλγόριθμος αφαίρεσης της επίδρασης της αχλής**

Ο αλγόριθμος αφαίρεσης της αχλής εφαρμόστηκε μόνο στις απεικονίσεις 141 και 156, όπου εντοπίζονται τα διάφορα ατμοσφαιρικά φαινόμενα (νέφη και αχλή αντίστοιχα). Στα παρακάτω έγχρωμα σύνθετα παρουσιάζεται το αποτέλεσμα εφαρμογής και μη εφαρμογής του συγκεκριμένου αλγόριθμου κατά την εκτέλεση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, σε συνδυασμό με το υπέρυθρο έγχρωμο σύνθετο CIR και την απεικόνιση 229. Επιπλέον παρουσιάζονται και τα φάσματα τριών στόχων εντός αυτής της περιοχής.



Διάγραμμα 4.29 - Τα αποτελέσματα εφαρμογής του αλγόριθμου αφαίρεσης της αχλής στην απεικόνιση 141.



Διάγραμμα 4.30 - Τα αποτελέσματα εφαρμογής του αλγόριθμου αφαίρεσης της αχλής στην απεικόνιση 156.

Από τα παραπάνω δεδομένα είναι δυνατή η εξαγωγή των εξής συμπερασμάτων:

- Ο αλγόριθμος διόρθωσης της επίδρασης της αχλής πέτυχε **ικανοποιητικά** αποτελέσματα στην απεικόνιση 141, ωστόσο στην απεικόνιση 156 οι τιμές ανακλαστικότητας που προέκυψαν στις περιβάλλουσες της αχλής περιοχές, είναι υποδεέστερες σε σχέση με αυτές που προέκυψαν χωρίς την εφαρμογή της συγκεκριμένης διόρθωσης.
- Η επίδραση της αχλής στις τιμές ανακλαστικότητας εντοπίζεται κυρίως στο **ορατό** τμήμα του φάσματος κάτι που φαίνεται τόσο με την οπτική σύγκριση του φυσικού έγχρωμου σύνθετου και του σύνθετου CIR, αλλά και από τα φάσματα των διορθωμένων εικονοψηφίδων που παρουσιάζονται παρακάτω.
- Η διόρθωση που λαμβάνει χώρα είναι ουσιαστικά μια **μείωση** των τιμών ανακλαστικότητας στο **ορατό**, όπως προκύπτει από τα παραπάνω διαγράμματα.
- Ο αλγόριθμος **αποτυγχάνει** όπως ήταν αναμενόμενος στις περιοχές που καλύπτονται από **αδιαφανή** ή **ημιδιαφανή νέφη**, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται ορισμένα **τεχνουργήματα (artifacts)** σε εκείνες τις περιοχές.

4.2 Ατμοσφαιρική Διόρθωση Εναέριων Υπερφασματικών Δεδομένων

4.2.1 Περιοχές μελέτης & τηλεπισκοπικά δεδομένα



Εικόνα 4.5 - Οι περιοχές μελέτης.

Η περιοχή μελέτης (Lat.: 40° 51' 00" & Long.: 22° 38' 00"), στην οποία έγινε η αξιολόγηση της απόδοσης του ATCOR-4 σε απεικονίσεις που αποδίδουν **ξηρά**, εντοπίζεται στην **κοιλιάδα του Αξιού**, στον οικισμό Κουφάλια του νομού Θεσσαλονίκης. Η αεροφωτογράφιση καλύπτει έκταση ίση με 130 km², η περιοχή που απεικονίζεται έχει μέσο υψόμετρο 30 m, ενώ περιέχει πεδινές και χαμηλές λοφώδεις εκτάσεις. Το ανάγλυφο μπορεί να χαρακτηριστεί **ομαλό**, ενώ ο τύπος της εδαφοκάλυψης που κυριαρχεί είναι οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις. Η περιοχή μελέτης (Lat.: 37° 41' 00" & Long.: 20° 51' 20"), στην οποία έγινε η αξιολόγηση της απόδοσης του αλγόριθμου ATCOR-4 σε απεικονίσεις που αποδίδουν **θάλασσα** εντοπίζεται στον κόλπο του Λαγανά στη **Ζάκυνθο** και αποδίδει αποκλειστικά θάλασσα με μέσο βάθος 10 m.

Το κλίμα της περιοχής μελέτης στον Αξιό είναι μεσογειακό, αλλά διαθέτει και ορισμένα ηπειρωτικά χαρακτηριστικά. Τα καλοκαίρια είναι σχετικά θερμά και ξηρά, ενώ οι χειμώνες ήπιοι και υγροί. Η μέση θερμοκρασία του αέρα στην κοιλάδα του Αξιού δεν παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις και σύμφωνα με τα δεδομένα που παρατίθενται παρακάτω (Πιν. 4.16), κυμαίνεται από ~4°C το μήνα Ιανουάριο έως ~26°C το μήνα Αύγουστο. Το κλίμα της Ζακύνθου είναι ήπιο μεσογειακό με σημαντικές βροχοπτώσεις την περίοδο από το Νοέμβριο έως τον Ιανουάριο.

Πίνακας 4.16 - Τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης στην κοιλάδα του Αξιού (Περιοχή μελέτης 1) και στη Ζάκυνθο (Περιοχή μελέτης 2).

Περιοχή Μελέτης		Ιαν.	Φεβ.	Μάρ.	Απρί.	Μάιος	Ιούν.	Ιούλ.	Αύγ.	Σεπτ.	Οκτ.	Νοέμ.	Δεκ.
1	Μέση θερμ. (°C)*	4	6	8	13	19	23	25	26	20	15	10	5
	Μέση σχετική υγρασία (%)**	81	80	83	84	85	77	74	75	79	83	84	83
2	Μέση θερμ. (°C)*	11	11	13	15	19	24	26	26	23	19	16	13
	Μέση σχετική υγρασία (%)**	81	79	80	79	71	62	59	62	71	76	82	81

* Τα δεδομένα καλύπτουν την περίοδο 1997-2000, για το μετεωρολογικό σταθμό του ΕΘ.Ι.ΑΓ.Ε στην περιοχή του Γαλλικού.

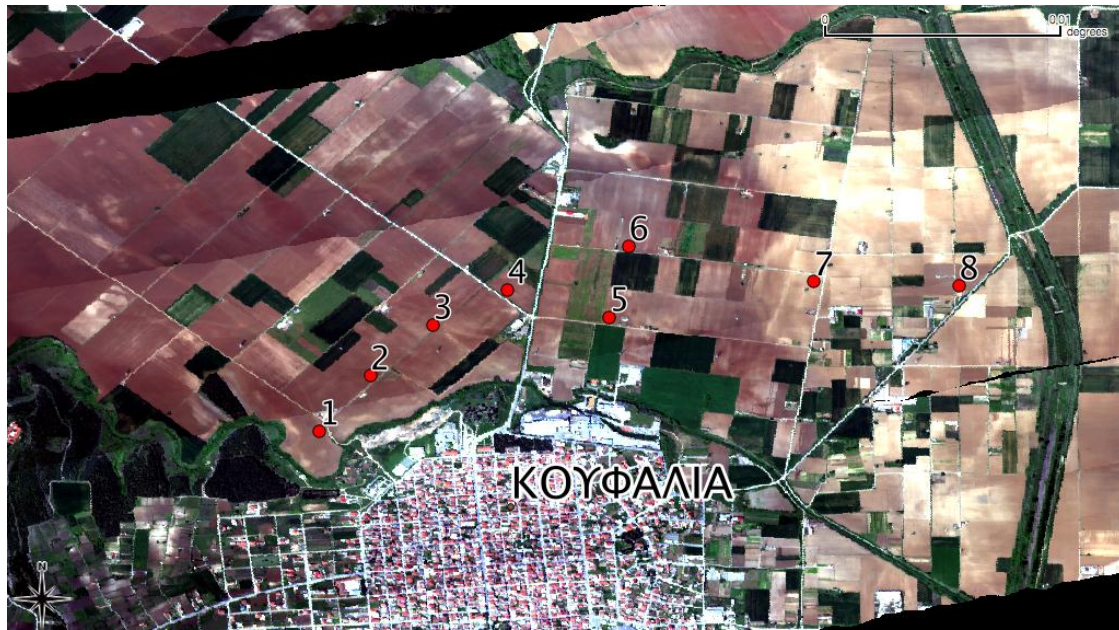
**Τα δεδομένα αντιστοιχούν σε μια χρονοσειρά 21 ετών για την περιοχή της Θεσσαλονίκης.

Πηγή: ΕΘ.Ι.ΑΓ.Ε., weatherbase.com & lakenak.sourceforge.net

Τα υπερφασματικά τηλεπισκοπικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στη ξηρά και στη θάλασσα λήφθηκαν με χρήση του αερομεταφερόμενου δέκτη CASI-550. Η πτήση στην κοιλάδα του Αξιού έγινε στις 23 Απριλίου του 2012, ενώ στον κόλπο του Λαγανά στη Ζάκυνθο στις 14 Δεκεμβρίου του 2011. Κατά την υλοποίηση και των δύο λήψεων εντοπίζονταν στην ατμόσφαιρα χαμηλά

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

αδιαφανή νέφη. Στη Ζάκυνθο η ατμόσφαιρα ήταν πιο επιβαρυσμένη, ενώ τα νέφη απεικονίζονται και στα τηλεπισκοπικά δεδομένα, κάτι που δεν συμβαίνει στην απεικόνιση του Αξιού· κατά συνέπεια και στις δύο απεικονίσεις εντοπίζονται σκιές. Το υψόμετρο πτήσης στην κοιλάδα του Αξιού ήταν ίσο με 1,97 km, ενώ στη Ζάκυνθο ίσο με 2,16 km και η χωρική ανάλυση των απεικονίσεων είναι ίση με 2,5 και 4 m αντίστοιχα. Παράλληλα με την πτήση και στις δύο περιπτώσεις έγιναν επίγειες μετρήσεις με χρήση του ραδιόμετρου GER-1500, βάσει των οποίων έγινε η αξιολόγηση της απόδοσης του αλγόριθμου ατμοσφαιρικής διόρθωσης ATCOR-4. Οι θέσεις στις οποίες έγιναν μετρήσεις απεικονίζονται στις εικόνες 4.6 και 4.7.



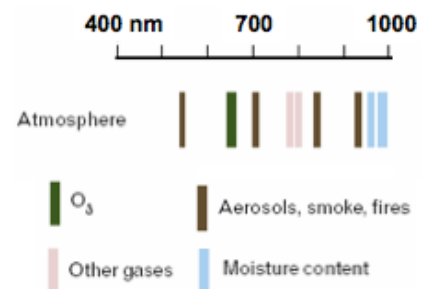
Εικόνα 4.6 - Η περιοχή μελέτης στην κοιλάδα του Αξιού.



Εικόνα 4.7 - Η περιοχή μελέτης στη Ζάκυνθο.

4.2.2 Γενικά χαρακτηριστικά του δέκτη CASI-550

Ο CASI-550 (Compact Airborne Spectrographic Imager) είναι ένας αερομεταφερόμενος pushbroom υπερφασματικός δέκτης, ο οποίος καταγράφει στην ορατή και εγγύς υπέρυθρη (VNIR) περιοχή του Η/Μ φάσματος. Ο συγκεκριμένος δέκτης παρέχει τη δυνατότητα προγραμματισμού του αριθμού των καναλιών στα οποία θα καταγράψει, με μέγιστο αριθμό αυτών, τα 288. Η φασματική κάλυψη είναι συνεχής και αντιστοιχεί σε ένα φασματικό εύρος 0,545 μm , στη φασματική περιοχή από τα 0,4 έως τα 1,0 μm . Το ολικό οπτικό πεδίο (total FOV) του δέκτη είναι ίσο με 40°,4 ενώ το στιγμιαίο (IFOV) με 1,34 mrad. Η χωρική ανάλυση του δέκτη κατά την κατά πλάτος διεύθυνση (across-track direction) εξαρτάται από το υψόμετρο πτήσης, ενώ η διάσταση που αντιστοιχεί στην κατά μήκος διεύθυνση (along-track direction) από την ταχύτητα πτήσης και το χρόνο ολοκλήρωσης της σάρωσης κάθε γραμμής (integration time). Η μονάδα μέτρησης της καταγραφόμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας είναι τα $\mu\text{W cm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{nm}^{-1}$. Επιπλέον, οι απεικονίσεις του CASI περιέχουν σφάλματα εξαιτίας του φαινομένου spectral smile, κάτι που καθιστά τη διόρθωσή του σημαντική πριν την εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.



Διάγραμμα 4.31 - Οι θέσεις απορρόφησης επί του φάσματος που καταγράφει ο CASI (Πηγή: Kawishar, 2007).

Πίνακας 4.17 - Γενικά χαρακτηριστικά του CASI-550.

Φασματική Περιοχή	Χωρική Ανάλυση*	Φασματική Ανάλυση**	Φασματική Κάλυψη	Αριθμός Καναλιών
0,4 – 1,0 μm	0,5 έως 10 m	2,2 nm	Συνεχής	έως 288

*Εξαρτάται από το ύψος πτήσης.

**Διαφέρει ανάλογα με τον αριθμό καναλιών που έχει επιλεγεί.

Ο δέκτης συνδέεται με σύστημα πλοήγησης και αδρανειακό σύστημα, για την ακριβή γεωμετρική διόρθωση των απεικονίσεων που λαμβάνει· ενώ είναι δυνατή η καταγραφή της καθοδικής έντασης της ακτινοβολίας, μέσω του συστήματος ILS, που καθιστά δυνατή την ατμοσφαιρική διόρθωση των τηλεπισκοπικών δεδομένων.

Οι υπερφασματικές απεικονίσεις που θα χρησιμοποιηθούν στο πλαίσιο της συγκεκριμένης εργασίας περιέχουν 95 κανάλια¹³¹ (Πιν. 4.19), το FWHM είναι ίσο με 2,9 nm και είναι ήδη ραδιομετρικά διορθωμένες, με μέγεθος εδαφοψηφίδας ίσο με 2 m· ενώ θα συνδυαστούν με επίγειες μετρήσεις από το φασματοραδιόμετρο GER 1500 που έγιναν παράλληλα με την πτήση.

• Φασματοραδιόμετρο GER 1500

Το φασματοραδιόμετρο GER 1500 είναι ένα φορητό φασματοραδιόμετρο πεδίου, το οποίο καλύπτει την περιοχή του Η/Μ φάσματος από τα 0,280 έως τα 1,050 μm σε 512 φασματικά κανάλια. Το διάστημα αυτό αντιστοιχεί σε μήκη κύματος στην υπεριώδη (UV), στην ορατή και στην εγγύς υπέρυθρη ακτινοβολία (VNIR).

¹³¹ Η λήψη των απεικονίσεων έγινε για 96 συνεχή κανάλια, αλλά το κανάλι 20 στα 0,529 μm παρουσίαζε μια παράλληλη μετατόπιση ως προς την κατά πλάτος διεύθυνση και αφαιρέθηκε.

Πίνακας 4.18 - Γενικά 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°

*Ανάλογα με το φακό.

Πίνακας 4.19 - Τα κανάλια που περιέχει κάθε υπερφασματική απεικόνιση του CASI για την περιοχή του Αξιού.

