

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

### ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

Στο κεφάλαιο αυτό θα διαπραγματευθούμε τη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στη γήινη ατμόσφαιρα καθώς και πως αυτή αλληλεπιδρά με τα συστατικά της ατμόσφαιρας (μόρια και άτομα).

#### 2.1 Αλληλεπίδραση ηλιακής ακτινοβολίας και αερίων της ατμόσφαιρας

Η ηλιακή ακτινοβολία αλληλεπιδρά με τα μόρια και τα άτομα της ατμόσφαιρας. Έτσι όταν ένα αέριο της ατμόσφαιρας (σε μοριακή μορφή) απορροφήσει ένα φωτόνιο από την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία (νόμος διατήρησης της ορμής και της ενέργειας), τούτο μεταβαίνει από μια *βασική* σε μια *διηγευμένη* κατάσταση. Έτσι, το μόριο αποθηκεύει εσωτερικά ενέργεια με *τρεις* τρόπους: 1) *ηλεκτρονική ενέργεια* ( $E_{el}$ ), που σχετίζεται με την κατανομή των ηλεκτρονίων στις επιτρεπόμενες στάθμες ενέργειας του μορίου, 2) *περιστροφική ενέργεια* ( $E_{rot}$ ), που αντιστοιχεί σε περιστροφή του μορίου γύρω από το κέντρο μάζας του, και 3) *ταλαντωτική ενέργεια* ( $E_{vib}$ ) που οφείλεται στην ταλάντωση των ατόμων που συγκροτούν το μόριο (Serway et al., 2000).

Έτσι, εάν η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία έχει αρκετά μικρό μήκος κύματος (πχ. υπεριώδης ή ορατή) η διηγευμένη κατάσταση στην οποία θα βρεθεί το μόριο, αντιστοιχεί σε μια μετάβαση ενός τροχιακού ηλεκτρονίου σε ένα υψηλότερο ενεργειακό επίπεδο, ανάλογα με τη συχνότητα  $\nu$  της απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας, σύμφωνα με τη σχέση  $\Delta E = h\nu$ , όπου  $\Delta E$  η ενεργειακή διαφορά μεταξύ της αρχικής και της τελικής ενεργειακής κατάστασης και  $h$  η σταθερά του Planck. Αντίστοιχες οπτικές μεταβάσεις έχουμε μεταξύ ενεργειακών σταθμών *περιστροφής* και *ταλάντωσης* ενός μορίου, κάτι που συμβαίνει για απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας με μήκος κύματος στην περιοχή του *υπερύθρου* ( $\lambda > \sim 0.78 \mu\text{m}$ ).

Το αντίστοιχο μήκος κύματος  $\lambda$  δίνεται από τη *σχέση του Bohr*:

$$\lambda = c / \nu = hc / \Delta E \quad (2.1)$$

όπου,  $c$  είναι η ταχύτητα του φωτός.

Δεδομένου ότι ο χρόνος ζωής της διηγευμένης κατάστασης του μοριακού αερίου είναι περιορισμένος, το μόριο σύντομα θα επιστρέψει στην αρχική του ενεργειακή κατάσταση. Υπάρχουν λοιπόν δύο *μηχανισμοί αποδιέγερσης* του μορίου:

- 1) Το ηλεκτρόνιο μεταπίπτει πίσω στη βασική του ενεργειακή κατάσταση εκπέμποντας ένα φωτόνιο που έχει *ακριβώς* την ίδια ενέργεια και συχνότητα με αυτήν του αρχικού προσπίπτοντος φωτονίου. Το φωτόνιο όμως αυτό εκπέμπεται σε μια τυχαία διεύθυνση. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται *ακτινοβολητική μετάπτωση* (*radiative decay*).
- 2) Σε σχετικά υψηλές πιέσεις ( $\sim 1 \text{ atm}$ ) τα μόρια της ατμόσφαιρας συνεχώς αλληλεπιδρούν μέσω συγκρούσεων. Έτσι, υπάρχει η πιθανότητα η ενέργεια  $\Delta E$  που εκπέμπεται κατά την αποδιέγερση του μορίου να μετατραπεί σε άλλες μορφές ενέργειας (πχ. κινητική ενέργεια  $\rightarrow$  θερμότητα). Στην περίπτωση αυτή έχουμε *τοπική αύξηση της θερμοκρασίας* και λέμε

ότι το φωτόνιο έχει απορροφηθεί. Η μετατροπή αυτή της ενέργειας σε θερμότητα ονομάζεται *θερμοποίηση (thermalization)*.

Παρατηρούμε λοιπόν ότι η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάδοσή της στην ατμόσφαιρα εξασθενεί: η εξασθένιση αυτή οφείλεται σε φαινόμενα *σκέδασης* (Μηχανισμός 1) και *απορρόφησης* (Μηχανισμός 2).

