บทที่ 1
ดวงอาทิตย์และการแผ่รังสีที่ผิวโลก

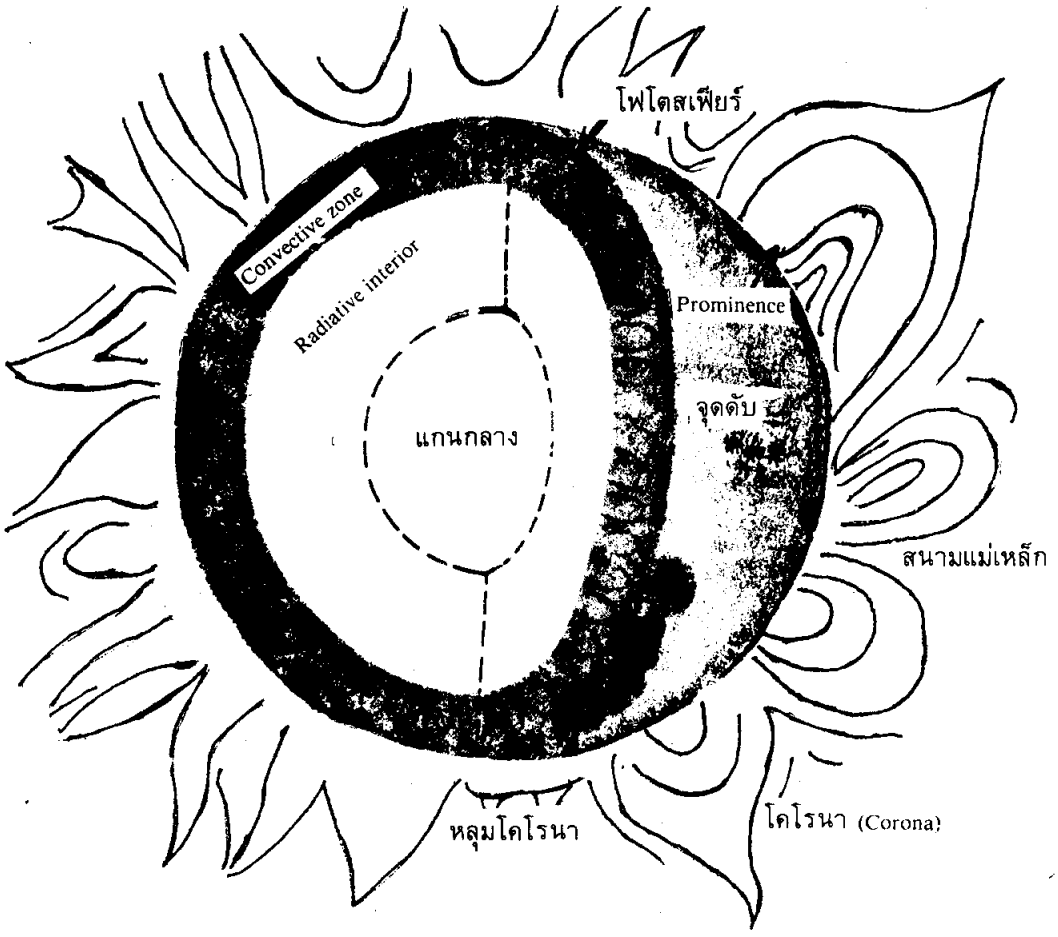
ในบทนี้จะกล่าวถึงเรื่องราวเบื้องต้นทั่วไปเกี่ยวกับแหล่งกำเนิดของพลังงานที่โลกได้รับคือดวงอาทิตย์ จากนั้นจะศึกษาถึงประมาณรังสีที่โลกได้รับในลักษณะต่าง ๆ

1.1 การแผ่รังสีของดวงอาทิตย์นอกบรรยากาศโลก
(Extraterrestrial solar radiation)

เริ่มต้นจะศึกษาโครงสร้างของดวงอาทิตย์ การแผ่รังสีก่อนเข้าสู่บรรยากาศโลก จากนั้นจะกล่าวถึงบรรยากาศโลกมีผลต่อการแผ่รังสีอย่างไร เราจะพิจารณารังสีในช่วงต่อไปนี้เป็นสำคัญคือรังสีในช่องความยาวคลื่นตั้งแต่ 0.3 μmถึง 3.0 μm ($1\,\mu = 10^{-6}$ = micro) ซึ่งเป็นส่วนของสเปคตรัม (spectrum) ส่วนใหญ่ที่เกิดจากการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์

1.1.1 ดวงอาทิตย์

มีลักษณะทรงกลมแน่นไปด้วยมวลที่เป็นก๊าซมีเส้นผ่าศูนย์กลางประมาณ 1.39×10^6 กิโลเมตร ระยะทางเฉลี่ยจากโลก 1.5×10^8 กิโลเมตร ถ้ามองจากโลกจะเห็นดวงอาทิตย์หมุนรอบแกนของมันหนึ่งครั้งในสี่สัปดาห์ แต่อย่างไรก็ตามมันไม่หมุนอย่างของแข็ง บริเวณอีเควเตอร์จะใช้เวลาประมาณ 27 วัน ที่ขั้วของมันประมาณ 30 วัน



รูปที่ 1-1 โครงสร้างของดวงอาทิตย์

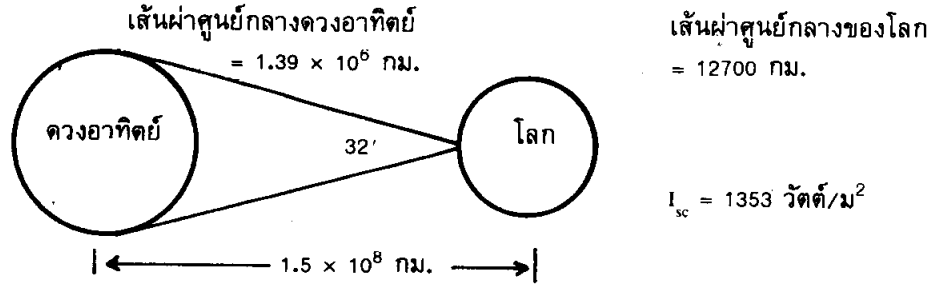
ที่ผิวดวงอาทิตย์มีอุณหภูมิประมาณ 5762 K (effective temperature) ซึ่งเราจะถือเป็นอุณหภูมิที่ดวงอาทิตย์แผ่รังสีออกมาเหนือบรรยากาศโลก อุณหภูมิภายในมีการประมาณว่าอยู่ระหว่าง 8×10^6 ถึง 40×10^6 K ความหนาแน่นประมาณ 80 ถึง 100 เท่าของน้ำ ดวงอาทิตย์ทำตัวคล้ายเครื่องปฏิกรณ์นิวเคลียร์แบบฟิวชั่น (fusion reactor) อย่างต่อเนื่อง ก๊าซอัดรวมกันอยู่โดยแรงโน้มถ่วง พลังงานความร้อนที่แผ่ออกมาเกิดจากการรวมกันทางนิวเคลียร์ของก๊าซไฮโดรเจนเป็นฮีเลียม (สี่โปรตอนรวมตัวเป็นหนึ่งนิวเคลียสฮีเลี่ยม) มวลของนิว

เคลียสฮีเลี่ยมน้อยกว่ามวลของโปรตอนทั้งสี่ มวลที่เหลือจึงกลายเป็นพลังงานความร้อน ดังกล่าว การเกิดปรากฏการณ์ดังกล่าวเกิดภายในดวงอาทิตย์ที่อุณหภูมิหลายล้านองศา พลังงานที่เกิดจะเคลื่อนมาที่ผิวแล้วแผ่รังสีออกมาสู่อวกาศต่อเนื่องกันอยู่เรื่อย ๆ ภายในจริง ๆ จะเกิดรังสีในย่านรังสีแกมม่าและรังสีเอ็กซ์ สเปคตรัมของการแผ่รังสีจะเป็นพวกความยาวคลื่นเพิ่มขึ้นเมื่ออุณหภูมิลดลงที่นอกแกนหรือใจกลางดวงอาทิตย์ออกมา โครงสร้างอย่างหยาบของดวงอาทิตย์ให้ดูรูปที่ 1-1

ดังได้กล่าวแล้วว่าแต่ละส่วนของดวงอาทิตย์มีความหนาแน่นและอุณหภูมิไม่เท่ากัน ที่บริเวณแกนกลางจะมีความหนาแน่นมากที่สุดและอุณหภูมิสูงสุด มีมวลประมาณ 40% ปริมาตรประมาณ 15% ของดวงอาทิตย์ ที่ convective zone มีความหนาแน่นประมาณ 0.07 กรัมต่อลูกบาศก์เซนติเมตร อุณหภูมิประมาณ 130,000 K และโคโรน่า (corona) มีความหนาแน่นน้อยมากแต่อุณหภูมิประมาณ 10^6 K ในการคำนวณการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์เพื่อนำเอามาใช้ทางความร้อน (thermal process) ได้พิจารณากันว่าให้ดวงอาทิตย์เป็นแหล่งกำเนิดรังสีของวัตถุดำ (black body) ที่มีอุณหภูมิประมาณ 5762 K ซึ่งเป็นอุณหภูมิที่ประมาณว่าเกิดที่ผิวซึ่งถือเป็นแหล่งกำเนิดการแผ่รังสีส่วนใหญ่ ถ้าต้องการทราบรายละเอียดของดวงอาทิตย์มากกว่านี้ให้ศึกษาในหนังสือดาราศาสตร์ทั่วไป

1.1.2 ค่าคงที่สุริยะ (The solar constant)

ระยะทางระหว่างโลกและดวงอาทิตย์มีค่าแตกต่างกันออกไปในการโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์ซึ่งเป็นวงรี ค่าแตกต่างจากค่าเฉลี่ยในช่วง ±1.7 % และมุมรองรับดวงอาทิตย์ที่ผิวโลกมีค่า 32 ลิปดา ดังรูปที่ 1-2

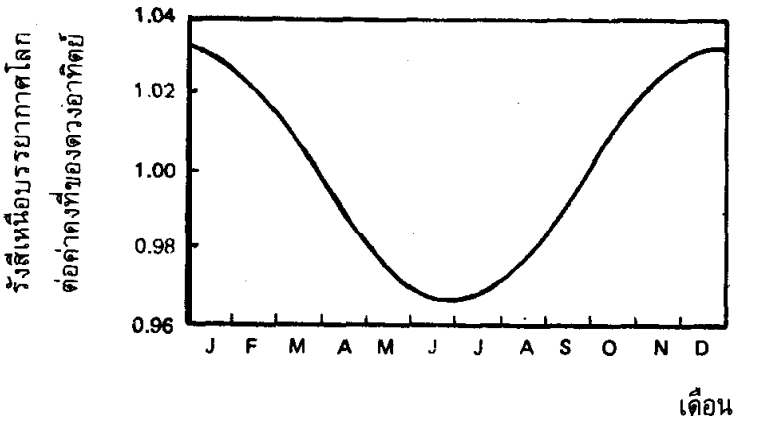


รูปที่ 1-2 ระยะทางจากโลกและดวงอาทิตย์และมุมที่มองจากผิวโลกดูดวงอาทิตย์

เนื่องจากระยะทางของโลกจากดวงอาทิตย์มีค่าแตกต่างกันเล็กน้อยดังกล่าวจึงทำให้ค่าพลังงานของดวงอาทิตย์ต่อพื้นที่ผิวที่รับต่อเวลาที่ระยะต่าง ๆ เหล่านี้แตกต่างไปจากค่าที่ได้ที่ตำแหน่งเฉลี่ยซึ่งเรียกว่าค่าคงที่สุริยะ (ซึ่งมีค่า 1.353 kW/m^2) ไปประมาณช่วง ±1.6% ดังตารางที่ 1.1 และรูปที่ 1-3 (จาก F. Kreith, 1978)

วัน	ระยะทางจากโลกไปดวงอาทิตย์ต่อค่าเฉลี่ย	ปริมาณรังสีต่อค่าคงที่สุริยะ	ปริมาณรังสี (kW/m^2)
Jan. 1	0.9832	1.034	1.399
Feb. 1	0.9853	1.030	1.394
Mar. 1	0.9908	1.019	1.379
Apr. 1	0.9993	1.001	1.354
May 1	1.0076	0.985	1.333
June 1	1.0141	0.972	1.312
July 1	1.0167	0.967	1.308
Aug. 1	1.0149	0.971	1.312
Sep. 1	1.0092	0.982	1.329
Oct. 1	1.0011	0.998	1.350
Nov. 1	0.9925	1.015	1.373
Dec. 1	0.9860	1.029	1.392

ตารางที่ 1-1 การเปลี่ยนแปลงตลอดปีของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ เนื่องจากระยะทางระหว่างโลกและดวงอาทิตย์เปลี่ยนไป

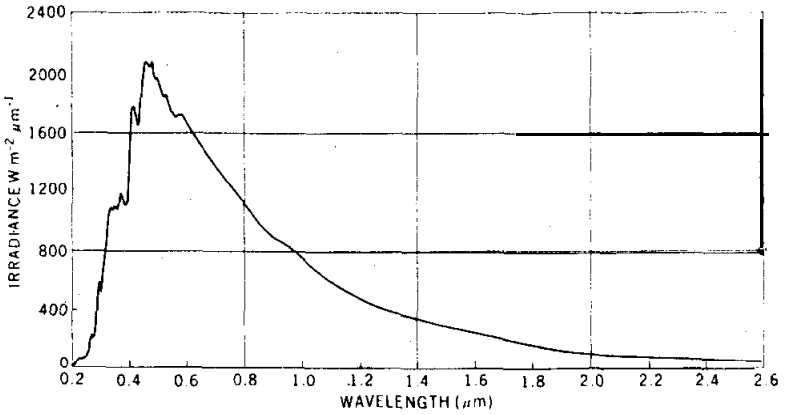


รูปที่ 1-3 ผลของช่วงเวลาในปีที่มีต่ออัตราส่วนของการแผ่รังสีเข้ามายังโลกต่อค่าคงที่สุริยะ

1.1.3 การแจกแจงรังสีที่แผ่เหนือบรรยากาศโลก

(The spectral distribution of extraterrestrial radiation)

ค่าคงที่ของดวงอาทิตย์ที่กล่าวในหัวข้อก่อนนั้นหมายถึงการรวมพลังงานทั้งหมดทุกช่วงความยาวคลื่นในสเปคตรัมของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ (solar spectrum) ที่ระยะทางเฉลี่ยของโลกกับดวงอาทิตย์เหนือบรรยากาศโลก ในการนำเอาไปใช้มักจะพิจารณาถึงการแผ่รังสีในช่วงความยาวคลื่นต่าง ๆ ด้วย มีการหาเส้นโค้งมาตรฐานของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ที่ระยะทางเฉลี่ยของโลกและดวงอาทิตย์ เมื่อทำให้เส้นโค้งเรียบพื้นที่ใต้เส้นโค้งจะเป็นค่าคงที่สุริยะดังกล่าวคือ 1353 W/m^2 เส้นโค้งมาตรฐานดังกล่าวได้ทำโดย NASA (ค.ศ. 1971) ดังรูปที่ 1-4 ก.