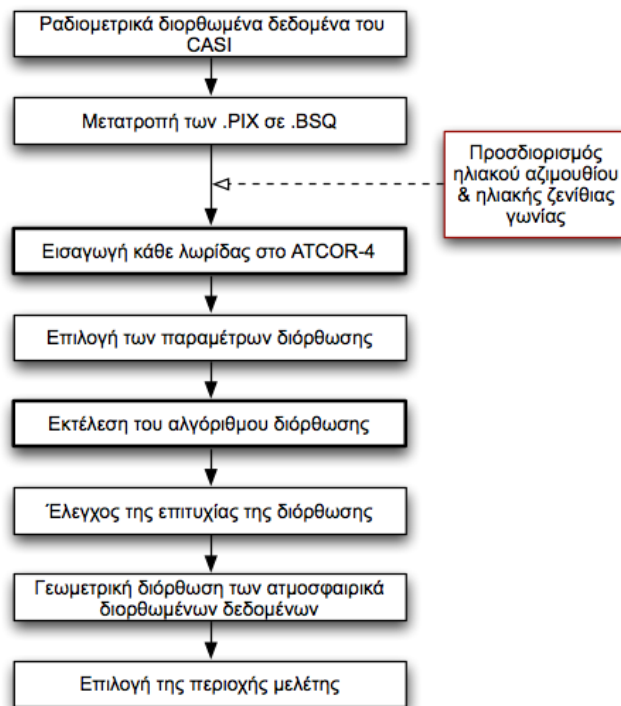
α/α	λ (μm)	α/α	λ (μm)	α/α	λ (μm)	α/α	λ (μm)	α/α	λ (μm)
1	0,421	21	0,563	41	0,705	61	0,850	81	0,450
2	0,455	22	0,598	42	0,740	62	0,885	82	0,484
3	0,490	23	0,632	43	0,774	63	0,921	83	0,518
4	0,524	24	0,666	44	0,809	64	0,957	84	0,552
5	0,558	25	0,700	45	0,844	65	0,444	85	0,586
6	0,592	26	0,734	46	0,879	66	0,478	86	0,620
7	0,626	27	0,769	47	0,915	67	0,512	87	0,654
8	0,660	28	0,803	48	0,951	68	0,546	88	0,688
9	0,694	29	0,838	49	0,438	69	0,580	89	0,723
10	0,728	30	0,873	50	0,472	70	0,615	90	0,757
11	0,763	31	0,909	51	0,507	71	0,649	91	0,792
12	0,797	32	0,945	52	0,541	72	0,683	92	0,826
13	0,832	33	0,432	53	0,575	73	0,717	93	0,862
14	0,867	34	0,467	54	0,609	74	0,751	94	0,897
15	0,903	35	0,501	55	0,643	75	0,786	95	0,933
16	0,939	36	0,535	56	0,677	76	0,821	96	0,969
17	0,427	37	0,569	57	0,711	77	0,856		
18	0,461	38	0,603	58	0,746	78	0,891		
19	0,495	39	0,637	59	0,780	79	0,927		
20*	0,529	40	0,671	60	0,815	80	0,963		

*Το κανάλι 20 παρουσίαζε μια παράλληλη μετατόπιση ως προς την κατά πλάτος διεύθυνση και αφαιρέθηκε.

4.2.3 Μεθοδολογία - Εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης

Η διαδικασία διόρθωσης με χρήση του λογισμικού ATCOR-4 και τα στάδια επεξεργασίας των απεικονίσεων του δέκτη CASI παρουσιάζονται στο διάγραμμα 4.32. Τα συγκεκριμένα βήματα και η σειρά εκτέλεσής τους είναι κοινή για τα αρχεία δεδομένων και των δύο περιοχών μελέτης.

Η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης εκτελέστηκε στα ραδιομετρικά διορθωμένα δεδομένα του δέκτη και δεν συμπεριλαμβάνει τη διόρθωση του φαινομένου «spectral smile». Πριν την εισαγωγή της εικόνας στο λογισμικό ATCOR-4 έγινε ο προσδιορισμός των παραμέτρων που περιγράφουν τη γεωμετρία φωτισμού και χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου. Πιο συγκεκριμένα ο χρήστης πρέπει να γνωρίζει εκ των προτέρων την ηλιακή ζενίθια γωνία, το αζιμούθιο του ηλίου, το αζιμούθιο του δέκτη, την ώρα λήψης, τις γεωγραφικές συντεταγμένες της περιοχής μελέτης και το μέσο υψόμετρο αυτής.



Όπως έχει ήδη αναφερθεί, το **Διάγραμμα 4.32** - Η ροή των αλγορίθμων για τη διόρθωση μιας απεικόνισης του δέκτη CASI στο ATCOR-4.

αερομεταφερόμενους δέκτες. Η κύρια διαφορά μεταξύ του συγκεκριμένου αλγόριθμου και αυτού που αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο (ATCOR-2/3), είναι ότι συμπεριλαμβάνει στις εξισώσεις της διόρθωσης, τη γωνία σάρωσης που αντιστοιχεί σε κάθε εικονοψηφίδα κάθε στήλης της απεικόνισης. Η γωνία σάρωσης εξαρτάται από το οπτικό πεδίο του δέκτη και για την αποφυγή εισαγωγής σφαλμάτων από το λανθασμένο ορισμό της εξαιτίας της μεταβολής της αρχικής γεωμετρίας, η ατμοσφαιρική διόρθωση εκτελέστηκε σε μη γεωμετρικά διορθωμένα δεδομένα. Παρομοίως με την εφαρμογή στο δέκτη Hyperion, η εκτέλεση του αλγόριθμου ατμοσφαιρικής διόρθωσης έγινε σε ολόκληρη τη λωρίδα λήψης, θεωρώντας ότι το ανάγλυφο είναι ομαλό.

Οι παράμετροι που επιλέχθηκαν τελικά παρουσιάζονται στον πίνακα 4.20. Η εκτέλεση των αλγορίθμων διόρθωσης για την κοιλάδα του Αξιού έγινε για αρχική τιμή ορατότητας ίση με 25 km, ενώ για τη Ζάκυνθο για τιμή 80 km, γιατί διαφορετικά, εξαιτίας της χαμηλής ανακλαστικότητας που χαρακτηρίζει τις υδατικές επιφάνειες, η διόρθωση θα κατέληγε σε μεγάλο αριθμό εικονοψηφίδων με αρνητικές τιμές ανακλαστικότητας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Πίνακας 4.20 - Οι παράμετροι διόρθωσης για τις απεικονίσεις του δέκτη CASI-550 στο ATCOR-4.

ΨΑ	Περιοχή	Ωρα (UTC)	Ηλιακό Az (deg)	θ ₀ (deg)	Υψόμετρο πτήσης (km)	Προφίλ aerosols	Αρχική εκτίμηση	
							VIS (km)	ων (cm)
123952	Αξιός	11:39:52	214,1	32,3	1,97	Rural	25	2,0
112216	Ζάκυνθος	11:22:16	214,7	52,7	2,16	Maritime	80	1,0
113829	Ζάκυνθος	11:38:29	218,4	54,9	2,16	Maritime	80	1,0

Η υλοποίηση της ατμοσφαιρικής έγινε για σταθερή τιμή ορατότητας για όλες τις εικονοψηφίδες και μεταβλητή τιμή της στήλης των υδρατμών. Η εκτέλεση του αλγόριθμου προσδιορισμού της στήλης των υδρατμών (Κεφ. 3.2.2.9) έγινε στην περιοχή απορρόφησης του νερού στα 0,94 μm. Μετά την εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης έγινε εφαρμογή μιας μεθόδου φασματικής ομαλοποίησης (spectral polishing) για το διορθωμένο φάσμα ανακλαστικότητας και έλεγχος των στατιστικών χαρακτηριστικών του τελικού αποτελέσματος.

4.2.4 Αξιολόγηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης

Ο στόχος της συγκεκριμένης εφαρμογής είναι η αξιολόγηση της απόδοσης της ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε υπερφασματικά αερομεταφερόμενα δεδομένα υψηλής χωρικής ανάλυσης για απεικονίσεις που αποδίδουν αποκλειστικά ξηρά ή θάλασσα. Η αξιολόγηση της απόδοσης του λογισμικού ATCOR-4 για τα υπερφασματικά δεδομένα του δέκτη CASI-550, έγινε με χρήση επίγειων ραδιομετρικών μετρήσεων, η εκτέλεση των οποίων έγινε με το όργανο GER-1500. Η διεξαγωγή των μετρήσεων έγινε παράλληλα με την πτήση και για τις δύο περιοχές μελέτης, ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση των τελικών αποτελεσμάτων και η εξαγωγή ακριβούς συμπερασμάτων.

Στην απεικόνιση της κοιλάδας του Αξιού περιέχονται συνολικά επτά θέσεις δειγματοληψίας (Εικ. 4.6), οι οποίες αντιστοιχούν σε γυμνό έδαφος αγροτικής χρήσης, ενώ στη Ζάκυνθο (Εικ. 4.7) δύο θέσεις που αντιστοιχούν σε νερό και μια που αντιστοιχεί σε πετρέλαιο. Για κάθε θέση δειγματοληψίας στην κοιλάδα του Αξιού, έγινε η λήψη με το ραδιόμετρο περισσότερων των μια μετρήσεων, σε μια περιοχή που ανταποκρίνεται στο μέγεθος της εδαφοψηφίδας (2×2 m) της απεικόνισης. Για την περιοχή της Ζακύνθου ωστόσο, δεν ήταν δυνατόν να γίνουν μετρήσεις σε περισσότερα του ενός σημείου σε κάθε θέση δειγματοληψίας.

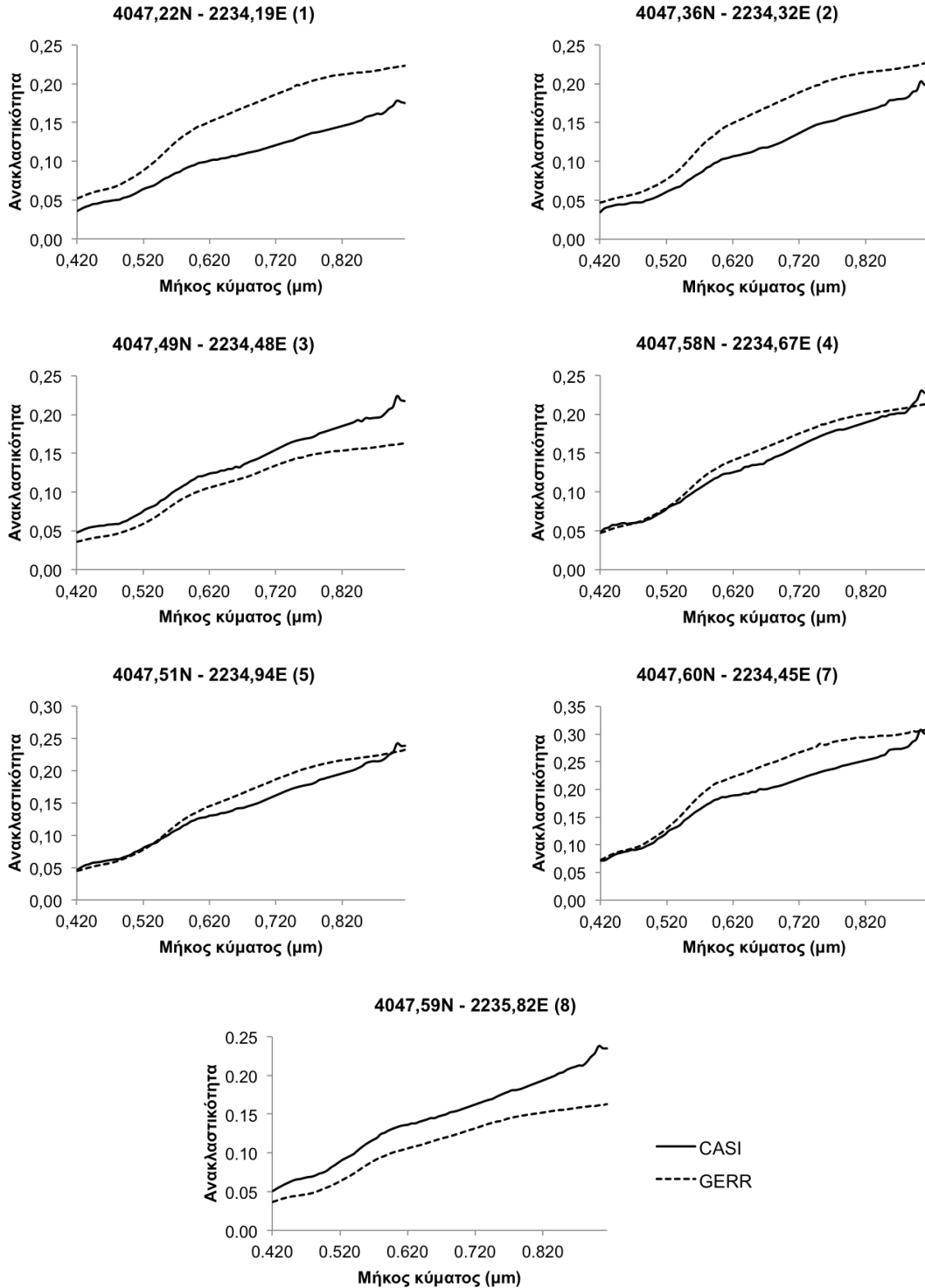
Η διαδικασία προετοιμασίας των φασματικών υπογραφών που προέκυψαν από το ραδιόμετρο GER-1500 ήταν κοινή για όλες τις θέσεις λήψης και των δυο περιοχών. Αρχικά έγινε οπτικός έλεγχος των φασματικών υπογραφών και αφαίρεση όσων παρουσίαζαν σφάλματα. Στη συνέχεια έγινε ο υπολογισμός της φασματικής υπογραφής που αντιστοιχεί στο μέσο όρο των μετρήσεων για κάθε μια θέση λήψης και τέλος η αναδειγματοληψία κάθε μετρημένου φάσματος ανακλαστικότητας, λαμβάνοντας υπόψιν τη φασματική κάλυψη και ανάλυση του δέκτη CASI-550, ώστε τα τελικά μετρημένα με το GER-1500 φάσματα ανακλαστικότητας, να είναι συγκρίσιμα με αυτά που προέκυψαν από την τηλεπισκοπική απεικόνιση. Τα φάσματα ανακλαστικότητας που υπολογίστηκαν από τις ατμοσφαιρικά διορθωμένες απεικονίσεις αντιστοιχούν σε μια επιφάνεια 7,5×7,5 m (3×3 pixels) για την περιοχή μελέτης στην κοιλάδα του Αξιού και σε μια επιφάνεια 4×4 m για τη Ζάκυνθο. Η διαφορά στη χωρική ανάλυση που υπάρχει ανάμεσα στα δεδομένα του αερομεταφερόμενου δέκτη και στο ραδιόμετρο εισάγει σφάλματα στην τελική αξιολόγηση· ωστόσο για την περίπτωση του Αξιού η αβεβαιότητα που προκύπτει δεν είναι τόσο σημαντική, όσο στην περίπτωση της Ζακύνθου.

Παράλληλα με τη σύγκριση των φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις με αυτά από τις επίγειες μετρήσεις, έγινε και σύγκριση των φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν μετά την ατμοσφαιρική διόρθωση για τα ομόλογα σημεία που απεικονίζονται στο επικαλυπτόμενο τμήμα δύο γειτονικών λωρίδων λήψης. Η αξιολόγηση της απόδοσης του αλγόριθμου με τη συγκεκριμένη μέθοδο ήταν δυνατή μόνο στις τηλεπισκοπικές απεικονίσεις από την κοιλάδα του Αξιού. Οι στόχοι που επιλέχθηκαν κάλυπταν όλο το μήκος του επικαλυπτόμενου και αντιστοιχούν σε τρεις διαφορετικές κατηγορίες εδαφοκάλυψης (γυμνό έδαφος (3-6), καλλιέργειες (1,2) και δένδρα (7,8)).

Στα διαγράμματα που παραθέτονται στις επόμενες σελίδες γίνεται η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της αξιολόγησης, αρχικά για την κοιλάδα του Αξιού και στη συνέχεια για την περιοχή μελέτης στη Ζάκυνθο. Στο διάγραμμα 4.33 παρουσιάζεται η σύγκριση των ατμοσφαιρικά διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας από την τηλεπισκοπική απεικόνιση στην κοιλάδα του Αξιού, με αυτά που προέκυψαν, για τις αντίστοιχες θέσεις, από τις επίγειες ραδιομετρικές μετρήσεις. Στη συνέχεια στο διάγραμμα 4.34 παρουσιάζεται η σύγκριση του διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας και του μη διορθωμένου φάσματος ραδιομετρικής λαμπρότητας των ομόλογων σημείων που βρίσκονται στο επικαλυπτόμενο τμήμα δύο γειτονικών λωρίδων λήψης για τις

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

απεικονίσεις από την κοιλάδα του Αξιού. Και τέλος στο διάγραμμα 4.35 παρουσιάζεται η αξιολόγηση της απόδοσης της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στη θαλάσσια περιοχή της Ζακυνθου, με τη σύγκριση των φασμάτων από τον αερομεταφερόμενο δέκτη, το ραδιόμετρο και πρότυπων φασματικών υπογραφών που προέκυψαν από μετρήσεις του Εργαστηρίου Τηλεπισκόπησης του Ε.Μ.Πολυτεχνείου.