Η σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας οφείλεται τόσο στην ύπαρξη των αιωρούμενων σωματιδίων (aerosols) (φαινόμενο σκέδασης Mie), όσο και των μορίων της ατμόσφαιρας (φαινόμενο σκέδασης Rayleigh). Και στις δύο περιπτώσεις το μήκος κύματος της ακτινοβολίας που επανεκπέμπεται παραμένει σταθερό (*ελαστική σκέδαση*). Απλά αναφέρουμε εδώ και την ύπαρξη της *μη-ελαστικής σκέδασης* Raman που οφείλεται στα μόρια της ατμόσφαιρας (πχ. N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O κλπ.) (Measures, 1992). Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας οφείλεται επίσης στα αιωρούμενα σωματίδια (απορρόφηση στην περιοχή του υπεριώδους, κυρίως από τα αιωρούμενα σωματίδια που περιέχουν πυρίτιο), αλλά κυρίως στα μόρια της ατμόσφαιρας. Στην τελευταία περίπτωση η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας μπορεί να οδηγήσει σε *φωτοδιάσπαση* του μορίου (έναρξη φωτοχημικών αντιδράσεων) ή σε *φωτοϊονισμό* (απόσπαση των ηλεκτρονίων της εξωτερικής στιβάδας των ατόμων). Τούτο συμβαίνει κυρίως στην υπεριώδη (UV) ηλιακή ακτινοβολία η οποία απορροφάται στα υψηλά ατμοσφαιρικά στρώματα. Τα μεγαλύτερα μήκη κύματος διεισδύουν βαθύτερα στην ατμόσφαιρα, μέχρι ότου να απορροφηθούν και αυτά από τα διάφορα ατμοσφαιρικά αέρια. Όσο πλησιάζουμε στην επιφάνεια της γης τόσο αυξάνεται η πυκνότητα της ατμόσφαιρας και παράλληλα αυξάνεται και η απορρόφηση της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας. Στις επόμενες παραγράφους θα μελετήσουμε αναλυτικότερα τα φαινόμενα σκέδασης και απορρόφησης στην ατμόσφαιρα.

### 2.1.2 Σκέδαση και απορρόφηση από τα σωματίδια της ατμόσφαιρας

Στη σκέδαση Mie σημαντικό ρόλο παίζει το μέγεθος του σκεδάζοντος σωματιδίου σε σχέση με το μήκος κύματος  $\lambda$  της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, καθώς επίσης και οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων που σχετίζονται με τον δείκτη διάθλασής τους:  $m=n+ik$  ( $n$  και  $k$  είναι το πραγματικό και το φανταστικό μέρος, αντίστοιχα, του δείκτη διάθλασης ο οποίος είναι συνάρτηση του μήκους κύματος). Ο δείκτης  $n$  καταδεικνύει την ταχύτητα του φωτός στο υλικό μέσο, ενώ ο δείκτης  $k$  είναι ένδειξη της απορροφητικότητας του υλικού του σωματιδίου αυτού.

Ορίζουμε λοιπόν την *παράμετρο μεγέθους*  $\alpha$  (size parameter) του σκεδάζοντος αερολύματος:

$$\alpha \equiv 2\pi r / \lambda = \pi D_p / \lambda \quad (2.2)$$

που σχετίζεται με την ακτίνα του  $r$  (και τη διάμετρο  $D_p$ ) και το μήκος κύματος  $\lambda$  της προσπίπτουσας ακτινοβολίας.

Τα σκεδάζοντα σωματίδια έχουν διάμετρο που κυμαίνεται από 0.01  $\mu\text{m}$  (πυρήνες Aitken) έως  $10^2$ - $10^4$   $\mu\text{m}$  (σταγονίδια της βροχής) ή ακόμα έως 1 cm (χαλάζι). Στη σκέδαση Mie τα σκεδάζοντα σωματίδια της ατμόσφαιρας [πχ. αιωρούμενα σωματίδια (ή αερολύματα), ομίχλη, κλπ.] έχουν διάμετρο *συγκρίσιμη* με το μήκος κύματος  $\lambda$  της ηλιακής ακτινοβολίας, οπότε,  $\alpha \approx 1$ . Στην περίπτωση σκέδασης από σωματίδια με διάμετρο *πολύ μεγαλύτερη* ( $D_p > 100 \mu\text{m}$ ) από το μήκος κύματος  $\lambda$  της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας (πχ. σκέδαση από σταγονίδια βροχής) έχουμε φαινόμενα *πολλαπλής σκέδασης* (multiple scattering) που αναφέρονται στη γεωμετρική οπτική (οπότε  $\alpha \gg 1$ ). Η σκέδαση του φωτός από διηλεκτρικές σφαίρες διαμέτρου συγκρίσιμης με το μήκος κύματος  $\lambda$  της ηλιακής ακτινοβολίας μελετήθηκε από τον Mie το 1908 (Mie, 1908). Η θεωρία του κατέδειξε την πλήρη ασυμμετρία που υπάρχει ανάμεσα στην

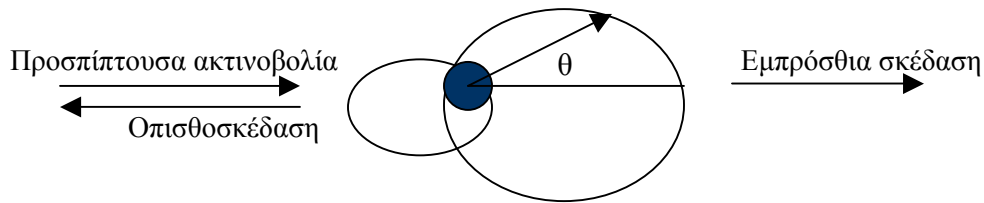
εμπρόσθια σκέδαση (forward scattering) και την οπισθοσκέδαση (backscattering). Συγκεκριμένα, για σωματίδια με διάμετρο  $D_p > \lambda$  υπερτερεί η εμπρόσθια σκέδαση. Η σκέδαση Mie αναφέρεται τόσο σε σφαιρικά όσο και σε μη-σφαιρικά αιωρούμενα σωματίδια [van de Hulst, (1981), Bohren and Huffman (1981), Mischenko et al., (1999)]. Εδώ θα ασχοληθούμε μόνο με τα σφαιρικά αιωρούμενα σωματίδια.

