



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ**

Ειδικά Κεφάλαια Παραγωγής Ενέργειας

Ενότητα 3^η : Ηλιακή Ενέργεια

Αναπλ. Καθηγητής: Γεώργιος Μαρνέλλος

Τμήμα Μηχανολόγων Μηχανικών

Άδειες Χρήσης

- Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό υπόκειται σε άδειες χρήσης Creative Commons.
- Για εκπαιδευτικό υλικό, όπως εικόνες, που υπόκειται σε άλλου τύπου άδειας χρήσης, η άδεια χρήσης αναφέρεται ρητώς.



Χρηματοδότηση

- Το παρόν εκπαιδευτικό υλικό έχει αναπτυχθεί στα πλαίσια του εκπαιδευτικού έργου του διδάσκοντα.
- Το έργο «**Ανοικτά Ψηφιακά Μαθήματα του Πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας**» έχει χρηματοδοτήσει μόνο τη αναδιαμόρφωση του εκπαιδευτικού υλικού.
- Το έργο υλοποιείται στο πλαίσιο του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» και συγχρηματοδοτείται από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) και από εθνικούς πόρους.



Περιεχόμενα

1. Η ηλιακή ενέργεια.....	4
1.1 Απόσταση ήλιου – γης και ένταση ηλιακής ακτινοβολίας.....	4
1.2 Η κίνηση της γης γύρω από τον ήλιο και οι συνέπειες της.....	5
1.2.1 Φαινομενική κίνηση του ήλιου	7
1.2.2 Προσδιορισμός της διάρκειας μιας ημέρας.....	9
1.2.3 Ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της ημέρας και του έτους	11
1.3 Προσπίπτουσα ακτινοβολία σε ηλιακό συλλέκτη	14
1.3.1 Μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία σε κεκλιμένο επίπεδο στην επιφάνεια της γης	16
1.4 Παράδειγμα 1 ^ο :.....	21
1.5 Παράδειγμα 2 ^ο :.....	23
για $\beta = 30$ προκύπτουν τα αποτελέσματα:.....	23
1.6 Παράδειγμα 3 ^ο :.....	24
1.7 Βέλτιστη γωνία κλίσης Φ/Β συλλέκτη.....	25
1.8 Παράδειγμα 4 ^ο :.....	26
1.9 Η επίδραση των νεφώσεων.....	28
1.10 Παράδειγμα 5 ^ο :.....	29
2. ΦΩΤΟΒΟΛΤΑΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ.....	30
2.1 Το φωτοβολταϊκό φαινόμενο	30
2.2 Τεχνολογίες Φ/Β στοιχείων.....	35
2.2.1 Τεχνολογία Λεπτής Μεμβράνης	35

1. Η ηλιακή ενέργεια

Το θεωρητικό δυναμικό, δηλαδή το ανώτατο φυσικό όριο της ηλιακής ενέργειας που φθάνει στη γη ανέρχεται σε 7.500 Gtoe ετησίως και αντιστοιχεί 75.000 % του παγκόσμιου ενεργειακού ισοζυγίου. Το τεχνικό δυναμικό της ηλιακής ενέργειας, δηλαδή το ανώτατο όριο που είναι τεχνολογικά εφικτό να αξιοποιηθεί, εκτιμάται σε 40 Gtoe, ή το 400 % του παγκόσμιου ενεργειακού ισοζυγίου.

Η ηλιακή ενέργεια που προσπίπτει σε μία συγκεκριμένη θέση Α πάνω στη γη, εξαρτάται από την εποχή (χαρακτηριστική ημέρα του χρόνου) και από την ώρα της ημέρας.

1.1 Απόσταση ήλιου – γης και ένταση ηλιακής ακτινοβολίας

Η ηλιακή ενέργεια στα όρια της ατμόσφαιρας έχει μέση ένταση $I_{OAVE} = 1373$ W/m² επιφάνειας προσανατολισμένης κάθετα στις ακτίνες του ήλιου και εξαρτάται από την απόσταση ήλιου – γης. Η γη κινείται σε ελλειπτική τροχιά με αποτέλεσμα η απόσταση ήλιου – γης να μεταβάλλεται. Ο ήλιος βρίσκεται πάνω στο μεγάλο ημιάξονα της ελλειπτικής τροχιάς, στο σημείο Η και όχι στο κέντρο της. Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της τροχιάς αυτής είναι:

$$\begin{aligned} HA &= \text{περιήλιο} = 147 \square 106 \text{ km} & H\Gamma &= \text{αφήλιο} = 152 \square 106 \text{ km} \\ OH &= (H\Gamma - HA)/2 = 2,5 \square 106 \text{ km} & \text{Εκκεντρότητα } e &= OH/OA = 0.0167 \\ OA &= \alpha = (HA + H\Gamma)/2 = 149,5 \square 106 \text{ km} & OB = \beta &= \alpha (1 - e^2)^{1/2} = 149,5 \square 106 \text{ km} \end{aligned}$$

Λόγω της πολύ μικρής εκκεντρότητας ($e = 0,0167$) ο μεγάλος ημιάξονας, έχει μικρή διαφορά από τον μικρό ημιάξονα ($\alpha - \beta = 20848,5$ km) και η ελλειπτική τροχιά πλησιάζει τη μορφή κύκλου. Αν r είναι η μέση απόσταση ήλιου – γης, η απόσταση ήλιου – γης την ημέρα v του έτους r_v , είναι:

$$1. \frac{r_v}{r} = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos v [(v-1) \times (\frac{360}{365})]}$$

($v = 1$ για την 1η Ιανουαρίου). Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας, έξω από τα όρια της γήινης ατμόσφαιρας, εξαρτάται από την απόσταση αυτή και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$2. I_{ov} = I_{OAVE} \left(\frac{r}{r_v}\right)^2$$

όπου $I_{OAVE} = 1373$ W/m² η μέση ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας έξω από τα όρια της ατμόσφαιρας, η οποία ονομάζεται και **ηλιακή σταθερά**. Από τον συνδυασμό των Σχέσεων 1 και 2, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας την v -οστή ημέρα του χρόνου, υπολογίζεται και από την σχέση:

$$3. I_{ov} = I_{OAVE} (1 + 0,0333 \times \sin (360v/365))$$

Από τους υπολογισμούς για κάθε χαρακτηριστική ημέρα του χρόνου προκύπτει ότι η ένταση της ηλιακής ενέργειας στη γη μεταβάλλεται κατά $\square 3,5\%$.

1.2 Η κίνηση της γης γύρω από τον ήλιο και οι συνέπειες της

Η γη κάνει μία περιφορά γύρω από τον ήλιο σε 365 ημέρες. Σε κάθε νέα θέση, κατά την περιφορά, ο άξονας της γης παραμένει παράλληλος με την προηγούμενη. Όμως δεν είναι κάθετος στο επίπεδο της ελλειπτικής τροχιάς περιστροφής της γης. Αποκλίνει από την κάθετο αυτή κατά $\Delta = 23,45^\circ$. Το γεγονός αυτό είναι υπεύθυνο:

- για την αλλαγή των εποχών κατά τη διάρκεια του έτους αλλά και
- για τη μεταβολή της διάρκειας της ημέρας και της νύχτας κατά τη μεταβολή των εποχών,

και αυτό γιατί, όταν η γή βρίσκεται είτε στο ένα είτε στο άλλο άκρο της κύριας διαμέτρου (θέσεις Α και Γ, στο Σχήμα 1), ο άξονας αποκλίνει κατά τέτοιο τρόπο ώστε να εκθέτει το ένα από τα δύο ημισφαίρια περισσότερο προς τον ήλιο (Σχήμα 2α και 2γ) και το άλλο λιγότερο. Αντίθετα, όταν βρίσκεται στα άκρα του μικρού άξονα (θέσεις Α και Γ, στο Σχήμα 1) και τα δύο ημισφαίρια εκτίθενται το ίδιο στην ηλιακή ακτινοβολία (παρά το γεγονός ότι ο ισημερινός συνεχίζει να αποκλίνει κατά $23,45^\circ$ από το επίπεδο της τροχιάς – ή αντίστοιχα ο άξονας περιστροφής συνεχίζει να αποκλίνει κατά $23,45^\circ$ από την κάθετη στο επίπεδο της τροχιάς).

Στις θέσεις Α και Γ (22 Ιουνίου και 22 Δεκεμβρίου), το βόρειο και το νότιο ημισφαίριο αντίστοιχα, είναι περισσότερο στραμμένο προς τον ήλιο (Σχήμα 2α και 2γ) και, στο Σχήμα Α για παράδειγμα, η περιστροφική διαδρομή (με σταθερή γωνιακή ταχύτητα) που διατρέχει ένα οποιοδήποτε σημείο του βόρειου ημισφαιρίου βρίσκεται ως επί τω πλείστον στην περιοχή της ημέρας. Έτσι, η μέρα είναι μεγαλύτερη από τη νύχτα στο βόρειο ημισφαίριο όταν η γη βρίσκεται στη Θέση Α του Σχήματος 1. Αντίθετα, στις θέσεις Β και Δ και παρά το γεγονός ότι η γη συνεχίζει να είναι “στραμμένη” κατά $23,45^\circ$, η διαδρομή κάθε σημείου του κάθε ημισφαιρίου στη μέρα και στη νύχτα είναι μεταξύ τους ίσες.

Η γωνία $\Delta = 23,45^\circ$ ορίζει:

- το μέγιστο γεωγραφικό πλάτος (θετικό από τον ισημερινό και προς το βορά ή αρνητικό από τον ισημερινό προς το νότο) στο οποίο ο ήλιος μπορεί να φωτίσει κατακόρυφα (υπό γωνία 90°) – το μέγιστο αυτό βόρειο πλάτος $+23,45^\circ$ ορίζει τον τροπικό του καρκίνου, ο οποίος φωτίζεται κατακόρυφα στις 12 το μεσημέρι (ηλιακή ώρα) στις 22/6 και το μέγιστο νότιο πλάτος $-23,45^\circ$ ορίζει τον τροπικό του αιγόκερου, ο οποίος φωτίζεται κατακόρυφα στις 12 το μεσημέρι (ηλιακή ώρα) στις 22/12 – ο θερμικός ισημερινός της γης εκτείνεται στη ζώνη αυτή από $23,45^\circ$ βόρεια μέχρι $-23,45^\circ$ νότια του γεωγραφικού ισημερινού.
- τη γωνιακή θέση του ήλιου κατά το ηλιακό μεσημέρι κάθε ημέρας του έτους, σε σχέση με το επίπεδο του ισημερινού (η γωνία αυτή ονομάζεται δ και λαμβάνει τιμές στο διάστημα $-\Delta < \delta < \Delta$).

Η τιμή της γωνίας δ κυμαίνεται από $-23,45^\circ$ μέχρι $23,45^\circ$, είναι διαφορετική για κάθε ημέρα του χρόνου και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$4. \delta_v = 23,45 \cdot \eta\mu \left(360 \frac{284 + v}{365} \right)$$

όπου v είναι ο χαρακτηριστικός αριθμός της συγκεκριμένης ημέρας του χρόνου ($v = 1$ για την 1η Ιανουαρίου). Κατά την περιφορά της γης η γωνία δ (απόκλιση) παίρνει τις παρακάτω τιμές, όπως μπορεί να υπολογιστεί και από την παραπάνω σχέση:

- για $v = 81$ (22 Μαρτίου), $\delta = 0^\circ$ (εαρινή ισημερία),
- για $v = 172,25$ (6 ώρες μετά τις 22 Ιουνίου), $\delta = 23,45^\circ$ (θερινό ηλιοστάσιο),
- για $v = 263,5$ (12 ώρες μετά τις 20 Σεπτεμβρίου), $\delta = 0^\circ$ (φθινοπωρινή ισημερία),
- για $v = 354,75$ (18 ώρες μετά τις 20 Δεκεμβρίου), $\delta = -23,45^\circ$ (χειμερινό ηλιοστάσιο).

Δηλαδή, 22 Μαρτίου, κατά τη θερινή ισημερία, και 22 Σεπτεμβρίου, κατά τη χειμερινή ισημερία, τη 12η ηλιακή ώρα (παρουσιάζει μικρές αποκλίσεις από τη 12η πρωινή) ο ήλιος βρίσκεται 90° (στο Ζενίθ) πάνω από τον ισημερινό της γης και η απόκλιση δ έχει την τιμή 0° .

Από 22 Μαρτίου και μέχρι 22 Ιουνίου η απόκλιση δ αυξάνει συνεχώς και την 22α Ιουνίου λαμβάνει τη μέγιστη τιμή $\delta = 23,45^\circ$ οπότε έχουμε το θερινό ηλιοστάσιο.

Στις 22 Ιουνίου, ο ήλιος βρίσκεται στο Ζενίθ του τροπικού του καρκίνου (βόρειο ημισφαίριο με γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 23,45^\circ$).

Από 22 Σεπτεμβρίου και μέχρι τις 22 Δεκεμβρίου η απόκλιση δ μειώνεται συνεχώς και γίνεται $\delta = -23,45^\circ$ οπότε έχουμε το χειμερινό ηλιοστάσιο. Στις 21 Δεκεμβρίου, ο ήλιος βρίσκεται στο Ζενίθ του τροπικού του αιγόκερου (νότιο ημισφαίριο με γεωγραφικό πλάτος $\varphi = -23,45^\circ$).

Γεωγραφικό πλάτος του τόπου (φ) είναι η απόσταση σε μοίρες ενός τόπου από τον ισημερινό της γης. Η γωνία φ κυμαίνεται από 0° (ισημερινός) μέχρι 90° (βόρειος πόλος) και από 0° μέχρι -90° (νότιος πόλος). Επομένως το γεωγραφικό πλάτος έχει θετικές τιμές για το βόρειο ημισφαίριο και αρνητικές για τον νότιο.

Για το βόρειο ημισφαίριο, όσο μεγαλύτερο είναι το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, τόσο μεγαλύτερη είναι η διάρκεια της ημέρας. Ένας τόπος με γεωγραφικό πλάτος μεγαλύτερο από $66,55^\circ$, στις 22 Ιουνίου έχει όλο το 24ωρο ημέρα. Ο παράλληλος προς τον ισημερινό της γης με γεωγραφικό πλάτος $66,55^\circ$, ονομάζεται αρκτικός κύκλος. Το αντίστοιχο συμβαίνει στις 22 Δεκεμβρίου σε γεωγραφικά πλάτη $-66,55^\circ$, ορίζοντας τον ανταρκτικό κύκλο.

Οι τόποι που βρίσκονται πάνω στον ισημερινό της γης έχουν ίση διάρκεια ημέρας και νύχτας, όλο το έτος, όμως μόνο στις 22 Μαρτίου και στις 22 Σεπτεμβρίου, στο ηλιακό μεσημέρι ο ήλιος βρίσκεται στο ζενίθ του ισημερινού.