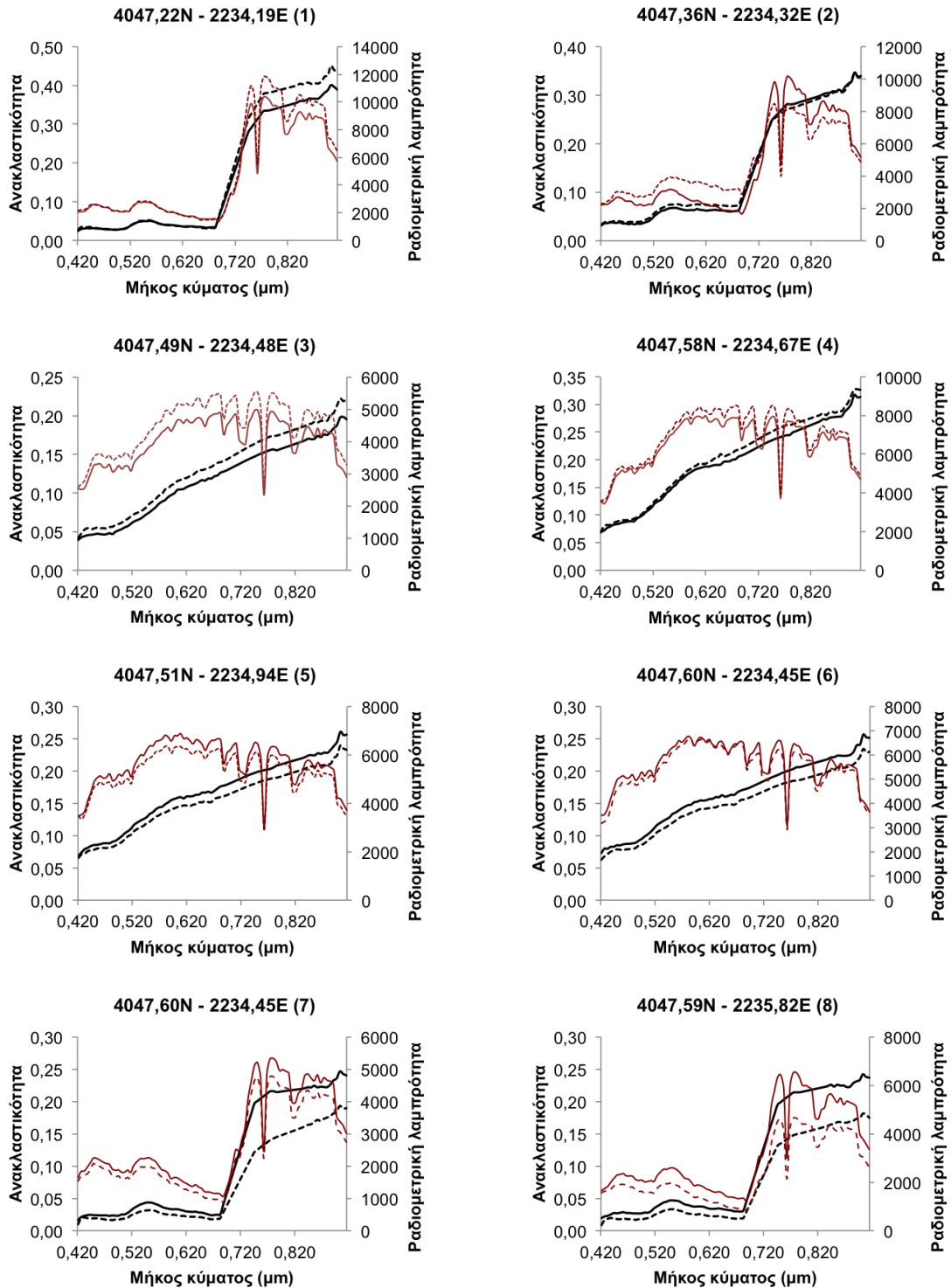


Διάγραμμα 4.33 - Η σύγκριση των ατμοσφαιρικά διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από την απεικόνιση της κοιλάδας του Αξιού για στόχους που απεικονίζουν γυμνό έδαφος, με τις επίγειες μετρήσεις.

Τα συμπεράσματα που προκύπτουν μετά την αξιολόγηση (Διάγ. 4.33) της ατμοσφαιρικής διόρθωσης με χρήση ραδιομετρικών μετρήσεων για την τηλεπισκοπική απεικόνιση που αντιστοιχεί στην κοιλάδα του Αξίου είναι τα παρακάτω:

- Τα αποτελέσματα κρίνονται αρκετά καλά, με εξαίρεση αυτά που αντιστοιχούν στη θέση 1 και 2, τα οποία ωστόσο μπορούν να θεωρηθούν ικανοποιητικά. Η μέση διαφορά μεταξύ των τιμών ανακλαστικότητας από την απεικόνιση και τις επίγειες μετρήσεις είναι $\pm 2-3\%$, ενώ η μέγιστη τιμή δε ξεπερνά το 6-7%.
- Στις θέσεις 3, 4 και 5 παρατηρείται εξαιρετικά καλή ταύτιση τόσο όσον αφορά το σχήμα όσο και τις τιμές ανακλαστικότητας, κάτι που δείχνει την επιτυχία της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.
- Σε όλες τις περιπτώσεις η καλύτερη ταύτιση παρατηρείται στα μήκη κύματος που αντιστοιχούν στο ορατό τμήμα του Η/Μ φάσματος, ενώ οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στο εγγύς υπέρυθρο.
- Η καλή ταύτιση στο ορατό υποδεικνύει την σωστή αντιμετώπιση του φαινομένου της σκέδασης από το λογισμικό ATCOR-4.
- Το σχήμα της φασματικής καμπύλης ακολουθεί το ίδιο πρότυπο μεταξύ των δεδομένων.
- Δεν παρατηρούνται αιχμές επί των φασματικών καμπυλών που να υποδηλώνουν την προβληματική αντιμετώπιση της απορρόφησης ορισμένων αερίων ή αερολυμάτων.
- Δεν ήταν δυνατή η εξαγωγή συμπερασμάτων για τον τρόπο με τον οποίο επιδρά η γωνία σάρωση. Αν και οι θέσεις δειγματοληψίας καλύπτουν όλες τις δυνατές περιπτώσεις (στα άκρα και στο ναδίρ επί της απεικόνισης), δεν ήταν δυνατή η παρατήρηση κάποιου κανόνα ως προς την επιτυχία της διόρθωσης, παραδείγματος χάριν ότι τα φάσματα που εντοπίζονται κοντά στο ναδίρ της λήψης ταυτίζονται σε μεγαλύτερο βαθμό απ' ό,τι αυτά στα άκρα της κάθε λωρίδας. Αυτό μπορεί να συμβαίνει για δύο λόγους είτε το ATCOR διορθώνει πλήρως την επίδραση της γωνίας σάρωσης και οι διαφορές που παρατηρούνται οφείλονται μόνο σε ατελή διόρθωση της επίδρασης της ατμόσφαιρας, ή η επίδραση της γωνίας σάρωσης υπερκεράζεται από τα σφάλματα που οφείλονται στην επίδραση της ατμόσφαιρας.
- Δοκιμές με εφαρμογή και της διόρθωσης για τη BRDF έδειξαν ότι οι τιμές ανακλαστικότητας παρουσιάζουν μια μικρή αύξηση, συνεπώς η ταύτιση των δεδομένων για τις θέσεις 1 και 2 θα βελτιωθεί.
- Η διαφορά στη χωρική ανάλυση των δύο οργάνων συμβάλλει στη μη ταύτιση των αντίστοιχων φασμάτων μεταξύ τους.
- Διαφορές στην κατάσταση του εδάφους (π.χ αν είναι οργωμένο ή όχι), επηρεάζουν το ανάγλυφο του κάθε στόχου, με συνέπεια τυχόν σκίες που εμφανίζονται να εντείνουν τη διαφορά μεταξύ των αντίστοιχων φασμάτων ανακλαστικότητας από τον αερομεταφερόμενο δέκτη και το ραδιόμετρο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

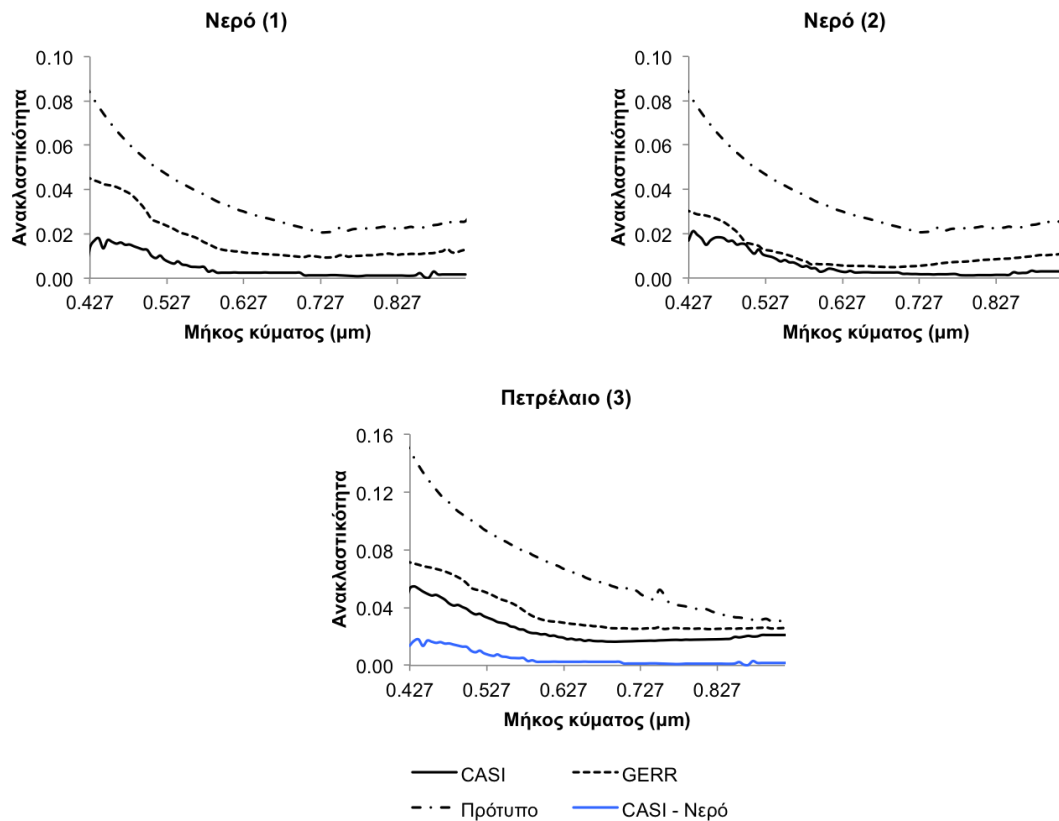


Διάγραμμα 4.34 - Η σύγκριση των διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας (μαύρο χρώμα) και των μη διορθωμένων φασμάτων ραδιομετρικής λαμπρότητας (κόκκινο χρώμα) για τις ομόλογες εικονοηφίδες δυο γειτονικών επικαλυπτόμενων λωρίδων. Η μονάδα μέτρησης της ραδιομετρικής λαμπρότητας του δέκτη CASI-550 είναι τα $\mu W cm^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$.

Η σύγκριση των ομόλογων σημείων επί του επικαλυπτόμενου (Διάγ. 4.34) συμβάλει σημαντικά στην αξιολόγηση της επιτυχίας της ατμοσφαιρικής διόρθωσης και της συμπεριφοράς του αλγόριθμου ATCOR-4. Έχοντας ως βάση ότι δεν θα πρέπει να παρατηρούνται διαφορές στο φάσμα ανακλαστικότητας μεταξύ των αντίστοιχων εικονοψηφίδων, με εξαίρεση τους μη σταθερούς στόχους π.χ τις φυλλωσιές των δένδρων, είναι δυνατή η εξαγωγή πολύτιμων συμπερασμάτων για τις αδυναμίες του αλγόριθμου. Πιο συγκεκριμένα από τη μελέτη του διαγράμματος 4.34 προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- Η ταύτιση των φασμάτων ανακλαστικότητας μεταξύ των γειτονικών λωρίδων λήψης είναι εξαιρετικά καλή στους στόχους που αποδίδουν έδαφος (3, 4, 5 & 6) με διαφορές που δεν ξεπερνούν το 1-2%.
- Στους στόχους που αντιστοιχούν σε καλλιέργειες (1 & 2) παρατηρείται καλή ταύτιση για τον πρώτο με εξαίρεση το εγγύς υπέρυθρο που το $\Delta\rho$ αγγίζει το ~3%, κάτι που δεν ισχύει για το στόχο 2 στον οποίο η ταύτιση είναι τέλεια.
- Τα χειρότερα αποτελέσματα αντιστοιχούν στους στόχους 7 και 8 που αποδίδουν δένδρα. Οι μέγιστες διαφορές εντοπίζονται στο εγγύς υπέρυθρο, όπου παρατηρείται η μέγιστη ανάκλαση, και αγγίζουν το 5-6%. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν ήταν αναμενόμενο εξαιτίας της φύσης του στόχου που δεν μπορεί να θεωρηθεί σταθερός.
- Κατά γενικό κανόνα οι μικροδιαφορές που παρατηρούνται κατά τη σύγκριση των ομόλογων φασμάτων ραδιομετρικής λαμπρότητας παρατηρούνται και στα αντίστοιχα φάσματα ανακλαστικότητας ακολουθώντας το ίδιο πρότυπο. Οι διαφορές αυτές κανονικά θα έπρεπε να μην παρατηρούνται μετά την υλοποίηση της ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Εξαίρεση αποτελούν ο στόχος 2 στον οποίο οι διαφορές μεταξύ των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας που οφείλονταν στην επίδραση της ατμόσφαιρας διορθώθηκαν με απόλυτη αποτυχία και ο στόχος 7 στον οποίο τα φάσματα ραδιομετρικής λαμπρότητας παρουσιάζουν καλύτερη ταύτιση απ' ό,τι τα φάσματα ανακλαστικότητας κάτι που υποδηλώνει την αποτυχία της διόρθωσης.
- Η καλύτερη ταύτιση παρατηρείται στο ορατό, κάτι που ενισχύει το προηγούμενο συμπέρασμα για την καλή αντιμετώπιση της σκέδασης από το ATCOR-4.
- Δεν παρατηρούνται αιχμές επί της φασματικών καμπυλών που να υποδηλώνουν την προβληματική αντιμετώπιση της απορρόφησης ορισμένων αερίων ή αερολυμάτων.
- Οι στόχοι που επιλέχθηκαν βρίσκονται όλοι στα άκρα των λωρίδων λήψης συνεπώς η επίδραση της γωνίας σάρωσης και η μη διόρθωση της BRDF και του spectral smile πρέπει να ληφθεί υπόψιν κατά την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Επιπλέον, σφάλματα εισάγονται και από τη μη ακριβή απόδοση της ίδιας περιοχής σε κάθε μια από τις ομόλογες εικονοψηφίδες, τη διαφορετική διεύθυνση πτήσης αλλά και από τη χρονική υστέρηση μεταξύ των δύο λήψεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4



Διάγραμμα 4.35 - Η σύγκριση των ατμοσφαιρικά διορθωμένων φασμάτων ανακλαστικότητας που προέκυψαν από την απεικόνιση της Ζακύνθου, με τις επίγειες μετρήσεις και τα εργαστηριακά δεδομένα.