Εάν  $F_0$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) είναι η ένταση της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στα αερολύματα, τότε η σκεδαζόμενη ενέργεια  $F_{\text{scat}}$  (σε W) από αυτά δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$F_{\text{scat}} = C_{\text{scat}} F_0 \quad (2.3)$$

όπου,  $C_{\text{scat}}$  ( $\text{m}^2$ ) είναι η ενεργός διατομή απλής σκέδασης από τα αερολύματα (*single-particle scattering cross section*).

Η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από τα σωματίδια αυτά κατανέμεται στον χώρο ανάλογα με τις διαστάσεις (δηλ. την τιμή του συντελεστή  $a$ ) και το σχήμα των αερολυμάτων. Εάν το σωματίδιο είναι *ισότροπο* (δηλ. το σωματίδιο σκεδάζει με σφαιρική συμμετρία) η κατανομή της έντασης της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας στο χώρο είναι συμμετρική, με άξονα συμμετρίας τη διεύθυνση του κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (Σχήμα 2.1). Έτσι, όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό η προσπίπτουσα ακτινοβολία σκεδάζεται από το σωματίδιο σε γωνία  $\theta$  και η σκεδαζόμενη ακτινοβολία κατανέμεται συμμετρικά στο χώρο, και προς την πρόσθια ( $\theta=0^\circ$ , *εμπρόσθια σκέδαση*) και την οπίσθια ( $\theta=180^\circ$ , *οπισθοσκέδαση*) κατεύθυνση. Ενδεικτικά μόνο αναφέρουμε ότι η γωνιακή κατανομή της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας ονομάζεται *φασική συνάρτηση σκέδασης*  $P(\theta, a, m)$  (Scattering Phase function) (σε  $\text{sr}^{-1}$ ) και είναι συνάρτηση του  $a$  (παράμετρος μεγέθους) και του δείκτη διάθλασης  $m$  (Van de Hulst, 1981 και Measures, 1992).



**Σχήμα 2.1.** Κατανομή στο χώρο της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από σωματίδιο με  $a \approx 1$ .

Γενικά, η θεωρία της σκέδασης Mie εκφράζεται με μιά μαθηματική σειρά –που περιλαμβάνει σωματίδια διαφόρων μεγεθών- ο πρώτος όρος της οποίας αντιστοιχεί στην έκφραση που υπολογίζει η θεωρία του Rayleigh, που θα μελετήσουμε στο επόμενο εδάφιο.

Στην περίπτωση μη πολωμένου φωτός εισάγουμε τον *συντελεστή αποπόλωσης*  $\delta$  (depolarization) ( $\delta = P_{\perp} / P_{\parallel}$ ), όπου  $P_{\perp}$  και  $P_{\parallel}$  είναι η ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου φωτός στις πολώσεις  $\perp$  και  $\parallel$  που είναι μεταξύ τους κάθετες (van de Hust, 1981). Τυπικές τιμές του  $\delta$  κυμαίνονται από 0.02 έως 0.3. Αντίστοιχα, πολωμένη δέσμη laser αποπολώνεται όταν σκεδασθεί από παγοκρυστάλλους, υδροσταγονίδια νεφών ή συμπυκνωμένα νανοσωματίδια υδρατμών σε ύψος 80-86 χλμ. (Baumgarten et al., 2002).

Αξίζει να αναφερθεί ότι η απορρόφηση από τα αιωρούμενα σωματίδια προκαλείται μόνο από εκείνα που έχουν *μη μηδενικό* φανταστικό δείκτη διάθλασης  $k$ . Έτσι, όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του  $k$  τόσο ισχυρότερη είναι και η απορρόφηση από τα αιωρούμενα σωματίδια. Στον Πίνακα 2.1 παρουσιάζονται οι τιμές του δείκτη διάθλασης για ορισμένα συστατικά της ατμόσφαιρας.

**Πίνακας 2.1.** Τιμές δείκτη διάθλασης για ορισμένα συστατικά της ατμόσφαιρας ( $\lambda=0.53 \mu\text{m}$ ).

Συστατικό ατμόσφαιρας	n	k
H <sub>2</sub> O (υγρή φάση)	1.33	0
H <sub>2</sub> O (στερεά φάση)	1.309	0
H <sub>2</sub> O (αέρια φάση)	1.00025	0
NaCl	1.54	0
NH <sub>4</sub> HSO <sub>4</sub>	1.47	0
(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	1.53	0
SiO <sub>2</sub>	1.55	0
Τέφρα (κάρβουνο)	1.96	-0.66
Mineral dust	1.56	0.006

Αντίστοιχα με τη σκέδαση, η απορροφούμενη ενέργεια  $F_{\text{abs}}$  (σε W) από τα αιωρούμενα σωματίδια είναι ανάλογη της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας έντασης  $F_0$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) και δίνεται από τη σχέση:

$$F_{\text{abs}} = C_{\text{abs}} F_0 \quad (2.4)$$

όπου,  $C_{\text{abs}}$  ( $\text{m}^2$ ) είναι η ενεργός διατομή απορρόφησης από τα αερολύματα (single-particle absorption cross section). Ο συντελεστής εξασθένησης  $\alpha_M(\lambda_1)$  από τα αιωρούμενα σωματίδια για την περιοχή του υπεριώδους σε ένα μήκος κύματος  $\lambda_1$ , εάν γνωρίζουμε τον συντελεστή εξασθένησης  $\alpha_M(\lambda_2)$  στο μήκος κύματος  $\lambda_2$ , μπορεί να υπολογισθεί από την σχέση:

$$\alpha_M(\lambda_1) = \alpha_M(\lambda_2) [\lambda_1/\lambda_2]^{-m} \quad (2.5)$$

