



جغرافية المناخ

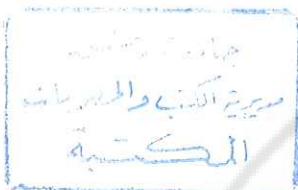
(١)





منشورات جامعة دمشق

كلية الآداب والعلوم الإنسانية



جغرافية المناخ

(١)

الدكتور علي حسن موسى

أستاذ في قسم الجغرافية

١٤٢٥ - ١٤٢٦ هـ

جامعة دمشق

٢٠٠٤ - ٢٠٠٥ م

Damascus University



محتويات الكتاب

الموضوع	الصفحة
— المقدمة	٧
— الباب الأول: الغلاف الجوي	٩
— الفصل الأول: طبيعة الجو وتركيبه	١١
— الفصل الثاني: بنية الجو	٣٥
— الباب الثاني: عناصر المناخ وطرق قياسها	٥٥
— الفصل الأول: عناصر المناخ	٥٧
— الفصل الثاني: أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية	٧٣
— الباب الثالث: درجة الحرارة ومصادرها	١١١
— الفصل الأول: الطاقة الشمسية وتحولاتها	١١٣
— الفصل الثاني: درجة الحرارة	١٥٩
— الباب الرابع: قوى الجو وحركاته	٢٢٥
— الفصل الأول: الضغط الجوي	٢٢٧
— الفصل الثاني: الرياح	٢٥٧
— الفصل الثالث: حركات الجو العامة	٣٠١
— الباب الخامس: الكتل الهوائية والاضطرابات الجوية	٣٢٣
— الفصل الأول: الكتل الهوائية	٣٢٥
— الفصل الثاني: الجبهات الجوية (الهوائية)	٣٤٥

٣٥٧	— الفصل الثالث: اضطرابات العروض الوسطى الجوية
٣٧٩	— الفصل الرابع: اضطرابات العروض المنخفضة الجوية
٣٩٩	— الباب السادس: الرطوبة الجوية وتحولاتها ونواتجها
٤٠١	— الفصل الأول: التبخر، والتبخر النتح
٤١٥	— الفصل الثاني: الرطوبة الجوية
٤٣١	— الفصل الثالث: التكاثف ومظاهره
٤٦٧	— الفصل الرابع: التهطال
	— الباب السابع: الظواهرات الجوية الضوئية والكهربائية،
٥١١	والبصرية والصوتية
٥١٥	— الفصل الأول: الظواهرات الجوية الضوئية والكهربائية
٥٤١	— الفصل الثاني: الظواهرات الجوية البصرية والصوتية
٥٥١	— الملاحق
٥٨٣	— فهرس الأشكال
٥٩٣	— فهرس الجداول
٥٩٥	— المراجع

— المقدمة: —

إن جغرافية المناخ هي إحدى أهم فروع الجغرافية الطبيعية. والجغرافية لم تعد تقف عند الجانب الوصفي كما كانت قديماً، بل اتخذت في العصر الحديث طابعاً علمياً اهتمت بالتحليل والتعليل والتفسير، واعتمدت القياس والتجربة منطلقاً لها، لذا بات الكثيرون يطلقون على بعض فروع الجغرافية وبخاصة الطبيعية تسمية العلم، كأن يقال علم المناخ (Climatology) كمرادف لجغرافية المناخ.

وتنبع أهمية المناخ من كونه العنصر الأهم في الوسط الجغرافي، بجانب كونه عاملاً فعالاً في التأثير على عناصر الوسط الأخرى الطبيعية والبشرية، وهذا ما جعل منه سيد الجغرافية وتاجها دون أن ينازعه في هذه السيادة عنصر غيره. فلا تخلو دراسة جغرافية من العودة إلى المناخ. وليس هناك ما هو أصدق بحياة الإنسان اليومية ونشاطاته المختلفة من المناخ سواء بشكل مباشر أو غير مباشر.

والمناخ كعلم جغرافي، يرتبط ارتباطاً وثيقاً بعلم الأرصاد الجوية (الميتيورولوجيا)، رغم أن المنهج والهدف مختلف بينهما، فمعطيات الأرصاد الجوية وقوانين الفيزياء الجوية تشكل مرتكزاً للجغرافي المناخي في فهم العمليات الجوية التي تتم في طبقة الجو المناخية، وما ينجم عنها من ظواهر ومظاهر مناخية مختلفة.

وكتابنا هذا في جغرافية المناخ، يعالج موضوعات يمكن تسميتها المناخ التحليلي، كونه يقف عند كل عنصر مناخي وقفة تستوفي كل مفرداته وما يحيط به، وذلك وفق تسلسل في الموضوعات روعيت فيها العلاقة السببية والترابطية للعناصر بعضها مع بعض. وبما أن الغلاف الجوي مجال دراسة جغرافية المناخ، لذا كان لابد من البدء بتسليط الضوء عليه لمعرفة تركيبه وخصائصه وبنيته، ليتم الانتقال إلى تحديد عناصر الطقس والمناخ ومجالات دراسات المناخ المختلفة، وأدوات القياس المستخدمة. وحيث أن درجة الحرارة العنصر المناخي الأولي، وبما أنها استجابة أولية للطاقة الشمسية، لذا كان لابد من دراستهما معاً في فصلين من

فصول هذا الكتاب. ليعقبهما دراسة القوى المحركة للهواء الممثلة بالضغط وتبايناته المكانية التي تتولد منها الرياح بأنواعها ونماذجها المختلفة. وما الاضطرابات الجوية في أماكن الأرض المختلفة إلا نتاج الصراع بين الكتل الهوائية المختلفة في بعضها، وعدم الاستقرار الجوي الشديد في أخرى، مما استوجب دراسة تلك الاضطرابات وما يتعلق بها. وليست الرطوبة الجوية سوى انعكاس لأفعال عناصر المناخ السابقة التي تمارسها في تبخير المياه ونقلها إلى الجو ليتكاثف بصور مختلفة، ولتهطل معظم نواتج التكاثف الغيمي إلى سطح الأرض بصورة هطولات متنوعة، وهذا ما شكل حتمًا دراستنا المناخية التحليلية هذه، والتي أعقبت بعرض لأهم الظواهر الجوية الضوئية والكهربائية والبصرية والصوتية.

وإذ أقدم هذا الكتاب في جغرافية المناخ إلى طلبة قسم الجغرافية بجامعة دمشق، فإني لأمل أن يحقق لهم ولغيرهم من طلبة أقسام الجغرافية في جامعات القطر العربي السوري الفائدة المرجوة، وأن يشكل اللبنة الأساسية لما يليه من كتب مناخية غايتها تزويد الطالب بالمعرفة العلمية الأساسية لمجالات المناخ المتنوعة.

والله من وراء القصد

أ.د. علي حسن موسى

دمشق في ٢٠/١/٢٠٠٤م

الباب الأول

الغلاف الجوي

الفصل الأول: طبيعة الجو وتركيبه.

الفصل الثاني: بنية الجو.



الفصل الأول

طبيعة الجو وتركيبه

— تحديد الغلاف الجوي

— خصائص الجو

— تركيب الجو

— مراحل تكون الغلاف الجوي



الفصل الأول

طبيعة الجو وتركيبه

الأرض إحدى الكواكب المغلفة بغلاف جوي محيط بها. ومن المعروف أن كوكب عطارد هو الوحيد الذي لا غلاف له بين كواكب المجموعة الشمسية. وغلاف الأرض الجوي هو الذي منحها خصائصها وصفاتها المميزة لها عن غيرها من الكواكب. وهو غلاف متميز بتركيباته، وتطبق هذه المركبات تبعاً لكثافتها، مما لا نجد له مثيلاً في أغلفة الكواكب الأخرى، لما أسهمت به تلك المركبات من توفير عناصر الحياة الأساسية.

أولاً — تحديد الغلاف الجوي:

غلاف الأرض الجوي، هو غلاف غازي، تدعى غازاته الأساسية المكونة له باسم الهواء (Air)، لذا بات يعرف بالغلاف الهوائي. ويمتد هذا الغلاف من سطح الأرض بعيداً عنه إلى أن ينتهي باندماجه بالفراغ الكوني (الفراغ بين الكوكبي)، على بعد عن سطح الأرض غير محدد بدقة حتى الآن. فغلاف الأرض الجوي ينتهي بالبعد عن سطحها الذي يزول عنده أي أثر للجاذبية الأرضية على مكونات هذا الغلاف، التي يزداد تخلخلها وتقل كثافتها كثيراً مع ازدياد البعد عن سطح الأرض، وحيث تقل أيضاً آثار الحقل المغناطيسي الأرضي على مكونات الجو المشحونة كهربائياً.

ولقد اختلف العلماء في تحديد سماكة الغلاف الجوي، فمنهم من يحدده بسماكة (١٠,٠٠٠ كم)، على اعتبار أن كتلة الهواء تكاد تنحصر كليتها في هذه السماكة، وأن كافة العمليات الجوية والكهربائية تحدث فيها. ومنهم من يرى أن الغلاف الجوي يمتد من سطح الأرض وحتى مسافة تقارب من (١٠٠) ألف كم بعيداً عنه، وإن كان الهواء متخلخلاً جداً فيما بين سويي (١٠—١٠٠) ألف كم، مما جعل العلماء يدمجونه -عند تلك المسافات الكبيرة- مع الفراغ الكوني، لكون كثافتهما قريبة من بعض، مع كون تلك الكثافة أقل من أن توصف بأنها معدومة.

غير أن الحد العملي للغلاف الجوي الذي تتمثل فيه العديد من الظواهر الجوية المرئية من على سطح الأرض، هو الحد (١٠٠٠) كم، حيث تبدو ظواهر الشفق، والشهب والنيازك. وأيضاً ظاهرة الفجر القطبي (أورو) التي تبدو بصورة ستائر مضيفة متدلية نحو سطح الأرض من ارتفاعات تتراوح بين (١٠٠—١٠٠٠) كم.

ثانياً — طبيعة الجو وخصائصه:

الجو ذو طبيعة غازية ولغازاته أوزان ذرية وجزيئية، ومن ثم فإنه بمكوناته المختلفة له وزناً إجمالياً وكتلةً وحجماً، ويتصف بالحركة، وتنطبق عليه قوانين الغازات المعروفة. وما مصطلح الهواء الذي نستخدمه في حياتنا اليومية سوى مؤشر على تلك الغازات الجوية المكونة لعنصره المختلفة.

ويتصف هواء الغلاف الجوي بالخصائص التالية:

١— الهواء النقي الجاف؛ عديم اللون والطعم والرائحة، وإذا ما ظهر غير ذلك فهذا مؤشر على تلوث الهواء تلوثاً كيميائياً أو حيوياً أو بالعوالق الصلبة.

٢— قابلية الهواء للانتشار والانضغاط، وقابلية الهواء للانتشار تمنحه القدرة على التوزع ضمن الفراغ الذي يعرض له، وينفذ داخل مسامات الأرض، ولخاصيته هذه، فإن نهاية الجو غير محدودة تماماً. فالهواء مهما قلت كميته في أعالي الجو يستطيع أن ينتشر في الفراغ الكوني، بحيث لا يمكن تحديد الارتفاع الذي ينعدم فيه تماماً. كما أن قابلية الهواء للانضغاط هي التي تجعل من الممكن حصر الكمية نفسها من الهواء في حجم أقل، وهي بالتالي التي تجعل كثافة الهواء تقل من الأسفل نحو الأعلى.

٣— خضوع جزيئات الهواء لعملية التمدد والتقلص الحراريين. حيث تتمدد بفعل التسخين، وتقلص بفعل التبريد، وهذا ما يجعلها تنتشر بفعل تمددها، وتتضاغط بفعل تقلصها، مما يجعل كثافة الهواء أقل في المناطق الحارة من المناطق الباردة.

٤— لا يمكن الإحساس بالهواء إلا عندما يتحرك. إذ يتصف بالقدرة الكبيرة على الحركة أفقياً ورأسياً، بفعل قوى عديدة تحركه.

٥— يتصف الهواء النقي عموماً بمكوناته الثابتة النسبة، بشفافيته لأنواع عديدة من الأشعة، وبخاصة الشمسية قصيرة الموجة.

٦— يتميز الهواء بمقاومته لبعض الأجرام السماوية التي تحاول عبوره من الفضاء متجهة إلى سطح الأرض. وذلك بفعل الاحتكاك الذي يتم بينه وبينها الذي يؤدي إلى تفتيتها وتدميرها، كما هو حال الأجرام الصلبة صغيرة الحجم التي تحترق بهيئة شهب عند عبورها الجو الخارجي للأرض متولداً من احتكاكها به حرارة كبيرة تكفي لاشتعالها وتوهجها وتدميرها.

٧— ترابط حرارة الهواء مع ضغطه ومع كثافته. فازدياد تضغط الهواء يتولد عنه ازدياد في الحرارة، وازدياد انتشاره يتولد عنه انخفاض في حرارته.

٨— خضوع الهواء لقوانين الغازات المختلفة، كما في قوانين العطالة، وقانون الغازات العام، وقوانين الطبيعة الحرارية والتحريرية (الترموديناميكية).

ثالثاً — قوانين الغاز الرئيسية:

تمثل المتغيرات الرئيسية في الغلاف الجوي بـ : الكثافة، الحجم، درجة الحرارة، والضغط الجوي، حيث أن أي تغير في أي متغير منها لابد أن يصاحبه تغير في المتغير الآخر. وينطبق على غازات الغلاف الجوي القوانين الأساسية للغاز، وكأنها غاز واحد.

ومن أهم قوانين الغازات المعروفة، نذكر:

١- قانون شارل (Sharle's)^(١):

يربط هذا القانون تغير حجم الهواء بدرجة حرارته شريطة بقاء الضغط ثابتاً. ولذا فإن هذا القانون ينص، على أنه في حال بقاء الضغط ثابتاً، فإن حجم الهواء يتناسب طردياً بشكل مباشر مع درجة حرارته المطلقة، والعكس صحيح. وقانون "شارل" على الشكل التالي:

$$\text{حج} = \text{ثا} \times \text{ح}$$

حيث: حج = حجم الهواء.

ثا = ثابت (الضغط).

ح = درجة حرارة الهواء (درجة مطلقة).

$$\text{أو} \quad \frac{\text{ح} \times \text{حج صفر}}{\text{ح صفر}} = \text{حج ح}$$

حيث:

حج ح = الحجم عند درجة الحرارة (ح).

ح = درجة الحرارة (مطلقة).

حج صفر = الحجم عند درجة الحرارة صفر مطلقة (٢٧٣).

ح صفر = درجة حرارة الصفر المطلق (٢٧٣).

ويمكن كتابة القانون السابق بالصورة التالية:

$$\frac{\text{حج ح}}{\text{ح}} = \frac{\text{حج صفر}}{\text{ح صفر}}$$

(١) شارل (Jacques. A.C.Charles)؛ عالم طبيعة وكيمياء فرنسي، عاش خلال الفترة من عام

١٧٤٦ إلى عام ١٨٢٣م.

ولقد وضع (شارل) قانوناً آخر، ينص على أنه في حالة ثبات كتلة من الغاز، فإنه مع ثبات حجمها فإن ضغط الغاز يتناسب طردياً مع درجة حرارته المطلقة؛ أي^(١):

$$\frac{\text{ض ح}}{\text{ض صفر}} = \frac{\text{ح}}{\text{ح} \times \text{ض صفر}}$$

أو:

$$\frac{\text{ح}}{\text{ض ح}} = \text{ح} \times \text{ض صفر}$$

حيث: ض ح = الضغط عند درجة الحرارة (ح).

ح = درجة الحرارة (مطلقة).

ض صفر = الضغط عند درجة الحرارة صفر مطلقة (٢٧٣).

ح صفر = درجة حرارة الصفر المطلق (٢٧٣).

٢- قانون بويل (Boyl's) ^(٢):

ينص هذا القانون، على أنه عند بقاء درجة الحرارة ثابتة، فإن حجم كتلة من الغاز يختلف بصورة عكسية مع ضغطها؛ أي:

$$\left[\frac{\text{حج}}{\text{ض}} = \text{ثا} \right]$$

حيث: حج = الحجم النوعي.

ثا = ثابت (تتوقف قيمته على درجة الحرارة).

ض = الضغط.

(1) Wallace, J.M. & Hobbs, P.V ; Op. Cit, p.48.

(٢) السير روبرت بويل؛ عالم طبيعة وكيمياء بريطاني، ولد عام ١٦٢٧م وتوفي عام ١٦٩١م. وقد وضع قانونه الشهير عام ١٦٦٢م.

وهناك قانون آخر لبويل يربط بين التغير في حجم الهواء وكثافته، وفق الآتي:

$$\left[\text{ثا} = \frac{\text{ض}}{\text{ث}} \right]$$

٣- قانون الغازات العام:

يربط هذا القانون مابين الضغط (ض) والحجم النوعي (حج) ودرجة الحرارة المطلقة (ح) في علاقة واحدة، على الشكل التالي:

$$[\text{ض} \times \text{ح} = \text{ثا}]$$

حيث: ثا = ثابت الغاز، ويختلف من غاز إلى آخر.

وفي حال الغلاف الجوي، فإن من الملائم أكثر استعمال الكثافة (ك) = $\frac{\text{ثا}}{\text{حج}}$ ،

حيث: ك = الكتلة بدلاً من الحجم، وعليه فإن قانون الغازات العام يمكن أن يركب ليعطي العلاقة التالية التي تعرف بمعادلة الحالة (Equation of State):

$$[\text{ض} = \text{ثا} \times \text{ث} \times \text{ح}]$$

حيث: ثا = ثابت الغاز (هواء جاف).

وهكذا يمكن معرفة كثافة الهواء الجاف، أو ضغطه، أو درجة حرارته باستخدام هذه المعادلة. غير أن الهواء في طبقة التروبوسفير يحتوي على بخار ماء تقل كثافته عن كثافة الهواء الجاف، والنسبة بين كثافة بخار الماء والهواء الجاف تبلغ (٨/٥)، ولذا فإن الهواء الرطب أقل كثافة من الهواء الجاف عند درجة الحرارة نفسها. وكلما زادت كمية البخار في الجو كلما قلت كثافة الهواء.

٤- قانون دالتون (J.Dalton):

إن الهواء خليط من الغازات يخضع لقانون الكيمياء البريطاني جون دالتون (١٧٦٦-١٨٤٤م) للضغوط الجزئية، الذي يقر: "أن الضغط الكلي المبدول من

قبل خلط من الغازات - غير المتفاعلة كيميائياً- يساوي مجموع الضغوط الجزئية لتلك الغازات. والضغط الجزئي لغاز؛ هو الضغط الذي يمارسه الغاز عند درجة الحرارة نفسها للخليط، إذا ما احتل الغاز لوحده الحجم الذي يحتله الخليط^(١).

وإذا ما اعتبرنا (حج ر) حجم الهواء الرطب عند درجة الحرارة (ح)، و(ض) الضغط الجوي الكلي الذي يمارسه كتلة الهواء الجاف (ك) وكتلة بخار الماء (ك_ر)، و(ث) كثافة الهواء العامة، فإن كثافة الهواء الرطب (ث_ر) تعطى من العلاقة:

$$\left[\text{ث}_\text{ر} = \frac{\text{ك}_\text{ر} + \text{ك}}{\text{حج ر}} \right]$$

حج

وبتطبيق معادلة الغاز المثالي بالنسبة لبخار الماء والهواء الجاف، فإن:

$$\text{ض ر} = \text{ث}_\text{ر} \times \text{حج ر} \times \text{ض}$$

$$\text{ض ا} = \text{ث}_\text{ا} \times \text{حج ا} \times \text{ض}$$

حيث: $\text{ث}_\text{ر}$ = ثابت الغاز لبخار الماء.

$\text{ث}_\text{ا}$ = ثابت الغاز الجاف.

ث = الكثافة التي تستغلها الكتلة نفسها من الهواء الجاف كما لو كانت لوحدها في الحجم (حج).

ث_ر = الكثافة التي تستغلها الكتلة نفسها من بخار الماء كما لو كان يشغل الحجم (حج) لوحده.

ومن قانون دالتون للضغوط الجزئية: $[\text{ض} = \text{ض ج} + \text{ض ر}]$

حيث: ض = الضغط الكلي.

ض ج = ضغط الهواء الجاف.

ض ر = ضغط بخار الماء.

وبدمج العلاقات الثلاث السابقة، ينتج:

$$\frac{\text{ض}_\text{ر}}{\text{ث}_\text{ا} \times \text{ح}} + \frac{\text{ض} - \text{ض}_\text{ر}}{\text{ث}_\text{ا} \times \text{ح}} = \text{ث}_\text{ر}$$

$$\text{ث}_\text{ر} = \frac{\text{ض}}{\text{ث}_\text{ا} \times \text{ح}} - 1 \left[\frac{\text{ض}_\text{ر}}{\text{ض}} - 1 \right] (\gamma - 1)$$

حيث: $\gamma = 1.622$

ويمكن أن تكتب المعادلة الأخيرة على الشكل التالي:

$$[\text{ض} = \text{ث}_\text{ا} \times \text{ث}_\text{ر} \times \text{ح}]$$

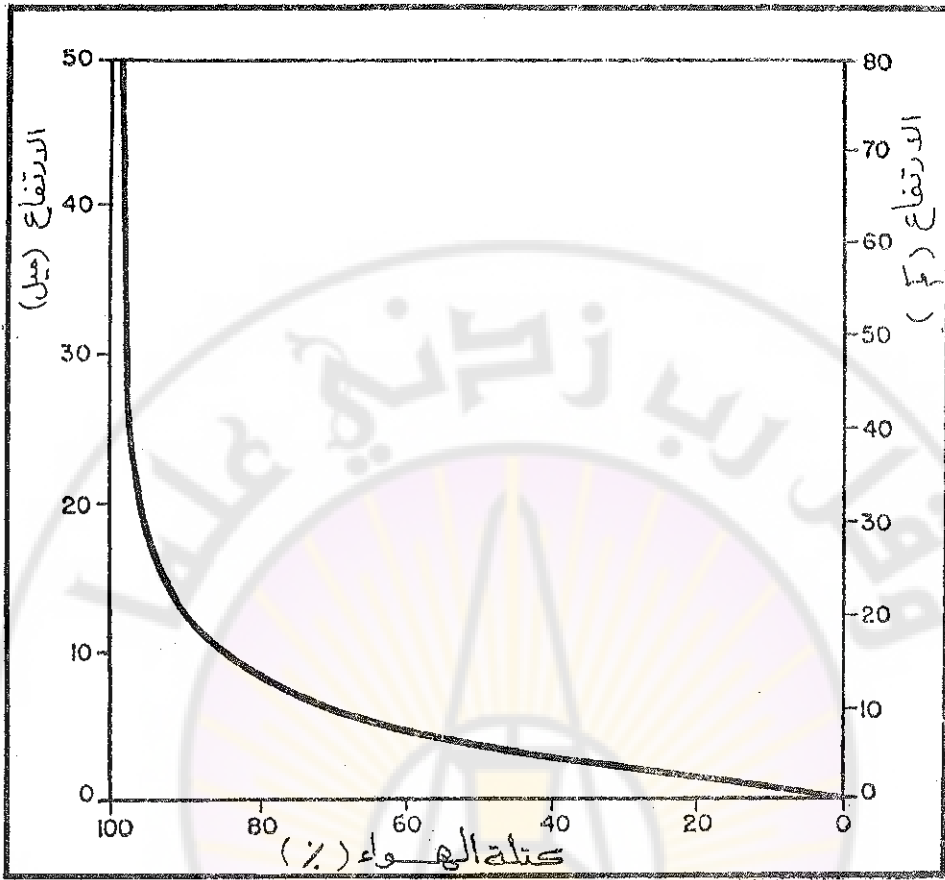
حيث: $\text{ح} =$ درجة الحرارة التقديرية أو الفيرتولية (Virtual)، وتعطى بالعلاقة:

$$\left[\frac{\text{ح}}{(\gamma - 1) \left(\frac{\text{ض}_\text{ر}}{\text{ض}} \right) - 1} = \text{ح} \right]$$

رابعاً — كتلة الجو وكثافته:

تسمح قيمة الضغط الجوي، والكثافة بحساب كتلة الجو، حيث أشارت التقديرات إلى أن وزن الهواء فوق مساحة من سطح الأرض قدرها سنتيمتر مربع واحد يبلغ نحو (١٠٠٠ غ)، وإذا ما حسبنا إجمالي وزن الهواء فوق مساحة الأرض البالغة نحو (٥١٠) مليون كم^٢، لكان الناتج كتلة إجمالية للجو تبلغ نحو (٥٠) ١٥ طن.

وتتناقص كتلة الجو تناقصاً ملحوظاً مع تزايد الارتفاع، بخاصة في المستويات الأولى من الغلاف الجوي الواقعة دون ٢٠ كم - شكل (١) -، حيث تتناقص كثافة الجو المتوسطة من ١,٢ كغ/م^٣ عند سطح الأرض إلى ٠,٧ كغ/م^٣ عند ارتفاع ٥٠٠٠ م. فحوالي نصف كتلة الجو تتركز دون مستوى ٥ كم، بينما نجد أن ٩٧٪ من كتلة الجو دون ٢٩ كم، و ٩٩٪ منها دون ٣٥ كم.



الشكل رقم (١)

التوزيع الشاقولي لكتلة الجو

خامساً — تركيب الجو:

إن الهواء ليس مركباً كيميائياً، وإنما خليط فيزيائي لمجموعة من الغازات، التي تكونه، وهذا ما يجعل الغازات الجوية تحافظ على خواصها، ويتركز بعضها دون الآخر في مستويات معينة من الجو. وبعض تلك الغازات تدخل في تركيب الجو بنسب ثابتة، كما في غازات؛ الأكسجين، النتروجين، الأورغون، النيون، الهليوم، الهيدروجين... إلخ، غير أن بعضها الآخر تتصف بعدم ثبات نسبها وتغيرها من مكان إلى مكان، ومن فصل إلى فصل، ومن زمن إلى آخر، ومن هذه الغازات

نذكر؛ بخار الماء، غاز ثاني أكسيد الكربون، وغاز الأوزون. وهذا ما يجعلنا نميز بين مجموعتين من المكونات الجوية، هما:

١- الغازات ذات النسب الثابتة:

تشمل مكونات الهواء الأساسية التي حافظت على ثبات نسبتها من حجم الهواء منذ تكون الهواء الجوي بعناصره المختلفة، والتي لا تختلف نسبتها في الهواء النقي بين مكان وآخر ومن زمن إلى زمان، على غازين رئيسيين، هما: النتروجين (الآزوت)، والأكسجين بشكليهما الجزيئي والذري، اللذين يشغلان معاً حجماً يعادل (٩٩٪) من حجم الهواء. يضاف إليهما مجموعة من الغازات الأخرى ذات النسب القليلة بل والنادرة في بعضها، كما يظهر في الجدول التالي (١) الذي يبين أهم الغازات الداخلة في تركيب الهواء الجاف في الارتفاعات الأقل من ٢٥ كم.

جدول رقم (١)

العنصر	الرمز	الحجم ٪ (هواء جاف)	الوزن الذري
نتروجين	N ₂	٧٨,٠٨	٢٨,٠٢
أكسجين	O ₂	٢٠,٩٤	٣٢,٠٠
أورغون	Ar	٠,٩٣	٣٩,٨٨
ثاني أكسيد الكربون	CO ₂	٠,٠٤ (متغير جداً)	٤٤,٠٠
نيون	Ne	٠,٠٠١٨	٢٠,١٨
هليوم	He	٠,٠٠٠٥	٤,٠٠
أوزون	O ₃	٠,٠٠٠٠٦	٤٨,٠٠
هيدروجين	H	٠,٠٠٠٠٥	٢,٠٢
كريبتون	Kr	غاز نادر	
كسينون	Xe	غاز نادر	
ميتان	Me	غاز نادر	

والأوكسجين (O_2) أساس الحياة على سطح الأرض، ومعظمه مثبت مع المركبات العضوية واللاعضوية، وقليله حر، ولا تتعدى كميته (٠,٠٠٠١) من الكمية العامة له^(١)، وكثافة الأوكسجين أكبر قليلاً من كثافة الهواء عموماً. وهو يدخل في تركيب الماء، ويدوب فيه بنسب بسيطة مشكلاً بذلك مصدر الحياة للأحياء المائية. ويساعد الأوكسجين على جميع عمليات الاحتراق. والمصدر الرئيسي للأوكسجين، العمليات النباتية اليلخضورية وما يرافقها من تفاعلات كيميائية، وكذلك انشطار بخار الماء تحت تأثير الأشعة فوق البنفسجية.

أما النتروجين (الآزوت)؛ فيشغل أكبر نسبة من حجم الهواء (٧٨,٠٨٪)، ويأتي من مصادر مختلفة، وإليه يرجع الجانب الأكبر من ضغط الهواء، وقوة التيارات الهوائية، وانكسار الأشعة الشمسية عند اختراقها الغلاف الجوي. كما أنه يعد ستاراً تتحطم فيه الشهب التي تنجذب نحو الأرض، وكثافته أقل قليلاً من كثافة الهواء. وهو يدوب في الماء بدرجة بسيطة ولا يساعد على الاحتراق.

٢- المكونات الهوائية ذات النسب المتغيرة:

وتتمثل هذه المكونات في ثلاثة مركبات غازية أساسية، هي: بخار الماء (H_2O) وثنائي أوكسيد الكربون (CO_2)، وغاز الأوزون الجوي (O_3)... ومركبات أخرى قليلة الأهمية، بجانب العوالق الهوائية الصلبة. وإذا كان مصدر بعض تلك المكونات (بخار الماء وثنائي أوكسيد الكربون) أرضياً، فإن التغير في نسبها جميعاً الزماني والمكاني سببه أرضي. وإذا كانت نسب بعض تلك المكونات (بخار الماء والأوزون) قد أصابها التغير بشكل كبير في القرون الثلاثة الماضية، وبخاصة في القرن العشرين، فإن نسبة بخار الماء ذات تغير زمني قليل، واختلاف فصلي ومكاني كبير. كما أن تلك المكونات ليس بالطائرة على الجو، وإنما وجدت فيه منذ بداية تشكله، ولكن نسبتها هي التي في تغير بالزيادة أو النقصان.

(١) يقدر الوزن الإجمالي للأوكسجين في الجو بنحو (١٠° طن).

أ - بخار الماء (H_2O):

تختلف نسبة بخار الماء في الجو من منطقة إلى أخرى، فأخفض نسبة منه في المنطقة القطبية والمناطق الصحراوية، حيث يبلغ معدلها نحو (٠,٢٪)، وترتفع هذه النسبة إلى نحو (٤٪) في المنطقة الاستوائية، وأعلى نسبة له تكون في المناطق البحرية، وأقلها في المناطق القارية. كما تختلف نسبته من فصل إلى آخر، حسب موقع المكان قريباً من البحر أو بعيداً عنه. غير أن كميته تتناقص مع تزايد الارتفاع عن سطح البحر، لأن مصدره سطح الأرض، حيث يندر بخار الماء فوق ارتفاع (١٢ كم). ويتزود الجو ببخار الماء من عمليات التبخر والتتح من المسطحات المائية والتربة والنبات، حيث ينقل إلى الجو عن طريق الاضطرابات الجوية التي تكون أكثر فعالية في عشر الكيلومترات الأولى من الغلاف الجوي القريب من سطح الأرض. ولبخار الماء أهمية كبرى بالنسبة للعديد من الظواهر الجوية؛ فبالإضافة إلى كونه مصدر الظواهر المائية كافة في الجو وتلك التي تسقط على الأرض (مطر، ثلج، برد، ندى)، فإن له آثاراً حرارية واضحة لقدرته على امتصاص نسبة كبيرة من الأشعة ذات الموجات الطويلة (تحت الحمراء) التي يطلقها سطح الأرض نحو الجو، التي يعيدها إلى سطح الأرض، ليحميها من التبرد الليلي الشديد. كما أن الغيوم المشكلة من تكاثف بخار الماء تتصف بعكاسيتها لجزء من الأشعة الشمسية الساقطة عليها، وامتصاصها لجزء من الأشعة الواردة إليها مشعة بعضها نحو الأرض، وبعضها الآخر نحو الجو الأعلى. كما أن تكاثف بخار الماء وهطول الأمطار يترافق بإطلاق حرارة كانت كامنة في جزيئات بخار الماء، مما يجعلنا نشعر بالدفء النسبي عند هطول الأمطار.

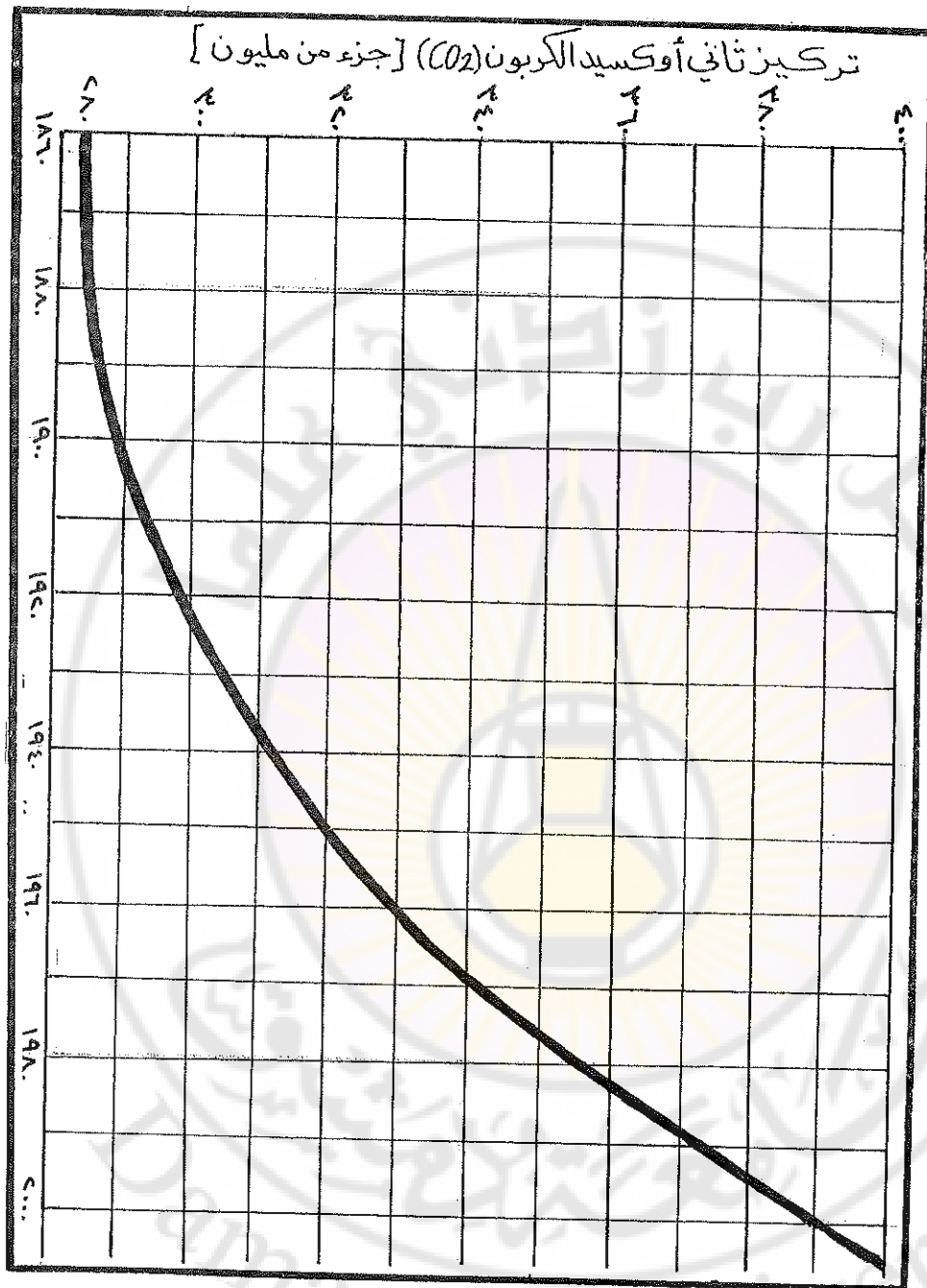
ب - ثاني أكسيد الكربون (CO_2):

غاز متغير، تقارب نسبته الوسطى حالياً في الجو من (٤٠٠) جزءاً من مليون جزء من حجم الهواء. وينشأ هذا الغاز من عمليات الاحتراق ومن تنفس الكائنات الحية. وتكثر نسبته في المناطق المزدحمة بالسكان (المدن)، حيث تكثر وسائل النقل

وعمليات احتراق الوقود في التدفئة، كما تكثر المصانع والمعامل، وتقل في الأرياف حيث تكثر النباتات وتقل عمليات الاحتراق، حيث تتصف النباتات بقيامها بعملية التمثيل اليخضوري، بامتصاص ثاني أكسيد الكربون وإطلاق الأوكسجين نهاراً، والعكس في الليل.

ونتيجة للثورة الصناعية الكبرى التي اجتاحت العالم في القرون الثلاثة الماضية وبخاصة في القرن العشرين، وما نجم عن ذلك من تزايد في استخدام الوقود الأحفوري (الفحم، البترول) في عمليات الاحتراق في الاستخدامات البشرية والصناعية المختلفة، مصاحباً ذلك تزايداً في كميات غاز ثاني أكسيد الكربون المنطلقة في الجو التي لا تقل سنوياً عن $(25 \times 10^{11}$ طن)، محدثاً ذلك خللاً كبيراً في دورة هذا الغاز التي كانت مسيطرة قديماً، فبينما كانت نسبة هذا الغاز نحو (٣٠٠) جزءاً من مليون جزء من حجم الهواء في عام (١٩٠٠م) ارتفعت النسبة إلى (٤٠٠) جزءاً من مليون في عام (٢٠٠٠م)، ومن المتوقع أن تصل النسبة إلى نحو (٦٠٠) جزءاً من مليون في عام (٢٠٥٠م) - شكل (٢) -.

ولغاز ثاني أكسيد الكربون أهمية حرارية، فهو يعد من أهم عناصر الدفئ الجوية، لإسهامه الكبير في الظاهرة المعروفة بالاحتباس الحراري، لما يتصف به من قدرة كبيرة على امتصاص الأشعة تحت الحمراء ذات الموجات الطويلة نسبياً المنبعثة من سطح الأرض، وبخاصة ما كان منها ضمن الأحزمة الموجية (١,٧ - ٢,٥ ميكرون، ٣ - ٥ ميكرون، ١٣ - ١٨ ميكرون). ولقد ربط العلماء الارتفاع في درجات الحرارة بمقدار (٤,٠ م°) في المتوسط لكل عشر سنوات بين عامي (١٨٨٠ - ١٩٤٠م) إلى التزايد في نسبة ثاني أكسيد الكربون التي ارتفعت خلال النصف الأول من القرن العشرين بمقدود (٩٪) من مجمل كميته. ويقدر العلماء أن زيادته في الجو بنسبة (١٠٪) تؤدي إلى ارتفاع الحرارة بمقدار (٥,٠ م°)،



الشكل رقم (٢)

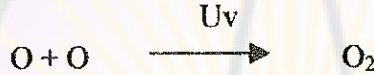
منحنى التزايد في كمية (CO_2) في الجو خلال الفترة (١٨٦٠-٢٠٠٠م)

واختفاؤه من الجو يؤدي إلى خفض الحرارة بنحو (٢١م). ولقد حاول العديد من العلماء تفسير العصور الجليدية وعمليات التبرد والتي تعرض لها سطح الأرض إلى تأثير هذا الغاز على درجة الحرارة.

جـ — غاز الأوزون الجوي (O_3):

من الغازات النادرة جداً بالقرب من سطح الأرض، لكنه يكثر عند ارتفاعات معينة في الجو، إذ يكاد يتركز برمته تقريباً في طبقة الستراتوسفير، وبخاصة بين سويتي ارتفاع (١٥—٣٥ كم). ويتركب هذا الغاز من ثلاث ذرات أو كسجين، لذا يعرف بالأوكسجين ثلاثي الذرات (O_3).

ويتشكل غاز الأوزون، بفعل تأثير الأشعة فوق البنفسجية على جزيئات الأوكسجين (O_2) التي تفككها إلى ذراتها المفردة:



وعلى الرغم من أن تحطم جزيئات الأوكسجين يحدث في الطبقة المحصورة بين سويتي ارتفاع (٨٠—١٠٠ كم)، إلا أن تشكل غاز الأوزون يتم بصورة رئيسية فيما بين سويتي ارتفاع (٣٠—٦٠ كم)، حيث تكون قوة التصادم بين الذرات (O) والجزيئات (O_2) كبيرة، مما يؤدي إلى اتحاد كل جزيء أو كسجين مع ذرة أو كسجين، متشكلاً بذلك غاز الأوزون:



حيث: $M =$ قوة التصادم.

ذلك أن قوة التصادم (M) تقل كلما قلت كثافة الهواء، وبما أن كثافة الجو منخفضة بين سويتي ارتفاع (٨٠—١٠٠ كم)، لذا فإن قوة التصادم ضعيفة. بينما نجد دون ذلك -عند مستوى ٣٥ كم وما فوق- أن معظم الأشعة فوق البنفسجية الواردة تمتص هناك.

والأوزون (O_3) غاز غير ثابت، إذ أنه من الممكن أن يتخرب بسهولة، إما عن طريق اصطدامه مع الأوكسجين أحادي الذرة ليعيد من جديد خلق الأوكسجين:



أو نتيجة لفعل الأشعة الزائدة عليه.

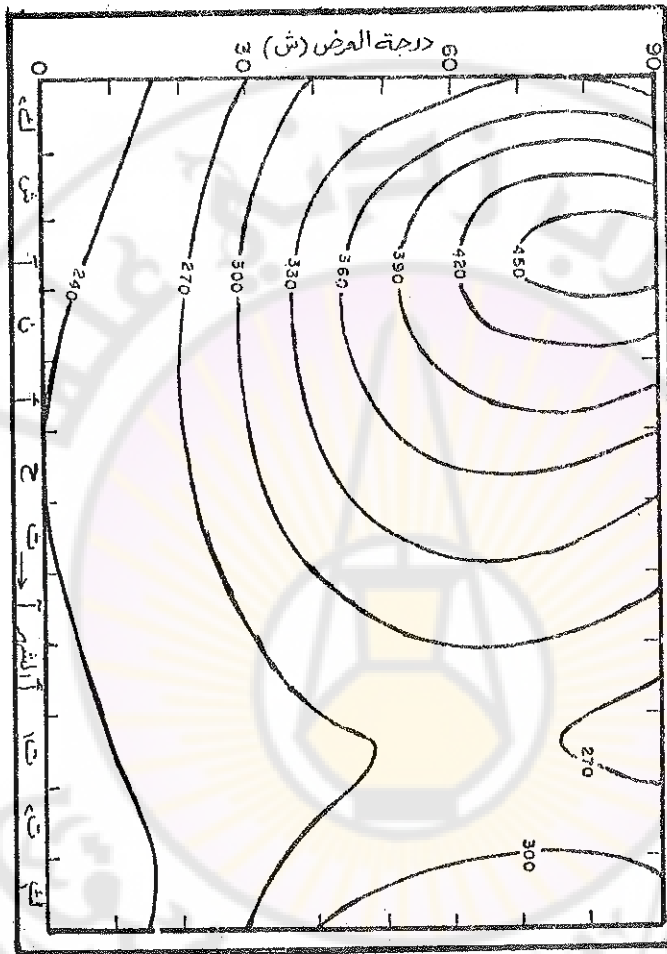
إن عمليات التحول الغازي من أوكسجين إلى أوزون، ومن أوزون إلى أوكسجين بفعل عمليات كيميائية ضوئية (Photochemical) تحافظ على درجة التوازن تقريباً عند ارتفاع ٤٠ كم، ولكن نسبة اختلاط الأوزون تكون على أشدها عند ارتفاع ٣٥ كم، حيث أن كثافة الأوزون العظمى تتركز في الطبقات الأدنى وذلك بين (٢٠-٢٥) كم^(١). وهذا ناتج في معظمه عن الآلية الحركية في الجو التي تنقل الأوزون باتجاه الأسفل حيث تخريبه يكون أقل، وهذا ما يسمح بتجميع الغاز. وتختلف كمية الأوزون الجوي باختلاف درجة العرض، ومع فصول السنة فحمية الأوزون تكون منخفضة فوق خط الاستواء ومرتفعة فوق العروض العليا، وذلك إلى الشمال من خط عرض ٥٠ شمالاً، وبوجه خاص في فصل الربيع -الشكل (٣)- حيث أن هذا التوزيع يكون مرتبطاً إلى حد كبير بالعمليات الكيميائية التي يصل نشاطها إلى أقصاه في شهر حزيران عند خط الاستواء. وحركة الأوزون من المستويات العليا إلى المستويات الأخفض (أي من ٤٠ إلى ٢٠ كم) تكون أكثر وضوحاً في العروض المنخفضة منه في العروض المرتفعة في فصل الشتاء، إذ يخزن الأوزون في أثناء الليل القطبي ليطلق رافعاً كمية الأوزون في فصل الربيع عندما يبدأ الصيف القطبي.

إن نموذج الحركة هذه التي تؤدي إلى عملية النقل غير معروفة بدقة، لأنها كما يبدو ليست عملية تتم بالبساطة التي ذكرت. وفي نصف الكرة الجنوبي، فإن توزع الأوزون وتبايناته تكون مشابهة لتلك الملحوظة في الشكل (٣) حتى خط

(١) نسبة الاختلاط أو المزج = كتلة الأوزون بالنسبة إلى وحدة حجم الهواء الجاف، أما الكثافة = الكتلة

بالنسبة إلى وحدة الحجم.