Τέλος η αξιολόγηση της απόδοσης της ατμοσφαιρικής διόρθωσης πάνω από θάλασσα (Διάγ. 4.35) κατέληξε σε δυσερμήνευτα αποτελέσματα τόσο εξαιτίας των προβλημάτων στην αντιμετώπιση του συγκεκριμένου θέματος από τους αλγόριθμους διόρθωσης, όσο και της φύσης των στόχων και των προβλημάτων που δημιουργούν στις επίγειες ραδιομετρικές μετρήσεις. Συνολικά μελετήθηκαν τρεις στόχοι οι δύο (1 & 2) αποδίδουν νερό και ο τρίτος (3) πετρέλαιο σε επιφάνεια θαλάσσης. Η αξιολόγηση οδήγησε στα εξής συμπεράσματα:

- Η διόρθωση στο νερό παρουσιάζει ιδιαίτερα προβλήματα, ωστόσο η απόδοση του λογισμικού ήταν ικανοποιητική.
- Οι διαφορές μεταξύ των φασμάτων ανακλαστικότητας από την απεικόνιση και των επίγειων μετρήσεων είναι μικρές ($\pm 1-2\%$), ωστόσο είναι δυσανάλογες του εύρους τιμών που αντιστοιχούν στο συγκεκριμένο είδος.
- Η διόρθωση της πετρελαιοκηλίδας είναι αρκετά πιο επιτυχημένη, από αυτή του νερού.
- Οι ραδιομετρικές μετρήσεις, λόγω του ευμετάβλητου περιβάλλοντος στο οποίο λήφθηκαν (επιφάνειας διαταγμένης θάλασσας) παρουσίαζαν μεταξύ τους αποκλίσεις, με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η εξαγωγή ακριβών συμπερασμάτων ως προς την αξιολόγηση του ATCOR-4.
- Η διάκριση των φασματικών υπογραφών που αντιστοιχούν σε πετρέλαιο και σε αυτές που αντιστοιχούν σε νερό είναι δυνατή.
- Η καλύτερη ταύτιση μεταξύ των φασμάτων παρατηρείται στο εγγύς υπέρυθρο κάτω που είναι λογικό, λαμβάνοντας υπόψιν της φύσης των στόχων.
- Στο ορατό τμήμα παρατηρούνται ορισμένες αιχμές οι οποίες οφείλονται και στην ατμοσφαιρική διόρθωση.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα ειδικά συμπεράσματα που προέκυψαν από την πρακτική εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε υπερφασματικά δεδομένα, όπως και αυτά που αφορούσαν τη θεωρία παρουσιάστηκαν στα αντίστοιχα κεφάλαια. Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει αναφορά στα γενικά συμπεράσματα που απορρέουν μέσα από την ολοκληρωμένη μελέτη του συγκεκριμένου θέματος, λαμβάνοντας υπόψιν τόσο τη θεωρία (ατμοσφαιρική φυσική & χημεία, ατμοσφαιρική μοντελοποίηση και τεχνικές επεξεργασίας της εικόνας) όσο και τα αποτελέσματα της πρακτικής εφαρμογής αυτού του τύπου διορθώσεων σε τηλεπισκοπικά δεδομένα. Τα συμπεράσματα που προκύπτουν είναι τα εξής:

- Αν και η εκτέλεση της διόρθωσης είναι σχετικά απλή από πλευράς απαιτήσεων από το χρήστη, η αξιολόγηση της απόδοσης της και ο εντοπισμός σφαλμάτων σε εργασίες υψηλού επιπέδου απαιτεί από τον χρήστη να διαθέτει ένα καλό θεωρητικό υπόβαθρο όσο αφορά τη διάδοση της ακτινοβολίας διαμέσου της ατμόσφαιρας. Αυτό συμπεριλαμβάνει 1) τη γνώση των διάφορων υποπεριοχών του φάσματος που αντιστοιχούν σε θέσεις έντονης απορρόφησης, 2) την κατανόηση των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών της απεικόνισης που μελετά, ώστε να καθορίσει με ακρίβεια τις πληροφορίες που περιγράφουν το αρχικό πλαίσιο της διόρθωσης και 3) την γνώση της επίδρασης των διάφορων ατμοσφαιρικών φαινομένων στο H/M φάσμα. Παράλληλα η κατανόηση της προσέγγισης που υλοποιούν οι επιμέρους αλγόριθμοι που περιλαμβάνονται στα λογισμικά ατμοσφαιρικών διορθώσεων, οδηγεί στην καλύτερη παραμετροποίηση της διόρθωσης και στην πιο επιτυχή εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης.
- Στο πλαίσιο της συγκεκριμένη εργασίας έγινε η χρήση τεσσάρων μεθόδων ατμοσφαιρικής διόρθωσης διαφορετικού τύπου. Το ATCOR και ο FLAASH στηρίζονται στο μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας MODTRAN, ο QUAC σε μια εμπειρική σχέση όσον αφορά τα endmembers της απεικόνισης, ενώ ο MNM, στην απαλοιφή των διαφορών που οφείλονται στο φωτισμό και την ατμόσφαιρα μεταξύ δύο αντίστοιχων απεικονίσεων. Οι αλγόριθμοι με την καλύτερη απόδοση είναι το ATCOR & ο FLAASH, οι οποίοι αντιμετωπίζουν την επίδραση της ατμόσφαιρας πιο ολοκληρωμένα, ωστόσο στο διορθωμένο φάσμα ανακλαστικότητα παρατηρούνται διάφορες αιχμές και θόρυβος στις περιοχές που αντιστοιχούν υψηλές τιμές ανακλαστικότητας για τον εκάστοτε στόχο. Ικανοποιητικά αποτελέσματα παρουσίασε και ο MNM, τα οποία αναδεικνύουν τη δυνατότητα εφαρμογής του στις περιπτώσεις που είναι διαθέσιμη μια επιτυχώς ατμοσφαιρικά διορθωμένη απεικόνιση, αντί της εφαρμογής ενός αλγόριθμου απόλυτων διορθώσεων· ωστόσο η συμπεριφορά του όσον αφορά επιφάνειες βλάστησης απαιτεί περαιτέρω διερεύνηση. Τέλος το QUAC παρουσίασε τα χειρότερα αποτελέσματα στην πλειοψηφία των στόχων, με εξαίρεση αυτούς της βλάστησης και εάν είναι διαθέσιμη μια από τις παραπάνω τρεις επιλογές είναι καλύτερο να αποφεύγεται.
- Η απόδοση των λογισμικών ατμοσφαιρικής διόρθωσης που χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο αυτής της εργασίας κρίνεται ικανοποιητική, ωστόσο σε αρκετές περιπτώσεις παρατηρήθηκαν ασυμβατότητες μεταξύ τους. Ιδιαίτερο βάρος θα πρέπει να δοθεί μελλοντικά στην αντιμετώπιση της επίδρασης της τοπογραφίας κι ορισμένων ατμοσφαιρικών συνθηκών, όπως είναι π.χ. η αχλή και οι θύσανοι, μια δυνατότητα που παρέχει αυτή τη στιγμή μόνο το ATCOR, ωστόσο είναι απαραίτητη και η βελτίωση των υπάρχοντων προσεγγίσεων και η ανάπτυξη νέων. Επιπλέον μια σημαντική βελτίωση στην απόδοση των αλγόριθμων θα ήταν η δυνατότητα χρήσης επίγειων μετρήσεων του οπτικού πάχους της ατμόσφαιρας, συγχρόνως με τη λήψη της απεικόνισης, τις οποίες θα αξιοποιούσε το λογισμικό διόρθωσης ώστε να

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

προσδιορίσει πιο ακριβείς παραμέτρους διόρθωσης, καθώς επίσης και η δυνατότητα εισαγωγής ορισμένων ειδικών παραμέτρων από το χρήστη.

- Η μελέτη της απόδοσης της ατμοσφαιρικής διόρθωσης με τη χρήση διάφορων τύπων εδαφοκάλυψης, τόσο κατά την εφαρμογή της διόρθωσης στα δορυφορικά υπερφασματικά δεδομένα όσο και σε αυτά που προέκυψαν από τον αερομεταφερόμενο δέκτη ανέδειξε τα εξής συμπεράσματα: οι επιφάνειες που απεικονίζουν έδαφος και βλάστηση διορθώνονται επιτυχώς· η διόρθωση στο νερό εμφανίζει ιδιαίτερες δυσκολίες, οι οποίες σε πολλές περιπτώσεις την καθιστούν αδύνατη, όπως έγινε εμφανές για τα δεδομένα του δέκτη Hyperion και τέλος η διόρθωση επιφανειών που αντιστοιχούν σε δομημένο περιβάλλον εμφανίζει δυσκολίες εξαιτίας των ιδιαίτερα υψηλών τιμών ανακλαστικότητας που του αντιστοιχούν εμφανίζουν συνήθως. Η παρατήρηση αυτή οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η αβεβαιότητα στον προσδιορισμό των τιμών ανακλαστικότητας ρ αυξάνεται, καθώς αυξάνεται η τιμή του ρ .
- Η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης σε δορυφορικούς δέκτες είναι πιο εύκολη απ' ό,τι σε αερομεταφερόμενους δέκτες, καθώς διαθέτουν μικρότερο οπτικό πεδίο (FOV) κάτι που συνεπάγεται ότι η επίδραση της BRDF δεν είναι τόσο έντονη. Η πιο σημαντική αιτία όμως είναι ότι η ακτινοβολία που καταγράφουν οι δορυφορικοί δέκτες διαδίδεται κατά την πορεία της από τον ήλιο στο στόχο και από το στόχο στο δέκτη διαμέσου ολόκληρου του στρώματος της ατμόσφαιρας, κάτι που δεν ισχύει για τους αερομεταφερόμενους δέκτες και εγείρει σημαντικές δυσκολίες κατά την παραμετροποίηση του συστήματος. Επιπλέον δυσκολίες στην εφαρμογή των ατμοσφαιρικών διορθώσεων σε αερομεταφερόμενους δέκτες οφείλονται στις μικρο-μεταβολές των τριών γωνιών (Roll, Pitch & Yaw) που περιγράφουν τις γωνίες προσανατολισμού της θέσης του αεροπλάνου κάθε στιγμή και επηρεάζουν άμεσα τη ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης.
- Ο αδύναμος κρίκος στα λογισμικά απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων είναι οι αλγόριθμοι επεξεργασίας της απεικόνισης οι οποίοι εμμέσως προσπαθούν να εκμαιεύσουν πληροφορία σχετική με τη διάδοση της ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα τη στιγμή της λήψης και να τροφοδοτήσουν τα αντίστοιχα μοντέλα (στη συγκεκριμένη περίπτωση το MODTRAN). Τα εξαγόμενα από αυτά τα μοντέλα παρέχουν ακριβείς τιμές των παραμέτρων για τα οπτικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας, τα οποία όμως πάντα εξαρτώνται από τις τιμές εισόδου οι οποίες έχουν προκύψει από τους αλγόριθμους επεξεργασίας της απεικόνισης. Πιο συγκεκριμένα το μεγαλύτερο πρόβλημα εντοπίζεται στους εμπειρικούς αλγόριθμους προσδιορισμού της επίδρασης των αερολυμάτων (π.χ. ο DDV) οι οποίοι σε αρκετές περιπτώσεις υπερεκτιμούν την τιμή του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, ή αποτυγχάνουν πλήρως.
- Αν και σήμερα είναι δυνατή η χρήση εξειδικευμένων διορθώσεων, π.χ. για την επίδραση της τοπογραφίας, τα εξωτερικά δεδομένα που απαιτούνται πολλές φορές περιορίζουν την εφαρμογή τους. Ωστόσο το πρόβλημα αυτό δεν αφορά άμεσα τους αλγόριθμους διόρθωσης, αλλά τη διάθεση τέτοιων δεδομένων.
- Εξαιρετικά σημαντικό ρόλο στην επιτυχία της διόρθωσης παίζει η ακρίβεια της ραδιομετρικής βαθμονόμησης του δέκτη, κάτι που έγινε φανερό κατά την αξιολόγηση της διόρθωσης στα τηλεπισκοπικά δεδομένα του δέκτη Hyperion. Προβλήματα στη βαθμονόμηση οδηγούν σε σημαντικά σφάλματα στη μετατροπή των ψηφιακών αριθμών (DN) σε τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας, στα αποτελέσματα όλων των αλγόριθμων που αξιοποιεί η διόρθωση και τελικά στις ατμοσφαιρικά διορθωμένες τιμές ανακλαστικότητας.

- Η εφαρμογή της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στα υπερφασματικά δεδομένα υψηλής χωρικής ανάλυσης είναι απαραίτητη. Οι αερομεταφερόμενοι δέκτες επιτρέπουν τη λήψη απεικονίσεων υψηλής χωρικής και φασματικής ανάλυσης, οι οποίες καθιστούν δυνατή την ανίχνευση και εντοπισμό, συστατικών/υλικών της γήινης φυσικής επιφάνειας αλλά και του δομημένου περιβάλλοντος. Οι υπερφασματικές μέθοδοι στηρίζονται στην λεπτομέρεια των διαφορών που παρατηρούνται στο φάσμα ανακλαστικότητας των εικονοψηφίδων της απεικόνισης. Συνεπώς η μη διόρθωση της επίδρασης της ατμόσφαιρας μπορεί να μην καταστήσει δυνατή την εξαγωγή ακριβών συμπερασμάτων ή ακόμα και να οδηγήσει στον λανθασμένο χαρακτηρισμό των υλικών· καθώς οι χαρακτηριστικές αιχμές επί του φάσματος που οφείλονται στα φασματικά χαρακτηριστικά των διάφορων τύπων υλικών και επιτρέπουν την κατηγοριοποίηση τους θα υπερκεράζονται από σφάλματα που οφείλονται στην ατμόσφαιρα.
- Η ατμοσφαιρική διόρθωση σε τηλεπισκοπικά δεδομένα που απεικονίζουν θάλασσα είναι πιο δύσκολη σε σχέση με αυτά που αποδίδουν ξηρά, έως και αδύνατη σε πολλές περιπτώσεις, όπως αναφέρει η βιβλιογραφία. Έχει σημασία ωστόσο να τονιστεί ότι ιδιαίτερα προβλήματα παρατηρούνται και κατά την εκτέλεση επίγειων ραδιομετρικών μετρήσεων σε υδατικές επιφάνειες, κάτι που καθιστά τη χρήση τέτοιων δεδομένων για την αξιολόγηση της επιτυχίας της ατμοσφαιρικής διόρθωσης δύσκολη.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Adler-Golden, S.M., and A. Berk. 2005. "Optical Transmission and Scatter of the Atmosphere." *Environmental measurements* 416–423.
- Aktaruzzaman, Md. 2008. "Simulation and Correction of Spectral Smile Effect and its Influence on Hyperspectral Mapping." International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation.
- Andrews, David G. 2010. *An Introduction to Atmospheric Physics*. 2nd ed. Cambridge: Cambridge Univ Publications.
- Baran, a.J., and P.N. Francis. 2004. "On the radiative properties of cirrus cloud at solar and thermal wavelengths: A test of model consistency using high-resolution airborne radiance measurements." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130(598):763–778. Retrieved August 3, 2011.
- Batlles, F.J. et al. 2008. "Determination of atmospheric parameters to estimate global radiation in areas of complex topography: Generation of global irradiation map." *Energy Conversion and Management* 49(2):336–345. Retrieved March 14, 2012.
- Berk, A et al. 1999. "MODTRAN4 Radiative Transfer Modeling for Atmospheric Correction." *SPIE Proceeding, Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research III* 3756.
- Berk, a., L.S. Bernstein, and G.P. Anderson. 1998. "MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS." *Remote Sensing of Environment* 65(3):367–375. Retrieved June 4, 2012.
- Bernstein, L S et al. 2004. "A New Method for Atmospheric Correction and Aerosol Optical Property Retrieval for VIS-SWIR Multi- and Hyperspectral Imaging Sensors : QUAC (QUICK Atmospheric Correction)." in *13th JPL Airborne Earth Science Workshop*, vol. 00.
- Bernstein, L S, S M Adler-golden, R L Sundberg, and A J Ratkowski. 2008. "In-scene-based atmospheric correction of uncalibrated VISible-SWIR (VIS-SWIR) hyper- and multispectral imagery." *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng* 7107:710706–7.
- Bernstein, Lawrence S, Steven M Adler-Golden, Xuemin Jin, Brian Gregor, and Robert L Sundberg. 2012. "Quick Atmospheric Correction (QUAC) Code for VNIR-SWIR Spectral Imagery: Algorithm Details." in *4th Workshop on Hyperspectral Image and Signal Processing: Evolution in Remote Sensing*.
- Borel, Christoph C, and Daniel Schlapfer. 1998. "Atmospheric Pre-corrected Differential Absorption Techniques to Retrieve Columnar Water Vapor: Theory and Simulations." *Remote Sensing of Environment* (1):13–21.
- Campbell, James B., and Randolph H. Wynne. 2011. *Introduction to remote sensing*. 5th ed. New York: The Guilford Press.
- Carr, S.B. 2005. *The Aerosol Models in MODTRAN: Incorporating Selected Measurements from Northern Australia*. Edinburgh, South Australia Retrieved June 3, 2012
- Ceamanos, Xavier, and S. Douté. 2009. "Spectral smile correction in CRISM hyperspectral images." Pp. 1–4 in *Hyperspectral Image and Signal Processing: Evolution in Remote Sensing, 2009. WHISPERS'09. First Workshop on*. Grenoble: IEEE Retrieved March 14, 2011
- Chen, F, Z Zhao, L Peng, and D Yan. 2005. "Clouds and cloud shadows removal from high-resolution remote sensing images." Pp. 4256–4259 in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS '05. Proceedings. 2005 IEEE International*, vol. 6. Retrieved May 26, 2012.
- Chrysoulakis, Nektarios, Michael Abrams, Haralambos Feidas, and Korei Arai. 2010a. "Comparison of atmospheric correction methods using ASTER data for the area of