όπου m είναι ο συντελεστής Angstrom των σωματιδίων, που εξαρτάται από τη χημική σύσταση αυτών. Ο m λαμβάνει τυπικές τιμές από 0.6-1.5. Τέλος, ορίζουμε σαν *λευκότητα μεμονωμένης σκέδασης*  $\omega$  (single scattering albedo) το λόγο:

$$\omega = C_{\text{scatt}} / C_{\text{ext}} \quad (2.6\alpha)$$

όπου:

$$C_{\text{ext}} = C_{\text{scatt}} + C_{\text{abs}} \quad (2.6\beta)$$

είναι η ενεργός διατομή εξασθένησης από τα αερολύματα. Από τις εξισώσεις (2.5α) και (2.5β) καταλήγουμε στην εξίσωση:

$$1 - \omega = C_{\text{abs}} / C_{\text{ext}} \quad (2.6\gamma)$$

Στην περιοχή του υπεριώδους οι τιμές του  $\omega$  κυμαίνονται από 0.8 (αιωρούμενα σωματίδια) έως 0.9999 (σωματίδια νεφών). Επομένως, μεγάλες τιμές του  $\omega$  καταδεικνύουν αερολύματα που σκεδάζουν έντονα, ενώ αντίστοιχα μεγάλες τιμές του  $1-\omega$  καταδεικνύουν αερολύματα που απορροφούν έντονα.

### 2.1.2 Σκέδαση Rayleigh

Στη σκέδαση Rayleigh τα σκεδάζοντα σωματίδια (μόρια) της ατμόσφαιρας έχουν διάμετρο μικρότερη από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας ( $a \ll \lambda$ ) (πχ. για το ορατό φως έχουμε σωματίδια  $\leq 0.1 \mu\text{m}$ ). Οι βασικές αρχές της μοριακής σκέδασης περιγράφηκαν από τον λόρδο Rayleigh το 1871. Στη μοριακή σκέδαση παρεμβαίνει η *διαφορική ενεργός*

διατομή σκέδασης  $d\sigma_R/d\Omega$  (differential scattering cross section) Rayleigh για μονοχρωματικό πολωμένο φως και για οπτικά ισοτροπικά μόρια (Measures, 1992):

$$d\sigma_R / d\Omega = [\pi^2(n^2-1)^2/N^2\lambda^4][\cos^2\varphi \cos^2\theta + \sin^2\varphi] \quad (2.7)$$

όπου,  $n$  είναι το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης της ατμόσφαιρας<sup>1</sup>,  $N$  η συγκέντρωση ( $\text{mol cm}^{-3}$ ) των αερίων της ατμόσφαιρας<sup>2</sup> και  $\theta, \varphi$  οι γωνίες (σε σφαιρικές συντεταγμένες) που σχηματίζουν η προσπίπτουσα και η σκεδαζόμενη πολωμένη ακτινοβολία.

Με βάση την εξίσωση (2.7) η σκέδαση από τη μοριακή ατμόσφαιρα (σκέδαση Rayleigh) είναι αντιστρόφως ανάλογη της τέταρτης δύναμης του  $\lambda$  ( $\sim\lambda^{-4}$ ), έτσι η ηλιακή ακτινοβολία με μικρότερο μήκος κύματος (πχ. μπλε περιοχή του φάσματος  $\lambda\approx 450$  nm) σκεδάζεται εντονότερα απ'ότι η ακτινοβολία στην ερυθρά περιοχή του φάσματος ( $\lambda\approx 650$  nm), κάτι που εξηγεί και το μπλε χρώμα του καθαρού ουρανού.

Μια τυπική μέση τιμή της  $d\sigma_R / d\Omega$  για  $\lambda = 700$  nm σε κανονικές ατμοσφαιρικές συνθήκες (ΚΣ) είναι  $d\sigma_R / d\Omega = 2 \times 10^{-28} \text{ cm}^2 \text{ sr}^{-1}$  (βέβαια η τιμή αυτή εξαρτάται από το είδος των μορίων της ατμόσφαιρας). Εάν τώρα ολοκληρώσουμε την εξίσωση (2.7) σε μια στερεά γωνία  $4\pi$ , λαμβάνουμε:

$$\sigma_R (\text{ολικό}) = (8\pi/3) [\pi^2(n^2-1)^2/N^2\lambda^4] \quad (2.8)$$

Επομένως, στο επίπεδο της θάλασσας ( $p=1$  atm) και για μέση θερμοκρασία  $T=23^\circ\text{C}$  (296 K) η ολική ενεργός διατομή σκέδασης Rayleigh  $\sigma_R$  ( $\text{cm}^2$ ) γράφεται:

$$\sigma_R (\text{cm}^2) = (1.18 \times 10^{-8} / N) [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.9\alpha)$$

ή αντίστοιχα, ο ολικός συντελεστής σκέδασης Rayleigh (σε  $\text{cm}^{-1}$ ) δίνεται από τη σχέση:

$$N \sigma_R (\text{ολικό}) = 1.18 \times 10^{-8} [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.9\beta)$$

Οι σχέσεις (2.9α) και (2.9β) ισχύουν προσεγγιστικά, δεδομένου ότι ο δείκτης διάθλασης της ατμόσφαιρας παραμένει σταθερός με το μήκος κύματος στο ορατό τμήμα του φάσματος (με επαγόμενο σφάλμα  $3 < \%$ ).