عرض (٥٥°) جنوباً، ذلك أنه إلى الجنوب من خط العرض السابق يتأخر حدوث الأعظمي الأوزوني، كما يكون أقل بروزاً عما هو عليه في نصف الكرة الشمالي.



الشكل رقم (٣)

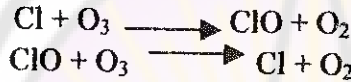
اختلاف كمية الأوزون (O_3) الشهرية، باختلاف درجة العرض في نصف الكرة الشمالي
(الوحدة: 10^{-6} سم أوزون، عند درجة حرارة وضغط قياسي)

كما أن كمية الأوزون الجوي متغيرة مع الزمن، وذلك بسبب ما أصابه ويصيبه من تآكل بفعل الملوثات الأرضية والملوثات المنطلقة من الطائرات التي تطير على ارتفاعات تزيد عن (١٠ كم)، وتعمل على تخريبه. وتتمثل أهم الملوثات

المخربة له في أكاسيد الآزوت ومركبات الكلورفلوروميتان. ومصدر أكاسيد الآزوت في طبقة الستراتوسفير الطيران والتفجيرات النووية، وأخطرها على الأوزون أول أكسيد الآزوت الذي يتفاعل معه محولاً إياه إلى أوكسجين جزيئي:



كما أن الكلور (CL) الناتج من تفكك المركبات الكلوروفلوروميتانية في الستراتوسفير، والتي مصدرها صفائح الرش الترابية المضغوطة (Aerosol Spray Cans) ذات الاستخدامات المتنوعة، والمكيفات الهوائية والبرادات، وحيث يتفاعل الكلور من الأوزون مخرباً إياه، وفق الآتي:



والأوزون غاز مطهر يمكن ذوبانه في الماء. وهو كالأوكسجين يساعد على الاحتراق، ولكن بدرجة أكبر. وتظهر أهمية غاز الأوزون من خلال الدور الذي يلعبه في طبقة الستراتوسفير في امتصاص الأشعة فوق البنفسجية القادمة من الشمس. وبذا فإنه يمنع هذه الأشعة القاتلة من الوصول إلى سطح الأرض. لأن من شأن هذه الأشعة أن تسبب أمراضاً كثيرة، منها سرطان الجلد بمختلف أنواعه. وعلى الرغم من أهمية طبقة الأوزون في الجو، إلا أن هذه الطبقة لو تعرضت لضغط جوي يعادل ضغط سطح البحر ودرجة حرارته لتقلصت سماكة هذه الطبقة إلى ٣ مم تقريباً.

د - الهباء الجوي (الإيروسول Aerosols):

يحتوي الجو بالإضافة إلى ما تقدم على كميات كبيرة من؛ جزيئات الدخان، والغبار، والرمال، والرماد، والأملاح الكيميائية، ومصدر جميع تلك المكونات هو سطح الأرض، ولذا يطلق عليها جميعاً اسم الإيروسول (الهباء الجوي). وتباين كمية الإيروسول (Aerosols) من منطقة إلى أخرى، كما أنها تختلف كثيراً مع الارتفاع لأن مصدرها سطح الأرض. فالدخان يأتي من المصانع والمعامل والمواقد

خصوصاً في المدن الصناعية، كما يأتي من الحرائق. أما الغبار فيأتي من تفتت الأجسام الحية وغير الحية ويحمله الهواء إلى أماكن بعيدة. ومصدر الرمال المناطق الجافة ذات التربة المفككة — حيث تكثر الرمال والكثبان الرملية — التي تذروها الرياح. أما الرماد فمصدره البراكين التي تقذفه عند ثوراتها. وتأتي الأملاح — كاليود، وملح الطعام ... الخ — من المناطق البحرية. وتشكل الشهب والنيازك مصدراً آخر للمواد الصلبة في الجو — بخاصة في أجزائه العليا — لأن أجزاء كبيرة من تلك الشهب تحترق عند دخولها الغلاف الجوي وتفتت إلى رماد ينتشر في الهواء. بجانب ما ذكر يدخل الجو يومياً كميات ضخمة من المركبات الغازية الناجمة عن احتراق الوقود، كما في مركبات الكربون، والكبريت، والآزوت.

وللايوسول أهمية كبرى بالنسبة للظروف المناخية، فله أهمية واضحة بالنسبة للتكاثر والتهطال، لكون الأجزاء صغيرة الحجم منه (دون ٠,٠١ ميكرون) تشكل نويات تكاثف يتجمع حولها بخار الماء مشجعة على تكاثفه، وموقفة حالة فرط الإشباع، ومساعدة بالتالي على هطول الأمطار. كما أن لوفرة المواد الصلبة في الجو تأثيراً على درجة الحرارة، حيث تزيد تلك المواد من نسبة المنعكس من الأشعة الشمسية، بجانب امتصاصها لنسبة من الإشعاع الشمسي، مما يقلل ذلك من كمية الأشعة الواصلة إلى سطح الأرض.

سادساً — مراحل تكون الغلاف الجوي:

مر الغلاف الجوي للأرض بمراحل تطورية إلى أن بلغ وضعه الحالي منذ نحو (٥٠٠) مليون سنة مضت. ويمكن تصنيف تلك المراحل في ثلاث، هي:

١ — مرحلة الغازات الأولية؛ الممثلة بالهيدروجين، وغاز النشادر (NH_3) والميثان (CH_4) وبخار الماء (H_2O) التي يعود وجودها إلى بداية تشكل الكوكب بهيئة كرة صلبة.

ب — مرحلة غاز الفحم؛ وهي المرحلة التي شهدت فيها الأرض اندفاعات بركانية نشيطة وعديدة ساهمت بتزويد الجو بكميات كبيرة من غاز ثاني أوكسيد

الكربون، ومركبات أخرى (كبريتية ... وغيرها)، وبخار الماء. وتعود إلى فترة ما قبل الكامبري.

جـ — مرحلة الأوكسجين؛ وهي المرحلة التي تراكمت مع ظهور الحياة على سطح الأرض، حيث بدأت عملية التمثيل الضوئي تأخذ دورها في إمداد الجو بالأوكسجين؛ إذ أخذت النباتات بامتصاص ثاني أوكسيد الكربون وتمثيله بداخلها، وتطلق عوضاً عنه غاز الأوكسجين إلى الجو.

وقد ساهمت الأشعة فوق البنفسجية التي كانت نسبتها أكبر مما هي عليه اليوم في تفكك المركبات الكيميائية وتحويلها إلى عناصر غازية أساسية في الجو انتظمت فيه تبعاً لثقالتها؛ فبخار الماء تفكك إلى أوكسجين وهيدروجين



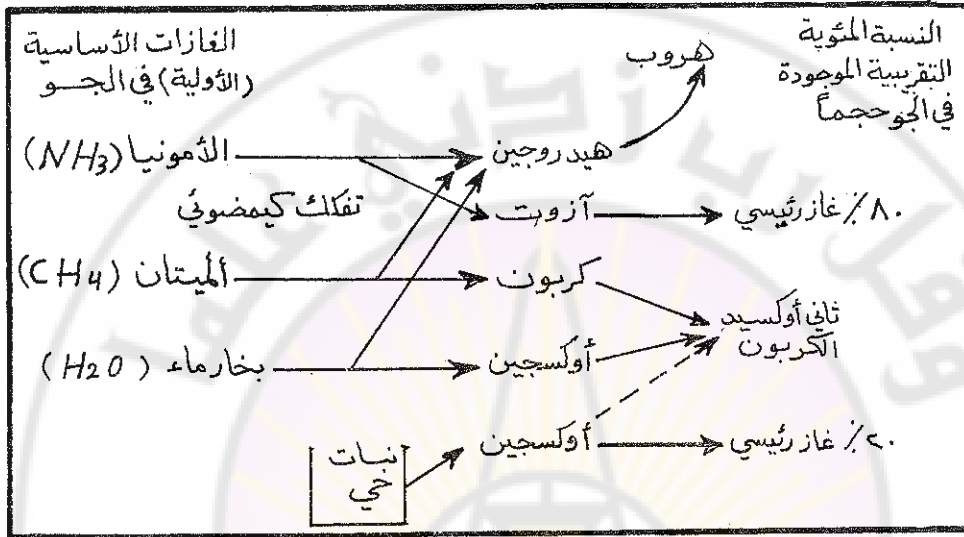
كما تفكك النشادر إلى هيدروجين ونيتروجين (آزوت)



وكذلك غاز الميثان الذي تفكك متحولاً إلى ذرة كربون وأربع ذرات هيدروجين-شكل (٤)-. ونتيجة لخفة وزن الهيدروجين فقد انتشر بعيداً في الغلاف الجوي، بينما تركزت الغازات الأثقل (النيتروجين، والأوكسجين) أقرب إلى سطح الأرض.

ويمكن القول إن الجو استقر نوعاً ما بصورته الحالية منذ عصر الكامبري من الزمن الجيولوجي الأول، أي منذ نحو ٥٠٠ مليون سنة مضت. وقد ساهمت التفاعلات ما بين الماء واليابس والهواء والأحياء النباتية والحيوانية على تحقيق التوازن ما بين مركبات الغلاف الجوي، وإعادة تجددتها. كمثال؛ تعمل تجوية الصخور واحتراق الوقود وتحلل النباتات وتنفس الحيوانات على استهلاك الأوكسجين وإطلاق ثاني أوكسيد الكربون (CO_2). بينما يدخل النيتروجين ضمن دورة معقدة من خلال النشاط البكتيري في التربة وأنسجة الحيوانات والعمليات الحيوية في التحلل التي تعيده إلى الهواء. وهكذا، فإن النباتات والحيوانات والبكتريات والتفاعل

الكيميائي في التربة والماء، تساهم جميعها في المحافظة على توازن معقد بين اليابس والماء والأحياء والهواء.



الشكل رقم (٤)

تشكل الغازين الرئيسيين في الجو الحالي

وإذا كانت التغيرات التي انتابت المركبات الرئيسية للغلاف الجوي (النيتروجين والأكسجين) منذ العصر الكمبري لم تذكر، بدليل استمرارية الحياة ونشاطها وتطورها منذ تلك الفترة وحتى الآن. غير أن المركبات الثانوية (CO_2 و H_2O و O_3 ... وغير ذلك) شهدت تذبذبات ملحوظة في نسبها، يستدل عليها من التغيرات الكبرى التي أصابت المناخ الأرضي، التي انتهت بعد فترة بإعادة الطبيعة لتوازن المركبات الجوية. ولم يبدأ الخلل في التوازن غير الطبيعي إلا منذ بداية الثورة الصناعية في أوروبا (أي منذ نحو ٢٠٠ سنة مضت) الذي ازداد تعاظمه في النصف الثاني من القرن العشرين، ومرده يعود إلى التزايد المتعاظم في كمية المواد الكيميائية

والعوالق الصلبة (الهباء الجوي) التي تنطلق إلى الجو بفعل استهلاك الإنسان المتزايد باضطراد لمواد الوقود الأحفوري (الفحم والبتروول والغاز) في المجالات المختلفة (الصناعية والمنزلية والحياتية الأخرى)، ونتيجة لقيام الإنسان باجتثاث مساحات كبيرة من الغطاء النباتي الغابي في العالم، بجانب الحرائق الضخمة التي يتعرض لها الغطاء النباتي، وتلك التي تندلع في أثناء الحروب، وهذا ما ترتب عليه عجز الدورات الطبيعية لبعض مكونات الغلاف الجوي من إمكانية تحقيق التوازن، مما نجم عن ذلك تزايد مطرد في نسب بعض المركبات الجوية، كما في: ثاني أكسيد الكربون (CO_2)، وأكاسيد الكبريت (SO_x)، وأكاسيد الآزوت (NO_x)، والفحمون الهيدروجينية (الهيدروكربونات)، والمركبات الكلوروفلوروكربونية (CFCs)، والجسيمات الصلبة (الهباء).

الفصل الثاني

بنية الغلاف الجوي

— مقدمة

— التقسيم الحديث للغلاف الجوي.

— التقسيم القديم للغلاف الجوي.

— الغلاف الجوي القياسي.



الفصل الثاني

بنية الغلاف الجوي

— مقدمة:

إذا كان من غير السهل معرفة سماكة الغلاف الجوي، إلا أنه من المعروف أنه يبدأ في التلاشي تدريجياً عند ارتفاع يتراوح بين (٣٠٠—٥٠٠ كم). وبوجه عام فإن معظم الغازات التي ذكرناها سابقاً والتي يتركب منها الهواء تختفي قبل الوصول إلى هذا الارتفاع باستثناء الغازات الخفيفة جداً كالهيدروجين الذي يمكن أن يتواجد في الارتفاعات العليا (١٠٠٠٠ كم وأكثر). ولكن يجدر بنا أن نشير هنا إلى أن حوالي (٥٠٪) من الوزن الكلي للغازات التي يتألف منها الهواء تتجمع في الطبقات السفلى من الجو، وذلك دون ارتفاع (٦ كم)، كما أن حوالي ٢٥٪ من هذا الوزن يتمركز في الستة كيلومترات التالية، في حين نجد أن وزن كتلة الهواء في (٢٠ كم) الأولى القريبة من سطح الأرض تشغل قرابة ٩٠٪ من مجمل وزن كتلة الهواء.

أولاً — التقسيم الحديث للغلاف الجوي:

يقسم الجو شاقولياً إلى عدد محدود من الطبقات الأفقية، وذلك استناداً إلى التمرکز الكثافي للغازات، بحيث يمكن تمييز عدة طبقات غازية رئيسة وفرعية وهي الآتية^(١):

١ — طبقة الهوموسفير (Homosphere)؛ والممتدة حتى ارتفاع (١٠٠ كم). وتتصف بكثرة الغازات المكونة لهوائها واتساق التوزيع بقوة الجاذبية، وبخاصة في الارتفاعات غير المتأثرة باضطرابات السطح. ويعد غازي النتروجين والأكسجين الغازين الرئيسيين المكونين لهذه الطبقة حجماً ووزناً.

(1) Estinne, P & Godard, A; « Climatologie ». Paris, 1972, PP. 63-66.

٢ — طبقة الهيتروسفير (Hetrosphere)؛ وتلي الطبقة السابقة (فوق ارتفاع ١٠٠ كم)، وتقسم هذه الطبقة إلى مجموعة من الطبقات الفرعية، استناداً إلى تركيز غاز دون الآخر حسب اختلاف الكثافة، وهذه الطبقات هي الآتية ^(١) :

أ — طبقة النتروجين (الذري) (N)؛ حتى ارتفاع ٢٠٠ كم.

ب — طبقة الأوكسجين الذري (O)؛ بين ارتفاع (٢٠٠—١١٠٠ كم).

ج — طبقة الهليوم (He)؛ بين ارتفاع (١١٠٠—٣٥٠٠ كم).

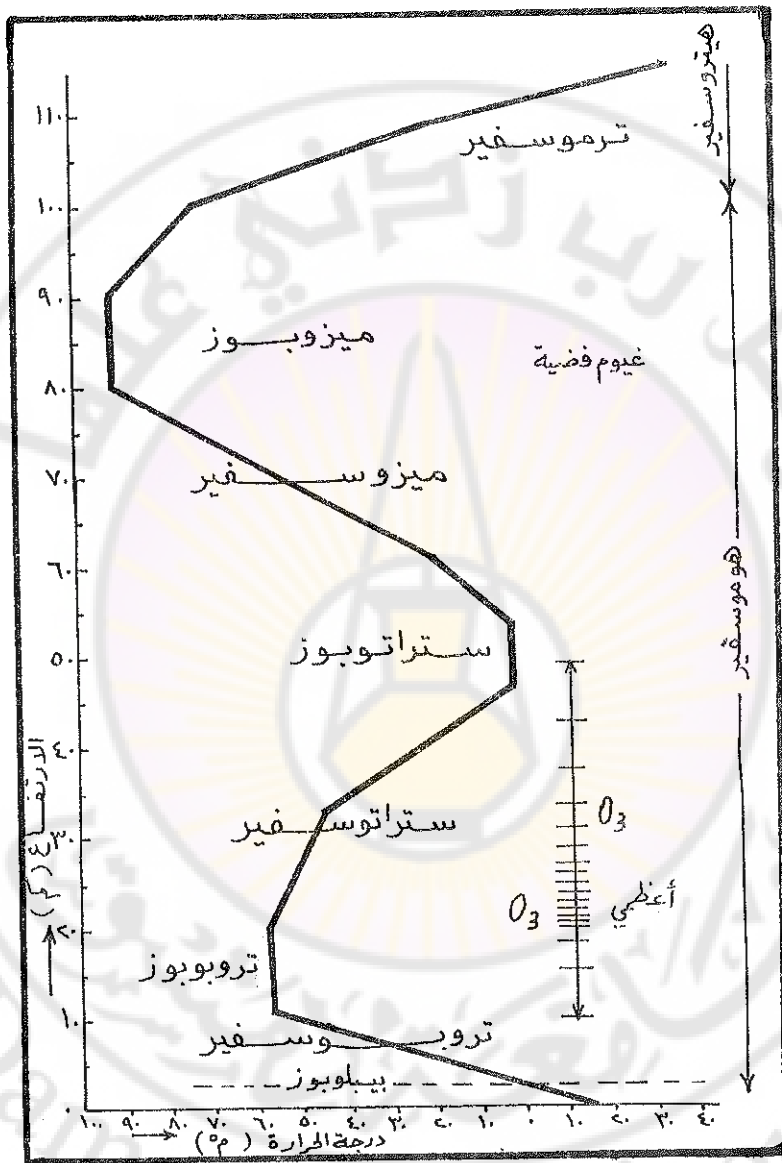
د — طبقة الهيدروجين الذري (H)؛ وذلك حتى ارتفاع (١٠٠٠٠ كم) تقريباً.

على أن التقسيم الأكثر شيوعاً واستخداماً حالياً، هو ذلك التقسيم القائم على أساس التباين الحراري الشاقولي للغلاف الجوي، الذي استمد معلوماته من أجهزة الراديو سوند (Radio Sound) والبالونات، بجانب الأقمار الصناعية والصواريخ، وسفن الفضاء، حيث تمت معرفة الخصائص الرئيسية المميزة للغلاف الجوي. وبوجه عام يقسم الجو إلى ست طبقات رئيسة — شكل (٥) — هي الآتية:

١ — طبقة التروبوسفير (Troposphere):

تدعى الطبقة الدنيا من الغلاف الجوي بالتروبوسفير، ووسطى ارتفاع هذه الطبقة عن سطح البحر (١٢ كم). وارتفاع هذه الطبقة غير ثابت بل يختلف مع خط العرض وحسب الفصول، ففي العروض المنخفضة (الاستواء) يصل ارتفاع هذه الطبقة حتى (١٨ كم) لينخفض عند القطبين إلى ٨ كم، وهذه الطبقة هي الهامة والفعالة عند دراسة الطقس والمناخ، لكونها الميدان الذي تتمثل فيه مختلفة الظواهر الجوية — كالغيوم، والأمطار، والعواصف... الخ —. ويقدر أن طبقة التروبوسفير تحتوي على ما يعادل (٧٥٪) من مجمل الغازات الجوية، كما أنها تحتوي على كامل بخار الماء والإيروسول.

(١) علي عبد الوهاب شاهين "محاضرات في جغرافية المناخ والنبات" جامعة بيروت العربية، ١٩٧٧، ص ٩١.



الشكل رقم (٥)
مخطط طبقات الجو الرئيسة

ولعلاقة الكثير من ظواهر الطقس التي تحدث عند السطح بما يجري في الأجزاء العلوية من هذه الطبقة، وجه الاهتمام لدراسة هذه الطبقة أكثر من غيرها، وبات يرسم لها خرائط لعدة مستويات منها؛ سطح الأرض، ٨٥٠ مليون، ٧٠٠ مليون، ٥٠٠ مليون، ٣٠٠ مليون، ٢٠٠ مليون، و١٠٠ مليون.

ويعرف الجزء القريب من سطح الأرض (صفر — ٣ كم) بالطبقة الجغرافية المضطربة، لكون التغيرات التي تحدث في الظواهر الجوية لاتخضع لقاعدة ثابتة بسبب تأثير سطح الأرض من جهة، وكثرة الاضطرابات الجوية، وتيارات الهواء الحملانية من جهة أخرى. كما يعرف سقف الطبقة المضطربة بالبيلوبوز (Peplopause).

وتتصف طبقة التروبوسفير بصورة عامة بأن: درجة الحرارة تتناقص مع الارتفاع بمعدل (٦م) لكل ارتفاع قدره كيلومتر واحد. كما تقل كثافة الهواء، وينخفض الضغط مع الارتفاع ليصل عند سقفها إلى (١٠/١) عما هو عليه عند سطح البحر، غير أن سرعة الرياح تتزايد مع تزايد الارتفاع، لتصل إلى (١٤٤) كم/ساعة عند ارتفاع وسطي (١٢ كم).

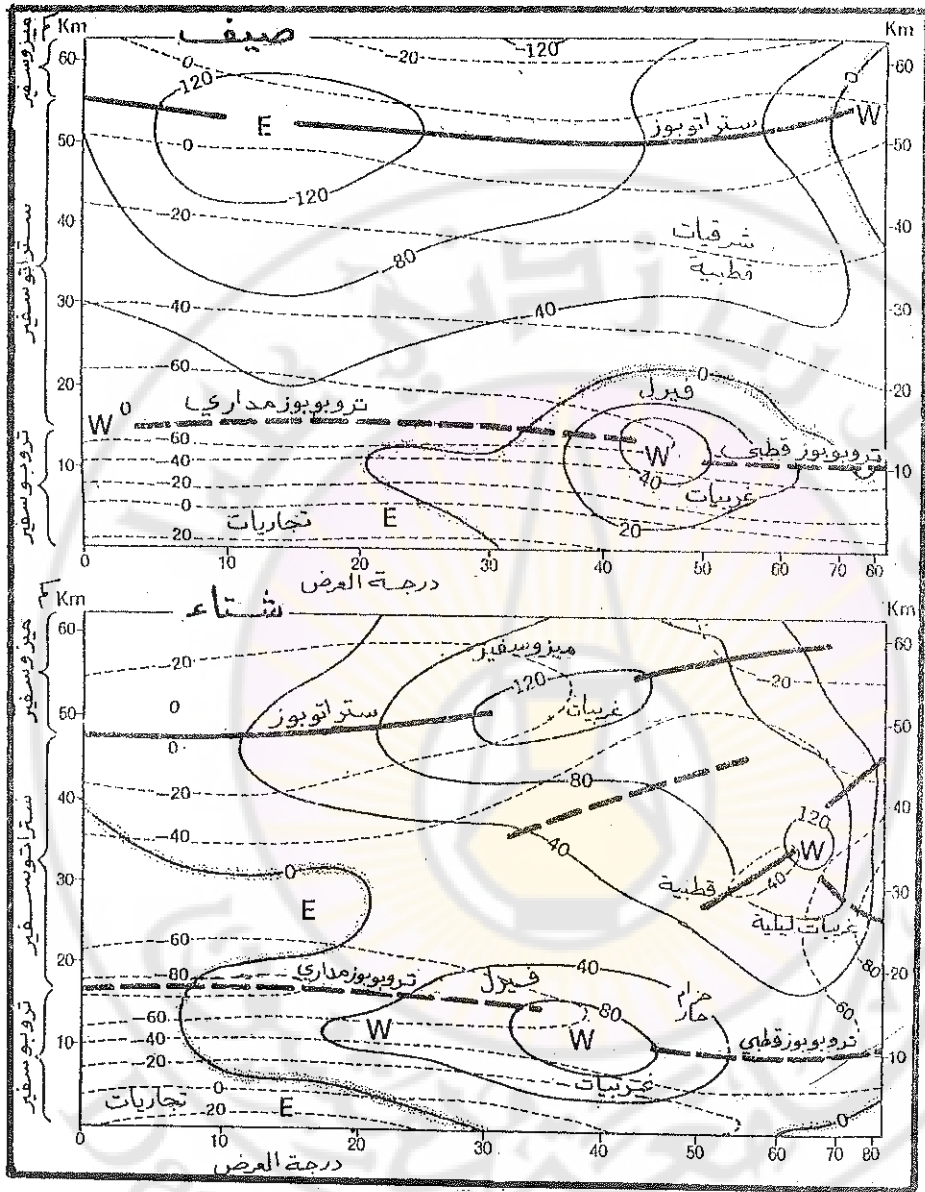
ويعد حدوث انقلاب علوي في درجة الحرارة أو حدوث ثبات في معدلها الدليل الواضح على انتهاء هذه الطبقة والانتقال إلى طبقة أخرى، ويطلق على هذه الطبقة المتصفة بثبات درجة حرارتها دون زيادة أو نقصان اسم طبقة التروبوبوز (Tropopause) ^(١) وهي طبقة انقلاب (انعكاس) حراري.

إن معدل التناقص الحراري الذي يشاهد في التروبوسفير هو معدل نسبي، إذ أنه قد يزيد أو ينقص وذلك حسب الظروف الجوية السائدة، كما أن معدل التناقص في الارتفاعات العليا يقل عن معدلته في الارتفاعات الدنيا. ويخضع ارتفاع طبقة التروبوبوز لتبدلات كثيرة سواء أكان على مدار السنة أم بالنسبة لأماكن متباعدة تقع على درجات عرض مختلفة. إذ يبدو أن ارتفاع التروبوبوز يرتبط

(١) يحدد المستوى الأدنى للتروبوسفير عند المنطقة التي يكون فيها معدل تناقص درجة الحرارة أقل من ٦م/كم أو يساويه، كما أنه من المفروض عندئذ أن لا يزيد معدل التزايد عن ٦م/كم عند المستوى الأعلى.

بدرجات الحرارة السطحية وبالضغط الذي يكون بدوره مرتبطاً بدرجة العرض وبالتغيرات الفصلية واليومية في الضغط السطحي. وارتفاع طبقة التروبوبوز الذي يبلغ (١٦—١٨) كم في المنطقة بين المدارية مرده إلى التسخين الشديد الذي يتم هناك وإلى الاضطرابات الحملانية الشاقولية، في حين نجد أن عملية الانقلاب الحراري في المناطق القطبية والتي تتم على ارتفاعات منخفضة نتيجة لعدم وجود تيارات شاقولية وسيطرة الضغوط المرتفعة المترافقة مع تبرّد شديد وعملية هبوط، كل ذلك جعل ارتفاع طبقة التروبوبوز عند القطبين أقل من نصف ارتفاعها عند خط الاستواء (٦—٨ كم عند القطبين).

إن معدل التناقص الحراري الشاقولي (الغرايان الحراري) في التروبوسفير عند الاستواء يكون واحداً تقريباً في الصيف والشتاء، وبالتالي فإن سماكة هذه الطبقة لا تختلف كثيراً، في حين يزداد تباين معدل التناقص ما بين الشتاء والصيف في العروض المتوسطة والمرتفعة، ففي الفصل الحار يكون معدل التناقص أكبر من معدلته في الفصل البارد، ولهذا فإن سماكة التروبوسفير تقل في الشتاء وتزداد في الصيف (عند القطبين ٥ كم شتاء، ١١ كم صيفاً). ونتيجة للتناقص المستمر لدرجة الحرارة مع الارتفاع، فإن معدل درجة الحرارة في منطقة التروبوبوز يكون محدود (-٥٦ م) - شكل (٦) -. ويتم في منطقة التروبوبوز الكثير من عمليات التبادل الهامة التي يمكن أن تحدث بين التروبوسفير والستراتوسفير أو العكس، فالهواء الستراتوسفيري الذي يكون جافاً وغنياً بالأوزون يمكن أن يتحول جزءاً منه إلى التروبوسفير في العروض المتوسطة، ولكن يلاحظ أن درجة تركيز غاز الأوزون تكون محدودة فوق مناطق الضغط المنخفض للعروض المعتدلة وحيث يكون ارتفاع التروبوبوز أيضاً منخفضاً، وهذا يعلل حدوث حركة هبوط ستراتوسفيرية.



الشكل رقم (٦)

معدل سرعة الرياح النطاقية (الخطوط المتصلة، بالعمدة)

ودرجة الحرارة (الخطوط المقطعة، م)

عن: «Barry & Chorley, 1972»

٢- طبقة الستراتوسفير (Stratosphere) (١):

وهي الطبقة الجوية الرئيسة الثانية التي يمتد ارتفاعها من السطح العلوي للتروبوبوز، وحتى ارتفاع (٥٥ كم) فوق سطح البحر، ويزداد سمك هذه الطبقة في العروض المتوسطة والعليا (٤٥ كم تقريباً) ويقل في العروض المنخفضة (٣٢ كم-٣٤ كم). وعلى الرغم من أن معظم الأوزون يوجد في هذه الطبقة، والذي تكون كثافته القصوى عند ارتفاع (٢٢ كم)، فإن درجات الحرارة العظمى المرتبطة بامتصاص الأشعة فوق البنفسجية بواسطة الأوزون ليس من الضروري أن نجدها عند منطقة الكثافة القصوى للأوزون، وإنما نلاحظها في المستويات العليا من طبقة الستراتوسفير حيث يزيد معدل درجة الحرارة على صفر مئوية، ومع ذلك فإن التزايد المستمر لدرجات الحرارة في الستراتوسفير يعزى إلى غاز الأوزون الذي يدين بوجوده إلى الأشعة فوق البنفسجية. ولكن يلاحظ أن معدل التزايد الحراري الكبير لا يوجد في منطقة الأوزون العظمى، وإنما يبدأ عند ارتفاع (٣٠-٣٥ كم) تقريباً (انظر الشكل ٥). ويختلف معدل التزايد الحراري مع اختلاف الفصول وهو في الصيف أكثر منه في الشتاء، ولذا فإن درجة الحرارة عند سقف الستراتوسفير تكون أعلى في الصيف من الشتاء. وتشكل هذه الطبقة درعاً بما تحتويه من غاز الأوزون، يحمي الأرض من مخاطر الأشعة فوق البنفسجية.

وإذا كانت درجة الحرارة إيجابية عند السقف العلوي للستراتوسفير، فإن درجة الحرارة في الشتاء تصل إلى (-٨٠م) في الأجزاء السفلى من الستراتوسفير فوق خط الاستواء، ونجد أيضاً أن درجات الحرارة تكون منخفضة نسبياً في الستراتوسفير الأوسط في العروض العليا، حيث يوجد فوق المنطقة المحصورة بين خطي عرض (٥٠-٦٠) شمالاً منطقة حرارية متميزة تقارب درجات الحرارة فيها من (-٤٥م) إلى (-٥٠م). وهكذا يتضح بأن هناك تغيرات فصلية واضحة في درجات حرارة هذه الطبقة.

(١) اكتشفت هذه الطبقة من قبل العالم الفرنسي دي بور عام (١٨٩٩م)، وأكد وجودها عام (١٩٠٣م).

ففي هذه الطبقة، فإن درجة الحرارة تزداد في فصل الصيف في اتجاه العروض العليا، بينما تقل في فصل الشتاء في الاتجاه نفسه — الشكل السابق (٦).

وكثيراً ما يتعرض الشتاء البارد (الليل القطبي) إلى تسخين فجائي يكون مترافقاً مع عملية هبوط جوي نتيجة تغيرات في الحركة الجوية، وذلك في أواخر فصل الشتاء وأوائل الربيع، إذ أنه من الممكن أن تقفز درجة الحرارة عند ارتفاع (٢٥ كم) من (٨٠ م) إلى (٤٠ م) خلال فترة لا تزيد على يومين، ونادراً ما تحدث تلك الطفرات في فصل الخريف المائل للبرودة.

ولقد دلت الأبحاث الحديثة التي تمت في المنطقة المدارية على وجود نظام رياح سنوية في طبقة الستراتوسفير، حيث تسود الرياح الشرقية في المنطقة المحصورة بين ارتفاع (١٨ — ٣٠ كم) فترة تقرب من نصف السنة، تتبعها الرياح الغربية التي تسيطر فترة مشابهة — انظر الشكل (٦) — وبصورة عامة فإن الرياح الشرقية هي الأكثر انتشاراً وسرعة في كل العروض، حيث تصل سرعتها إلى حوالي (٢٥٠ كم/ساعة). ورغم سماكة هذه الطبقة التي تتجاوز سماكة طبقة التروبوسفير بثلاث مرات، إلا أنها لا تحتوي أكثر من (٢٤٪) من كتلة الجو، وهذا مرده إلى ما يتصف به الهواء من قابليته للانضغاط، ومن أن الغازات في الجو تنتشر حسب ثقالتها، لذا كثافة الهواء في الستراتوسفير بسيطة، فهي أقل بحوالي ٢٠٠ مرة مما هي عليه عند سطح الأرض، كما أن درجة الضغط تكون بين (٦٠ — ١٠ مليبار) عند ارتفاع (١٨ — ٣٠ كم).

وعليه فإنّ من الممكن القول إنّ كثيراً من الحوادث التي تتم في طبقة الستراتوسفير ترتبط ارتباطاً وثيقاً بدرجات الحرارة والحركة الجوية المتغيرة في التروبوسفير، والعكس صحيح.

ويعرف القسم الأعلى (السقف) من الستراتوسفير باسم الستراتوبوز (Stratopause) وهو عبارة عن طبقة انتقالية (طبقة انقلاب حراري) متوسط سماكتها بحدود ٢ كم. وتتجمع في هذه الطبقة نسبة لا بأس بها من غاز الأوزون.

وتتصف بهدوئها النسبي، ويكون درجة الحرارة فيها مرتفعة (تقارب من الصفر درجة مئوية).

٣- طبقة الميزوسفير (Mesosphere):

بعد عبور طبقة الستراتوبوز الانتقالية الحارة، تبدأ درجة الحرارة بالتناقص من جديد لتصل إلى أدنى رقم لها وهو (-٩٠م) عند ارتفاع (٨٠كم) حيث تتوقف درجة الحرارة عن التناقص. وتعرف الطبقة التي يحدث فيها هذا التناقص الحراري باسم الميزوسفير، التي تمتد بين سويتي ارتفاع (٥٠-٥٥كم) إلى (٨٠كم). وفوق هذا الارتفاع تأخذ درجة الحرارة بالتزايد، والمنطقة التي يتم فيها هذا الانقلاب في الحرارة تعرف باسم ميزوبوز (Mesopause).

وتشاهد في هذه الطبقة خلال فصل الصيف في العروض العليا الغيوم الفضية. ويرجع وجود هذه الغيوم إلى الغبار الكوني (النيزكي) الذي يشكل نويات لبورات الجليد، عندما يتمكن بخار الماء النادر المحمول إلى الأعلى بواسطة حركة رفع قوية أن يصل إلى المستويات العليا من طبقة الميزوسفير متعرضاً للتبرد الشديد، نتيجة للتناقص الشديد للحرارة مع الارتفاع في هذه الطبقة.

ونتيجة لتخلل الغازات الشديدة ولخفة الموجودة منها (هيدروجين وهيليوم)، فإن الضغط يكون منخفضاً جداً في الميزوسفير، إذ تتناقص قيمة الضغط من مليار واحد عند ارتفاع (٥٠كم) إلى (٠,٠١ مليار) عند ارتفاع (٩٠كم)، والرياح السائدة غربية في الصيف وشرقية في الشتاء.

٤- الترموسفير (Thermosphere):

من خصائص هذه الطبقة التي تنحصر بين ارتفاع (٨٠-٥٠٠كم)، أن الكثافة الجوية فيها منخفضة جداً، وبالتالي فإن الضغط الجوي في هذه الطبقة لا يزيد على (٠,٠١ مليار). ويتركب الجزء الأسفل من هذه الطبقة بصورة رئيسة من غازين هما النتروجين (N_2) والأوكسجين بشكليهما الجزيئي (O_2) والذري (O)، بينما فوق (٢٠٠كم)، فإن الأوكسجين الذري هو الذي يغلب على النتروجين (N_2, N).

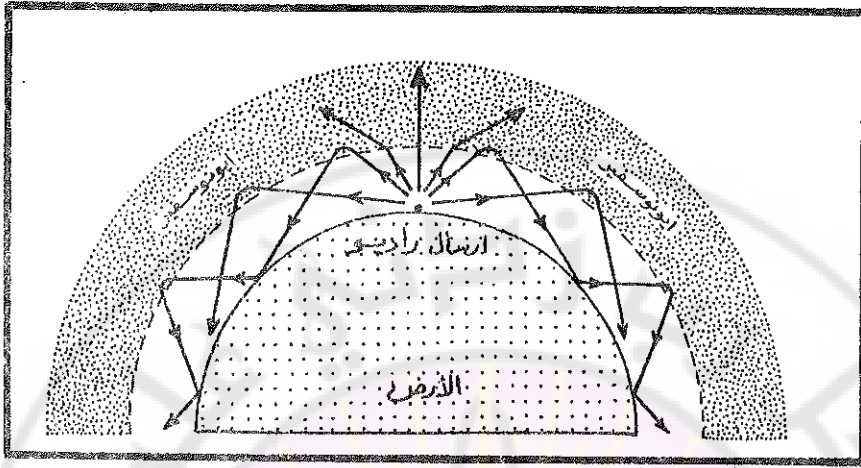
وتتصف درجة الحرارة بتزايدها مع الارتفاع، وهذا التزايد يعزوه بعضهم إلى امتصاص الأشعة فوق البنفسجية من قبل الأوكسجين الذري مما يزيد في الطاقة الحركية لهذا الغاز وبالتالي من ارتفاع درجة الحرارة التي تصل إلى (١٢٠٠) درجة مطلقة عند ارتفاع (٣٥٠ كم)، ولهذه الدرجات أهمية خاصة إذ أن الأقمار الصناعية تجد صعوبة في عبور تلك المنطقة الحرارية التي يندر فيها الهواء.

وعلى ارتفاع (١٠٠ كم) وما فوق، فإن الجو يتأثر إلى درجة كبيرة بأشعة أكس (X) الشمسية والأشعة فوق البنفسجية اللتين تسببان حدوث عملية التأين (Ionization) وذلك عن طريق حدوث فصل لبعض الجزيئات الكهربائية، مما يؤدي إلى تغير الخصائص الكهربائية للغاز، وهذا ما يحدث بالنسبة لغازي الأوكسجين والتروجين حيث يفقد كل منهما عدداً من إلكتروناته إلى ذرات أخرى حيث تصبح شحنة هذا الغاز سلبية.

وللأيونوسفير (الطبقة المتأينة) خصائص كهربائية تجعل لها القدرة على عكس الموجات اللاسلكية القصيرة نحو الأرض - شكل (٧) -، وفيها تنتقل أيضاً بعض الإشعاعات المغناطيسية والكهربائية في أعلى الجو، حيث يمكن أن تحترق الجزيئات المتأينة الجو وذلك من ارتفاع (٣٠٠ كم) إلى (٨٠ كم) مسببة ظهور الوهج القطبي والأسترالي (Aurora)، وقد يظهر الوهج القطبي أحياناً عند ارتفاع حتى (١٠٠٠ كم).

وإذا كانت كلمة أيونوسفير تطلق على الطبقة الجوية التي يزيد ارتفاعها على (٨٠ كم)، فإنها تستخدم في معظم الأحيان للدلالة على تلك الطبقة التي لها كثافة كهربائية عالية والمختصرة بين ارتفاع (١٠٠ - ٣٠٠ كم) ^(١).

(1) Barry, R.G & Chorley. R.J; Op. Cit, P. 67.



الشكل رقم (٧)

انعكاس موجات الراديو بواسطة الطبقة المتأينة (الأيونوسفير)

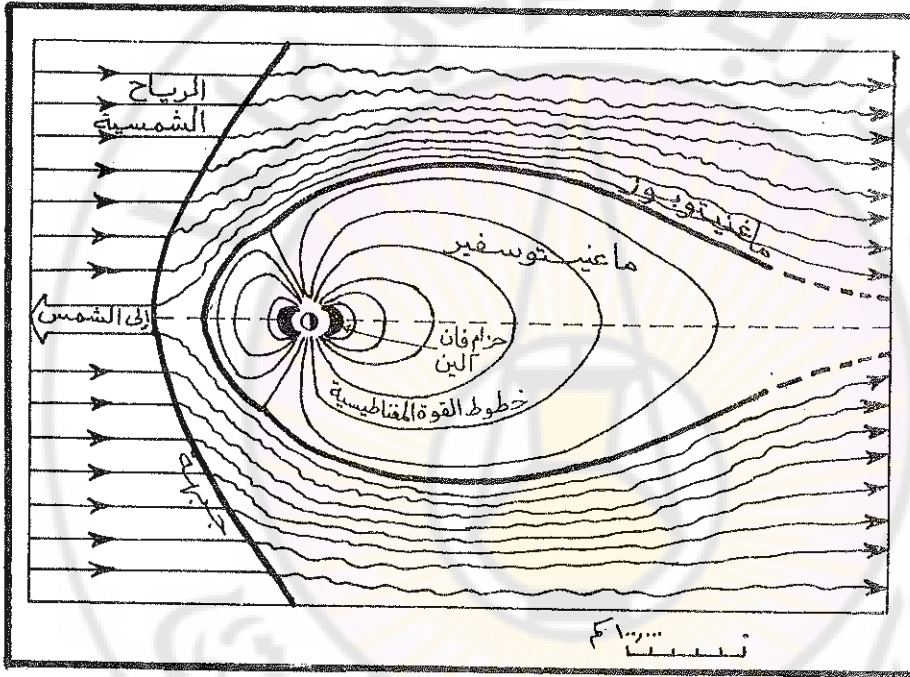
٥-٦- طبقة الأكسوسفير، والمغنيتوسفير Exosphere, Magnetosphere:

تمثل طبقة الأكسوسفير المنطقة المحصورة بين ارتفاع (٥٠٠ كم) إلى (٧٥٠ كم). وتتميز هذه الطبقة بأن ذرات الأوكسجين والهيدروجين والهيليوم هي السائدة (١٪ منها متأين)، كما أن قوانين الغاز المعروفة لا يمكن تطبيقها في تلك الطبقة. فالهيليوم الحيادي وذرات الهيدروجين التي تتصف بوزنها الذري المنخفض يتاح لها الفرصة للهروب نحو الفضاء الكوني نتيجة لتخللها الشديد وحركتها السريعة، مما لا يسمح بحدوث تلاق وتصادم بين جزيئات الغازات المختلفة. ويأتي الهيدروجين من تحطم الماء (H₂O) وغاز الميثان (CH₄) بالقرب من طبقة الميزوبوز الانتقالية.



بينما ينتج الهيليوم من تأثير الأشعة الكونية على النتروجين، ومن تحطم العناصر نشطة الإشعاع في القشرة الأرضية ببطء. وفي هذه الطبقة تستمر درجة الحرارة بالتزايد مع الارتفاع حيث تتراوح بين (١٠٠٠-٢٠٠٠ م).

هذا وتترايد الجزيعات المتأينة في الأكسوسفير. وفوق ذلك وعند ارتفاع يتجاوز (٢٠٠٠ كم) في الماغنييتوسفير توجد إلكترونات (سالبة) وبروتونات (موجبة) فقط. إن هذه الجزيعات المشحونة تكون مركزة في حزمين عند ارتفاع (٤٠٠٠ كم و ٢٠٠٠ كم)، وتعرف هذه الحزم بحزم فان اللين Van Allen - كما هو موضح في الشكل التالي (٨) -.



الشكل رقم (٨)

الماغنييتوسفير، والماغنييتوبوز

ثانياً: التقسيم القديم للغلاف الجوي:

لم يكن العرب القدماء بمنأى عن المعرفة بالجو وبنيتة وأحواله وظواهره ومظاهره. وقد برز من العلماء العرب في ذلك (إخوان الصفا)، الذين اعتبروا أن سماكة الكرة الهوائية من ظاهر سطح الأرض إلى أدنى فلك القمر بما يعادل قطر

الأرض ست عشرة مرة ونصفها، وحيث أن قطر الأرض عندهم كان ألفين ومئة وسبعة وستين فرسخاً^(١)، فيكون سمك الهواء (٣٥٧٥٨) فرسخاً. وهذا يعني أن سمك الهواء يعادل نحو (١٧٠) ألف كم. علماً أن أكبر التقديرات الحالية لسماكة الغلاف الهوائي هي نحو (١٠٠) ألف كم، وأقلها هي (١٠٠٠) كم.

ويعد تقسيم (إخوان الصفا) للغلاف الجوي إلى عدة طبقات، هو الأكثر معرفة وأهمية بين التقسيمات القديمة، حيث قسموه إلى ثلاث طبقات، هي^(٢):

١- طبقة النسيم:

وهي التي تلي سطح الأرض، معتدلة المزاج في موضع دون موضع؛ بمعنى أنها ليست على نسق واحد في حرارتها. ويحدد (إخوان الصفا) سماكة هذه الطبقة التي أطلقوا عليها تسمية كرة النسيم، حيث يذكرون: "أن أكثر ما يكون سمك كرة النسيم ستة عشر ألف ذراع ارتفاعاً في الهواء -أي نحو (١٢) كم-، وأقله ما يطابق سطح الأرض -عند قمم الجبال العالية-. ومن الدليل على أن أكثر ما يكون سمك كرة النسيم هذا المقدار هو أن أعلى جبل يوجد في الأرض لا يجاوز ارتفاع رأسه في الهواء هذا المقدار، وأن أعلى هذه الجبال لا يبلغ ارتفاع الغيوم رؤوسها، وإنما يمنعها شدة البرد المفرط هناك، لأن الرافع للغيوم في الهواء هي حرارة الجو من إسخان الكواكب بمطارح شعاعاتها وانعكاس تلك الشعاعات من سطح الأرض والبحار على زوايا حادة".