Όπως αναφέρθηκε, το ηλιακό μεσημέρι στις 22 Ιουνίου ο ήλιος βρίσκεται στο ζενίθ του τροπικού του καρκίνου, ενώ το ηλιακό μεσημέρι στις 22 Δεκεμβρίου βρίσκεται στο ζενίθ του τροπικού του αιγόκερου. Το ίδιο συμβαίνει, για μία τουλάχιστον ημέρα του χρόνου, σε όλους τους τόπους που βρίσκονται σε ζώνη με γεωγραφικό πλάτος $23,45^\circ$ βόρεια και $-23,45^\circ$ νότια (ζώνη θερμικού ισημερινού, μεταξύ των τροπικών του καρκίνου και του αιγόκερου).

Ο φωτισμός που δέχεται ένας τόπος (διάρκεια και ένταση) εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος του και από την ημέρα του χρόνου (απόσταση από τον ήλιο και γωνία πρόσπτωσης του ηλιακού φωτός).

1.2.1 Φαινομενική κίνηση του ηλίου

Ο ήλιος κατά την ημερήσια φαινόμενη κίνησή του και ανάλογα με την εποχή και το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, εμφανίζεται από την πλευρά της Ανατολής και αφού διαγράψει την ουράνια σφαίρα και φθάσει στο μέγιστο ημερήσιο ύψος του h_1 , χάνεται από την πλευρά της Δύσης. Τα μέγιστο αυτό ημερήσιο ύψος μετριέται σε μοίρες και μεταβάλλεται από μέρα σε μέρα. Για οποιοδήποτε τόπο στη γη το μέγιστο ημερήσιο ύψος μεταβάλλεται κατά $46,90^\circ$ (από $23,45$ έως $-23,45^\circ$) στη διάρκεια ενός έτους και στο βόρειο ημισφαίριο λαμβάνει τη μέγιστη τιμή του στις 22/6 και αντίστοιχα την ελάχιστη τιμή του στις 22/12.

Στις 22 Μαρτίου το μέγιστο ημερήσιο ύψος είναι 90° στις 12:00 ηλιακή ώρα στον ισημερινό. Στις 22 Ιουνίου το μέγιστο ημερήσιο ύψος είναι 90° στις 12:00 ηλιακή ώρα στον τροπικό του καρκίνου, ο οποίος βρίσκεται $23,45^\circ$ βόρειο πλάτος και την ίδια στιγμή το μέγιστο ημερήσιο ύψος στον ισημερινό είναι $90 - 23,45 = 66,55^\circ$. Στις 22 Δεκεμβρίου το μέγιστο ημερήσιο ύψος είναι 90° στις 12:00 ηλιακή ώρα στον τροπικό του αιγόκερου, ο οποίος βρίσκεται $-23,45^\circ$ νότιο πλάτος και την ίδια στιγμή το μέγιστο ημερήσιο ύψος στον ισημερινό είναι $90 - 23,45 = 66,55^\circ$, ενώ στον τροπικό του καρκίνου είναι $90 - 23,45 - 23,45 = 43,10^\circ$.

Αντίστοιχα, στην Ξάνθη με γεωγραφικό πλάτος $41,13^\circ$ το μέγιστο ημερήσιο ύψος του ήλιου, είναι:

στις 22 Μαρτίου	$90 - 41,13 = 48,87^\circ$
στις 22 Ιουνίου	$90 - 41,13 + 23,45 = 72,32^\circ$
στις 22 Σεπτεμβρίου	$90 - 41,13 = 48,87^\circ$
στις 22 Δεκεμβρίου	$90 - 41,13 - 23,45 = 25,42^\circ$

Σε κάθε περίπτωση, το μέγιστο ημερήσιο ύψος του ήλιου σε έναν τόπο μία οποιαδήποτε μέρα v του έτους είναι:

$$5. \quad \eta_{\max} = 90 - \phi + \delta_v$$

όπου ϕ το γεωγραφικό πλάτος του τόπου και δ_v η γωνία δ τη v -οστή μέρα του έτους.

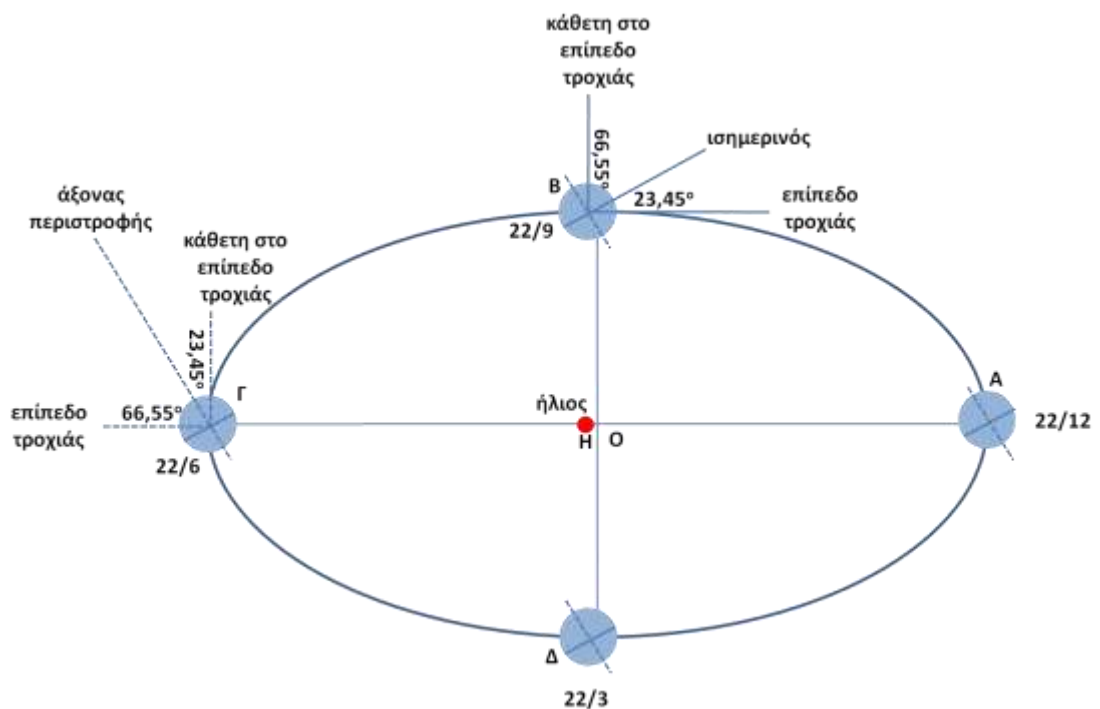
Στις 22 Μαρτίου ο ήλιος βρίσκεται στον ουρανό για το ίδιο χρονικό διάστημα σε όλους τους τόπους της γης. Το χρονικό διάστημα είναι 12 ώρες και η διαδρομή του στον ουρανό 180° ($180^\circ/15^\circ/\text{ώρα} = 12$ ώρες) και έχουμε σε όλη τη γη ισημερία (ίση διάρκεια ημέρας και νύχτας). Την ίδια ημέρα το ύψος του ήλιου είναι μεγαλύτερο στον ισημερινό ($h_1 = 90^\circ$) και όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος, μικραίνει. Στους πόλους της γης έχουμε $h_1 = 0^\circ$.

Μετά τις 22 Μαρτίου και μέχρι τις 22 Ιουνίου για τους τόπους που βρίσκονται

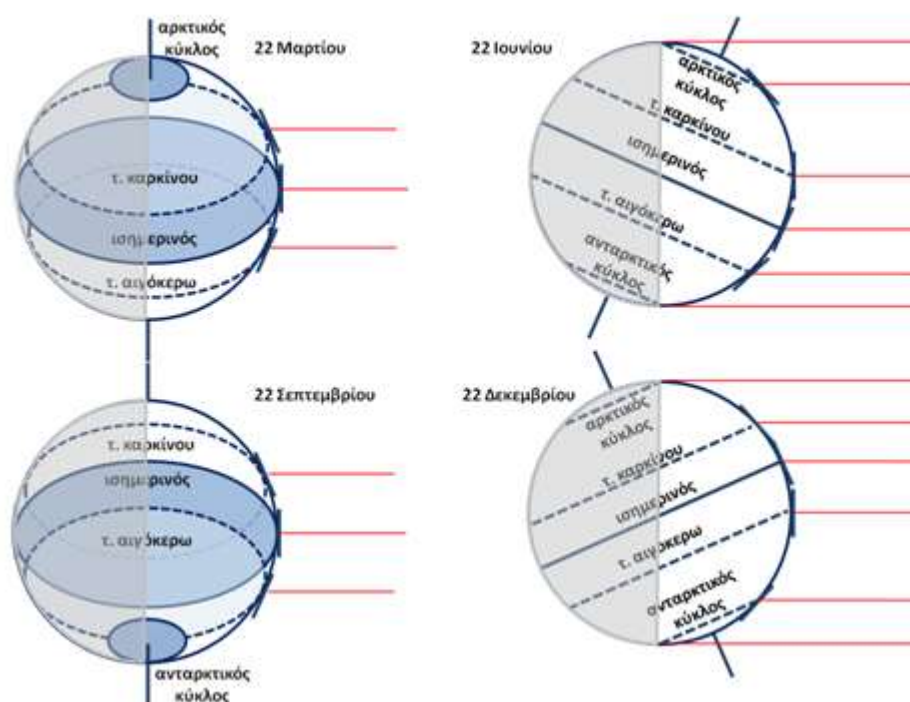
από τον ισημερινό και μέχρι τον Τροπικό του Καρκίνου, ο ήλιος βρίσκεται για μία ημέρα στο Ζενίθ ($h_1 = 90^\circ$).

Στις 22 Ιουνίου το ύψος του ήλιου είναι μεγαλύτερο στον Τροπικό του Καρκίνου και όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος μικραίνει. Στο βόρειο πόλο το ύψος του ήλιου είναι $23,45^\circ$. Όσο μεγαλύτερο είναι το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαδρομή του ήλιου και τόσο μεγαλύτερη είναι η διάρκεια της ημέρας. Στο βόρειο πόλο όπου το γεωγραφικό πλάτος έχει την μεγαλύτερη τιμή, έχουμε συνεχώς ημέρα και ο ήλιος βρίσκεται σε ύψος $h_2 = 23,45^\circ$ πάνω από τον ορίζοντα.

Μετά τις 22 Ιουνίου και μέχρι τις 22 Σεπτεμβρίου η διαδρομή του ήλιου καθημερινά μικραίνει και μικραίνει και η διάρκεια της ημέρας. Για τους τόπους που βρίσκονται από τον τροπικό του καρκίνου και μέχρι τον Ισημερινό, ο ήλιος βρίσκεται για μία ημέρα στο Ζενίθ, ενώ το ύψος του ήλιου στο βόρειο πόλο μικραίνει καθημερινά.



Σχήμα 1. Η τροχιά της γης γύρω από τον ήλιο



Σχήμα 2. Θέσεις της γης κατά τις ισημερίες και τα ηλιοστάσια

Στις 22 Σεπτεμβρίου ο ήλιος βρίσκεται στην ουράνια σφαίρα για το ίδιο χρονικό διάστημα σε όλους τους τόπους της γης. Το χρονικό διάστημα είναι 12 ώρες, η διαδρομή 180° ($180/15=12$) και έχουμε σε όλους τους τόπους της γης ισημερία. Το ύψος του ήλιου είναι μεγαλύτερο στον ισημερινό ($h_1 = 90^\circ$) και όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος, μικραίνει.

Μετά τις 22 Σεπτεμβρίου και μέχρι τις 22 Δεκεμβρίου η διαδρομή του ήλιου καθημερινά μικραίνει και μικραίνει και η διάρκεια της ημέρας. Όσο αυξάνει το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, τόσο μικρότερη είναι η διαδρομή του ήλιου στην ουράνια σφαίρα και τόσο μικρότερη είναι η διάρκεια της ημέρας. Στο βόρειο πόλο όπου το γεωγραφικό πλάτος έχει την μεγαλύτερη τιμή, ο ήλιος βρίσκεται κάτω από τον ορίζοντα και έχουμε συνεχώς νύχτα.

Στις 22 Δεκεμβρίου το ύψος του ήλιου έχει την μικρότερη τιμή, η διαδρομή του ήλιου στην ουράνια σφαίρα γίνεται μικρότερη και η διάρκεια της ημέρας έχει την μικρότερη τιμή.

Μετά τις 22 Δεκεμβρίου και μέχρι τις 22 Μαρτίου η διαδρομή του ήλιου καθημερινά αυξάνει και μεγαλώνει η διάρκεια της ημέρας, ενώ έχουμε σε όλους τους τόπους της γης (πλην των πόλων) ίση διάρκεια ημέρας και νύχτας (ισημερία).

Στο νότιο ημισφαίριο συμβαίνουν τα αντίθετα.

1.2.2 Προσδιορισμός της διάρκειας μιας ημέρας

Η **ωριαία γωνία ω** είναι η γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στο μεσημβρινό επίπεδο (το επίπεδο που είναι κάθετο στην επιφάνεια της γής και με κατεύθυνση από

το βόρειο προς τον νότιο πόλο) της θέσης A και της θέσης του ήλιου (γωνιακή μετατόπιση του ήλιου ανατολικά ή δυτικά της ηλιακής μεσημβρίας) και οφείλεται στην περιστροφή της γης γύρω από τον άξονά της με γωνιακή ταχύτητα 15° ανά ώρα. Η γωνία ω παίρνει αρνητικές τιμές από την ανατολή μέχρι το ηλιακό μεσημέρι και θετικές από το ηλιακό μεσημέρι μέχρι τη δύση του ηλίου, ενώ το ηλιακό μεσημέρι έχουμε $\omega = 0$. Η ωριαία γωνία, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$6. \quad \omega = \pi \left(\frac{t-12}{12} \right)$$

όπου t ο χρόνος από την έναρξη της ημέρας (σε ώρες), που μετριέται από τα μεσάνυχτα.

Η **Ζενιθιακή γωνία θ_z** είναι η γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στην κάθετο στο οριζόντιο επίπεδο της θέσης A και στην διεύθυνση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$7. \quad \text{συν}\theta_z = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu + \text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta\nu \cdot \text{συν}\omega$$

Όταν ανατέλλει ή δύει ο ήλιος ισχύει:

$$\text{συν}\theta_z = 0 \text{ και } \theta_z = \pm 90^\circ$$

Έτσι, αν θεωρήσουμε ότι $A = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu$ και $B = \text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta\nu$, θα έχουμε:

$$\text{συν}\theta_z = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu + \text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta\nu \cdot \text{συν}\omega \Rightarrow \text{συν}\theta_z = A + B\text{συν}\omega$$

και κατά την ανατολή ή τη δύση του ήλιου όπου $\text{συν}\theta_z = 0$ έχουμε $A + B\text{συν}\omega_\Delta = 0$ οπότε:

$$\text{συν}\omega_\Delta = -\frac{A}{B} \Leftrightarrow \text{συν}\omega_\Delta = -\text{εφ}\phi \cdot \text{εφ}\delta\nu \quad \text{και} \quad \omega_\Delta = \text{τοξσυν}(-\text{εφ}\phi \cdot \text{εφ}\delta\nu)$$

όπου ω_Δ η **ωριαία γωνία δύσης (και - ω_Δ ωριαία γωνία ανατολής) του ήλιου** ισχύει για γεωγραφικό πλάτος $\phi \neq \pm 90^\circ$ (δεν ισχύει στους πόλους). Για την ηλιακή μεσημβρία και για κάθε τόπο, έχουμε $\omega = 0^\circ$ και $\text{συν}\omega = 1$, οπότε αποδुκνείεται ότι:

$$\text{συν}\theta_z = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu + \text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta\nu \Rightarrow \text{συν}\theta_z = \text{συν}(\phi - \delta\nu) \Rightarrow \theta_z = \phi - \delta\nu^1$$

Η διάρκεια της ημέρας είναι ίση με τον χρόνο που ο ήλιος είναι πάνω από τον ορίζοντα και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$8. \quad T = \frac{2}{15} \text{τοξσυν}(-\text{εφ}\phi \cdot \text{εφ}\delta\nu) = \frac{2\omega_\Delta}{15}$$

σε ώρες.