รูปที่ 1-4 ก. เส้นโค้งมาตรฐานแสดงการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ที่ระยะทางเฉลี่ยโลกและดวงอาทิตย์ได้ค่าคงที่ของดวงอาทิตย์ 1353 W/m^2

ค่าพลังงานเฉลี่ยของช่วงเล็ก ๆ ที่มีศูนย์กลางของความยาวคลื่นที่ λ ใด ๆ และค่าพลังงานรวมสำหรับความยาวคลื่นที่น้อยกว่า λ ใด ๆ จากเส้นโค้งมาตรฐานดังกล่าวให้ดูจากตาราง 1-2

ตารางที่ 1-2 การแผ่รังสีของดวงอาทิตย์เหนือบรรยากาศโลก

Solar Spectral Irradiance—Standard Curve[a]

λ	E_λ	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$	λ	E_λ	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$	λ	E_λ	$E_{0-\lambda}$	$D_{0-\lambda}$
.115	.007	.0025	.0001	.510	1882	324.926	24.015	1.55	267	1186.109	87.665
.120	.900	.0048	.0003	.515	1833	334.214	24.701	1.60	245	1198.909	88.611
.125	.007	.0070	.0005	.520	1833	343.379	25.379	1.65	223	1210.609	89.475
.130	.007	.0071	.0005	.525	1852	352.591	26.059	1.70	202	1221.234	90.261
.140	.030	.0073	.0005	.530	1842	361.826	26.742	1.75	180	1230.784	90.967
.150	.070	.0078	.0005	.535	1818	370.976	27.418	1.80	159	1239.259	91.593
.160	.230	.0093	.0006	.540	1783	379.979	28.084	1.85	142	1246.784	92.149
.170	.630	.0136	.0010	.545	1754	388.821	28.737	1.90	126	1253.484	92.644
.180	1.250	.0230	.0016	.550	1725	397.519	29.380	1.95	114	1259.484	93.088
.190	2.710	.0428	.0031	.555	1720	406.131	30.017	2.00	103	1264.909	93.489
.200	10.7	.1098	.0081	.560	1695	414.669	30.648	2.1	90	1274.559	94.2024
.210	22.9	.2778	.0205	.565	1705	423.169	31.276	2.2	79	1283.009	94.8269
.220	57.5	.6798	.0502	.570	1712	431.711	31.907	2.3	69	1290.409	95.3739
.225	64.9	.9858	.0728	.575	1719	440.289	32.541	2.4	62	1296.959	95.8580
.230	66.7	1.3148	.0971	.580	1715	448.874	33.176	2.5	55	1302.809	96.2903
.235	59.3	1.6298	.1204	.585	1712	457.441	33.809	2.6	48	1307.959	96.6710
.240	63.0	1.9356	.1430	.590	1700	465.971	34.439	2.7	43	1312.509	97.0073
.245	72.3	2.2738	.1680	.595	1682	474.426	35.064	2.8	39	1316.609	97.3103
.250	70.4	2.6306	.1944	.600	1666	482.796	35.683	2.9	35	1320.309	97.5838
.255	104.0	3.0666	.2266	.605	1647	491.079	36.295	3.0	31	1323.609	97.8277
.260	130	3.6516	.269	.61	1635	499.284	36.902	3.1	26.0	1326.459	98.0383
.265	185	4.4391	.328	.62	1602	515.469	38.098	3.2	22.6	1328.889	98.2179
.270	232	5.4816	.405	.63	1570	531.329	39.270	3.3	19.2	1330.979	98.3724
.275	204	6.5716	.485	.64	1544	546.899	40.421	3.4	16.6	1332.769	98.5047
.280	222	7.6366	.564	.65	1511	562.174	41.550	3.5	14.6	1334.329	98.6200
.285	315	8.9791	.663	.66	1486	577.159	42.657	3.6	13.5	1335.734	98.7238
.290	482	10.9716	.810	.67	1456	591.869	43.744	3.7	12.3	1337.024	98.8192
.295	584	13.6366	1.007	.68	1427	606.284	44.810	3.8	11.1	1338.194	98.9056
.300	514	16.3816	1.210	.69	1402	620.429	45.855	3.9	10.3	1339.264	98.9847
.305	603	19.1741	1.417	.70	1369	634.284	46.879	4.0	9.5	1340.254	99.0579
.310	689	22.4041	1.655	.71	1344	647.849	47.882	4.1	8.70	1341.1641	99.12521
.315	764	26.0366	1.924	.72	1314	661.139	48.864	4.2	7.80	1341.9891	99.18618
.320	830	30.0216	2.218	.73	1290	674.159	49.826	4.3	7.10	1342.7341	99.24124
.325	975	34.5341	2.552	.74	1260	686.909	50.769	4.4	6.50	1343.4141	99.29150
.330	1059	39.6191	2.928	.75	1235	699.384	51.691	4.5	5.92	1344.0351	99.33740
.335	1081	44.9691	3.323	.76	1211	711.614	52.595	4.6	5.35	1344.5986	99.37905
.340	1074	50.3566	3.721	.77	1185	723.594	53.480	4.7	4.86	1345.1091	99.41678
.345	1069	55.7141	4.117	.78	1159	735.314	54.346	4.8	4.47	1345.5757	99.45127
.350	1093	61.1191	4.517	.79	1134	746.779	55.194	4.9	4.11	1346.0049	99.48299
.355	1083	66.5591	4.919	.80	1109	757.994	56.023	5.0	3.79	1346.3999	99.51219
.360	1068	71.9366	5.316	.81	1085	768.966	56.834	6	1.8200	1349.2049	99.71950
.365	1132	77.4366	5.723	.82	1060	779.694	57.627	7	.9900	1350.6099	99.82335
.370	1181	83.2191	6.150	.83	1036	790.174	58.401	8	.5850	1351.3974	99.88155
.375	1157	89.0641	6.582	.84	1013	800.419	59.158	9	.3670	1351.8734	99.91673
.380	1120	94.7566	7.003	.85	990	810.434	59.899	10	.2410	1352.1774	99.93920
.385	1098	100.3016	7.413	.86	968	820.224	60.622	11	.1650	1352.3804	99.95420
.390	1098	105.7916	7.819	.87	947	829.799	61.330	12	.1170	1352.5214	99.96462
.395	1189	111.5091	8.241	.88	926	839.164	62.022	13	.0851	1352.6224	99.97209
.400	1429	118.0541	8.725	.89	908	848.334	62.700	14	.0634	1352.6967	99.97758
.405	1644	125.7366	9.293	.90	891	857.329	63.365	15	.0481	1352.7524	99.98170
.410	1751	134.224	9.920	.91	880	866.184	64.019	16	.037100	1352.7950	99.98485
.415	1774	143.036	10.571	.92	869	874.929	64.665	17	.029100	1352.8281	99.98730
.420	1747	151.839	11.222	.93	858	883.564	65.304	18	.023100	1352.8542	99.98923
.425	1693	160.439	11.858	.94	847	892.089	65.934	19	.018600	1352.8751	99.99077
.430	1639	168.769	12.473	.95	837	900.509	66.556	20	.015200	1352.8920	99.99202
.435	1663	177.024	13.083	.96	820	908.794	67.168	25	.006170	1352.9454	99.99596
.440	1810	185.706	13.725	.97	803	916.909	67.768	30	.002970	1352.9683	99.99765
.445	1922	195.036	14.415	.98	785	924.849	68.355	35	.001600	1352.9797	99.99850
.450	2006	204.856	15.140	.99	767	932.609	68.928	40	.000942	1352.9860	99.99897
.455	2057	215.014	15.891	1.00	748	940.184	69.488	50	.000391	1352.9927	99.99946
.460	2066	225.321	16.653	1.05	668	975.584	72.105	60	.00019000	1352.9956	99.99967
.465	2048	235.606	17.413	1.10	593	1007.109	74.435	80	.00006160	1352.9981	99.99986
.470	2033	245.809	18.167	1.15	535	1035.309	76.519	100	.00002570	1352.9990	99.99992
.475	2044	256.001	18.921	1.20	485	1060.809	78.404	120	.00001260	1352.9994	99.99995
.480	2074	266.296	19.681	1.25	438	1083.884	80.109	150	.00000523	1352.9997	99.99997
.485	1976	276.421	20.430	1.30	397	1104.759	81.652	200	.00000169	1352.9998	99.99999
.490	1950	286.236	21.155	1.35	358	1123.634	83.047	250	.00000070	1352.9999	99.99999
.495	1960	296.011	21.878	1.40	337	1141.009	84.331	300	.00000034	1352.9999	99.99999
.500	1942	305.766	22.599	1.45	312	1157.234	85.530	400	.00000011	1352.9999	99.99999
.505	1920	315.421	23.312	1.50	288	1172.234	86.639	1000	.00000000	1353.0000	100.00000

[a] λ, wavelength in micrometers; E_λ, solar spectral irradiance averaged over small bandwidth centered at λ, in W m^{-2} μm^{-1}; $E_{0-\lambda}$, integrated solar irradiance in the wavelength range 0 to λ, in W m^{-2}; $D_{0-\lambda}$, percentage of solar constant associated with wavelengths shorter than λ; solar constant, 1353 W m^{-2}. Note: lines indicate change in wavelength interval of integration.

ตัวอย่างที่ 1.1

ให้คำนวณหาสัดส่วนและปริมาณของการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์เหนือบรรยากาศโลกในกรณีต่อไปนี้

ก. การแผ่รังสีในช่วงรังสีอุลตร้าไวโอเลท (ultraviolet, $\lambda < 0.38\ \mu m$)

ข. การแผ่รังสีในช่วงที่ตามองเห็น ($0.38\ \mu m < \lambda < 0.78\ \mu m$)

ค. การแผ่รังสีในช่วงอินฟราเรด (infrared, $\lambda > 0.78\ \mu m$)

วิธีทำ

จากตารางที่ 1-2 ดูช่อง $D_{0-\lambda}$ ซึ่งหมายถึงเปอร์เซนต์ของค่าคงที่ของดวงอาทิตย์ในช่วงที่มีความยาวคลื่นน้อยกว่า λ จะได้

ในช่วง $\lambda < 0.38\ \mu m$ มี $D_{0-\lambda} = 0.0700$ (หรือ 7%)

ในช่วง $\lambda < 0.78\ \mu m$ มี $D_{0-\lambda} = 0.5435$ (หรือ 54.35%)

ดังนั้น

สัดส่วนของรังสีในช่วงรังสีอุลตราไวโอเลทต่อปริมาณรังสีทั้งหมด = 0.0700

สัดส่วนของรังสีในช่วงที่ตามองเห็นต่อปริมาณรังสีทั้งหมด = 0.5435-0.0700

= 0.4735

สัดส่วนของรังสีอินฟราเรดต่อปริมาณรังสีทั้งหมด = 1-.5435 = 0.4565

และเมื่อหาปริมาณรังสีในแต่ละช่วงก็เอาสัดส่วนดังกล่าวไปคูณกับค่าคงที่ของดวงอาทิตย์ 1353 W/m^2 จะได้ 94.71, 640.64, 617.64 (W/m^2) ตามลำดับ

1.2 การแผ่รังสีของดวงอาทิตย์พิจารณาที่ผิวโลก

(Solar radiation at earth's surface)

จะกล่าวถึงผลของบรรยากาศที่มีต่อการแผ่รังสี ทำให้ปริมาณรังสีเหลือมาถึงผิวโลกมีค่ามากน้อยอย่างไร เนื่องจากบรรยากาศโลกประกอบด้วยก๊าซต่าง ๆ ไอน้ำ ฝุ่น และอนุภาคอื่น ๆ อีกจำนวนมากมายจึงทำให้รังสีที่เกิดจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์บางส่วนถูกดูดกลืน กระจัดกระจายมีทิศทางเบี่ยงเบนไป จึงเหลือรังสีปริมาณหนึ่งมาถึงผิวโลก ดังนั้น การแผ่รังสีมาที่ผิวโลกจึงมีหลายลักษณะเนื่องจากผ่านบรรยากาศโลกพอจะแบ่งได้ดังนี้

1. การแผ่รังสีแบบเป็นลำแสง (beam radiation) เป็นรังสีที่โลกได้รับโดยตรง รังสีไม่มีการเปลี่ยนทิศทาง