ويربط (إخوان الصفاء) ما بين سمك كرة الغيم والنسيم وسمت الشمس على مناطق سطح الأرض المختلفة، حيث يزيد ذلك السمك وارتفاعه في منطقة وفي زمان، ويقل في أخرى وفي زمان آخر، بحسب زوايا شعاعات الشمس في المكان والزمان، ومن ثم درجة الحرارة. حيث أنه كما هو معروف حالياً، فإن سماكة الطبقة الجوية الأولى (كرة النسيم) ترتبط بدرجة حرارة سطح الأرض المتعلقة

(١) الفرسخ = ٥,٨ كم تقريباً.

(٢) علي حسن موسى؛ المناخ في التراث العربي، ص ٢٧-٣٤.

بزاوية ورود الأشعة الشمسية، فبازدياد درجة الحرارة يزداد سمك هذه الطبقة، والعكس صحيح. وهذا يعني أن سمكها في المنطقة الاستوائية أكبر منه في المنطقة المعتدلة والقطبية، وفي فصل الصيف أكبر منه في فصل الشتاء، وفي منتصف النهار أكبر منه في طرفيه وفي الليل. وتوافق هذه الطبقة مع التقسيم الحديث للغلاف الجوي الطبقة الأولى المعروفة بالتروبوسفير.

٢- طبقة الزمهرير:

وهي التي تلي طبقة النسيم، وتتميز بكونها باردة، بل هي في غاية البرودة -كما يقول (إخوان الصفاء)-. وتعد هذه الطبقة وسطاً بين الطبقة التي دونهما (النسيم) والطبقة التي تليها (الأثير). وهي بالتالي تمثل الطبقة الوسطى من الغلاف الجوي، ولذا يمكن أن تتوافق من حيث خصائصها الحرارية مع الطبقة المحددة حالياً المعروفة باسم طبقة الميزوسفير، وإن كان يمكن دمج طبقة الستراتوسفير -الواقعة بين طبقتي التروبوسفير والميزوسفير- مع هذه الطبقة، لتصبح طبقة الزمهرير موافقة لطبقتين جويتين حسب التقسيم الحديث، بامتداد لهما بين سويقي (١٢-٨٠ كم) عن سطح الأرض، ولكن الزمهرير الذي يعني شدة البرد لا نجده سوى في طبقة الميزوسفير؛ حيث تتراوح درجة الحرارة ما بين الصفر المئوي عند قاعدتها ونحو (٩٠-م) عند قمته.

"وأما الحوادث التي في سمك كرة الزمهرير -كما يذكرها إخوان الصفاء- فهي الشهب وانقضاض الكواكب (أي الكرات النارية) التي ترى في الليالي. وأما هيولائها ومادتها فهو الدخان اليابس اللطيف الصاعد من الجبال والبراري، فإذا بلغت تلك المادة في صعودها إلى الفصل المشترك بين كرة الزمهرير وبين كرة الأثير، استدارت هناك وتشكلت واشتعلت فيها نار الأثير، كما تشتعل نار السراج في دخان السراج المنطقي، وكما تشتعل نار البرق في الدخان اليابس الدهني الذي في السحاب، وكما تشتعل النار في النفط الأبيض ثم تفنيه بسرعة فينطفئ. ومما يدل على أن مادتها دخان يابس كثرة ما يرى منها في سني الجذب.

وأما كيفية تشكل هذه الدخانات، إذا صعدت إلى هناك واشتعلت فيها النار، فإنها إذا اعتبرت بالفكر، وجدت تارة كأنها أعمدة مخروطة قائمة قاعدتها مميالي كرة النار ومخروطها مميالي وجه الأرض. ودليل ذلك أنه إذا اشتعلت النار فيها ترى عظيمة الاشتعال، ثم لاتزال تصغر وتنحدر وتقل حتى تنطفئ، فيتخيل للناظرين أنها نار هوائية تنزل من السماء في حركتها". ولا أدري إن كان القول السابق ينطوي على ما يشاهد في هذه الطبقة في صيف العروض العليا من سحب تعرف بالسحب الفضية.

٣- طبقة الأثير:

هي طبقة حارة جداً، يصفها (إخوان الصفا) بأنها نار سموم في غاية الحرارة، وهي تمتد من نهاية طبقة الزمهرير حتى دون فلك القمر، أي إلى أن تنتهي بالفراغ بين الكوكبي.

ويقابل هذه الطبقة في التصنيف الحديث: الطبقة الحرارية المعروفة بالترموسفير، التي تمتد بين سويتي (٨٠-٥٠٠ كم)، ويمكن أن يضاف إليها الطبقة الخارجية (الأكسوسفير) وما يليها، حيث تصل درجة الحرارة في أعلى طبقة الترموسفير إلى أكثر من (٢٠٠٠م).

ولا يعطي (إخوان الصفا) لطبقتي الزمهرير والأثير سوى سماكة قليلة بقولهما: "ولا يكون سمك كرة الأثير بالإضافة إلى كرة الزمهرير إلا شيئاً يسيراً". وهذا لا يتوافق مع الوصف والتحديد العام السابق لهاتين الطبقتين بإقارنهما بطبقتين وفق التقسيم الحديث.

وقد شارك (القزويني) في هذا الموضوع (إخوان الصفا) من تحديد طبقات الهواء الثلاث بأسمائها نفسها، وبداية كرة الهواء (الغلاف الهوائي) ونهايتها، وهذا ما يوضحه قوله: "الهواء جرم بسيط طباعه أن يكون حاراً ورطباً شفافاً متحركاً إلى المكان الذي تحت كرة النار فوق الماء. وزعموا أن الأجرام الواقعة ما بين سطح فلك القمر ثلاثة أقسام ... الخ مما جاء في قول إخوان الصفا".

وقد ذكر (ابن رشد) في (كتاب السماء والعالم) أن للهواء طبقتين: طبقة حارة رطبة وهي المخصوصة باسم المهواء، وطبقة حارة يابسة وهي التي يطلق عليها (أرسطو) اسم النار.

— الغلاف الجوي القياسي:

هو غلاف جوي نظري، لوجود له تماماً في الواقع. وهو تمثيل نظري للمعدل العام لخصائص الغلاف الجوي في العروض الوسطى، وبالتحديد عند خط عرض ٥٠° شمالاً. وخصائص الغلاف الجوي القياسي، هي خصائص معيارية، اشتقت من استعمال قوانين الغاز المعروفة لتحديد التغيرات التي تطرأ على الغلاف الجوي مع الارتفاع، بجانب الاعتماد على وسائل الرصد العليا.

وهناك عدة أغلفة جوية قياسية، منها الغلاف الجوي القياسي العالمي الذي أقرته منظمة الطيران المدني العالمية (ICAO) والممتد حتى سوية (٢٠ كم)^(١). وهناك أيضاً الغلاف الجوي القياسي الأمريكي الذي يمتد حتى (٧٠٠ كم).

والجدول التالي (٢) يبين أهم خصائص الغلاف الجوي القياسي حتى سوية ارتفاع (١٧ كم)^(٢).

(1) Neiburger, M, and Others; « Understanding our Atmospheric Environment». San Francisco, 1973, P.29.

(2) Richl, H: « Introduction to the Atmosphere». Newyork, 1978, P.21.

جدول رقم (٢):

الارتفاع (كم)	درجة الحرارة (م°)	الضغط الجوي (مليبار)	الكثافة (كغ/م³)
صفر	١٥,٠	١٠١٣	١,٢٣
١	٨,٥	٨٩٩	١,٠٠
٢	٢,٠	٧٩٥	١,٠١
٣	٤,٥-	٧٠١	٠,٩٩
٤	١١,٠-	٦١٧	٠,٨٢
٥	١٧,٥-	٥٤١	٠,٧٤
٦	٢٤,٠-	٤٧٢	٠,٦٦
٧	٣٠,٥-	٤١١	٠,٥٩
٨	٣٦,٩-	٣٧٥	٠,٥٣
٩	٤٣,٤-	٣٠٨	٠,٤٧
١٠	٥٠,٠-	٢٦٥	٠,٤١
١١	٥٦,٤-	٢٢٧	٠,٣٦
١٢	٥٦,٥-	١٩٤	٠,٣١
١٣	٥٦,٥-	١٦٦	٠,٢٧
١٤	٥٦,٥-	١٤٢	٠,٢٣
١٥	٥٦,٥-	١٢١	٠,٢٠
١٦	٥٦,٥-	١٠٤	٠,١٧
١٧	٥٦,٥-	٨٩	٠,١٤



الباب الثاني

عناصر المناخ وطرق قياسها

الفصل الأول: عناصر المناخ

الفصل الثاني: أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية.



الفصل الأول

عناصر المناخ

- تحديد مفهوم الطقس والمناخ.
- عناصر الطقس والمناخ.
- طبيعة علم المناخ وأقسامه.
- علاقة المناخ بالأرصاد الجوية.
- التطورات في علم المناخ.
- دور المنظمة العالمية للأرصاد الجوية (WMO)



الفصل الأول

عناصر المناخ

أولاً — تحديد مفهومي الطقس والمناخ:

تحتل دراسة الطقس والمناخ موقعاً وسطاً هاماً ضمن حقل واسع من العلوم البيئية. فالعمليات الجوية تؤثر على العمليات كافة التي تتم في الأجزاء المختلفة من البيئة. بالإضافة إلى أن العمليات في تلك الأجزاء التي تتأثر بأحداث الطقس والمناخ، لا يمكن تجاهلها عند دراسة الطقس والمناخ لما لها من تأثيرات ملموسة فيهما، وبصورة خاصة فيما يتعلق بالمناخ القريب من سطح الأرض، المتأثر بمظاهر السطح، والنبات، والإنسان بأنشطته المختلفة.

ولابد في هذا الصدد من التعريف بمفهومي الطقس، والمناخ، لما يوجد بينهما من تداخل وتواصل، وللعلاقة الاندماجية ما بين الطقس وعلم الأرصاد الجوية، وبين المناخ وعلم المناخ من جهة، وفيما بين علم المناخ والأرصاد الجوية من جهة أخرى.

١- الطقس (Weather):

الطقس؛ هو الخلية الصغرى الحية الحركية من خلايا المظهر الجوي الذي يتخذ أشكالاً مختلفة من الحالات الجوية المتغيرة بسرعة في الزمان والمكان. حيث يمثل الطقس؛ حالة الجو في مكان ما خلال فترة زمنية قصيرة قد تكون يوماً أو جزءاً من يوم. ذلك أنه في بعض الأماكن قد تتغير حالة الجو بشكل ملحوظ من لحظة إلى أخرى، ونكون هنا أمام طقس متغير متبدل بسرعة. وفي بعض المناطق قد تستمر الحالة الجوية المترددة على وتيرة واحدة لمدة تزيد على يوم وقد تصل إلى أكثر من أسبوع، في حال كون العوامل المتحركة في الحالة الجوية ثابتة نسبياً وبالفاعلية نفسها، ونكون هنا أمام مفهوم جديد يعرف باسم أنموذج الطقس (Weather Type)؛ كما هو الحال في أنموذج الطقس شديد البرودة والجفاف المصاحب لرياح شمالية شرقية في أواخر فصل الخريف في سورية الذي يدوم لفترة

قد تزيد على ثلاثة أيام، وكما هو الحال في أنموذج طقس الموجات الحارة التي تسببها الرياح الجنوبية والجنوبية الشرقية الحارة في فصلي الربيع والصيف.

٢- المناخ (Climate):

يعبر المناخ عن الحالة المتوسطة للجو في مكان ما خلال فترة زمنية طويلة تقارب من ٣٠ سنة، إلى ٣٥ سنة. مشكلاً بذلك الخلية الكبرى الساكنة نسبياً للمظهر الجوي. ذلك أن المناخ في أية منطقة هو مركب لطقوس متعددة متعاقبة ومتمازجة مع بعض خلال فترة طويلة من الزمن، تكفي لأن يتردد خلالها أشكال الطقوس كافة، المنتظمة منها وغير المنتظمة.

وهكذا نجد أن المناخ يهتم بالحالات الجوية المتوسطة التي تضيء على المكان مظهراً جويّاً متميزاً، تنعكس مؤثراته على جوانب البيئة الجغرافية المختلفة. في حين نجد أن الطقس تركيب جوي آني وعابر، غير أنه ملموس وواقع. فهو حقيقة يعيشها الإنسان لحظة فآخري. ورغم أهمية مثل هذه التركيبات العابرة، إلا أن الحالات الأكثر شيوعاً وديمومة ذات أهمية أكبر لكونها تحدد المعالم والخصائص الرئيسة للمكان.

وإذا كان بعض العلماء يقترحون فترة زمنية (بروكنر، ٣٥ سنة) على اعتبار إمكان أن يحدث فيها أشكال الطقوس كافة، معطية بذلك أنموذجاً مناخياً معيناً، فإن بعضهم الآخر يعد فترة ١١ سنة كافية لأن تعطي صورة عن مناخ منطقة ما، وترتبط هذه الدورة (دورة ١١ سنة) بدورة البقع الشمسية. وعلى كل حال، فإن المعطيات الرصدية التي تمتد لعدد قليل من السنين لا تخلو من بعض الفائدة، لأنها تعين على كل حال ألواناً من طقس المنطقة التي جمعت فيها، ولكن يجب أن لا نغفل نعدّها ممثلة لمناخ تلك المنطقة تمثيلاً حقيقياً لقصر الفترة التي تغطيها، والتي لا تتمثل فيها ألوان الطقس كافة.

ثانياً — عناصر الطقس والمناخ:

سواء أكان الأمر خاصاً بالطقس، أم المناخ، فإن كليهما يعبر عن حالة جوية. وهذه الحالة تعني مركباً جويّاً، أي مظهرًا ناجماً عن تفاعل بين عدة عناصر. وعلى الرغم مما قد شاع على ألسنة الناس من تعابير عن الحالة الجوية على أساس عنصر واحد، كأن يقال: طقس بارد، جاف، ريجي، مطير، مثلج... إلخ. إلا أن استخدام بعض التعابير المركبة (طقس خائق، جميل، قاس... إلخ) أقرب ما يكون إلى الواقع، والدلالة.

إن الحالة الجوية في مكان ما، وليدة تفاعل عناصر عديدة ممثلة في: الحرارة، الرطوبة الجوية، الضغط الجوي، الرياح، التهطال. ويعود اختلاف الطقس من ساعة إلى أخرى، ومن يوم إلى يوم، كما يعود التنوع المناخي الملحوظ بين منطقة وأخرى إلى اختلاف في الكمية والكثافة والتوزيع المكاني للعناصر الطقسية والمناخية. تلك العناصر التي هي وليدة تفاعل مجموعة من العوامل (درجة العرض، توزيع اليابسة والماء، الارتفاع، التيارات البحرية، النبات، الإنسان...). والمخطط التالي يلقي ضوءاً على العلاقة بين العوامل والعناصر، وما يتمخض عنهما من أشكال مختلفة من الطقس والمناخ.

العوامل الجوية	العناصر الجوية	الناتج
١ — الموقع الفلكي (درجة العرض)	١ — درجة الحرارة	نماذج وأنواع مختلفة من الطقس والمناخ
٢ — توزيع اليابس والماء	٢ — ضغط الهواء	
٣ — الارتفاع	٣ — الرياح	
٤ — الحواجز الجبلية	٤ — الرطوبة الجوية	
٥ — التيارات المحيطية	والتهطال	
٦ — النبات والتربة		
٧ — الإنسان		

ثالثاً — طبيعة علم المناخ وأقسامه:

يهتم علم المناخ (Climatology) بصورة عامة بمعالجة أنماط سلوك الجو في مكان ما خلال فترة طويلة من الزمن، وهو بذلك يعنى بنتائج العمليات التي تتم في الجو أكثر من اهتمامه بأفعالها الحاضرة (اللحظية). وبجال علم المناخ رحب واسع، مما يُمكن من تقسيمه إلى عدة أفرع حسب موضوعات معالجته، ومقياس المعالجة. فهلى أساس موضوعات المعالجة نميز مايلي:

أ — علم المناخ الوصفي (Climatography)؛ الذي يهتم بمعالجة العلاقات والإحصاءات المناخية على مستوى الكرة الأرضية ووحدها الإقليمية الكبرى، مقدماً بذلك وصفاً عاماً لمناخ تلك الوحدات. ومن أشهر الكتب في هذا الموضوع كتاب (مناخ القارات) للمناخي البريطاني (كندرو Kendrew) ⁽¹⁾.

ب — علم المناخ الطبيعي (Physical Climatology)؛ الذي يهتم بالمسببات أكثر من اهتمامه بالنتائج. فهو يهتم بدراسة سلوك عناصر الحالة الجوية، أو العمليات التي تتم في الجو على ضوء المبادئ والأسس الفيزيائية.

ج — علم المناخ الشمولي (السينوي) Synopti. C؛ يهتم بدراسة الطقس والمناخ فوق منطقة معينة، على ضوء علاقة ذلك بنمط الحركة الجوية السائدة. وهو اتجاه جديد، وضروري بالنسبة لفرع علم المناخ الوصفي.

د — علم المناخ الديناميكي (التحريكي) Dynomic. C؛ ويكاد لا يختلف كثيراً عن علم المناخ الشمولي، في كونه يركز على دراسة الحركات الجوية بمقاييسها المختلفة، بخاصة الحركة الجوية العامة.

هـ — علم المناخ التطبيقي (Applied. C)؛ يهتم بالبحث عن الآثار التي يمارسها المناخ على مختلف جوانب البيئة، وأوجه مواجهة الإنسان لها. ولذا فإن هذا

(1) Kendrew, W.G. ; « The Climate of the Continents ». Oxford, 1953.

الفرع يعالج موضوعات متعددة، مما جعل تفرعاته كثيرة (علم المناخ الزراعي، الصناعي، التجاري، السياحي، الطبي، التربوي، النبائي... الخ).

و — علم المناخ التاريخي (Historical. C)؛ ويهتم بدراسة التطورات المتتابعة في المناخ خلال الزمن، أي أنه يعالج التغيرات المناخية.

أما على ضوء مقياس المعالجة المناخية، فيمكن تقسيم علم المناخ إلى ثلاثة أفرع رئيسية:

أ — علم المناخ العام (Macroclimatology)؛ الذي يركز على دراسة مظاهر المناخات في مناطق كبيرة من الأرض، والحركات الجوية الكبرى التي تشكل القوة الأساسية في خلق تلك المناخات.

ب — علم المناخ المتوسط (Mesoclimatology)؛ الذي يهتم بدراسة مناخ المناطق متوسطة الحجم، كما في دراسة مناخ المدن الكبرى، أو مناخ مناطق التورنادو، أو الأعاصير المدارية (الهوريكين).

ج — علم المناخ الأصغري (Microclimatology)؛ أو ما يعرف بعلم المناخ المجهرى، أو التفصيلي. والذي يهتم بدراسة المناخ القريب من سطح الأرض والملاصق لها، وذلك ضمن منطقة صغيرة جداً. ويعد الكتاب الذي أصدره جيغر (Geiger.R) عام (١٩٥٠م) أول وأهم ما كتب في هذا المجال والذي عنوانه (المناخ قرب سطح الأرض)^(١).

رابعاً — علاقة المناخ بالأرصاد الجوية:

من الصعب تحديد الحد الفاصل بين علمي المناخ والأرصاد الجوية، لكون كل منهما يهتم بمعالجة الموضوعات نفسها تقريباً، إلا أن المنهج والهدف يختلفان، وتختلف معهما بالتالي طبيعة المعالجة وأداتها والنتائج المتوخاة من ذلك. وبممكننا أن نلخص العلاقة فيما بينهما إذا ما استطعنا أن نرجع كل منهما إلى طبيعته. فعلم

(1) Geiger. R, « The Climate Near the Ground ». Harvard University Press, 1950.

المناخ، هو أحد فروع الدراسات الجغرافية الطبيعية، ولذا يمكن أن نعرف هذا العلم، بعلم الجو الجغرافي، الذي يهتم بالدرجة الأولى بمعالجة المعطيات الإحصائية الخاصة بعناصر المظهر الجوي الرئيسية، لتحديد درجة تردد الظواهر الجوية المختلفة، وما يتولد عنها من حالات جوية تضي على المكان سمة مميزة، والتعليل والتفسير، يشكلان ركناً من أركان الطريقة الجغرافية في المعالجة. بينما نجد أن علم الأرصاد الجوية، يهتم بمعرفة الخصائص العامة للجو، من حيث بنيته وتركيبه، وحرارته، وطبيعة حدوث الظواهر المختلفة وآلياتها ... وما إلى ذلك، اعتماداً على القوانين الناعمة والمتحكممة في ذلك، ولذا يمكن أن نعرف هذا العلم، بعلم الطبيعة الجوية، أو علم فيزياء الجو. وللوصول إلى الغاية المنشودة، يقوم الميتيورولوجي برصد عناصر الطقس كافة عند مستوى السطح وفي الأعالي، مقيساً ما يمكن قياسه، معتمداً بذلك على التقنيات المتوفرة قديمها وحديثها.

ويعد علم الأرصاد الجوية العلم المتداخل مع علم المناخ. فبالإضافة إلى اعتماد المناخي على معطيات قياسات الأرصاد الجوية التي تشكل اللبنة الأساسية في دراساته، فإنه مضطر في كثير من الأحيان للأخذ بعين الاعتبار للمفاهيم الأساسية المستخدمة في مجال الأرصاد الجوية، لما لذلك من دور في منح المناخي القدرة على تفسير التباينات المكانية والزمانية للأحوال الجوية وتعليلها. وهذا كله جعل هناك تداخلاً ملموساً في الموضوعات التي يعالجها كل من الميتيورولوجي والمناخي، وتكفي نظرة واحدة إلى بعض من الكتب الميتيورولوجية والمناخية ليتوضح ذلك.

خامساً — التطورات في علم المناخ:

منذ أن وجد الإنسان عاش محكوماً بقوتي الأرض والسماء. وإذا كان قد استطاع أن يتحرر من عبودية سطح الأرض المطلقة، فإنه بقي محكوماً في كثير من مجالات الحياة بقوة السماء، بعيداً عن معرفة كنه ما يحدث فيها، ومصدر ذلك، مرجعاً ذلك إلى قوى خارقة كانت في يقينه مصدر الدفء والبرودة، ومسيرة الهواء والأمطار، وباعثة العواصف والهلاك والدمار، فما كان منه إلا أن عبدها وأجلها،

طالباً منها الرحمة حين الشدة، لأنه كان يرى فيها مصدر خيره وطعامه وشرابه، وهوائه الذي يتنفسه ويحيا به.

وعلى الرغم من أن السجلات القديمة قدمت بعض الملامح عن معرفة بالجو وأحواله كما جاء في بعض أشعار الإغريق، وكتابات العهد القديم، وما عثر عليه أيضاً في بلاد ما بين النهرين. غير أن مفهوم الطقس لم تتضح معالمه العلمية حتى القرن الخامس قبل الميلاد، حيث أعد (هيرودوت) كتاباً عام (٤٤٠ ق.م)، بعنوان "تاريخ الطقس والرياح الموسمية" يذكر فيه أن إعصاراً مصحوباً بمطر وابل مر على طيبة بمصر فدمر الكثير من مبانيها. ويعد كتاب (أبقراط Hippocrates) عام (٤٠٠ ق.م)، بعنوان "الهواء، الماء، والمكان" أول كتاب في علم المناخ الوصفي. ويعتقد أن أول كتاب في الأرصاد الجوية هو كتاب (أرسطو) عام (٣٥٠ ق.م) بعنوان "الأرصاد الجوية Meteorologica". وقد قسم الإغريق العالم إلى ثلاثة أقاليم مناخية على أسس فلكية (إقليم حار فيما بين المدارين، إقليم معتدل فيما بين المدار والدائرة القطبية، وإقليم بارد خلف الدائرة القطبية).

وقد أتاحت الدولة الإسلامية مترامية الأطراف في أوج ازدهارها (القرن الثامن — القرن العاشر الميلادي) معرفة الكثير عن الخصائص المناخية لمناطقها المختلفة، وأظهر علماءها البارزون آثار التباينات المناخية على نشاط البشر وعاداتهم وتقاليدهم، بالإضافة إلى معالجتهم لبعض المسائل الخاصة بالجو، وخصائصه. وكان من هؤلاء؛ المسعودي، والبيروني، والبغدادى، وابن خلدون، وإخوان الصفا، والقزويني، وابن الهيثم، وابن سينا ... وغيرهم. كما ساعد اشتغال العرب بالتجارة البحرية في بحر العرب والمحيط الهندي على مراقبة الدورة العامة للغلاف الجوي فوق المحيط الهندي والرياح الموسمية، حيث أن كلمة (Monsoon) مأخوذة من العربية (الموسم).

ولم تبدأ التطورات السريعة في علم الجو حتى بداية اختراع أجهزة القياس الرصدية، حيث تم في عام (١٥٩٣م) اختراع ميزان الحرارة من قبل (غاليليو Galileo)،

وفي عام (١٦٤٣م) اخترع (تورشيلي Torricelli) مقياس الضغط الجوي (البارومتر الزئبقي). وقد مكن هذا الاختراعان من إنشاء العديد من المراصد الجوية في أوروبا، وشيوع استخدام المنهج العلمي في دراسة كل من الطقس والمناخ الذي بدأه (باكون Bacon ١٥٦١-١٦٢٦م)، وأعقبه في ذلك (ديكارت ١٥٩٦-١٦٥٠م). وقد وضع (بويل Boyle ١٦٢٧-١٦٩١م) الأسس الأولى لمبادئ التحريك الحراري (الترموديناميك) في دراسة الغلاف الجوي، مكتشفاً العلاقة بين الضغط وحجم الغاز.

ويعد العالم الألماني (دوف Dove) أول من وضع عام (١٨٢٧م) مفهوم المناخ الشمولي (السينوي). وفي عام (١٨٤٥م) نشر (بيرغهاوس Berghaus) أول خريطة مطر سنوية للعالم مستخدماً التظليل. وفي عام (١٨٤٨م) نشر (دوف) أول خريطة للمتوسط الشهري لدرجة الحرارة. ومع تطور خرائط الطقس (Synoptic Chart) بين عامي (١٨٦٠-١٨٦٥م)، واكتشاف قانون بوي-بالوت (Buys-Ballot) عام (١٨٥٧م)، وتطور وسائل الاتصال السلكي، بدأ أسلوب جديد من الدراسة القائم على البحث عن أنماط الضغط عند مستوى سطح البحر وعلاقتها بالطقس. وفي عام (١٨٦٨م) أنتجت أول خريطة في العالم للمتوسط الشهري للضغط الجوي من قبل بوشان (Buchan).

وحتى منتصف القرن التاسع عشر، فإن الجزء الأكبر من الدراسة الميئورولوجية كانت عبارة عن دراسة مناخية، لكن بدخول خريطة الطقس التي سمحت بتمثيل الأحوال الجوية الآنية فوق منطقة شاسعة، فإن علمي الأرصاد الجوية (الميئورولوجيا) والمناخ أخذوا بالافتراق والابتعاد عن بعضهما. فعلم الأرصاد الجوية أصبح دراسة للطقس الجاري والتنبؤ بالطقس، اعتماداً على توزيع الضغط اللحظي. أما المناخ فقد ركز على أنماط السلوك الجوي، بالاعتماد على المتوسطات الحسابية. وأول كتاب علمي يعالج موضوعات علم المناخ هو (كتاب علم المناخ Handbook of Climatology) لمؤلفه هان (Hann) المكون من ثلاثة أجزاء، عالج

في الجزء الأول منه الذي نشر عام (١٨٨٣م) موضوعات المناخ العام، وفي الجزئين الآخرين عالج فيهما موضوعات المناخ الإقليمي. وقد أعيدت طباعة الكتاب عدة مرات، كما نقحت خرائطه، وظهرت مرة أخرى سنة (١٨٨٩م) في أطلس المتيورولوجيا (Atlas of Meteorology) لمؤلفيه (بارثولوميو Bartholomew، وهربرتسون Herbertson)، وبقي مرجعاً رئيساً لسنوات طويلة.

ولم يبدأ التقدم الحقيقي في دراسة الجو إلا مع تطبيق مبادئ الهيدوديناميكا في تحليل خرائط الطقس على أيدي النرويجي (بيركنسز V.Bjerkess) وزملائه. وفي عام (١٩١٧م) انتقل بيركنز إلى مدينة برغن حيث أسس هناك مدرسة خاصة بالأرصاد الجوية. وقد عملت تلك المدرسة على بناء شبكة كثيفة من محطات الرصد الجوي في جنوبي النرويج، كما طورت عدداً من النماذج الجوية الهامة. وأهم الاكتشافات التي أنجزتها مدرسة برغن كان اكتشاف الجبهة الحارة عام (١٩١٨م) على أيدي (بيركنسز، وسولبرغ)، واكتشاف مرحلة الامتلاء في المنخفض الجوي عام (١٩١٩م) من قبل (بيرجيرون)، والاكتشاف الثالث كان في عام (١٩٢٢م) لنظرية الجبهة القطبية لتشكل المنخفضات الجوية. وفي عام (١٩٣٠م) رسم (بيرجيرون) الخطوط العامة لعلم المناخ الديناميكي على اعتبار أنه دراسة إحصائية لأنماط الطقس المستقرة (الكتل الهوائية والجبهات) على اعتبار أنها تمثل عمليات ديناميكية وتيرموديناميكية.

وفيما بين عامي (١٩٣٠-١٩٤٠م) نشر كل من (كوبن Koppen وجيجر Geiger) كتابهما (علم المناخ Handbuch der Klimatologie)، المؤلف من خمسة أجزاء، ليحل بذلك بدلاً من كتاب (هان). وقد اهتم الجزء الأول بالمناخ العام، أما الأجزاء الأربعة الباقية فعالت موضوعات المناخ الإقليمي. وفي عام (١٩٣١م) نشر الأمريكي (نورثويت) تصنيفاً مناخياً منافساً لتصنيف (كوبن) السابق له، ليعدله في عام (١٩٤٨م).

ولقد ركزت مدرسة بيرغن برئاسة بيركنز وزملائه على دراسة النظم الجوية الصغيرة. في حين ركزت مدرسة شيكاغو التي تزعمها عالم الأرصاد السويدي المشهور (روسي C.G.Rossby) على الحركة العامة للغلاف الجوي. وقد تعلمذ على أيدي (روسي) العديد من علماء الأرصاد الجوية المشهورين أمثال: باير (H.R.Byers)، وناميس (J.Namias)، ووكسلر (H.Wexler)، وويليت (H.C.Willett). وقد تعاون مع مدرسة شيكاغو، عالم الأرصاد السويدي (بالين E.Palmen). وبالإضافة إلى تطور الأسس النظرية والتجريبية لعلمي المناخ والأرصاد الجوية بشكل ملحوظ في الأربعينات والخمسينات من هذا القرن. فإن التطورات الأحدث التي مكنت من إعطاء دفع كبير في تقدم العلمين وازدياد مجالتهما، يمكن تلخيصها فيما يلي:

١— ازدياد شبكة محطات الرصد الجوي في العالم.

٢— ازدياد المعرفة بالأجواء العليا، باستخدام أجهزة الراديو سوند التي دخلت مجال الاستخدام منذ عام (١٩٣٧م)، متطورة عدداً ونوعاً. وبواسطة الطائرات التي تقدم بعض المعلومات المفيدة.

وكان لدخول الأقمار الصناعية الخاصة بالأرصاد الجوية الدور الأكبر في تقدم المعرفة ليس بالنسبة للأجواء العليا، وإنما أيضاً بالنسبة للجو القريب من السطح. وما مكنها من ذلك تعدد مجالات فعاليتها، وقدرتها على تقلص المعلومات حتى ارتفاعات شاهقة^(١). وبعد القمر الصناعي الرصدي (تيروس، 1، Tiros) الذي أطلقتها الولايات المتحدة في الأول من شهر نيسان عام (١٩٦٠م) أول قمر صناعي مخصص لدراسة الأحوال الجوية، تلاه بعد ذلك سلسلة من أقمار الرصد الأمريكية (تيروس، نيمبوس Nimbus، إيسا Essa، نوي Noaa، وجوس Goes). بالإضافة إلى الأقمار التي أطلقها الاتحاد السوفييتي السابق (كوزموس Cosmos،

(١) علي موسى "الرصد والتنبؤ الجوي". دار دمشق، دمشق، ١٩٨٦، ص ١٨٧-٢٠٣.

ميتيور (Meteor، وجومس Goms)، وغير ذلك من الأقمار، كما في القمر الأوربي (ميتوسات Metesat)، والقمر الياباني (جمس GMS).

٣- استخدام أجهزة الرادار التي أسهمت مساهمة فعالة في دراسة بعض الظواهر الجوية، بخاصة العواصف والأعاصير.

٤- تطور وسائل الاتصال وتبادل المعلومات، مما أعطى دفعا للتقدم في مجال التنبؤات الجوية، وتحقيق مزيد من التطور في الدراسات الإقليمية والمحلية.

٥- دخول الحاسبات الإلكترونية (الكمبيوتر) مجال الاستخدام في الدراسات الخاصة بالأرصاد الجوية، والمناخ.

سادساً - دور المنظمة العالمية للأرصاد الجوية (WMO):

ذلك أن الحاجة لتحسين طرائق ووسائل جمع المعلومات الرصدية، وتنظيم عمليات دراسة الأحوال الجوية ورصدها، والتقدم في المفاهيم والنظريات عن الجو وتقلباته، وتزايد كثافة شبكة محطات الرصد الجوي في العالم، والحاجة إلى تعاون دولي للتغلب على بعض العوارض الجوية الخطرة، دفع هذا كله إلى إنشاء منظمة الأرصاد الجوية الدولية (WMO) في عام (١٨٧٣م)، التي أصبحت في (٢٣) آذار عام (١٩٥٠م) تعرف بمنظمة الأرصاد الجوية العالمية (WMO). وفي شهر كانون الأول من عام (١٩٥١م) أصبحت منظمة الأرصاد الجوية إحدى المنظمات التابعة للأمم المتحدة، محتلة مكاناً مرموقاً لما عرفت به من نشاط فعال. ومركز هذه المنظمة في مدينة جنيف (سويسرا). وقد رسمت أغراض المنظمة في البداية بالنقاط الثلاث التالية:

أ - الإسراع في عمليات التعاون واسع المجال بشأن إنشاء شبكات واسعة من محطات الأرصاد الجوية.

ب - إنشاء وتطوير مراكز رصد جوية إقليمية لتعمل على تطوير مجال الدراسات الرصدية في بلدانها، ولتقدم معطياتها للمساهمة في التطوير العام والشامل في الدراسات على مستوى العالم.

ج — تسهيل عمليات التبادل السريع للمعلومات الرصدية، وتوسيع دائرة التطبيقات في مجال الأرصاد الجوية المختلفة، ليكون للأرصاد الجوية هدف نفعي في مجالات الحياة كافة.

أما اليوم، فإن برنامج الأنشطة الفنية (التقنية) والعلمية للمنظمة العالمية للأرصاد الجوية، يمكن تلخيصها في النقاط الأربع التالية⁽¹⁾:

أ — برنامج عالمي لمراقبة الطقس (W W W).

ب — برنامج بحوث الأرصاد الجوية العالمية (G A R P).

ج — برنامج الأرصاد الجوية لتفاعل الإنسان مع بيئته (الدراسات التطبيقية).

د — برنامج للتعاون الفني في مجال الأرصاد الجوية العالمية.

ويهدف برنامج المراقبة العالمية للطقس إلى تحسين مراكز الأرصاد، وما تقوم به من رصد للجو، وتتضمن المظاهر الرئيسة لهذا البرنامج مايلي:

أ — الدقة الأكثر والاهتمام الأكبر في رصد الجو على مستوى العالم، والاستفادة القصوى من الأقمار الصناعية، والأجهزة الرصدية الآلية.

ب — إنشاء ثلاثة مراكز رئيسية للأرصاد الجوية العالمية، في كل من؛ ملبورن (أستراليا)، موسكو (روسيا) وواشنطن (الولايات المتحدة)، بالإضافة إلى عدد من المراكز الإقليمية لتخزين المعلومات الرصدية وتنسيقها.

ج — إنشاء نظام اتصال للنقل السريع للمعلومات الرصدية، والنبؤات، والتحذيرات.

د — تدريب الراصدين الجويين لخلق كادر مؤهل أفضل تأهيل.

أما برنامج الأبحاث الجوية العلمي (G A R P) فهدفه تطوير الأسس الرياضية والفيزيائية الناعمة للحركات الجوية واختبارها، وما يتعلق بذلك في مجال

(1) Ayoade, J.O. ; « Introduction to Climatology for the Tropics ». NewYork, 1984. P.10

التنبؤات الجوية، وغيرها من المجالات. وينشق عن هذا البرنامج، عدة برامج فرعية؛ برنامج التجارب المدارية الأطلسية (G A T E)، وبرنامج تجارب موسميات غرب إفريقيا (W A M E X).

ويهدف البرنامج التطبيقي للمنظمة العالمية للأرصاد الجوية إلى دراسة التفاعل القائم بين الإنسان والجو، من خلال معرفة آثار الظواهر الجوية على أنشطة الإنسان المختلفة، والمساهمة في استغلال موارد البيئة. بينما يهدف برنامج التعاون الفني إلى مساعدة دول العالم على تطوير مراكزها الجوية، وتدريب عناصرها الفنية.





الفصل الثاني

أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية

- أجهزة ووحدات قياس الإشعاع
- أجهزة ووحدات قياس درجة الحرارة.
- أجهزة قياس الضغط الجوي ووحداته.
- أجهزة قياس اتجاه الرياح وسرعتها.
- أجهزة قياس الرطوبة النسبية، ونقطة الندى.
- أجهزة قياس التبخر.
- طرق قياس ارتفاع قواعد الغيوم، واتجاهها وسرعتها.
- أجهزة قياس التهطل.



الفصل الثاني

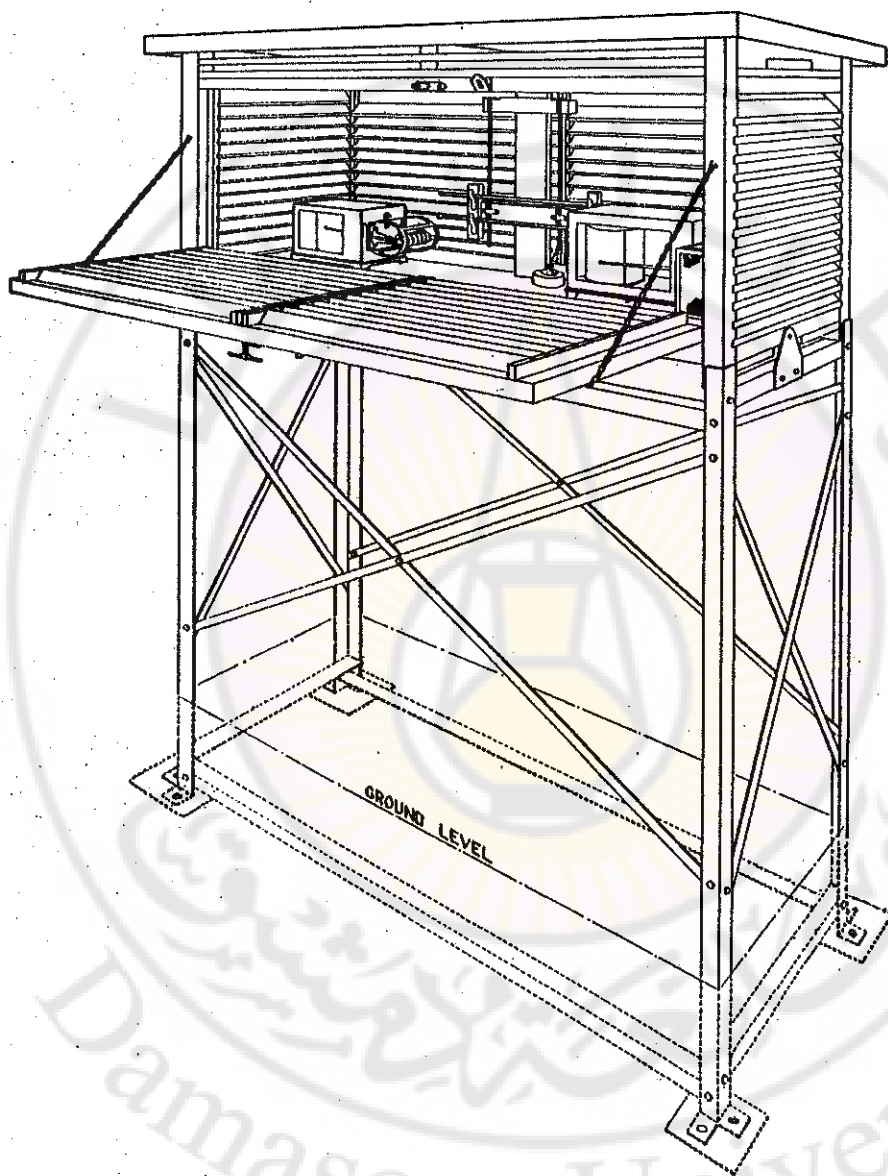
أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية

يرتكز المناخ بصورة رئيسة على القياسات التي تجريها محطات الأرصاد الجوية المتنوعة المزودة بالأجهزة الضرورية. غير أنه في الدراسات المناخية الأصغرية والتطبيقية لا بد للدارس من أن يقوم بنفسه بإجراء القياسات للعناصر المناخية التي يراها ضرورية. ولذا فإنه لا بد من المناخي من أن يكون على دراية بأجهزة القياس الجوية المختلفة وطرق استخدامها.

وعلى الرغم من تنوع محطات الرصد الجوي، لتباين وظائفها؛ من محطات رصد سينية خاصة بأغراض التنبؤ الجوي، إلى محطات رصد مناخية لخدمة الدراسات المناخية العامة والمزودة عموماً بأجهزة قياس عناصر المناخ كافة على مقربة من سطح الأرض، لذا فهي محطات سطحية، إلى محطات رصد خاصة بالشؤون الزراعية ومحطات خدمة الطيران، ومحطات أخرى تخدم أغراضاً خاصة.

ويجب أن تكون المحطة الرصدية المناخية ممثلة للمنطقة التي توجد فيها، وأن تكون بعيدة عن المنشآت البشرية العمرانية، ومظاهر النشاط البشري (زراعة ... وغيرها)، بحيث تتاح حركة هوائية بحرية، ووصول الأشعة الشمسية مباشرة إلى منطقة المحطة ... بما يوفر الشروط الصحيحة لتمثيل المناخ العام. وتوضع بعض أجهزة الرصد (موازين الحرارة، مسجل الحرارة، مقياس التبخر ومسجل التبخر) ضمن قفص خشبي بمعزل عن التأثيرات المباشرة للإشعاع الشمسي، مع السماح للهواء بالدخول فيه عبر فتحات -شكل (٩)-، ويرتفع قفص الرصد عن سطح الأرض نحو (١٥٠ سم).

والأجهزة التي تحتويها المحطة المناخية الرئيسية، تتمثل في الآتي:



الشكل رقم (٩)

مخطط لقفس الرصد الجوي ويدخله موازين الحرارة

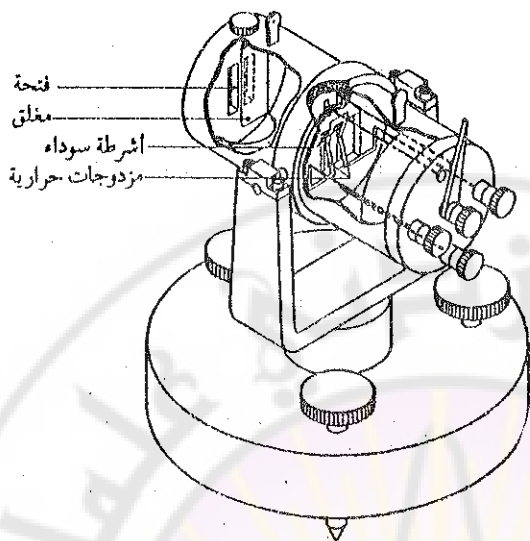
- ١- أجهزة قياس السطوع والإشعاع الشمسي.
- ٢- أجهزة قياس درجة الحرارة.
- ٣- أجهزة قياس الضغط الجوي والرياح.
- ٤- أجهزة قياس الرطوبة، وكمية السحب وارتفاع قواعدها، والرؤية.
- ٥- أجهزة قياس المطول.

ولم تتوقف دراسة المناخ العام لمنطقة من سطح الأرض على القياسات السطحية للعناصر المناخية، بل تتعدى ذلك أحياناً إلى ضرورة المعرفة بالأحوال الجوية السائدة في مستويات ارتفاعات مختلفة من طبقة التروبوسفير، والطبقة التي فوقها (ستراتوسفير) عن طريق أجهزة الراديو سوند المحمولة بواسطة البالونات، والطيران، وما تقدمه أيضاً الأقمار الصناعية المخصصة للأرصاد الجوية في هذا المجال. ذلك أن بعض الظواهر الجوية السطحية (عواصف، أعاصير، توزيعات ضغط معينة) لها صلة بما يجري في المستويات العليا من الجو التروبوسفيري خاصة.