¹ Με βάση την τριγωνομετρική ταυτότητα: $\text{συν}(\chi - \psi) = \text{συν}\chi\text{συν}\psi + \eta\mu\chi\eta\mu\psi$.

1.2.3 Ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της ημέρας και του έτους

Στις μελέτες και στις εφαρμογές των φωτοβολταϊκών συστημάτων είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε την ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ένα κεκλιμένο επίπεδο. Για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας στο κεκλιμένο επίπεδο, θα πρέπει να γνωρίζουμε:

- την κλίση του συλλέκτη (γωνία β),
- την ημέρα και το μήνα του έτους (γωνία δ_n),
- τη θέση του τόπου (γεωγραφικό πλάτος ϕ),
- τη θέση και τη διαδρομή του ήλιου στον ορίζοντα (ωριαία γωνία ω),
- την ποσότητα της ηλιακής ενέργειας έξω από τα όρια της ατμόσφαιρας,
- το μήκος της διαδρομής των ακτίνων μέσα από την ατμόσφαιρα καθώς και
- την κατάσταση της ατμόσφαιρας.

Αν τοποθετήσουμε ένα συλλέκτη σε οριζόντιο επίπεδο ή με κλίση β (από 0° μέχρι 90°) ως προς το οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της γης, ορίζονται οι παρακάτω γωνίες:

- **Η κλίση β** της επιφάνειας συλλέκτη ως προς το οριζόντιο επίπεδο, είναι η γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στην επιφάνεια του συλλέκτη και το οριζόντιο επίπεδο.
- **Η ζενιθιακή γωνία θ_z** , που σχηματίζεται ανάμεσα στην κάθετο στο οριζόντιο επίπεδο και στην διεύθυνση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας.
- **Η γωνία πρόσπτωσης θ** , που σχηματίζεται ανάμεσα στην κάθετο σε ένα σημείο του συλλέκτη και στη διεύθυνση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας στο σημείο (όταν $\beta = 0$ τότε $\theta_z = \theta$).
- **Η Αζιμουθιακή γωνία γ** επιφάνειας του συλλέκτη, που όταν ο συλλέκτης είναι προσανατολισμένος ακριβώς στο νότο η γωνία γ είναι ίση με μηδέν. Η γωνία γ ανατολικά είναι αρνητική με τιμές από 0 μέχρι -180° και δυτικά θετική από 0 μέχρι 180° .
- **Η ωριαία γωνία ω** , που είναι η γωνία ανάμεσα στον μεσημβρινό του τόπου και της θέσης του ήλιου (γωνιακή μετατόπιση του ήλιου ανατολικά ή δυτικά του μεσημβρινού).

Σύμφωνα με τους ορισμούς των γωνιών αυτών, η γωνία θ που σχηματίζεται ανάμεσα στη διεύθυνση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας σε ένα επίπεδο και την κάθετη στο επίπεδο αυτό, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\begin{aligned} \theta &= \eta\mu\delta_n \cdot \eta\mu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\beta - \eta\mu\delta \cdot \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \eta\mu\beta \cdot \sigma\upsilon\nu\gamma + \\ &+ \sigma\upsilon\nu\delta_n \cdot \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\beta \cdot \sigma\upsilon\nu\omega + \\ &+ \sigma\upsilon\nu\delta_n \cdot \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\beta \cdot \sigma\upsilon\nu\gamma \cdot \sigma\upsilon\nu\omega + \\ &+ \sigma\upsilon\nu\delta \cdot \eta\mu\beta \cdot \eta\mu\gamma \cdot \eta\mu\omega \end{aligned}$$

Αν ο συλλέκτης είναι προσανατολισμένος στο νότο ($\gamma = 0$) και τοποθετημένος σε οριζόντια θέση ($\beta = 0$), τότε $\theta = \theta_z$ και η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\sigma\upsilon\nu\theta = \sigma\upsilon\nu\theta_z = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta_n + \sigma\upsilon\nu\delta_n \cdot \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\omega$$

Αν ο συλλέκτης είναι προσανατολισμένος στο νότο ($\gamma = 0$) και έχει κλίση β ως προς το οριζόντιο επίπεδο, θα έχουμε:

$$10. \text{ συν}\theta = \eta\mu(\phi - \beta) \cdot \eta\mu\delta\nu + \text{ συν}(\phi - \beta) \cdot \text{ συν}\delta\nu \cdot \text{ συν}\omega$$

Για $\omega = 0$ (ηλιακή μεσημβρία) και $\text{ συν}\omega = 1$, έχουμε:

$$\text{ συν}\theta = \text{ συν}[(\phi - \beta) - \delta\nu] \text{ και } \theta = (\phi - \beta) - \delta\nu$$

Για να έχουμε κάθετη πρόσπτωση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας, κατά την ηλιακή μεσημβρία, θα πρέπει $\theta = 0$ και γωνία κλίσης του συλλέκτη να είναι $\beta = \phi - \delta$. Μπορούμε με βάση τη σχέση $\beta = \phi - \delta$ να τοποθετήσουμε έναν Φ/Β συλλέκτη για κάθετη πρόσπτωση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας κατά την ηλιακή μεσημβρία.

Η ένταση ακτινοβολίας (W/m^2) που προσπίπτει πάνω σε κεκλιμένη επιφάνεια είναι ανάλογη του συνημιτόνου της γωνίας θ που σχηματίζεται ανάμεσα στη διεύθυνση των ακτίνων του ηλιακού φωτός και στην κάθετη στο κέντρο της επιφανείας. Επομένως η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε κεκλιμένη επιφάνεια δίνεται από το νόμο του συνημιτόνου (νόμος του Lambert):

$$11. I = I_0 \cdot \text{ συν}\theta \quad [\text{W}/\text{m}^2]$$

όπου: I_0 η ένταση ακτινοβολίας, που ορίζεται ως η ισχύς που ακτινοβολείται σε ορισμένη διεύθυνση ανά μονάδα επιφανείας κάθετη στη διεύθυνση αυτή, σε W/m^2 .

1.2.4 Υπολογισμός της εκτός γήινης ατμόσφαιρας ηλιακής ακτινοβολίας

Ο υπολογισμός της εκτός γήινης ατμόσφαιρας ηλιακής ακτινοβολίας I σε οριζόντιο επίπεδο, σε ένα συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος ϕ , θα πρέπει να γίνει για κάθε χαρακτηριστική ημέρα ν του έτους και για κάθε ώρα πριν και μετά την ηλιακή μεσημβρία. Ο υπολογισμός της έντασης της εκτός γήινης ατμόσφαιρας ηλιακής ακτινοβολίας γίνεται από τη σχέση:

$$12. I_0 = I_{0\nu} \cdot \text{ συν}\theta_z \quad [\text{W}/\text{m}^2]$$

όπου: I_0 η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας για την συγκεκριμένη **ώρα, ημέρα (ν) και γεωγραφικό πλάτος (ϕ)**, εκτός της γήινης ατμόσφαιρας

$I_{0\nu}$ η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας, εκτός της γήινης ατμόσφαιρας, την συγκεκριμένη ημέρα (ν):

$$I_{0\nu} = I_{\text{AVE}} \left(1 + 0,0333 \cdot \text{ συν} \frac{360 \cdot \nu}{365} \right) \quad [\text{W}/\text{m}^2] \text{ και } I_{\text{OAVE}} = 1373$$

W/m^2 (μέση ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας)

ή

ηλιακή σταθερά).

θ_z η γωνία που σχηματίζεται για τη συγκεκριμένη ώρα, ανάμεσα στη διεύθυνση των ηλιακών ακτίνων και την κάθετη στο οριζόντιο επίπεδο (υπολογίζεται από τη σχέση: $\sin\theta_z = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta + \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\delta$).

Η ηλιακή ενέργεια που δέχεται το οριζόντιο πλαίσιο, στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας, σε μία ημέρα, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$13. H_{ov} = I_{ov} \cdot t \quad [W.h/m^2]$$

όπου t η διάρκεια ημέρας σε ώρες. Έτσι, η συνολική ηλιακή ενέργεια που δέχεται το οριζόντιο πλαίσιο **κατά τη διάρκεια της ημέρας** (από την ανατολή μέχρι τη δύση του ήλιου), υπολογίζεται από το ολοκλήρωμα:

$$H_{ov} = I_{OAVE} \left(1 + 0,033\sigma\upsilon\nu\frac{360\nu}{365}\right) \int_{-t_{\Delta}}^{t_{\Delta}} \left(k_1 + k_2\sigma\upsilon\nu\frac{2\pi}{24}t\right) dt \quad [W.h/m^2]$$

όπου : $k_1 = \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu$ και $k_2 = \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\delta\nu$. Λύνοντας το ολοκλήρωμα προκύπτει η σχέση:

$$14. H_{ov} = \frac{24 I_{OAVE}}{\pi} \left(1 + 0,033\sigma\upsilon\nu\frac{360\nu}{365}\right) \left(k_1 \frac{\pi}{12} t_{\Delta} + k_2 \eta\mu\frac{\pi}{12} t_{\Delta}\right) \quad [W.h/m^2]$$

ή

$$H_{ov} = \frac{24 I_{OAVE}}{\pi} \left(1 + 0,033\sigma\upsilon\nu\frac{360\nu}{365}\right) \left(\eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu \cdot \frac{\pi \cdot \omega_{\Delta}}{180} + \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\delta\nu \cdot \eta\mu\omega_{\Delta}\right) \quad [W.h/m^2]$$

όπου t_{Δ} η ηλιακή ώρα δύσης του ήλιου και $-t_{\Delta}$ η ηλιακή ώρα ανατολής του ήλιου.

Για να υπολογιστεί η συνολική ηλιακή ενέργεια που δέχεται ένα οριζόντιο πλαίσιο ή συλλέκτης εκτός γήινης ατμόσφαιρας, **στη διάρκεια ενός μήνα**, υπολογίζεται η συνολική ηλιακή ενέργεια για τη 15^η ημέρα του μήνα και το αποτέλεσμα πολλαπλασιάζεται με τον αριθμό ημερών του μήνα (M):

$$15. H_{OM} = \frac{M \cdot 24 I_{OAVE}}{\pi} \left(1 + 0,033\sigma\upsilon\nu\frac{360\nu}{365}\right) \left(k_1 \frac{\pi}{12} t_{\Delta} + k_2 \eta\mu\frac{\pi}{12} t_{\Delta}\right) \quad [W.h/m^2]$$

ή

$$H_{OM} = \frac{M \cdot 24 I_{OAVE}}{\pi} \left(1 + 0,033\sigma\upsilon\nu\frac{360\nu}{365}\right) \left(\eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta\nu \cdot \frac{\pi \cdot \omega_{\Delta}}{180} + \sigma\upsilon\nu\phi \cdot \sigma\upsilon\nu\delta\nu \cdot \eta\mu\omega_{\Delta}\right) \quad [W.h/m^2]$$

όπου: H_{OM} η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντιο πλαίσιο από την εκτός γήινης ατμόσφαιρας ηλιακή ακτινοβολία σε Wh/m^2 τον μήνα.

M ο αριθμός ημερών του μήνα.

I_0 η μέση ένταση φωτισμού της εκτός γήινης ατμόσφαιρας ηλιακής ακτινοβολίας ίση με 1.373 W/m^2 (μέση τιμή της ηλιακής σταθεράς).

n ο χαρακτηριστικός αριθμός της 15^{th} ημέρας του μήνα.

ϕ το γεωγραφικό πλάτος του σημείου στο οποίο βρίσκεται το πλαίσιο ή συλλέκτης.

δn η γωνία απόκλισης τη χαρακτηριστική ημέρα n .

ω_{Δ} η ωριαία γωνία δύσης, τη συγκεκριμένη ημέρα n , στο γεωγραφικό πλάτος ϕ .

1.3 Προσπίπτουσα ακτινοβολία σε ηλιακό συλλέκτη

Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας, κατά τη διαδρομή της μέσα από την ατμόσφαιρα, ελαττώνεται λόγω απορρόφησης. Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας εξαρτάται από τη μάζα αέρα που συναντά κατά την διαδρομή της προς την επιφάνεια της γης.

Συμβατικά, το μήκος της διαδρομής της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα και μέχρι τη στάθμη της θάλασσας, χαρακτηρίζεται από μία **κλίμακα μάζας αέρα AM** βαθμονομημένης ως προς τη ζενιθιακή γωνία θ_z , δηλαδή τη γωνία ανάμεσα στην κάθε στιγμή θέση του ήλιου και στην κατακόρυφο (Ζενίθ):

$$AM = 1/\cos\theta_z$$

Για $AM = 0$ η ηλιακή ακτινοβολία διέρχεται από μηδενική μάζα αέρα και η ένταση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας αντιστοιχεί στην εκτός γήινης ατμόσφαιρας ηλιακή ακτινοβολία, σε θέση που να απέχει όση είναι η μέση απόσταση της γης από τον ήλιο και έχει μέση ισχύ 1373 W/m^2 .

Για $AM = 1$ ($1/\cos\theta_z = 1 \Leftrightarrow \cos\theta_z = 1 \Leftrightarrow \theta_z = 0^\circ$) η ηλιακή ακτινοβολία διέρχεται από την ελάχιστη δυνατή μάζα ατμόσφαιρας και αυτό συμβαίνει όταν ο ήλιος βρίσκεται κατακόρυφα ($\theta_z = 90^\circ$) πάνω από το οριζόντιο επίπεδο. Στην περίπτωση αυτή η ένταση της ακτινοβολίας που φθάνει σε οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της θάλασσας είναι 1060 W/m^2 .

Για $AM = 1,5$ ($1/\cos\theta_z = 1,5 \Leftrightarrow \cos\theta_z = 0,666 \Leftrightarrow \theta_z = 48,1^\circ$) η θέση του ήλιου έχει αποκλίνει κατά $48,1^\circ$ από την κατακόρυφο πάνω από το επίπεδο στην επιφάνεια της θάλασσας και η ένταση της ακτινοβολίας που φθάνει σε αυτό ελαττώνεται σε 935 W/m^2 , εξαιτίας της μεγαλύτερης διαδρομής των ακτίνων μέσα στην ατμόσφαιρα.