2. การแผ่รังสีแบบแพร่กระจาย (diffuse radiation) ผิวโลกได้รับรังสีนี้หลังจากที่รังสีมันเปลี่ยนทิศทางไปจากเดิมแล้วอันเกิดเนื่องจากเกิดการสะท้อน (reflection) และการกระจัดกระจาย (scattering) เมื่อรังสีจากดวงอาทิตย์กระทบกับบรรยากาศของโลก

3. การแผ่รังสีทั้งหมด (total radiation) คือผลรวมของการแผ่รังสีแบบลำแสงกับการแผ่รังสีแบบแพร่กระจาย บางทีเรียกค่านี้ว่า global radiation

ในการศึกษาผลของบรรยากาศที่มีต่อการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์นั้น เราต้องพิจารณาถึงความหนาของบรรยากาศที่ขวางกั้นทางเดินของรังสีด้วยซึ่งนิยามคำว่า air mass(m) คือทางเดินของการแผ่รังสีผ่านบรรยากาศ โดยพิจารณาว่าถ้าแสงมาในแนวดิ่งที่ระดับน้ำทะเลถือว่ามีค่าเป็น 1 นั่นคือให้ m = 1 ที่ระดับน้ำทะเลเมื่อดวงอาทิตย์อยู่ตรงศีรษะเราพอดี หมายถึงทิศตั้งฉากกับแนวระดับหรือมุมซีนิท (the zenith angle) $\theta_z = 0$ และให้ m = 2 ถ้า $\theta_z = 60$ และให้ m> 3 เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ในระดับขอบฟ้า และ m = 0 ถ้าไม่ผ่านบรรยากาศ อาจเขียนเป็นสมการทั่วไปได้คือ

$$m = \sec \theta_z \qquad (1.1)$$

1.2.1 การทะลุทะลวงผ่านบรรยากาศของลำแสง

(Attenuation of beam radiation)

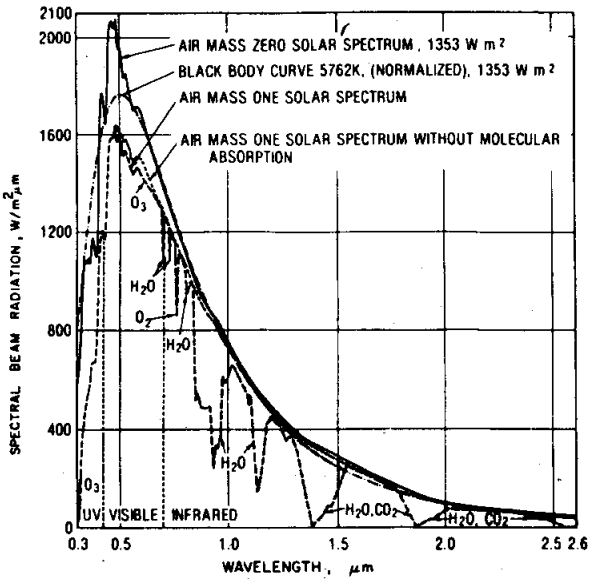
รังสีที่ได้รับบนผิวโลกเนื่องจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์จะมีค่าเปลี่ยนแปลงไปบ้างเนื่องจาก

1. การเปลี่ยนแปลงระยะห่างระหว่างโลกและดวงอาทิตย์

2. การกระจัดกระจายของแสงเมื่อกระทบบรรยากาศซึ่งมีโมเลกุลของอากาศ, ไอน้ำ, ฝุ่น

3. การเปลี่ยนแปลงเนื่องจากการดูดกลืนรังสีของ O_2, O_3, H_2O และ CO_2

รูปที่ 1-4 ข. แสดงปริมาณรังสีที่ผ่านบรรยากาศเข้าสู่ผิวโลก กรณีที่ดวงอาทิตย์อยู่ในแนวตั้งฉากกับบรรยากาศโลกเทียบกรณี m = 0 รังสีเอ็กซ์และการแผ่รังสีในช่วงความยาวคลื่นสั้นจะถูกดูดกลืนโดยบรรยากาศของโลกชั้นไอโอโนสเฟียร์ (ionosphere) ซึ่งสูงจากโลกประมาณ 48 กิโลเมตรถึงชั้นนอกบรรยากาศโดยมีตัวดูดกลืนคือไนโตรเจน, อ๊อกซิเจนและอื่น ๆ ส่วนใหญ่ของรังสีอุลตร้าไวโอเลตถูกดูดกลืนโดยโอโซน (ozone) รังสีความยาวคลื่นมากกว่า 2.5 μm จะถูกดูดกลืนไว้มากโดย CO_2 และ H_2O จึงทำให้เหลือรังสีส่วนนี้น้อยมากที่มาถึงโลก ดังนั้นในการนำเอารังสีมาใช้จะพิจารณาในช่วงประมาณ 0.29 ถึง 2.5 μm ซึ่งเป็นส่วนที่เหลือจากการกระจัดกระจายและการดูดกลืนของสิ่งต่าง ๆ มาถึงโลกจำนวนมากกว่าส่วนอื่น



รูปที่ 1-4 ข. กราฟเปรียบเทียบความเข้มที่ความยาวคลื่นต่าง ๆ เมื่อแสงผ่านบรรยากาศในแนวดิ่งและแสงไม่ผ่านบรรยากาศ

ได้มีการประมาณหาผลของโมเลกุลของอากาศ, ไอน้ำและฝุ่นที่ทำให้เกิดการกระจัดกระจายของแสงอาทิตย์ กรณีโมเลกุลของอากาศตามทฤษฎีของ Rayleigh ซึ่งได้มีการทดลองตรวจสอบได้ค่า the monochromatic transmission factor เนื่องจากการกระจัดกระจายของแสงเมื่อกระทบโมเลกุลอากาศในบรรยากาศเป็น

$$\tau_{a\lambda} = 10^{-0.00389\lambda^{-4}} \qquad (1.2)$$

เมื่อใช้ λ คือความยาวคลื่นของการแผ่รังสี (μm), m = 1 และที่ความกดดันของบรรยากาศเป็น 760 มิลลิเมตรของปรอท

สำหรับการกระจัดกระจายเนื่องจากฝุ่น ซึ่งจะเกิดมากกว่าเกิดจากโมเลกุลอากาศ และขึ้นกับขนาดและความหนาแน่นของฝุ่นในแต่ละตำแหน่งรวมทั้งความสูงและเวลา ด้วย P. Moon (ค.ศ. 1940) ได้หาค่า transmission factor ซึ่งเกิดจากฝุ่นคล้ายที่เกิดจากโมเลกุลอากาศคือ

$$\tau_{d\lambda} = 10^{-0.353\lambda^{-0.75}} \qquad (1.3)$$

โดยที่ m = 1 และจำนวนฝุ่นเฉลี่ยที่ผิวดินมีค่า 800 อนุภาคต่อลูกบาศก์เซนติเมตร

สำหรับการกระจัดกระจายเนื่องจากไอน้ำ เมื่อดวงอาทิตย์อยู่ในแนวดิ่ง คิดปริมาณไอน้ำในแนวดิ่งได้เป็นน้ำสูง 20 มิลลิเมตร จะได้ค่า transmission factor เป็น

$$\tau_{w\lambda} = 10^{-0.0075\lambda^{-2}} \qquad (1.4)$$

ผลของการกระจัดกระจายทั้งหมดที่มีต่อการแผ่รังสีแบบเป็นลำแสงประมาณได้ว่ามีค่า

$$\tau_{\lambda(s)} = [\tau_{a\lambda}^{p/760} \cdot \tau_{d\lambda}^{d/800} \cdot \tau^{w/20}]^m \qquad (1.5)$$

เมื่อ $\tau_{\lambda(s)}$ คือ the monochromatic atmospheric transmittance ใช้กับการแผ่รังสีแบบลำแสงกรณีให้เกิดการกระจัดกระจายเท่านั้นที่ความยาวคลื่น λ

P = ความดันทั้งหมด, มิลลิเมตร

d = ความเข้มข้นของฝุ่นที่ผิวโลก, อนุภาคต่อลูกบาศก์เซนติเมตร

w = ความสูงของน้ำ, มิลลิเมตร

m = ความหนาของบรรยากาศ

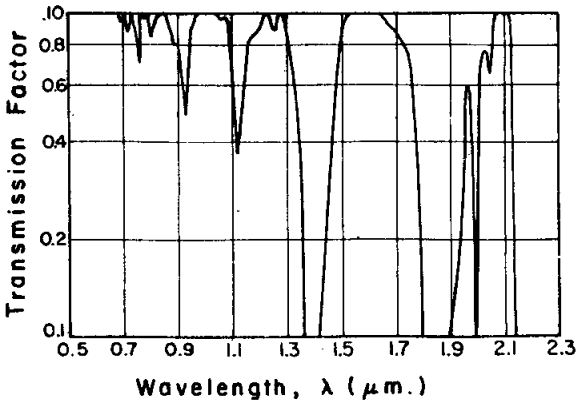
ค่า d และ w ได้จากการประมาณที่ผิวโลกและตามทฤษฎีการกระจัดกระจายของ Rayleigh บอกว่ารังสีความยาวคลื่นสั้นกว่าจะกระจัดกระจายไปมากที่สุด ดังนั้นการแผ่รังสีแบบกระจัดกระจายจะเป็นพวกแสงความยาวคลื่นสั้นมากกว่า

การดูดกลืนการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ในบรรยากาศส่วนใหญ่เกิดจากโอโซนที่มีต่อรังสีอุลตร้าไวโอเลตและไอน้ำที่มีต่อรังสีอินฟราเรดและรังสีเกือบจะถูกดูดกลืนหมดที่ความยาวคลื่นของการแผ่รังสีน้อยกว่า 0.29 μm สำหรับค่า transmission factor ที่เกิดจากโอโซนให้ดูจากตารางที่ 1-3

λ μm	$\tau_{o\lambda}$
0.29	0
0.30	0.10
0.31	0.50
0.33	0.90
0.35	1.00

ตารางที่ 1-3 ค่า transmission factor ของรังสีอุลตร้าไวโอเลตผ่านบรรยากาศเนื่องจากการดูดกลืนของชั้นโอโซนหนา 2.5 มิลลิเมตร ที่ NTP (จาก S.Fritz ค.ศ. 1958)

สำหรับค่า transmission factor ของรังสีอินฟราเรดเนื่องจากถูกไอน้ำดูดกลืน ให้ดูจากรูปที่ 1-5 ซึ่งจะเห็นว่ามีค่าเปลี่ยนแปลงขึ้นกับความยาวคลื่นของแสง



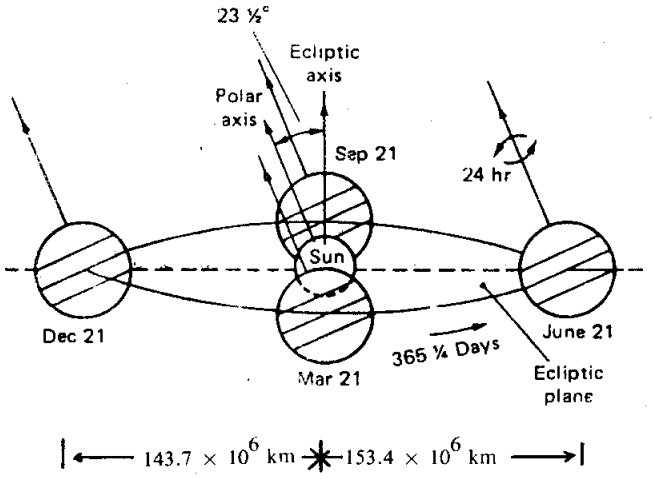
รูปที่ 1-5 ค่า transmission factor ของรังสีอินฟราเรดเนื่องจากถูกไอน้ำดูดกลืน (จาก F.E. Fowle ค.ศ. 1915)

และเหนือ 2.3 μm ขึ้นไปจะมีค่าต่ำมากเนื่องจากถูกดูดกลืนโดย H_2O และ CO_2 สเปคตรัมของพลังงานจากดวงอาทิตย์เหนือบรรยากาศโลกจะมีค่าน้อยกว่า 5% ของสเปคตรัมทั้งหมดจากดวงอาทิตย์และพลังงานที่มาถึงผิวโลกมีค่าน้อยลงอีก เมื่อหาค่า monochromatic trans-mittance สำหรับการแผ่รังสีแบบลำแสง จะได้

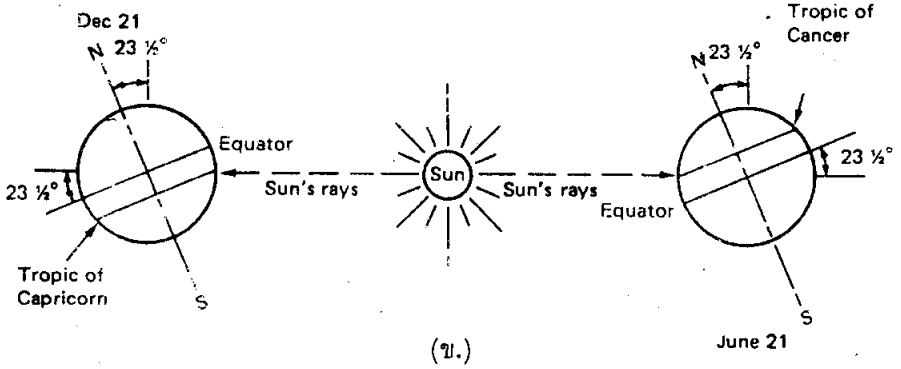
$$\tau_\lambda = \tau_{\lambda(s)}\tau_{\lambda(abs)} = \tau_{\lambda(s)}\tau_{o\lambda}\tau_{w\lambda} \qquad (1.6)$$

1.2.2 ทิศทางของการแผ่รังสีแบบลำแสงมายังโลก

ลำแสงที่ตกบนแผ่นรับแสงที่ผิวโลกจะมีค่ามากน้อยแค่ไหนขึ้นอยู่กับเวลาและสถานที่บนโลกด้วยเนื่องจากโลกโคจรรอบดวงอาทิตย์เป็นวงรีเราเรียกระนาบของวงโคจรนี้ว่า ecliptic plane และโลกหมุนรอบตัวเองโดยมีแกนหมุน ทำมุมกับระนาบดังกล่าวเป็นมุม 23½ องศาดังรูปที่ 1-6 ในการเคลื่อนที่ของโลกรอบดวงอาทิตย์ใน 1 ปี ระนาบ ecliptic



(ก.)