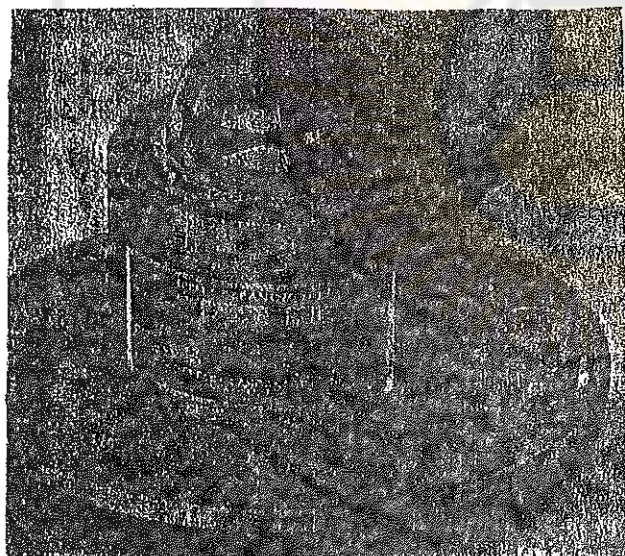
أولاً - أجهزة ووحدات قياس الإشعاع:

هناك العديد من الأجهزة المستخدمة في قياس مركبات الموازنة الإشعاعية، يمكن تصنيفها في خمسة نماذج - شكل (١٠) -، وهي:

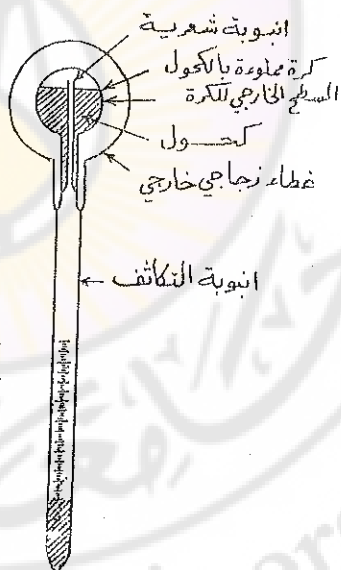
- ١- أجهزة قياس الإشعاع الشمسي المباشر الوارد عمودياً؛ وتعرف بالبيرهيليومتيرات (Pyrheliometers). ومن أهم أنواعها: جهاز أنغستروم - شكل (١٠-أ)، وجهاز آبوت ذو القرص الفضي، وجهاز ميكالسون المعدني.
- ٢- أجهزة قياس الأشعاع الشمسي الكلي والسماوي، وتعرف بالبيرانومتيرات (Pyranometers). وتستخدم لقياس كامل الأشعة الشمسية الواردة من كل نصف الكرة الأرضية (الشمس والسماء)، أي قياس الأشعة المباشرة والمنتشرة معاً. ومن أهم أنواعها: جهاز ايلي (Eppley Pyranometer) - شكل (١٠-ب)، وجهاز مول - غورزنسكي، وجهاز بيلاني (Bellani) الذي يتميز



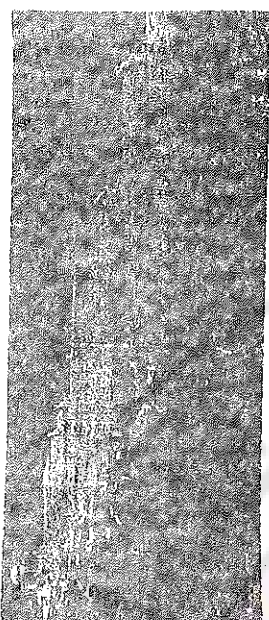
الشكل رقم (١٠-أ)
جهاز أنغستروم



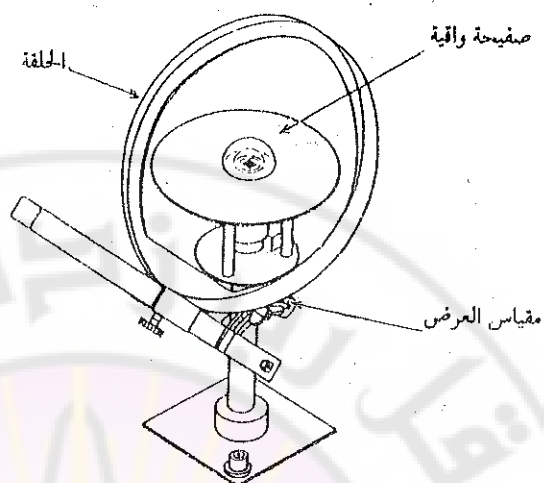
الشكل رقم (١٠-ب)
جهاز إيلاني



الشكل رقم (١٠-ب)
جهاز إيلاني



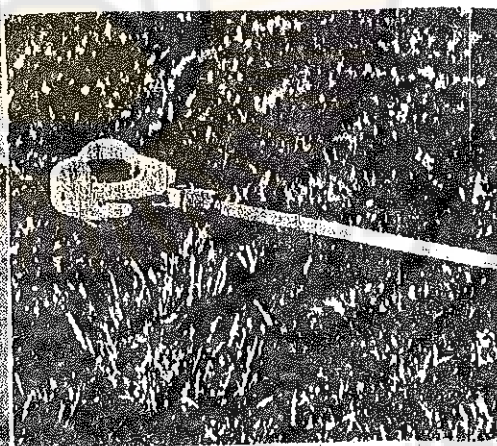
الشكل رقم (١٠-١٠)
أجهزة قياس الإشعاع الأرضي



الشكل رقم (١٠-١٠)
البيرنومتر ذي الحلقة



الشكل رقم (١٠-١٠)
مستقبل شدة الإشعاع الشمسي



الشكل رقم (١٠-١٠)
جهاز قياس صافي الأشعة

يتميز عن غيره من أجهزة البيرانومتر في كون سطح الاستقبال فيه كروياً وليس مستوياً -شكل (١٠-ج)-. ويتم القياس فيه عن طريق قياس الطاقة التبخرية للإشعاع الشمسي الذي ييخر جزءاً من السائل الموجود في مستودع خاص في الجهاز.

كما تستخدم البيرانومترات في قياس كمية الإشعاع الشمسي الذي يصل سطح الأرض بشكل غير مباشر (أشعة منتشرة) بعد أن يكون قد تشتت وتبعثر باصطدامه بالمكونات الجوية، غير أنه في هذه الحالة من الضروري تظليل البيرانومترات كي يتم حجب الأشعة الشمسية المباشرة، ليصل فقط إلى الجزء الحساس من البيرانومتر الأشعة الشمسية غير المباشرة. ويتم التظليل إما باستخدام حلقة عريضة (بيرانومتر ذي الحلقة)-شكل (١٠-د)-، أو باستخدام قرص (بيرانومتر ذي القرص).

وبمعرفة الكمية الكلية للإشعاع الشمسي الواصلة إلى سطح الأرض -بالبيرانومتر المكشوف-، وكمية الأشعة المنتشرة -بالبيرانومتر المظلل-، يمكن حساب كمية الإشعاع الشمسي المباشر؛

[الإشعاع المباشر = الإشعاع الكلي - الإشعاع غير المباشر]

٣- أجهزة قياس الإشعاع الجوي الصافي على سطح أفقي أسود موجه نحو الأعلى، عند درجة حرارة الجو المحيط، وتعرف مثل هذه الأجهزة لقياس الأشعة الجوية تحت الحمراء باسم البيرغيومترات (Pyrgometers).

٤- أجهزة قياس كل من الإشعاع الأرضي والإشعاع الشمسي الكلي، وتعرف هذه الأجهزة، بالبيراديومترات (Pyrradiometers). ويتم قياس الإشعاع الأرضي بواسطة أجهزة قياس جزؤها الحساس أسود اللون، موجه نحو الأرض -شكل (١٠-ه)-.

٥- أجهزة قياس صافي الإشعاع (Net Radiometers)؛ وتقوم هذه الأجهزة بقياس الأشعة كافة الواردة والممتصة بمختلفة طول الموجات المتجهة منها نحو سطح الأرض (الإشعاع الشمسي المباشر وغير المباشر والجوي)، والمتجهة منه

نحو الأعلى بعيدة عن سطح الأرض (الإشعاع الأرضي). والسطح المستقبل والماص للأشعة يجب أن يكون سطحاً أسود لأطوال الموجات الإشعاعية كافة - شكل (١٠-و) - . ويمكن معرفة صافي الإشعاع من العلاقة التالية:

$$[م = \text{ثا} (ح ع - ح س)]$$

حيث: م = صافي الإشعاع.

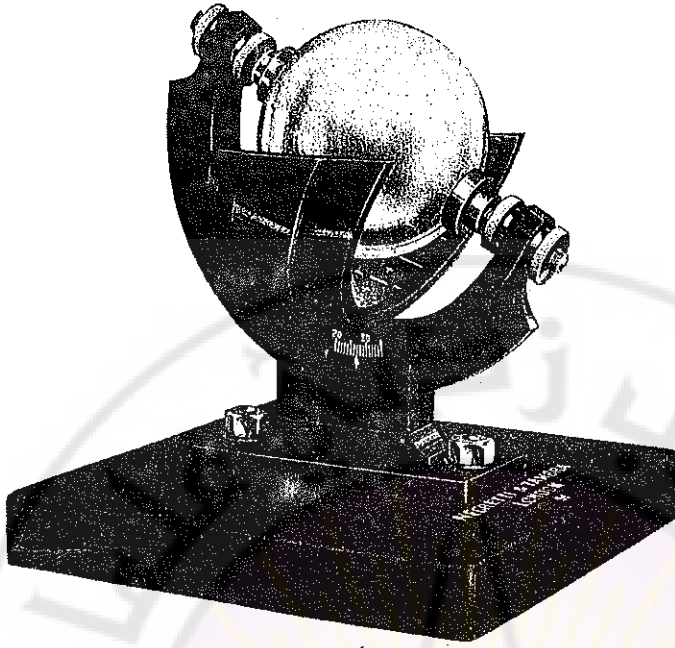
ثا = ثابت يعتمد على الخصائص الفيزيائية للجهاز والجو المحيط.

ح ع = درجة حرارة العنصر المتجه وجهه الأسود إلى الأعلى.

ح س = درجة حرارة العنصر المتجه وجهه الأسود إلى الأرض.

بالإضافة إلى ماتقدم هناك أجهزة مسجلة لقياس شدة الإشعاع الشمسي، تقوم بقياس شدة الإشعاع الشمسي وتسجيلها (كمية الأشعة الكلية/وحدة المساحة/وحدة الزمن) بصورة آلية ومستمرة. والجهاز شائع الاستخدام من نوع Robitzsch-Fuess المعدني - شكل (١٠-ز) - .

بجانب ما ذكرناه سابقاً من أجهزة لقياس كمية الإشعاع، لابد من ذكر أجهزة قياس مدة سطوع الشمس الفعلية، إذ أنه من الضروري التمييز ما بين مدة سطوع الشمس النظرية المحددة بين شروق الشمس وغروبها، ومدة سطوع الشمس الفعلية، التي قد تكون أقل من مدة السطوع النظرية، لكونها تحجب في كثير من الأحيان بسبب الغيوم أو العواصف الترابية. ويتم قياس مدة سطوع الشمس الفعلية بواسطة أجهزة مسجلة. ويكاد يكون جهاز كامبل ستوكس (Campbell Stocks) هو السائد بلا منازع في محطات الرصد الجوي في العالم كافة. ويقوم هذا الجهاز بتسجيل مستمر لمدة سطوع الشمس طوال ساعات ظهورها. ويتكون هذا الجهاز من كرة زجاجية نصف قطرها (٩,٢ سم) - شكل (١١) - مهمتها تجميع أشعة الشمس وتركيزها في نقطة واحدة تدعى المحرق، متولداً عن ذلك حرارة في تلك النقطة تقوم بحرق مسار على المخطط الموضوع خصيصاً لذلك. ويوضع الجهاز على عمود مرفوع عن سطح الأرض بمحدود (١,٥ م).



الشكل (١١)

جهاز كامبل — ستوكس لقياس مدة سطوع الشمس الفعلية

ونتيجة لوفرة أجهزة قياس مدة سطوع الشمس قياساً بأجهزة قياس كمية الإشعاع الشمسي، وللعلاقة الوثيقة ما بين كمية الأشعة الشمسية ومدة سطوع الشمس، فقد وضع بعض العلماء علاقات رياضية لتقدير كمية الإشعاع الواصلة إلى سطح الأرض اعتماداً على ذلك. وتعد علاقة أنغستروم من أهم هذه العلاقات، وهي على الشكل التالي:

$$\left[\frac{Q}{Q_A} = a + b \frac{N}{N} \right]$$

حيث: Q = الإشعاع الكلي على سطح أفقي عند خط عرض Q .

Q_A = الإشعاع الكلي على سطح أفقي في حال غياب الجو

(الثابت الشمسي = 2 حريرة/سم²/دقيقة).

A, b = ثابتان تختلف قيمتهما من مكان إلى آخر مع اختلاف

درجة العرض.

n = عدد ساعات السطوع الفعلية.

$N =$ عدد ساعات السطوع النظرية.

وقد وجد أن قيمة الثابت (b) تكاد تكون ثابتة في المدى العرضي بين (٦٠) شمالاً وجنوباً^(١)، تبلغ وسطياً (٠,٥٢)، بينما وجد أن قيمة الثابت (a) تتغير مع خط العرض وتحسب من العلاقة التالية:

$$A = 0.29 \cos Q$$

حيث: $\cos Q =$ تجب الزاوية Q (خط العرض).

وعلى ضوء ذلك يمكن أن تصاغ علاقة "أنغستروم" وفق الشكل التالي:

$$\left[\frac{Q}{QA} = 0.29 \cos Q + 0.52 \frac{n}{N} \right]$$

أو :

$$(Q = QA (0.29 \cos Q + 0.52 \frac{n}{N}))$$

ثانياً — أجهزة ووحدات قياس درجة الحرارة:

يستخدم في قياس درجة الحرارة أنواع عديدة من أجهزة القياس؛ بعضها عيني، مثلاً موازين الحرارة المختلفة، وبعضها آلي مثلاً بمسجلات الحرارة.

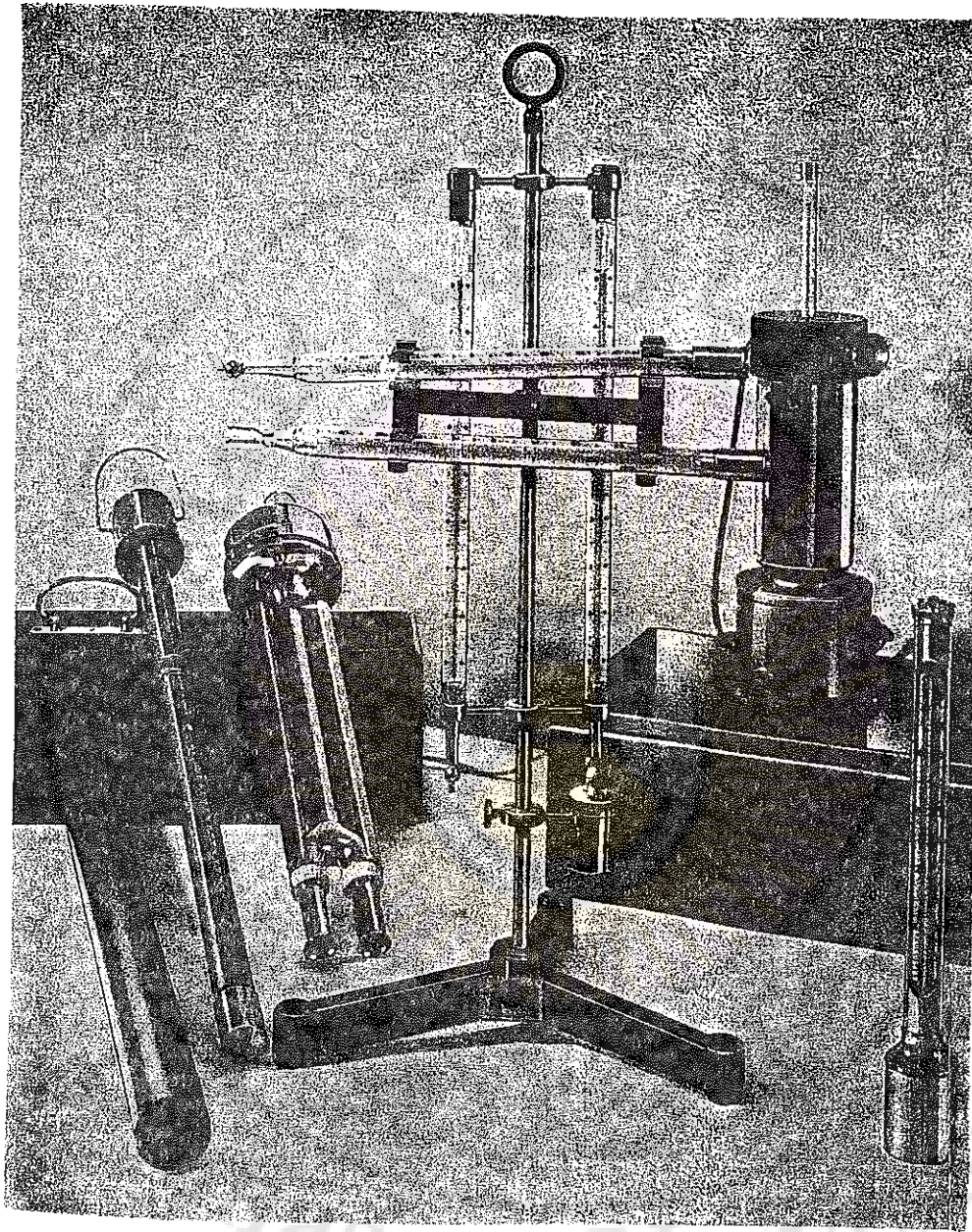
أ — الأجهزة العينية لقياس الحرارة:

وهي مجموعة من موازين الحرارة الموضوعة في قفص الرصد الجوي — شكل (١٢) —، ممثلة في الآتي:

١ — ميزان الحرارة الجاف:

وهو عبارة عن ميزان حرارة زئبقي عادي، مكون من أنبوبة مدرجة بالدرجة وأجزائها (م، ف) منتهية بمستودع مليء بالزئبق. فعندما ترتفع الحرارة يتمدد الزئبق مرتفعاً في الأنبوب. وتقرأ درجة الحرارة أمام أعلى مستوى للنقطة التي وصل إليها الزئبق.

(1) Clower. J & Mc Culloch J.S.G; « The Empirical Relation between Solar Radiation and Hours ». q.J.Roy. Met. Soc, 84, 1958, PP. 172-175.



الشكل رقم (١٢)
موازين درجة الحرارة الهواء

٢- ميزان الحرارة الرطب:

وهو عبارة عن ميزان حرارة جاف، غطي مستودعه بقطعة من القماش (قماش الموسيلين) المبللة باستمرار بالماء. ودرجة الحرارة التي يشير إليها ميزان الحرارة الرطب أقل من تلك التي يشير إليها ميزان الحرارة الجاف بمعدل يتراوح بين أعشار الدرجة في أيام الشتاء الرطبة و١٥ درجة في أيام الصيف. وفي حال تساوي الحرارة الرطبة مع الجافة، فهذا مؤشر على تشبع الهواء ببخار الماء الذي أصبح يقوم مقام قطعة القماش المبللة.

٣- ميزان الحرارة العظمى:

هو ميزان حراري زئبقي، يتصف بوجود اختناق في أسفل الأنبوبة الزجاجية قريب من المستودع الزئبقي يسمح بمرور الزئبق حال ارتفاع الحرارة، لكنه لا يسمح له بالرجوع عند انخفاضها، بحيث يبقى مشيراً إلى أعلى درجة حرارة وصل إليها. وتتم إعادة الزئبق إلى المستودع بجعل ميزان الحرارة العظمى في وضع رأسي وهزه باليد عدة مرات.

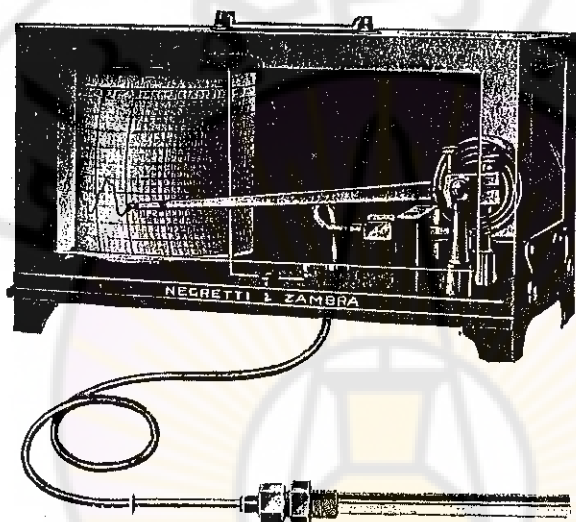
٤- ميزان الحرارة الصغرى:

وهو ميزان حرارة كحولي، يتصف بوجود مؤشر زجاجي في الأنبوبة يستند على أحد طرفيها، لا يستطيع الكحول تحريكه إلى أعلى عند ارتفاع الحرارة، لكنه بانخفاض درجة الحرارة ينكمش تجاه المستودع ساحباً معه المؤشر الزجاجي إلى أسفل الأنبوبة باتجاه المستودع، وتقرأ درجة الحرارة الصغرى عند طرف المؤشر الأبعد عن المستودع.

٥- مسجل الحرارة (الترموغراف Thermograph):

هو جهاز يقوم بقياس درجة الحرارة وتسجيلها بشكل آلي ومستمر. وهناك أنواع عدة من مسجلات الحرارة، غير أن أكثرها شيوعاً واستخداماً مسجلات الحرارة ذات الازدواج المعدني - شكل (١٣) -.

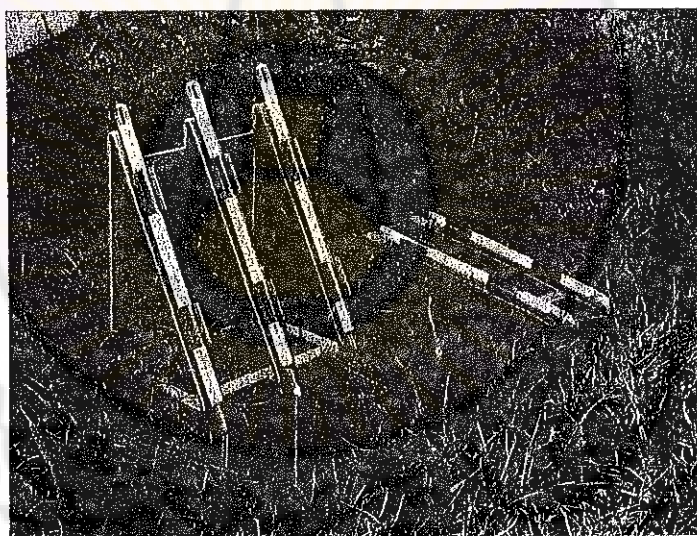
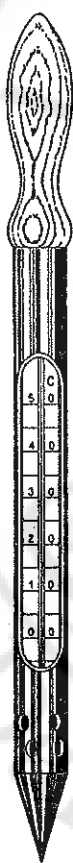
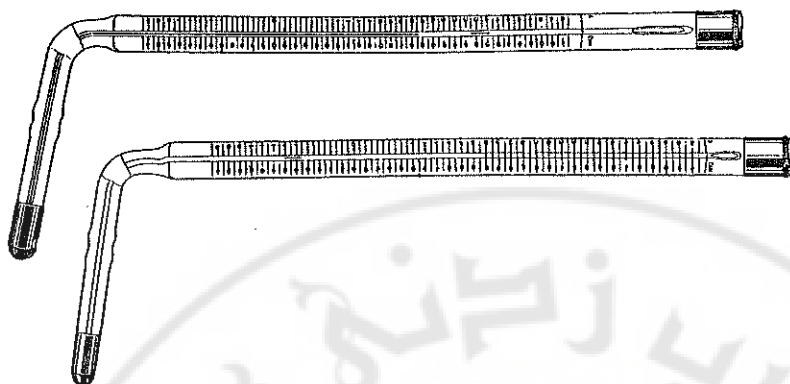
وتوضع موازين الحرارة السابقة (الجاف، الرطب، الصغرى، والعظمى) ضمن قفص الرصد، بحيث يعلق ميزانا الحرارة الجاف والرطب رأسياً، ويكون مستودعهما نحو الأسفل، بينما يركز ميزانا الحرارة العظمى والصغرى بشكل أفقي تقريباً، مع إبقاء ميزان الحرارة العظمى مائلاً فوق الأفق بمحدود درجتين، بحيث يكون مستودعه إلى الأسفل. كما يوضع مسجل الحرارة أيضاً ضمن قفص الرصد.



الشكل رقم (١٣)

مسجل الحرارة ذو الازدواج المعدني

أما في قياس درجة حرارة الحشائش فيستخدم ميزان حرارة صغرى (كحولي) يوضع فوق الحشائش القصيرة، بحيث يلامس خزانه أطراف أوراق الحشائش. ولقياس درجة حرارة التربة عند أعماق مختلفة (٥، ١٠، ٢٠، ٥٠، ١٠٠، ١٥٠ سم)، يستخدم نوعين من موازين الحرارة -شكل (١٤)-: النوع الأول ذات الانحناء بساقها بزاوية قائمة، وتستخدم لقياس الأعماق القريبة من السطح (أقل من ٥٠ سم)، والنوع الثاني هي الموازين المعلقة ذات الأطوال الكبيرة نسبياً التي تستخدم لقياس درجة حرارة الأعماق الكبيرة (٥٠-٣٠٠ سم).



الشكل رقم (١٤)
موازين درجة حرارة التربة

وهناك موازين حرارة خاصة بأعماق البحار، وأخرى لقياس حرارة الإشعاع الشمسي (معرضة مباشرة للإشعاع الشمسي) ذات خزان أسود، وتدرجاتها تتراوح بين (-١٠م) وحتى (١٠٠م).

أما وحدات القياس المستخدمة للتعبير عن درجة الحرارة، فهي ثلاث وحدات:

١— مقياس سيلسيوس (Celsius)، أو المقياس المئوي (السنتيغراد):

وفيه درجة تجمد الماء النقي صفر درجة، ودرجة غليانه (١٠٠) درجة، والمسافة بين الدرجتين مقسمة إلى (١٠٠) قسم متساو، كل قسم يمثل درجة سلسيوس (م، س، C). وينسب هذا المقياس إلى العالم السويدي أندريه سلسيوس الذي وصفه عام (١٧٣٦م).

٢— مقياس فهرنهايت (F):

واضع هذا المقياس العالم الألماني جبريل دانيال فهرنهايت (G.D.Fahrenheit) عام (١٧٢١—١٧٢٤م)، معتبراً درجة تجمد الماء الرقم (٣٢) ودرجة الغليان (٢١٢). والمسافة بين الحدين قسمت إلى (١٨٠) قسماً متساوياً عرف كل قسم بدرجة فهرنهايت (F°).

٣— المقياس المطلق (مقياس كلفن):

واضع هذا المقياس العالم الاسكتلندي (كلفن Kelvin) الذي عاش خلال الفترة (١٨٢٤—١٩٠٧م). وفيه اعتمد الرقم (٢٧٣,٢) كدرجة تجمد للماء النقي، والرقم (٣٧٣,٢) كدرجة غليان للماء. والفارق بين درجتَي التجمد والغليان مئة درجة، كل واحدة تعرف بالدرجة المطلقة أو درجة كلفن (كل).

ويعد المقياس السلسيوسي (المئوي) أكثر المقاييس استخداماً وشيوعاً، ومنذ عام (١٩٤٨م) عد المقياس العالمي. علماً أن المقياس الفهرنهي، وأيضاً مقياس كلفن يستخدمان في بعض الأحيان حتى الآن.

ومن السهولة بمكان تحويل درجة الحرارة من مقياس إلى آخر:

— ففي حال التحويل من المقياس السلسيوسي إلى المقياس الفهرنهايتي،
نستخدم العلاقة التالية:

$$[\text{ف} = \frac{9}{5} (\text{س}) + 32]$$

أو: $\text{ف} = 32 + (1,8 \times \text{س})$

مثال:

١٠ س = ٥٠ ف

$$\text{ف} = \frac{9}{5} (10) + 32 = \frac{90}{5} + 32 = 18 + 32 = 50 \text{ ف}$$

$\text{ف} = 50 = 18 + 32 = (10 \times 1,8) + 32$

— أما في حال التحويل المعاكس، من المقياس الفهرنهايتي إلى المقياس
السلسيوسي، فنستخدم العلاقة التالية:

$$[\text{س} = \frac{5}{9} (\text{ف} - 32)]$$

أو: $\text{س} = 0,55 (\text{ف} - 32)$

مثال:

٥٠ ف = ١٠ س (م)

$$\text{س} = \frac{5}{9} (50 - 32) = \frac{5}{9} \times 18 = 10 \text{ س}$$

$\text{س} = 10 = 0,55 (50 - 32) = 0,55 \times 18$

— أما في حال التحويل من المقياس السلسيوسى إلى المقياس المطلق (كلفن) والعكس، فالأمر لا يتطلب سوى الجمع والطرح. فعند التحويل من الدرجة السلسيوسية إلى الدرجة المطلقة يضاف إليها (٢٣٧,٢)، وفي التحويل المعاكس يطرح منها رقم (٢٣٧,٢).

ثالثاً — أجهزة قياس الضغط الجوي ووحداته:

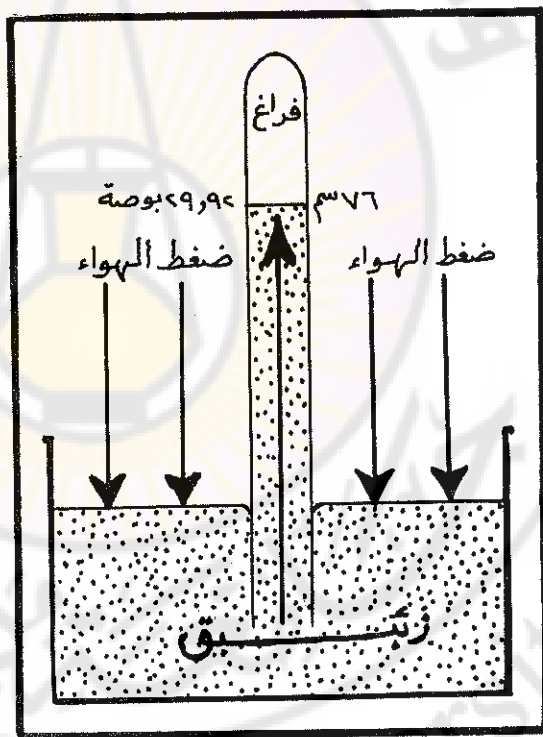
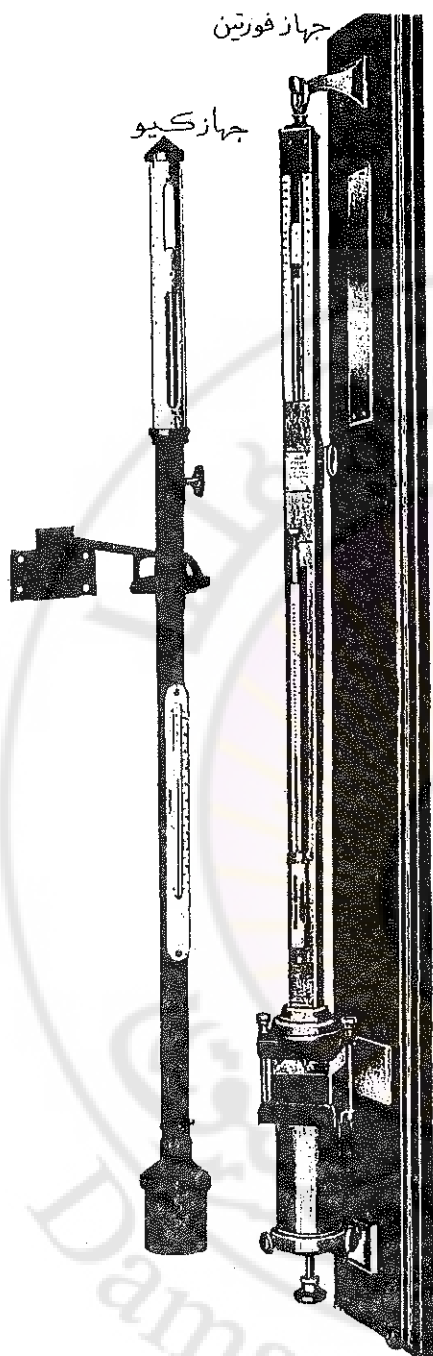
تصنف أجهزة قياس الضغط الجوي ضمن مجموعتين؛ عينية وآلية (مسجلة). وتتمثل الأجهزة العينية في:

أ — أجهزة قياس الضغط الزئبقية (البارومترات الزئبقية):

يعد جهاز تورشيلي أول جهاز قياس ضغط زئبقي في العالم — شكل (١٥-أ) —، ويعود اختراعه على عام (١٦٤٣م). ولقد بقي مبدأ جهاز تورشيلي هو السائد حالياً، مع ما أدخل على الأجهزة الزئبقية من تعديلات سهلت حملها واستعمالها. وأصبح كل جهاز ضغط زئبقي يرفق بميزان حرارة صغير لقياس درجة حرارة زئبق المستودع، ولضرورة تصحيح قيمة الضغط المسجلة بالنسبة للأحوال القياسية. ويستخدم في محطات الرصد الجوي عدة نماذج من أجهزة قياس الضغط الزئبقية، غير أن أكثرها شيوعاً واستعمالاً هما: أنموذج فورتين، وأنموذج كيو — شكل (١٥-ب) —. وأنموذج فورتين هو الأكثر شيوعاً. وبعد أخذ قراءات الضغط من أجهزة القياس الزئبقية لابد من إجراء تصحيح عليها بالنسبة للأحوال القياسية.

٢ — جهاز قياس الضغط المعدني:

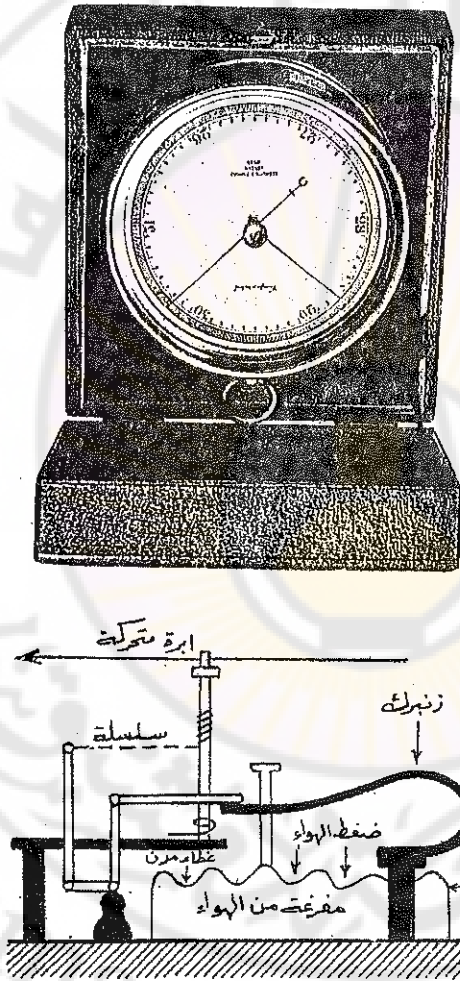
لقد بقي الأنبوب الزئبقي أساساً لقياس الضغط الجوي حتى عام (١٨٤٨م) حين اخترع جهاز قياس الضغط المعدني. ومع ذلك مازالت الأجهزة الزئبقية أساساً لاستخدامها في معايرة الأجهزة الأخرى، لما تتصف به من دقة.



الشكل رقم (٩٥-ب)
جهاز كيو الزيتي لقياس الضغط وجهاز فورتن

الشكل رقم (٩٥-أ)
مخطط لجهاز تورشميلي الزيتي لقياس الضغط

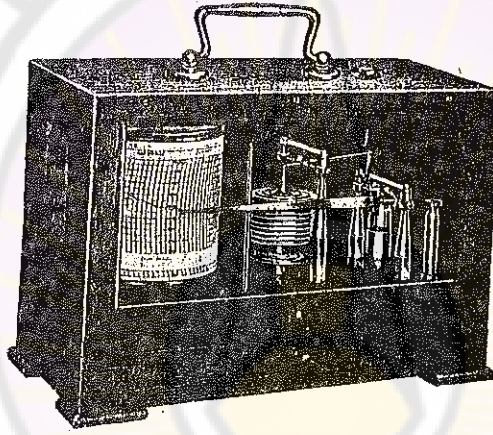
ويتألف هذا الجهاز من علبة معدنية قابلة للتمدد، ومفرغة من الهواء، تتأثر بجوانبها بالضغط الجوي فتتمدد نحو الداخل أو نحو الخارج تبعاً لارتفاع الضغط أو انخفاضه فيتحرك من جراء ذلك ذراع معدني يدور أمام قرص مقسم تقرأ عليه قيمة الضغط الجوي - شكل (١٦) -.



الشكل رقم (١٦)
مقياس الضغط المعدني (أ) ومخطط له (ب)

أما الأجهزة الآلية، فتتمثل في:

مسجل الضغط الجوي (الباروغراف)؛ وهو عبارة عن جهاز قياس ضغط جوي معدني، تقوم آليته على تسجيل قيم الضغط الجوي بشكل آلي وبصورة مستمرة على ورقة مليمتريّة مقسمة تقسيماً خاصاً، وملفوفة حول أسطوانة تدور بواسطة ساعة زمنية دورة كل أسبوع أمام ريشة مثبتة في مؤشر متصل بعدة أقراص معدنية مفرغة الهواء وحساسة للضغط الجوي - شكل (١٧) -، ويتم تبديل الورقة القياسية كل أسبوع.



الشكل رقم (١٧)

مسجل الضغط الجوي

ويستخدم للتعبير عن قيمة الضغط الجوي العديد من وحدات القياس، هي:

١- المليبار: وهو أكثر وحدات القياس استخداماً وشيوعاً في قياس الضغط الجوي. والمليبار = ٠,٠٠١ بار = ٠,٠١ نيوتن = ١٠٠٠ دينة/سم^٢. والدينه؛ هي القوة اللازمة لتحريك غرام واحد مسافة سنتيمتر واحد في ثانية واحدة. أو هي القوة المطبقة لوزن غرام واحد على سطح مساحته سنتيمتر مربع واحد.

٢- المليمتر زئبق: وهو أقل استخداماً من المليبار، والمليمتر زئبق الواحد = ١,٣٣٣ مليباراً. وبذا فإن المليبار الواحد = ٠,٧٥٠ مليمتر زئبقاً.

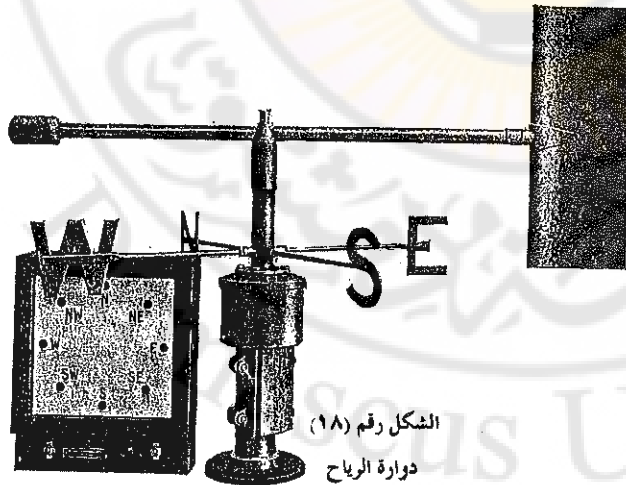
٣- البوصة زئبق: وهي مقياس للأبعاد تدل على قيمة ارتفاع الزئبق في أنبوب الزئبق، كما هو الحال في المليمتر الزئبقي. وتكافئ البوصة الواحدة ٣٣,٨٦ مليباراً. والبوصة = ٢٥,٤ مليمتر.

٤- الهيكوباسكال: وهو من وحدات القياس التي باتت تستخدم بكثرة في العشرين سنة الماضية. والهكتوباسكال الواحد يساوي مليباراً واحداً. والباسكال = ١٠٠ مليبار.

رابعاً - أجهزة قياس اتجاه الرياح وسرعتها:

١- أجهزة قياس اتجاه الرياح: يعين اتجاه الرياح باستخدام:

أ - دوار الرياح؛ وهي عبارة عن جهاز بسيط مؤلف من ذراع من الحديد على شكل سهم مؤخرته عريضة، يرتكز على عمود من الحديد يدور بسهولة. ويرتكز الذراع والعمود معاً على عمود آخر غير متحرك، مثبت عليه ذراعان أفقيان يشيران إلى الجهات الأربع الرئيسة، أو قرص مدرج بالدرجات من الصفر حتى (٣٦٠) درجة - شكل (١٨) -، وعندما تهب الرياح تندفع مؤخرة السهم نحو الجهة التي تتجه نحوها الرياح، بينما يشير السهم إلى جهة هبوب الرياح.



الشكل رقم (١٨)
دوار الرياح

ب — مسجل اتجاه الرياح؛ وهو عبارة عن دوارة رياح من النوع المسجل.
ج — بالتقدير؛ وذلك من خلال ملاحظة حركة بعض الأشياء الدالة،
كما في الأعلام والرايات، ودخان المداخن، وحركات أوراق الأشجار... الخ.

٢ — أجهزة قياس سرعة الرياح؛ وهي الآتية:

أ — مقياس سرعة الرياح ذو الفناجين (الأنيمومتر Anemometr)؛
وهو الجهاز الأكثر شيوعاً في محطات الرصد الجوي كافة في العالم. ويتكون من
ثلاثة فناجين مثبتة بشكل عمودي على محور رأسي. ونتيجة لكون قوة تأثير الرياح
على السطح الداخلي للفناجين أكبر منها على السطح الخارجي، لذا يحدث دوران
للفناجين — شكل (١٩-أ).

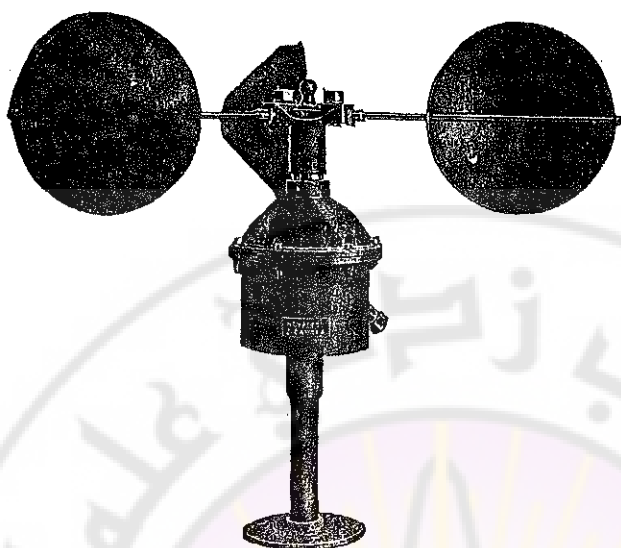
ويتناسب معدل دوران الفناجين طردياً مع سرعة الرياح. وتنقل حركة
دوران الفناجين إلى عداد (أو مؤشر) يدل على سرعة الرياح.

ب — مقياس سرعة الرياح ذو أنبوبة الضغط؛ وهو أقل استخداماً من
المقياس السابق ذكره. وتعتمد فكرته على ازدياد الضغط بداخل أنبوبة مفتوحة من
الطرف المواجه للرياح مع ازدياد سرعة الرياح.

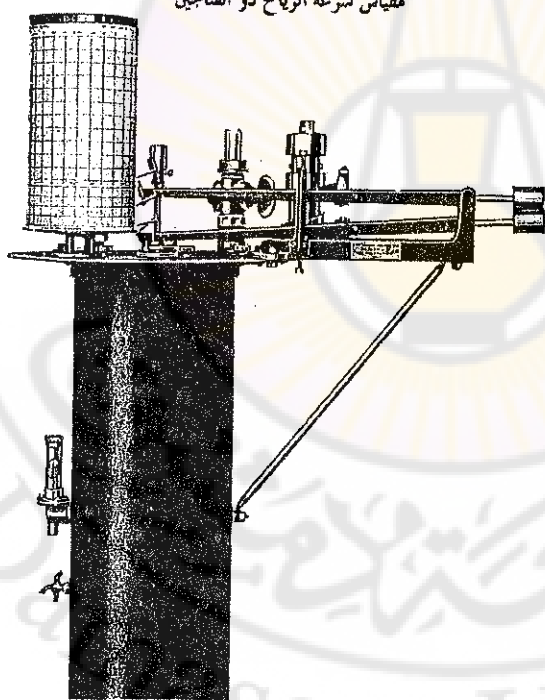
ج — مسجل سرعة الرياح ذو الفناجين؛ وهو جهاز سرعة ذو فناجين،
تنقل فيه حركة الفناجين إلى مؤشر يتحرك حول أسطوانة دائرية ملفوف عليها
مخطط، بحيث يخط المؤشر على المخطط ما يدل على سرعة الرياح.

د — مسجل سرعة الرياح واتجاهها ذو أنبوبة الضغط؛ وهو جهاز يقوم
بقياس سرعة الرياح وتحديد اتجاهها وتسجيل ذلك آلياً وباستمرار على مخطط يدور
حول أسطوانة — شكل (١٩-ب) —.

وبالإضافة إلى الأجهزة سابقة الذكر لتحديد اتجاه الرياح وسرعتها. فإنه من
الممكن اللجوء إلى الطريقة التي وضعها الأدميرال السير فرنسيس بيفورت (Beafort)
عام (١٨٠٥م) لتقدير سرعة الرياح، وذلك بالاعتماد على قوة تأثير الرياح في



الشكل رقم (١٩-أ)
مقياس سرعة الرياح ذو الفناجين



الشكل رقم (١٩-ب)
مسجل سرعة الرياح واتجاهها (نموذج دائري)

الأشكال العامة الموجودة فوق سطح الأرض. ولقد ميز "بيفورت" ١٢ نوعاً من الرياح بجانب حالة السكون، والجدول التالي (٣) يبين مقياس "بيفورت" لسرعة الرياح^(١).