Στην περίπτωση πολωμένης ακτινοβολίας (πχ. ακτινοβολία λέιζερ) η ενεργός διατομή οπισθοσκέδασης (για  $\theta=\pi$ ) Rayleigh (σε  $\text{cm}^2 \text{ sr}^{-1}$ ) από τα μόρια της ατμόσφαιρας, προκύπτει από την εξίσωση (2.7) για  $\theta=\pi$  και δίνεται προσεγγιστικά στο επίπεδο της θάλασσας από τη σχέση:

$$\sigma_{(\pi)R} (\text{σε } \text{cm}^2 \text{ sr}^{-1}) \equiv d\sigma_R (\theta=\pi)/d\Omega = 5.45 \times 10^{-28} [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.10)$$

και επομένως, ο συντελεστής οπισθοσκέδασης όγκου  $\beta_R$  (volume backscattering coefficient) στο επίπεδο της θάλασσας (σε  $T=296$  K) δίνεται (σε  $\text{cm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ ) προσεγγιστικά από τη σχέση:

<sup>1</sup> Ο δείκτης διάθλασης  $n$  σαν συνάρτηση της θερμοκρασίας  $T$  και της πίεσης  $P$  της ατμόσφαιρας δίνεται από τη σχέση:  $(n-1) = (n_s-1)[(1+\alpha T_s)/(1+\alpha T)](P/P_s)$ ,  $T_s=15^\circ\text{C}$ ,  $P_s=1013.25\text{hPa}$ ,  $n_s=1.00025$  (Penndorff, 1959).

<sup>2</sup> Σε κανονικές συνθήκες (ΚΣ) πίεσης ( $1 \text{ atm}=1013.25 \text{ hPa}$ ) και θερμοκρασίας ( $0^\circ\text{C}=273.15 \text{ K}$ ) το γραμμικό μόριο ενός τελείου αερίου (δηλ.  $6.023 \times 10^{23}$  μόρια) καταλαμβάνει όγκο  $22.4 \text{ lt}=22400 \text{ cm}^3$ . Επομένως, σε θερμοκρασία  $296\text{K}$  ( $23^\circ\text{C}$ ) η μέση συγκέντρωση της ατμόσφαιρας είναι  $N=(6.023 \times 10^{23}/22400) \times (273/296)=2.47 \times 10^{19} \text{ mol cm}^{-3}$ .

$$\beta_R = N \sigma_{(\pi)R} (\text{cm}^{-1}\text{sr}^{-1}) = 1.39 \times 10^{-8} [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.11)$$

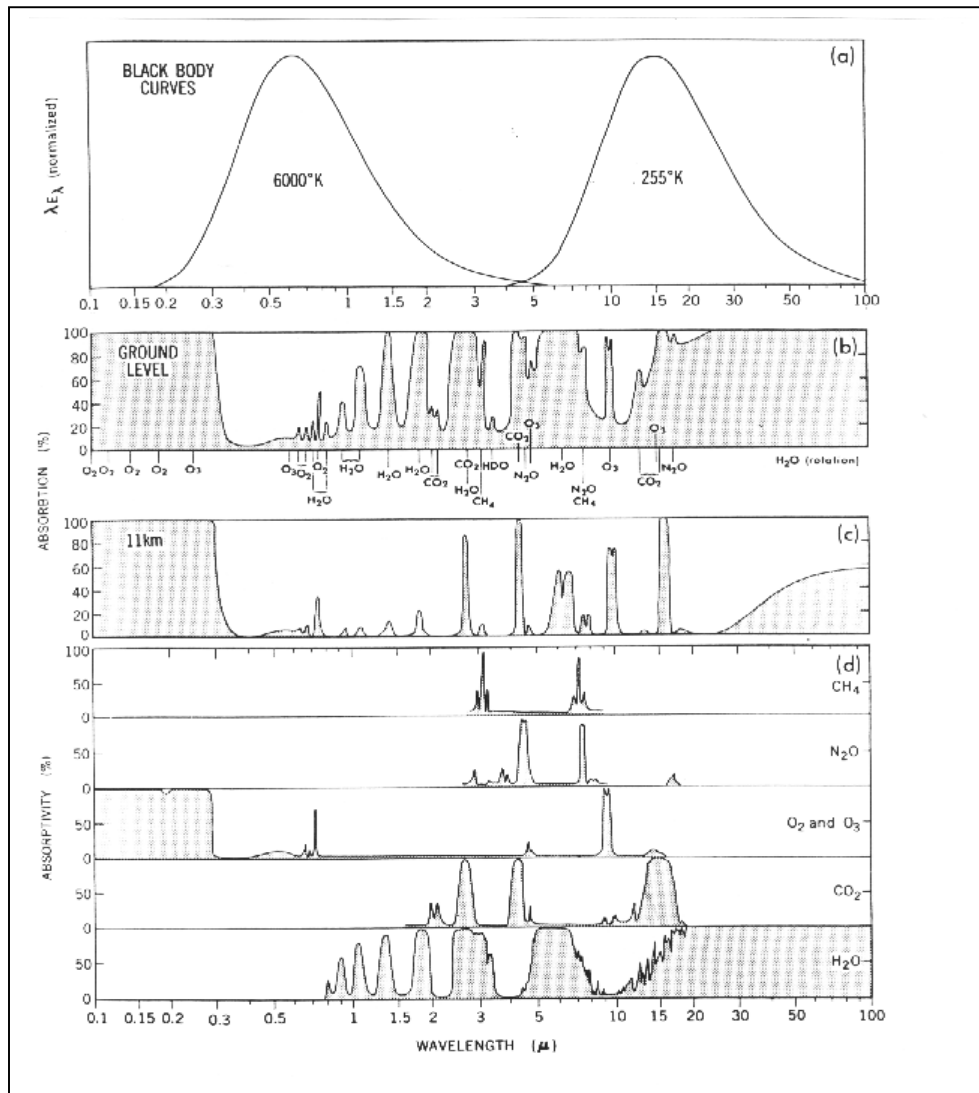
αφού,  $N=2.55 \times 10^{19} \text{ mol/cm}^3$ .