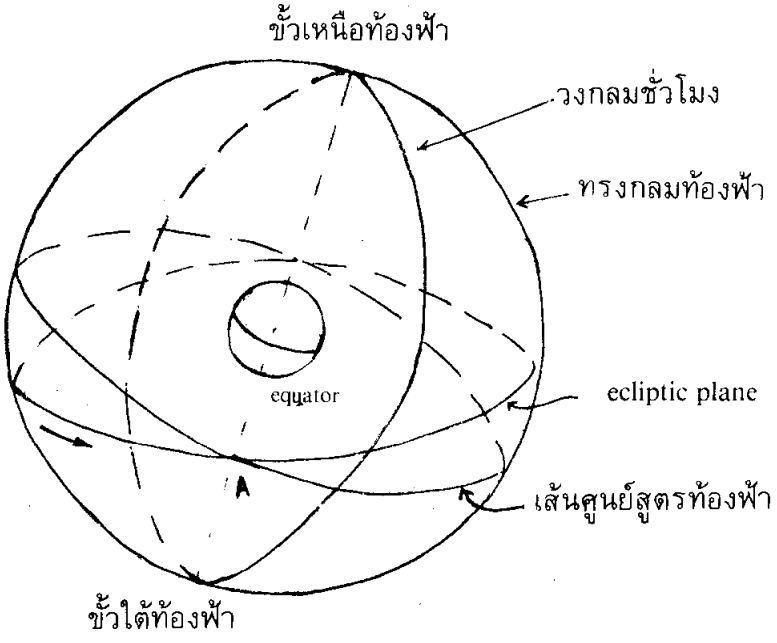


(ข.)

รูปที่ 1-6 (ก.) การเคลื่อนที่ของโลกรอบดวงอาทิตย์

(ข.) การเอียงตัวของโลกรับลำแส่งอาทิตย์

จะตัดกับระนาบเส้นศูนย์สูตรโลก (ระนาบเส้นศูนย์สูตรท้องฟ้า) ณ 2 ตำแหน่ง สมมุติโลกอยู่นิ่งตำแหน่งหนึ่งจะตรงกับตำแหน่งของดวงอาทิตย์บนระนาบ ecliptic ที่กำลังเคลื่อนที่ผ่านเส้นศูนย์สูตรจากใต้ขึ้นไปทางเหนือจะเป็นวันที่ 21 มีนาคม เราเรียกตำแหน่งนี้ว่า vernal eqvinox หรือจุดแรกแห่งราศีเมษ หรือจุด A ในรูปที่ 1-7



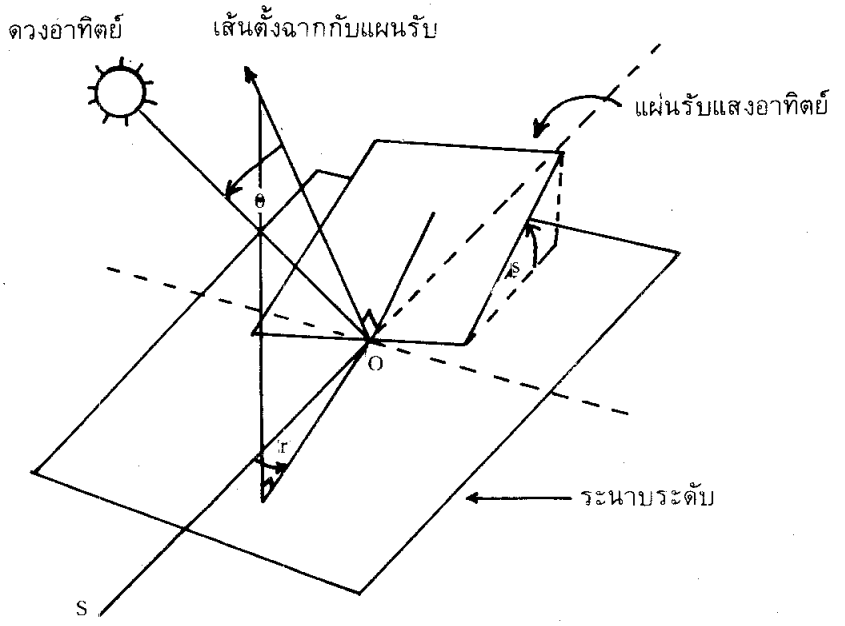
รูปที่ 1-7 ระนาบเส้นศูนย์สูตรท้องฟ้ากับระนาบ ecliptic

โคออร์ดิเนท (coordinate) ที่ใช้บอกตำแหน่งเทหฟากฟ้าตามระบบเส้นศูนย์สูตรจะใช้ค่า α (right accession) และ δ หรือเดคลิเนชั่น (declination) โดยที่ α คือระยะทางเชิงมุมที่วัดจากจุด A ในรูปที่ 1-7 ไปทางทิศตะวันออกตามเส้นศูนย์สูตรท้องฟ้า มีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 360 องศา ส่วนค่า δ คือระยะทางเชิงมุมที่วัดขึ้นไปทางเหนือหรือลงไปทางใต้ของเส้นศูนย์สูตรท้องฟ้าตามวงกลมชั่วโมงที่ผ่านตำแหน่งที่จะบอกจนถึงตำแหน่งนั้น มีค่าตั้งแต่ 0 ถึง 90 องศาเหนือ (+90°) และ 0 ถึง 90 องศาใต้ (-90°)

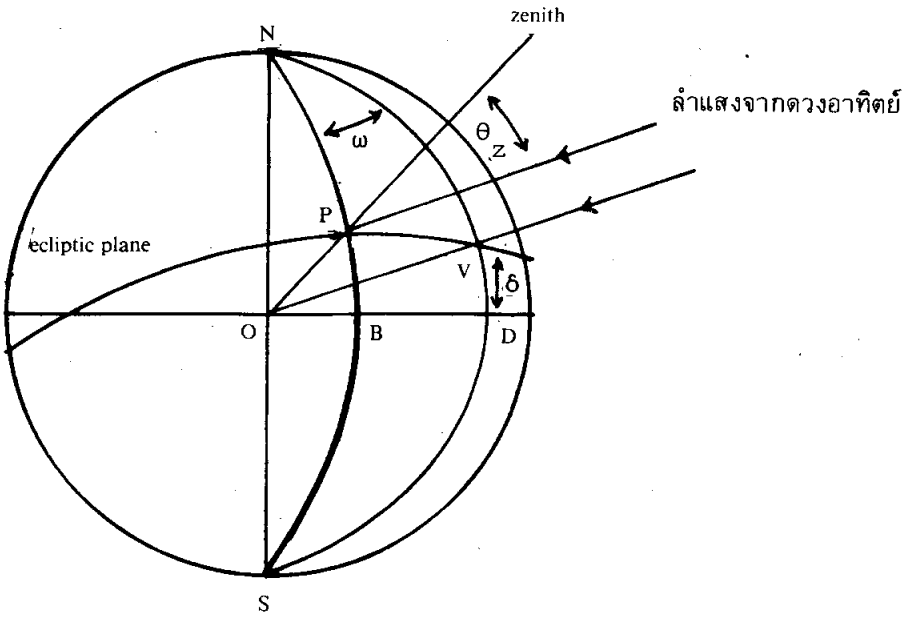
เมื่อแผ่นวัตถุที่ใช้รับแสงอาทิตย์บนผิวโลกที่ตำแหน่งใด ๆ ให้พิจารณารูปที่ 1-8 ซึ่งแสดงแผ่นรับแสงอาทิตย์ที่เอียงทำมุมกับระนาบระดับเป็นมุม s และดวงอาทิตย์ทำมุมกับเส้นตั้งฉากกับแผ่นรับแสงเป็นมุม θ แผ่นรับแสงหันหน้าเฉียงไปทางทิศตะวันออกเฉียงใต้เป็นมุม r จากทางทิศใต้ ดังนั้นถ้าลำแสงที่แผ่ออกมาจากดวงอาทิตย์ผ่านบรรยากาศมาถึงผิวโลก ณ เวลาใด ๆ มีค่า I_b ดังนั้นปริมาณลำแสงดังกล่าวจะกระทบแผ่นรับแสงดังรูปที่ 1-8 ตามแนวตั้งฉากแผ่นรับมีค่าตามสมการ

$$I_{b,c} = I_b \cos\theta \qquad (1.7)$$

โดยที่ $\cos\theta$ หาโดยการพิจารณาตำแหน่งของดวงอาทิตย์ และตำแหน่งของแผ่นรับแสงที่ผิวโลกว่าอยู่ที่ใด ละติจูด (latitude) เท่าใดและตอนนี้ดวงอาทิตย์ขึ้นจากขอบฟ้าห่างจากเวลาเที่ยงเป็นเวลาใด มุมต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับ θ ให้ดูรูปที่ 1-9 ในการหาความสัมพันธ์ของมุมชั่วโมงสุริยะ ω,



รูปที่ 1-8 แผ่นรับแสงอาทิตย์และมุมต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้อง



รูปที่ 1-9 มุมต่าง ๆ ที่เกี่ยวข้องกับตำแหน่งแผ่นรับแสงที่จุด P ซึ่งอยู่ที่ละติจูด POB

เดคลิเนชั่น δ และละติจูด POB (ϕ) อาศัยกฎของโคไซน์ที่ใช้สำหรับสามเหลี่ยมทรงกลม (the law of cosines for spherical triangles) มาพิจารณาในที่นี้เราละไว้ และเราจะได้ความสัมพันธ์ระหว่างมุม θ และมุมอื่น ๆ ตามรูป 1-8 และ 1-9 จากที่ F. Benford และ J.E. Bock (ค.ศ. 1939) ได้ทำไว้ตามสมการ

$$\begin{aligned}\cos\theta = {} & \sin\delta\sin\phi\cos s - \sin\delta\cos\phi\sin s\cos r \\ & + \cos\delta\cos\phi\cos s\cos\omega \\ & + \cos\delta\sin\phi\sin s\cos r\cos\omega \\ & + \cos\delta\sin s\sin r\sin\omega \qquad (1.8)\end{aligned}$$

โดยที่ φ = ละติดจูด (ไปทางทิศเหนือคิดเป็นค่าบวก)

δ = เดคลิเนชั่นหมายถึงมุมของดวงอาทิตย์ตอนเที่ยง (solar noon) เทียบกับระนาบอีเควเตอร์ ถ้าไปทางทิศเหนือให้มีค่าเป็นบวก

s = มุมเอียงของแผ่นรับแสงกับแนวระดับ

r = มุมของการหันหน้าของแผ่นรับแสงไปจากทางทิศใต้ (azimuth angle) ถ้าหันหน้าไปทางทิศใต้ให้มีค่าเป็นศูนย์ ถ้าหันเฉียงไปทางทิศตะวันออกมีค่าบวก หันเฉียงไปทางทิศตะวันตกให้มีค่าลบ

ω = มุมชั่วโมง โดยให้ตอนเที่ยงมีค่าเป็นศูนย์ และแต่ละชั่วโมงมีค่าเท่ากับ 15 องศาของลองกิจูด (longitude) ถ้าไปทางตอนเช้ามีค่าเป็นบวกและตอนบ่ายมีค่าเป็นลบ ตัวอย่างเช่น ω = +15° หมายถึง 11:00 น และถ้า ω = -37.5° หมายถึง 14:30 น.

สำหรับค่า δ ดังกล่าวหาได้จากการประมาณของ P.I. Cooper (ค.ศ. 1969) ตามสมการ

$$\delta = 23.45 \sin\left[360 \frac{(284+n)}{365}\right] \quad \text{องศา} \qquad (1.9)$$

โดยที่ n คือวันของปี เช่นวันที่ 4 มกราคม จะได้ n = 4 สำหรับค่า δ นี้อาจหาได้จากรูปที่ 1-18

ตัวอย่างที่ 1.2

ให้คำนวณหามุมของการแผ่รังสีแบบลำแสงที่ทำกับเส้นตั้งฉากแผ่นรับแสงที่อยู่ ณ กรุงเทพฯ ที่ตำแหน่งละติจูด 13° 44'N เมื่อเวลา 12:30 น. ของวันที่ 30 ธันวาคม เมื่อแผ่นรับแสงดังกล่าวเอียงทำมุมกับแนวระดับ 14° และหันหน้าไปทางทิศตะวันตกเฉียงใต้เป็นมุม 5° จากทิศใต้

วิธีทำ

จากโจทก์เราจะได้ σ ตามสมการ (1.9) เท่ากับ -23.15° และค่าอื่น ϕ = 13.73°, s = 14°, r = -5° และ ω = -7.5° ดังนั้นตามสมการ (1.8) จะได้

$$\cos\theta = \sin(-23.15^\circ)\sin 13.73^\circ \cos 14^\circ$$
$$-\sin(-23.15^\circ)\cos 13.73^\circ \sin 14^\circ \cos(-5^\circ)$$
$$+\cos(-23.15^\circ)\cos 13.73^\circ \cos 14^\circ \cos(-7.5^\circ)$$
$$+\cos(-23.15^\circ)\sin 13.73^\circ \sin 14^\circ \cos(-5^\circ)\cos(-7.5^\circ$$
$$+\cos(-23.15^\circ)\sin 14^\circ \sin(-5^\circ)\sin(-7.5^\circ)$$
$$\cos\theta = -0.0905-(-0.0920)+0.8593+0.0521+0.0025$$
$$\cos\theta = 0.9154$$
$$\theta = 23^\circ 44' =$$ มุมของการแผ่รังสีแบบเป็นลำกับแนวตั้งฉากแผ่นรับ

นอกจากนี้ยังมีการนิยามมุมอีก 2 มุมที่นิยมใช้กันคือมุมซีนิท (the zenith angle) เป็นมุมระหว่างลำแสงจากดวงอาทิตย์กับแนวดิ่งที่ตั้งฉากกับระนาบระดับ ใช้สัญญลักษณ์แทนมุมนี้เป็น θ_z อีกมุมคือมุมสูงของดวงอาทิตย์ (solar altitude) เป็นมุมระหว่างลำแสงจากดวงอาทิตย์กับระนาบระดับใช้สัญญลักษณ์ α ซึ่งมีค่าเท่ากับ $(90^\circ-\theta_z)$

ในหลายกรณีสมการ (1.8) เราอาจทำให้อยู่ในรูปที่ดูง่ายและสั้นกว่านั้นได้โดยการพิจารณาว่า

1. ถ้าแผ่นรับแสงอาทิตย์หันหน้าไปทางทิศใต้ (r = 0) เทอมสุดท้ายจะหายไป
2. ถ้าแผ่นรับแสงอาทิตย์เอียงตั้งฉากกับระนาบระดับ (s = 90) เทอมแรกและเทอมที่สามจะหายไป

3. ถ้าแผ่นรับแสงอาทิตย์วางขนานกับระนาบระดับ (s = 0) จะเหลือเฉพาะเทอมที่หนึ่งและสาม ดังนั้นมุมระหว่างลำแสงของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์กับแนวดิ่ง, θ_z หาได้จากสมการ

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega \qquad (1.10)$$

ตัวอย่างที่ 1.3

ให้คำนวณหามุมที่ลำแสงจากการแผ่รังสีของดวงอาทิตย์ทำกับแนวดิ่งที่ตั้งฉากกับระนาบระดับ ณ กรุงเทพมหานคร เมื่อวันที่ 30 ธันวาคม เวลา 12:30 น.