جدول رقم (٣): مقياس بيفورت لسرعات الرياح

الدرجة	نوع الرياح	السرعة (م/ثا)	الدلائل
٠	ساكن	٠-٠,٢	يرتفع الدخان رأسياً إلى أعلى
١	نسيم عليل	٠,٣-١,٥	يعرف اتجاه الرياح من حركة الدخان، وليس من دوارة الرياح
٢	نسيم خفيف	١,٦-٣,٣	يشعر بالرياح على الوجه، وأوراق الأشجار. كما وتتحرك دوارة الرياح
٣	نسيم لطيف	٣,٤-٥,٤	أوراق الأشجار والأغصان في حركة دائمة. كما وتتحرك الرايات
٤	نسيم معتدل	٥,٥-٧,٩	ترتفع الأتربة والأوراق المتناثرة ويحرك الأفرع الصغيرة.
٥	نسيم نشيط	٨,٠-١٠,٧	تبدأ الأشجار الصغيرة المورقة بالتمايل. وتكون الموجات على سطح مياه البحيرات.
٦	نسيم قوي	١٠,٨-١٣,٨	تتحرك أغصان الأشجار الكبيرة. يسمع الصغير في أسلاك التلغراف. تستعمل المظلات بصعوبة.
٧	عاصفة غير مكتملة	١٣,٩-١٧,١	تتحرك كل أجزاء الشجر. يشعر الإنسان بالضيق عند الحركة بعكس اتجاه الرياح.
٨	عاصفة	١٧,٢-٢٠,٧	تنكسر أغصان الأشجار الصغيرة. تعوق التقدم بصفة عامة.
٩	عاصفة شديدة	٢٠,٨-٢٤,٤	يحدث تلف بسيط في المباني وتقتلع المداخن وأحجارها.

(1) Tarbuck, E.J & Lutgens, F.K; « Earth Science ». Ohio, 1976, P.317.

١٠	زوبعة	٢٨,٤—٢٤,٥	نادراً ما تتعرض لها اليابسة. تقتلع الأشجار، وتحدث أضراراً في المباني.
١١	زوبعة هوجاء	٣٢,٦—٢٨,٥	نادرة الحدوث جداً، تصاحب بحسائر فادحة.
١٢	إعصار (هوريكن)	أكثر من ٣٢,٧	دمار شديد على نطاق واسع.

خامساً — أجهزة قياس الرطوبة النسبية:

من الأجهزة المستعملة في قياس الرطوبة النسبية:

١ — البسيكرومتر (Psychrometer):

وهو عبارة عن جهاز يتألف من ميزاني حرارة جاف ورطب. وباستخلاص الفرق بين درجة حرارة الميزانين، وباستخدام جداول البسيكرومترات الخاصة لذلك (جدول ٤)، يمكن حساب قيمة الرطوبة النسبية.

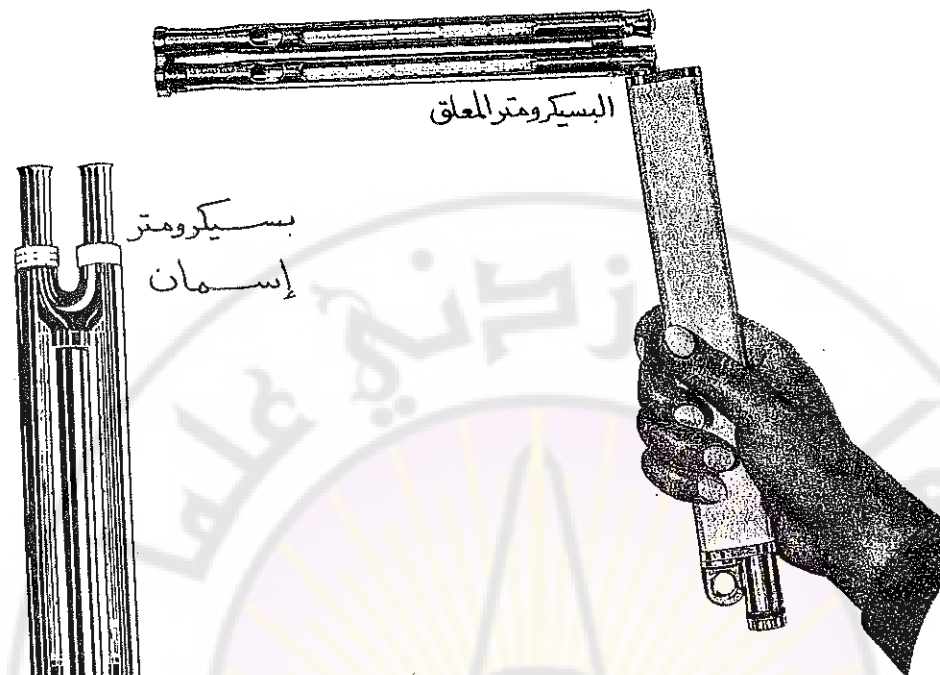
وهناك نموذجان من البسيكرومتر يستخدمان في محطات الأرصاد الجوية — شكل (٢٠)ـ، وهما:

أ — النموذج المعلق أو الدوار؛ وتتم قهيته بطريقة يدوية، بتدويره عدة دورات لاكتساب التهوية اللازمة.

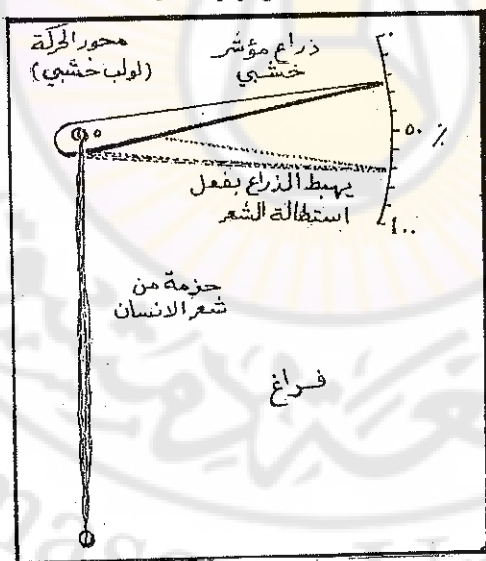
ب — نموذج اسمان؛ ويختلف عن النموذج المعلق بطريقة التهوية، التي تتم في نموذج اسمان باستخدام مروحة كهربائية صغيرة موجودة ضمن الجهاز.

٢ — الهيجرومتر الشعري (مقياس الرطوبة النسبية الشعري):

وهو جهاز بسيط، يتألف من حزمة من خصلات شعر الإنسان (شعر فتيات شقراوات)، مثبت فيها ريشة تتحرك أمام مسطرة مدرجة من الصفر إلى (١٠٠). فبانخفاض نسبة الرطوبة يتقلص الشعر، وبارتفاعها يتمدد، مشيراً إلى ذلك سن الريشة — شكل (٢١)ـ أ.



الشكل رقم (٢٠)
مقياس الرطوبة النسبية



الشكل رقم (٢١)
مقياس الرطوبة الشعري (المهجرومتر الشعري)

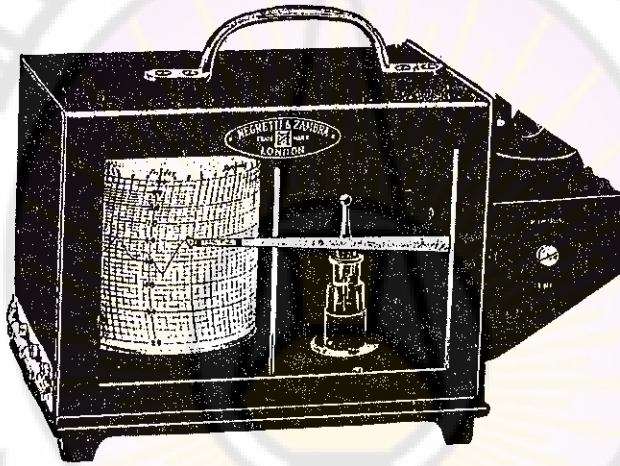
جدول (٤) حساب الرطوبة النسبية

الفرق بين درجة الحرارة الجافة والرطبة (م)													درجة الحرارة الجافة
١٢	١١	١٠	٩	٨	٧	٦	٥	٤	٣	٢	١	٠	...
							١٣	٢٩	٤٦	٦٤	٨١	١٠٠	...
						٧	٢٢	٣٧	٥٢	٦٨	٨٤	١٠٠	٢
						١٦	٢٩	٤٣	٥٧	٧١	٨٥	١٠٠	٤
					١١	٢٤	٣٥	٤٨	٦٠	٧٣	٨٦	١٠٠	٦
				٨	١٩	٢٩	٤٠	٥١	٦٣	٧٥	٨٧	١٠٠	٨
			٦	١٥	٢٤	٣٤	٤٤	٥٥	٦٦	٧٧	٨٨	١٠٠	١٠
			١٢	٢١	٢٩	٣٩	٤٨	٥٨	٦٨	٧٨	٨٩	١٠٠	١٢
		١٠	١٨	٢٦	٣٤	٤٢	٥١	٦٠	٧٠	٧٩	٩٠	١٠٠	١٤
	٨	١٥	٢٣	٣٠	٣٨	٤٦	٥٤	٦٣	٧١	٨١	٩٠	١٠٠	١٦
٧	١٤	٢٠	٢٧	٣٤	٤١	٤٩	٥٧	٦٥	٧٣	٨٢	٩١	١٠٠	١٨
١٢	١٨	٢٤	٣١	٣٧	٤٤	٥١	٥٩	٦٦	٧٤	٨٣	٩١	١٠٠	٢٠
١٧	٢٢	٢٨	٣٤	٤٠	٤٧	٥٤	٦١	٦٨	٧٦	٨٣	٩٢	١٠٠	٢٢
٢٠	٢٦	٣١	٣٧	٤٣	٤٩	٥٦	٦٢	٦٩	٧٧	٨٤	٩٢	١٠٠	٢٤
٢٤	٢٩	٣٤	٤٠	٤٦	٥١	٥٨	٦٤	٧١	٧٨	٨٥	٩٢	١٠٠	٢٦
٢٧	٣٢	٣٧	٤٢	٤٨	٥٣	٥٩	٦٥	٧٢	٧٨	٨٥	٩٣	١٠٠	٢٨
٣٠	٣٥	٣٩	٤٤	٥٠	٥٥	٦١	٦٧	٧٣	٧٩	٨٦	٩٣	١٠٠	٣٠
٣٢	٣٧	٤١	٤٦	٥١	٥٧	٦٢	٦٨	٧٤	٨٠	٨٦	٩٣	١٠٠	٣٢
٣٥	٣٩	٤٣	٤٨	٥٣	٥٨	٦٣	٦٩	٧٥	٨١	٨٧	٩٣	١٠٠	٣٤
٣٧	٤١	٤٥	٥٠	٥٤	٥٩	٦٤	٧٠	٧٥	٨١	٨٧	٩٤	١٠٠	٣٦
٣٩	٤٣	٤٧	٥١	٥٦	٦١	٦٦	٧١	٧٦	٨٢	٨٨	٩٤	١٠٠	٣٨
٤٠	٤٤	٤٨	٥٣	٥٧	٦٢	٦٧	٧٢	٧٧	٨٢	٨٨	٩٤	١٠٠	٤٠

٣- مسجل الرطوبة النسبية (الهيجروغراف):

وهو عبارة عن مقياس رطوبة نسبية شعري آلي، يقوم بقياس نسبة الرطوبة وتسجيلها بشكل متواصل - شكل (٢١-ب) -.

أما قياس درجة حرارة نقطة الندى فيتم باستخدام ميزاني حرارة جاف ورطب، فمن خلال مقارنة قراءتي ميزاني الحرارة، وباستخدام جداول وضعت خصيصاً لذلك يمكن حساب قيمة نقطة الندى.



الشكل رقم (٢١-ب)

مسجل الرطوبة النسبية (الهيجروغراف)

أما كمية الندى، فتقاس بعدة طرق، منها:

- ١- استخدام صفائح موزونة جافة مكونة من مادة هيجروسكوبية (جبس، نسيج نباتي، ورق نشاف) تعرض للهواء بدءاً من غروب الشمس وحتى شروقها، ووزنها عند شروق الشمس، وفارق الوزن يدل على كمية الندى.

٢- استخدام مسجل الندى؛ وهو جهاز يقوم بقياس كمية الندى وتسجيلها آلياً وبصورة مستمرة.

سادساً- أجهزة قياس التبخر:

يشير معدل التبخر إلى كمية الماء الفاقدة بالتبخر من وحدة المساحة في وحدة الزمن. ويعبر عنه بحجم الماء السائل المتبخر من وحدة المساحة في وحدة الزمن، وهذا ما يكافئ عمق الماء السائل الفاقد في وحدة الزمن إلى المساحة الكلية. ويمكن أن تكون وحدة الزمن إما ساعة أو يوماً... الخ، أما عمق الماء فيعبر عنه إما بالمليمتر أو السنتيمتر.

ومن أهم الأجهزة المستخدمة في قياس التبخر، -شكل (٢٢)-، يمكن ذكر مايلي:

١- جهاز بيشي (Piche):

وهو من الأجهزة الشائع استخدامها

في محطات الرصد الجوي. ويتألف من أنبوبة

زجاجية مدرجة، مفتوحة من جهة ومغلقة من

جهة أخرى (طولها ٢٢,٥ سم، قطرها الداخلي

لا يزيد على ١١ مم والخارجي على ١٤ مم).

وتملأ هذه الأنبوبة بالماء، ويوضع فوق طرفها

المفتوح ورقة نشاف خاصة، ثم تنكس الأنبوبة

نحو الأسفل تجاه ورقة النشاف -شكل (٢٢-أ)-

وتدل سرعة انخفاض الماء في الأنبوبة على نشاط

عملية التبخر. ويوضع هذا الجهاز داخل قفص

الرصد.

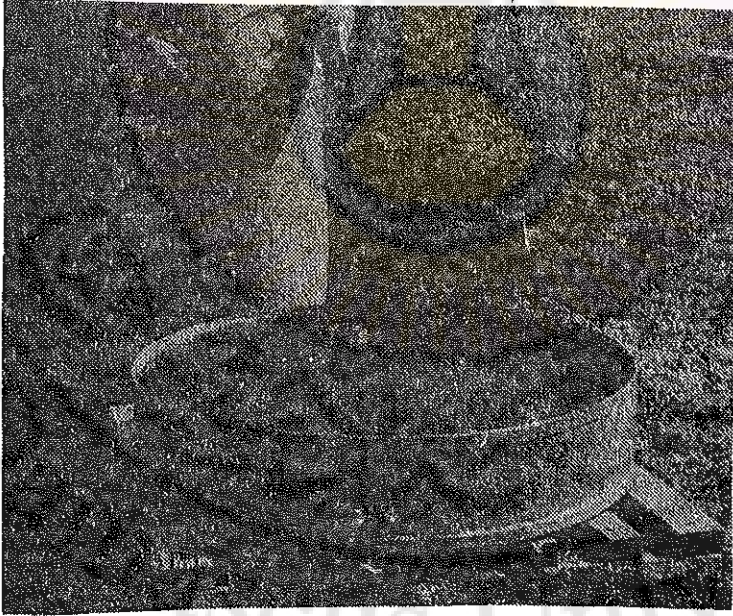


الشكل رقم (٢٢-أ)

جهاز بيشي لقياس التبخر

٢- أوعية التبخر:

يستخدم في قياس التبخر أنواع عديدة من الأوعية (الأحواض) المعدنية مختلفة الأحجام، التي تملأ بالماء وتوضع معرضة مباشرة للهواء ولأشعة الشمس. إلا أن أكثر أنواع الأوعية شيوعاً واستخداماً هو النوع الأمريكي (أ) الذي أوصت باستخدامه المنظمة العالمية للأرصاد الجوية كجهاز قياسي. ويتألف هذا الجهاز (وعاء — أ —، Class- A) من أسطوانة من الحديد أو النحاس المغلفن، قطرها الداخلي ١٢٠,٧ سم، وعمقها من الداخل ٢٥ سم. وترتفع قاعدة هذا الوعاء عن سطح الأرض بمحدود ٣-٥ سم بواسطة عوارض خشبية — شكل (٢٢-ب) —، ويملاً بالماء حتى مستوى ٥ سم من حافته العليا. ويوجد في الوعاء بئر لتهدئة ذبذبة المياه، قطره حوالي ١٠ سم، وعمقه حوالي ٣٠ سم، مع ثقب صغير عند قاعدته. ولقياس التغير في مستوى ماء الوعاء نتيجة التبخر يستخدم إما المقياس ذو الخطاف، أو المقياس ذو النقطة الثابتة.

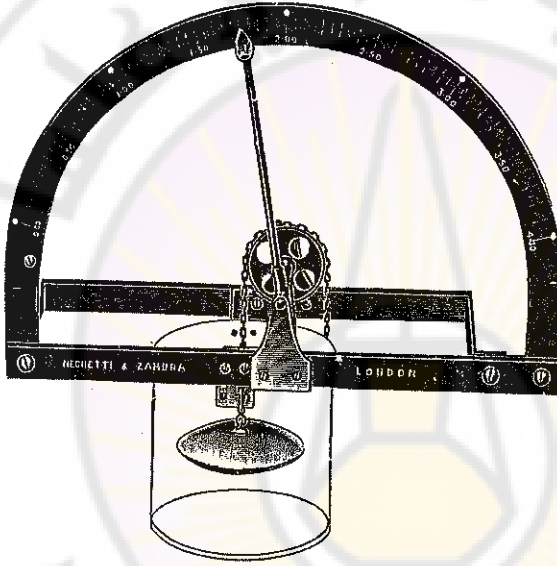


الشكل رقم (٢٢-ب)

وعاء التبخر الأمريكي — نموذج A Class- A

٣- جهاز التبخر ذو الكفة:

يتألف هذا الجهاز من وعاء على شكل كفة الميزان مملوء بالماء، يتصل بمجموعة روافع لنقل الحركة إلى حامل ذراع مؤشر ينتهي عند لوحة مدرجة يشير أمامها إلى كمية المياه المتبخرة - شكل (٢٢-ج) -.



الشكل رقم (٢٢-ج)
جهاز قياس التبخر ذو الكفة

٤- مسجل التبخر (الإيفيوغراف):

وهو عبارة عن مقياس تبخر مسجل من نوع ذي الكفة، يقوم بقياس كمية المياه المتبخرة وتسجيلها آلياً وبشكل مستمر على مخطط مركب على أسطوانة دائرية. ويوضع هذا الجهاز في قفص رصد خشبي.

٥- جهاز اللايسيمتر Lysimeter:

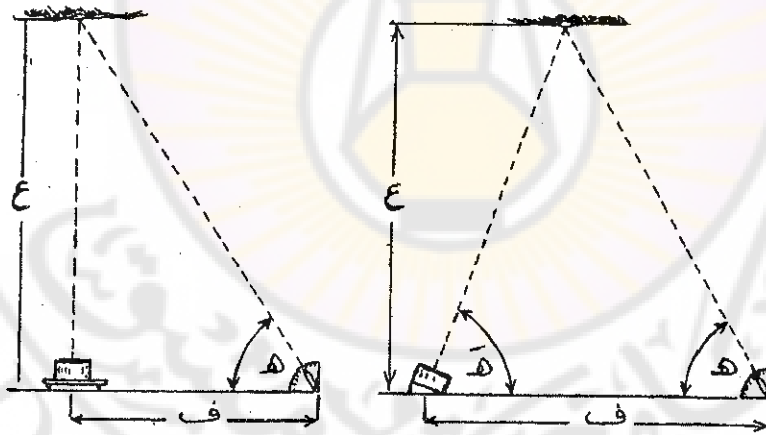
جهاز يستخدم لقياس التبخر — النتح الفعلي من سطح التربة. ويتألف من وعاء أسطواني يملأ بالتربة المغطى سطحها بنباتات ممثلة للمنطقة المراد قياس التبخر والنتح فيها، ثم يتم وزنه على فترات بميزان هيدروليكي، لمعرفة التغير في وزن عينة التربة الموضوعة في الوعاء، الذي يدل على كمية المياه المتبخرة والمنتوحة.

سابعاً — طرق قياس ارتفاع قواعد الغيوم، واتجاهها وسرعتها^(١):

يستخدم في قياس ارتفاع قواعد الغيوم طرق عديدة، منها:

أ — بواسطة إطلاق بالونة صغيرة، ثم حساب الزمن المنقضي بين إطلاق البالونة واختفائها في قاعدة الغيوم — بافتراض أن البالونة تصعد بمعدل ثابت معروف.

ب — بواسطة الكشافات الضوئية في أثناء الليل — شكل (٢٣) — وباستخدام العلاقتين التاليتين يمكن تحديد ارتفاع قاعدة الغيوم:



الشكل رقم (٢٣)

طريقة قياس ارتفاع قاعدة الغيوم أثناء الليل باستخدام الكاشف الضوئي

(١) علي موسى "الرصد والتنبؤ الجوي" دمشق، ١٩٨٦، ص ١٦٩-١٧٣.

١- [ع = ل × ظل هـ] في حال كون الحزمة الضوئية الكاشفة شاقولية.

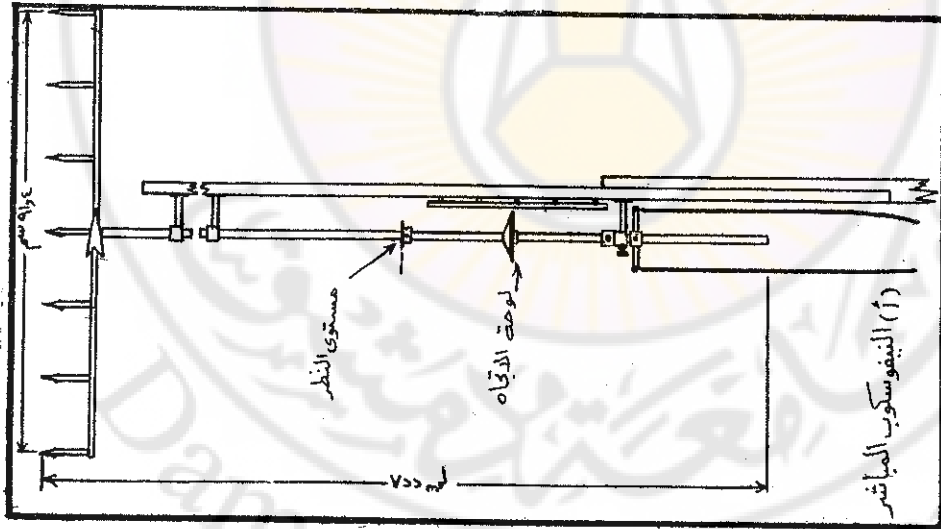
٢- [ع = $\frac{ل}{\text{ظل هـ} + \text{ظل هـ}}$] في حال كون الحزمة الضوئية الكاشفة

مائلة بزاوية (هـ).

أما لقياس اتجاه حركة الغيوم وسرعتها؛ فيمكن اتباع الطرق التالية:

أ — باتخاذ نقطة ثابتة كدليل (علم، شجرة، مبنى... الخ) وتحديد اتجاه الرياح والغيوم على أساسها.

ب — باستخدام جهاز النيفوسكوب (Nephoscope)، ويوجد منه نوعان؛ أحدهما يستخدم لرصد اتجاه الغيوم وسرعتها - شكل (٢٤-أ) -، والآخر يستخدم لقياس ارتفاع الغيوم وتحديد اتجاهها وسرعتها - شكل (٢٤-ب).



الشكل رقم (٢٤-أ)

مقياس اتجاه الغيوم وسرعتها (النيفوسكوب المباشر)



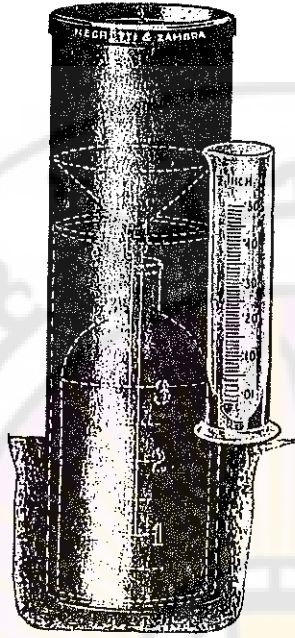
الشكل رقم (٢٤-ب)
مقياس ارتفاع الغيوم وتحديد اتجاهها وسرعتها (نيفوسكوب الانعكاس)

ثامناً — أجهزة قياس التهطال:

١ — قياس المطر؛ يستخدم في قياس كمية الأمطار الهاطلة العديد من أجهزة القياس منها:

أ — مقياس المطر العادي Rain Gauge: ويتألف من وعاء معدني أو بلاستيكي، أسطواني الشكل، قطر فوهته محدود (١٦ سم)، وطوله نحو (٥٨ سم). ويوجد بداخل الوعاء قمع مهمته تجميع مياه الأمطار الهاطلة في علبة تقع دونه — شكل (٢٥-أ) —.

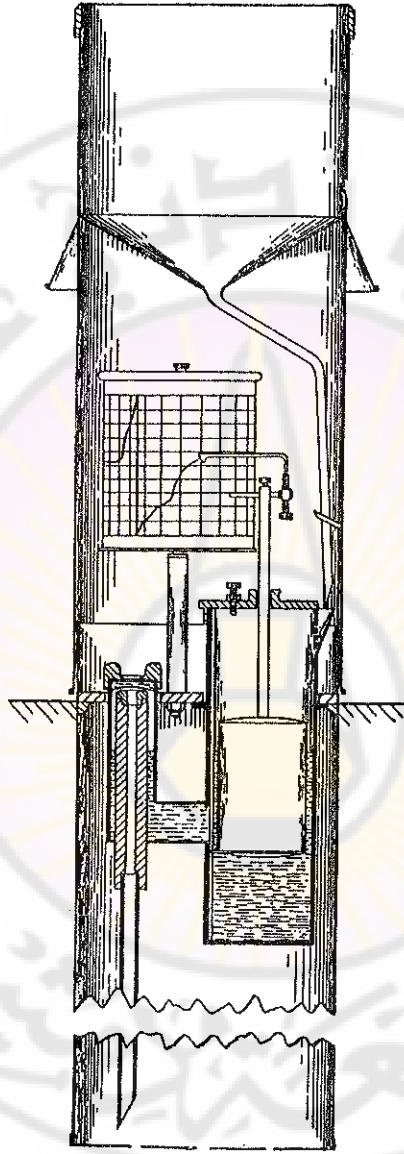
ولقياس الأمطار الهاطلة يتم تفريغ مياه الأمطار المتجمعة في العلبة الجامعة في أنبوب شفاف مدرج بالمليمترات وأعشارها وتؤخذ القراءة لأقرب (١، ٠ مم).



الشكل رقم (٢٥-أ)
مقياس المطر العادي

ب — مسجل المطر: جهاز يقوم بقياس المطر وتسجيله بشكل آلي وبصورة مستمرة. وهناك عدة أنواع من مسجلات الأمطار، منها:

١ — المسجل ذو الفواشة: وفي هذا النوع من المسجلات يتجه المطر إلى وعاء اسطواني يحتوي فواشة خفيفة ومجوفة. فعندما يرتفع مستوى الماء في الوعاء ترتفع الفواشة ويرتفع معها مجموعة ذراع الريشة المثبتة على حاملها، فيخط سن الريشة على المخطط الملفوف على الأسطوانة الدائرة نسبة هذا الارتفاع الذي يدل على كمية المطر الهاطلة. وفي حال ملء الوعاء ينسكب منه الماء آلياً عن طريق سيفون خاص - شكل (٢٥-ب) -.



الشكل رقم (٢٥-ب)
صورة لمسجل المطر ذو القواشة
١٠٩-

٢- المسجل ذو الجيب المائل: ويتألف من جيبين صغيرين سعة الواحد منهما ٢٥, ٠ مم من الماء يقعان أسفل قمع تجمع. ويفرغ الجيب العلوي ماؤه إلى الجيب السفلي الذي يصرف مياهه إلى مصرف سفلي. وتسجل عدد مرات تفريغ مياه الجيب السفلي على مخطط متحرك، يمكن من خلاله معرفة كمية الأمطار الهاطلة وغزارتها.

٣- المسجل ذو الميزان: ويتألف من مستقبل ومجمع للمياه الهاطلة. ثم يوزن الهطول بواسطة ميزان خاص بصورة آلية محوّلًا الوزن مباشرة إلى مليمترات مكافئة للمطر الهاطل، مسجلًا ذلك بواسطة سن ريشة على مخطط ملفوف على أسطوانة تدور دورة كاملة كل يوم.

٢- قياس الثلج:

يمكن أن يقاس الثلج، إما باستخدام مجمع ذي سطح لا تقل مساحته عن (٢٠٠ سم^٢)، وعمقه ثلاثة أضعاف قطر فوهته. أو باستخدام مسطرة مدرجة توضع في الثلج لمعرفة سماكته. ومن المتعارف عليه أن كل سماكة ثلج مقدارها سنتيمتر واحد تعادل حوالي مليمترا واحداً من المطر الهاطل، كما يستخدم مسجل المطر ذو الميزان لقياس كمية الثلج الساقطة وتسجيلها، بما يكافئها من مطر هاطل. ويستخدم في التعبير عن كميات الهطول، وحدتي قياس هما: المليمتر أو السنتيمتر، والبوصة التي تكافئ (٤, ٢٥ مم).

الباب الثالث

درجة الحرارة ومصادرها

الفصل الأول: الطاقة الشمسية وتحولاتها.

الفصل الثاني: درجة الحرارة.



الفصل الأول

الطاقة الشمسية وتحولاتها

- أولاً — الأشعة الشمسية:
- الشمس مصدر الطاقة.
- تصنيف الإشعاع.
- القوانين الطبيعية الأساسية للإشعاع.
- العوامل الرئيسية المحددة لكمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض.
- ثانياً — الإشعاع الأرضي.
- ثالثاً — الإشعاع الجوي.
- رابعاً — الموازنة الإشعاعية.



الفصل الأول

الطاقة الشمسية وتحولاتها

أولاً — الأشعة الشمسية:

١ — الشمس مصدر الطاقة:

الشمس عبارة عن كتلة ملتهبة من الغازات التي تزيد درجة حرارة سطحها عن (٦٠٠٠°م)، وتصل في مركزها إلى نحو (٢٠) مليون درجة مئوية، والتي تطلق كميات هائلة من الطاقة الإشعاعية تنتقل عبر الفضاء بصورة موجات كهرومغناطيسية بسرعة تعادل سرعة الضوء (٣٠٠ ألف كم/ثا) ليصل جزء منها إلى سطح الأرض^(١). ونتيجة لكون البعد الوسطي للأرض عن الشمس نحو (١٥٠) مليون كم، لذا فإن الطاقة المنتقلة من الشمس تتطلب قرابة ٨,٥ دقيقة حتى تصل إلى سطح الأرض.

والشمس المصدر الوحيد لحرارة جو الأرض وسطحها، فهي تقدم نحو (٩٩,٩٧٪) من الطاقة للأرض التي تستخدم في أغراض مختلفة في منظومة الأرض-الجو^(٢). ويقدر أن الشمس تشع في الدقيقة الواحدة ما يقارب من 10×10^{26} وحدة حرارية (١٠ × ٦,٢٦ 10^{26} واط/م^٢) من الطاقة التي يصل منها إلى سطح الأرض فقط (٠,٠٠٠٠٠٠٠٥) من مجمل الطاقة الشمسية المنبعثة إلى الفضاء. غير أن هذه النسبة البسيطة أكبر بحوالي (٣٠٠٠٠) مرة من مجمل الطاقة المستهلكة سنوياً في

(١) بالإضافة إلى الأشعة الكهرومغناطيسية التي هي المظهر المميز والغالب للأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض، هناك أنموذج آخر من الأشعة التي تشغل نسبة محدودة جداً من الأشعة الشمسية تعرف بالأشعة الجسيمية (Crpuscular.R) التي تحتوي على: أشعة ألفا، وأشعة بيتا، والأشعة الكاتودية (Cathode.R). ولا تزيد نسبة هذه الأشعة على ١/١٠٠٠٠٠٠ من مجمل الطاقة الشمسية التي يتلقاها سطح الأرض وغلافها الجوي.

(٢) إن الباقي من الطاقة (٠,٠٣) يتلقاها سطح الأرض من مصادر مختلفة، متمثلة في الطاقة المستمدة من جوف الأرض، وطاقة النجوم (إشعاع النجوم) وطاقة المد والجزر....

العالم. وهذا مؤشر على ضخامة الطاقة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض، ومدى توافرها لحل الكثير من أزمات الطاقة المعاصرة والمستقبلية في العالم.

والطاقة الشمسية الواصلة إلى الأرض تكاد تكون مسؤولة عن كافة التغيرات والعمليات الفيزيائية والكيميائية التي تتم على سطح الأرض وفي جوها. فالشمس تمد مناطق اليابسة والسطوح المائية والغلاف الجوي بالطاقة^(١)، وبينما تنتقل هذه الطاقة إلى كل من هذه المناطق، ومن منطقة إلى أخرى، فإن مكونات الأرض تتحرك، وعليه فإن شكل الأرض يتعرض للتغيير أيضاً. وتخزن الطاقة المستمدة من الشمس أحياناً فترة من الزمن قبل انبلاعها لإحداث تغيرات في البيئة المحيطة بنا.

٢- تصنيف الإشعاع:

يصنف الإشعاع الكهرومغناطيسي (الشمسي ... وغيره) تبعاً لطول موجاته ومدى ترددها^(٢)، إلى الأنواع التالية المثبتة في الشكل (٢٦)، والواردة في الجدول التالي (٥).

(١) يمكن أن توجد الطاقة بصور مختلفة، كالآتي: أ — طاقة كامنة، ب — طاقة حركية، ج — طاقة حرارية

د — طاقة كيميائية، ه — طاقة نووية مخزنة في نوى الذرات، و — طاقة إشعاعية

(٢) طول الموجة؛ هو عبارة عن المسافة الأفقية الفاصلة بين قمتي موجتين متتاليتين. وتحسب من العلاقة:

$$\left[\text{ط} = \frac{\text{سر}}{\text{ت}} \right] \text{ حيث: ط} = \text{طول الموجة وتقاس بالميكرون (1 ميكرون = 0,001 مم) أو بالأنغستروم (أنغستروم = 0,0001 ميكرون).}$$

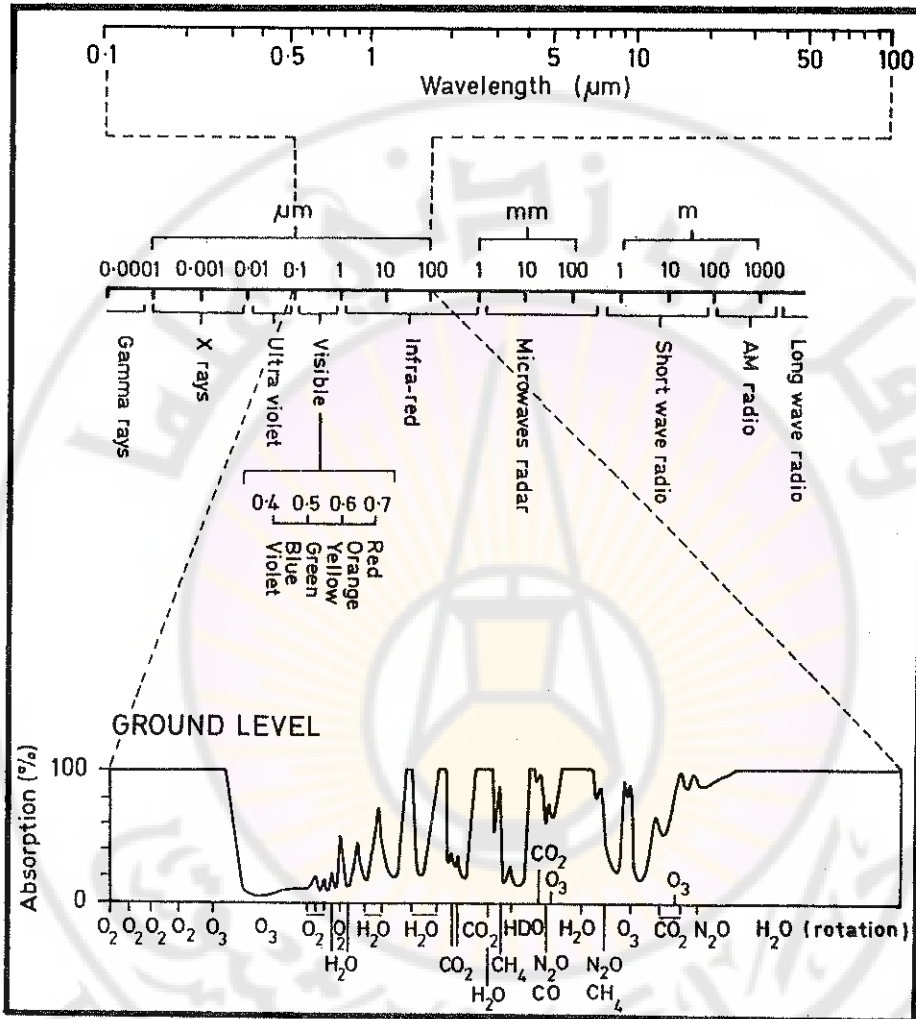
سر = سرعة الموجة وتساوي سرعة الضوء.

ت = التردد

(١) التردد الموجي؛ هو عبارة عن عدد الموجات الكهرومغناطيسية التي تمر على نقطة ما في واحدة الزمن (موجة/ثا = هرتز)، وتحسب من العلاقة:

$$\left[\text{ت} = \frac{\text{ن}}{\text{ز}} \right] \text{ حيث: ت} = \text{التردد، ن} = \text{عدد الموجات، ز} = \text{الزمن. وكلما تدق طول الموجة ازداد التردد،}$$

والعكس صحيح.



الشكل رقم (٢٦)

الطيف الشمسي (الأشعة التي يتضمنها الإشعاع الشمسي ذات الأطوال الموجية المحددة والتردد المعين)

جدول (٥) يبين أنواع الأشعة حسب طول موجاتها ومدى ترددها^(١).

نوع الأشعة	طول الموجة (ميكرون)	التردد (هيرتز)
١- الأشعة الكونية (أشعة اكس، وأشعة غاما)	أشعة غاما دون ٠,٠٠٠٣، وأشعة X من ٠,٠٠٠٣ إلى ٠,٠١	أكبر من ١٠×٣^{١٧}
٢- الأشعة فوق البنفسجية	٠,٠١ - ٠,٤٠	$١٠^{١٥}$ حتى ١٠×٣^{١٧}
٣- الأشعة المرئية	٠,٤٠ - ٠,٧٥	١٠×٤^{١٥} حتى $١٠^{١٥}$
٤- الأشعة القريبة من تحت الحمراء	٠,٧٥ - ٤,٠	١٠×٨^{١٢} حتى ١٠×٤^{١٤}
٥- الأشعة تحت الحمراء	٤,٠ - ١٠٠,٠	١٠×٣^{١٢} حتى ١٠×٨^{١٣}
٦- الأشعة دقيقة الموجة	١٠٠ - ١٠٠٠٠٠٠٠	١٠×٣^٧ حتى ١٠×٣^{١٢}
٧- الأشعة اللاسلكية (راديو)	أكبر من ١٠٠٠٠٠٠٠	حتى ١٠×٣^٧

وتختلف النسب التي تشغلها الأنواع المختلفة من الأشعة في الطيف الشمسي^(٢). فالأشعة ذات الموجات المحصور طولها بين (٠,١٥) ميكرون وحتى (٤) ميكرون تشغل حوالي (٩٩٪) من الطيف الشمسي، في حين تشغل الأشعة ذات الموجات الأقصر والأطول من الحدود السابقة النسبة المتبقية (١٪).

وتؤلف الحزمة الضيقة من الطيف الشمسي التي يتراوح طول موجاتها بين (٠,٤٠ - ٠,٧٥) ميكرون ما يعرف بالضوء المرئي، أو الأشعة المرئية، وهو ذلك الضوء الأبيض العادي الذي تتعدد فيه الألوان متدرجة من البنفسجي (٠,٤٠٠ - ٠,٤٥٥ ميكرون) إلى الأزرق (٠,٤٥٥ - ٠,٥٠٥ ميكرون) فالأخضر (٠,٥٠٥ - ٠,٥٧٥ ميكرون) فالأصفر (٠,٥٧٥ - ٠,٥٨٥ ميكرون) فالبرتقالي

(1) Hess, S.L; « Introduction to Theoretical Meteorology ». New York. 1979, P.115.

(2) الطيف Spectrum لأي جسم مشع؛ هو مجموعة الموجات مختلفة الأطوال التي يشعها ذلك الجسم.

(٥٨٥-٠,٦٢٠ ميكرون) فالأحمر (٠,٦٢٠-٠,٧٦٠ ميكرون)^(١). والأشعة الضوئية هي مصدر النور والضياء، فهي التي تبث الضياء وتجعلنا نرى الأشياء من حولنا. وهي ضرورية لقيام النبات بعملية التمثيل اليخضوري، وتشغل الأشعة المرئية قرابة (٤١٪) من مجموع الأشعة الشمسية.

أما الأشعة التي تلي الأشعة المرئية في الأهمية فهي الأشعة تحت الحمراء (Infrared Radiotion). وهي مصدر الدفء والحرارة لسطح الأرض والغلاف الجوي، ولذا تعرف بالأشعة الحرارية، لكونها هي التي تسخن سطح الأرض والجو، بخاصة ما كان منها بطول موجي يتراوح بين (١-٥) ميكرون. وتشغل الأشعة تحت الحمراء — وهي أشعة غير مرئية — الحزمة الإشعاعية المحصورة ضمن المدى الموجي بين (٧٥-١٠٠) ميكرون، محتلة بذلك نسبة تقارب من (٥٠٪) من الطيف الشمسي. ولهذه الأشعة أهمية كبرى في الدراسات المناخية، لكونها مسؤولة عن معظم التغيرات التي تحدث في الأحوال الجوية.

وتشغل الأشعة فوق البنفسجية (Ultraviolet) من الطيف الشمسي المدى الموجي بين (٠,٠١-٠,٤٠ ميكرون). وهي أشعة قصيرة الموجة، غير مرئية، لا تزيد نسبتها على (٧٪) من الطيف الشمسي. ورغم أن هذه الأشعة هي المسببة في ارتفاع درجة حرارة طبقة الستراتوسفير، لكون معظمها يمتص بفعل غاز الأوزون المتراكم في تلك الطبقة، إلا أن لها أهمية حيوية بالنسبة لأحياء سطح الأرض. فهي أشعة مفيدة لصحة الإنسان إذا ما وصلته بكميات قليلة، وهي التي تمنح البشرة لوناً برونزياً عندما تتعرض لأشعة الشمس مدة طويلة. غير أن زيادة نسبة هذه الأشعة تترك آثاراً سلبية خطيرة على الإنسان وسائر الأحياء على سطح الأرض. وحظ سكان الأرض كبير، لأن غاز الأوزون في طبقة الستراتوسفير يشكل حجاباً واقياً يمنع الجزء الأكبر من تلك الأشعة من العبور إلى سطح الأرض. غير أن الإنسان إذا

(2) Wallace, J.M & Hobbs, P. V; Op. Cit, P.281.

ما استمر بإطلاق المركبات الكيميائية المخطمة لهذا الغاز، فستكون النتيجة آثار مناخية جوية سلبية كبيرة.

والنسبة المتبقية من الطيف الشمسي (٢-٣٪) تتوزع على الأشعة الكونية (أقل من ٠,٠١ ميكرون) الممثلة بأشعتي X (الأشعة السينية)، وغاما (Gamma) أقصر الموجات الإشعاعية طولاً (دون ٠,٠٠٠٣ ميكرون) وأكثرها تردداً. والأشعة ذات الموجات الدقيقة (١٠٠-١٠٠٠٠ ألف ميكرون) والأشعة اللاسلكية (أكبر من ١٠٠٠٠ ألف ميكرون)، اللتان تتصفان بكم طول موجاهما؛ فهما من الإشعاعات ذات الموجات الطويلة، واللذان تستخدمان في مجال الاتصالات والاستطلاع (الراديو، البث بموجات قصيرة وطويلة، التلفزيون، الرادار).

— القوانين الطبيعية الأساسية للإشعاع:

لقد وضعت عدة قوانين، تحدد بعض الخصائص الإشعاعية والامتصاصية للأجسام، ومن هذه القوانين نذكر أهمها:

١ — قانون ستيفان — بولتزمان (Stefan-Boltzman Law)^(١):

وهو قانون خاص أصلاً بالجسم الأسود، غير أنه يستخدم مع بعض التعديلات في الأجسام الرمادية. وينص هذا القانون بالنسبة للجسم الأسود على أن؛ الطاقة الكلية المنبعثة (المشعة) من وحدة المساحة لسطح جسم أسود تتناسب طردياً مع القوة الرابعة لدرجة حرارته المطلقة، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$(ف) = ثا ح^4$$

حيث: (ف) = شدة إشعاع الجسم الأسود (حريرة/سم^٢/دقيقة).