### 2.1.3 Μοριακή απορρόφηση

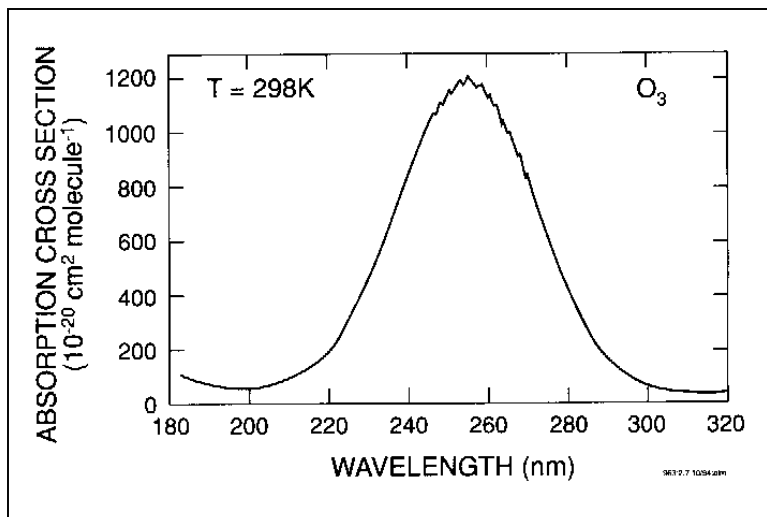
Η απορρόφηση οπτικής ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας σχετίζεται κυρίως με τις μεταπτώσεις (οπτικές μεταβάσεις) μεταξύ των επιτρεπόμενων κβαντισμένων ενεργειακών επιπέδων των μορίων. Όπως προαναφέρθηκε, τα ενεργειακά αυτά επίπεδα συσχετίζονται με ηλεκτρονικές, ταλαντωτικές και περιστροφικές μεταπτώσεις, ή σε συνδυασμό ταλαντωτικών-περιστροφικών μεταπτώσεων. Έτσι, η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος προκαλείται από τα διάφορα αέρια της ατμόσφαιρας και ειδικότερα από τους υδρατμούς ( $\text{H}_2\text{O}$ ), το οξυγόνο ( $\text{O}_2$ ), το όζον ( $\text{O}_3$ ), το διοξείδιο του άνθρακα ( $\text{CO}_2$ ), το μεθάνιο ( $\text{CH}_4$ ), το πρωτοξείδιο του αζώτου ( $\text{N}_2\text{O}$ ), κλπ., όπως παριστάνεται στο Σχήμα 2.2α. Τα παραπάνω αέρια παίζουν επομένως κυρίαρχο ρόλο στο φαινόμενο του θερμοκηπίου. Στο Σχήμα 2.2.β παριστάνεται η απορροφητικότητα της γήινης ατμόσφαιρας σε ύψος 11 χλμ., ενώ στο Σχήμα 2.2.γ παρουσιάζεται η συνολική απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας που οφείλεται αντίστοιχα στα  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$ .

Ενδεικτικά αναφέρουμε ότι τα αέρια  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$  και  $\text{H}_2\text{O}$  απορροφούν έντονα στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, ενώ μεταξύ 8-12  $\mu\text{m}$ , παρατηρούμε την ύπαρξη του λεγόμενου ατμοσφαιρικού παράθυρου στο θερμικό υπέρυθρο, εντός του οποίου η απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας είναι χαμηλή (εκτός από τη ζώνη απορρόφησης του όζοντος στα 9.6  $\mu\text{m}$ ). Οι υδρατμοί απορροφούν στο μακρινό υπεριώδες ( $\lambda < 186 \text{ nm}$ ) (ηλεκτρονικές μεταπτώσεις), στο υπέρυθρο στα 6.3  $\mu\text{m}$  (ταλαντωτικές μεταπτώσεις στη ζώνη  $\nu_2$ ), στα 2.6-3.3  $\mu\text{m}$  (ταλαντωτικές μεταπτώσεις) και σε  $\lambda > 16 \mu\text{m}$  (περιστροφικές μεταπτώσεις). Το  $\text{CO}_2$  απορροφά έντονα στο υπέρυθρο στα 15  $\mu\text{m}$  (ταλαντωτικές μεταπτώσεις στη ζώνη  $\nu_2$ ) και στα 4.3  $\mu\text{m}$  (ταλαντωτικές μεταπτώσεις στη ζώνη  $\nu_3$ ). Το  $\text{O}_3$  απορροφά κυρίως στο υπεριώδες (ηλεκτρονικές μεταπτώσεις) σε συνεχές φάσμα (continuum) από 200-310 nm (ζώνες Hartley) και στα 310-350 nm (ζώνες Huggins), αλλά και στο ορατό 400-850 nm (Chappuis), όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.3α. Διαθέτει επίσης τρεις ζώνες απορρόφησης (λόγω ταλαντωτικών-περιστροφικών μεταπτώσεων) στο υπέρυθρο 9.1  $\mu\text{m}$  ( $\nu_1$ ), 14.1  $\mu\text{m}$  ( $\nu_2$ ) και 9.6  $\mu\text{m}$  ( $\nu_3$ ), οι οποίες είναι ασθενέστερες από αυτές του υπεριώδους. Το  $\text{N}_2\text{O}$  απορροφά κυρίως στο υπέρυθρο (4.5  $\mu\text{m}$ , 7.8  $\mu\text{m}$  και 17  $\mu\text{m}$ ).