วิธีทำ

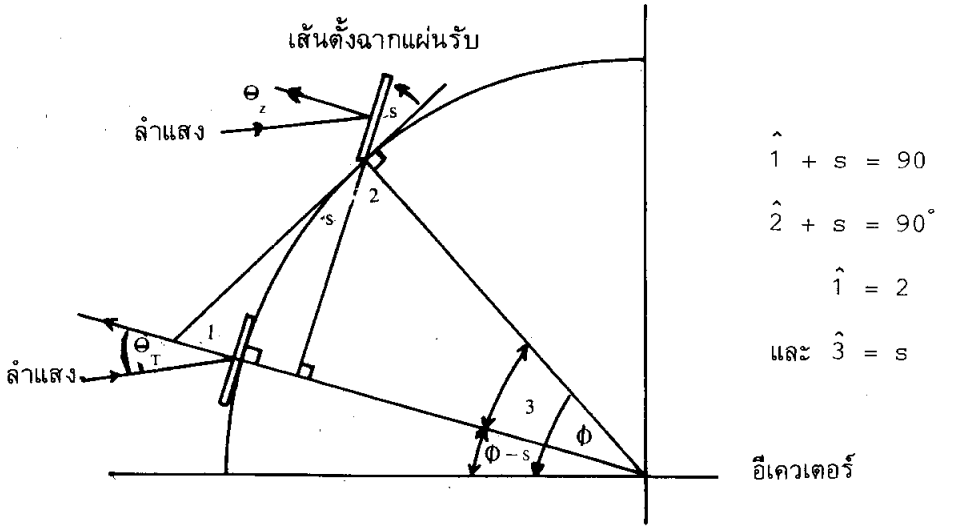
จากสมการ (1.10) และตัวอย่างที่ 1.2 เราจะได้

$$\cos \theta_z = \sin(-23.15^\circ)\sin 13.73^\circ + \cos(-23.15^\circ)\cos 13.73^\circ \cos(-7.5^\circ)$$

$$= -0.0933 + 0.8856 = 0.7923$$

$$\theta_z = 37^\circ 36'$$

ความสัมพันธ์ที่มีประโยชน์อีกกรณีหนึ่งก็คือ มุมของการตกกระทบบนแผ่นรับแสงที่เอียงเป็นมุม s ไปทางทิศเหนือหรือทิศใต้ จะมีค่าเหมือนกับมุมที่ลำแสงตกกระทบบนแผ่นรับแสงที่วางขนานกับแนวระดับที่ละติจูด ($\phi - s$) ดังรูปที่ 1-10 เมื่อพิจารณามุมต่าง ๆ ดังนั้นจากสมการ (1.10) เราเอามาใช้จะได้



รูปที่ 1-10 ความสัมพันธ์ระหว่างแผ่นรับแสงที่เอียงเป็นมุม s ที่ละติจูด ϕ กับแผ่นรับแสงที่วางในแนวระดับที่ละติจูด $(\Phi - s)$ บนผิวโลก

$$\cos \theta_T = \sin \delta \sin(\Phi - s) + \cos \delta \cos(\Phi - s) \cos \omega \qquad (1.11)$$

นอกจากนี้สมการ (1.10) สามารถนำไปใช้หามุมชั่วโมงเมื่อพระอาทิตย์ขึ้นหรือพระอาทิตย์ตก, $|\omega_s|$ โดยพิจารณาให้ $\Theta_z = 90^\circ$ จะได้

$$\cos \omega_s = \frac{-\sin \delta \sin \Phi}{\cos \delta \cos \Phi} = -\tan \delta \tan \Phi \qquad (1.12)$$

ดังนั้นจะได้จำนวนชั่วโมงของกลางวันมีค่า

$$T_d = \frac{2}{15} \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \qquad (1.13)$$

1.2.3 เวลาสุริยะและสมการของเวลา

(Solar time and the equation of time)

เวลาที่กล่าวถึงดวงอาทิตย์อยู่ที่ใดนั้นใช้เวลาสุริยะซึ่งเป็นเวลาที่ต่างไปจากเวลาตามนาฬิกาในท้องถิ่น ดังนั้นจึงจำเป็นต้องแปลงเวลามาตรฐาน (standard time) ท้องถิ่นให้เป็นเวลาสุริยะโดยใช้ตัวแก้ 2 ตัว ตัวแรกคือค่าแก้จากความแตกต่างของลองกิจูดระหว่างท้องถิ่นกับเมริเดียน (meridian) ที่เวลามาตรฐานท้องถิ่นอ้างอิง สำหรับประเทศไทยอ้างอิงเวลาที่เมริเดียนที่ลองกิจูด 105° E (ผ่านจังหวัดอุบลราชธานี) ส่วนกรุงเทพมหานครอยู่ที่ลองกิจูด 100° 30′ E ค่าแก้ตัวที่สองคือค่าที่ได้จากสมการของเวลาเนื่องจากวงโคจรของโลกรอบดวงอาทิตย์มีค่าแตกต่างกันไปทั้งปี จึงทำให้อัตราการหมุนมีผลกระทบต่อเวลาที่ปรากฏแก่เมริเดียนของผู้สังเกตเกิดความแตกต่างระหว่างเวลาเฉลี่ยกับเวลาที่ปรากฏในแต่ละเดือนของปี ดังนั้นเวลาสุริยะจึงมีค่าตามความสัมพันธ์

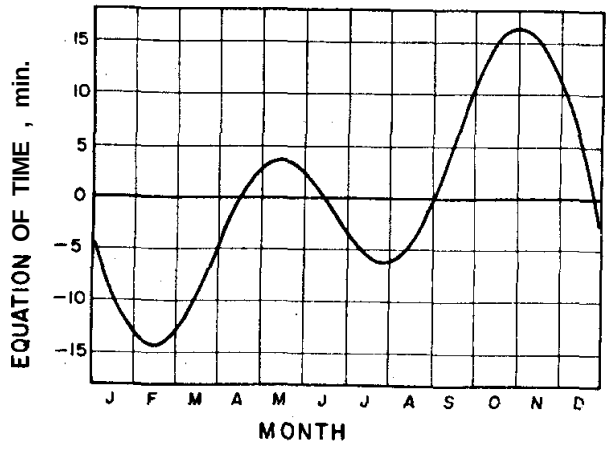
$$\text{เวลาสุริยะ} = \text{เวลามาตรฐานท้องถิ่น} + E \pm 4 \frac{\text{นาที}}{\text{องศา}} (L_{st} - L_{loc}) \qquad (1.14)$$

โดยที่ E คือ ค่าที่จะได้จากสมการของเวลาตามรูปที่ 1-11 หน่วยนาที

L_{st} = เมริเดียนมาตรฐานสำหรับบอกเวลาท้องถิ่น, องศา

L_{loc} = ลองกิจูดของตำแหน่งที่สังเกต, องศา

ค่า $\pm$ นั้นถ้าตำแหน่งที่สังเกตอยู่ลองกิจูดตะวันออกได้ค่าลบ ถ้าอยู่ลองกิจูดตะวันตกใช้ค่าบวก เป็นที่น่าสังเกตว่าดวงอาทิตย์จะใช้เวลา 4 นาทีในการเคลื่อนที่ผ่านแต่ละลองกิจูด 1 องศา



รูปที่ 1-11 สมการของเวลาเป็นฟังก์ชั่นกับเวลาของปี

ตัวอย่างที่ 1.4

ให้หาเวลาสุริยะที่กรุงเทพมหานคร เมื่อเวลามาตรฐานท้องถิ่นเป็นเวลา 12:00 น. ของวันที่ 31 มีนาคม

วิธีทำ

ดูค่า E จากรูปที่ 1-11 และหาค่าอื่น ๆ แล้วใช้สมการ (1.14) จะได้

เวลาสุริยะ = 12:00 น. - 5 นาที - 4 (105 - 100.5) นาที

= 12:00 น. - 23 นาที

= 11:37 น.

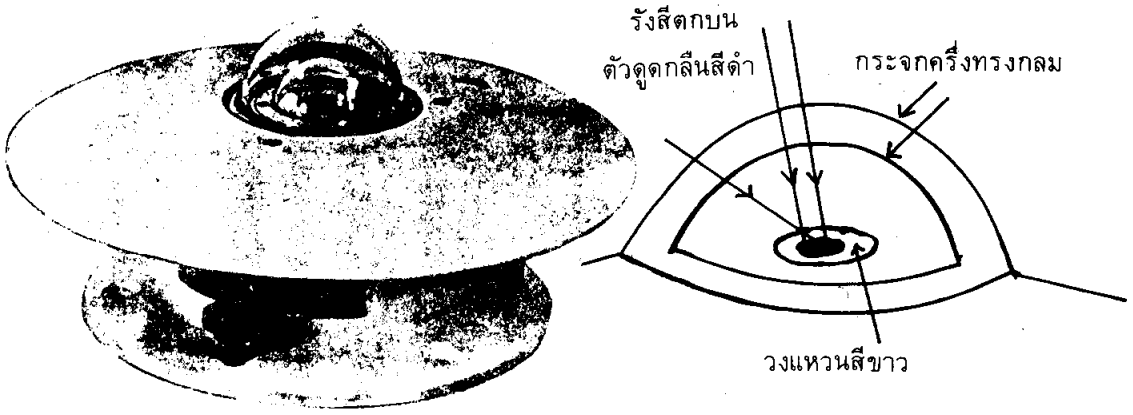
1.3 การวัดและการประมาณการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์
(Measurements and estimation of solar radiation)

ดังได้กล่าวมาแล้วว่าการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มีทั้งแบบลำแสงและแบบแพร่กระจาย ถ้ารวมการแผ่รังสีทั้งสองเรียกรวมว่าการแผ่รังสีทั้งหมด การแผ่รังสีของดวงอาทิตย์เราประมาณว่าเป็นแหล่งกำเนิดความร้อนอุณหภูมิประมาณ 5762 K รังสีส่วนใหญ่จะมีความยาวคลื่นระหว่าง 0.3 ถึง 3.0 μm ถือเป็นส่วนหนึ่งของรังสีความร้อน (thermal radiation) ซึ่งมีช่วงประมาณ 0.1 ถึง 100 μm ดังนั้นการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์จึงเป็นพวกคลื่นสั้น ส่วนอีกพวกหนึ่งที่เหลือถือเป็นการแผ่รังสีคลื่นยาวเป็นพวกแหล่งกำเนิดความร้อนอุณหภูมิต่ำ ๆ เช่น แผ่นรับแสงอาทิตย์ ท้องฟ้าโดยเฉพาะวันที่มีเมฆมาก ๆ ซึ่งมีอุณหภูมิใกล้เคียงกับอุณหภูมิแวดล้อม พวกหลังนี้จะให้รังสีที่มีความยาวคลื่นมากกว่า 3 μm

1.3.1 เครื่องมือวัดรังสีดวงอาทิตย์

ที่นิยมใช้กันอยู่พอจะแบ่งได้เป็น 2 แบบคือแบบวัดการแผ่รังสีทั้งหมดและแบบวัดการแผ่รังสีแบบแพร่กระจาย จะกล่าวถึงหลักการของเครื่องมือแต่ละแบบดังนี้

1. ไพราโนมิเตอร์ (pyranometer) หรืออาจมีชื่ออื่นเช่น solarimeter หรือ actinometer เครื่องวัดแบบนี้มีลักษณะดังรูปที่ 1-12 ใช้วัดรังสีทั้งหมดของครึ่งทรงกลม และถ้าหากใช้ตัวบังแสง (shade ring) กั้นการแผ่รังสีแบบลำแสง ก็จะเป็นการวัดการแผ่รังสีแบบแพร่กระจาย ค่าที่วัดได้มักทำให้เป็นพลังงานทั้งหมดต่อพื้นที่ต่อเวลาหลักการก็คืออาศัยความแตกต่างของอุณหภูมิระหว่างผิวสีดำซึ่งจะดูดกลืนการแผ่รังสีเกือบทั้งหมดและผิวสีขาวซึ่งให้สะท้อนรังสีเกือบทั้งหมดโดยใช้เทอร์โมไพล์ (thermopiles or thermocouple junctions) เชื่อมต่อกับ