ثا = مقدار ثابت، ويعرف بثابت ستيفان بولتزمان،

ومقداره = $١٠ \times ٨,١٧ \times ١٠^{-١١}$ حريرة/سم^٢/دقيقة.

$$= ١٠ \times ٥,٦٧ \times ١٠^{-٨} \text{ واط/م}^2.$$

(١) جوزيف ستيفان؛ عالم طبيعة نمساوي. عاش خلال الفترة (١٨٣٥-١٨٩٣م) وقد أصبح أستاذاً للطبيعة

في جامعة فيينا بعمر ٢٨ سنة.

ح = درجة حرارة الجسم المطلقة (كلفن).

ويعرف الجسم الذي ييثر إشعاعاته بشدة أقل من شدة بث الجسم الأسود، بالجسم الرمادي (Greybody). ومعدل بث الجسم الرمادي للإشعاع من وحدة المساحة يعطى بالعلاقة التالية:

$$(ف) = \delta \text{ ث ح}^4$$

حيث: δ = عامل إصدارية سطح الجسم الرمادي للأشعة، وهو دوماً أقل من الواحد. والجسم الأسود؛ صفة تدل على قدرة الجسم الإشعاعية التي ترتبط بقدرته الامتصاصية. وهو ذلك الجسم الذي يمتص الأشعة الساقطة عليه بكاملها دون أن يعكس شيئاً منها، ويشعها مرة ثانية. ويشبه سطح الشمس بالجسم الأسود. أما الجسم الرمادي؛ فهو الجسم الذي يمتص جزءاً من الأشعة الساقطة عليه، ويعكس الجزء الآخر. ويشبه سطح الأرض بالجسم الرمادي.

٢- قانون كيرشوف (Kirchhoff's Law)^(١):

ينص هذا القانون على، أن النسبة بين الطاقة المنبعثة (المشعة) والطاقة الممتصة تتوقف على طول موجة الإشعاع ودرجة حرارة الجسم، وتسمى هذه النسبة بالقدرة الانبعاثية للإشعاع:

ق

$$= \frac{\text{د.ل.هـ.}}{\text{ص}}$$

حيث: ق = كمية الطاقة المنبعثة من وحدة مساحة الجسم.

ص = نسبة الطاقة الواصلة التي يمتصها الجسم.

د.ل.هـ. = معدل الانبعاث للجسم الأسود.

(١) جوستاف كيرشوف، عالم طبيعة ألماني (١٨٢٤-١٨٨٧). أصبح أستاذاً للطبيعة في جامعة برينسلاو وهو بعمر ٢٦ سنة. وبالإضافة إلى اشتغاله بالإشعاع، فكان له اكتشافات في الكهرباء، والتحليل الطيفي. ويعود إليه اكتشاف السيزيوم والروبيديوم.

فإذا كانت قيمة $\lambda = 1$ لأي جسم، فإن الأشعة الساقطة عليه يمتصها بكاملها، ويسمى هذا الجسم بالجسم الأسود^(١).

ويظهر من قانون كيرشوف أن شدة البث الإشعاعي تصل إلى نهايتها العظمى في جميع درجات الحرارة ولجميع الأطوال الموجية، إذا كان الجسم أسود. أما إذا كانت قيمة λ أقل من الواحد، ولكن مقدارها ثابت لكل طول موجي فيسمى هذا الجسم بالرمادي.

٣- قانون فين للإزاحة (The Wien Displacement Law)^(٢):

ينص هذا القانون على؛ أن الطول الموجي الذي يصل عنده بث الإشعاع من الجسم الأسود إلى نهايته العظمى، يتناسب عكساً مع درجة حرارته المطلقة، كما في العلاقة التالية:

$$\left[\frac{\lambda}{C} = \tau \right]$$

حيث: τ = الطول الموجي للإصدار الأعظمي للإشعاع.

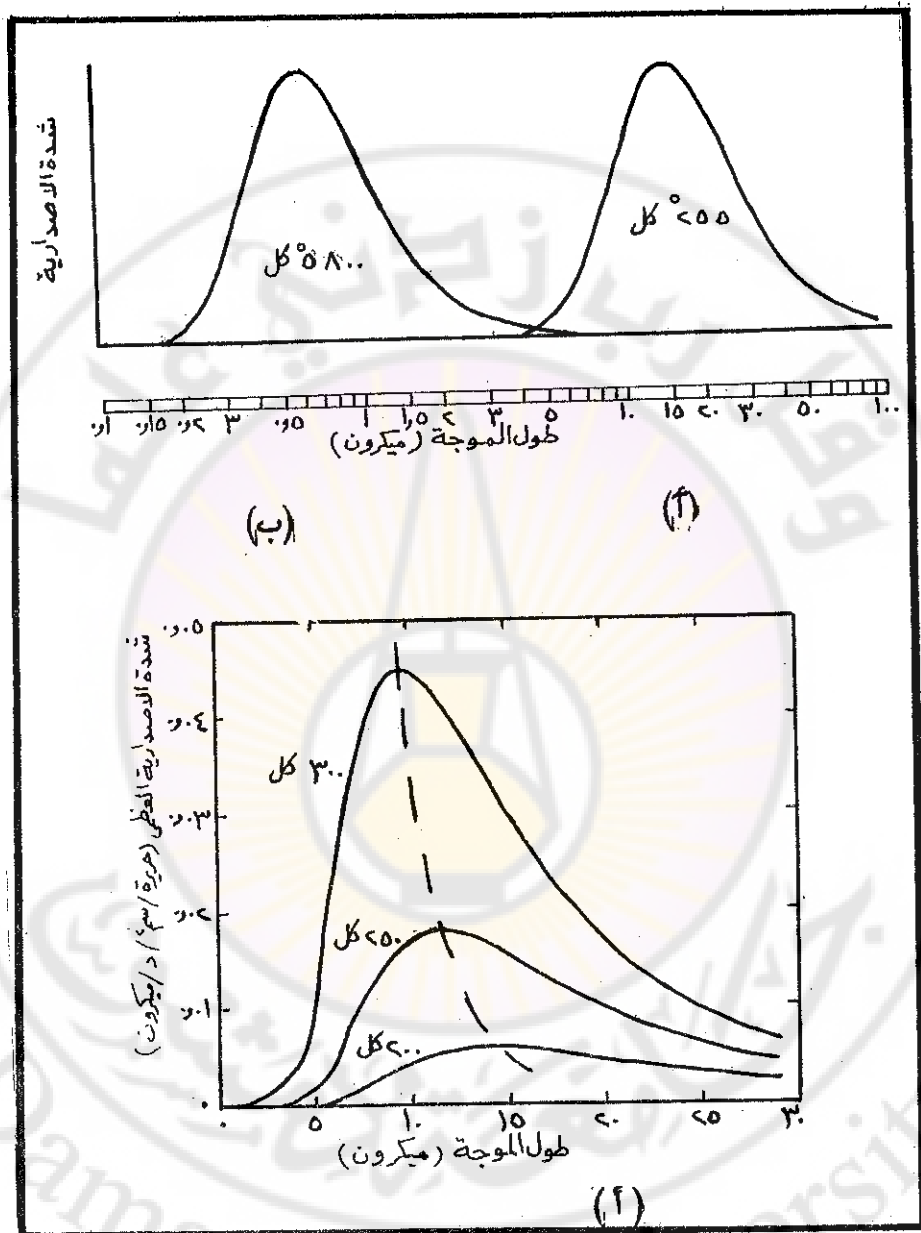
C = درجة حرارة الجسم المطلقة (كل).

$\lambda =$ ثابت، وقيمته تساوي (٠,٢٨٩٧) سم/كل إذا كانت τ بالسنتمتر. أو تساوي (٢٨٩٧) ميكرون/كل إذا كانت τ بالميكرون. ويتبين من هذا القانون، أنه كلما ازدادت حرارة الجسم الأسود، قصر الطول الموجي للنهاية العظمى للبث الإشعاعي -شكل (٢٧)-.

(1) Lockwood, J.G; « Causes of Climate ». London, 1979, P.22.

(٢) وليم فين؛ عالم طبيعة ألماني (١٨٦٤-١٩٢٨م). حائز جائزة نوبل في عام (١٩١١م) لاكتشافه في عام

(١٨٩٣م) قانون الإزاحة الذي سمي باسمه.



الشكل رقم (٢٧)
النهاية العظمى لبث الإشعاع لكل من الأرض (أ) والشمس (ب)

وطبقاً لهذا القانون فإن الشمس تبث معظم طاقتها الإشعاعية (أكثر من ٩٩٪) عند الأطوال الموجية أقل من (٤) ميكرون. ويكون بثها الإشعاعي الأعظمي على أشده عند الطول الموجي (٠,٥) ميكرون، كما يتضح ذلك من تطبيق القانون:

$$\text{ط ع} = \frac{2897}{6000} = 0,48 \text{ ميكرون}$$

ولذا وصف الإشعاع الشمسي بأنه إشعاع قصير الموجة، بينما تعطي درجات الحرارة المنخفضة لسطح الأرض والجو الأرضي (حرارة دون ٣٠٠ كل) معظم طاقتها في المدى الموجي بين (٤-١٠٠) ميكرون. ويكون البث الأعظمي للإشعاع الأرضي على أشده عند الطول الموجي (١٠) ميكرون، كما يتضح ذلك من تطبيق القانون:

$$\text{ط ع} = \frac{2897}{300} = 9,7 \text{ ميكرون}$$

(حيث درجة الحرارة المتوسطة لسطح الأرض = ٣٠٠ كل)

ولذا يوصف الإشعاع الأرضي، بالإشعاع طويل الموجة.

٤- قانون بلانك للجسم الأسود (Planck's Law):

ينص قانون بلانك على أن؛ معدل بث الجسم الأسود للطاقة الإشعاعية، يتعلق بدرجة حرارة الجسم، وطول موجة الإشعاع، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$\left[\frac{1}{\left[1 - \left(\frac{1}{\text{ط ح}} \right) \exp \right]} \right] = \text{ص}$$

حيث:

ص = كمية الطاقة (واط/م²/ميكرون) المنطلقة بطول موجي (ميكرون) من جسم بدرجة حرارة معينة (ح بالكلفن).

$$\text{جـ}_1 = 10 \times 3,74 \text{ واط/م}^2 = 5,362 \text{ حريرة /سم}^2 \text{ /دقيقة /ميكرون.}$$

$$\text{جـ}_2 = 10 \times 1,44 \text{ متر}^2 \text{ /كلفن.}$$

$$\text{ط} = \text{طول الموجة.}$$

$$\text{ح} = \text{درجة الحرارة المطلقة (كل)}$$

$$\exp = \text{العدد النيبيري، ويرمز له بـ } (e) \text{ وقيمته العددية (2, 03)}$$

٥- قانون بير (Beer's Law):

عندما تنتقل حزمة من الاشعاع وحيد اللون مسافة قصيرة خلال وسط ماص، فإن نسبة من تلك الأشعة ستمتص. وينص قانون (بير) على أن النسبة الممتصة من الأشعة تتناسب مباشرة مع سماكة الوسط، ومدى (سماكة) الحاجز المعرض وثابت التناسب يشكل معامل امتصاص الوسط^(١). وصياغة قانون (بير) على الشكل التالي^(٢):

$$[d\lambda = \frac{dE\lambda}{E\lambda} = -K\lambda p \text{ Sec } \Phi dz]$$

حيث:

$$d\lambda = \text{الامتصاصية النسبية عند الطول الموجي } (\lambda).$$

$$dE\lambda = \text{تغير شدة الإشعاع الساقط نتيجة الامتصاص من أجل الطول الموجي } (\lambda).$$

$$E\lambda = \text{شدة الإشعاع الساقط.}$$

$$K\lambda = \text{معامل الامتصاص للطول الموجي } \lambda \text{ (ثابت).}$$

$$P = \text{كثافة الوسط.}$$

(1) Hess, S.L: Op. Cit, P.3.

(2) Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Op. Cit, P.296.

$$\text{Sec} = \frac{1}{\text{تجيب}} \text{ زاوية الورود.}$$

dz = سماكة الشريحة الغازية الأفقية التي يحدث فيها الامتصاص الإشعاعي.

٣- الثابت الشمسي (Solar Constant):

على الرغم من كمية الطاقة الهائلة التي تبثها الشمس تجاه الفضاء الخارجي وأعضاء مجموعتها التابعة لها، والتي ذكرنا أنها تعادل حوالي (1.0×10^{26}) حريرة في الدقيقة الواحدة، إلا أن الجزء الأكبر منها يضيع في الفضاء الخارجي، ولا يصل جو أرضنا وسطحها سوى نذر يسير منها. حيث يقدر أن ما يتلقاه السنتيمتر المربع الواحد من سقف الغلاف الجوي، في حال كون الأشعة الشمسية عمودية عليه والشمس عند متوسط بعدها عن الأرض، يقارب من (٢) حريرة في الدقيقة الواحدة $(1.94 \text{ حريرة/سم}^2/\text{دقيقة})$. وهذه القيمة تكاد تكون ثابتة تقريباً، لأن نسبة تغيرها محدودة جداً، ولذا عرفت بالثابت الشمسي.

ويمكن حساب ثابت الإشعاع الشمسي الذي يصل سقف الغلاف الجوي،

من المعادلة التالية:

$$\left[\frac{\text{الطاقة الشمسية المنبعثة}}{\pi \times 4 \times 10^{26}} \right] \text{ ثاش} =$$

$$\text{ثاش} = \frac{2 \text{ حريرة/دقيقة}}{4 \times 3.14 \times (1.5 \times 10^{13})^2}$$

٤- العوامل الرئيسة المحددة لكمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى

سطح الأرض:

على الرغم من أن كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سقف الغلاف الجوي الخارجي ثابتة تقريباً، إلا أن الكمية الواصلة إلى سطح الأرض تختلف من مكان إلى آخر، ومن فصل إلى فصل، بل ومن ساعة إلى ساعة من ساعات سطوع الشمس.

كما تختلف في حال كون الجو غائماً أو صحواً، نقياً، أو ملوثاً مليئاً بالمواد الغريبة، رطباً أو جافاً. ذلك أنه تتحكم في كمية الأشعة الشمسية العابرة سقف الغلاف الجوي باتجاه سطح الأرض مجموعتان رئيسيتان من العوامل، هما:

أ — العوامل الفلكية.

ب — العوامل الجوية.

أ — العوامل الفلكية:

بغض النظر عن تأثير العوامل الجوية، وذلك على افتراض أن الجو غير موجود. فإن كمية الطاقة الشمسية التي يتلقاها أي جزء من سطح الأرض تتوقف على عاملين رئيسيين هما:

١ — زاوية سقوط أشعة الشمس:

تتعلق شدة الأشعة الشمسية الساقطة على وحدة المساحة بزاوية ورود تلك الأشعة، حيث شدة الأشعة هي تعبير عن كمية الطاقة الشمسية التي تصل إلى وحدة المساحة في فترة زمنية معينة. وكلما ازداد ميل الأشعة — عن الوضع العمودي بالنسبة للجسم الساقطة عليه — كلما ضعف تأثيرها، لأن هذا الميل يؤدي إلى انتشار الأشعة على مساحة أكبر من سطح الأرض، كما ينجم عن زيادة الميل ازدياد المسافة التي تقطعها الأشعة خلال الجو — شكل (٢٨) —. وهكذا نجد أن الأشعة الساقطة عمودياً تكون أكثر شدة وتركيزاً، لكونها تتوزع على مساحة قليلة، ولقصر المسافة التي تقطعها مما يجعلها أقل عرضة لعمليات التبديد الجوية الممثلة في الانعكاس والامتصاص والانتشار، من الأشعة المائلة.

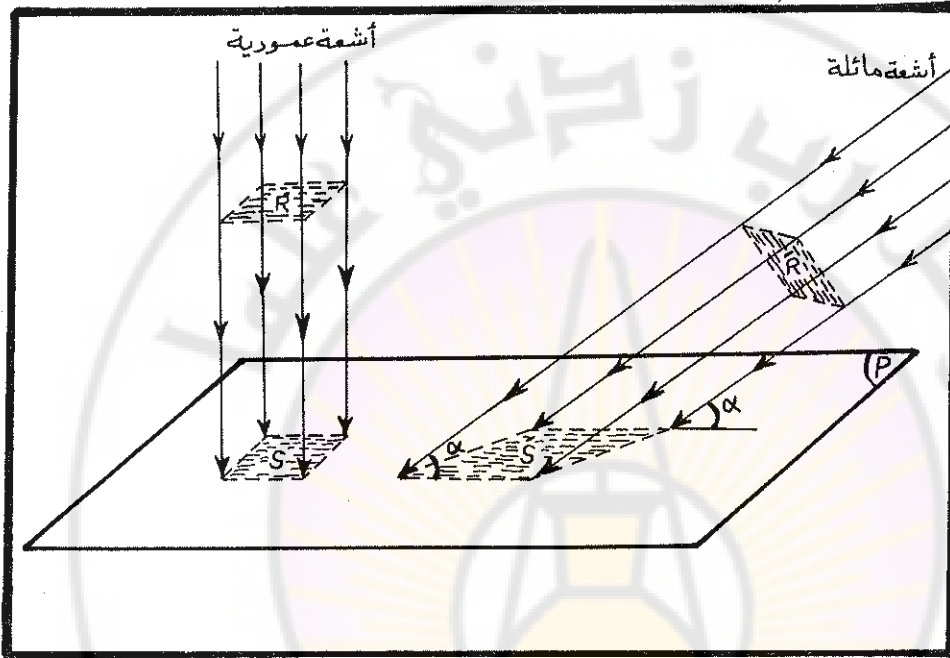
ويمكن معرفة شدة الإشعاع الشمسي على سطح أفقي، بافتراض عدم وجود غلاف جوي — شكل (٢٩) —، من العلاقة التالية:

$$[\text{ش} = \text{ثا} \times \text{جب هـ}]$$

حيث:

ش = شدة الإشعاع الشمسي على سطح أفقي.

ثا ش = الثابت الشمسي (٢ حريرة/سم^٢/دقيقة).
 هـ = زاوية سقوط الأشعة، وهي الزاوية المحصورة بين السطح والحزمة الإشعاعية.



الشكل رقم (٢٨)

اختلاف شدة الأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض، باختلاف زاوية ميل الأشعة

أما شدة الإشعاع الشمسي على السطوح المائلة - شكل (١٣) - فتحسب من العلاقة التالية:

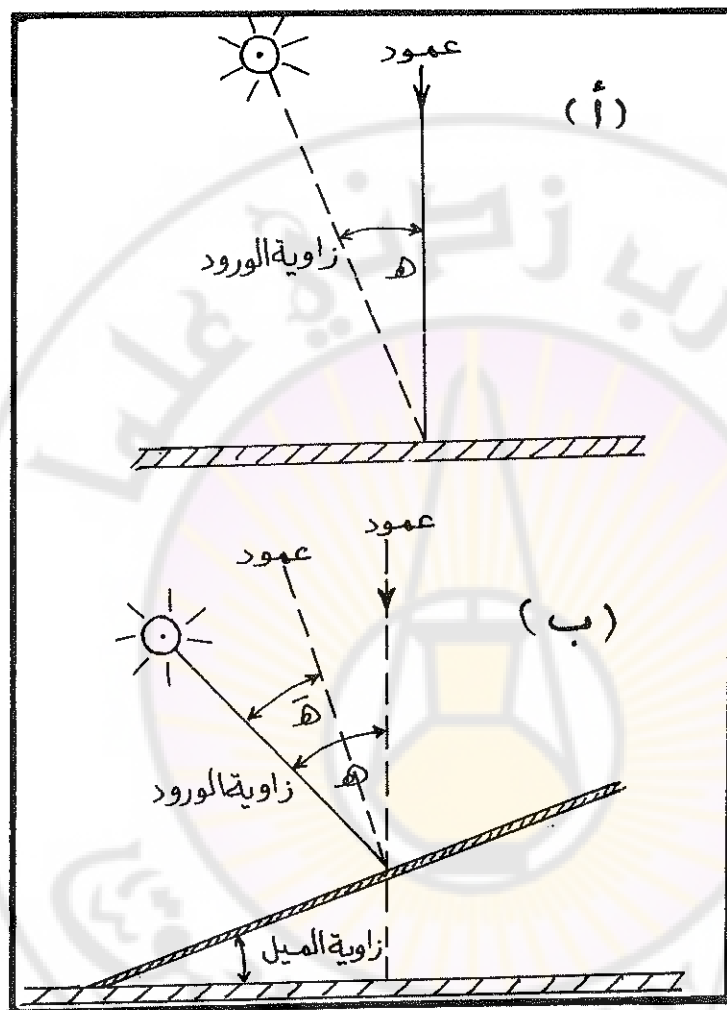
$$[ش م = ثا ش \times \cos هـ]$$

حيث:

ش م = شدة الأشعة المائلة.

ثا ش = الثابت الشمسي.

هـ = زاوية الميل، وهي الزاوية المحصورة بين الحزمة الإشعاعية، والعمود على السطح.



الشكل رقم (٢٩)

شدة الأشعة الشمسية على سطوح أفقية (أ) ومائلة (ب)

والعلاقة التي تربط بين كمية الإشعاع الواصل إلى سطح أفقي وتلك الواردة إلى سطح مائل تحددها العلاقة التالية:

$$[ش م = ش ف \times \cos هـ]$$

حيث:

ش م = شدة الأشعة على سطح مائل.

ش ف = شدة الأشعة على سطح أفقي.

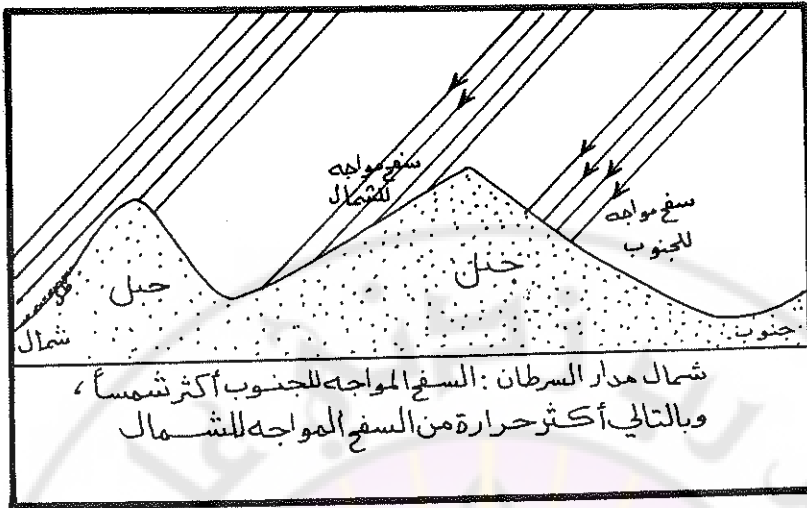
هـ = زاوية الورود (زاوية الميل).

إن هذا العامل هو السبب في كون أشعة الشمس ضعيفة نسبياً عند فترات شروقها، بينما تبلغ أقصى شدتها في فترة الظهيرة عندما تكون الشمس في أعلى وضع لها في السماء وبشكل أقرب ما يكون إلى الوضع العمودي. وهذا العامل هو المسؤول أيضاً عن شدة الأشعة في الصيف أكثر من الشتاء، وعند خط الاستواء أكثر من المناطق البعيدة.

وفي المناطق شديدة التضرس، فإن وجهة التضريس بالنسبة للأشعة الشمسية يلعب دوراً بارزاً في تحديد كمية الأشعة المتلقاة. فالمنحدر التضاريسي المواجه مباشرة لأشعة الشمس يكون أكثر تلقياً للأشعة الشمسية من المنحدر المعاكس الذي يتلقى الأشعة الشمسية بزاوية ميل كبيرة - شكل (٣٠) -. وإذا كان المنحدر التضاريسي ذا ميل أشد من ميل الأشعة الشمسية، فإننا نجد أنه يحتجب عن الشمس، ولا يتلقى أية أشعة شمسية. ففي العروض المعتدلة والباردة في نصف الكرة الشمالي تكون السفوح المتجهة نحو الجنوب أكثر تعرضاً وتلقياً للأشعة الشمسية المباشرة من السفوح المتجهة نحو الشمال. أما في العروض المنخفضة فأن دور هذا العامل في خلق الفوارق ما بين الواجهات التضاريسية يكون محدوداً، نتيجة لأن الأشعة الشمسية تكون في معظم أيام السنة قريبة من الوضع العمودي.

٢- مدة سطوع الشمس:

يلعب طول النهار دوراً هاماً في تحديد كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض. فكلما ازدادت طول الفترة التي تسطع فيها الشمس، كلما كانت كمية الأشعة التي يتلقاها مكان ما من سطح الأرض أكبر. ونتيجة لانحراف محور



الشكل رقم (٣٠)

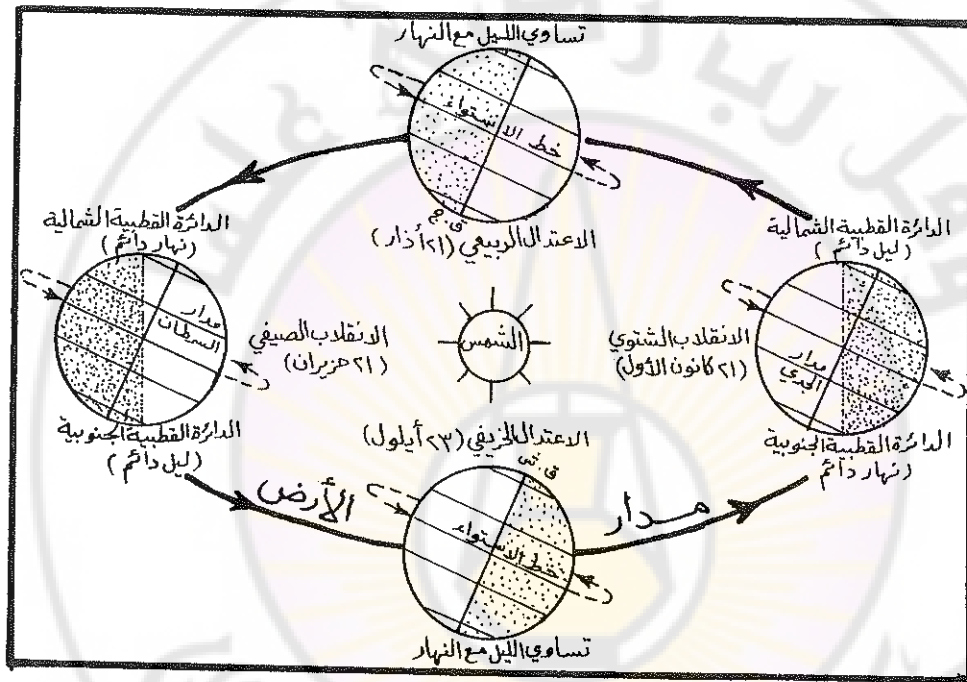
اختلاف المساحة التي تسقط عليها حزمة الأشعة الشمسية حسب وجهة المنحدر التضاريسي

الأرض وللحركة الظاهرة للشمس حول الأرض، فإن الفترة التي تبقى فيها الشمس ظاهرة فوق الأفق يختلف طولها من منطقة إلى أخرى، حسب موقع الأرض من الشمس. ففي فترة الانقلاب الصيفي — في نصف الكرة الشمالي — فإن طول النهار يتزايد كلما اقتربنا من القطب الشمالي، والعكس يحدث في فترة الانقلاب الشتوي — شكل (٣١) —. والجدول التالي (٦) يبين طول النهار في العروض المختلفة من نصف الكرة الشمالي في فترتي الانقلابين والاعتدالين.

جدول رقم (٦)

درجة العرض	الانقلاب الشتوي	الاعتدالان والخريفي	الانقلاب الصيفي
٩٠	٠	١٢ ساعة	٦ أشهر
٨٠	٠	١٢ ساعة	٤ أشهر
٧٠	٠	١٢ ساعة	٢ شهر
٦٠	٥ ساعة و ٣٣ دقيقة	١٢ ساعة	١٨ ساعة و ٢٧ دقيقة
٥٠	٧ ساعة و ٤٢ دقيقة	١٢ ساعة	١٦ ساعة و ١٨ دقيقة
٤٠	٩ ساعة و ٨ دقيقة	١٢ ساعة	١٤ ساعة و ٥٢ دقيقة

٣٠	١٠ ساعة و ٤ دقيقة	١٢ ساعة	١٣ ساعة و ٥٦ دقيقة
٢٠	١٠ ساعة و ٤٨ دقيقة	١٢ ساعة	١٣ ساعة و ١٢ دقيقة
١٠	١١ ساعة و ٢٥ دقيقة	١٢ ساعة	١٢ ساعة و ٣٨ دقيقة
صفر	١٢ ساعة	١٢ ساعة	١٢ ساعة

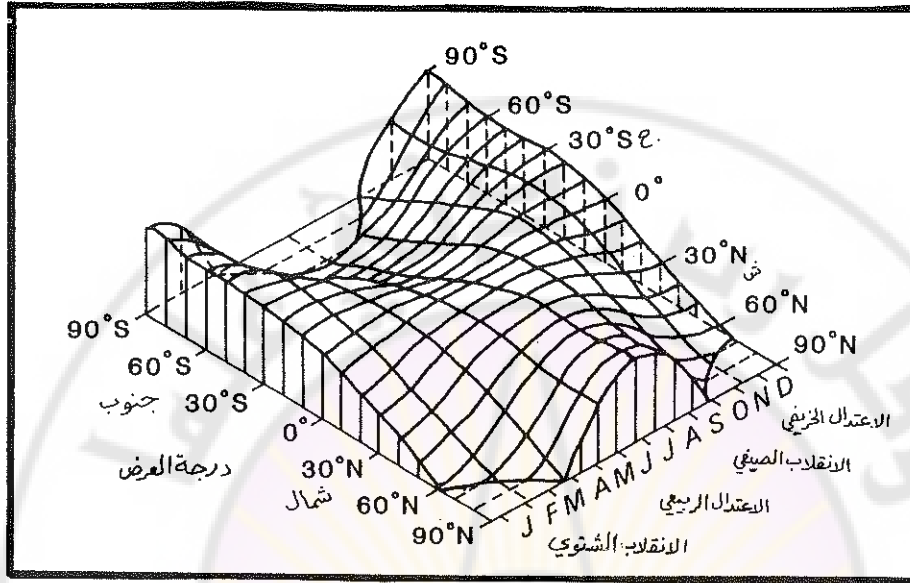


الشكل رقم (٣١)

أوضاع الأرض في مدارها حول الشمس

ويتضح منه أن المناطق القطبية تتلقى خلال فترة الانقلاب الصيفي أكبر كمية من الأشعة، حيث يكون النهار دائماً ومدته ستة شهور متواصلة -شكل (٣٢)-. وتكون كمية الأشعة المتلقاة في الانقلاب الشتوي في نصف الكرة الجنوبي أكبر منها في نصف الكرة الشمالي خلال الانقلاب الصيفي، بسبب المدار الإهليلجي للأرض حول الشمس. والجدول التالي (٧) يبين كمية الأشعة التي

يتلقاها سطح أفقي من الجو الخارجي في فترات مختلفة من السنة وعند عروض مختلفة (كمية الأشعة؛ حرارة/سم²/يوم).



الشكل رقم (٣٢) اختلاف الشمس عند قمة الغلاف الجوي باختلاف العرض والشهر في الكرة الأرضية. والكميات الكبيرة من الإشعاع التي يتلقاها القطبين في الصيف نتيجة لاستمرارية النهار لمدة أكثر من (٢٤) ساعة

وبسبب ثبات طول النهار في المنطقة الاستوائية — فهو قريب باستمرار من ١٢ ساعة — لذا فإن كمية الأشعة التي تتلقاها تلك المنطقة ثابتة على مدار السنة، ليتزايد الاختلاف ما بين طول الليل والنهار مع تزايد درجة العرض.

وبصورة عامة، فإن التباين الفصلي الكبير في طول الليل والنهار يتوافق معه تبايناً في ميل الأشعة الواردة. غير أن طول النهار الكبير في فصل الصيف يعمل على التعويض النسبي لميل الأشعة عن الوضع العمودي الذي يصل عند خط عرض (٤٠) درجة — كمثال — إلى (١٧) درجة وقت الظهيرة مع طول نهار يقارب من (١٥) ساعة.

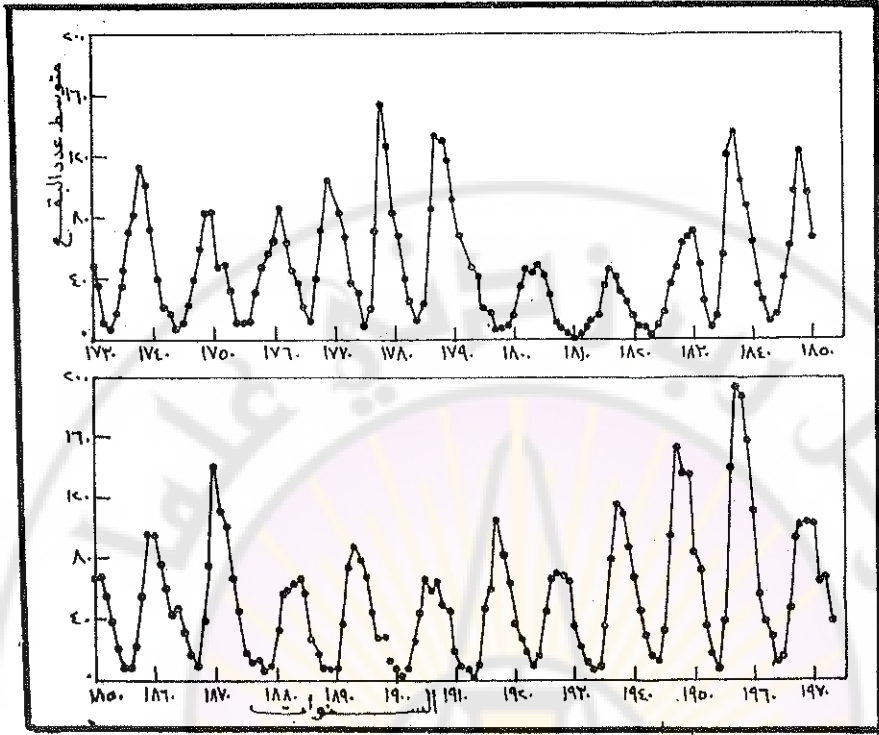
وعلى ذلك، فإنه عند دراسة كمية الأشعة المستقبلية في يوم ما في مكان معين، يجب الأخذ بعين الاعتبار العاملين معاً (ميل أشعة الشمس على الأفق، وطول فترة الإضاءة).

جدول رقم (٧):

درجة العرض									
التاريخ	شمالاً				صفر	جنوباً			
	٩٠	٧٠	٥٠	٣٠		٣٠	٥٠	٧٠	٩٠
٢٢ كانون الأول	٠	٠	١٨١	٤٨٠	٨٦٩	١٠٧٣	١٠٨٩	١١١٤	١١٨٥
٤ شباط	٠	٢٥	٢٩٨	٥٨٦	٩٠٥	١٠٠٣	٩٣٧	٨٠٩	٨٣٤
٢١ آذار	٠	٣١٦	٥٩٣	٧٧٩	٩٢٣	٧٩٩	٥٩٣	٣١٦	٠
٦ أيار	٧٩٦	٧٢٢	٨٩٤	٩٥٨	٨٦٣	٥٦٠	٢٨٥	٢٤	٠
٢٢ حزيران	١١١٠	١٠٤٣	١٠٢٠	١٠٠٥	٨١٤	٤٥٠	١٧٠	٠	٠

٣- التذبذب في كمية الأشعة الصادرة من الشمس:

إن كمية الأشعة التي يتلقاها السقف الخارجي من الجو يجب أن تكون ثابتة، وهي ما عرفناها بالثابت الشمسي. ويحدد ثبات هذه القيمة ثبات الكمية المنطلقة من الشمس تجاه الفضاء. غير أنه تبين أن كمية الأشعة المنطلقة من الشمس ليست ثابتة تماماً، بل تتعرض لتغيرات دورية صغيرة يزداد خلالها الثابت الشمسي أو ينقص بنسبة $(\pm 1-2\%)$ ، وهذا مرده إلى النشاط الشمسي المتمثل بالدرجة الأولى بدورة البقع الشمسية التي تبلغ مدتها (١١) عاماً -شكل (٣٣)-. والبقع الشمسية مناطق يمكن وصفها بأنها معتمة ذات درجة حرارة أقل من متوسط درجة حرارة الطبقة الشمسية المضيفة (الفوتوسفير) التي تظهر عليها، ولذا فإن الطاقة الشمسية المنبعثة من مناطق البقع الشمسية تقل عن الطاقة المنبعثة من المناطق الأخرى في طبقة الفوتوسفير.



الشكل رقم (٣٣)

دورة البقع الشمسية

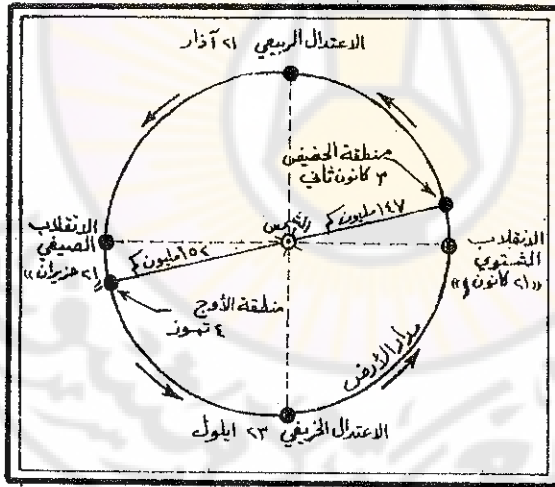
وفي وقت التبع الشمسي الأدنى، تبدأ البقع الشمسية في الظهور عند خطي عرض (٣٥) شمال خط الاستواء الشمسي وجنوبه، وعمرور الوقت تتقدم دورة النشاط الشمسي، فيبدأ عدد البقع الشمسية في الزيادة أولاً، ثم يقل في منطقة عريضة تتحرك تدريجياً نحو خط الاستواء الشمسي. ويعد ظهور البقع الشمسية مرة ثانية عند خطي عرض (٣٥) شمالاً وجنوباً بداية لدورة جديدة من دورات النشاط الشمسي.

وهناك بعض التذبذبات الآتية في كمية المصادر الشمسي، مردها إلى ظاهرة الوهج الشمسي التي تؤدي في حال ظهورها إلى دفع كميات متزايدة من الطاقة الشمسية نحو الفضاء. غير أن هذه الظاهرة تتميز بقصر فترة دوامها (بضعة دقائق) وشدة نفاذها.

٤- تباین درجة بعد الأرض عن الشمس:

إن كمية الطاقة التي تستقبلها وحدة المساحة المتعامدة مع أشعة الشمس تتناسب عكسياً مع مربع بعدها عن الشمس، فإذا ما ضوعف هذا البعد فإن كمية الطاقة التي تستقبل تنقص إلى ربع قيمتها السابقة، وإذا ما أصبح البعد ثلاثة أمثال البعد الأول، فإن كمية الطاقة التي تسقط على وحدة المساحة نفسها وفي الزمن نفسه تنقص إلى تسع قيمتها الأولى^(١). وكما هو معروف فإن بعد الأرض عن الشمس ليس ثابتاً خلال السنة، بسبب مدار الأرض الإهليلجي.

ففي فصل الصيف (٤ تموز) تكون الأرض في أكثر أوضاعها بعداً عن الشمس (نقطة الأوج Aphelion) ببعد قدره ١٥٢ مليون كم، بينما تكون الأرض بفصل الشتاء (٣ كانون الثاني) في أكثر أوضاعها قرباً من الشمس (نقطة الحضيض Perihelion) ببعد قدره ١٤٧ مليون كم - الشكل (٣٤) يوضح أوضاع الأرض في مدارها حول الشمس -.



الشكل رقم (٣٤)

مواقع الأرض في مدارها حول الشمس

(١) ريتاللاك، ب. ج "موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة - المجلد الأول -

علم الأرض". المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف، ١٩٧٢، ص ١٩٦٨.

وبوجه عام فإن التغير في كمية الإشعاع الواصل إلى سطح الأرض نتيجة لاختلاف بعد الأرض عن الشمس طفيف جداً، حيث أن نسبة الاختلاف بين بعدي الأرض عن الشمس في وضعي الأوج والحضيض لا تتجاوز (٠.٣٪):

البعد في الأوج - البعد في الحضيض

نسبة الاختلاف =

متوسط بعد الأرض عن الشمس

$$\left[0.003 = \frac{147 - 152}{150} \right] =$$

ب - العوامل الجوية:

إن العوامل الفلكية السابق ذكرها هي المسؤولة عن كمية الأشعة التي يتلقاها سطح الأرض على افتراض غياب الغلاف الجوي. غير أن الأرض تمتلك غلافاً جويّاً مركباً من جملة من الغازات مختلفة الصفات، كما أن الجو يحتوي على كميات من المواد الصلبة (الإيروسول) والسائلة (قطرات مائية وبلورات جليدية بصورة غيوم). وتقوم هذه المركبات الجوية بممارسة تأثير كبير على الإشعاع الشمسي في أثناء عبوره مجالها، معدلة ومغيرة منه، ومخففة من شدته، بحيث لا يصل إلى سطح الأرض مباشرة أكثر من (٠.٣١٪) من الإشعاع الواصل إلى سقف الغلاف الجوي، والباقي تتحكم فيه ثلاث عمليات جوية هي الانتثار والانعكاس والامتصاص. وتسمح عمليتا الانتثار والامتصاص لبعض من الأشعة الشمسية من الوصول إلى سطح الأرض بشكل أشعة غير مباشرة. وفيما يلي عرض للعمليات الجوية الثلاث:

١ - الانتثار (Scattering):

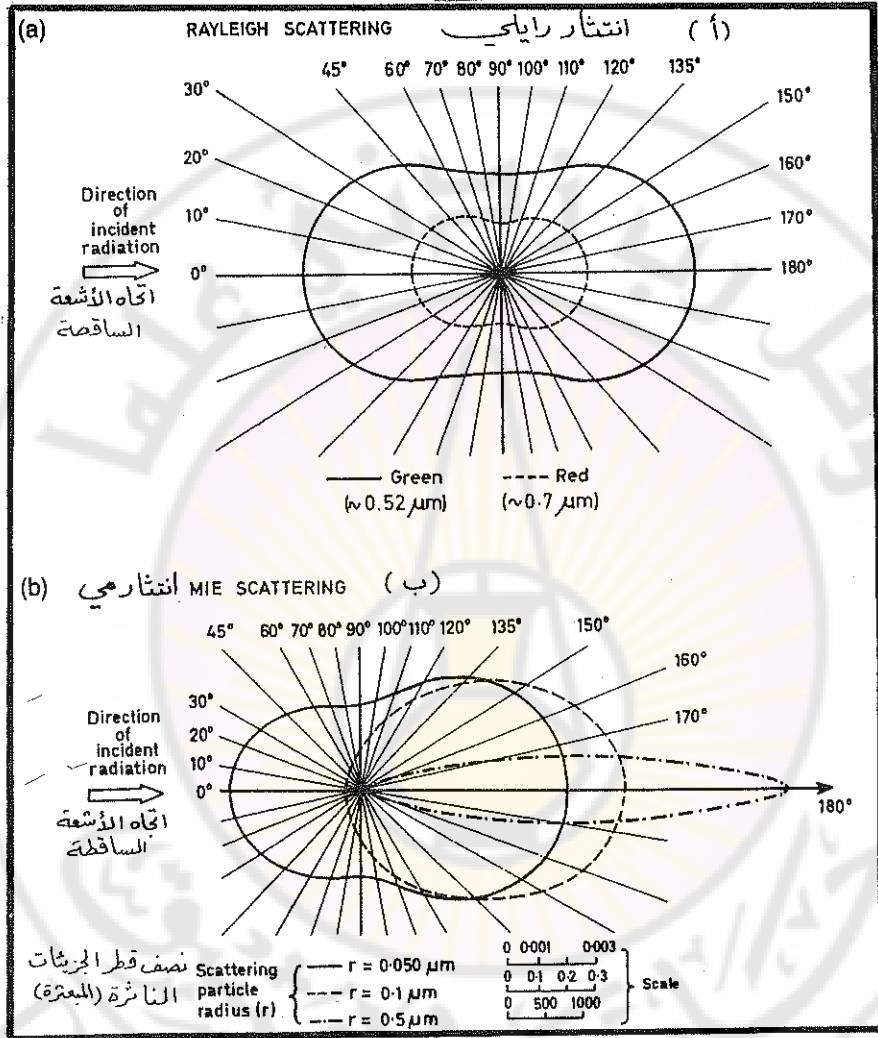
المقصود بانتثار الأشعة، هو تبعثرها أو تشتتها في اتجاهات مختلفة عند اصطدامها ببعض المركبات الجوية، مما يجعلها تصل إلى سطح الأرض من اتجاهات مغايرة للاتجاه الأصلي للأشعة. فمركبات الجو (الغازية، والسائلة، والصلبة) تمارس

مثل هذا التأثير على الأشعة الشمسية. وليس لتشتت الأشعة من تأثير سوى تغيير اتجاه انتشار الطاقة الإشعاعية عندما يصطدم الإشعاع بالجسيمات التي في الجو. ويتوقف الانتشار على النسبة بين نصف قطر الجسيمات في الجو وطول الموجات الإشعاعية، مما يمكن من التمييز بين نوعين من الانتشار، هما:

أ — الانتشار الانتقائي: ويحدث عندما تكون أنصاف أقطار الجسيمات أقل من أطوال الموجات الإشعاعية. وتناسب كمية الأشعة المنتشرة انتقائياً مع نصف قطر الجسيمات إلى طول الموجات الإشعاعية. ويعرف مثل هذا الانتشار بانتشار (رايلي Rayleigh) التي تبدو فاعليته عندما تكون أنصاف أقطار جزيئات الهواء أقل من (٠,١) طول الموجة الإشعاعية. -شكل (٣٥-أ)-.