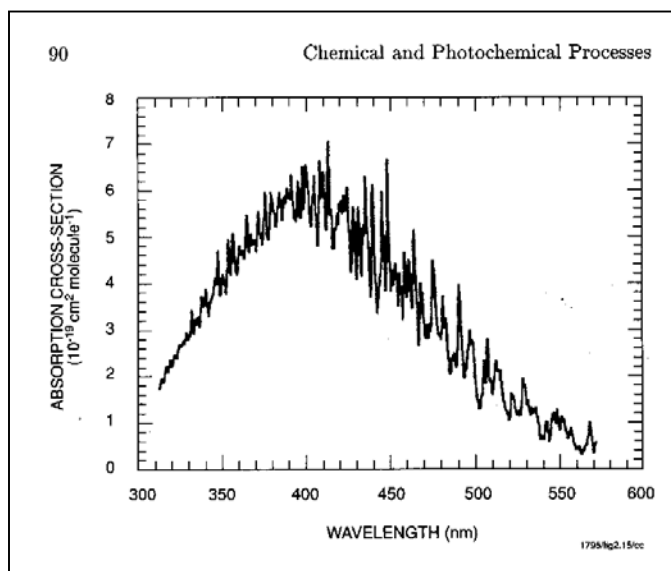
Τέλος, το  $\text{NO}_2$  απορροφά κυρίως στην περιοχή του ορατού (Σχήμα 2.3.β).



**Σχήμα 2.2.** Απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας (%) για τα κυριότερα ατμοσφαιρικά αέρια, (β) από το έδαφος έως την κορυφή της ατμόσφαιρας, (γ) από τα 11 χλμ. και άνω και (δ) για επιλεγμένα αέρια σε όλη την ατμόσφαιρα, σε συνάρτηση με το μήκος κύματος (Reixoto and Ort, 1993).



Σχήμα 2.3.α. Ενεργός διατομή απορρόφησης του όζοντος σαν συνάρτηση του μήκους κύματος στο υπεριώδες.



Σχήμα 2.3.γ. Ενεργός διατομή απορρόφησης του διοξειδίου του αζώτου σαν συνάρτηση του μήκους κύματος (Harwood and Jones, 1994).

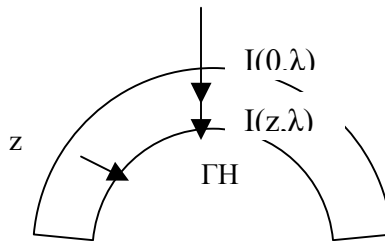


## 2.2 Βασική θεωρία διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα

Όπως προαναφέρθηκε, η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάδοσή της στην ατμόσφαιρα αλληλεπιδρά με τα συστατικά της ατμόσφαιρας (μόρια, άτομα, αερολύματα, κλπ.) μέσω διαφόρων οπτικών και φυσικοχημικών φαινομένων και τελικά φθάνει εξασθενημένη στο έδαφος (φαινόμενα σκέδασης και απορρόφησης). Έτσι, αν θεωρήσουμε ότι μια μονοχρωματική ακτίνα φωτός (μήκους κύματος  $\lambda$ ) που προσπίπτει και διαδίδεται κάθετα σε μια ομοιογενή ατμόσφαιρα, έχει ένταση  $I(0,\lambda)$ , τότε η ένταση της ακτινοβολίας στο επίπεδο του εδάφους (αφού η ακτίνα διανύσει απόσταση  $z$ ) δίνεται από τη σχέση των Beer-Lambert:

$$I(z,\lambda) = I(0,\lambda) \exp \left[ - \int_0^z \alpha(z',\lambda) dz' \right] \quad (2.12)^3$$

όπου,  $\alpha(z',\lambda)$  είναι ο συντελεστής εξασθένισης (*extinction coefficient*) της ατμόσφαιρας (σε  $\text{cm}^{-1}$ ) στο μήκος κύματος  $\lambda$  στη θέση  $z'$  (Σχήμα 2.4).



**Σχήμα 2.4.** Διάδοση μονοχρωματικής ακτινοβολίας σε ομοιόμορφη ατμόσφαιρα πάχους  $z$ .

Ειδικότερα, ο συντελεστής εξασθένισης  $\alpha(z',\lambda)$  εξαρτάται από φαινόμενα σκέδασης και απορρόφησης που οφείλονται στα μόρια και στα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Μπορούμε να γράψουμε λοιπόν τη γενική σχέση:

$$\alpha(\lambda) = \alpha_M(\lambda) + \alpha_R(\lambda) = \alpha_{Mscat}(\lambda) + \alpha_{Mabs}(\lambda) + \alpha_{Rscat}(\lambda) + \alpha_{Rabs}(\lambda) \quad (2.13)$$

όπου, οι δείκτες M και R στους συντελεστές εξασθένισης, αναφέρονται στα αιωρούμενα σωματίδια και μόρια της ατμόσφαιρας, αντίστοιχα.<sup>4</sup>

Για τα μόρια της ατμόσφαιρας ισχύουν οι σχέσεις:

$$\alpha_{Rscat}(\lambda) = \sigma_R(\lambda) N \quad (2.14\alpha) \quad \text{και} \quad \alpha_{Rabs}(\lambda) = \sigma_{abs}(\lambda) N_{\text{αέρια}} \quad (2.14\beta)$$

όπου,  $\sigma_R(\lambda) = 4.02 \times 10^{-28} (1/\lambda^4)$  είναι η ενεργός διατομή εξασθένισης (λόγω σκέδασης) Rayleigh από τα μόρια της ατμόσφαιρας (σε  $\text{cm}^2$ ),  $\sigma_{abs}(\lambda)$  η ενεργός διατομή απορρόφησης από τα διάφορα αέρια της ατμόσφαιρας και  $N_{\text{(αέρια)}}$  η συγκέντρωση των μορίων (αερίων) της ατμόσφαιρας (σε  $\text{cm}^{-3}$ ) που απορροφούν στο συγκεκριμένο μήκος κύματος. Ας σημειωθεί ότι ο συντελεστής εξασθένισης  $\alpha(\lambda)$  εξαρτάται από το μήκος κύματος της μονοχρωματικής ακτινοβολίας  $\lambda$ , τη θερμοκρασία, την πίεση και από την κατακόρυφη κατανομή της συγκέντρωσης των σκεδαζόντων

<sup>3</sup> Σημειώνεται εδώ ότι θεωρούμε ότι τα μόρια της ατμόσφαιρας μόνο σκεδαίνουν και απορροφούν τη διερχόμενη ακτινοβολία και δεν εκπέμπουν ακτινοβολία.