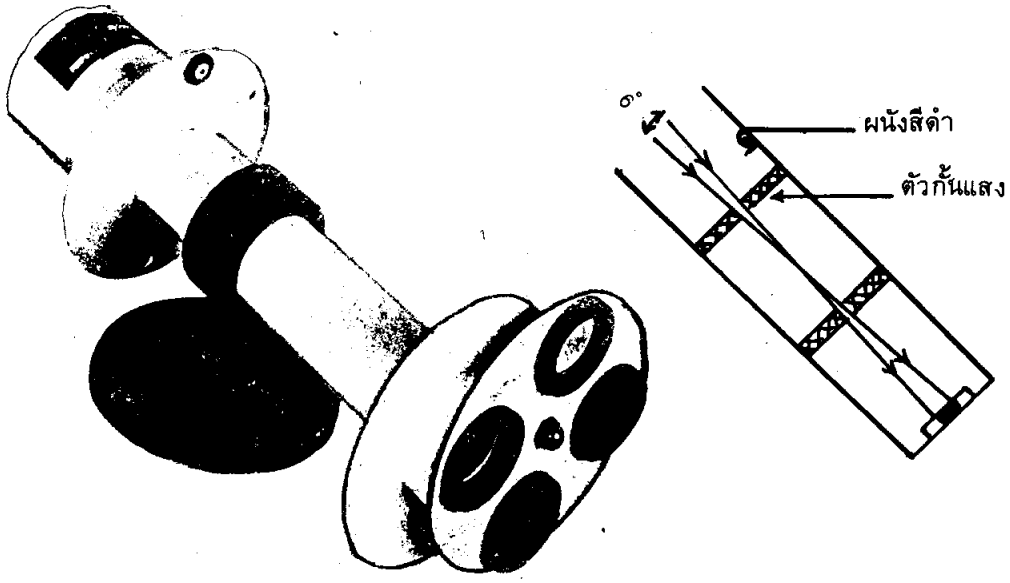


รูปที่ 1-12 ไพราโนมิเตอร์รูปขวามือแสดงส่วนรับการแผ่รังสี

วงแหวนทั้งสอง จะเกิดความต่างศักย์ทางไฟฟ้าเป็นสัดส่วนกับอุณหภูมิที่แตกต่างหรือปริมาณรังสีที่ได้รับ วงแหวนอันนอกผิวสีขาวและอันในเป็นสีดำ ส่วนใหญ่วงแหวนเหล่านี้จะทำด้วยแผ่นเงินหนาประมาณ 0.25 มิลลิเมตร แล้วทาด้วยแมกนีเซียมอ๊อกไซด์ (magnesium oxide) เป็นผิวสีขาวและสีดำของพาร์สัน (Parson's black) เป็นผิวสีดำ แล้วมีฉนวนกั้นไว้ระหว่างวงแหวน การวัดความต่างศักย์อาจใช้ platinum-gold thermocouples แล้วแปลงค่านี้ให้เป็น W/m^2

นอกจากนี้ยังมีไพราโนมิเตอร์แบบใช้เทอร์โมไพลแบบให้ขั้วร้อนตากรังสีของดวงอาทิตย์ ส่วนอีกขั้วมีที่บังไว้เป็นขั้วเย็น และแบบ Robitsch ใช้หลักการขยายตัวไม่เท่ากันของโลหะสองชนิดเมื่อได้รับรังสี นอกจากที่กล่าวมานี้ยังมีแบบใช้หลักการของเซลสุริยะหรือแบบ photovoltaic detectors เรียกเครื่องมือนี้ว่า Yellott solarimeter ซึ่งสารที่ใช้ทำเซลสุริยะมักเป็นซิลิกอน, ซีลีเนียมและแคดเมี่ยมซัลไฟด์

2. ไพรีลิโอมิเตอร์ (pyrheliometer) ใช้วัดการแผ่รังสีแบบเป็นลำหรือการแผ่รังสีโดยตรงจากดวงอาทิตย์ ลักษณะเครื่องมือแบบนี้ให้ดูรูปที่ 1-13 เครื่องมือนี้สร้างใช้หลักเดียวกันกับไพราโนมิเตอร์เพียงแต่เพิ่มตัวกั้นการแผ่รังสี (collimators) เพื่อให้มีมุมที่แสงผ่านหน้าต่างเครื่องรับประมาณ 6 องศา เพื่อรับเฉพาะการแผ่รังสีแบบเป็นลำเท่านั้น ผนังของลำกล้องทาด้วยสีดำเพื่อลดการกระจัดกระจายของแสง



รูปที่ 1-13 ไพรีลิโอมิเตอร์ รูปด้านขวาเป็นโครงสร้างภายใน

ดังนั้นจากเครื่องมือทั้งสองแบบเราจึงสามารถวัดการแผ่รังสีทั้งหมดและการแผ่รังสีแบบลำแสงได้จากนั้นเรายังใช้ค่าทั้งสองมาหักออกจากกันได้ค่าการแผ่รังสีแบบแพร่กระจายได้ด้วย

1.3.2 ข้อมูลเกี่ยวกับการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์

ข้อมูลของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์มีอยู่หลายแบบซึ่งมักจะรวมสิ่งต่อไปนี้ด้วยคือ

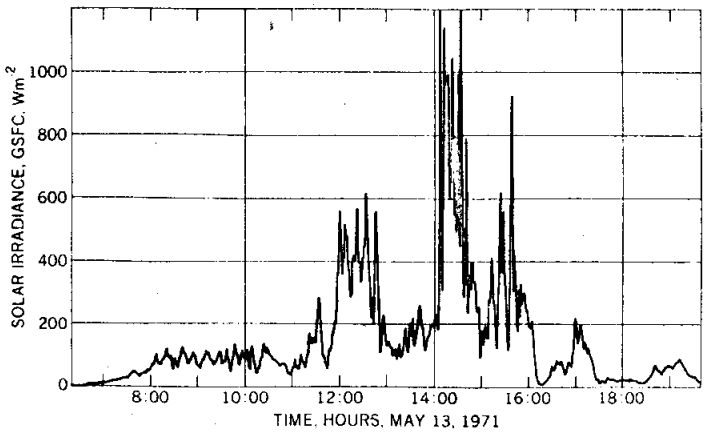
1. ข้อมูลที่ได้จากการวัดแล้วอ่านค่าเลย ณ เวลาใดหรือเป็นค่าเฉลี่ยของช่วงเวลาใด เช่น ชั่วโมง, วัน หรือเดือน

2. เป็นการวัดการแผ่รังสีแบบใด

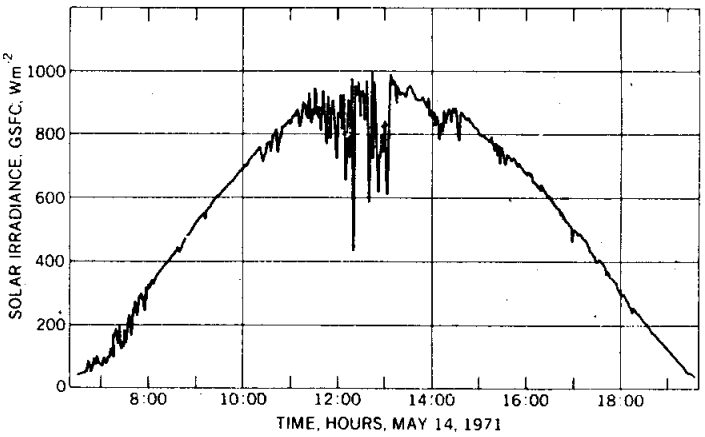
3. เครื่องมือที่ใช้วัดเป็นแบบใด การวางตัวของผิวหน้าเครื่องวัดวางในแนวใด เช่นแนวระดับหรือเอียงทำมุมกับระนาบระดับ

4. ตำแหน่งที่วัดอยู่ที่ใดของโลก

ตัวอย่างข้อมูลของปริมาณการแผ่รังสีทั้งหมดเฉพาะวันหนึ่งที่อากาศค่อนข้างจะมีเมฆหมอกมากโดยเฉพาะช่วงเช้าและเย็นที่ Greenbelt, Maryland ดูรูปที่ 1-14 และอีกวันหนึ่งถัดไปที่เดียวกันเป็นวันที่อากาศค่อนข้างสดใสมีเมฆพัดผ่านบ้างเล็กน้อยโดยเฉพาะตอนเที่ยง ให้ดูรูปที่ 1-15 วัดโดยใช้ Eppley pyranometer ติดตั้งบนหลังคาที่ศูนย์การบินอวกาศ Goddard

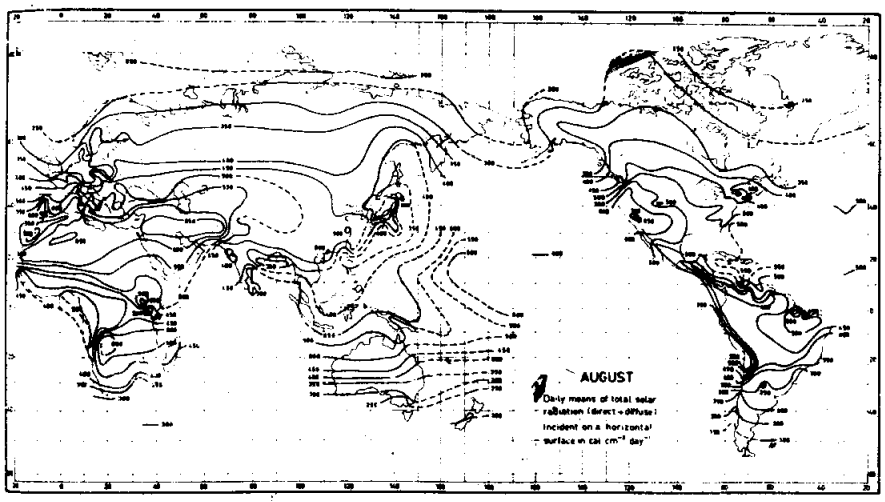


รูปที่ 1-14 ปริมาณรังสีทั้งหมดที่วัดได้ในแนวระดับเมื่อเวลาสุริยะต่าง ๆ ของวันที่มีเมฆหมอก



รูปที่ 1-15 ปริมาณรังสีทั้งหมดที่วัดได้ในแนวระดับเมื่อเวลาสุริยะต่าง ๆ ของวันที่มีท้องฟ้าสดใสมีเมฆถูกพัดผ่านเล็กน้อย

(GSFC)ที่เมืองดังกล่าวแล้ว อีกตัวอย่างดูรูปที่ 1-16 เป็นการวัดปริมาณรังสีทั้งหมดในแนวระดับเฉลี่ยแต่ละวันของเดือนสิงหาคม ในส่วนต่าง ๆ ของโลก (จาก B. de Jong, ค.ศ. 1973)



รูปที่ 1-16 ปริมาณรังสีทั้งหมดวัดได้ในแนวระดับเฉลี่ยแต่ละวันของเดือนสิงหาคม ในส่วนต่าง ๆ ของโลก

1.3.3 การประมาณค่าการแผ่รังสีโดยเฉลี่ย

ในการหาข้อมูลของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์ มักอาศัยข้อมูลที่ได้จากสถานีตรวจอากาศของกรมอุตุนิยมวิทยา เช่น ข้อมูลเกี่ยวกับจำนวนชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ส่องแสงเฉลี่ยแต่ละวันของเดือนใดเดือนหนึ่ง หรือเปอร์เซนต์ที่จะเป็นไปได้ ข้อมูลเกี่ยวกับปริมาณเมฆปกคลุม ฯลฯ ข้อมูลบางอย่างเป็นสิ่งจำเป็นเพื่อใช้ประกอบการคำนวณค่าของการแผ่รังสี ทั้งนี้เพราะการประมาณค่าการแผ่รังสี จะใช้ความสัมพันธ์ทางทฤษฎีประกอบกับการทดลอง (empirical equation) แต่อย่างไรก็ตามถ้าข้อมูลบางอย่างไม่มีก็อาจใช้วิธีการประมาณหรือเทียบเคียงกับข้อมูลที่ได้จากตำแหน่งที่มีลักษณะคล้ายคลึงกัน ละติจูดคล้ายกัน ภูมิอากาศและภูมิประเทศคล้ายกันก็อาจใช้ข้อมูลของแหล่งนั้น ๆ มาใช้ได้ สมการเริ่มแรกที่นิยมนำมาใช้คำนวณหาค่าเฉลี่ยของการแผ่รังสีจากปริมาณรังสีในวันอากาศแจ่มใสและสัดส่วนของชั่วโมงที่มีแสงแดดที่จะเป็นไปได้ของที่ใด ๆ (Angstrom- type regression equation, A.K. Angstrom ค.ศ. 1924) คือ

$$H_{av} = H_0' \left(a' + b' \frac{N_{av}}{N_{max}}\right) \qquad (1.15)$$

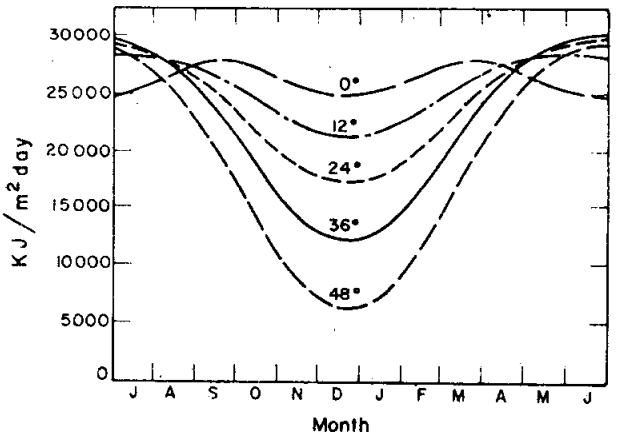
เมื่อ H_{av} = ปริมาณรังสีในแนวระดับโดยเฉลี่ยในช่วงเวลาหนึ่ง เช่นเดือน