وهذا ما يحدث بشكل واضح في أواسط النهار عندما يكون الجو خالياً من المواد الصلبة كبيرة الحجم والسائلة، محتوياً فقط على جزيئات يقل نصف قطرها عن (٠,٠١) ميكرون ما يجعل الأشعة الزرقاء من الطيف المرئي تتبعثر تجاه الخلف مانحة السماء لونها الأزرق المعتاد. أما إذا كان نصف قطر الجزيئات يتراوح بين (٠,١-٠,٧) ميكرون، فإن الأشعة الحمراء تنتشر، كما تنتشر معها أحياناً الأشعة الخضراء، مما يجعل السماء تبدو مشوبة بالحمرة، وهذا ما يحدث عند الشروق والغروب، حيث تتمركز في هذه الأوقات جزيئات أكبر حجماً، بجانب كون الضوء يقطع عندها أطول مسار له في الغلاف الجوي.

ب — الانتشار الانعكاسي: حال كون أنصاف أقطار الجزيئات الجوية أكبر من طول الموجات الإشعاعية، فسيحدث عندئذ للأشعة الشمسية انعكاس انتشاري يعرف بانتشار (مي Mie). ويبدو انتشار (مي) واضحاً عندما تكون أنصاف أقطار الجزيئات الناثرة في الجو تتراوح بين (٠,١-٢٥) طول الموجة، حيث تكون عندها كمية الأشعة المنتشرة في الاتجاه الأمامي أكبر من تلك المنتشرة في الاتجاه الخلفي -شكل (٣٥-ب)-. وبوجه عام فإن انتشار (مي) ليس انتشاراً انتقائياً، وإنما انتشار يشمل الموجات الإشعاعية المرئية كافة، ما يجعلنا نرى السماء ذات لون أبيض عندما يكون الجو مليئاً بجزيئات الغبار، وقطيرات الماء.



الشكل رقم (٣٥)

انتثار الأشعة الشمسية

أ - انتثار رايلي، ب - انتثار مي

ويقدر وسطي نسبة الأشعة الشمسية المنتشرة بمحدود (٦٪) من مجمل الأشعة الشمسية الداخلة إلى الغلاف الجوي، وإن كانت هذه النسبة تزيد على ذلك كثيراً في بعض المناطق، وفي بعض فترات السنة، حيث ترتفع النسبة إلى أكثر من (٥٠٪) في المناطق القطبية.

٢- الانعكاس (Reflection):

في حال كون الجزيئات العالقة في الجو ذات أنصاف أقطار أكبر من طول موجات الأشعة القادمة من الشمس، فإن الأشعة تتعرض لانعكاس عام وشامل لأنواعها كافة. وهكذا تنعكس الأشعة على سطح الغيوم، والجزيئات العالقة في الجو، والثلوج، والمسطحات المائية، وعلى رؤوس الغابات، والحشائش، واليابسة. وعلى الرغم من أن درجة عاكسية الأشعة الشمسية ليست واحدة بالنسبة للأطوال الموجية الإشعاعية كافة، إلا أنها لا تبدو واضحة كما هو الحال في عملية الانتثار. وبصورة عامة فإن الانعكاس لا يؤثر على لون السماء، وإنما يكاد ينحصر تأثيره على شدة الإشعاع. ويقدر أن حوالي (٢٠٪) من الإشعاع المنعكس يمتص ثانية في الجو^(١).

وتتوقف نسبة المنعكس من الأشعة الشمسية على عاملين رئيسيين، هما:

أ — طبيعة السطح العاكس

ب — زاوية سقوط الإشعاع الشمسي.

ج — طول الموجات الإشعاعية.

فمعظم نماذج التربة والنباتات — كمثال على ذلك — ذات عاكسية منخفضة جداً للأشعة فوق البنفسجية، لتتزايد في حال الأشعة المرئية وتحت الحمراء. أيضاً فإن عاكسية الجليد تكون أعظمية بالقرب من الطول الموجي (٠,٥٥) ميكرونًا لتتدنى إلى قيم أخفض عندما يكون الطول الموجي أقل من الطول السابق أو أكبر منه.

(1) Rihel, H; Op. Cit, P. 37-38.

وتكون نسبة الانعكاس منخفضة في المناطق الغابية والحقول الخضراء (حوالي ٥٠٪)، بينما ترتفع في المناطق المغطاة بالثلج لتزيد على (٥٠٪). ويكون الانعكاس شديداً في البحر عندما تكون زاوية ارتفاع الشمس فوق الأفق منخفضة. والجدول التالي (٨) بين نسبة عاكسية (الألييدو) سطح الأرض للإشعاع الشمسي.

جدول رقم (٨) عن: «Rihel, H; 1978, p.39»

طبيعة السطح	مدن نسبة العاكسية (الألييدو) %
غابات	١٠-٣
حقول خضراء	١٥-٣
أرض جافة، ومحرثة	٢٥-٢٠
أرض جرداء	٢٠-٧
حشائش	٣٠-١٥
رمال	٢٥-١٥
ثلج حديث	٨٠
ثلج قديم	٧٠-٥٠
جليد	٧٠-٥٠
جليد التبخر	٦٠-٢٥
ماء: ارتفاع الشمس فوق الأفق أكبر من ٤٠°	٤-٢
ماء: ارتفاع الشمس فوق الأفق بين ٣٠-٥°	٤٠-٦
مدن	١٨-١٤

هذا وتلعب طبيعة سطح الأرض ولونها، ورطوبة التربة، واستخدام الأرض دوراً بارزاً في اختلاف العاكسية. فالسطوح الملساء أكثر عاكسية للأشعة من السطوح الخشنة، والسطوح ذات الألوان الفاتحة تعكس أكثر من السطوح ذات الألوان القائمة. وكلما كانت التربة أكثر رطوبة، كانت عاكسيته أقل. والأراضي

المحروثة أقل عاكسية من الأراضي غير المحروثة. وبوجه عام فإن درجة عاكسية السطوح القارية تتراوح بين (٨-٤٠٪) من الإشعاع الوارد.

وتختلف نسبة المنعكس من الأشعة الشمسية تبعاً لاختلاف زاوية سقوط الأشعة. فكلما كانت الأشعة أشد ميلاً كانت نسبة الانعكاس أكبر. ولهذا فإن نسبة المنعكس من الأشعة أكبر في ساعات الصباح والمساء منه في ساعات النهار الأخرى، وفي العروض العليا والوسطى أكبر مما هي في العروض المنخفضة. والجدول التالي (٩) يبين العلاقة بين نسبة الانعكاس ودرجة العرض في نصف الكرة الشمالي^(١).

جدول رقم (٩):

درجة العرض								
٨٠-٩٠	٧٠-٨٠	٦٠-٧٠	٥٠-٦٠	٤٠-٥٠	٣٠-٤٠	٢٠-٣٠	١٠-٢٠	٠-١٠
نسبة الانعكاس (٪)								
٦١	٤٦	٢٤	١٤	١٢	١٠	١٠	٩	٨

وتختلف درجة عاكسية الغيوم تبعاً لدرجة تغطية السماء بها، وسماكتها -شكل (٣٦)- ونوعها. ويقدر أن معدل ما تعكسه الغيوم نحو الفضاء من الأشعة الشمسية الواردة إليها بحدود (٢٥٪)، والجدول التالي (١٠) يبين درجة عاكسية الغيوم حسب أنواعها^(٢).

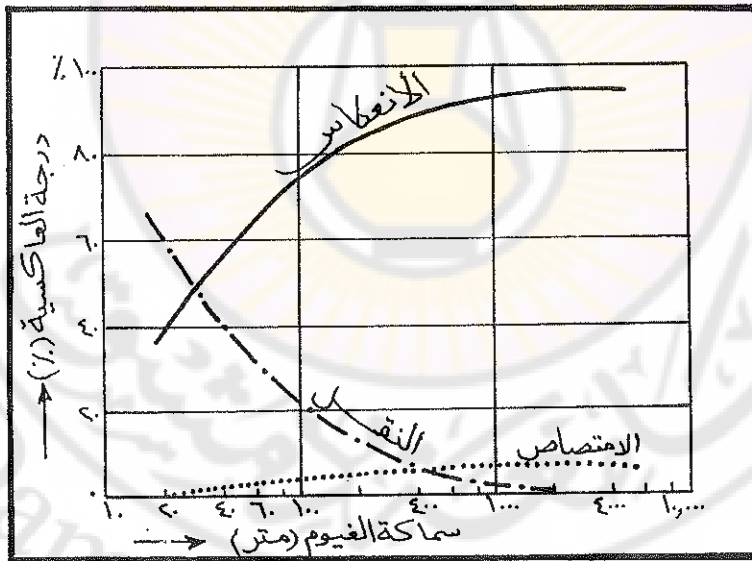
كما تقوم المواد الصلبة العالقة في الجو (غبار، رمال، رماد، دخان) بعكس جزء من الإشعاع الشمسي.

(1) Sellers, W.D; « Physical Climatology » Chicago, 1965, P.5.

(2) Ayoade, J.O; Op. Cit, P.21.

جدول رقم (١٠)

نوع الغيوم	درجة العاكسية (%)
غيوم ركامية	٧٠-٩٠
غيوم ركام مزني (كومولونيمبوس) ضخمة وسميكة	٩٢
غيوم طبقية (ستراتوس) سماكتها تتراوح بين (١٥٠-٣٠٠ م)	٥٩-٨٤
غيوم طبقية (ستراتوس) سماكتها ٥٠٠ م فوق المحيط	٦٤
غيوم طبقية (ستراتوس) رقيقة فوق المحيط	٤٢
غيوم الطبقي المتوسط (التوستراتوس)	٣٩-٥٩
غيوم سمحاق طبقي (سيروستراتوس)	٤٤-٥٠
غيوم سمحاق (سيروس) فوق اليابسة	٣٦



الشكل رقم (٣٦)

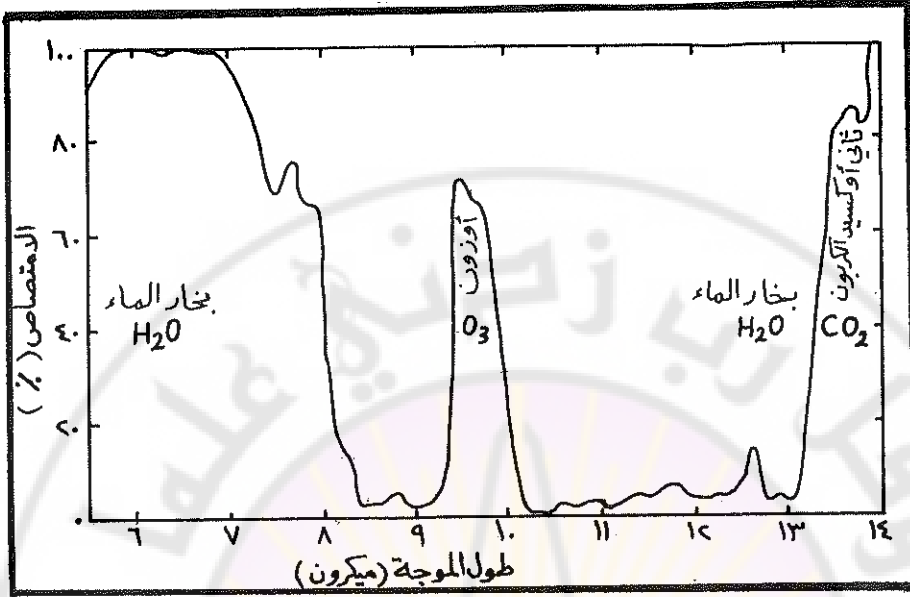
درجة العاكسية والامتصاص ونقل الإشعاع الشمسي بواسطة الغيوم

٣- الامتصاص (Absorption):

تمتص بعض مركبات الجو، والمواد العالقة فيه جزءاً غير كبير من الأشعة الشمسية، غير أنها ذات امتصاصية كبيرة للأشعة الأرضية. وأهمية هذا الجزء الممتص بارزة من الناحية الحياتية والحرارية. ويتوقف الجزء الممتص على طول الموجة الإشعاعية من جهة، وعلى نوعية المادة الموجودة والعالقة في الجو من جهة أخرى.

فغاز الأوزون الجوي (O_3) المركز في طبقة الستراتوسفير، يقوم بامتصاص الجزء الأكبر من الأشعة فوق البنفسجية، بخاصة ما كان منها بطول موجي يقل عن (٠,٢٩) ميكرون، حيث يقوم هذا الغاز بامتصاصه كله، وبذا فإن نسبة بسيطة من تلك الأشعة لا تمتص وتستطيع الوصول إلى سطح الأرض دون أن تحدث أضراراً. وتقدر نسبة الإشعاع الشمسي الذي يمتصه غاز الأوزون بحدود (٠,٢٪) من مجمل الأشعة الواصلة إلى سقف الغلاف الجوي. كما أن بخار الماء يمتص جزءاً من الطاقة الشمسية يقدر بحدود (٠,٦٪)، ونطاق امتصاصه قوي في الحزم الإشعاعية، (٠,٩-٢,١) ميكرون، و(٥,٥-٨) ميكرون، وفوق (٢٠) ميكرون - شكل (٣٧) -. بينما يتركز نطاق امتصاص غاز ثاني أكسيد الكربون في الحزم الإشعاعية؛ (٤-٥,٥) ميكرون، وبين (١٣,٥-١٧) ميكرون، ويمتص تقريباً نحو (٠,٦٪) من الطاقة الشمسية. غير أن مجال امتصاص بخار الماء وثاني أكسيد الكربون يكون بارزاً بالدرجة الأولى في الأشعة الأرضية طويلة الموجة، لكنه محدود بالنسبة للأشعة الشمسية قصيرة الموجة - بخاصة فيما يخص غاز ثاني أكسيد الكربون - التي أكثر من ٩٩٪ منها يقل طول موجاته عن ٤ ميكرون. أما باقي مركبات الجو من غبار ودخان وأتربة وقطرات مائية (سحب) فتمتص بحدود (٠,١١٪) من الأشعة الشمسية، وإن كانت الماصة الوسطى للغيوم نحو (٠,٣٪). في حين نجد أن المركبات الرئيسية للجو - كالتروجين والأكسجين - هي غازات شفافاً عموماً بالنسبة للإشعاع، ولذا فإنها لا تمتص شيئاً يذكر منه^(١).

(1) Riehl, H. Op. Cit, P.41.



الشكل رقم (٣٧)

فعالية بخار الماء في الامتصاص الإشعاعي عن: «Hess, 1980»

وهكذا يمكن القول أن قرابة (١٧٪) من الأشعة الشمسية تمتص في الغلاف الجوي (٢٪ بواسطة الأوزون، ١٥٪ بواسطة مركبات الجو الغازية الأخرى). وتعد الأرض جسماً ماصاً جيداً للإشعاع الشمسي، إذ أنها تمتص منه قرابة ٤٧٪ (٣١٪ تمتصه بشكل إشعاع شمسي مباشر، والباقي (١٦٪) تمتصه على شكل إشعاع شمسي غير مباشر).

ثانياً — الإشعاع الأرضي:

إن أي جسم درجة حرارته فوق الصفر المطلق (-٢٧٣,٢م) يبعث طاقة تتناسب طردياً مع درجة حرارته طبقاً لقانون ستيفان — بولتزمان. والأرض التي تتسخن من الإشعاع الشمسي المباشر وغير المباشر والإشعاع الجوي، مرتفعة درجة حرارتها الوسطى إلى نحو (١٥م)، مع تباين تلك الدرجة ما بين منطقتها الاستوائية

والقطبية. ولذا فإن الأرض جسم مشع للطاقة بما يتوافق مع درجة حرارتها، حيث تشع كجسم رمادي (أسود تقريباً) عند درجة حرارتها المتوسطة.

وطبقاً لقانون (فين) للإزاحة، فإن الأرض تبث إشعاعاتها ضمن الحزمة الإشعاعية تحت الحمراء فيما بين (٤-٥٠) ميكرونًا، غير أن أقصى درجات بثها للإشعاع يكون عند الطول الموجي (١٠) ميكرون تقريباً. وقد جرت العادة أن يوصف الإشعاع الأرضي بالإشعاع الليلي، لكونه المصدر الإشعاعي الرئيسي للطاقة في الليل، كما يطلق عليه الإشعاع طويل الموجة. غير أنه لتجدر الإشارة، إلى أن الأشعة تحت الحمراء ليست مقتصرة على الإشعاع الأرضي، حيث أن المركبات الجوية تشع طاقة في مجال الأشعة تحت الحمراء، كما أن سطح الأرض يشع ضمن المدى نفسه في النهار كما يشع في الليل، بل يكون الإشعاع الأرضي النهاري أشد وأقوى لكون درجة حرارة السطح أكبر.

ويتوقف الإشعاع الأرضي على طبيعة السطح ونوعيته (مسطحات مائية، أم كتل من اليابسة) لأن عملية الامتصاص التي هي السبب في اختلاف درجة الحرارة تختلف بين أنموذج أرضي وآخر. وبما أن الأرض تشع كجسم رمادي، لذا فإن معدل بث الأرض للطاقة الإشعاعية يمكن حسابه بتطبيق قانون ستيفان — بولتزمان:

$$(ف) = \delta \times \theta \times \text{ح}^4$$

حيث:

δ = عامل إشعاعية الجسم الرمادي، وهو أقل من الواحد ($\delta = 1$ -البيدو).

والجدول التالي (١١) يبين عامل الإشعاعية (δ) للسطوح الأرضية المختلفة^(١).

(1) Ayoade, J. O ; Op . Cit . P.25.

جدول رقم (١١):

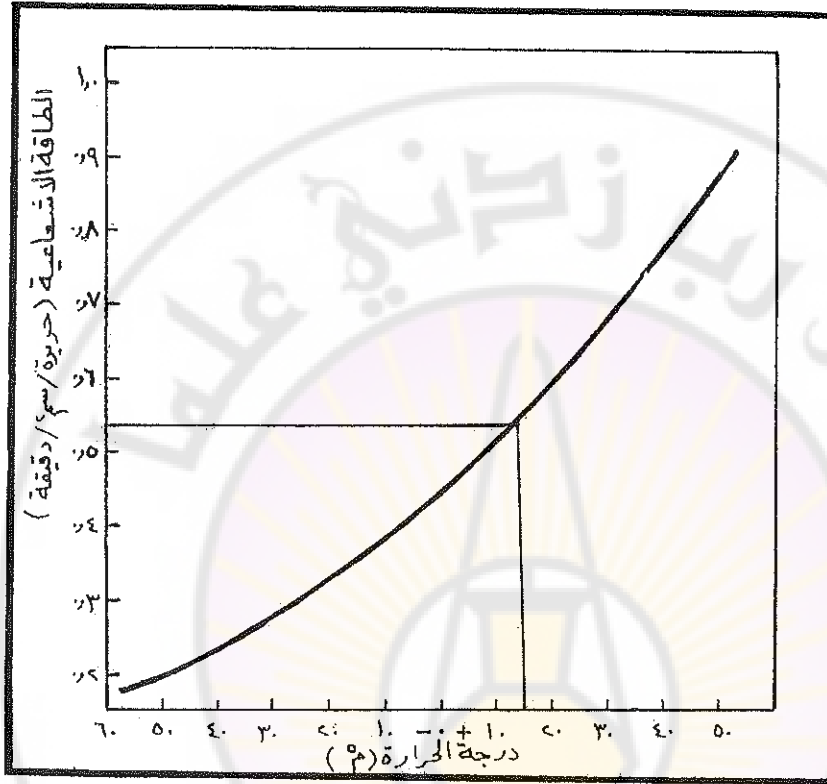
السطح	عامل الإشعاعية %
الماء	٩٦-٩٢
الثلج الجديد	٩٩,٥-٨٢
الرمال الجاف	٩٠-٨٩
الرمال الرطب	٩٥
أرض جرداء رطبة	٩٨-٩٥
صحراء	٩١-٩٠
حشائش عالية جافة	٩٠
شجيرات	٩٠
أرض شجرية	٩٠
جلد الإنسان	٩٥

وعليه فإن معدل بث الأرض للطاقة الإشعاعية عند درجة حرارتها المتوسطة (١٥م) = ٠,٥٥ حرارة/سم^٢/دقيقة. في حين تصل طاقتها للبث الإشعاعي إلى (٠,٧ حرارة/سم^٢/دقيقة) عند درجة حرارة ٢٧م (٣٠٠كل) لكنها تكون نحو (٠,٣٨٩ حرارة/سم^٢/دقيقة) عند درجة حرارة (١٠-م).

والشكل التالي (٣٨) يبين العلاقة بين درجة حرارة سطح الأرض ومعدل بثه للإشعاع.

ونظراً للفارق الكبير بين درجة حرارة الأرض والشمس، فإن الأرض تكون آخذة للأشعة بصورة دائمة وخصوصاً في الأيام الصاحية الخالية من الغيوم، لتقوم أيضاً بتصدير الإشعاع الأرضي بصورة دائمة ليلاً نهاراً. وإذا كان الهواء يكتسب في النهار طاقة حرارية كبيرة، ويسخن نتيجة لامتنصاص الأشعة الحرارية الواردة مع الإشعاع الشمسي والإشعاع الأرضي، فإن الآية تنعكس في الليل حيث يعتمد الجو الأرضي بكسب حرارته على الإشعاع الأرضي فقط، حيث تصبح الأرض جسماً

مشعاً تفقد حرارتها بالتدريج، بخاصة أن حرارتها في الليل تكون أعلى من حرارة الجو الملامس.



الشكل رقم (٣٨)

العلاقة بين درجة حرارة سطح الأرض ومعدل بنها للإشعاع

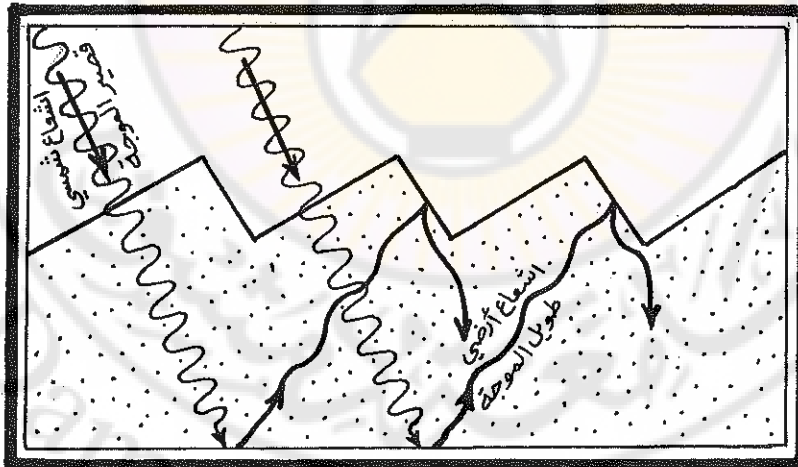
عن: « Riehl, 1978, P.33 »

ثالثاً - الإشعاع الجوي:

يشبه الجو سطح الأرض في كونه يمتص ويطلق طاقة إشعاعية. وعلى الرغم من أن الجو شفاف تقريباً للأشعة قصيرة الموجة، إلا أن طاقة امتصاصه مرتفعة بالنسبة للأشعة تحت الحمراء طويلة الموجة. وتكاد تنحصر المركبات الجوية الماصة جيداً وبشكل رئيسي للأشعة تحت الحمراء في كل من؛ بخار الماء، والأوزون، وغاز ثاني أكسيد الكربون، والغيوم التي تمتص إشعاعات عند الأطوال الموجية كافة.

وبينما يمتص الجو بحدود (٢٠٪) من الإشعاع الشمسي الوارد الذي يكون قصير الموجة؛ منها نحو (١٥٪) في طبقة التروبوسفير (٦٪ بواسطة بخار الماء، و٦٪ بواسطة ثاني أكسيد الكربون، ٣٪ بواسطة السحب)، ونحو (٢٪) في طبقة الستراتوسفير. فإن نسبة (٩٪) فقط من الأشعة الأرضية طويلة الموجة لا يستطيع الجو امتصاصها وتهرب نحو الفضاء عبر نافذة إشعاعية رئيسية، تعرف بالنافذة الجوية المحصورة ضمن المدى الموجي (٨,٥-١١) ميكرونًا، حيث لا يمارس بخار الماء و(CO_2) أي تأثير ماص، وبالتالي يكون الجو شفافاً عند ذلك المدى الموجي.

فالجو يتصف بعدم شفافيته بالنسبة للأشعة تحت الحمراء، لكنه يكون شفافاً بالنسبة للأشعة قصيرة الموجة، مما يجعله يشبه البيوت الزجاجية في تأثيره. ولذا دعي هذا التأثير بتأثير البيت الزجاجي (Greenhouse Effect). حيث أن الجو يقوم بفعل شبيه بفعل الزجاج في البيوت الزجاجية، من السماح بحرية للإشعاع الشمسي قصير الموجة بعبوره تجاه سطح الأرض، وعدم سماحه للإشعاع الأرضي بتجاوزه إلى الفضاء -شكل (٣٩)-.



الشكل رقم (٣٩)

فاعلية البيت الزجاجي

ويقوم الجو بإعادة إشعاع ما امتصه من إشعاع أرضي وشمسي، مشعاً جزءاً نحو الفضاء، والجزء الآخر نحو سطح الأرض (إشعاع معاكس)، وللسحب فعالية خاصة في هذا الخصوص، فهي مشع يشبه بذلك الأجسام السوداء. وهي تخفف من شدة الإشعاع في النهار معدلة درجة الحرارة، لكنها في الليل تحمي الأرض من التبرد الشديد لامتصاصها جزءاً من الإشعاع الأرضي وإعادة بثه نحو الأرض. ويعتقد أنه لولا إشعاع الجو العكسي لكان سطح الأرض أبرد بحوالي (٣٠-٤٠م) مما هو عليه الآن.

رابعاً — الموازنة الإشعاعية:

تتعرض الأشعة الصادرة من الشمس خلال رحلتها الطويلة في الجو لعوامل متعددة تحدد نسبة الواصل منها إلى سطح الأرض. حيث يصل الأرض مباشرة جزء من الأشعة الشمسية، في حين ينعكس جزء آخر يرتد إلى الفضاء الخارجي، وجزء آخر يمتص من قبل مركبات الجو، ويتعرض الجزء المتبقي إلى الانتشار والانتشار في مختلف الاتجاهات ليصل جزء منه إلى سطح الأرض.

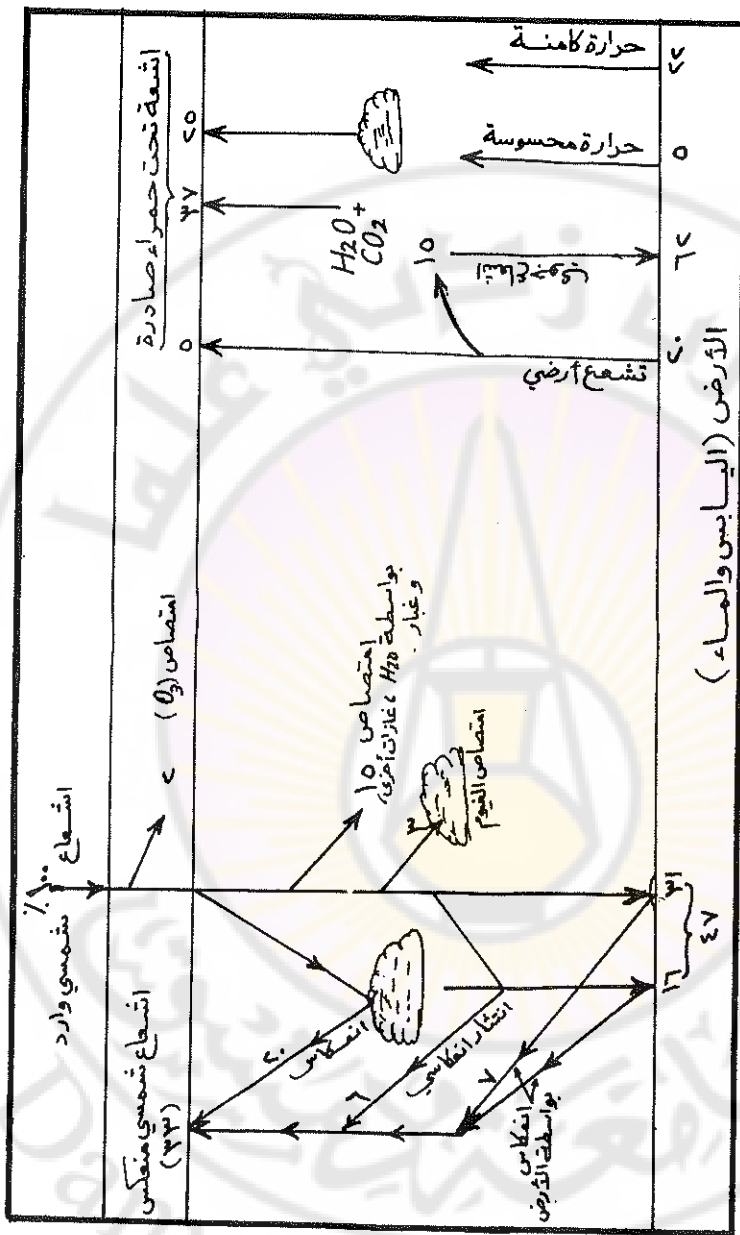
وتصل إلى الغلاف الجوي الأشعة الصادرة من الأرض، وهي أشعة حرارية طويلة الموجة وغير مرئية، وهذه الأشعة، وتلك التي امتصها الغلاف الجوي من الأشعة الشمسية الواردة عليه تسهم في رفع درجة حرارة الجو، وبالتالي تجعله يقوم بإشعاع ذاتي (إشعاع جوي) معتمداً بذلك على الغازات المتواجدة في الجو وعلى الغطاء الغيمي. حيث تسلك الغيوم مسلك الأجسام السوداء من حيث امتصاص الإشعاع وانبعائه، فتقوم قاعدة الغيوم بامتصاص جزء كبير من الإشعاع الأرضي طويل الموجة وتشعه مرة ثانية في الأطوال الموجية كافة باتجاه سطح الأرض. ومن ثم يقل صافي ما يفقده سطح الأرض من إشعاع نتيجة لوجود الغيوم. على أن الجو لا يمتص الإشعاعات الأرضية كافة، حيث هناك حزم شعاعية تقرب نحو الفضاء (نوافذ).

ويمكن القول إن الجو وسطح الأرض في حالة توازن إشعاعي. وهذا ما يدل عليه ثبات درجة حرارتها. فالإشعاع الوارد إلى الجو يعادل الإشعاع الخارج منه، والأشعة التي تمتصها سطح الأرض تعادل الأشعة التي يفقدها.

وإذا أمكن معرفة كمية الإشعاع الشمسي التي تدخل الغلاف الجوي، والإشعاع الأرضي الذي يترك الأرض، وخواص مكونات الغلاف الجوي المختلفة، من حيث امتصاصها للإشعاع. بالإضافة إلى ما يحدث في الجو من انتشار وانعكاس من الغيم وسطح الأرض، فيمكن حينئذ دراسة التوازن الإشعاعي للأرض والغلاف الجوي.

وإذا حاولنا أن نستوضح ما يطرأ على الأشعة الشمسية من اختلافات في أثناء عبورها الغلاف الجوي، فيمكن أن نبين ذلك بالأرقام، باعتبار الأشعة الشمسية ممثلة بـ (١٠٠) وحدة، وأن معدل كميتها السنوية بحدود (٢٦٣) كيلولينلي (Kilo Lanley)، وهذا يكافئ نحو (٠,٥ حريرة/سم^٢/دقيقة)، لأمكن توزيعها على الشكل التالي -شكل (٤٠)-.

- (٢) وحدة تمتص في طبقة الستراتوسفير (٥ كيلو لينلي)
- (١٥) وحدة تمتصها الجو من قبل مكوناته المختلفة (٤٠ كيلو لينلي).
- (٣) وحدة تمتص من قبل الغيوم.
- (٢٠) وحدة تعكسها الغيوم إلى الفضاء الخارجي (٦٠ كيلو لينلي).
- (٧) وحدات يعكسها سطح الأرض نحو الفضاء (١٨ كيلو لينلي).
- (٦) وحدات تنتشر خارجاً نحو الفضاء عن طريق الانتثار بفعل مركبات الجو (١٦ كيلو لينلي).
- (٤٧) وحدة تمتصها سطح الأرض (١٢٤ كيلولينلي) إما مباشرة (٣١) وحدة إشعاع شمسي = ٨٢ كيلو لينلي) أو غير مباشرة على صورة أشعة منتشرة (١٦ وحدة = ٤٢ كيلو لينلي).



الشكل رقم (٤٠)

الموازنة الإشعاعية عند سطح الأرض وفي الجو

«Barry and Chorley, 1972, Wallace and Homms, 1978»

أما سطح الأرض فيفقد الطاقة التي امتصها بطرق ثلاثة:

أ — بالتشعع، حيث تقدر نسبة الفاقد بهذه الطريقة بحدود (٢٠٪) من الأشعة الشمسية الداخلة إلى الغلاف الجوي (٦٠ كيلو لينلي).

ب — بصورة حرارة كامنة، وهي الأشعة التي استنفذت في عملية التبخير وبقيت كامنة في بخار الماء حتى يحدث التكاثف حيث يتم تحررها. ونسبتها بحدود (٢٢٪) من الأشعة الشمسية الداخلة إلى الغلاف الجوي (٦٥ كيلو لينلي).

ج — والباقي ينقل إلى الجو بصورة حرارة محسوسة عن طريق التوصيل، ونسبته ٥٪ (١٣ كيلو لينلي).

ويقوم الجو بإعادة إشعاع هذه الوحدات الحرارية وتلك التي امتصها مباشرة من الأشعة الشمسية، والتي مجموعها (١٦٣) كيلو لينلي، وهو ما يعادل نسبة (٦٢٪) من الإشعاع الشمسي الذي دخل الغلاف الجوي. أما الباقي ومقداره (٣٨٪) فهو الممثل بالإشعاع المنعكس نحو الفضاء من قبل مركبات الجو وسطح الأرض (٣٣٪) وما نفذ مباشرة من أشعة أرضية نحو الفضاء (٥٪).

وهكذا نجد أن الأرض — الجو في حالة توازن إشعاعي. وإذا ما أخذنا قيمة الثابت الشمسي ومقداره (٢ حرارة/سم^٢/دقيقة)، وافترضنا أن مساحة مقطع الأرض الذي يتلقى الإشعاع الشمسي هو (π نق^٢)، وبما أن كمية الطاقة الشمسية الساقطة على هذه المساحة تتوزع فوق سطح الأرض كله (π٤ نق^٢)، لذا فإن متوسط ما يصل قمة الغلاف الجوي من الإشعاع الشمسي =

$$\frac{\pi \text{ نق}^2}{\pi ٤ \text{ نق}^2} \times ٢ = \frac{١}{٤} \times ٢ = ٠,٥ \text{ حرارة/سم}^2/\text{دقيقة}$$

(٢٦٣ كيلو لينلي/سم^٢/سنة)^(١). وبما أن سطح الأرض يشع بمعدل (٠,٥٥) حرارة/سم^٢/دقيقة، لذا فإن سطح الأرض يشع أكثر مما يمتص، ولو كان الأمر

(1) Barry. R.G & Chorley, R.J, Op. Cit, P.54.

كذلك، لكان سطح الأرض يبرد باستمرار، غير أن الوضع لا يحدث بهذه الطريقة، نتيجة لعدم نفاذية الغلاف الجوي للإشعاع الأرضي — مثل نفاذيته للإشعاع الشمسي —، فالجزء من الإشعاع الأرضي الذي يذهب إلى الفضاء الخارجي لا يزيد على (٢٥،٠ حريرة/سم^٢/دقيقة)، في حين يقوم الغلاف الجوي بامتصاص الباقي ومنعه من الهروب، معيداً إشعاعه مرة أخرى نحو سطح الأرض.

ومن الممكن أن نعبر رمزياً عن الموازنة الإشعاعية في الأحوال الاعتيادية بالعلاقات التالية:

أ — في النهار الصباح:

$$[م = (ش + ت)(١ - ع) + (ج - ر)]$$

$$[م = (ش + ج + ت) - (ع + ر)] \quad \text{أو:}$$

حيث: م = الموازنة الإشعاعية.

ش = الإشعاع الشمسي المباشر.

ت = الإشعاع الشمسي المنتشر.

ج = الإشعاع الجوي.

ع = الإشعاع الأرضي المنعكس.

ر = إشعاع الأرض الذاتي.

ب — في النهار عندما يكون الجو غائماً:

في حال كون الجو غائماً، فإن الإشعاع الشمسي المباشر يختفي، وتصبح العلاقة السابقة على الشكل التالي:

$$[م = (ج + ت) - (ع + ر)]$$

جـ - في أثناء الليل:

أما في أثناء الليل فإن كلاً من الإشعاع المباشر والمنتثر ينعدمان، كما أن الإشعاع المنعكس يختفي، والعلاقة تصبح على الشكل التالي:

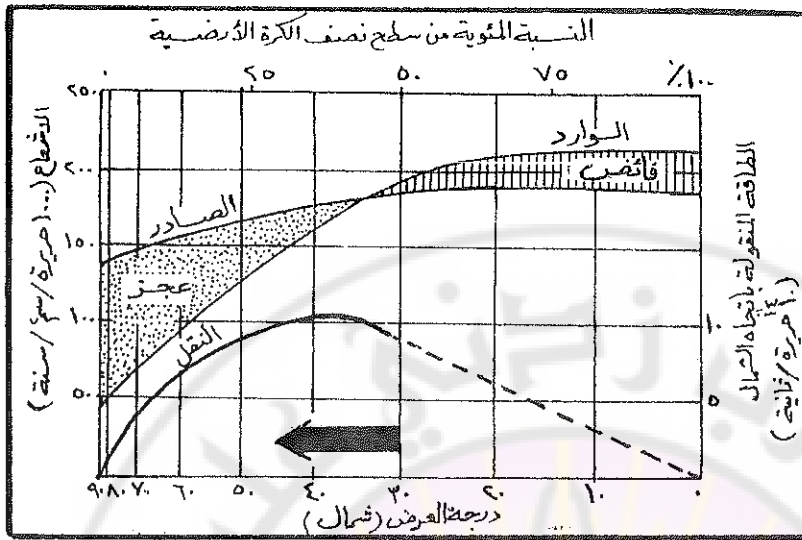
$$[م = ج - ر]$$

غير أن إشعاع الأرض (ر) يفوق إشعاع الجو (ج) لأن الجو أبرد من الأرض، لذا فإن المحصلة (ج - ر) سلبية والإشعاع الأرضي يتجه نحو الفضاء مما يؤدي إلى تبرد الأرض^(١).

ومن حساب كمية الإشعاع الصادر والوارد عند العروض المختلفة وجد أن المتوسط السنوي لكمية الطاقة المستقبلية في المنطقة المحصورة بين خط الاستواء وخط عرض (٣٥) شمالاً أكبر من الطاقة المفقودة إلى الفضاء وبذا يكون هناك فائض من الطاقة، وتقدر كمية الطاقة الفائضة فيما بين خطي عرض (٢٠) شمالاً وجنوباً بأكثر من (١٠٠) كيلو لينلي في السنة، أما المنطقة المحصورة بين (٣٥) شمالاً والقطب فإن الطاقة المفقودة تزيد على الطاقة المكتسبة، ومن ثم هناك عجز في الطاقة في هذه المنطقة -شكل (٤١)-.

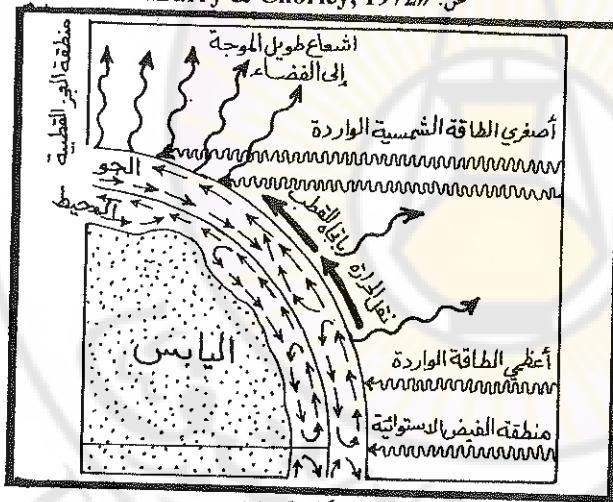
ولقد أظهرت البيانات التي أخذت خلال بضع القرون الأخيرة أن متوسط درجة حرارة الأرض ظل تقريباً ثابتاً (١٥م)، لذا فإن العجز بالطاقة في العروض العليا لا بد وأن يعوض بانتقال الطاقة الزائدة من العروض المنخفضة، ويتم هذا عن طريق الدورة العامة للرياح في الغلاف الجوي، وعن طريق التيارات المائية في المحيطات، ومن ثم فإن الطبيعة تعمل تلقائياً على حفظ التوازن إذا ما ظهر غير ذلك -شكل (٤٢)-.

(1) Pagney, P; « La Climatologie ». Paris, 1973, P. 35.



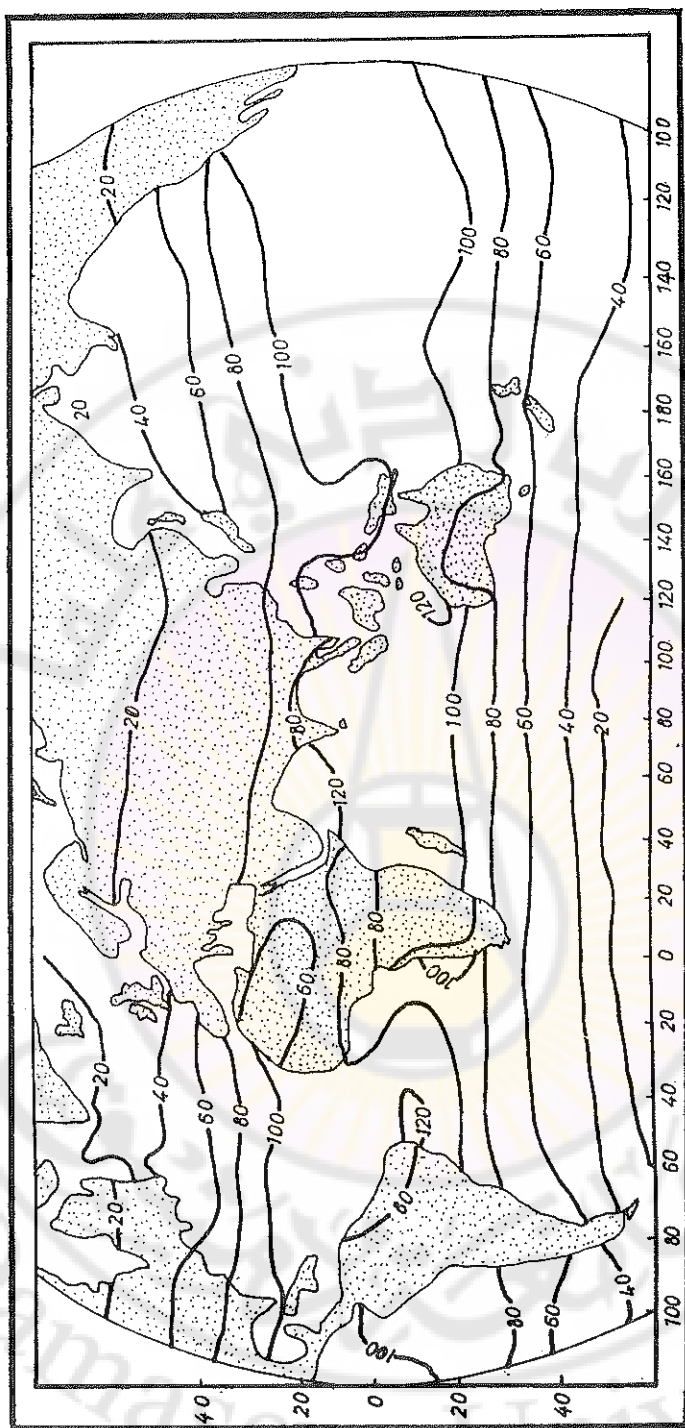
التوازن ما بين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة

عن: «Barry & Chorley, 1972»



نظام الحركة في الجو والمحيطات الضروري للحفاظ على التوازن الحراري للكرة الأرضية

وتتراوح قيمة الموازنة الإشعاعية عند سطح الأرض ما بين أقل من (١٠ حريرة/سم²/دقيقة) في المنطقة القطبية، إلى أكثر من (١٠٠ حريرة/سم²/دقيقة) في العروض المنخفضة، وبخاصة في البحار المدارية - شكل (٤٣) -.



الشكل رقم (٤٣)

موازنة الإشعاع الصافي السنوية



الفصل الثاني

درجة الحرارة

— مقدمة.

أولاً — درجة الحرارة، وكمية الحرارة.

ثانياً — مصادر تسخين سطح الأرض وجوها.

أ — مصادر تسخين سطح الأرض.

ب — مصادر تسخين الجو والتروبوسفيري.

ثالثاً — التوازن الحراري الأرضي والجوي.

رابعاً — النظام اليومي والسنوي لدرجة الحرارة.

— النظام اليومي لدرجة الحرارة.

— النظام السنوي لدرجة الحرارة.

خامساً — التوزيع الأفقي والشافولي لدرجة الحرارة.

— التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة.