<sup>4</sup> Συνήθως  $\alpha_{Mscat}(\lambda) > \alpha_{Mabs}(\lambda)$ .

ή απορροφούντων συστατικών της ατμόσφαιρας. Η εξίσωση (2.12) όταν η ατμόσφαιρα, πάχους  $z$ , είναι ομοιογενής μπορεί επίσης να γραφεί ως:

$$I(z, \lambda) / I(0, \lambda) = \exp(-\alpha_\lambda z) = T_\lambda \quad (2.15)$$

όπου,  $T_\lambda$  είναι η διαπερατότητα (transmissivity)<sup>5</sup> της ατμόσφαιρας.

Αντίστοιχα, με βάση το Σχήμα 2.4, εάν  $I_{0,\lambda}$  είναι η προσπίπτουσα μονοχρωματική ακτινοβολία στην κορυφή της γήινης ατμόσφαιρας (Top Of the Atmosphere: TOA) και  $I_{\lambda a}$ ,  $I_{\lambda r}$ ,  $I_{\lambda t}$  είναι αντίστοιχα η ακτινοβολία που απορροφάται, ανακλάται και διαδίδεται στην ομοιογενή ατμόσφαιρα πάχους  $z$ , ορίζουμε την απορροφητικότητα  $A_\lambda = I_{\lambda a} / I_{0,\lambda}$ , την ανακλαστικότητα (ή λευκότητα, albedo)  $R_\lambda = I_{\lambda r} / I_{0,\lambda}$  και τη διαπερατότητα  $T_\lambda = I_{\lambda t} / I_{0,\lambda}$  (όπως η εξίσωση 2.15) της ατμόσφαιρας, προκειμένου η ενέργεια να διατηρείται (θεωρούμε αμελητέα την εκπομπή από τα μόρια της ατμόσφαιρας) θα πρέπει τότε να ισχύει:

$$A_\lambda + R_\lambda + T_\lambda = 1 \quad (2.16)$$

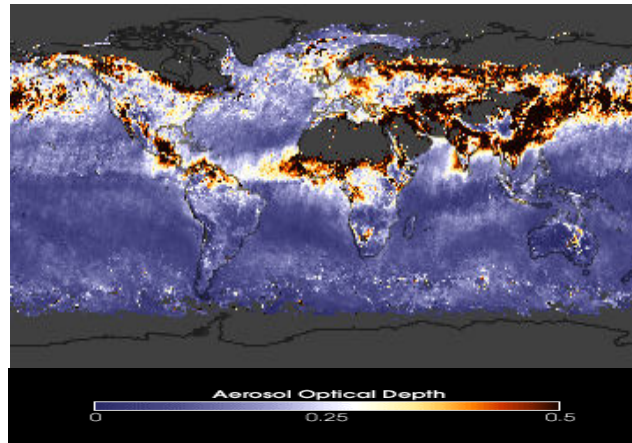
Παραγωγίζοντας την εξίσωση (2.15) λαμβάνουμε:

$$dI_\lambda / I_{0,\lambda} = -\alpha_\lambda dz \quad (2.17)$$

Η φυσική έννοια της εξίσωσης (2.16) είναι ότι όταν ακτινοβολία έντασης  $I_0$  διέρχεται μέσα από μια ομοιογενή ατμόσφαιρα πάχους  $dz$  εξασθενεί κατά  $dI$ . Η ποσότητα:

$$\tau(0, z) = \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \quad (2.18)$$

ονομάζεται οπτικό πάχος (optical thickness ή optical depth) της ατμόσφαιρας για ένα στρώμα πάχους  $z$ . Συνήθεις τιμές του  $\tau$  κυμαίνονται από 0.1-0.5. Σε εξαιρετικές περιπτώσεις το  $\tau$  ξεπερνά το 1.



**Σχήμα 2.5.** Μέσο οπτικό πάχος (0-0.5) των αιωρούμενων σωματιδίων πάνω από την επιφάνεια της γης, όπως μετρήθηκε από τον δορυφόρο MODIS (NASA Goddard Space Flight Center, MODIS Science Team).

<sup>5</sup> Στην γενικότερη περίπτωση για τη διαπερατότητα μη ομοιογενούς ατμοσφαιρικού στρώματος πάχους  $z_2 - z_1$  ισχύει:  $T_\lambda(z_1, z_2) = \exp(-\int_{z_1}^{z_2} \alpha_\lambda dz')$

Στον Πίνακα 2.2 παρουσιάζουμε τιμές της λευκότητας για διάφορα είδη επιφανειών στο ορατό μέρος του φάσματος (Houghton, 1985).

*Πίνακας 2.2. Τιμές λευκότητας για διάφορα είδη επιφανειών στο ορατό μέρος του φάσματος.*

<b>Είδος Επιφάνειας</b>	<b>Λευκότητα (%)</b>
Άμμος	18-28
Γρασίδι	16-20
Δάσος	14-20
Πυκνό δάσος	5-10
Χιόνι (νέο)	75-95
Χιόνι (παλαιό)	40-60
Αστική περιοχή	14-18