H_0' = ปริมาณรังสีในแนวระดับในวันท้องฟ้าแจ่มใสในช่วงเวลาเดียวกัน

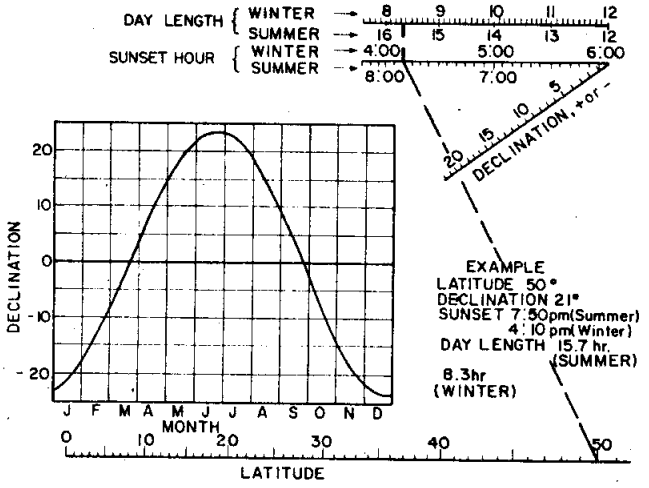
N_{av} = จำนวนชั่วโมง (เฉลี่ย) ที่มีแสงแดดจ้าในแต่ละวันในช่วงเวลาเดียวกัน

N = จำนวนชั่วโมง (สูงสุด) ที่จะมีแสงแดดจ้าได้ในแต่ละวันในช่วงเวลาเดียวกัน

S. Fritz (ค.ศ. 1951) ได้ใช้วิธีการทางสถิติอาศัยข้อมูลที่ทดลองได้หาค่า a' และ b' ได้ 0.35 และ 0.61 ตามลำดับ ส่วนค่า H_0' ให้ใช้ค่าจากกราฟในรูปที่ 1-7 ค่าที่จำเป็นต้องทราบอีกคือความยาวของเวลากลางวัน (N) หาได้จากสมการ (1.13) หรือจากรูปที่ 1-18 เป็นโนโม



รูปที่ 1-17 ปริมาณรังสีในแนวระดับในวันท้องฟ้าแจ่มใสในเดือนและละติจูดต่าง ๆ



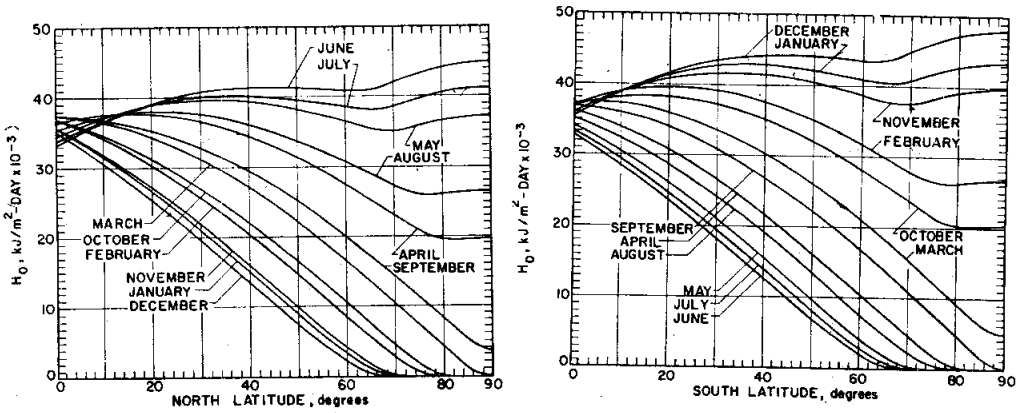
รูปที่ 1-18 โนโมแกรมใช้คำนวณชั่วโมงดวงอาทิตย์ตกดินและความยาวของกลางวัน

แกรม (nomogram) จัดทำขึ้นโดย A. Whillier (ค.ศ. 1965) ส่วนค่า N_{av} นั้นได้จากการวัด แต่อย่างไรก็ตามมีปัญหาในการใช้สมการ (1.15) คือความไม่ชัดเจนของ H_0' และ N_{av}/N ปัญหาแรกก็คือเกี่ยวกับนิยามคำว่าวันท้องฟ้าแจ่มใสยากแก่การพิจารณาว่าแค่ไหนแจ่มใส และปัญหาหลังเกี่ยวกับเครื่องมือที่ใช้ในการบันทึกชั่วโมงที่แสงแดดจ้า จึงได้มีผู้พัฒนาสมการที่ให้ใช้ได้ดีกว่าโดย J.K. Page และคณะ (ค.ศ. 1964) ได้ขยายสมการดังกล่าวให้ขึ้นอยู่กับการแผ่รังสีนอกบรรยากาศโลกบนผิวในแนวระดับ ตามสมการ

$$H_{av} = H_0 \left(a + b \frac{N_{av}}{N}\right) \qquad (1.16)$$

โดยที่ H_0 = ปริมาณรังสีที่แผ่เหนือบรรยากาศโลกหรือปริมาณที่คิดว่าไม่ได้ผ่านบรรยากาศโลกที่ตำแหน่งละติดจูดต่าง ๆ เป็นค่าเฉลี่ยในช่วงเวลาที่โจทก์ต้องการ ส่วนค่า a,b เป็นค่าคงที่ขึ้นอยู่กับสถานที่

G.O.S. Löf และคณะ (ค.ศ. 1966) ได้หาค่า a,b ขึ้นมาได้ค่าแตกต่างกันไปแต่ละสถานที่และภูมิอากาศในส่วนต่าง ๆ ของโลก ไม่ได้ทำไว้สำหรับประเทศไทยแต่ก็มีค่าที่ทำไว้สำหรับเมืองปูนนา (Poona) ประเทศอินเดีย ซึ่งมีภูมิประเทศใกล้เคียงกับประเทศของเราคือมีภูมิประเทศเป็นป่าเขตร้อน มีลมมรสุมพาฝนพัดผ่าน อากาศแห้งช่วงสั้น ๆ โดยให้ค่า $a = .30, b = .51$ ส่วนค่า N_{av}, N หาตามเดิม แต่สำหรับค่า H_0 หาได้จากกราฟในรูปที่ 1-19 หรือสมการ (จาก Duffie และ Beckman, ค.ศ. 1974) ต่อไปนี้



รูปที่ 1-19 ปริมาณรังสีที่ตกบนแผ่นรับในแนวระดับเฉลี่ยแต่ละวันของเดือนต่าง ๆ เมื่อพิจารณาว่าไม่ผ่านบรรยากาศโลกที่ละติจูดต่าง ๆ

$$H_0 = (24I_{sc}/\pi)[(1+0.033\cos(360n/365)] \\ [\cos\phi\cos\delta\sin\omega_s + (2\pi\omega_s/360)\sin\phi\sin\delta] \qquad (1.17)$$

โดยที่ I_{sc} = ค่าคงที่ของดวงอาทิตย์ (ต่อชั่วโมง)

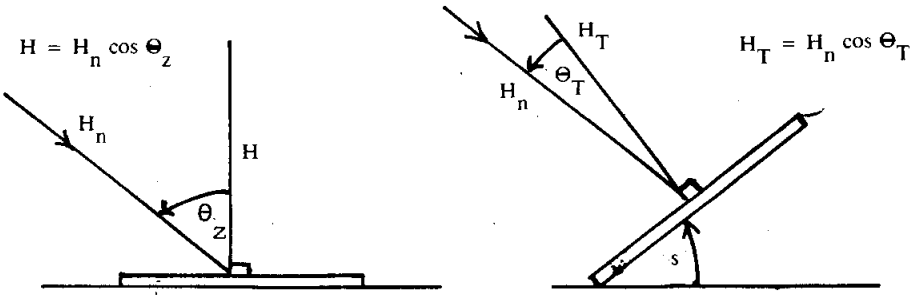
n = วันของปี, ω_s = มุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ขึ้น, ค่าอื่น ๆ เหมือนที่เคยกล่าวมาแล้ว

สำหรับการประมาณค่าการแผ่รังสีในประเทศไทยมีผู้ทำไว้ เช่น R.H.B. Esell ที่สถาบันเทคโนโลยีแห่งเอเชีย (AIT) ค.ศ. 1976 นอกจากวิธีการประมาณค่าการแผ่รังสีแบบที่กล่าวมาข้างต้นนี้แล้วยังมีการประมาณค่าการแผ่รังสีในแต่ละชั่วโมงจากข้อมูลที่ได้ในแต่ละวัน ผู้ที่มีบทบาทสำคัญในเรื่องนี้คือ B.Y.H. Liu และ R.C. Jordan ได้บอกวิธีการหาค่าดังกล่าวเพื่อนำไปใช้ในการออกแบบและการคำนวณต่าง ๆ แก่ระบบพลังงานที่ใช้แสงอาทิตย์

1.4 อัตราส่วนของการแผ่รังสีแบบลำแสงที่ตกบนผิวรับที่เอียงต่อที่ตกบนผิวรับในแนวระดับ

(Ratio of beam radiation on tilted surface to that on horizontal surface)

ในการออกแบบอุปกรณ์ทางระบบความร้อนมักจะมีการนำเอาปริมาณรังสีที่ตกบนแผ่นรับในแนวระดับมาแปลงใช้กับแผ่นเอียงรับแสง พิจารณารูปที่ 1-20



รูปที่ 1-20 การแผ่รังสีที่ตกบนผิวรับในแนวระดับและผิวรับเอียง

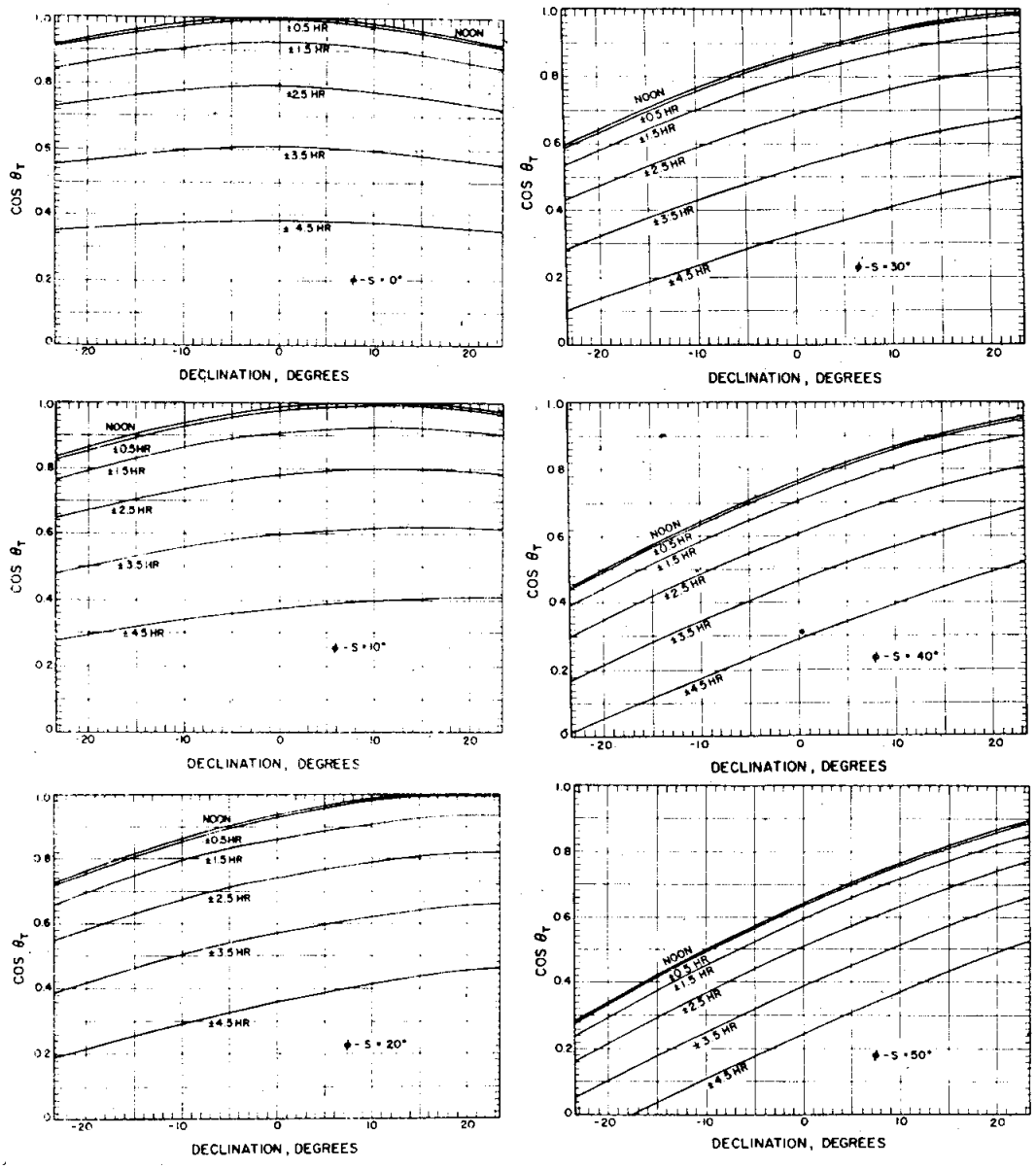
ในที่นี้ H คือปริมาณรังสีในส่วนที่เป็นลำแสง เราจะได้อัตราส่วนของการแผ่รังสีบนผิวเอียง H_T ต่อการแผ่รังสีบนผิวระดับ, H มีค่า

$$R_b = \frac{H_T}{H} = \frac{H_n \cos \theta_T}{H_n \cos \theta_z} = \frac{\cos \theta_T}{\cos \theta_z} \qquad (1.18)$$