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Crete, Greece." *International Journal of Remote Sensing* 31(24):6347–6385. Retrieved March 31, 2012.
- Chrysoulakis, Nektarios, Michael Abrams, Haralambos Feidas, and Korei Arai. 2010b. "Comparison of atmospheric correction methods using ASTER data for the area of Crete, Greece." *International Journal of Remote Sensing* 31(24):6347–6385. Retrieved March 31, 2012.
- Chylek, Petr, Christoph C Borel, William Clodius, Paul A Pope, and Andrew P Rodger. 2003. "Satellite-Based Columnar Water Vapor Retrieval With the Multi-spectral Thermal Imager (MTI)." *Transactions on Geoscience and Remote Sensing, IEEE* 41(12):2767–2770.
- Cooley, T et al. 2002. "FLAASH, a MODTRAN4-based atmospheric correction algorithm, its application and validation." *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International* 3:1414–1418. Retrieved August 1, 2012.
- Corfidi, Stephen. 2009. "Haze over the central and eastern United states." *The National Weather Digest*.
- Datt, Bisun, TR McVicar, T.G. Van Niel, D.L.B. Jupp, and J.S. Pearlman. 2003. "Preprocessing EO-1 Hyperion hyperspectral data to support the application of agricultural indexes." *Transactions on Geoscience and Remote Sensing, IEEE* 41(6):1246–1259. Retrieved November 23, 2011.
- Dermanis A. (2005): *Use of Remote Sensing for the Investigation of Environmental variables*. Interpolytechnic Doctorate School "A multidisciplinary approach to the definition of the engineering solutions for the environmental safety". One Week Course on: "Engineering Geology, Geotechnics and Planning: An Integrated Approach", 23-27 May 2005, Politecnico di Bari.
- Dubayah, R, and S. Loechel. 1997. "Modeling topographic solar radiation using GOES data." *Journal of Applied Meteorology* 36(2):141–154. Retrieved May 1, 2012.
- Eckert, S, and M Kneubühler. 2004. "Application of Hyperion Data to Agricultural Land Classification and Vegetation Properties Estimation in Switzerland." Pp. 1–6 in *XXth ISPRS Congress*.
- El Hajj, Mahmoud et al. 2008. "Relative Radiometric Normalization and Atmospheric Correction of a SPOT 5 Time Series." *Sensors* 8(4):2774–2791.
- Fallah-Adl, H, J Jaja, S Liang, Y J Kaufman, and Townshend J. 1995. "Efficient algorithms for atmospheric correction of remotely sensed data." Pp. 1–18 in *Supercomputing '95 Proceedings of the 1995 ACM/IEEE conference on Supercomputing*. Retrieved March 26, 2012.
- Felde, GW et al. 2003. "Analysis of Hyperion data with the FLAASH atmospheric correction algorithm." Pp. 90–92 in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International*, vol. 00. Retrieved August 1, 2012.
- Frouins, R et al. 1997a. "Passive remote sensing of tropospheric correction for the aerosol effect aerosol and atmospheric." *Journal of Geophysical Research* 102(97):815–830.
- Frouins, R et al. 1997b. "Passive remote sensing of tropospheric correction for the aerosol effect aerosol and atmospheric." *Journal of Geophysical Research* 102(97):815–830.
- Gao, BC, and Kerry Meyer. 2004. "A new concept on remote sensing of cirrus optical depth and effective ice particle size using strong water vapor absorption channels near 1.38 and 1.88 μm ." *Geoscience and Remote Sensing*, 42(9):1891–1899. Retrieved May 14, 2012.
- Gao, Bo-Cai, Marcos J. Montes, Curtiss O. Davis, and Alexander F.H. Goetz. 2009. "Atmospheric correction algorithms for hyperspectral remote sensing data of land and ocean." *Remote Sensing of Environment* 113:S17–S24.
- Gersman, R., E. Ben-Dor, M. Beyth, and D. Avigad. 2007. "Hyperspectral remote sensing as a tool for geological exploration-examples from the northern Danakil depression,

- Eritrea." P. 44 in *5th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy*, vol. 2006. Israel Geological Society Retrieved November 23, 2011.
- Goody, Richard, Robert West, and Luke Chen. 1989. "The correlated-k method for radiation calculations in nonhomogeneous atmospheres." *Journal of Quantitative Spectroscopy* 42(6):539–550. Retrieved April 22, 2012.
- Gordon, H. R. 1997. "Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era." *Geophysical Research* 102:17081–17106.
- Griffin, MK, and HK Burke. 2003. "Compensation of hyperspectral data for atmospheric effects." *Lincoln Laboratory Journal* 14(1):29–54. Retrieved October 8, 2012
- Guanter, Luis, Rudolf Richter, and Hermann Kaufmann. 2009. "On the application of the MODTRAN4 atmospheric radiative transfer code to optical remote sensing." *International Journal of Remote Sensing* 30(6):1407–1424. Retrieved April 17, 2012.
- Hadjimitsis, D. G. et al. 2010. "Atmospheric correction for satellite remotely sensed data intended for agricultural applications: impact on vegetation indices." *Natural Hazards and Earth System Science* 10(1):89–95.
- Hadjimitsis, D. G., C. R. I. Clayton, and V. S. Hope. 2004. "An assessment of the effectiveness of atmospheric correction algorithms through the remote sensing of some reservoirs." *International Journal of Remote Sensing* 25(18):3651–3674. Retrieved March 25, 2012.
- Hämmerle, Martin, Tamás Gál, János Unger, and Andreas Matzarakis. 2011. "Comparison of models calculating the sky view factor used for urban climate investigations." *Theoretical and Applied Climatology* 105(3-4):521–527. Retrieved March 1, 2012.
- Jacob, Daniel J. 1999. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton, New jersey: Princeton University Press.
- Jacobson, M.Z. 2005. *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. Cambridge Univ Pr Retrieved January 5, 2012.
- Jensen, John R. 2006. *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. 2nd ed. Prentice Hall.
- Karathanasi, Vassilia, and Vassilis Andronis. 2000. "Evaluation of the topographic normalization methods for a Mediterranean forest area." Pp. 654–661 in *XIXth ISPRS Congress*, vol. XXXIII. Retrieved May 20, 2012.
- Kaufman, Y J et al. 1997. "Passive remote sensing of tropospheric correction for the aerosol effect aerosol and atmospheric." *Journal of Geophysical Research* 102(97):815–830.
- Kaufman, Y.J., and L.a. Remer. 1994. "Detection of forests using mid-IR reflectance: an application for aerosol studies." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32(3):672–683.
- Kaufman, Y.J., A.E. Wald, L.a. Remer, and L. Flynn. 1997. "The MODIS 2.1- μ m channel-correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35(5):1286–1298.
- Kaufman, Yoram J. 1993. "Aerosol Optical Thickness and Atmospheric Path Radiance." *Geophysical Research* 98(D2):2677–2692.
- Kawishwar, Prashant. 2007. "Atmospheric Correction Models for Retrievals of Calibrated Spectral Profiles from Hyperion EO-1 Data." IIRS.
- Klein, Lawrence A. 2004. *Sensor and data fusion: a tool for information assessment and decision making*. SPIE Publications.
- Kneizys, F. X. et al. 1988. "Users Guide to LOWTRAN 7." *Environmental Research* (1010).
- Kneizys, F.X et al. 1996. *The MODTRAN 2/3 report and LOWTRAN 7 model*. Retrieved June 3, 2012.
- Kneizys, FX, EP Shettle, and WO Gallery. 1983. *Atmospheric transmittance/radiance: Computer code LOWTRAN 6. Supplement: Program listings*. Retrieved March 16, 2012.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Landgrebe, DA. 2003a. *Signal theory methods in multispectral remote sensing*. Hoboken, New jersey: Wiley-Interscience Retrieved August 26, 2011.
- Landgrebe, DA. 2003b. *Signal theory methods in multispectral remote sensing*. Hoboken, New jersey: Wiley-Interscience Retrieved August 26, 2011.
- Lenoble, Jacqueline. 1993. *Atmospheric Radiative Transfer*. A Deepak Pub.
- Li, J., and H.W. Barker. 2005. "A radiation algorithm with correlated-k distribution. Part I: Local thermal equilibrium." *Journal of the atmospheric sciences* 62(2):286–309. Retrieved April 22, 2012.
- Li, Y, P Gong, and T. Sasagawa. 2005. "Integrated Shadow Removal Based on Photogrammetry and Image analysis." *International Journal of Remote Sensing* 26(18):3911–3929.
- Liou, K.N. 1986. "Influence of cirrus clouds on weather and climate processes A global perspective." *Monthly Weather Review* 114(6):1167–1199. Retrieved August 4, 2011
- Liou, K.N. 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. 2nd ed. San Diego: Academic Press.
- Marion, Jerry B., and Mark A. Heald. 1994. *Classsical Electromagnetic Radiation*. 3rd editio. Orlando, Florida: Harcourt Brace College Publishers.
- Marshak, Alexander, and Anthony B. Davis. 2005. *3D Radiative Transfer in Cloudy Atmospheres*. Heidelberg: Springer.
- McClatchey, Robert, and Sara Seager. 2008. *Lecture notes: "Atmospheric Radiation"*. Cambridge, Massachusetts, U.S: MIT OpenCourseWare Retrieved (<http://ocw.mit.edu/courses/earth-atmospheric-and-planetary-sciences/12-815-atmospheric-radiation-fall-2008/lecture-notes/>).
- McMurry, John. 2005. *Οργανική Χημεία*. Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Κρήτης.
- Nikolakopoulos, KG, and DA Vaiopoulos. 2002. "A comparative study of different atmospheric correction algorithms over an area with complex geomorphology in Western Peloponnese, Greece." Pp. 2492–2494 in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International*, vol. 1. Retrieved April 7, 2012.
- Pearlman, J et al. 2001. "Overview of the Hyperion Imaging Spectrometer for the NASA EO-1 Mission." *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS '01. IEEE 2001 International* 7:3036 – 3038.
- Proy, C, D Tanre, and PY Deschamps. 1989. "Evaluation of topographic effects in remotely sensed data." *Remote Sensing of Environment* 30(1):21–32. Retrieved April 28, 2012 (<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0034425789900448>).
- Pu, R., Q. Yu, P. Gong, and G. S. Biging. 2005. "EO-1 Hyperion, ALI and Landsat 7 ETM+ data comparison for estimating forest crown closure and leaf area index." *International Journal of Remote Sensing* 26(3):457–474. Retrieved August 24, 2010.
- Ramaswamy, V, and V. Ramanathan. 1989. "Solar absorption by cirrus clouds and the maintenance of the tropical upper troposphere thermal structure." *Journal of the Atmospheric Sciences* 46(14):2293–2310. Retrieved April 1, 2012.
- Riano, D, Emilio Chuvieco, and Javier Salas. 2003. "Assessment of different topographic corrections in Landsat-TM data for mapping vegetation types (2003)." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(5):1056–1061. Retrieved May 20, 2012.
- Rich, PM, WA Hetrick, and S.C. Saving. 1995. *Modeling topographic influences on solar radiation: a manual for the SOLARFLUX model*. Los Alamos National Laboratory Retrieved April 28, 2012.
- Richter, R. 2005. "De-Shadowing of Satellite / Airborne Multispectral and Hyperspectral Imagery." *International Journal of Remote Sensing*.
- Richter, R. 2010a. *Atmospheric/Topographic Correction for Airborne Imagery (ATCOR-4 User Guide , Version 5.1, January 2010)*. Wessling.
- Richter, R. 2010b. *Atmospheric/Topographic Correction for Satellite Imagery (ATCOR 2/3 User Guide, Version 7.1, January 2010)*. Wessling Retrieved April 2, 2012.

- Richter, R., and a. Müller. 2005. "De-shadowing of satellite/airborne imagery." *International Journal of Remote Sensing* 26(15):3137–3148. Retrieved April 12, 2012
- Richter, R., D. Schläpfer, and a. Müller. 2006. "An automatic atmospheric correction algorithm for visible/NIR imagery." *International Journal of Remote Sensing* 27(10):2077–2085. Retrieved December 23, 2010.
- Richter, Rudolf, Martin Bachmann, Wouter Dorigo, and Andreas Müller. 2006. "Influence of the Adjacency Effect on Ground Reflectance Measurements." *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 3(4):565–569.
- Rothwell, Edward J., and Michael J. Cloud. 2001. *Electromagnetics (Electrical Engineering Textbook Series)*. 1st editio. Boca Raton, Florida: CRC Press.
- Saha, Kshudiram. 2008. *The Earth's Atmosphere: It's Physics and Dynamics*. 1st editio. Heidelberg: Springer.
- San, B.T., and M. L. Suzen. 2010. "Evaluation of Different Atmospheric Correction Algorithms for EO-1 HYPERION Imagery." *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science XXXVIII*:392–397.
- Schaepman-Strub, Gabriela, Michael Schaepman, Stefan Dangel, Thomas Painter, and John Martonchik. 2005a. "About the use of reflectance terminology in imaging spectroscopy." Pp. 191–202 in *EARSeL*, vol. 3.
- Schaepman-Strub, Gabriela, Michael Schaepman, Stefan Dangel, Thomas Painter, and John Martonchik. 2005b. "About the use of reflectance terminology in imaging spectroscopy." Pp. 191–202 in *EARSeL eProceedings 4*, vol. 3.
- Seinfeld, John H., and Spyros N. Pandis. 2006. *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. Second edi. Hoboken: Wiley-Interscience Retrieved August 23, 2011.
- Simpson, James J, Zhonghai Jin, and James R Stitt. 2000. "Cloud Shadow Detection Under Arbitrary Viewing and Illumination Conditions." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38(2):972–976.
- Simpson, James J, and James R Stitt. 1998. "A Procedure for the Detection and Removal of Cloud Shadow from AVHRR Data over Land." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36(3):880–897.
- Sirguey, Pascal. 2009. "Simple correction of multiple reflection effects in rugged terrain." *International Journal of Remote Sensing* 30(4):1075–1081. Retrieved April 29, 2012.
- Sokolik, Irina. 2008. *Lecture notes: "Remote Sensing of the Atmosphere and Oceans"*. Georgia Institute of Technology Retrieved (http://irina.eas.gatech.edu/EAS_Fall2008/Lecture6.pdf).
- Stamnes, K, S C Tsay, W Wiscombe, and K Jayaweera. 1988. "Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media." *Applied optics* 27(12):2502–9.
- Strahler, Alan H., Curtis E. Woodcock, and James a. Smith. 1986. "On the nature of models in remote sensing." *Remote Sensing of Environment* 20(2):121–139.
- Sykas, D., Karathanassi V. Kolokoussis P., 2012. "Development of a new automatic relative radiometric normalization methodology for multispectral and hyperspectral images." (Υπό έκδοση)
- Tanre, D. et al. 2001. "Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum." *Journal of Geophysical Research* 106(D16):18205–18217.
- Tonkov, MV, J Boissoles, R. Le Doucen, B. Khalil, and F. Thibault. 1996. "Q-branch shapes of CO₂ spectrum in 15 μm region: Experiment." *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 55(3):321–334. Retrieved October 13, 2011.
- Valor, E, C Coll, V Caselles, and R Niclos. 2003. "The Adjusted Normalized Emissivity Method (ANEM) for land surface temperature and emissivity recovery." Pp. 3088–3090 in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. Proceedings. 2003 IEEE International*, vol. 00. Retrieved April 20, 2012.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Vermote, EF, Didier Tanre, JL Deuze, Maurice Herman, and Jean-Jacques Morcette. 1997. "Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35(3):675–686. Retrieved March 15, 2012.
- Vesanto, Veli-Heikki, Matti Möttöus, Janne Heiskanen, Miina Rautiainen, and Titta Majasalmi. 2012. "Atmospheric Correction of a Seasonal Time Series of Hyperion EO-1 Images and Red Edge Inflection Point Calculation." in *4th Workshop on Hyperspectral Image and Signal Processing: Evolution in Remote Sensing*.
- Wallace, John M., and Peter v. Hobbs. 2006. *Atmospheric Science: An introductory survey*. Second edi. San Diego: Academic Press.
- Wang, M., and H. R. Gordon. 1994. "Estimating aerosol optical properties over the oceans with the Multi-angle imaging spectroradiometer: Some preliminary studies." *Applied optics* (33):4042–4057.
- Wei, C, T Qingjiub, and Wang Liming. 2008. "A model of topographic correction and reflectance retrieval for optical satellite data in forested areas." Pp. 243–248 in *Archives of the*. Retrieved April 29, 2012.
- Wendisch, Manfred et al. 2005. "Impact of cirrus crystal shape on solar spectral irradiance: A case study for subtropical cirrus." *Journal of Geophysical Research* 110(D3):1–17. Retrieved August 4, 2011.
- Weng, Qihao. 2011. *Advances in Environmental Remote Sensing: Sensors, Algorithms and Applications*. edited by Qihao Weng. CRC Press
- Xu, Yuanliu, Runsheng Wang, Shengwei Liu, Suming Yang, and Bokun Yan. 2008. "Atmospheric correction of hyperspectral data using MODTRAN model." *Proceedings of SPIE* 7123:712306–712306–7. Retrieved March 10, 2011.
- Yokoya, N., N. Miyamura, and A. Iwasaki. 2010. "Detection and Correction of Spectral and Spatial Misregistrations for Hyperspectral Data Using Phase Correlation Method." *Applied optics* 49(24):4568–4575.
- Young, Hugh D. 1995. *Πανεπιστημιακή Φυσική: Ηλεκτρομαγνητισμός & Οπτική*. Αθήνα: Παπαζήσης.
- Zhang, X Q, L P Yang, and Y Yamaguchi. 2010. "Retrieval of Aerosol Optical Depth over Urban Areas Using TERRA/MODIS Data." *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science XXXVIII(1)*:374–379.
- Zhang, Y, B Guindon, and J Cihlar. 2002. "An image transform to characterize and compensate for spatial variations in thin cloud contamination of Landsat images." *Remote Sensing of Environment* 82:173–187.
- Βαλαβανίδης, Αθανάσιος Π. 2006. *Φασματοσκοπία οργανικών ενώσεων*. Αθήνα: Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Βογιατζής, Γ., Γ. Παπαθεοδώρου, and Σ. Γιαννόπουλος. 1999. "Στοιχεία Φασματοσκοπίας Raman." Πανεπιστήμιο Κρήτης.
- Θεοχαρίδης, Χάρης. 2011. *Σημειώσεις μαθήματος "Αρχιτεκτονική Υπολογιστών"*. edited by Πανεπιστήμιο Κύπρου.
- Καλυβίτης, Νικόλαος. 2008. "Φυσικές Ιδιότητες Αιωρούμενων Σωματιδίων με Κλιματικό Ενδιαφέρον στην Ατμόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου." Πανεπιστήμιο Κρήτης.
- Καραθανάση, Βασιλεία. 2011. *Σημειώσεις μαθήματος: "Ειδικά Κεφάλαια Τηλεπισκόπησης"*. Αθήνα: Ε.Μ.Πολυτεχνείο.
- Κατσαφάδος, Πέτρος, and Ηλίας Μαυροματίδης. 2010. *Αρχές Μετεωρολογίας - Κλιματολογίας*. Αθήνα: Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο.
- Μαμάσης, Νίκος. 2009. *Σημειώσεις μαθήματος: "Προχωρημένη υδρολογία"*. Αθήνα: Ε.Μ.Πολυτεχνείο.
- Παπάζογλου, Δημήτρης. 2003. *Σημειώσεις μαθήματος: "Οπτική και Κύματα"*. Πανεπιστήμιο Κρήτης.
- Παπαγιάννης, Αλέξανδρος. 2005. *Σημειώσεις μαθήματος "Φυσική Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος"*. Αθήνα: Ε.Μ.Πολυτεχνείο.