Αντίστοιχα, για $AM = 2$ ($1/\cos\theta_z = 2 \Leftrightarrow \cos\theta_z = 0,5 \Leftrightarrow \theta_z = 60^\circ$) η θέση του ήλιου έχει αποκλίνει κατά 60° από την κατακόρυφο και η ένταση της ακτινοβολίας που φθάνει σε αυτό ελαττώνεται σε 880 W/m^2 , ενώ για $AM = 3$ ($1/\cos\theta_z = 3 \Leftrightarrow \cos\theta_z = 0,333 \Leftrightarrow \theta_z = 70,5^\circ$) η θέση του ήλιου έχει αποκλίνει κατά $70,5^\circ$ από την κατακόρυφο και η ένταση της ακτινοβολίας που φθάνει σε αυτό ελαττώνεται σε 750 W/m^2 .

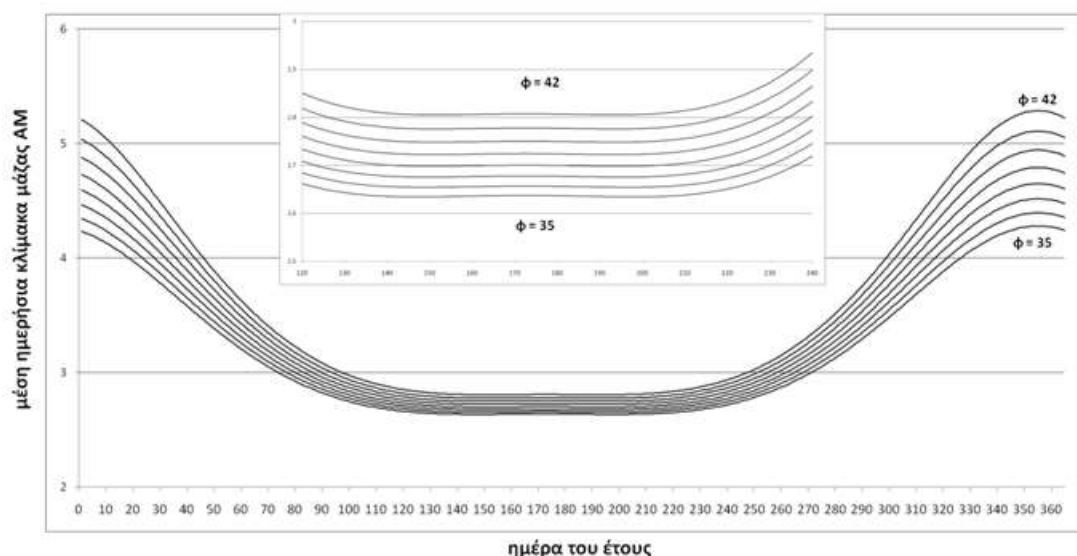
Σε κάθε περίπτωση, ο λόγος της ακτινοβολίας I που φθάνει στο επίπεδο της θάλασσας, αφού έχει διανύσει μία απόσταση μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα προς την ακτινοβολία I_0 έξω από τα όρια της ατμόσφαιρας τη δεδομένη ημέρα n του έτους, υπολογίζεται από την εμπειρική συσχέτιση:

$$16. I/I_0 = 0,025AM^2 - 0,212AM + 0,954$$

η οποία για την ολική ημερήσια και μηνιαία ηλιακή ενέργεια παίρνει τις μορφές:

$$H_H/H_{0M} = 0,025AM^2 - 0,212AM + 0,954$$

$$H_H/H_{0M} = 0,025AM^2 - 0,212AM + 0,954$$



Σχήμα 3. Μέση ημερήσια κλίμακα μάζας AM, ως προς την ημέρα του έτους και το γεωγραφικό πλάτος φ

Η κλίμακα της μάζας αέρα AM δείχνει πόσες φορές μεγαλύτερη είναι η διαδρομή της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, σε σύγκριση με την κατακόρυφη διαδρομή της. Η ηλιακή ακτινοβολία AM1,5 που έχει πυκνότητα ισχύος 935 W/M^2 αποτελεί χονδρικά μια αρκετά αντιπροσωπευτική προσέγγιση της μέσης μέγιστης ισχύος που δέχεται επιφάνεια κάθετη στη διεύθυνση της ηλιακής ακτινοβολίας, στις ευνοϊκότερες δυνατές συνθήκες αιχμής (καλοκαίρι, μεσημέρι, καθαρός ουρανός) σε μεγάλο μέρος από τις περισσότερο κατοικημένες περιοχές της γης. Η παραπάνω πυκνότητα στρογγυλεύεται στα 1000 W/M^2 , ονομάζεται συμβατικά **ακτινοβολία ενός ήλιου** και παίρνεται συχνά σαν βάση σύγκρισης της ακτινοβολίας που δέχονται τα φωτοβολταϊκά στοιχεία.

Η κλίμακα μάζας αέρα μεταβάλλεται (ως συνάρτηση της θz) με την ημέρα του έτους (απόκλιση δn) και την ώρα της ημέρας (ωριαία γωνία ω) για κάθε γεωγραφικό πλάτος φ. Η απεικόνιση της **μέσης ημερήσιας** κλίμακας AM, για τις μέρες του έτους και για τυπικά γεωγραφικά πλάτη δίνεται στο Σχήμα 3.

Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας αυξάνεται με το υψόμετρο της τοποθεσίας της γης, που δέχεται την ακτινοβολία κατά περίπου 7W/m^2 για κάθε 100m ύψος της τοποθεσίας, λόγω μείωσης του πάχους στρώματος της ατμόσφαιρας που διασχίζουν οι ηλιακές ακτίνες.

Από τη συνολική ηλιακή ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια της γης το 60% περίπου είναι άμεση, ενώ το υπόλοιπο 40% περίπου, είναι διάχυτη. Πέρα από τη γεωγραφική θέση και το υψόμετρο, η τελική μορφή και η ενέργεια της ηλιακής

ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης, διαφέρει σημαντικά ανάλογα με τις εκάστοτε μετεωρολογικές συνθήκες και κυρίως με τη θέση του ήλιου στον ουρανό και την περιεκτικότητα της υγρασίας στην ατμόσφαιρα.

1.3.1 Μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία σε κεκλιμένο επίπεδο στην επιφάνεια της γης

Στην πράξη, η τοποθέτηση των Φ/Β συλλεκτών γίνεται με προσανατολισμό το Νότο και με κλίση β από 0° (οριζόντιος συλλέκτης) και μέχρι 90° (κάθετος συλλέκτης) ως προς το οριζόντιο επίπεδο. Η ολική ηλιακή ακτινοβολία, που δέχεται ένας συλλέκτης τοποθετημένος με κλίση ως προς το οριζόντιο επίπεδο, αποτελείται από τρεις συνιστώσες:

α) Την άμεση ηλιακή ακτινοβολία, που προέρχεται απ' ευθείας από τον ήλιο και εξαρτάται κατά κύριο λόγο από τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων (γωνία θ).

β) Τη διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία, που προέρχεται από τον ουράνιο θόλο που βλέπει ο συλλέκτης και προέρχεται από το μέρος εκείνο της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, το οποίο διαχέεται από μικρά σωματίδια και μόρια αέρα σε τυχαίες διευθύνσεις.

γ) Την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία, που προέρχεται από το έδαφος της γύρω περιοχής, έχει σχέση με τη μορφή και το είδος του και χαρακτηρίζεται από τον συντελεστή ανάκλασης ρ (για κανονικό έδαφος, στους υπολογισμούς, παίρνουμε την τιμή $\rho = 0,20$).

Οι τιμές του συντελεστή ρ κυμαίνονται από 0,05 για τις περιοχές με άσφαλο και μέχρι 0,95 για τις περιοχές που είναι σκεπασμένες με καθαρό (φρέσκο) χιόνι.

Τιμές του συντελεστή ανάκλασης ρ για διάφορες επιφάνειες

Επιφάνεια	Συντελεστής ανάκλασης ρ
Καθαρό (φρέσκο) χιόνι	0,80 – 0,95
Βρώμικο (παλιό) χιόνι	0,40 – 0,70
Πάγος	0,20 – 0,40
Ήρεμη θάλασσα	0,03 – 0,30
Άμμος	0,20 – 0,45
Γρασίδι	0,15 – 0,25
Δάσος	0,15 – 0,20
Τσιμέντο	0,10 – 0,35
Άσφαλτος	0,05 – 0,20

Όταν ο συλλέκτης είναι τοποθετημένος με μηδενική κλίση (οριζόντιος συλλέκτης) η ολική ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται, προέρχεται από την άμεση ακτινοβολία και από τη διάχυτη, που στην περίπτωση αυτή, γίνεται μέγιστη, επειδή βλέπει ολόκληρο τον ουράνιο θόλο. Η ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία, για ανέφελο ουρανό, όταν η γύρω περιοχή είναι επίπεδη, είναι σχεδόν μηδενική. Αν:

- H_A και H_{AK} την άμεση ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον οριζόντιο συλλέκτη και στο συλλέκτη με κλίση, αντίστοιχα.

- H_{Δ} και $H_{\Delta\kappa}$ τη διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον οριζόντιο συλλέκτη και στο συλλέκτη με κλίση, αντίστοιχα.
- $H_{\alpha\kappa}$ την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στο συλλέκτη με κλίση.
- H_H και $H_{H\kappa}$ την ολική ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον οριζόντιο συλλέκτη και στο συλλέκτη με κλίση, αντίστοιχα.

Η ημερήσια ολική ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στον οριζόντιο συλλέκτη είναι:

$$17. H_H = H_A + H_{\Delta} \quad [W.h/ m^2]$$

ενώ η ημερήσια ολική ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στο συλλέκτη με κλίση, είναι:

$$18. H_{H\kappa} = H_{A\kappa} + H_{\Delta\kappa} + H_{\alpha\kappa} \quad [W.h/ m^2]$$

Θεωρώντας ότι η άμεση ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ένας συλλέκτης με κλίση, κατά τη διάρκεια μιας ημέρας είναι ίση με την άμεση ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο ίδιος συλλέκτης σε οριζόντια θέση, επί έναν διορθωτικό συντελεστή R_A και ότι η ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο συλλέκτης είναι ίση με το συντελεστή ανάκλασης ρ επί την ολική ημερήσια ακτινοβολία στο οριζόντιο επίπεδο H_H , επί ένα αντίστοιχο συντελεστή διόρθωσης R_{α} , θα έχουμε:

$$19. H_{H\kappa} = H_A \cdot R_A + H_{\Delta} \cdot R_{\Delta} + H_H \cdot \rho \cdot R_{\alpha} \quad [W.h/ m^2]$$

Η άμεση ακτινοβολία που δέχεται ο συλλέκτης εξαρτάται από τη γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στη διεύθυνση των ηλιακών ακτίνων και την κάθετη στο συλλέκτη (γωνία πρόσπτωσης). Όταν ο ή συλλέκτης είναι τοποθετημένος σε οριζόντια θέση, με προσανατολισμό το νότο, έχουμε:

$$\text{συν}\theta = \text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta \cdot \text{συν}\omega + \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta$$

Όταν το πλαίσιο ή συλλέκτης είναι τοποθετημένα με κλίση β ως προς το οριζόντιο επίπεδο και προσανατολισμό το νότο, έχουμε:

$$\text{συν}\theta = \text{συν}(\phi - \beta) \cdot \text{συν}\delta \cdot \text{συν}\omega + \eta\mu(\phi - \beta) \cdot \eta\mu\delta$$

Με βάση το σκεπτικό αυτό, θα έχουμε:

$$20. R_A = \frac{\text{συν}\theta}{\text{συν}\theta_z} = \frac{\text{συν}(\phi - \beta) \cdot \text{συν}\delta \cdot \text{συν}\omega + \eta\mu(\phi - \beta) \cdot \eta\mu\delta}{\text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta \cdot \text{συν}\omega + \eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta}$$

Ο συντελεστής R_A εξαρτάται και από το γεωγραφικό πλάτος του τόπου (ϕ) και από την ημέρα του έτους (δ) και από την ώρα της ημέρας (ω). Ο υπολογισμός του συντελεστή R_A μπορεί να γίνει από την παραπάνω σχέση ολοκληρώνοντας τον αριθμητή από την ωριαία γωνία ανατολής μέχρι την ωριαία γωνία δύσης για το επίπεδο με κλίση (γωνία $\omega_{A\kappa}$ και γωνία $\omega_{\Delta\kappa}$) και τον παρανομαστή από την ωριαία

γωνία, ανατολής μέχρι την ωριαία γωνία δύσης για οριζόντιο, επίπεδο (γωνία ω_A και γωνία ω_Δ):

$$21. R_A = \frac{\text{συν}(\varphi-\beta) \cdot \text{συνδν.ημ}\omega_{\Delta\kappa} + \left(\frac{\pi}{180}\right)\omega_{\Delta\kappa} \cdot \text{ημ}(\varphi-\beta) \cdot \text{ημδν}}{\text{συν}\varphi \cdot \text{συνδν.ημ}\omega_\Delta + \left(\frac{\pi}{180}\right)\omega_\Delta \cdot \text{ημ}\varphi \cdot \text{ημδν}}$$

Η ωριαία γωνία ανατολής ή δύσης του ηλίου ($\omega_A = -\omega_\Delta$ ή ω_Δ) όταν το πλαίσιο είναι τοποθετημένο σε οριζόντια θέση, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$22. \omega_\Delta = \text{τοξσυν} [-\varepsilon\varphi\varphi \cdot \varepsilon\varphi\delta]$$

Η ωριαία γωνία ανατολής και δύσης του ηλίου ($\omega_{A\kappa} = -\omega_{\Delta\kappa}$ και γωνία $\omega_{\Delta\kappa}$) όταν το πλαίσιο είναι τοποθετημένο με κλίση β ως προς το οριζόντιο επίπεδο, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$23. \omega_{\Delta\kappa} = \text{min}\{\omega_\Delta, \text{τοξσυν} [-\varepsilon\varphi(\varphi - \beta) \cdot \varepsilon\varphi\delta]\}$$

Η **διάχυτη ακτινοβολία** που δέχεται το πλαίσιο εξαρτάται από το ποσοστό του ουράνιου θόλου που βλέπει και το ποσοστό αυτό εξαρτάται από την κλίση β . Όταν $\beta = 0$, ο συλλέκτης βλέπει ολόκληρη τη ημισφαιρική επιφάνεια του ουράνιου θόλου και η διάχυτη ακτινοβολία που δέχεται, γίνεται μέγιστη. Όταν $\beta = 90^\circ$, ο συλλέκτης βλέπει τη μισή ημισφαιρική επιφάνεια του ουράνιου θόλου και η διάχυτη ακτινοβολία που δέχεται είναι το μισό της μέγιστης. Έτσι:

$$24. R_\Delta = \frac{H_{\Delta\kappa}}{H_\Delta} = \frac{1+\text{συν}\beta}{2}$$