ถ้าแผ่นเอียงดังกล่าวหันไปทางทิศเหนือหรือใต้ (ไปทางอีเควเตอร์) เราก็ใช้ค่า $\cos \Theta_z$ จากสมการ (1.10) และ $\cos \Theta_T$ จากสมการ (1.11) จะได้

$$R_b = \frac{\cos \theta_T}{\cos \theta_z} = \frac{\cos(\phi-s)\cos \delta \cos \omega + \sin(\phi-s)\sin \delta}{\cos \phi \cos \delta \cos \omega + \sin \phi \sin \delta} \qquad (1.19)$$

สมการ (1.19) อาจใช้คำนวณโดยตรงหรือเพื่อความสะดวกอาจใช้กราฟแสดงความสัมพันธ์ของค่าเหล่านี้ได้ (จาก H.C. Hottel และ B.B. Woertz ค.ศ. 1942) ตามรูปที่ 1-21 แสดงค่าโคไซน์ของมุมตกกระทบของลำแสงบนผิวรับแสง ($\cos \Theta_T$) ที่เอียงไปทางอีเควเตอร์ซึ่งเป็นฟังก์



รูปที่ 1-21 ค่าโคไซน์ของมุมตกกระทบของลำแสงบนผิวรับแสงที่เอียงไปทางอีเควเตอร์ที่ δ, ω และ (ϕ – s) ต่าง ๆ

ชั่นของเดคลิเนชั่น δ ที่ชั่วโมงจากเที่ยง ω และ $(\phi - s)$ จาก 0 ถึง 50 ส่วนค่า $\cos \Theta_z$ ก็หาได้จากกราฟเหล่านี้โดยใช้ค่า $(\phi - s)$ มีค่าเท่ากับละติจูดในคำถาม จากนั้นเราก็หาค่า R_b ได้ กรณี $(\phi - s)$ มีค่าลบก็ดูได้จากกราฟดังกล่าวนี้เพียงแต่ใช้เครื่องหมายของ δ กลับกัน

ดังนั้น ในการพิจารณานำสมการ (1.19) มาใช้คือการพยายามที่จะให้ได้ค่า $\cos \Theta_T$ มีค่าสูงสุดในช่วงที่ต้องการใช้พลังงานแสงอาทิตย์ เพื่อให้ได้ประโยชน์สูงสุดจากระบบพลังงานจากแสงอาทิตย์นั้น ๆ

ตัวอย่างที่ 1.5

สมมุติว่าเราอยู่ที่ตำแหน่งละติจูด 10N มีแผ่นรับแสงเอียง 10 ไปทางอีเควเตอร์ ให้หาค่า R_b เมื่อเวลา 9.30 น. ของวันที่ 20 กุมภาพันธ์

วิธีทำ

จากรูปที่ 1-18 เราจะได้ค่าเดคลิเนชั่น, $\delta = -12$ ส่วนเวลา 9:30 น. จะได้ $\omega = 37.5$ และเมื่อ $(\phi - s) = 0$ จะได้ค่า $\cos \theta_T$ จากรูปที่ 1-21a มีค่า .77 และเมื่อ $\phi = 10$ จะได้ $\cos \theta_z$ จากรูปที่ 1-21b มีค่า .73 ดังนั้นจะได้ค่าโดยประมาณ

$$R_b = \frac{\cos \theta_T}{\cos \theta_z} = \frac{.77}{.73} = 1.05$$

หรือใช้สมการ (1.19) จะได้

$$R_b = \frac{\cos 0^\circ \cos(-12^\circ)\cos 37.5^\circ + \sin 0^\circ \sin(-12^\circ)}{\cos 10^\circ \cos(-12^\circ)\cos 37.5^\circ + \sin 10^\circ \sin(-12^\circ)}$$

$$= \frac{0.776}{0.7642 + (-0.0361)} = 1.06$$

1.5 อัตราส่วนของการแผ่รังสีทั้งหมดที่ตกบนผิวเอียงต่อที่ตกบนผิวระดับ

(Ratio of total radiation on a tilted surface to that on a horizontal surface)

แผ่นรับแสงอาทิตย์จะรับแสงอาทิตย์ทั้งแบบลำแสงและแบบแพร่กระจาย ดังนั้นในการนำเอาค่าปริมาณรังสีทั้งหมดในแนวระดับมาใช้ เราจะต้องพิจารณาหาค่าอัตราส่วนแสดงความสัมพันธ์อันหนึ่งขึ้นมาคือ R ให้แทนอัตราส่วนของปริมาณรังสีทั้งหมดที่ตกบนแผ่นเอียงต่อแผ่นระดับ แต่ในการหามีปัญหาอยู่ว่ารังสีแบบแพร่กระจายซึ่งกระจัดกระจายไม่สม่ำเสมอในท้องฟ้า หาค่าแก้เชิงมุมไม่ได้เพราะการกระจัดกระจายดังกล่าวขึ้นอยู่กับส่วนประกอบของบรรยากาศซึ่งมีมากมายและไม่เป็นระเบียบ นอกจากนี้ยังมีปริมาณรังสีบางส่วนที่สะท้อนมาจากพื้นดิน ดังนั้นเพื่อความสะดวกจึงพิจารณาตามข้อสมมุติขึ้นมา 2 ข้อสำหรับหาค่าแก้เชิงมุมของการแผ่รังสีแบบแพร่กระจายคือ

1. สมมุติว่าการแผ่รังสีแบบแพร่กระจายในวันที่ท้องฟ้าแจ่มใสมีจุดกำเนิดใกล้ ๆ กับดวงอาทิตย์ ซึ่งจะทำให้การกระจายของแสงไปข้างหน้าเป็นส่วนใหญ่จึงได้ตัวร่วมค่าแก้เชิงมุมเป็นเหมือนกับของกรณีการแผ่รังสีแบบลำแสงทั้งหมดนั่นคือจะได้ $R = R_b$ ตัวอย่างการประมาณค่านี้ดูได้จากตัวอย่างที่ 1.5

2. สำหรับวันใดที่มีเมฆกระจายค่อนข้างสม่ำเสมอหรือวันที่มีหมอกปกคลุมมาก ๆ ก็ให้ถือว่ารังสีแบบแพร่กระจายมีค่าสม่ำเสมอในท้องฟ้า ดังนั้น ปริมาณรังสีบนแผ่นรับขึ้นอยู่กับการวางตัวให้เห็นท้องฟ้ามากน้อยแค่ไหน โดยถือว่าท้องฟ้าเป็นแหล่งกำเนิดการแผ่รังสีแบบแพร่กระจายอย่างสม่ำเสมอ เราจะสมมุติต่อไปว่าถ้าบริเวณโดยรอบรวมทั้งพื้นดินรอบ ๆ แผ่นรับแสงอาทิตย์ มีคุณสมบัติสะท้อนแสงคล้าย ๆ กับเป็นแหล่งกำเนิดการแผ่รังสีแบบกระจายเหมือนท้องฟ้าแล้ว แผ่นรับแสงอาทิตย์จะรับปริมาณรังสีแบบแพร่กระจายมีค่าเท่ากันหมดไม่ขึ้นกับการเอียงตัวของแผ่นรับแสง ภายใต้ข้อสมมุตินี้ค่าตัวร่วมการแก้ใช้แปลงค่าการแผ่รังสีแบบแพร่กระจายมีค่าเป็น 1 เสมอ ดังนั้นปริมาณการแผ่รังสีทั้งหมดบนผิวเอียงจึงมีค่า

$$H_T = H_b R_b + H_d \qquad (1.20)$$

โดยที่ H_b และ H_d คือส่วนของการแผ่รังสีจากดวงอาทิตย์บนผิวระดับแบบลำแสงและแบบแพร่กระจายตามลำดับ, R_b คือตัวร่วมค่าแก้รังสีแบบลำแสงจากสมการ (1.19) ดังนั้นอัตราส่วนที่จะนำเอาไปใช้ได้ของปริมาณรังสีบนผิวเอียงต่อผิวระดับมีค่า

$$R = \frac{H_T}{H} = \frac{H_b}{H} \cdot R_b + \frac{H_d}{H} \qquad (1.21)$$

ตัวอย่างที่ 1.6

จากตัวอย่างที่ 1.5 ถ้าให้ 0.8 ของปริมาณการแผ่รังสีทั้งหมดเป็นการแผ่รังสีแบบลำแสง และ 0.2 เป็นแบบแพร่กระจาย (หมายถึงท้องฟ้าค่อนข้างสดใส) ให้ประมาณค่า R โดยให้สมมุติว่าการแผ่รังสีแบบแพร่กระจายมีค่าสม่ำเสมอทั้งจากท้องฟ้าและจากพื้นดิน

วิธีทำ

จากสมการ (1.21) และใช้ค่า R_b จากตัวอย่างที่ 1.5 เราจะได้

$$R = 0.8\,(1.06) + 0.2 = 1.05$$

ได้มีการปรับปรุงสมการ (1.21) โดย Liu และ Jordan (ค.ศ. 1963) โดยการพิจารณาว่าการแผ่รังสีที่ตกบนแผ่นรับแสงเอียงเกิดจากส่วน

1. การแผ่รังสีแบบลำแสง
2. การแผ่รังสีแบบแพร่กระสาย
3. การแผ่รังสีที่เกิดจากการสะท้อนจากพื้นดิน ซึ่งขึ้นกับว่าแผ่นเอียงมองเห็นมากน้อยแค่ไหน

แผ่นเอียงที่ทำมุม s กับพื้นระดับจะเห็นโดมท้องฟ้าตามสัดส่วน $(1 + \cos s)/2$ เมื่อพิจารณาว่ารังสีแบบแพร่กระจายมีค่าสม่ำเสมอเต็มโดมท้องฟ้า ค่านี้แหละคือค่าตัวร่วมการแปลงสำหรับรังสีแบบแพร่กระจาย ส่วนข้อที่สามพิจารณาว่าแผ่นรับแสงยังเอียงรับแสงจากพื้นดินหรือสิ่งแวดล้อมด้วยและถ้าสิ่งแวดล้อมเหล่านั้นมีค่า reflectance ρ สำหรับแสงอาทิตย์ ดังนั้นค่าการแผ่รังสีที่เกิดจากการสะท้อนของรังสีดวงอาทิตย์ทั้งหมดจากสิ่งแวดล้อมตกบนแผ่นรับแสงมีค่า $(b_b + H_d)(1 - \cos s)\rho/2$ ดังนั้นเมื่อรวมการแผ่รังสีที่เกิดจากทั้ง 3 ส่วนจะได้ ปริมาณการแผ่รังสีทั้งหมดที่ตกบนแผ่นรับแสงเอียงเมื่อเวลาใด ๆ มีค่า

$$H_T = H_b R_b + H_d \frac{(1 + \cos s)}{2} + (H_b + H_d)\frac{(1 - \cos s)\rho}{2} \qquad (1.22)$$

และจากนิยามของ R จะได้

$$R = (H_b R_b / H) + (H_d / H)\frac{(1 + \cos s)}{2} + \frac{(1 - \cos s)\rho}{2} \qquad (1.23)$$

Liu และ Jordan ได้แนะนำว่าสำหรับพื้นดินที่ไม่มีหิมะปกคลุมให้ใช้ค่า reflectance เท่ากับ 0.2 และถ้ามีหิมะปกคลุมให้ใช้ 0.7

แบบฝึกหัด

1. จากเส้นผ่าศูนย์กลางและอุณหภูมิที่ผิวของดวงอาทิตย์ในบทที่ 1 นี้ ให้ประมาณค่าอัตราการปลดปล่อยพลังงานออกมา และโลกได้รับพลังงานดังกล่าวมากน้อยแค่ไหน
2. ให้คำนวณหาสัดส่วนของปริมาณการแผ่รังสีนอกบรรยากาศโลก ในช่วงความยาวคลื่นต่ำกว่า 0.3 μm และมากกว่า 3.0 μm ต่อปริมาณการแผ่รังสีทั้งหมด และให้หาระหว่างความยาวคลื่น 0.3 ถึง 3.0 μm ด้วย
3. ให้คำนวณหามุมของการตกกระทบของลำแสงบนแผ่นรับแสงที่กรุงเทพมหานคร เวลา 11:30 น. ของวันที่ 31 ธันวาคม เมื่อแผ่นรับแสงวางตัว

   3.1 ในแนวระดับ

   3.2 เอียงไปทางทิศใต้ 10 องศา

   3.3 เอียงไปทางทิศใต้ 15 องศา

   3.4 เอียงไปทางทิศใต้ 90 องศา

4. ให้คำนวณหามุมชั่วโมงที่ดวงอาทิตย์ขึ้น ที่กรุงเทพมหานคร และช่วงเวลากลางวันของวันที่ 31 ธันวาคม และ 1 สิงหาคม
5. ให้ประมาณว่าถ้าเวลาสุริยะที่กรุงเทพมหานครเป็นเวลา 12:00 น. ในวันที่ 1 ของแต่ละเดือนแล้วเวลามาตรฐานท้องถิ่นในวันที่ 1 แต่ละเดือนจะเป็นเวลาเท่าใด
6. ให้คำนวณหาอัตราส่วนของปริมาณรังสีแบบลำแสงที่ตกบนผิวเอียง 15° ไปทางทิศใต้ต่อปริมาณรังสีแบบลำแสงที่ตกบนผิวระดับ เมื่อทั้งสองผิวรับแสงอยู่ที่ตำแหน่งเดียวกัน (ที่กรุงเทพมหานคร) ให้ใช้สมการ (1.19) และรูปที่ 1-21