Τζιάρας, Θρασύβουλος. 2009. “Μελέτη του Οργανικού Κλάσματος των Πρωτογενών και Δευτερογενών Αιωρούμενων Σωματιδίων της Ανατολικής Μεσογείου.” Πανεπιστήμιο Κρήτης

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

A.1. Το Μοντέλο Μετατροπής των Τιμών Ραδιομετρικής Λαμπρότητας που Καταγράφει ο Δέκτης σε Τιμές Ανακλαστικότητας

Οι πρωτογενείς ψηφιακές τιμές (DN) που προκύπτουν από τα δορυφορικά οπτικά συστήματα δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν με βεβαιότητα για γεωφυσικές μετρήσεις ή σε μελέτες που περιλαμβάνουν τηλεπισκοπικά δεδομένα από διαφορετικές χρονικές λήψεις· επειδή περιέχουν σφάλματα που οφείλονται στη βαθμονόμηση του δέκτη ή την επίδραση της ατμόσφαιρας και της τοπογραφίας της επιφάνειας (Riano et al., 2003).

Οι συντελεστές της βαθμονόμησης για τη μετατροπή των τιμών DN που καταγράφει ο δέκτης σε τιμές ραδιομετρικής λαμπρότητας παρέχονται συνήθως με τα μετα-δεδομένα που συνοδεύουν την απεικόνιση και συνεπώς ο χρήστης πρέπει να διορθώσει μόνο τις επιδράσεις της ατμόσφαιρας και της τοπογραφίας (Riano et al., 2003). Το μοντέλο για να προκύψουν οι πραγματικές τιμές ανακλαστικότητας, από την καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα από τον δέκτη μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$\rho^{(k)} = \frac{K\pi \left(\frac{L_{sens,k} - L_{a,k}}{\tau_{k,o}} \right)}{E_{o,k} \cos \theta_z \tau_{k,i} + E_{d,k}} \quad (A1.1)$$

Στην παραπάνω εξίσωση το K αντιστοιχεί σε ένα συντελεστή διόρθωσης των ετήσιων διακυμάνσεων της απόστασης μεταξύ της Γης και του ήλιου, ο οποίος υπολογίζεται βάσει τη Ιουλιανής ημέρας (Julian Day - JD)· το $L_{sens,k}$ είναι η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφει ο δέκτης για το κανάλι k , το $L_{a,k}$ η ανοδική ατμοσφαιρική ραδιομετρική λαμπρότητα που σκεδάζεται στο δέκτη για το ίδιο κανάλι k , το $\tau_{k,o}$ και $\tau_{k,i}$ είναι ο συντελεστής μετάδοσης για τη διαδρομή της ανοδικής και καθοδικής ροής αντίστοιχα. Το $E_{o,k}$ είναι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας, το θ_z είναι η ηλιακή ζενίθια γωνία και τέλος το $E_{d,k}$ αντιστοιχεί στη διάχυτη ένταση ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης.

A.2. Βασικές Αρχές στην Τηλεπισκόπηση των Αερολυμάτων

Η τηλεπισκόπηση των αερολυμάτων με χρήση οπτικών δεκτών στηρίζεται στην τροποποίηση που υφίσταται το πεδίο της ηλιακής ακτινοβολίας (και σε ορισμένες περιπτώσεις αυτό της γήινης ακτινοβολίας) εξαιτίας των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997). Ο προσδιορισμός των ατμοσφαιρικών παραμέτρων με μεθόδους τηλεπισκόπησης συχνά δυσχεραίνεται από το σήμα που προέρχεται από την επιφάνεια, το οποίο είναι πιο ισχυρό σε σχέση με αυτό που προέρχεται από την ατμόσφαιρα. Οι περισσότεροι αλγόριθμοι για την ποσοτικοποίηση των αερολυμάτων στηρίζονται στον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας επιφανείας στη βάση της ατμόσφαιρας με στόχο την αφαίρεση αυτής της συνιστώσας από το σήμα που καταγράφεται στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας από το δέκτη (Weng, 2011). Οι αλγόριθμοι προσδιορισμού των αερολυμάτων μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες:

1. Προσεγγίσεις που χρησιμοποιούν δεδομένα που αντιστοιχούν σε διαφορετικά μήκη κύματος (multiwavelength retrieval)
2. Προσεγγίσεις που χρησιμοποιούν δεδομένα πόλωσης (polarization retrieval)
3. Μετρήσεις με χρήση lidar.

Πιο συχνά χρησιμοποιείται η πρώτη προσέγγιση, η οποία εφαρμόζεται σε δέκτες όπως ο MODIS, AVHRR, TOMS και SeaWiFS με επιτυχία.

Η πιο απλή περίπτωση αντιστοιχεί σε αυτή που οι μέθοδοι τηλεπισκόπησης εφαρμόζονται πάνω από μια **“μαύρη” επιφάνεια**, όπου η παρατηρούμενη ραδιομετρική λαμπρότητα L^{TOA} στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας **οφείλεται μόνο στα φωτόνια που οπισθοσκεδάζονται από την ατμόσφαιρα**. Αγνοώντας την εξάρτηση από το μήκος κύματος η ανακλαστικότητα της ατμόσφαιρας R^{ATM} μπορεί να εκφραστεί βάσει της εξίσωσης A1.2, όπου το f αντιστοιχεί στην εξωπλανητική ένταση ακτινοβολίας, το (μ_0, φ_0) αναφέρεται στη διεύθυνση του ήλιου και το (μ, φ) στη διεύθυνση παρατήρησης· το μ αντιστοιχεί στο συνημίτονο της ζενιθίας γωνίας και το φ στην αζιμούθια γωνία.

$$R^{ATM}(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) = \pi L^{TOA}(\mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) / \mu_0 f \quad (A1.2)$$

Η ραδιομετρική λαμπρότητα ικανοποιεί την κλασσική σχέση της εξίσωσης διάδοσης της ακτινοβολίας (Εξ. A1.3), όπου το τ αντιστοιχεί στο οπτικό πάχος πάνω από ένα υψόμετρο z , το οποίο οφείλεται στα μόρια (σκέδαση Rayleigh) και στα σωματίδια των αερολυμάτων· το $p(t; \mu, \varphi; \mu', \varphi')$ στη φασική συνάρτηση για το οπτικό βάθος τ και τη γωνία σκέδασης μεταξύ των διευθύνσεων (μ_0, φ_0) και (μ, φ) . Στην εξίσωση A1.3 παραλείπονται οι παράμετροι της διεύθυνσης του ήλιου. Οι συνθήκες στα όρια του συστήματος ορίζονται από την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην TOA και τη “μαύρη” επιφάνεια στο έδαφος (δηλαδή, δεν υπάρχει φωτισμός στη βάση της ατμόσφαιρας) (Kaufman et al. 1997).

$$\mu \frac{dL(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} = L(\tau; \mu, \varphi) - \frac{\omega(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} p(t; \mu, \varphi; \mu', \varphi') L(\tau; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi'; \quad (A1.3)$$

Η μοριακή σύνθεση της ατμόσφαιρας είναι γνωστή, συνεπώς εάν τα χαρακτηριστικά των αερολυμάτων που αφορούν την ακτινοβολία είναι επίσης γνωστά για όλα τα στρώματα της ατμόσφαιρας· επιλύοντας την εξίσωση A1.3 θα προκύπτει η ραδιομετρική λαμπρότητα ως συνάρτηση του υψόμετρου και της διεύθυνσης, συμπεριλαμβανομένου και της ανοδικής ραδιομετρικής λαμπρότητας στην TOA $L^{TOA} = L(\tau = 0; \mu > 0, \varphi)$ (Kaufman et al., 1997). Η διατύπωση αυτή αποτελεί το **ευθύ πρόβλημα**.

Η παρατηρούμενη ποσότητα στην τηλεπισκόπηση είναι η ραδιομετρική λαμπρότητα στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας, ή η ατμοσφαιρική ανακλαστικότητα, ενώ οι άγνωστοι

παράμετροι είναι τα χαρακτηριστικά των αερολυμάτων. Το πρόβλημα αυτό αντιστοιχεί στο **αντίστροφο πρόβλημα** και είναι ιδιαίτερα σύνθετο, καθώς 1) δεν είναι δυνατός ο προσδιορισμός όλων των χαρακτηριστικών των αερολυμάτων και 2) πρέπει να ληφθεί υπόψιν η ιεράρχηση της σπουδαιότητας των διάφορων παραμέτρων στην παρατηρούμενη ανακλαστικότητα (Kaufman et al., 1997). Η **πρώτη παράμετρος** που προσδιορίζεται συνήθως από μετρήσεις με περιορισμένο όγκο πληροφοριών είναι το **οπτικό πάχος**, θεωρώντας ένα μοντέλο αερολυμάτων. Όταν είναι διαθέσιμα δεδομένα για διαφορετικές γωνίες και/ή μήκη κύματος (multiangle & multiwavelength), όπως και για την πόλωση είναι δυνατός ο προσδιορισμός περισσότερων παραμέτρων, όπως είναι π.χ. η κατανομή του μεγέθους, ο δείκτης διάθλασης ή ακόμα και το σχήμα των σωματιδίων (Kaufman et al., 1997).

Η τηλεπισκόπηση των αερολυμάτων πάνω από τους ωκεανούς στο κόκκινο και στο εγγύς υπέρυθρο τμήμα του H/M φάσματος αντιστοιχεί στην περίπτωση της “μαύρης” επιφάνειας στη βάση της ατμόσφαιρας. Στην πραγματικότητα, τα φωτόνια της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλούνται από τη γήινη επιφάνεια, όπως και αυτά που οπισθοσκεδάζονται από την ατμόσφαιρα, αποτελούν το σήμα που καταγράφει ο δέκτης. Θεωρώντας την πιο απλή περίπτωση, μιας ομοιόμορφης λαμπερτιανής επιφάνειας με ανακλαστικότητα R^{SURF} , η μετρούμενη ανακλαστικότητα εκφράζεται σύμφωνα με την εξίσωση A1.4, όπου τα $T^{ATM}(\mu_0)$ και $T^{ATM}(\mu)$ αντιστοιχούν στο συντελεστή μετάδοσης (απευθείας και διάχυτη) της ατμόσφαιρας για τη διαδρομή από τον ήλιο στο έδαφος και από το έδαφος στο δέκτη.

$$R^{MEAS}(\mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) = R^{ATM}(\mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) + \frac{T^{ATM}(\mu_0)T^{ATM}(\mu)R^{SURF}}{1 - R^{SURF}R^{ATM}} \quad (A1.4)$$

Το T^{ATM} υπολογίζεται από την καθοδική ραδιομετρική λαμπρότητα στη βάση της ατμόσφαιρας, η οποία προκύπτει από την επίλυση της εξίσωσης A1.4. Το R^{ATM} αντιστοιχεί στην ατμοσφαιρική ανακλαστικότητα που προκύπτει ολοκληρώνοντας και για τις δυο διευθύνσεις. Ο συντελεστής $1/(1 - R^{SURF}R^{ATM})$ στο δεύτερο όρο της εξίσωσης A1.4 αναπαριστά τις πολλαπλές ανακλάσεις μεταξύ της επιφάνειας και της ατμόσφαιρας και συγκλίνει ως γεωμετρική σειρά· ενώ μπορεί να μη ληφθεί υπόψιν εάν οι τιμές των R^{ATM} και R^{SURF} είναι μικρές (Kaufman et al., 1997). Ο διαχωρισμός των δύο αυτών συνιστωσών, που αντιστοιχούν στην ατμόσφαιρα και το έδαφος, δεν είναι εύκολος, ακόμα και στην περίπτωση όπου η ανακλαστικότητα της επιφάνειας είναι γνωστή με μεγάλη ακρίβεια, κάτι που δεν συμβαίνει συνήθως. Στην περίπτωση που η ατμόσφαιρα δεν διαθέτει αερολύματα, ο δέκτης μετράει την ανακλαστικότητα της επιφάνειας. Η διαφορά της ανακλαστικότητας R^{MEAS} , η οποία αντιστοιχεί στην περίπτωση που υπάρχουν αερολύματα στην ατμόσφαιρα, με την R^{SURF} , περιέχει ουσιαστικά τις πληροφορίες που τα περιγράφουν, ωστόσο εξαιτίας διάφορων φαινομένων που αλληλοαναιρούνται (compensating effects) η διαφορά αυτή είναι πολύ μικρή για φωτεινές επιφάνειες (Kaufman et al., 1997).