Στην Ελλάδα, ο λόγος της διάχυτης ημερήσιας ηλιακής ενέργειας προς την ολική ημερήσια ηλιακή ενέργεια δίνεται με ικανοποιητική προσέγγιση από το πολυώνυμο²:

$$25. \frac{H_\Delta}{H_H} = 1,446 - 2,965 \cdot K + 1,727 \cdot K^2$$

όπου K ο **ημερήσιος δείκτης αιθριότητας** που υπολογίζεται από το λόγο της ημερήσιας ολικής ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ηλιακή ακτινοβολία στα όρια της ατμόσφαιρας:

$$26. K = \frac{H_H}{H_{ov}}$$

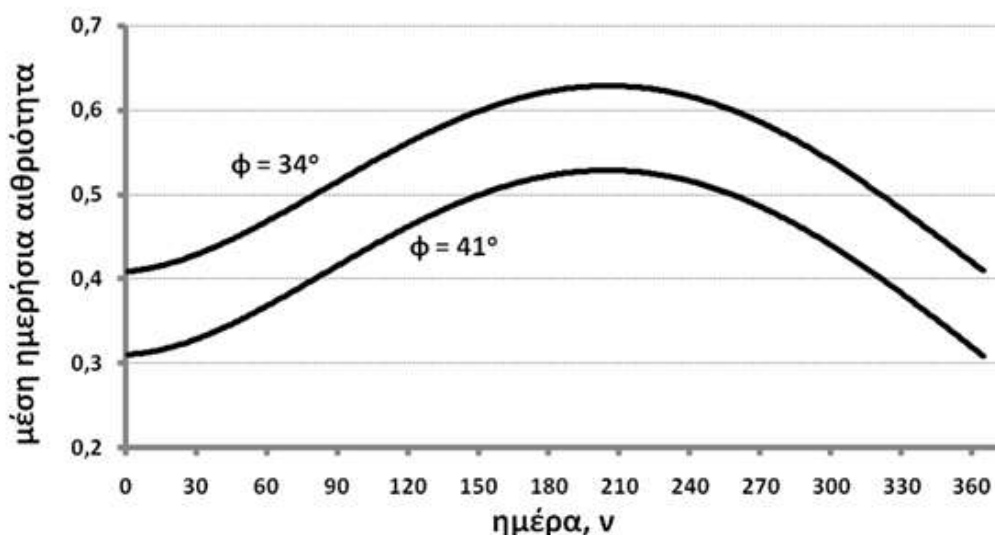
Η κατά προσέγγιση διακύμανση του ημερήσιου δείκτη αιθριότητας K , στην Ελλάδα

² Για τον υπολογισμό του λόγου της μέσης διάχυτης ενέργειας προς τη μέση ολική ενέργεια που δέχεται το οριζόντιο πλαίσιο, μπορούν να χρησιμοποιηθούν και άλλες συσχετίσεις, όπως για παράδειγμα αυτή των Lin και Jordan:

$$\frac{H_\Delta}{H_H} = 1,390 - 4,027 \cdot K + 5,531 \cdot K^2 - 3,108 \cdot K^3 \text{ με μικρές όμως όχι ασήμαντες αποκλίσεις ως προς τα αποτελέσματα.}$$

(με γεωγραφικό πλάτος στην περιοχή: $34 < \phi < 42$), δίνεται στο Σχήμα 4, ενώ μία κατά προσέγγιση εκτίμηση του K , ως προς το γεωγραφικό πλάτος και την ημέρα του έτους δίνεται κατά προσέγγιση από τη συσχέτιση:

$$27. K = (0,895 - 0,014\phi) + 0,0001\nu + 2 \cdot 10^{-5} \nu^2 - 1,03 \cdot 10^{-7} \nu^3 + 1,5 \cdot 10^{-10} \nu^4 - 5,5 \cdot 10^{-14} \nu^5$$



Σχήμα 4. Διακύμανση της ημερήσιας αιθριότητας στην Ελλάδα

1.3.2 Ανακλώμενη ακτινοβολία

Η **ανακλώμενη ακτινοβολία** που δέχεται το πλαίσιο εξαρτάται από το έδαφος της γύρω περιοχής που βλέπει και το έδαφος αυτό εξαρτάται από την γωνία κλίσης β . Όταν η γωνία κλίσης β , γίνει ίση με μηδέν μοίρες, το πλαίσιο δεν βλέπει το έδαφος της γύρω περιοχής και επομένως η ακτινοβολία από ανάκλαση είναι μηδενική. Όταν η γωνία κλίσης β , γίνει ίση με ενενήντα μοίρες, το πλαίσιο βλέπει το μισό από το έδαφος της γύρω περιοχής και η ακτινοβολία από ανάκλαση γίνεται μέγιστη. Με βάση το σκεπτικό αυτό:

$$28. R_{\alpha} = \frac{1 - \sigma \nu \beta}{2}$$

Οπότε η ολική ακτινοβολία που δέχεται ο οριζόντιος συλλέκτης γίνεται:

$$H_H = H_A + H_{\Delta} \Rightarrow H_A = H_H - H_{\Delta}$$

Κάνοντας αντικατάσταση των παραπάνω σχέσεων έχουμε:

$$H_{HK} = H_A \cdot R_A + H_{\Delta} \cdot R_{\Delta} + H_H \cdot \rho \cdot R_{\alpha} \Rightarrow$$

$$H_{HK} = (H_H - H_{\Delta}) R_A + H_{\Delta} \cdot R_{\Delta} + H_H \cdot \rho \cdot R_{\alpha}$$

Διαιρούμε και τα δύο μέλη τη εξίσωσης με H_H :

$$\frac{H_{H\kappa}}{H_H} = \frac{(H_H - H_\Delta) \cdot R_A + H_\Delta \cdot R_\Delta + H_H \cdot \rho \cdot R_\alpha}{H_H} \Rightarrow$$

$$R_H = \frac{H_{H\kappa}}{H_H} = \frac{(H_H - H_\Delta)}{H_H} R_A + \frac{H_\Delta}{H_H} R_\Delta + \frac{H_H \cdot \rho}{H_H} R_\alpha \Rightarrow$$

$$R_H = \frac{H_{H\kappa}}{H_H} = \left[\frac{H_H}{H_H} - \frac{H_\Delta}{H_H} \right] R_A + \frac{H_\Delta}{H_H} R_\Delta + \frac{H_H \cdot \rho}{H_H} R_\alpha \Rightarrow$$

$$R_H = \frac{H_{H\kappa}}{H_H} = \left[1 - \frac{H_\Delta}{H_H} \right] R_A + \frac{H_\Delta}{H_H} R_\Delta + \rho R_\alpha \Rightarrow$$

$$29. R_H = \frac{H_{H\kappa}}{H_H} = \left[1 - \frac{H_\Delta}{H_H} \right] R_A + \frac{H_\Delta}{H_H} \left(\frac{1+\sigma\upsilon\nu\beta}{2} \right) + \rho \left(\frac{1-\sigma\upsilon\nu\beta}{2} \right)$$

Μετά τον υπολογισμό του δείκτη διόρθωσης R_H , η ολική ακτινοβολία στο πλαίσιο με κλίση υπολογίζεται από τη σχέση:

$$30. H_{H\kappa} = R_H \cdot H_H \text{ [W.h/ m}^2\text{]}$$

Η παραπάνω σχέση δίνει τη μέση ολική ενέργεια που δέχεται το πλαίσιο ή συλλέκτης που είναι τοποθετημένα με κλίση και προσανατολισμό νότιο στη διάρκεια μίας ημέρας ν του έτους. Αντίστοιχα, η σχέση:

$$31. H_{A\kappa} = H_H \left[1 - \frac{H_\Delta}{H_H} \right] R_A \text{ [W.h/ m}^2\text{]}$$

δίνει τη μέση **άμεση** ενέργεια που δέχεται το πλαίσιο με κλίση, στη διάρκεια μίας ημέρας, η σχέση:

$$32. H_{\Delta\kappa} = H_H \left(\frac{H_\Delta}{H_H} \right) \left(\frac{1+\sigma\upsilon\nu\beta}{2} \right) \text{ [W.h/ m}^2\text{]}$$

δίνει τη μέση **διάχυτη** μηνιαία ενέργεια που δέχεται το πλαίσιο με κλίση, στη διάρκεια μίας ημέρας και η σχέση:

$$33. H_{\alpha\kappa} = H_H \rho \left(\frac{1-\sigma\upsilon\nu\beta}{2} \right) \text{ [W.h/ m}^2\text{]}$$

δίνει τη μέση **ανακλώμενη** μηνιαία ενέργεια που δέχεται το πλαίσιο με κλίση.

Από παραπάνω ανάλυση φαίνεται ότι η ηλιακή ενέργεια που δέχεται ένα πλαίσιο, τοποθετημένο με κλίση β ως προς το οριζόντιο επίπεδο, στην επιφάνεια της γης εξαρτάται από:

- το γεωγραφικό πλάτος ϕ του τόπου που τοποθετείται ο συλλέκτης,
- τη χαρακτηριστική ημέρα του μήνα (αριθμός ν και γωνία $\delta\nu$),
- την ολική ηλιακή ενέργεια στο οριζόντιο επίπεδο, στα όρια της ατμόσφαιρας $H_{0\kappa}$,
- την ολική ηλιακή ενέργεια στο οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της γης H_H ,
- το συντελεστή ανάκλασης του εδάφους της γύρω περιοχής ρ ,
- και το δείκτη αιθριότητας K .

Η ηλιακή ενέργεια που δέχεται ένα οριζόντιο πλαίσιο, τοποθετημένο στην επιφάνεια

της γης, εξαρτάται από πολλούς παράγοντες και επηρεάζεται από την αλλαγή των μετεωρολογικών φαινομένων. Στην πράξη χρησιμοποιούνται πίνακες μέσης μηνιαίας ολικής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της γης, οι οποίοι βασίζονται σε μετρήσεις των μετεωρολογικών σταθμών για μεγάλα χρονικά διαστήματα.

1.4 Παράδειγμα 1^ο:

Να υπολογισθεί η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ένας Φ/Β συλλέκτης με νότιο προσανατολισμό και κλίση 60° ως προς το οριζόντιο επίπεδο, στην περιοχή της Ξάνθης ($\varphi = 41,13^\circ$), αν ο συντελεστής ανάκλασης της γύρω περιοχής είναι $\rho = 0,2$.

Λύση

Η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία θα υπολογισθεί με βάση τη 15^η ημέρα κάθε μήνα (τη 14^η για το Φεβρουάριο). Για τις ημερομηνίες αυτές και τους αντίστοιχους μήνες υπολογίζονται:

- η ηλιακή ακτινοβολία στα όρια της ατμόσφαιρας I_{ov} από την Εξίσωση 3: $I_{ov} = I_{OM}(1+0,0333x \text{ συν } (360v/365))$
- η απόκλιση δv από την Εξίσωση 4: $\delta v = 23,45 \cdot \eta\mu(360 \cdot (284 + v)/365)$
- η ωριαία γωνία δύσης ω_{Δ} από την Εξίσωση 22: $\omega_{\Delta} = \text{τοξσυν} [-\epsilon\phi\phi \cdot \epsilon\phi\delta]$
- η ωριαία γωνία δύσης ω_{Δ} σε κεκλιμένο πλαίσιο από την Εξίσωση 23: $\omega_{\Delta k} = \min\{\omega_{\Delta}, \text{τοξσυν} [-\epsilon\phi(\phi - \beta) \cdot \epsilon\phi\delta]\}$
- την προσπίπτουσα ενέργεια ανά ημέρα, σε οριζόντιο πλαίσιο εκτός ατμόσφαιρας από την Εξ. 14β: $H_{ov} = \frac{24 I_{OM}}{\pi} \left(1 + 0,33 \text{ συν } \frac{360v}{365}\right) \left(\eta\mu\phi \cdot \eta\mu\delta v \cdot \frac{\pi\omega_{\Delta}}{180} + \text{συν}\phi \cdot \text{συν}\delta v \cdot \eta\mu\omega_{\Delta}\right)$.
- την προσπίπτουσα ενέργεια ανά μήνα, σε οριζόντιο πλαίσιο εκτός ατμόσφαιρας από την Εξ. 15β: $H_{OM} = M \times H_{ov}$ (όπου M οι ημέρες του αντίστοιχου μήνα).

	v	$I_{ov}, \text{kWh/m}^2$	$\delta v, ^\circ$	$\omega_{\Delta}, ^\circ$	$\omega_{\Delta k}, ^\circ$	$H_{ov}, \text{kWh/m}^2$	$H_{OM}, \text{kWh/m}^2$
15/1	15	1,417	-21,30	70,16	70,16	3,988	123,620
14/2	45	1,406	-13,67	77,79	77,79	5,422	151,811
15/3	74	1,386	-2,89	87,52	87,52	7,430	230,329
15/4	105	1,362	9,34	98,30	86,82	9,566	286,985
15/5	135	1,342	18,74	107,27	83,38	11,042	342,301
15/6	166	1,329	23,30	112,12	81,57	11,682	350,447
15/7	196	1,328	21,56	110,21	82,28	11,394	353,214
15/8	227	1,340	13,87	102,49	85,20	10,201	316,219
15/9	258	1,361	2,33	92,08	89,25	8,270	248,109
15/10	288	1,384	-9,49	81,66	81,66	6,144	190,469
15/11	319	1,405	-19,08	72,48	72,48	4,375	131,249
15/12	349	1,417	-23,32	67,95	67,95	3,604	111,730

- από το Σχήμα 3 εκτιμάται η μέση ημερήσια κλίμακα μάζας AM και
- με βάση αυτή, η μηνιαία ακτινοβολία που φθάνει σε οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της γης H_H , μέσω της Εξίσωσης 16γ ($H_H/H_{OM} = 0,025AM^2 - 0,212AM +$

0,954).

Στη συνέχεια υπολογίζονται οι συντελεστές:

$$9. R_A \text{ από την Εξ. 21: } R_A = \frac{\text{συν}(\phi-\beta) \cdot \text{συν} \delta \nu \cdot \eta \mu \omega_{\Delta\kappa} + \left(\frac{\pi}{180}\right) \omega_{\Delta\kappa} \cdot \eta \mu(\phi-\beta) \cdot \eta \mu \delta \nu}{\text{συν} \phi \cdot \text{συν} \delta \nu \cdot \eta \mu \omega_{\Delta} + \left(\frac{\pi}{180}\right) \omega_{\Delta} \cdot \eta \mu \phi \cdot \eta \mu \delta \nu}$$

$$10. R_{\Delta} \text{ από την Εξ. 24: } R_{\Delta} = \frac{H_{\Delta\kappa}}{H_{\Delta}} = \frac{1 + \text{συν} \beta}{2}$$

$$11. R_{\alpha} \text{ από την Εξ. 28: } R_{\alpha} = \frac{1 - \text{συν} \beta}{2}$$

12. ενώ η αιθριότητα Κ εκτιμάται, για την μέση ημέρα κάθε μήνα από την Εξίσωση 27.