Εάν η επιφάνεια δεν είναι λαμπερτιανή, η συνάρτηση κατανομής της ανάκλασης (BRDF) επηρεάζει τον τρόπο που αλληλεπιδρά η επιφάνεια με την ατμόσφαιρα (Kaufman et al., 1997). Εάν δεν είναι ομοιόμορφη, η φαινόμενη ανακλαστικότητα της εικονοψηφίδας που μελετάται περιέχει την επίδραση των γειτονικών εικονοψηφίδων, η οποία εξαρτάται από την απόσταση τους από το στόχο και τη σκέδαση στην ατμόσφαιρα. Το φαινόμενο αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη θόλωση της εικόνας και τη μείωση της αντίθεσης (contrast), κάτι που μπορεί να αξιοποιηθεί στην ανίχνευση των αερολυμάτων (Kaufman et al., 1997). **Η εξίσωση A1.4 δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην περίπτωση μιας μη ομοιόμορφης, μη λαμπερτιανής επιφάνειας.**

Γενικά ο προσδιορισμός των αερολυμάτων με χρήση μεθόδων δορυφορικής τηλεπισκόπησης δεν είναι εύκολος, καθώς δεν υπάρχει μια συγκεκριμένη μέθοδος που να

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

εφαρμόζεται σε όλους τους τύπους επιφανειών (Weng, 2011). Οι πιο σύγχρονοι και αποδοτικοί αλγόριθμοι έχουν σχεδιαστεί για χρήση είτε σε απεικονίσεις του ωκεανού, είτε της ξηράς για φωτεινές επιφάνειες ή επιφάνειες με βλάστηση· ο προσδιορισμός όμως σε φωτεινές επιφάνειες είναι δύσκολος, καθώς δεν είναι εύκολη η διάκριση των αερολυμάτων της ατμόσφαιρας από την επιφάνεια του εδάφους, εξαιτίας των υψηλών τιμών ανακλαστικότητας που χαρακτηρίζει και τα δύο (Weng, 2011). Ορισμένοι αλγόριθμοι που χρησιμοποιούνται ευρέως σήμερα είναι οι εξής:

- Ο αλγόριθμος DDV (collection-4 algorithm) των Kaufman et al. (1997) που απαιτεί τη χρήση καναλιών στο SWIR.
- Ο αλγόριθμος των Guanter, Alonso & Moreno (2005) που απαιτεί τη χρήση καναλιών στο VNIR.
- Ο αλγόριθμος collection-5, που αποτελεί βελτίωση του DDV και πρότειναν οι Levy et al. (2007). Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος συμπεριλαμβάνει και τη συσχέτιση μεταξύ των καναλιών βάσει του $NDVI_{SWIR}$ και της γωνίας σκέδασης.
- Ο αλγόριθμος deep blue των Hsu et al. (2004, 2006), ο οποίος αναπτύχθηκε για φωτεινές επιφάνειες όπως είναι η έρημος ή διάφορες άλλες ξηρές ή ημί-ξηρες περιοχές της Γης, βάσει δεδομένων του δέκτη MODIS.

A.3 Ο Αλγόριθμος Ατμοσφαιρικής Διόρθωσης QUAC

Ο αλγόριθμος Quick Atmospheric Correction (QUAC) αποτελεί μια **εμπειρική μέθοδο** ατμοσφαιρική διόρθωσης τηλεπισκοπικών απεικονίσεων, η οποία επιτρέπει τον προσεγγιστικό υπολογισμό του **φάσματος ανακλαστικότητας**, ακόμα και όταν **ο δέκτης δεν διαθέτει σωστή ραδιομετρική βαθμονόμηση ή όταν η ένταση του ηλιακού φωτισμού δεν είναι γνωστή** (στην περίπτωση π.χ. όπου εμφανίζεται κάποιο σύννεφο στην απεικόνιση).

Ο QUAC βασίζεται στην πληροφορία που περιέχει η εικόνα και απαιτεί μόνο **τον καθορισμό των φασματικών χαρακτηριστικών του δέκτη** (ακόμα και προσεγγιστικά) και της **ραδιομετρικής του βαθμονόμησης** (Bernstein et al., 2012). Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην εμπειρική σχέση που ισχύει στις περισσότερες απεικονίσεις, ότι **το μέσο φάσμα μιας ομάδας υλικών με διαφορετικές φασματικές υπογραφές**, όπως παραδείγματος χάριν το φάσμα των endmembers¹³², είναι **ουσιαστικά αμετάβλητο μεταξύ δύο ή περισσότερων απεικονίσεων** (Bernstein et al., 2012).

Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος θεωρεί ότι υπάρχει μια **γραμμική συσχέτιση** μεταξύ της **φασματικής ανακλαστικότητας** και της **μετρούμενης ραδιομετρικής λαμπρότητας**, ενώ επιτρέπει και τον προσδιορισμό του οπτικού βάθους, συναρτήσεως του μήκους κύματος, των αερολυμάτων ή της αχλής και των μορίων που εμφανίζουν ισχυρές απορροφητικές ιδιότητες (Bernstrein et al., 2004)

Η βασική εξίσωση που περιγράφει την καταγραφόμενη ραδιομετρική λαμπρότητα (Εξ. 3.7) μπορεί να πάρει τη μορφή της εξίσωσης A1.5 στην οποία το ρ_j αντιστοιχεί στην παρατηρούμενη ανακλαστικότητα (η κανονικοποιημένη τιμή της ραδιομετρική λαμπρότητας, βάσει της κάθετης συνιστώσας της ηλιακής ροής) για την εικονοψηφίδα στη θέση j και στο φασματικό κανάλι με κέντρο το μήκος κύματος λ · ενώ το ρ_j^o αντιστοιχεί στην πραγματική ανακλαστικότητα της επιφάνειας και το $\langle \rho \rangle$ στο χωρικά σταθμισμένο μέσο όρο της ανακλαστικότητας της επιφάνειας.

$$\rho_j(\lambda) = A(\lambda) + \frac{B(\lambda)}{1 - S(\lambda)\langle \rho(\lambda) \rangle} \rho_j^o(\lambda) + \frac{C(\lambda)}{1 - S(\lambda)\langle \rho(\lambda) \rangle} \langle \rho(\lambda) \rangle \quad (A1.5)$$

Οι συντελεστές A , B , C και S περιγράφουν το συντελεστή μετάδοσης και την επίδραση της σκέδασης στην ατμόσφαιρα. Ο συντελεστής A αντιστοιχεί στην ακτινοβολία διαδρομής, δηλαδή την ακτινοβολία που σκεδάζεται από την ατμόσφαιρα εντός του οπτικού πεδίου του δέκτη, χωρίς να φθάσει ποτέ στην επιφάνεια. Ο συντελεστής B εκφράζει το συντελεστή μετάδοσης κατά τη απευθείας διαδρομή της ακτινοβολίας από τον ήλιο, στην επιφάνεια της Γης και μετά στο δέκτη, ενώ ο συντελεστής C το συντελεστή μετάδοσης για τη διάχυτη ακτινοβολία και το S το σφαιρικό albedo.

Η εξίσωση A1.5 μπορεί να μετατραπεί σε μια **γραμμική εξίσωση**, υπό τις εξής **προϋποθέσεις**:

¹³² Τα endmembers αντιστοιχούν σε φάσματα, τα οποία έχουν επιλεγεί ώστε να αναπαριστούν τα διάφορα καθαρά υλικά που μπορεί να περιέχονται στην επιφάνεια του εδάφους που αποδίδεται στη φασματική εικόνα. Ένα endmember αντιστοιχεί σε ένα μοναδικό φάσμα από μια συλλογή από φάσματα. Στις περισσότερες περιπτώσεις, γραμμικοί συνδυασμοί ενός μικρού αριθμού endmember (~10-100), μπορούν να αναπαραστήσουν με ακρίβεια ένα μεγάλο αριθμό φασμάτων (>10000) που σχετίζονται με μια φασματική βιβλιοθήκη ή εικόνα (Bernstein et al., 2012).

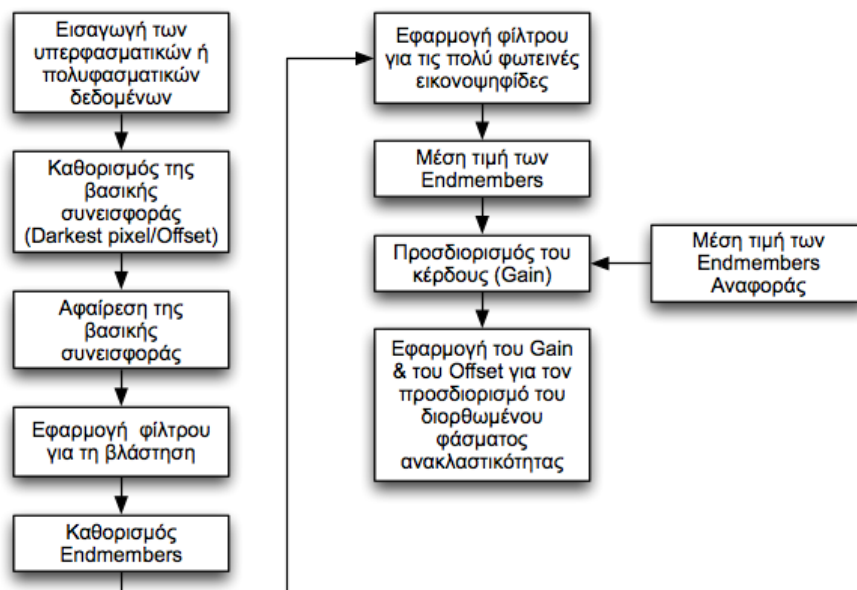
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

- Η τιμή του σφαιρικού albedo να είναι μικρή.
- Οι τιμές του συντελεστή μετάδοσης της διάχυτης και απευθείας ακτινοβολίας μπορούν να συσχετιστούν με μια μοναδική μεταβλητή που περιγράφει την ανακλαστικότητα.
- Η διάχυτη συνιστώσα μπορεί να συνδυαστεί με τη συνιστώσα που περιγράφει την οπισθοσκέδαση.

Η πρώτη προϋπόθεση εκπληρώνεται συχνά, όταν η ορατότητα παίρνει υψηλές τιμές ή όταν η επιφάνεια που αποδίδεται στην εικόνα δεν ανακλά έντονα στα κανάλια που αντιστοιχούν στο ορατό τμήμα του φάσματος (π.χ. η βλάστηση, το νερό ή το σκούρο έδαφος) (Bernstein et al., 2004). Η δεύτερη προϋπόθεση ισχύει όταν η χωρική ανάλυση της κάθε εικονομηφίδας είναι αρκετά μεγάλη, δηλαδή αντιστοιχεί σε μερικές εκατοντάδες μέτρα. Τέλος η τρίτη προϋπόθεση ισχύει, είτε όταν τα διάφορα υλικά που περιέχει η απεικόνιση είναι σχετικά ομοιόμορφα κατανομημένα, είτε όταν η απεικόνιση καλύπτει μια μικρή γεωγραφική περιοχή (<~1 km) κάτι που συνεπάγεται ότι η ανακλαστικότητα θα είναι σχεδόν σταθερή· είτε όταν η τιμή της ορατότητας είναι υψηλή, που συνεπάγεται ότι ο όρος του συντελεστή μετάδοσης της διάχυτης ακτινοβολίας θα είναι μικρός (Bernstein et al., 2004). Εάν ισχύουν η πρώτη και η τρίτη προϋπόθεση τότε η σχέση A1.5 μπορεί να πάρει την παρακάτω γραμμική μορφή:

$$\rho_j(\lambda) = A(\lambda) + B(\lambda)\rho_j^o(\lambda) + C(\lambda)(\rho(\lambda)) \quad (A1.6)$$

Σύμφωνα με την εξίσωση A1.6, για τη διόρθωση της επίδρασης της ατμόσφαιρας στην καταγραφόμενη ακτινοβολία, αρκεί ουσιαστικά ο προσδιορισμός μιας παραμέτρου **μετάθεσης** (offset) της μορφής $A + C(\rho)$ και μιας παραμέτρου **κέρδους** (gain) B , ώστε να υπολογιστεί τελικά η ανακλαστικότητα της επιφάνειας (Bernstein et al., 2004). Οι παράμετροι $A + C(\rho)$ μπορούν να αντιμετωπιστούν **σαν ένας όρος**, καθώς θεωρούνται **σταθεροί** σε μια απεικόνιση· ενώ η επίδραση τους μπορεί να ληφθεί ως μια απλή μετάθεση όλων των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας, που έχουν καταγραφεί για κάθε εικονομηφίδα (Bernstein et al., 2012). Ο QUAC προσδιορίζει τις συγκεκριμένες παραμέτρους **απευθείας από τις πληροφορίες που περιέχει η απεικόνιση**, χωρίς τη χρήση βοηθητικών δεδομένων.



Διάγραμμα A.1 - Το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου QUAC.

Ο αλγόριθμος διόρθωσης της μεθόδου QUAC βασίζεται στις παρακάτω **τρεις θεωρήσεις**:

- Η μέση τιμή του φάσματος ανακλαστικότητας των endmembers, που δεν διαθέτουν ιδιαίτερα σύνθετη μορφή (εκτός από τη βλάστηση, τη λάσπη κ.ά.), είναι πάντα η ίδια.
- Πρέπει να υπάρχουν τουλάχιστον 10 υλικά με διαφορετική φασματική υπογραφή στην απεικόνιση, το μέσο φάσμα ανακλαστικότητας των οποίων μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ένα γενικό φάσμα αναφοράς (“universal” reference spectrum).
- Υπάρχουν αρκετές σκούρες εικονοψηφίδες ($\rho_j^o(\lambda) = 0$) στην απεικόνιση, ώστε να είναι δυνατή μια καλή εκτίμηση της βασικής συνεισφοράς $\rho_b = A + C\langle\rho\rangle$.

Το γενικό φάσμα αναφοράς (“universal” reference spectrum) προκύπτει με την εύρεση του φάσματος διάφορων endmembers και τον υπολογισμό της μέσης τιμής αυτών, από μια βιβλιοθήκη φασμάτων ανακλαστικότητας. Τυπικά, κατά τη διαδικασία της διόρθωσης, απαιτούνται 50 endmembers που περιέχονται στην απεικόνιση, ενώ και το φάσμα αναφοράς βασίζεται στον ίδιο αριθμό endmembers. Η μέση τιμή αυτών των φασμάτων παρέχει το τελικό φάσμα αναφοράς που χρησιμοποιείται για τη διόρθωση της απεικόνισης. Κατά την εφαρμογή του αλγόριθμου γίνεται αρχικά ο προσδιορισμός της βασικής συνεισφοράς (offset/baseline) στη φασματική ανακλαστικότητα όλων των εικονοψηφίδων, μέσω της ανίχνευσης στόχων που έχουν τιμές ανακλαστικότητας που πλησιάζουν το 0 σε κάθε φασματικό κανάλι. Οι στόχοι αυτοί αντιστοιχούν στις μικρότερες τιμές ανακλαστικότητας για την απεικόνιση που διορθώνεται (εξαιρούνται οι κατεστραμμένες εικονοψηφίδες ή αυτές με πολύ υψηλές αρνητικές ή θετικές τιμές – “bad” pixels) και συνήθως παρουσιάζουν επιφάνειες που καλύπτονται από σκιά, νερό ή σκούρα βλάστηση.

Ο δεύτερος όρος που απαιτείται για τον προσδιορισμό των διορθωμένων τιμών ανακλαστικότητας είναι το κέρδος (gain) και υπολογίζεται από την εξίσωση A1.7. Στην εξίσωση αυτή το $\langle\rho_{end}\rangle_{lib}$ αντιστοιχεί στη μέση τιμή του φάσματος των endmembers, και αναπαριστά μια βιβλιοθήκη αναφοράς που περιέχει φάσματα ανακλαστικότητας για διάφορα υλικά· ενώ το $\langle(L_{obs} - C\rho_{ave})_{end}\rangle$ στη μέση τιμή μιας συλλογής endmembers που προκύπτει από το παρατηρούμενο φάσμα των εικονοψηφίδων της απεικόνισης. Τα διάφορα endmembers επιλέγονται στον QUAC με εφαρμογή του αλγόριθμου SMACC (Sequential Maximum Angle Convex Cone).

$$Gain = \frac{\langle\rho_{end}\rangle_{lib}}{\langle(L_{obs} - C\rho_{ave})_{end}\rangle} \quad (A1.7)$$

Κατά την εφαρμογή του αλγόριθμου πρέπει να ληφθούν υπόψιν ορισμένα συγκεκριμένα θέματα:

- Η εμφάνιση υψηλών τιμών ανακλαστικότητας (>0,8) που οφείλεται σε φαινόμενα solar glint ή σε “bad” pixels. Οι εικονοψηφίδες αυτές πρέπει να απορρίπτονται πριν την επιλογή των endmembers, κάτι που επιτυγχάνεται με την εφαρμογή ενός φίλτρου.
- Ιδιαίτερα σημαντική είναι και η απόρριψη φασματικών υπογραφών που μπορεί να εισάγουν μη επιθυμητά χαρακτηριστικά στην καμπύλη του κέρδους. Το πιο κοινό παράδειγμα είναι οι εικονοψηφίδες που αντιστοιχούν σε βλάστηση, οι οποίες καλύπτουν συνήθως μεγάλο κομμάτι κάθε εικόνας και εμφανίζουν σημαντικές φασματικές διαφορές· αυτό συνεπάγεται ότι αρκετά φάσματα που αντιστοιχούν σε βλάστηση θα επιλεγούν ως endmembers από τον αλγόριθμο. Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος ο αλγόριθμος εφαρμόζει ένα φίλτρο για τον εντοπισμό των εικονοψηφίδων που αντιστοιχούν σε βλάστηση, βάσει του λόγου NDVI.

A.4 Ο Αλγόριθμος Ατμοσφαιρικής Διόρθωσης FLAASH

Το λογισμικό Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH) αποτελεί έναν αλγόριθμο απόλυτων ατμοσφαιρικών διορθώσεων, ανάλογο του ATCOR, για τηλεπισκοπικές απεικονίσεις (πολυφασματικές και υπερφασματικές) που διαθέτουν κανάλια στις περιοχές VNIR και SWIR του H/M φάσματος. Οι κύριοι στόχοι που καλείται να ικανοποιήσει ο συγκεκριμένος αλγόριθμος είναι οι εξής (Cooley et al., 2002):

- Ο ακριβής προσδιορισμός των ατμοσφαιρικών ιδιοτήτων, όπως είναι η στήλη των υδρατμών, τα αερολύματα κ.ά., βάσει μεθόδων ατμοσφαιρικής φυσικής.
- Η ενσωμάτωση όλων αυτών των ποσοτήτων σε έναν πίνακα "διόρθωσης".
- Η μετατροπή των μετρημένων τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας από το δέκτη, σε τιμές ανακλαστικότητας στην επιφάνεια του εδάφους.

Ο αλγόριθμος FLAASH χρησιμοποιεί αρκετές μεθόδους φασματικής ανάλυσης που αναπτύχθηκαν για παλαιότερους αλγόριθμους σχετικούς με τις ατμοσφαιρικές διορθώσεις (π.χ. ATmosphere REMoval program - ATREM) και αξιοποιεί το MODTRAN-4, το οποίο παρέχει το φυσικό υπόβαθρο στο οποίο στηρίζονται οι μαθηματικές υποθέσεις του FLAASH.

- **Το μοντέλο διόρθωσης που χρησιμοποιεί ο FLAASH**

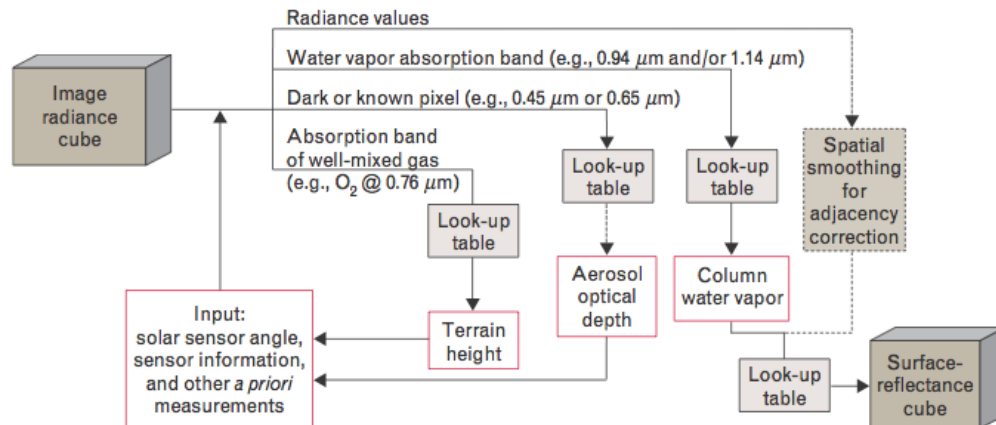
Η ραδιομετρική λαμπρότητα που καταγράφεται σε μια εικονοψηφίδα, όπως είναι ήδη γνωστό, δίνεται από την εξίσωση A1.8. Στη συγκεκριμένη εξίσωση το ρ αντιστοιχεί στην ανακλαστικότητα της επιφάνεια του εδάφους, ενώ το ρ_e στη μέση τιμή της ανακλαστικότητας¹³³ της περιβάλλουσας της εικονοψηφίδας περιοχής. Το L_p εκφράζει την ακτινοβολία διαδρομής, το S το σφαιρικό albedo, ενώ τα A και B είναι ανεξάρτητοι της επιφάνειας συντελεστές, που μεταβάλλονται ανάλογα με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες και τη γεωμετρία του συστήματος ήλιος – επιφάνεια – δέκτης. Κάθε μια από τις παραπάνω μεταβλητές εξαρτάται εμμέσως από το μήκος κύματος της καταγραφόμενης ακτινοβολίας.

$$L = \left(\frac{A\rho}{1 - \rho_e S} \right) + \left(\frac{B\rho_e}{1 - \rho_e S} \right) + L_p \quad (A1.8)$$

Ο πρώτος όρος της εξίσωσης A1.8 αντιστοιχεί στη ραδιομετρική λαμπρότητα που φθάνει στην επιφάνεια και ανακλάται απευθείας στο δέκτη, ενώ ο δεύτερος στη ραδιομετρική λαμπρότητα που προέρχεται από την επιφάνεια και σκεδάζεται από την ατμόσφαιρα εντός του οπτικού πεδίου του δέκτη. Η εφαρμογή της συγκεκριμένης εξίσωσης (Εξ. A1.8) περιορίζεται αυστηρά σε μονοχρωματική ακτινοβολία· ωστόσο επειδή το S παίρνει μικρές τιμές (της τάξης των 10^{-2} έως 10^{-1} για καθαρή ατμόσφαιρα) και οι όροι που περιγράφουν την ανακλαστικότητα της επιφάνειας δεν μεταβάλλονται έντονα φασματικά, η σχέση της ραδιομετρικής λαμπρότητας και της ανακλαστικότητας μπορεί να θεωρηθεί γραμμική, έτσι ώστε η εξίσωση A1.8 να περιγράφει με ακρίβεια τη ραδιομετρική λαμπρότητα στην TOA, η οποία προκύπτει από τη συνέλιξη της μονοχρωματικής ραδιομετρικής λαμπρότητας (Cooley et al., 2002).

¹³³ Ο όρος ρ_e στον αριθμητή του δεύτερου μέλους της εξίσωσης A1.18 δεν αντιστοιχεί στον ακριβώς ίδιο όρο (ρ_e) στους παρανομαστές του πρώτου και δεύτερου μέλους της ίδιας εξίσωσης· ωστόσο επειδή το S είναι μικρό οι δύο σταθμισμένοι μέσοι όροι μπορούν να εξισωθούν, ενώ το σφάλμα που εισάγεται στη διόρθωση είναι μικρό.

Οι τιμές των A , B , S και L_p προσδιορίζονται βάσει του **MODTRAN-4**. Κατά τον υπολογισμό των συγκεκριμένων παραμέτρων ο αλγόριθμος διόρθωσης λαμβάνει υπόψιν τη γωνία θέασης, τις γωνίες που περιγράφουν τη γεωμετρία του ήλιου και το μέσο υψόμετρο της επιφάνειας που απεικονίζεται· θεωρώντας παράλληλα ένα συγκεκριμένο ατμοσφαιρικό μοντέλο, ένα συγκεκριμένο τύπο αερολυμάτων και μια ορισμένη τιμή ορατότητας. Οι τιμές των A , B , S και L_p **εξαρτώνται σημαντικά από την τιμή της στήλης των υδρατμών** που αντιστοιχεί στην απεικόνιση, η οποία όμως δεν είναι γνωστή με μεγάλη ακρίβεια, ούτε σταθερή για όλες τις εικονοψηφίδες.



Διάγραμμα A1.2 - Το διάγραμμα ροής του λογισμικού FLAASH (Πηγή: Griffin & Burke, 2003).

Ο **προσδιορισμός της στήλης των υδρατμών** στον FLAASH γίνεται με παραπλήσιο τρόπο όπως στο ATCOR· δηλαδή με τη χρήση ενός λόγου ο οποίος βασίζεται σε ένα κανάλι που χαρακτηρίζεται από σημαντική απορρόφηση από τους υδρατμούς (συνήθως αυτό που καταγράφει στα 1,13 μm) και ενός ή περισσότερων καναλιών αναφοράς, γειτονικά αυτού, στα οποία δεν είναι έντονη η απορρόφηση από το νερό. Το αποτέλεσμα της εφαρμογής του παραπάνω αλγόριθμου σε συνδυασμό με τους συντελεστές A , B , S και L_p που προέκυψαν από το MODTRAN-4 είναι ένας πίνακας αναζήτησης (LUT), η τελική τιμή των οποίων εξαρτάται έως κάποιον βαθμό και από τις απόλυτες τιμές της ραδιομετρικής λαμπρότητας σε αυτά τα κανάλια. Η εξάρτηση αυτή οφείλεται στη διαφορά που υπάρχει μεταξύ της τιμής της ραδιομετρικής λαμπρότητας που προέρχεται από τη σκέδαση στην ατμόσφαιρα και αυτής που ανακλάται από την επιφάνεια της Γης, εξαιτίας της απορρόφησης από τους υδρατμούς (Cooley et al., 2002). Πιο συγκεκριμένα η επίδραση της απορρόφησης είναι μικρότερη στα φωτόνια που σκεδάζονται από την ατμόσφαιρα, αφού δεν φθάνουν στα χαμηλότερα στρώματα αυτής, όπου η συγκέντρωση των υδρατμών είναι μεγαλύτερη (Cooley et al., 2002).

Ο αλγόριθμος FLAASH παράγει επίσης και μια μάσκα που περιλαμβάνει όλα τα νέφη που εντοπίζονται εντός της απεικόνισης. Οι βασικές χρήσεις αυτής της μάσκας είναι δύο· η πρώτη αφορά τον εντοπισμό των περιοχών όπου δεν θα πρέπει να εφαρμοσθεί η ατμοσφαιρική διόρθωση και η δεύτερη τον αποκλεισμό των συγκεκριμένων εικονοψηφίδων από τον αλγόριθμο διόρθωσης του adjacency effect. Η μάσκα αυτή μπορεί να εντοπίσει και τους θυσάνους επί της απεικόνισης εάν ο δέκτης διαθέτει ένα κανάλι στα 1,38 μm.

Για τη διόρθωση της **επίδρασης των γειτονικών εικονοψηφίδων** (adjacency effect) κατά τον προσδιορισμό της ανακλαστικότητας και της επίδρασης των αερολυμάτων είναι απαραίτητη η συνέλιξη των δεδομένων βάσει μιας συνάρτησης διασποράς σημείου (PSF), η οποία περιγράφει τη σκέδαση των φωτονίων που έχουν

ανακλασθεί από την επιφάνεια του εδάφους στο οπτικό πεδίο του δέκτη (Cooley et al., 2002). Η εκτέλεση της χωρικής συνέλιξης γίνεται μετά την εφαρμογή της μάσκας για τα νέφη και οδηγεί στον προσδιορισμό των τιμών ραδιομετρικής λαμπρότητας L_e ,

Ο **προσδιορισμός της ορατότητας**, δηλαδή του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, γίνεται βάσει του αλγόριθμου DDV που αξιοποιεί και το ATCOR. Η ανάλυση του συγκεκριμένου αλγόριθμου γίνεται παρακάτω στο κεφάλαιο 3.2.2.5.

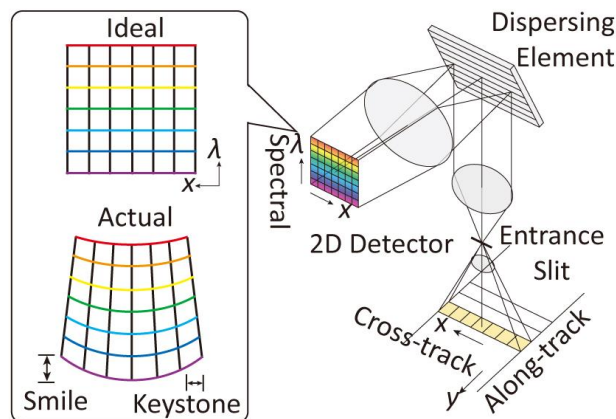
Μετά τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών της ατμόσφαιρας, η εξίσωση A1.8 επιλύεται **ως προς την ανακλαστικότητα της επιφάνειας για κάθε εικονοψηφίδα, για όλα τα κανάλια του δέκτη**. Η επίλυση βασίζεται σε μια μέθοδο, όπου η χωρικά σταθμισμένη μέση τιμή της ραδιομετρικής λαμπρότητας L_e χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της μέσης τιμής της ανακλαστικότητας ρ_e , βάσει της εξίσωσης A1.9. Στη συγκεκριμένη εξίσωση όλα τα μεγέθη εξαρτώνται από το **μήκος κύματος**. Η εξίσωση A1.9 επιλύεται ως προς το ρ και στη συνέχεια η τιμή που προκύπτει εισάγεται στην εξίσωση A1.8, απ' όπου προσδιορίζεται η τελική διορθωμένη τιμή ανακλαστικότητας ρ κάθε εικονοψηφίδας.

$$L_e \approx L_p + \left(\frac{(A + B)\rho_e}{1 - \rho_e S} \right) \quad (A1.9)$$

Το τελικό βήμα στην εκτέλεση του αλγόριθμου διόρθωσης FLAASH είναι η **φασματική ομαλοποίηση** (spectral polishing) του διορθωμένου φάσματος ανακλαστικότητας από διάφορα σφάλματα ή δομές, βάσει μιας μαθηματικής μεθόδου επανακανονικοποίησης (renormalization method) που αξιοποιεί αποκλειστικά και μόνο το φάσμα ανακλαστικότητας που προέκυψε από τη διόρθωση. Η επιτυχής εφαρμογή της συγκεκριμένης μεθόδου εξομαλύνει σε ικανοποιητικό βαθμό συστηματικές δομές επί του διορθωμένου φάσματος που οφείλονται σε λάθη στον καθορισμό του μήκους κύματος κάθε καναλιού, αλλά και σε εναπομένοντα σφάλματα της μη επιτυχούς διόρθωσης της μοριακής απορρόφησης, **αφήνοντας όμως αναλλοίωτα τα πραγματικά φασματικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας** (Cooley et al., 2002). Ο αλγόριθμος αυτός ωστόσο, μπορεί να αποκρύψει κάποια σφάλματα στο διορθωμένο φάσμα τα οποία πιθανώς να αποτελούν ενδείξεις της μη σωστής εφαρμογής της ατμοσφαιρικής διόρθωσης στην τηλεπισκοπική απεικόνιση (Cooley et

A.5 Τα Φαινόμενα Spectral Smile και Keystone

Στους δέκτες τύπου pushbroom το φως εισέρχεται από μια οριζόντια σχισμή που το οδηγεί σε μια σειρά οπτικών στοιχείων, τα οποία το διαχωρίζουν στα διάφορα μήκη κύματος και εν τέλει οι «μονοχρωματικές» δέσμες που προκύπτουν σκεδάζονται στους αισθητήρες του δέκτη. Εξαιτίας των **αποκλίσεων/εκτροπών** κατά τη σκέδαση του φωτός στα οπτικά στοιχεία, η προβολή του δεν ταιριάζει ακριβώς στη σειρά των αισθητήρων του δέκτη, **καθώς παίρνει τη μορφή μιας καμπύλης** (Ceamanos & Doute, 2009). Αυτό έχει ως συνέπεια την εισαγωγή σφαλμάτων τόσο στην χωρική (keystone effect) πληροφορία που καταγράφει ο δέκτης, όσο και στη φασματική (spectral smile).



Εικόνα A.1 - Τα φαινόμενα spectral smile και keystone (Πηγή: Yokoya et al., 2010).

Η ανίχνευση της επίδρασης του φαινομένου keystone είναι δύσκολη, καθώς απαιτείται η εκ των προτέρων γνώση των χαρακτηριστικών της επιφάνειας. Το φαινόμενο spectral smile αναφέρεται στην κάθετη στη διεύθυνση πτήσης διεύθυνση (cross-track) και είναι παρατηρήσιμο τόσο στη χωρική διάσταση, όσο και στη φασματική (Ceamanos & Doute, 2009). Το συγκεκριμένο φαινόμενο προκαλεί δύο βασικά σφάλματα κατά την καταγραφή δεδομένων από το δέκτη (Ceamanos & Doute, 2009): 1) Η **κεντρική τιμή του μήκους κύματος** της φασματικής συνάρτησης διασποράς σημείου (Point Spread Function - PSF) μεταβάλλεται ανάλογα με τη στήλη της απεικόνισης για ένα συγκεκριμένο φασματικό κανάλι **και αυξάνεται σταδιακά πλησιάζοντας στα όρια της απεικόνισης**. 2) Το πλάτος της PSF αυξάνει και αυτό σταδιακά, δηλαδή **η φασματική ανάλυση μειώνεται πλησιάζοντας στα όρια της απεικόνισης**.

Η επίδραση του spectral smile δεν είναι εμφανής σε μεμονωμένα κανάλια, αλλά μπορεί να παρατηρηθεί όταν γίνει εφαρμογή του μετασχηματισμού Minimum Noise Fraction (MNF) στην εικόνα (Aktaruzzaman, 2008). Στις απεικονίσεις του Hyperion, όπου είναι έντονο το φαινόμενο «spectral smile», εμφανίζεται μια διαβάθμιση της φωτεινότητας στην εικόνα της πρώτης ιδιοτιμής του χώρου MNF.