13. με βάση την αιθριότητα υπολογίζεται ο λόγος διάχυτης προς ολική ακτινοβολία σε οριζόντιο πλαίσιο στην επιφάνεια της γης H_{Δ}/H_H , από την Εξ. 25 ($H_{\Delta}/H_H = 1,446 - 2,965 \cdot \kappa + 1,727 \cdot \kappa^2$).

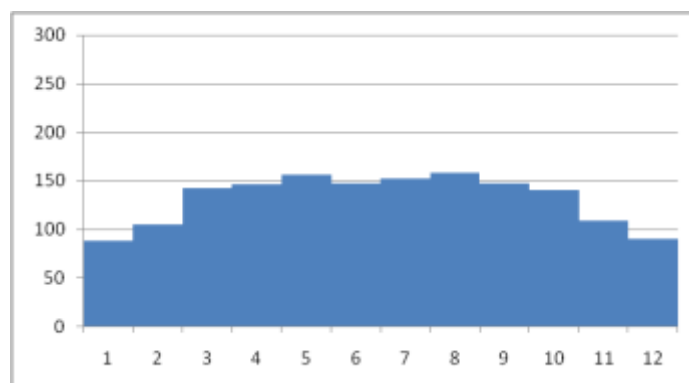
14. ο ολικός δείκτης διόρθωσης R_H υπολογίζεται από την Εξ. 29:

$$R_H = \frac{H_{H\kappa}}{H_H} = \left[1 - \frac{H_{\Delta}}{H_H}\right] R_A + \frac{H_{\Delta}}{H_H} \left(\frac{1 + \text{συν} \beta}{2}\right) + \rho \left(\frac{1 - \text{συν} \beta}{2}\right)$$

15. και η ολική ενέργεια που φθάνει στο κεκλιμένο πλαίσιο $H_{H\kappa}$, τον κάθε μήνα του χρόνου από την Εξ. 30: $H_{H\kappa} = R_H \cdot H_H$.

	AM	$H_H, kWh/m^2$	R_A	R_{Δ}	R_{α}	Κ	H_{Δ}/H_H	R_H	$H_{H\kappa}, kWh/m^2$
15/1	3,6	63,639	2,65	0,75	0,25	0,32	0,67	1,39	88,484
14/2	2,8	84,468	1,99	0,75	0,25	0,36	0,61	1,24	104,523
15/3	2,4	135,710	1,38	0,75	0,25	0,40	0,54	1,05	142,102
15/4	2,3	171,803	0,93	0,75	0,25	0,45	0,46	0,85	146,137
15/5	1,93	218,375	0,69	0,75	0,25	0,49	0,41	0,72	156,604
15/6	1,9	224,794	0,59	0,75	0,25	0,52	0,37	0,65	146,861
15/7	1,91	226,157	0,63	0,75	0,25	0,54	0,35	0,67	152,428
15/8	1,97	200,288	0,80	0,75	0,25	0,53	0,36	0,79	158,101
15/9	2,4	146,186	1,16	0,75	0,25	0,51	0,38	1,01	147,592
15/10	2,7	107,396	1,72	0,75	0,25	0,47	0,43	1,30	140,079
15/11	3,3	69,122	2,42	0,75	0,25	0,41	0,51	1,57	108,448
15/12	3,6	57,518	2,88	0,75	0,25	0,35	0,62	1,57	90,516
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.581,9

Η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία, με βάση την τελευταία στήλη του παραπάνω Πίνακα παριστάνεται στο Σχήμα:



ενώ η ολική ενέργεια που προσπίπτει στο κεκλιμένο πλαίσιο είναι το άθροισμα των

αποτελεσμάτων της στήλης αυτής, δηλαδή 1.581,9 kWh/m².

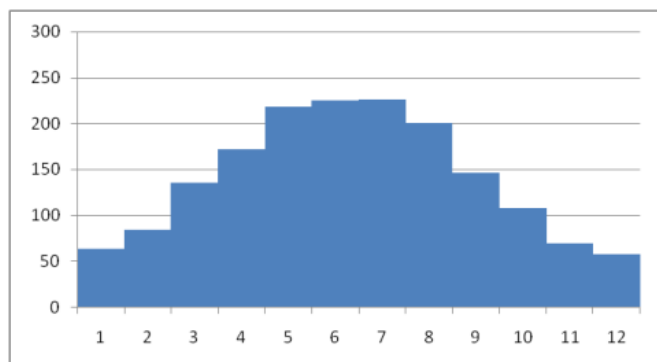
1.5 Παράδειγμα 2°:

Να υπολογισθεί η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο Φ/Β συλλέκτης του προηγούμενου παραδείγματος, εάν η κλίση του ως προς το οριζόντιο επίπεδο είναι $\beta = 0, 30$ και 45° .

Λύση

Επαναλαμβάνοντας τους υπολογισμούς 9 – 11 και 14, 15 του Παραδείγματος 1: για $\beta = 0$ προκύπτουν τα αποτελέσματα:

	R_A	R_Δ	R_a	R_H	$H_{Hk}, kWh/m^2$
15/1	1,00	1,00	0,00	1,00	63,639
14/2	1,00	1,00	0,00	1,00	84,468
15/3	1,00	1,00	0,00	1,00	135,710
15/4	1,00	1,00	0,00	1,00	171,803
15/5	1,00	1,00	0,00	1,00	218,375
15/6	1,00	1,00	0,00	1,00	224,794
15/7	1,00	1,00	0,00	1,00	226,157
15/8	1,00	1,00	0,00	1,00	200,288
15/9	1,00	1,00	0,00	1,00	146,186
15/10	1,00	1,00	0,00	1,00	107,396
15/11	1,00	1,00	0,00	1,00	69,122
15/12	1,00	1,00	0,00	1,00	57,518
-	-	-	-	-	1705,457

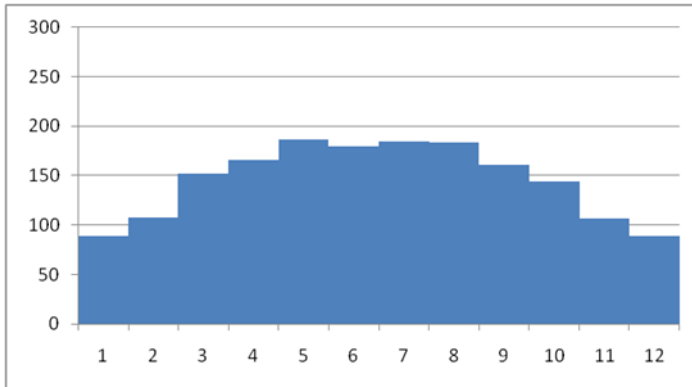


για $\beta = 30$ προκύπτουν τα αποτελέσματα:

	R_A	R_Δ	R_a	R_H	$H_{Hk}, kWh/m^2$
15/1	2,11	0,93	0,07	1,33	84,456
14/2	1,73	0,93	0,07	1,24	104,995
15/3	1,38	0,93	0,07	1,14	154,534
15/4	1,11	0,93	0,07	1,03	176,656
15/5	0,96	0,93	0,07	0,95	206,930
15/6	0,89	0,93	0,07	0,91	204,022
15/7	0,91	0,93	0,07	0,92	208,650
15/8	1,03	0,93	0,07	1,00	199,709
15/9	1,25	0,93	0,07	1,13	165,010

	R_A	R_{Δ}	R_a	R_H	$H_{HK}, kWh/m^2$
15/10	1,57	0,93	0,07	1,30	139,102
15/11	1,98	0,93	0,07	1,44	99,665
15/12	2,24	0,93	0,07	1,44	82,639
-	-	-	-	-	1826,370

και για $\beta = 45$ προκύπτουν τα αποτελέσματα:



	R_A	R_{Δ}	R_a	R_H	$H_{HK}, kWh/m^2$
15/1	2,46	0,85	0,15	1,39	88,752
14/2	1,92	0,85	0,15	1,27	107,515
15/3	1,43	0,85	0,15	1,12	152,213
15/4	1,05	0,85	0,15	0,96	165,528
15/5	0,85	0,85	0,15	0,85	186,062
15/6	0,76	0,85	0,15	0,80	179,330
15/7	0,79	0,85	0,15	0,82	184,738
15/8	0,95	0,85	0,15	0,92	183,609
15/9	1,25	0,85	0,15	1,10	160,766
15/10	1,70	0,85	0,15	1,34	143,654
15/11	2,28	0,85	0,15	1,55	107,077
15/12	2,65	0,85	0,15	1,55	88,987
-	-	-	-	-	1748,230

1.6 Παράδειγμα 3^ο:

Να υπολογισθεί η μέση μηνιαία:

- Άμεση,
- διάχυτη, και
- ανακλώμενη.

ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο Φ/Β συλλέκτης του προηγούμενου παραδείγματος, τους μήνες Ιανουάριο και Ιούνιο, εάν η κλίση του ως προς το οριζόντιο επίπεδο είναι $\beta = 0, 30, 45$ και 60° .

Λύση

Η άμεση, η διάχυτη και η ανακλώμενη ηλιακή ενέργεια, που δέχεται συλλέκτης με κλίση, δίνεται αντίστοιχα από τις Εξισώσεις:

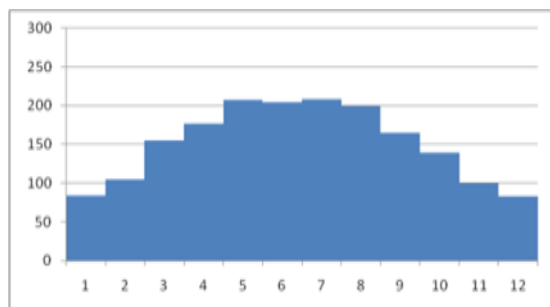
$$16. \text{ Εξίσωση 31} \quad H_{\Delta\kappa} = H_H \left[1 - \frac{H_{\Delta}}{H_H} \right] R_A \quad [\text{W.h/ m}^2]$$

$$17. \text{ Εξίσωση 32} \quad H_{\Delta\kappa} = H_H \left(\frac{H_{\Delta}}{H_H} \right) \left(\frac{1+\sigma\upsilon\upsilon\beta}{2} \right) \quad [\text{W.h/ m}^2]$$

$$18. \text{ Εξίσωση 33} \quad H_{\alpha\kappa} = H_H \rho \left(\frac{1-\sigma\upsilon\upsilon\beta}{2} \right) \quad [\text{W.h/ m}^2]$$

Έτσι, για τον Ιανουάριο:

β	0°	30°	45°	60°
ΗΗκ, kWh/m²	63,639 (100 %)	84,456 (100 %)	88,752 (100 %)	88,484 (100 %)
ΗΑκ, kWh/m²	21,314 (33,5 %)	44,881 (53,1 %)	52,438 (59,1 %)	56,422 (63,8 %)
ΗΔκ, kWh/m²	42,326 (66,5 %)	39,490 (46,8 %)	36,127 (40,7 %)	31,744 (35,8 %)
Ηακ, kWh/m²	0,000 (0,0 %)	0,085 (0,1%)	0,186 (0,2%)	0,318 (0,4%)



ενώ για τον Ιούνιο:

β	0°	30°	45°	60°
ΗΗκ, kWh/m²	224,794 (100 %)	204,022 (100 %)	179,330 (100 %)	146,861 (100 %)
ΗΑκ, kWh/m²	142,07 (63,2 %)	126,53 (62,0 %)	108,06 (60,3 %)	83,691 (57,0 %)
ΗΔκ, kWh/m²	82,729 (36,8 %)	77,187 (37,8 %)	70,613 (39,4 %)	62,047 (42,2 %)
Ηακ, kWh/m²	0,000 (0,0 %)	0,301 (0,2%)	0,658 (0,3%)	1,124 (0,8%)

1.7 Βέλτιστη γωνία κλίσης Φ/Β συλλέκτη

Από τα Παραδείγματα 1, 2 και 3 φαίνεται ότι τοποθετώντας το συλλέκτη με μεγάλη κλίση ως προς το οριζόντιο επίπεδο συμβαίνει αύξηση της ολικής μηνιαίας ακτινοβολίας που δέχεται ο συλλέκτης κατά την χειμερινή περίοδο και μείωση της ολικής μηνιαίας ακτινοβολίας που δέχεται ο συλλέκτης κατά την καλοκαιρινή περίοδο.

Η αύξηση ή η μείωση της ολικής μηνιαίας ακτινοβολίας εξαρτάται από την ένταση (ΗΗ, RA και K), τη γωνία (δν, φ και β) και το χρονικό διάστημα για το οποίο δέχεται την άμεση ηλιακή ακτινοβολία (ωΔ και ωΔκ), καθώς και από το μέγεθος του

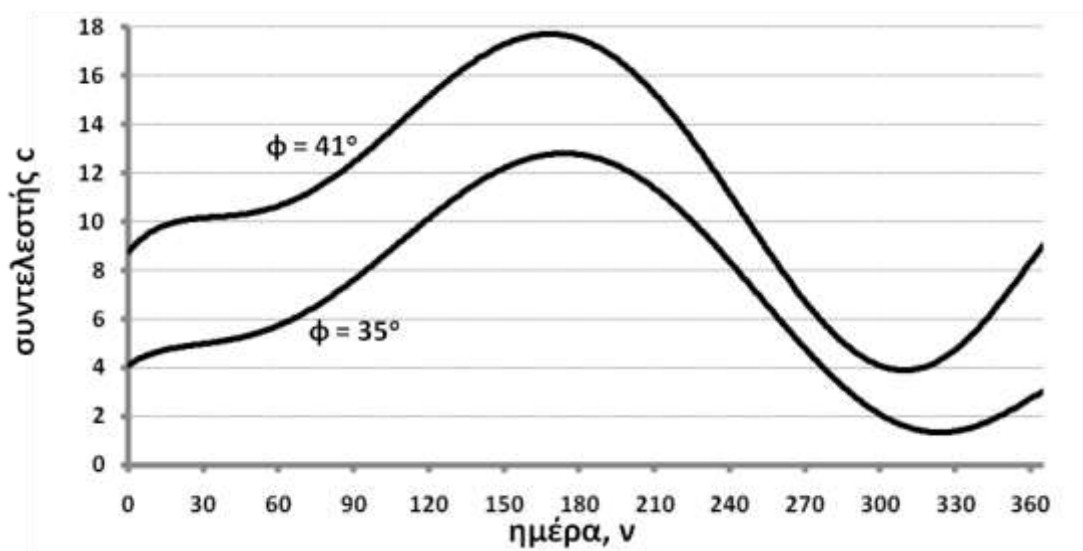
ουράνιου θόλου που βλέπει ο συλλέκτης (διάχυτη ακτινοβολία, R_D), το χρονικό διάστημα για το οποίο δέχεται την διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία (ω_{Δ} και $\omega_{\Delta\kappa}$) και την ένταση της (H_H και K). Η συμμετοχή της ανακλώμενης ακτινοβολίας είναι συνήθως πολύ μικρή.

Αυξάνοντας την κλίση του συλλέκτη, μειώνεται η γωνία ανάμεσα στην κάθετο στο συλλέκτη και στη διεύθυνση των ηλιακών ακτίνων και αυξάνει η άμεση ακτινοβολία η οποία είναι ανάλογα του συνημίτονου της γωνίας. Αυξάνοντας την κλίση του συλλέκτη, μειώνεται ο ουράνιος θόλος που βλέπει ο συλλέκτης και επομένως μειώνεται και η διάχυτη ακτινοβολία.

Για κάθε μήνα υπάρχει μία κλίση του συλλέκτη ως προς το οριζόντιο επίπεδο για την οποία η ολική μηνιαία ακτινοβολία γίνεται μέγιστη. Η βέλτιστη γωνία κλίσης για κάθε μήνα, κατά προσέγγιση δίνεται από τη σχέση:

$$34. \beta_{opt} = \phi - \delta\nu - c$$

όπου c ο παράγοντας διόρθωσης, ο οποίος για την Ελλάδα, λαμβάνει κατά προσέγγιση τις τιμές του παρακάτω σχήματος.



1.8 Παράδειγμα 4^ο:

Να υπολογισθεί η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ένας Φ/Β συλλέκτης με νότιο προσανατολισμό και βέλτιστη κλίση ως προς το οριζόντιο επίπεδο, στην περιοχή της Ορεστιάδας ($\phi = 41,30^\circ$) και της Ιεράπετρας ($\phi = 35,00^\circ$), αν ο συντελεστής ανάκλασης της γύρω περιοχής είναι $\rho = 0,2$.

Λύση

Επαναλαμβάνοντας τους υπολογισμούς 1–15 του Παραδείγματος 1 και υπολογίζοντας την κλίση β του πλαισίου από την Εξίσωση 34:

για την Ορεστιάδα προκύπτουν τα αποτελέσματα:

	β	ν	$I_{ov}, kW/m^2$	$\delta\nu, ^\circ$	$\omega_{\Delta}, ^\circ$	$\omega_{\Delta\kappa}, ^\circ$	$H_{ov}, kWh/m^2$	$H_{OM}, kWh/m^2$
15/1	51,60	15	1,417	-21,30	70,04	70,04	3,958	2,712

	β	ν	$lov, \text{kWh/m}^2$	$\delta\nu, ^\circ$	$\omega_{\Delta}, ^\circ$	$\omega_{\Delta K}, ^\circ$	$Hov, \text{kWh/m}^2$	$H_{OM}, \text{kWh/m}^2$
14/2	43,97	45	1,406	-13,67	77,71	77,71	5,394	11,038
15/3	32,19	74	1,386	-2,89	87,50	87,50	7,407	19,632
15/4	18,96	105	1,362	9,34	98,35	93,92	9,553	36,583
15/5	6,56	135	1,342	18,74	107,37	103,66	11,038	12,166
15/6	0,00	166	1,329	23,30	112,26	112,26	11,682	30,467
15/7	2,74	196	1,328	21,56	110,34	108,41	11,393	33,174
15/8	14,43	227	1,340	13,87	102,56	97,23	10,191	15,935
15/9	30,97	258	1,361	2,33	92,09	90,47	8,252	17,546
15/10	45,79	288	1,384	-9,49	81,60	81,60	6,118	39,672
15/11	56,38	319	1,405	-19,08	72,37	72,37	4,346	30,385
15/12	57,62	349	1,417	-23,32	67,81	67,81	3,575	10,821

	AM	$H_H, \text{kWh/m}^2$	R_A	R_{Δ}	R_a	K	H_{Δ}/H_H	R_H	$H_{HK}, \text{kWh/m}^2$
15/1	4,8	62,878	2,58	0,81	0,19	0,32	0,67	1,40	87,951
14/2	4,0	76,425	1,92	0,86	0,14	0,35	0,61	1,27	97,172
15/3	3,3	120,936	1,39	0,93	0,07	0,40	0,54	1,14	137,771
15/4	2,9	157,463	1,10	0,97	0,03	0,45	0,47	1,04	164,185
15/5	2,8	190,381	1,01	1,00	0,00	0,49	0,41	1,00	191,292
15/6	2,8	195,000	1,00	1,00	0,00	0,52	0,37	1,00	195,000
15/7	2,8	196,506	1,00	1,00	0,00	0,53	0,35	1,00	196,608
15/8	2,8	175,786	1,05	0,98	0,02	0,53	0,36	1,03	180,268
15/9	3,1	132,945	1,25	0,93	0,07	0,51	0,39	1,13	150,142
15/10	3,7	97,084	1,71	0,85	0,15	0,47	0,44	1,34	129,941
15/11	4,5	66,007	2,42	0,78	0,22	0,41	0,52	1,57	103,808
15/12	5,1	57,965	2,88	0,77	0,23	0,35	0,62	1,57	91,205
-	-	-	-	-	-	-	-	-	1725,343

ενώ για την Ιεράπετρα προκύπτουν τα αποτελέσματα:

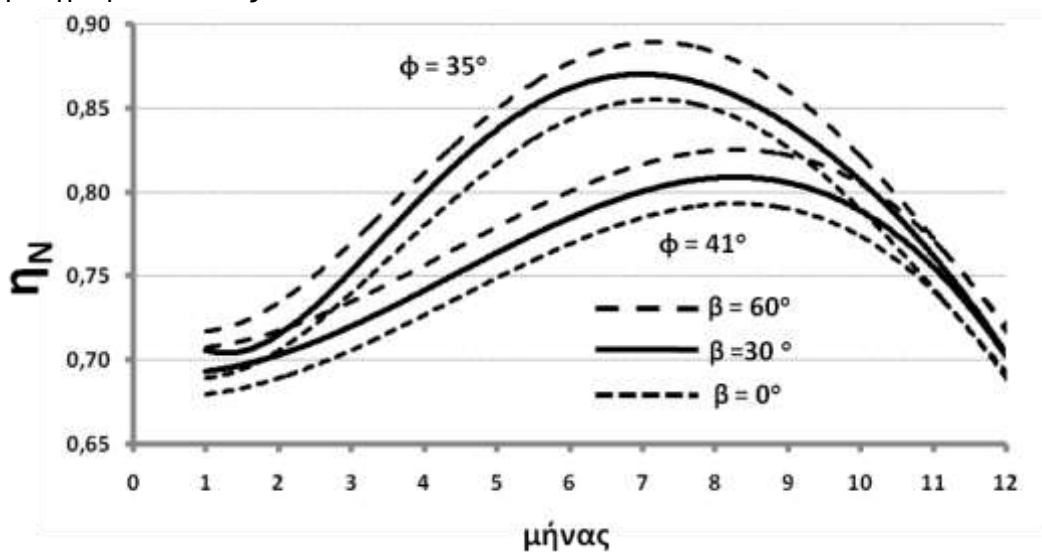
	β	ν	$lov, \text{kWh/m}^2$	$\delta\nu, ^\circ$	$\omega_{\Delta}, ^\circ$	$\omega_{\Delta K}, ^\circ$	$Hov, \text{kWh/m}^2$	$H_{OM}, \text{kWh/m}^2$
15/1	52,30	15	1,417	-21,30	74,22	74,22	5,038	156,174
14/2	43,67	45	1,406	-13,67	80,24	80,24	6,392	178,963
15/3	31,89	74	1,386	-2,89	88,02	88,02	8,195	254,058
15/4	15,66	105	1,362	9,34	96,66	93,92	9,996	299,866
15/5	5,26	135	1,342	18,74	103,78	103,66	11,149	345,607
15/6	-0,30	166	1,329	23,30	107,59	107,59	11,612	348,374
15/7	1,44	196	1,328	21,56	106,09	106,09	11,394	353,203
15/8	10,13	227	1,340	13,87	99,99	97,23	10,479	324,836

	β	ν	$I_{ov}, \text{kWh/m}^2$	$\delta\nu, ^\circ$	$\omega_{\Delta}, ^\circ$	$\omega_{\Delta k}, ^\circ$	$H_{ov}, \text{kWh/m}^2$	$H_{OM}, \text{kWh/m}^2$
15/9	26,67	258	1,361	2,33	91,68	90,47	8,898	266,925
15/10	42,49	288	1,384	-9,49	83,33	83,33	7,037	218,139
15/11	52,08	319	1,405	-19,08	76,04	76,04	5,401	162,037
15/12	56,32	349	1,417	-23,32	72,49	72,49	4,663	144,554

1.9 Η επίδραση των νεφώσεων

Η τοπικές νεφώσεις, η έκταση και η συχνότητα τους είναι ένα από τους καθοριστικότερους παράγοντες όσον αφορά την ποσότητα της ηλιακής ενέργειας που φθάνει σε ένα Φ/Β πλαίσιο υπό κλίση. Όταν το πλαίσιο βρεθεί στη “σκιά” ενός νέφους, η **άμεση ακτινοβολία** που προσπίπτει σε αυτό ελαχιστοποιείται και μπορεί ακόμη και να μηδενιστεί, αν η νέφωση είναι αρκετά “βαριά”. Εκτός όμως από τον δραστικό περιορισμό της άμεσης ακτινοβολίας, ελαττώνεται και η διάχυτη (καθώς και η έτσι και αλλιώς αδύναμη συνιστώσα της ανακλώμενης) και η ελάττωση αυτή εξαρτάται από την έκταση των νεφώσεων στον ουρανό.

Έτσι, αφού η σχετική αναλογία άμεσης/διάχυτης ακτινοβολίας εξαρτάται από την κλίση του πλαισίου και η ελάττωση της ολική ακτινοβολίας λόγω νεφώσεων εξαρτάται από την κλίση αυτή. Κυρίως, όμως, η ελάττωση της μηνιαίας ακτινοβολίας που δέχεται το πλαίσιο, λόγω νεφώσεων εξαρτάται από τη συχνότητα και την ένταση των νεφώσεων αυτών στον κάθε τόπο και τον κάθε μήνα του έτους. Η συχνότητα και η ένταση των νεφώσεων είναι μεγαλύτερη κατά τους χειμερινούς μήνες και αν και εξαρτάται από τα κατά τόπους κλιματολογικά χαρακτηριστικά συνήθως αυξάνεται με το γεωγραφικό πλάτος.



Σχήμα 5. Μηνιαία μεταβολή της ελάττωσης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας λόγω νεφώσεων

Η επίδραση των νεφώσεων μπορεί, να εκφραστεί με την βοήθεια ενός **εμπειρικού συντελεστή η_N** ο οποίος λαμβάνει τιμές στο διάστημα 0 – 1 και εκφράζει την ελάττωση της μηνιαίας ακτινοβολίας που δέχεται το πλαίσιο λόγω νεφώσεων. Με βάση τον εμπειρικό αυτό συντελεστή, η ολική μηνιαία ηλιακή ενέργεια που δέχεται το πλαίσιο είναι:

$$35. H_{HK}^* = \eta_N \times H_{HK}$$

Με βάση τις εκτιμήσεις του εργαλείου PVGIS , η μηνιαία διακύμανση των τιμών του παραπάνω συντελεστή για τα γεωγραφικά πλάτη της Ελλάδας και για τυπικές κλίσεις πλαισίου δίνονται στο Σχήμα 5.

1.10 Παράδειγμα 5^ο:

Να υπολογισθεί η μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο Φ/Β συλλέκτης του προηγούμενου παραδείγματος, λαμβάνοντας υπόψη την ελάττωση λόγω νεφώσεων.

Λύση

Εκτιμάται ο συντελεστής η_N από το Σχήμα 5 και υπολογίζεται η H_{HK}^* από την Εξ. 35. Ορεσιάδα ($\varphi = 41,30^\circ$):

-	β	$H_{HK}, kWh/m^2$	η_N	$H_{HK}^* kWh/m^2$
15/1	51,6	87,951	0,70	61,566
14/2	43,97	97,172	0,71	68,992
15/3	31,19	137,771	0,72	99,195
15/4	18,96	164,185	0,73	119,855
15/5	6,56	191,292	0,75	143,469
15/6	0,00	195,000	0,77	150,150
15/7	2,7	196,608	0,78	153,354
15/8	14,4	180,268	0,79	142,412
15/9	31,0	150,142	0,80	120,113
15/10	45,8	129,941	0,81	105,252
15/11	56,4	103,808	0,76	78,894
15/12	57,6	91,205	0,70	63,843
		1725,343		1307,096

Ιεράπετρα ($\varphi = 35,00^\circ$):

	β	$H_{HK}, kWh/m^2$	η_N	$H_{HK}^* kWh/m^2$
15/1	52,3	114,549	0,72	82,475
14/2	43,7	119,916	0,73	87,538
15/3	31,9	156,741	0,75	117,556
15/4	15,7	174,523	0,80	139,618
15/5	5,3	197,612	0,82	162,042
15/6	-0,3	199,268	0,84	167,385
15/7	1,4	201,771	0,85	171,505
15/8	10,1	185,636	0,86	159,647
15/9	26,7	161,797	0,85	137,528

	β	$H_{HK}, kWh/m^2$	η_N	$H_{HK}^* kWh/m^2$
15/10	42,5	149,135	0,82	122,291
15/11	52,1	125,937	0,78	98,231
15/12	56,3	115,729	0,70	81,010
	-	1902,612	-	1526,825

<http://re.jrc.ec.europa.eu/pvgis/apps/pvest.php?lang=en&map=europe>

Από το παράδειγμα 4 φαίνεται ότι η ελάττωση της ετήσιας ακτινοβολίας από την Ιεράπετρα έως την Ορεσιτιάδα είναι περίπου 4,5 %, αν δεν ληφθεί υπόψη η επίδραση των νεφώσεων. Λαμβάνοντας υπόψη την επίδραση αυτή η ετήσια ακτινοβολία στην Ιεράπετρα ελαττώνεται κατά 20 %, ενώ στην Ορεσιτιάδα κατά 25 % και η διαφορά μεταξύ της νοτιότερη και της βορειότερης περιοχής της Ελλάδας αυξάνεται σε 10 %.

2. Φωτοβολταϊκό Συστήματα

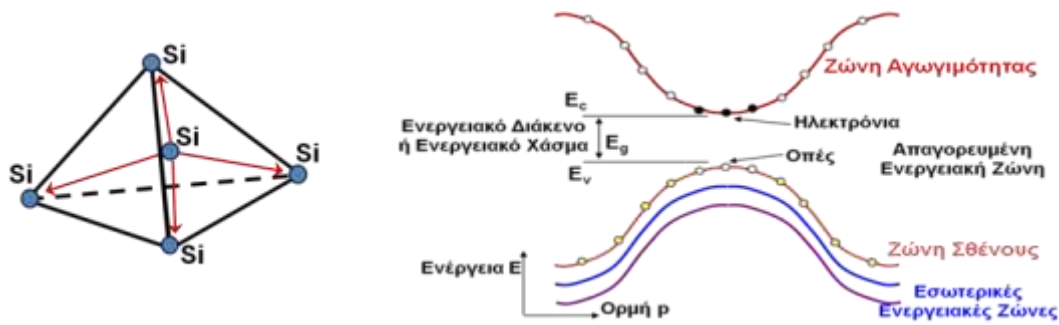
Η λειτουργία των φωτοβολταϊκών στοιχείων στηρίζεται στο φωτοβολταϊκό φαινόμενο δηλαδή στην άμεση μετατροπή της ηλιακής ακτινοβολίας σε ηλεκτρική ενέργεια. Η λειτουργία των φωτοβολταϊκών βασίζεται στην απλή αρχή της φυσικής, σύμφωνα με την οποία, όταν το ηλιακό φως απορροφηθεί από έναν ημιαγωγό τότε έχουμε μετακίνηση των ηλεκτρονίων του.

2.1 Το φωτοβολταϊκό φαινόμενο

Το φωτοβολταϊκό στοιχείο είναι ουσιαστικά ένας ημιαγωγός πάνω στον οποίο προσκρούουν τα φωτόνια από το ηλιακό φως. Όσα από τα φωτόνια απορροφώνται από το φωτοβολταϊκό στοιχείο, αναγκάζουν τα ηλεκτρόνια του να μετακινηθούν σε διαφορετική θέση (κίνηση ηλεκτρονίων) παράγοντας ηλεκτρισμό.

Οι ημιαγωγοί είναι σώματα με ηλεκτρική αγωγιμότητα ανάμεσα στους αγωγούς και τους μονωτές. Τυπικοί ημιαγωγοί είναι τα Si, Ge, GaAs, CdS με τετραεδρική κρυσταλλική δομή:

Σε πολύ χαμηλή ενεργειακή κατάσταση ($T = 0 K$), κάθε άτομο Si συνδέεται με άλλα 4 μέσω των 4 ηλεκτρονίων σθένους. Με την απορρόφηση ενέργειας κάποια ηλεκτρόνια (1 από τα 2 ηλεκτρόνια που σχηματίζουν τον δεσμό) μεταπίπτουν από τη ζώνη σθένους στη ζώνη αγωγιμότητας και το υλικό και αποκτά αγωγιμότητα.



Σχήμα 7. Σχηματική αναπαράσταση του χάσματος ζώνης E_g ημιαγωγών

Τα ηλεκτρόνια που μπορούν να λάβουν μέρος στο σχηματισμό δεσμών βρίσκονται στην **ζώνη σθένους**. Αν στα ηλεκτρόνια σθένους προσφερθεί ενέργεια π.χ. φωτόνια με ενεργειακό κβάντο $h\nu$ ίσο ή μεγαλύτερο από το ενεργειακό διάκενο, τα ηλεκτρόνια διεγείρονται και μεταπηδούν στη **ζώνη αγωγιμότητας** (h -σταθερά του Planck, ν -συχνότητα ακτινοβολίας). Η περίσσεια ενέργειας:

$$E_{\pi} = h\nu - E_g$$

γίνεται αντιληπτή ως θερμότητα και οδηγεί στην αύξηση της θερμοκρασίας του ημιαγωγού. Το μέγεθος της ενεργειακής διαφοράς ή του **χάσματος ζώνης**, διαφέρει από υλικό σε υλικό και μετράται σε **electron-volt (eV)** (Si: 1.1 eV, GaAs: 1.43 eV).

Τα ελεύθερα ηλεκτρόνια λέγονται **ηλεκτρόνια αγωγιμότητας** και τα κενά που αφήνουν πίσω τους ονομάζονται **οπές** και αντιστοιχούν σε θετικά ηλεκτρικά φορτία. Συγχρόνως με την διέγερση ηλεκτρονίων από τη ζώνη σθένους στη ζώνη αγωγιμότητας συμβαίνουν και επανασυνδέσεις ηλεκτρονίων με τις οπές και σε συγκεκριμένη θερμοκρασία, ανάλογα με το είδος του ημιαγωγού, είναι δεδομένη η συγκέντρωση ελεύθερων ηλεκτρονίων (και οπών) μέσα στο υλικό.

Η αγωγιμότητα ενός ημιαγωγού εξαρτάται από τον αριθμό των ελεύθερων ηλεκτρονίων ή οπών στην κρυσταλλική του δομή (το καθαρό πυρίτιο έχει χαμηλή τιμή αγωγιμότητας). Για τον έλεγχο της αγωγιμότητας αυτής εισάγονται προσμίξεις στους καθαρούς ημιαγωγούς προσδίδοντας έτσι θετική ή αρνητική ηλεκτρική αγωγιμότητα:

2.1.1 Ημιαγωγοί

- **Ημιαγωγοί προσμίξεων n:**

Σε τήγμα Si προστίθεται μικρή ποσότητα πεντασθενούς As ή P ώστε στην προκύπτουσα κρυσταλλική δομή το περίσσιο ηλεκτρόνιο να συγκρατείται χαλαρά από τον πυρήνα του As ή του P. Το As ή ο P συμπεριφέρεται ως **δότης ηλεκτρονίων** (D, donor) αφήνοντας ακίνητα θετικά φορτία στα σημεία του κρυσταλλικού πλέγματος όπου υπάρχουν άτομα As ή P. Η απαιτούμενη ενέργεια για απελευθέρωση ηλεκτρονίου As είναι μόλις $E_D=0.049$ eV έναντι 1.11 eV στο καθαρό Si, σε θερμοκρασία περιβάλλοντος. Φορείς του ηλεκτρικού ρεύματος, στην περίπτωση αυτή είναι τα ηλεκτρόνια, τα οποία αποτελούν τους **φορείς πλειονότητας**. Οι ημιαγωγοί με τις προσμίξεις αυτές ονομάζονται τύπου **n (negative)**.

- **Ημιαγωγοί προσμίξεων p:**

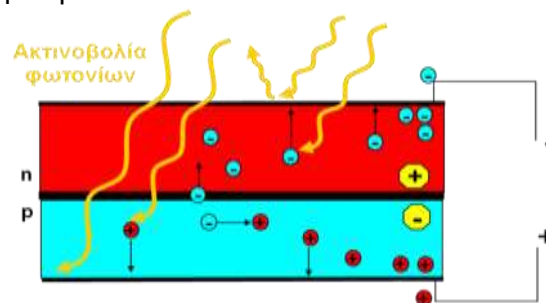
Σε τήγμα Si προστίθεται μικρή ποσότητα B, Ga, In, Al (τρισθενή) ώστε στην προκύπτουσα κρυσταλλική δομή υπάρχει έλλειμμα ηλεκτρονίου γύρω από το άτομο B. Το B συμπεριφέρεται ως **αποδέκτης** ηλεκτρονίων (A, acceptor) από γειτονικά άτομα Si όπου μένει θετικό φορτίο που θα καλυφθεί με τη σειρά του από γειτονικό ηλεκτρόνιο κ.ο.κ. Η απαιτούμενη ενέργεια για σχηματισμό οπής είναι μόλις $E_g = 0.045$ eV έναντι 1.11 eV στο καθαρό Si, σε θερμοκρασία περιβάλλοντος. Το φαινόμενο ισοδυναμεί με κίνηση θετικών φορτίων (οπών), οι οποίες στην περίπτωση αυτή αποτελούν τους **φορείς πλειονότητας**. Οι ημιαγωγοί με τις προσμίξεις αυτές ονομάζονται τύπου **p (positive)**.



Σχήμα 8. Σύζευξη p-n

Ο συνδυασμός δύο ημιαγωγών p και n σε μια **επαφή p-n**, έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός ηλεκτρικού πεδίου κοντά στη διεπιφάνεια επαφής τους. Ένα μέρος των οπών του τμήματος p διαχέεται προς το τμήμα n, όπου οι οπές είναι λιγότερες, αφήνοντας πίσω τους αρνητικά φορτισμένα ιόντα, ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τα ηλεκτρόνια του άλλου τμήματος. Αντίθετα με τους φορείς, τα ιόντα των προσμίξεων παραμένουν ακίνητα εκατέρωθεν της διεπιφάνειας επαφής p-n αναπτύσσοντας ηλεκτροστατική διαφορά δυναμικού (**built in voltage**, $V_{bi} = 0,3 - 0,5$ V) η οποία εμποδίζει την παραπέρα διάχυση φορέων. Η περιοχή γύρω από την επαφή p-n ονομάζεται **ζώνη εξάντλησης** των φορέων.

Αυτό συμβαίνει ακόμη και όταν η σύζευξη των δύο ημιαγωγών δεν φωτίζεται. Στην περίπτωση αυτή, αν οι ελεύθερες επιφάνειες των δύο ημιαγωγών συνδεθούν μεταξύ τους με ένα εξωτερικό ηλεκτρικό κύκλωμα, κανένα ηλεκτρικό ρεύμα δεν αναπτύσσεται, γιατί το θετικό δυναμικό του ημιαγωγού n δεν επιτρέπει στα ελεύθερα ηλεκτρόνια του να απομακρυνθούν από αυτόν, προκειμένου να διατηρηθεί η ηλεκτρική του ουδετερότητα.



Σχήμα 9. Παραγωγή φωτορεύματος

Όταν προσπέσουν φωτόνια, νέες οπές και ηλεκτρόνια δημιουργούνται και στους δύο ημιαγωγούς p και n οπότε:

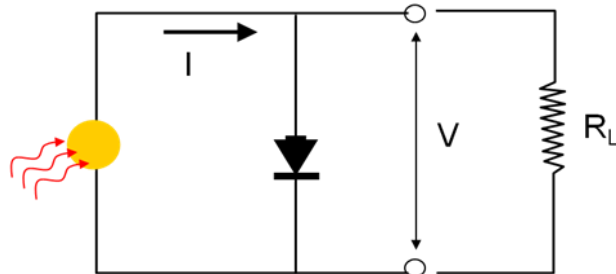
- τα e που δημιουργούνται στον ημιαγωγό p απωθούνται από το αρνητικό δυναμικό προς τον ημιαγωγό n, και
- οι οπές που δημιουργούνται στον ημιαγωγό n απωθούνται από το θετικό δυναμικό προς τον ημιαγωγό p.



Σχήμα 10. Διοδική συμπεριφορά Φ/Β στοιχείου

Έτσι, παρουσία φωτός και προκειμένου να διατηρηθεί η ηλεκτρική ουδετερότητα των δύο ημιαγωγών, τα πλεονάζοντα ηλεκτρόνια που φθάνουν στον **ημιαγωγό n** μέσω του εξωτερικού κυκλώματος κατευθύνονται προς τον **ημιαγωγό p** για να καταλάβουν τις πλεονάζουσες οπές. Με τον τρόπο αυτό στο εξωτερικό κύκλωμα μεταξύ των ελεύθερων επιφανειών των ημιαγωγών p και n αναπτύσσεται ηλεκτρικό ρεύμα. Το φαινόμενο συνεχίζεται όσο νέα φωτόνια φθάνουν στους δύο ημιαγωγούς και η σύζευξη των δύο ημιαγωγών λειτουργεί ως πηγή ρεύματος.

Η διάταξη ημιαγωγών από μια ένωση p-n και μια ηλεκτρική σύνδεση στην κάθε πλευρά ονομάζεται **δίοδος**. Λόγω του ηλεκτροστατικού πεδίου V_{bi} (built in voltage), η δίοδος εμφανίζει διαφορετική συμπεριφορά στη ροή ηλεκτρικού ρεύματος, ανάλογα με την φορά του. Έτσι, όταν τα ηλεκτρόνια επιχειρούν να διέλθουν από τη δίοδο με φορά από τον ημιαγωγό p προς τον ημιαγωγό n, συναντούν τεράστια αντίσταση (το φαινόμενο ονομάζεται **ανάστροφη πόλωση** της δίοδου), ενώ κατά την αντίθετη κατεύθυνση συναντούν πολύ μικρή αντίσταση (**ορθή πόλωση** της δίοδου). Για την ίδια απόλυτη τιμή δυναμικού στα άκρα της δίοδου, το ηλεκτρικό ρεύμα στις δύο διευθύνσεις μεταβάλλεται κατά 7 τάξεις μεγέθους.



Σχήμα 11. Ισοδύναμο κύκλωμα Φ/Β στοιχείου

Τα Φ/Β λειτουργούν σε συνθήκες **ορθής πόλωσης** και το ισοδύναμο κύκλωμα που περιγράφει τη διάταξη αποτελείται από μία πηγή και μία δίοδο, συνδεδεμένες παράλληλα.

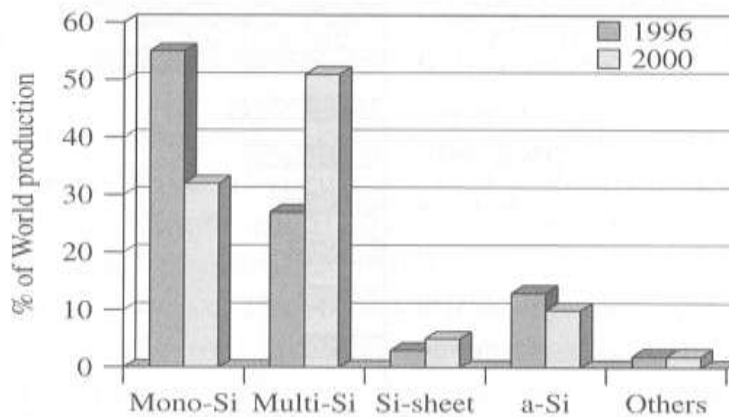
2.2 Τεχνολογίες Φ/Β στοιχείων

Οι εμπορικές τεχνολογίες, σήμερα, των Φ/Β στοιχείων είναι αυτές του:

- μονοκρυσταλλικού πυριτίου (c-Si) με μέγιστες αποδόσεις εμπορικών εφαρμογών της τάξης του 12 – 14 %,
- πολυκρυσταλλικού πυριτίου (p-Si) με μέγιστες αποδόσεις εμπορικών εφαρμογών της τάξης του 10 – 12 %,
- του άμορφου πυριτίου (a-Si) με μέγιστες αποδόσεις εμπορικών εφαρμογών της τάξης του 5 – 7 %,

ενώ οι τεχνολογίες ημιαγωγών CuInSe_2 , CdTe και GaAs βρίσκονται ακόμη σε ερευνητικό στάδιο. Η κατανομή της αγοράς μεταξύ των παραπάνω τεχνολογιών φαίνεται στο Σχήμα 12.

Η τεχνογνωσία γύρω από το πυρίτιο, τις ιδιότητές του και τους τρόπους επεξεργασίας του αναπτύχθηκε ραγδαία λόγω του ενδιαφέροντος για τα ολοκληρωμένα κυκλώματα. Αυτή την ανάπτυξη εκμεταλλεύτηκε στην αρχή και η κοινότητα έρευνας και ανάπτυξης φωτοβολταϊκών στοιχείων.



Σχήμα 12. Κατανομή της βιομηχανικής παραγωγής Φ/Β στοιχείων

Λόγω της ψαθυρότητας, το στοιχείο πυριτίου παρασκευάζεται σε σχετικά παχιά στρώματα ~ 300 μm και υπάρχουν απώλειες λόγω της απόστασης που αναγκάζονται να διανύσουν τα ηλεκτρόνια. Η διαδικασία παρασκευής έχει πλέον βελτιστοποιηθεί σε μεγάλο βαθμό και υπάρχουν διαθέσιμα Φ/Β στοιχεία Si με τιμές μέχρι και 3€/Wp .

2.2.1 Τεχνολογία Λεπτής Μεμβράνης