— التوزيع الشافولي لدرجة الحرارة.

سادساً — الاتجاه العام للحرارة في العالم.

سابعاً — الأساليب الإحصائية للتعبير عن درجة الحرارة.

ثامناً — الصقيع.



الفصل الثاني

درجة الحرارة

— مقدمة:

تعد درجة الحرارة أهم عنصر من عناصر المناخ، لما لها من تأثير مباشر وغير مباشر على الظواهر الجوية كافة، بجانب تأثيراتها المختلفة على مظاهر الحياة كافة. فاختلاف درجة الحرارة يتولد عنه اختلاف في كثافة الهواء، وبالتالي اختلاف في ضغطه، وتحركه من المناطق الأكثر كثافة إلى المناطق الأقل كثافة، كما تنشأ عن عمليات التسخين والتبريد حركات صاعدة وهابطة للهواء، حيث تتحول الطاقة الحرارية إلى طاقة حركية تعمل على تحريك جزيئات الهواء. ودرجة الحرارة هي أهم قوة من قوى التبخير، لذا فإن وفرة بخار الماء في الجو ترتبط ارتباطاً وثيقاً بدرجة الحرارة. وللدور الذي تلعبه الحرارة في التبخير وفي حركة الهواء المحمل ببخار الماء، فإن اختلاف كمية التهطال مابين مناطق سطح الأرض لا يعدو أن يكون سوى انعكاس مباشر أو غير مباشر لدرجة الحرارة. إن ما ذكر كله مؤشر على أن التباين في الظروف المناخية مابين أجزاء سطح الأرض المختلفة مرده بالدرجة الأولى إلى التباين في درجة الحرارة.

وإذا كانت الشمس هي المصدر المباشر والرئيسي لحرارة سطح الأرض، فإن حرارة الهواء الجوي هي محصلة للإشعاع الشمسي والإشعاع الأرضي. وبما أن درجة حرارة سطح الأرض تكون بوجه عام أعلى من درجة حرارة الهواء القريب منها، لكون ما يمتصه سطح الأرض من أشعة شمسية (مباشرة وغير مباشرة) أكبر بكثير مما يمتصه الجو من تلك الأشعة، لذا فإن سطح الأرض يكون دائماً مصدر إشعاع لحرارته تجاه الجو، وهو بذلك يسهم بشكل فعال في منحه درجة حرارته. ولما كانت درجة حرارة سطح الأرض تتوقف على كمية الأشعة الواصلة من الشمس — بشكل مباشر وغير مباشر — التي يمتصها سطح الأرض، والتي تتوقف على؛ درجة صفاء الجو ونقائه، وزاوية ورود الأشعة ومدة سطوع الشمس، وطبيعة

سطح الامتصاص، لذا فإن التباين الشديد في مواقع أجزاء سطح الأرض، واختلاف طبيعتها (مسطحات مائية، كتل يابسة، تضاريس مختلفة ... الخ) كلها تنعكس على درجة حرارة سطح الأرض، وبالتالي على درجة حرارة الجو.

وفي الدراسات المناخية العامة فإن درجة حرارة الهواء هي الدرجة المقاسة بالقرب من سطح الأرض على مستويات القياس المعتمدة عالمياً في محطات الرصد الجوي (عند ارتفاع ١,٥ م فوق سطح الأرض).

أولاً - درجة الحرارة، وكمية الحرارة:

رغم الترابط الموجود ما بين درجة الحرارة لجسم ما وكمية الحرارة فيه، إلا أن هناك اختلافاً بينهما. فالحرارة التي هي شكل من أشكال الطاقة؛ هي تعبير كمي عما يحتويه الجسم من وحدات حرارية (حريرة)، بل هي مجموع الطاقات الحركية لجزيئاته كافة. أما درجة الحرارة (م، كل، ف) فهي تعبير عادة عن حالة الجسم الحرارية، بل هي تعبير عن الطاقة الحركية للجزيئات المكونة للجسم. وكلما ازدادت كمية حرارة الجسم مال إلى السخونة، وازدادت سرعة حركة جزيئاته، وبالتالي ارتفعت درجة حرارته التي هي مؤشر أيضاً على حالة الجسم الحرارية، هل هو منخفض الحرارة أم متوسطها أم مرتفع الحرارة. وما أن تأخذ جزيئات الجسم بالحركة حتى يبدأ بإعطاء طاقة إلى الخارج.

إن درجة حرارة جسم؛ هي الحالة التي تحدد مقدرة ذلك الجسم على انتقال الحرارة من الأجسام الأخرى وإليها وذلك عند اتصالها به. ويقال للجسم الذي يفقد الحرارة معطياً إياها إلى الجسم الآخر في مجموعة مكونة من جسمين، إنه الجسم الأعلى في درجة الحرارة. فعندما يمتص جسم ما طاقة إشعاعية فإن هذه الطاقة تتحول إلى طاقة حرارية، ومن ثم فإن الجزيئات أو الذرات تتحرك بسرعة مع ازدياد الطاقة الممتصة، وكلما امتص الجسم طاقة أكبر مالت درجة حرارته إلى الارتفاع. وكمية الحرارة في هذا الجسم تساوي مجموع الطاقات الحرارية التي تزود

بما منذ أن بدأت الحركة في جزيئاته، حتى درجة حرارته الحالية، وهذا يعتمد على مجموع الطاقات الحركية لجزيئاته كافة.

ومما لاشك فيه، فإن كمية الحرارة تختلف باختلاف كتلة الجسم وحرارته النوعية، ذلك أن؛

$$[كح = ن \times ك \times ح]$$

حيث:

كح = كمية الحرارة.

ن = الحرارة النوعية للجسم.

ك = كتلة الجسم.

ح = درجة حرارة الجسم.

ويمكننا أن نعرف كمية الحرارة التي تعطى لجسم ما إذا عرفنا درجة حرارته الأولية (قبل التسخين) ودرجة حرارته النهائية (عند انتهاء التسخين)، من العلاقة التالية ما بين كمية الحرارة ودرجة الحرارة:

$$[كح = ك ن (ح_2 - ح_1)]$$

حيث:

ح₂ = درجة حرارة الجسم النهائية.

ح₁ = درجة حرارة الجسم الأولية.

فلنفترض أن كتلتين مختلفتي الوزن (٥٠٠ غ، ١٠٠٠ غ) من المادة نفسها، درجة حرارتهما واحدة (الابتدائية ٥°م، والنهائية ١٥°م) وحرارتهما النوعية واحدة -ولتكن واحداً (١)-، فإن كمية الحرارة المضافة إلى كل منهما بعد التسخين تساوي:

$$\text{في الأولى} = ٥٠٠ \times ١ \times (١٥ - ٥) = ٥٠٠٠ \text{ حريرة.}$$

$$\text{في الثانية} = ١٠٠٠ \times ١ \times (١٥ - ٥) = ١٠٠٠٠ \text{ حريرة.}$$

وبما أن للغازات حرارتين نوعيتين، إحداهما في حال الحجم ثابتاً (ن_ج) والأخرى في حال الضغط ثابتاً (ن_ض)، والأولى تكون أقل من الثانية^(١). فإنه لمن الممكن معرفة كمية الحرارة التي تتطلبها واحدة الكتلة لترتفع درجة حرارتهما من (ح_١) إلى (ح_٢) عندما يتغير كل من الحجم والضغط، وذلك باستخدام العلاقتين التاليتين^(٢):

$$\begin{aligned} [\text{كج} = \text{ن ج} (ح_2 - ح_1) + \text{ض} (\text{حج}_2 - \text{حج}_1)] \\ [\text{كج} = \text{ن ض} (ح_2 - ح_1) + \text{حج}_2 (\text{ض}_2 - \text{ض}_1)] \end{aligned}$$

حيث:

ح_٢ = درجة الحرارة النهائية.

ح_١ = درجة الحرارة الأولية.

ض = الضغط.

حج_٢ = الحجم النوعي عند درجة الحرارة (ح_٢).

حج_١ = الحجم النوعي عند درجة الحرارة (ح_١).

حج_٢ = الحجم النوعي النظامي للهواء ومقداره

$$= 775 \text{ سم}^3/\text{غ} \text{ أو } 775, 775 \text{ م}^3/\text{كغ} = 1/\text{ض}.$$

ثانياً — مصادر تسخين سطح الأرض وجوها:

إن المصدر الأساسي لحرارة كل من سطح الأرض وجوها واحد، وهو الإشعاع الشمسي، الذي بامتصاصه من سطح الأرض ومركبات الجو يخلق مصادر أخرى غير مباشرة في التسخين تلعب دوراً في تسخين الجو أكبر من الدور الذي يلعبه الإشعاع الشمسي المباشر.

(١) — الحرارة النوعية للهواء الجاف عند حجم ثابت (ن ج) = 717 كج/كل.

— الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت (ن ض) = 1003 كج/كل.

(2) Neibarger, M & Others; Op. Cit. P.75.

١- مصادر تسخين سطح الأرض:

يتلقى سطح الأرض طاقته الحرارية من ثلاثة مصادر، هي:

أ — الإشعاع الشمسي المباشر؛ ونسبته نحو (٣١٪) من مجمل الطاقة الشمسية العابرة سقف الغلاف الجوي.

ب — الإشعاع الشمسي غير المباشر؛ وهو إشعاع تنائري يعرف بالإشعاع السماوي، ونسبته نحو (١٦٪) من مجمل الطاقة الشمسية العابرة سقف الغلاف الجوي.

ج — الإشعاع الجوي؛ الذي يزود سطح الأرض بطاقة كانت مركبات الجو قد امتصتها مباشرة من الأشعة الشمسية، بجانب ما امتصته من الإشعاع الأرضي الذي بثه سطح الأرض خارجاً ليرتد الجزء الأعظم منه إلى السطح.

٢- مصادر تسخين الجو التروبوسفيري:

على افتراض أن الإشعاع الشمسي فقط (المباشر وغير المباشر) هو مصدر التسخين الوحيد لجو الأرض التروبوسفيري، فإن هذا يستوجب عندها أن يكون هناك فارق بين درجة حرارته ودرجة حرارة سطح الأرض يقارب ثلاثة أضعاف؛ أي لكان معدل درجة حرارة سطح الأرض أكبر بثلاث مرات تقريباً من درجة حرارة الجو، نتيجة الفارق في درجة امتصاص كل من سطح الأرض (٤٧٪) وجوها (١٥٪) للإشعاع الوارد من الشمس. غير أن هناك مصادر حرارية أخرى تمد الجو التروبوسفيري بقسط وافر من حرارته تعمل على جعل الفارق بين حرارة الجو القريب من سطح الأرض وسطح الأرض ليس كبيراً. ولو كان الإشعاع الأرضي هو ذلك المصدر الحراري لجو الأرض، لتوجب أن يسير الجو باستمرار نحو التبريد، ما دام الجو يفقد إلى الفضاء جزءاً من صافي حرارته مسبباً انخفاضاً في الحرارة بما لا يقل عن (١،١م) كل يوم. وإذا كان هذا ما يحدث فعلاً، فإن هذا يعني أن الهواء سيصبح في حالة متجمدة تماماً خلال أقل من سنة. غير أن الأمر ليس بهذه الحالة، حيث أن هناك عمليات أخرى غير الإشعاع تسهم في نقل الطاقة

الحرارية من سطح الأرض إلى الجو، وما بين أجزاء الجو المختلفة، ذلك أن سطح الأرض والجو متوازنان حرارياً.

وتتمثل مصادر تسخين الجو التروبوسفيري، في الآتي:

أ — الإشعاع الشمسي:

إن مركبات الجو التروبوسفيري المختلفة والغيوم تمتص وسطياً نحو (١٨٪) من الأشعة الشمسية، مساهمة بادی ذي بدء في تسخينه.

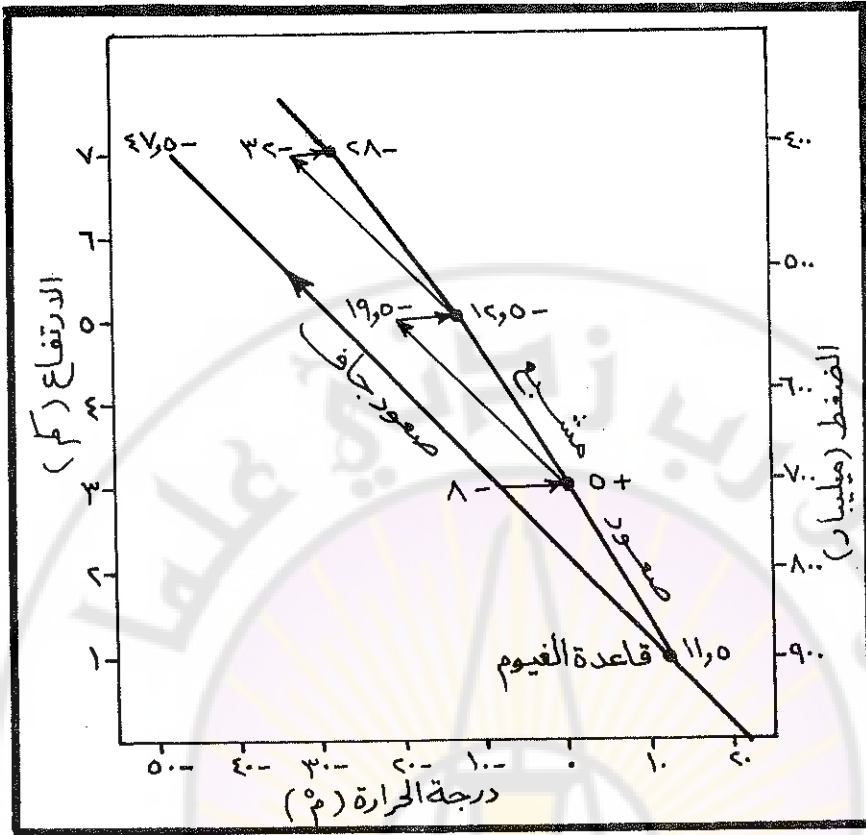
ب — الإشعاع الأرضي:

فيما إذا كان الإشعاع الأرضي هو الوحيد الذي ينقل الطاقة الأرضية إلى الجو، فإن قيمتها عندئذ تبلغ نحو (٠,٥٣) حريرة/سم^٢/دقيقة بالنسبة لدرجة الحرارة الوسطى لسطح الأرض التي تبلغ (١٥م). وهذه القيمة التي تكافئ (٢٦٧) كيلو لينلي سنوياً تقريباً تشكل نحو (١٠٠٪) كمية الأشعة العابرة لسقف الغلاف الجوي. غير أن الإشعاع الأرضي ليس وحيداً، بل هناك مصادر أخرى تنقل الطاقة الحرارية من الأرض، وما ينقل بالإشعاع الأرضي من طاقة يقارب من (٠,٢٥) حريرة/سم^٢/دقيقة.

ج — حرارة التبخير:

وهي الحرارة التي استهلكت في تبخير الماء وبقيت كامنة في جزيئات بخار الماء التي انطلقت إلى الجو، متحررة بمجرد تكاثف بخار الماء، حيث يطلق الغرام الواحد من بخار الماء عند تكاثفه نحو (٦٠٠) حريرة، مساهماً ذلك في إمداد الجو بقسط من حرارته، إذ تقدر كمية الحرارة المنقولة من سطح الأرض إلى الجو بهذه الطريقة بحدود (٠,١١) حريرة/سم^٢/دقيقة^(١). والشكل (٤٤) يوضح آلية تسخين الجو أثناء التكاثف.

(1) Riehl, H; Op. Cit, P. 83.



الشكل رقم (٤٤)

طريقة تسخين الجو أثناء التكاثف

د - التوصيل الحراري (Conduction):

يمثل التوصيل الحراري عملية انتقال الحرارة بالتماس من سطح الأرض إلى الهواء الملاصق له. وبما أن الهواء موصل (ناقل) رديء للحرارة، لذا فإن سخونة تنتقل من الطبقة الأكثر حرارة المنخفضة إلى الطبقة الأعلى الأقل حرارة ببطء شديد. والتوصيل الحراري لهذا السبب يكون ذا أهمية فقط بحال انتقال الحرارة في طبقة هوائية متناهية الدقة (بضعة سنتيمترات) وملامسة تماماً لسطح الأرض. وعملية التسخين بطريقة التماس والتوصيل تحدث أكثر ما يكون في ساعات النهار وفي فصل الصيف. وكما تنتقل الحرارة بهذه الطريقة تنتقل البرودة أيضاً بخاصة في فصل الشتاء في الليالي الهادئة. وبوجه عام فإن انتقال الحرارة في الغلاف الجوي

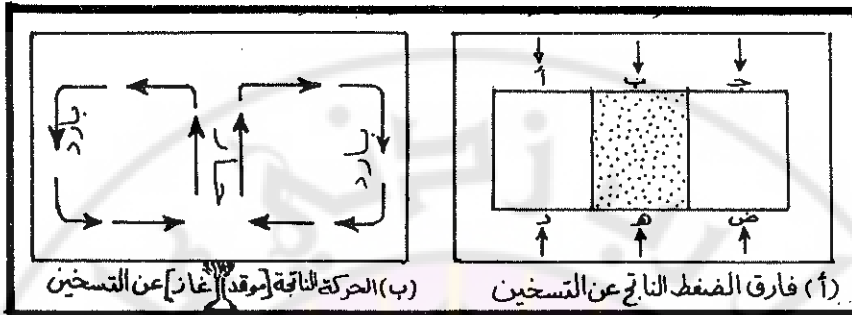
بطريق التوصيل يكون شبه منعدم تقريباً، ويقدر أن كمية الحرارة المنقولة من سطح الأرض إلى الجو بطريقة التوصيل بحدود (٠,٠٤) حريرة/سم^٢/دقيقة^(١).

هـ — الحمل الحراري (Convection):

بعد أن يتسخن الهواء الملامس لسطح الأرض بالتوصيل والإشعاع يتمدد حجمه وتقل كثافته، ويخف عمود الهواء فوقه، وبالتالي فإن الهواء المتسخن من قاعدته يتدفق نحو الأعلى حاملاً معه حرارته، وينجم عن ذلك تناقص في قيمة الضغط عند السطح. وفي الوقت نفسه يتزايد الضغط في الهواء الأبرد المجاور له بحيث تنتابه حركة هابطة. لهذا نجد أن الهواء الأكثر حرارة والأقل كثافة يتصاعد نحو الأعلى ممتدداً مصطحباً معه الحرارة التي اكتسبها من سطح الأرض، ليحل بدلاً منه الهواء البارد الذي يتسخن بدوره ليرتفع أيضاً نحو الأعلى ... وهكذا دواليك — الشكل التالي (٤٥) يوضح الطريقة التي تنتقل فيها الحرارة حملانياً.

يتم هذا النوع من الانتقال الحراري في الغازات والسوائل. فالسائل هو مادة تميل إلى الجريان وتمثل شكل الوعاء الموجود فيه، وتنتقل الحرارة بواسطة جزيئات السائل عند تحركها وانتقالها من مكان إلى آخر، والسبب المباشر للحركة ناتج عن وقوع السائل تحت تأثير ضغط غير متوازن ناتج عن تسخين بعض أجزائه. فلو أخذنا الشكل (٤٥-أ) كمثال وافترضنا أن النقط (أ،ب،ج) واقعة تحت تأثير ضغط واحد، فإذا قمنا بتسخين عمود السائل الواقع فوق النقطة (هـ) فإنه يصبح أقل كثافة من الأعمدة الواقعة على النقطتين (د،و)، ومن ثم فإن الضغط عند (هـ) يصبح أقل مما هو عند النقطتين (د،و)، ونتيجة لاختلاف الضغط فإن السائل يميل إلى الجريان من المناطق ذات الضغط المرتفع عند (د،و) إلى الضغط المنخفض عند (هـ) وهذه التحركات تؤدي إلى اختلافات أخرى في الضغط وعليه تتولد تيارات الحمل حيث تصعد الأجزاء الدافئة والأقل كثافة، وتهبط الأجزاء الباردة (شكل ٤٥-ب).

(1) Ibid, P. 50.



الشكل رقم (٤٥)

النقل الحراري بطريقة الحملان

إن تيارات الحمل في الغلاف الجوي قد تنقل الحرارة من سطح الأرض وحتى سقف طبقة التروبوسفير. ويبرز دور تيارات الحمل في تسخين الجو في المناطق بين المدارية — وبخاصة القرية من خط الاستواء — وفي صيف المناطق القارية من العروض الوسطى. لتتلاشى تقريباً في المناطق القطبية والجبال المرتفعة المكسوة بالثلوج. وتنشط تيارات الحمل مع ازدياد درجة حرارة سطح الأرض لتصل إلى أشدها في ساعات بعد الظهر عندما تبلغ الحرارة أقصاها. وتكاد تنعدم تيارات الحمل في ساعات الليل، بخاصة في الظروف التي يتشكل فيها انقلاب حراري بالقرب من سطح الأرض. ويقدر المعدل الوسطي لكمية الحرارة المنقولة بطريقة الحمل من سطح الأرض إلى الجو بحدود (١٨,٠ حريرة/سم^٢/دقيقة).

و — تيارات الهواء الأفقية (Advection Currents):

ينجم عن التسخين متفاوت لأجزاء سطح الأرض، وعن حركات الصعود والهبوط الهوائي الآلية، اختلاف في كثافة الهواء وضغطه، مسبباً ذلك في تحرك الهواء من المناطق الأكثر كثافة إلى الأقل كثافة، حاملاً معه الصفات الحرارية للمناطق المنتقل منها والمار فوقها، مسهماً بذلك في تحقيق التوازن الحراري لسطح الأرض وجوها القريب منها. فالتيارات الآتية من مناطق أبرد من المناطق المنتقلة نحوها تعمل على تعديل حرارتها وتبريدها، في حين تقوم التيارات الهوائية المنتقلة من مناطق أحر من المناطق المتحركة تجاهها بنقل السخونة، وبالتالي ترفع من درجة حرارتها. كما تقوم التيارات البحرية بنقل الحرارة من منطقة إلى أخرى.

ز — التسخين الذاتي (Adiabatic Heating):

يقصد بهذه العملية تسخين الهواء ذاتياً بفعل انضغاطه، دون إضافة أي وحدات حرارية إليه من الخارج. ويحدث مثل هذا التسخين عندما تهبط كتلة من الهواء من مستويات عليا إلى مستويات أخفض — كما هو الحال في هبوط الهواء على سفوح الجبال، أو هبوطه في نظام الضغط المرتفع — مما يؤدي إلى تضاعفه ونقصان حجمه وازدياد كثافته، وبالتالي تسخينه بمعدل يساوي تقريباً درجة مئوية واحدة لكل هبوط مقداره ١٠٠ م. وتبدو عملية التسخين هذه واضحة في نظام رياح الفوهن. وهي عملية ديناميكية صرف لا علاقة لها بأشعة الشمس.

ثالثاً — التوازن الحراري الأرضي والجوي:

في دراسة التوازن الحراري لا بد من أخذ منظومة سطح الأرض — الجو كوحدة توازنية متكاملة، لكون تبادل الطاقة بين سطح الأرض وجوها، هو أحد العناصر الرئيسية في عملية التوازن الحراري. فسطح الأرض وجوها متوازنان حرارياً على مدى فترات طويلة. والتوازن الحراري الأرضي — الجوي صورة مطابقة تماماً للتوازن الإشعاعي العام على سطح الأرض وفي جوها، والذي كنا أشرنا إليه سابقاً في الفصل السابق.

وإذا ما أخذنا فقط الانتقال الإشعاعي للحرارة فقط بعين الاعتبار، لكان الجو ذا محصلة حرارية سلبية، لكون ما يفقده الجو تجاه الفضاء وتجاه سطح الأرض من إشعاع حراري ذاتي أكبر من مجموع ما يمتصه من أشعة أرضية وشمسية. غير أن الجو يتلقى طاقة حرارية إضافية غير إشعاعية من سطح الأرض — عن طريق مصادر التسخين السابق ذكرها (طريقة، ج، د، هـ) — تقوم على تعويض خسارته الإشعاعية. وهكذا نجد أن التوازن الحراري عند سطح الأرض هو محصلة للأشعة الواردة من الشمس — بشكل مباشر وغير مباشر — ومن الجو، ولتلك الفاقدة من سطح الأرض بالتشعع الأرضي، وبطرق الانتقال الحراري غير الإشعاعي. وفي الجو فإن مجمل ما يمتصه الجو من الطاقة الحرارية الأرضية والشمسية التي تعمل على رفع درجة حرارته تساوي ما يفقده بإشعاعه الذاتي نحو الفضاء ونحو سطح الأرض. فسطح الأرض يشع طاقة حرارية بصورة موجات طويلة إلى الجو تقارب من (٥٢) كيلو لينلي سنوياً من مجموع ما امتصه سنوياً من أشعة شمسية (١٢٤) كيلو لينلي، وهذا يعني بقاء فائض من الطاقة في سطح الأرض مقداره (٧٢) كيلو لينلي. بينما يمتص الجو من الإشعاع الشمسي فقط (٤٥) كيلو لينلي سنوياً، لكنه يشع نحو الفضاء نحو (١١٧) كيلو لينلي سنوياً، مترتباً على ذلك عجز سنوي في الطاقة في الجو يبلغ نحو (٧٢) كيلو لينلي، وكى لا يحدث تسخين مستمر لسطح الأرض وتبريد مستمر لجوها، تنتقل الطاقة الفائضة عند السطح إلى الجو على هيئة حرارة كامنة في جزيئات بخار الماء، وبفعل التوصيل الحراري، وبواسطة تيارات الحملان، بقية تعويض العجز في الجو، وتحقيق التوازن الحراري والمحافظة عليه. وهكذا، فما دامت الشمس تعطي طاقتها بمعدلها المعهود، والغلاف الجوي يحافظ إلى درجة ما على ثبات تركيبه وخاصيته الحرارية، فالدورة الإشعاعية الحرارية لمنظومة سطح الأرض — الجو مستمرة في العمل على التوازن الحراري لكليهما.

إن ما ذكرناه سابقاً عن عملية التوازن الحراري الأرضي — الجوي، هي حالة وسطية بالنسبة لكامل الكرة الأرضية وفي شروط حرارتها الوسطى (٢٨٨°)

مطلقة (كلفن) وقدرة امتصاصها المثالية للأشعة. غير أن أجزاء سطح الأرض المختلفة تظهر قدرات امتصاصية متفاوتة، وهذا مرده إلى الموقع الفلكي الذي يحدد زاوية ورود الأشعة، وطبيعة سطح الأرض. ففي العروض العليا التي تكون مغطاة بالثلج، فإن نسبة الأشعة الشمسية التي تسهم في عملية التسخين تكون محدودة جداً، لعاكسية الثلج الكبيرة للإشعاع، كما أن الفاقد يكون كبيراً، وبالتالي فإن الموازنة الحرارية تكون سلبية، مما يؤدي إلى تبريد سطح الأرض وجوها. بينما في مناطق العروض المنخفضة فإن الميزانية الحرارية إيجابية لكون المكسب الحراري من الإشعاع الشمسي يفوق الفاقد الحراري بالإشعاع الأرضي. وبصورة عامة فإن المنطقة المحصورة بين خطي عرض ٣٥ شمالاً وجنوباً تتصف بوفر حراري، في حين تتصف المنطقة ما بين ٣٥ شمالاً وجنوباً والقطبين بعجز حراري.

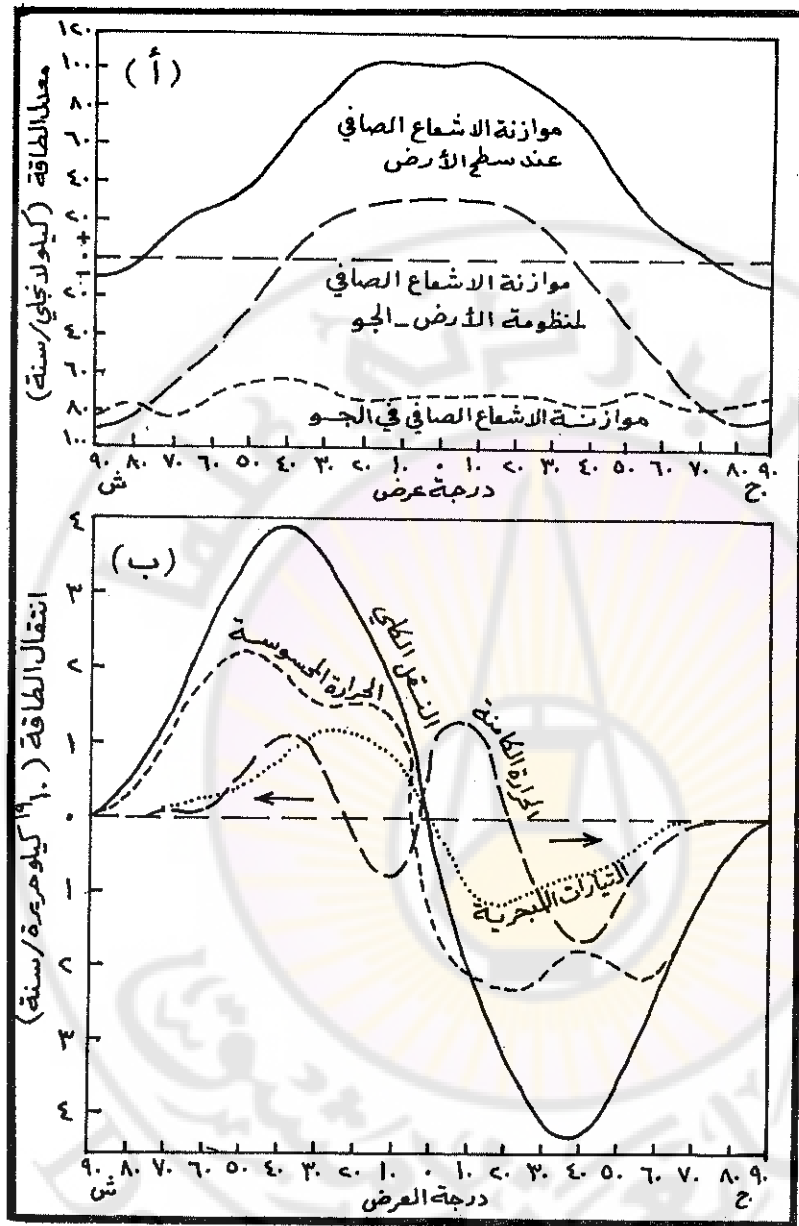
وهذا لا يعني، أن الوفر الحراري في العروض المنخفضة سيتراكم باستمرار، والعجز الحراري في العروض المرتفعة سيتفاقم باستمرار، لأن أجزاء الكرة الأرضية مترابطة فيما بينها، ومتوازنة حرارياً. فدرجة الحرارة ثابتة على مستوى أجزاء سطح الأرض العرضانية المختلفة بفعل التيارات الهوائية الأفقية والشاقولية، والتيارات البحرية، التي تعمل على حدوث نقل للحرارة وتبادل لها ما بين أجزاء سطح الأرض —شكل (٤٦)ـ. وهذا ما يحفظ درجة الحرارة العامة من التزايد الكثير في منطقة أو من الانخفاض الشديد في منطقة أخرى.

والجدول التالي (١٢) يبين كمية الحرارة الفائضة عند العروض المختلفة، وكمية المنقول منها^(١).

(1) Trewartha, G. T ; « Introducion to Climate » New York, 1954. P.25.

الجدول رقم (١٢):

الكمية المنقولة	كمية الحرارة المتوافرة (١٠ كيلو جول/ثانية)	درجة العرض
١,١٠٩	١,١٠٩+	١٠-٠
٢,٠٥٠	٠,٩٤١+	٢٠-١٠
٢,٥٩٤	٠,٥٤٤+	٣٠-٢٠
٢,٧٦١	٠,١٦٧+	٤٠-٣٠
٢,٣٥٩	٠,٤٠٣-	٥٠-٤٠
١,٦٦٩	٠,٦٩٠-	٦٠-٥٠
٠,٨٣٧	٠,٨٣٢-	٧٠-٦٠
٠,٢٢٢	٠,٦١٥-	٨٠-٧٠
.	٠,٢٢٢-	٩٠-٨٠



الشكل رقم (٤٦)

موازنة الإشعاع الصافي عند سطح الأرض وفي الجو (أ)
ومعدل التوزيع السنوي العرضي لمركبات نقل الطاقة في منظومة الأرض - الجو (ب)

عن: «Sellers, 1965»

رابعاً — النظام اليومي والسنوي لدرجة الحرارة:

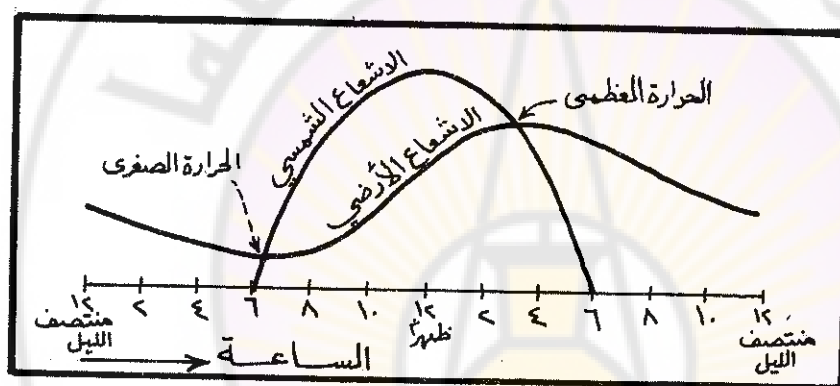
تسير درجة الحرارة وفق نظام معين من الانخفاض والارتفاع خلال يوم كامل وعلى مر السنة.

١ — النظام اليومي لدرجة الحرارة:

إن سير خط الحرارة اليومي هو انعكاس لمسار كل من خط الإشعاع الشمسي اليومي، وخط الإشعاع الأرضي اليومي، فالأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض تزداد مع بزوغ الشمس تدريجياً، ومعها يأخذ الخط البياني للحرارة بالارتفاع، وعندما تميل الشمس للمغيب يعود الإشعاع الشمسي ليتناقص، ويرافقه انخفاض في خط الحرارة. على أن المسار اليومي للحرارة والإشعاع الشمسي ليس متطابقاً تماماً في أثناء ساعات النهار، حيث نجد أن كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض تصل إلى أقصاها في منتصف النهار عندما تكون الشمس في أعلى نقطة لها في السماء، بينما نجد أن أقصى درجة حرارة لا تسجل في هذه اللحظة، وإنما تتأخر عن ذلك قرابة (٢-٤) ساعات، حسب طبيعة المنطقة إن كانت بحرية أم قارية. وهذا مرده إلى أن درجة الحرارة هي محصلة لفعل كل من الأشعة الشمسية والأشعة الأرضية. فدرجة الحرارة تستمر بالارتفاع ما دامت كمية الأشعة الشمسية الواردة تزيد على كمية الأشعة الأرضية الصادرة — شكل (٤٧) —.

وعلى الرغم من أن الأشعة الشمسية الواردة تبدأ بالتناقص بعد أن ينتصف النهار، إلا أنها تبقى أكثر من الأشعة الصادرة من سطح الأرض حتى الساعة (١٤-١٦) حيث يحدث التعادل. وبعد ذلك تبدأ مرحلة التبرّد، حيث تأخذ كمية الأشعة المفقودة من الأرض بالتفوق على الأشعة المكتسبة من الشمس، ويصبح الميزان الحراري خاسراً. ويستمر الأمر على هذا المنوال حتى مغيب الشمس، حيث تنعدم الأشعة الشمسية وتنتهي مساهمتها في عملية التسخين، بينما تستمر عملية الإشعاع الأرضي طوال الليل، ويصبح الإشعاع الجوي مصدر الكسب الحراري فقط الذي هو أقل بكثير من عامل الفقد الحراري الأرضي، وتأخذ درجة

الحرارة في التناقص بمعدل أكبر في ساعات الليل إلى أن تبلغ نهايتها الصغرى عند شروق الشمس، حيث تبدأ عملية الكسب الإشعاعي، ويحدث التعادل بين الأشعة الأرضية والأشعة الشمسية. وبعد ذلك تأخذ الحرارة المكتسبة من الإشعاع الشمسي بالتفوق على الحرارة المفقودة من الإشعاع الأرضي، وذلك حتى فترة ما بعد الظهر ... وهكذا.



الشكل رقم (٤٧)

منحنى الإشعاع الشمسي والأرضي خلال يوم كامل

والجدول التالي (١٣) بين معطيات افتراضية توضح جزءاً من دورة الحرارة اليومية في يوم صحو^(١).

(١) عبد العزيز طريح شرف "الجغرافيا المناخية والنباتية" الطبعة السادسة، الاسكندرية، ١٩٧٤، ص ٦٧.

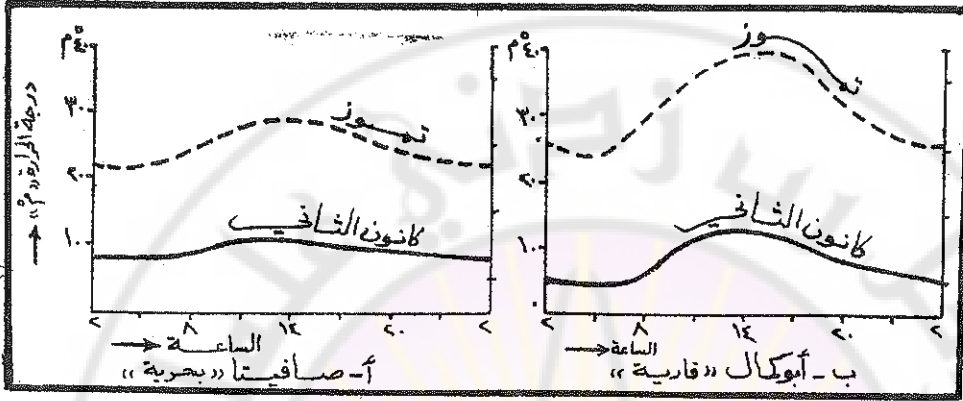
جدول رقم (١٣):

الساعة	الوحدات الحرارية	الوحدات الحرارية	الوحدات الحرارية	الوحدات الحرارية
	المكتسبة من الشمس	المفقودة بالإشعاع	الوحدات الحرارية	الوحدات الحرارية
			كل مجموع	الوحدات الحرارية
			الوحدات الحرارية	الأرضي
٩	٤	٢	٢+	
١٠	٦	٢	٤+	
١١	٨	٢	٦+	
١٢	١٠	٢	٨+	٢٠
١٣	٨	٣	٥+	
١٤	٦	٥	١+	٢٦
١٤,١٥	٥,٥	٥,٥	٠	٢٦
١٥	٤	٧	٣-	
١٦	٢	٩	٧-	١٦
١٨	صفر	١١	١١-	

إن ما ذكرناه سابقاً عن منحنى الحرارة اليومي ينطبق على الأيام التي يسودها طقس صحو وهادئ. لكن هناك عوامل كثيرة تبعد المنحنى عن النسق العام الذي يسير عليه. فالعواصف والغطاء الغيمي والرياح السائدة تلعب دوراً في تعديل مسيرة المنحنى اليومي للحرارة. فالاضطرابات الجوية، بجبهاتها الحارة والباردة في فصل الشتاء تخلق اضطراباً في المسار اليومي للحرارة، كما أن خضوع منطقة ما لهبوب رياح حارة، أو باردة في فترات من اليوم يؤدي أيضاً إلى خلل في مسار الحرارة اليومي النظامي.

ويؤثر الغطاء الغيمي، كما تؤثر رطوبة الجو، ودرجة استقراره، والكتلة الهوائية المسيطرة، على شدة الفروق الحرارية ما بين الليل والنهار (ما بين النهاية العظمى والصغرى). فالمدى اليومي للحرارة يكون في المناطق الرطبة أقل مما هو

عليه في المناطق الجافة -شكل (٤٨)-. وفي المناطق وفيرة الغيوم أقل من المناطق الصحوة. ولذا نجد في المناطق الساحلية لايزيد على (٧م)، ليصل إلى أكثر من (١٧م) في المناطق الداخلية القارية والجافة.



الشكل رقم (٤٨)

المدى اليومي للحرارة في منطقتين إحداهما (أ) بحرية، والأخرى (ب) قارية

وبصورة عامة فإن المدى اليومي للحرارة يتناقص من خط الاستواء باتجاه القطبين، وهذا سببه الرئيسي إلى أن الاختلاف اليومي في ارتفاع الشمس يكون كبيراً في العروض المنخفضة، وقليلًا في العروض المرتفعة. غير أن المنحنى اليومي للحرارة نجدده يسير على وتيرة واحدة طوال أيام السنة تقريباً في المنطقة القريبة من خط الاستواء، بينما نجد أن الفرق اليومي يتعاضد في العروض المعتدلة ما بين الشتاء والصيف. كما يقل المدى اليومي للحرارة بالابتعاد عن سطح الأرض ليتلاشى تقريباً عند ارتفاع (٤ كم) فوق سطح الأرض (٣,٠م)، ذلك أنه بالابتعاد عن سطح الأرض يقل التأثير الحراري الواصل عن طريق الحمل والتوصيل.

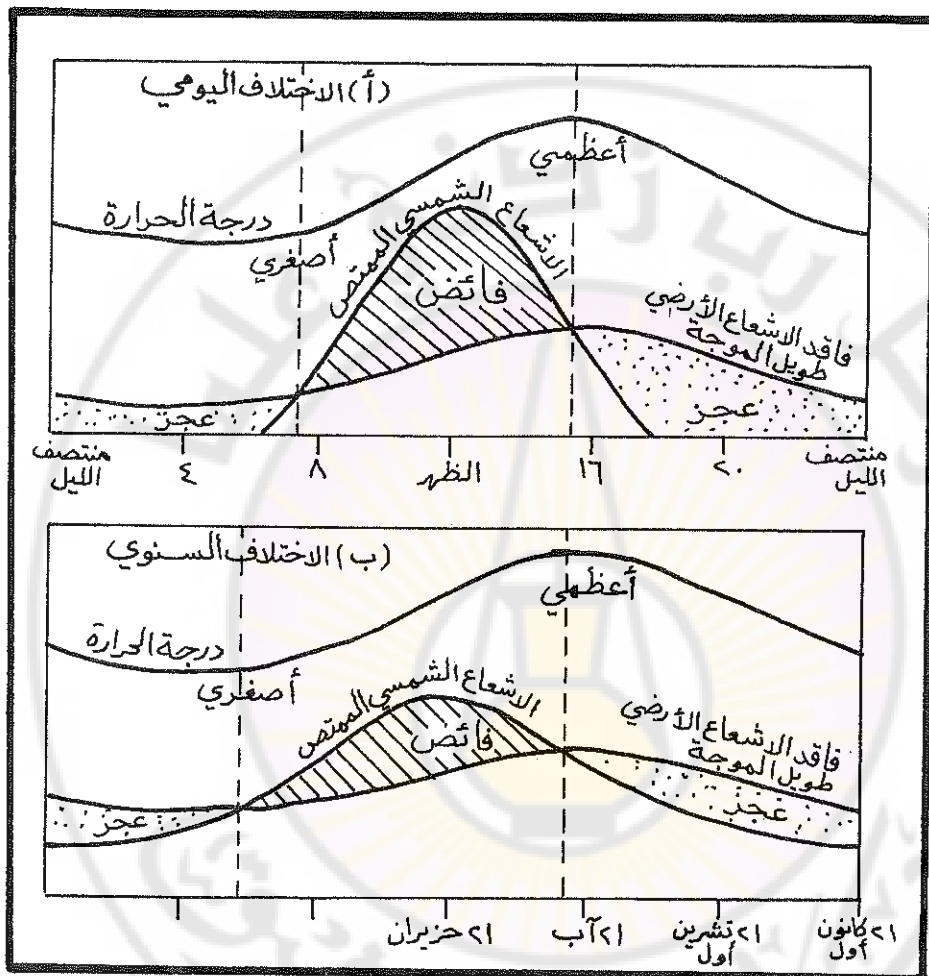
٢- النظام السنوي لدرجة الحرارة:

يكاد يكون المسار السنوي لدرجة الحرارة استجابة للمسار السنوي للإشعاع الشمسي، إلا أنه يبقى متأخراً عنه في العادة. فكمية الأشعة الشمسية تأخذ بالتزايد

ابتداء من منتصف فصل الشتاء، حيث يزداد طول النهار ويقل ميل الأشعة الشمسية عن الوضع العمودي، حتى منتصف فصل الصيف. بينما يحدث العكس في الفترة الباقية من السنة، حيث مجموع كمية الأشعة الشمسية المكتسبة تقل عن مجموع كمية الأشعة الأرضية المفقودة نتيجة ازدياد طول الليل، وازدياد ميل الأشعة عن الوضع العمودي. وإذا كانت فترة الشمس (Insolation) العظمى تتحقق عندما يصل طول النهار إلى أقصاه والشمس تكون أقرب ما يكون إلى الوضع العمودي (الانقلاب الصيفي) فإن الحرارة العظمى تتأخر قرابة (٣٠-٤٠) يوماً بعد فترة الشمس العظمى^(١). أيضاً نجد الشيء نفسه يحدث بالنسبة لدرجة الحرارة الصغرى السنوية التي تتأخر قرابة المدة نفسها عن فترة الشمس الصغرى التي تحدث وقت الانقلاب الشتوي (٢١ كانون الأول) - شكل (٤٩) -، حيث يكون شهر كانون الثاني هو أقل الأشهر حرارة علماً بأن شهر كانون الأول أقلها إشعاعاً، في حين يكون شهر تموز الأكثر حرارة عوضاً عن حزيران الأكثر تلقياً للأشعة الشمسية.

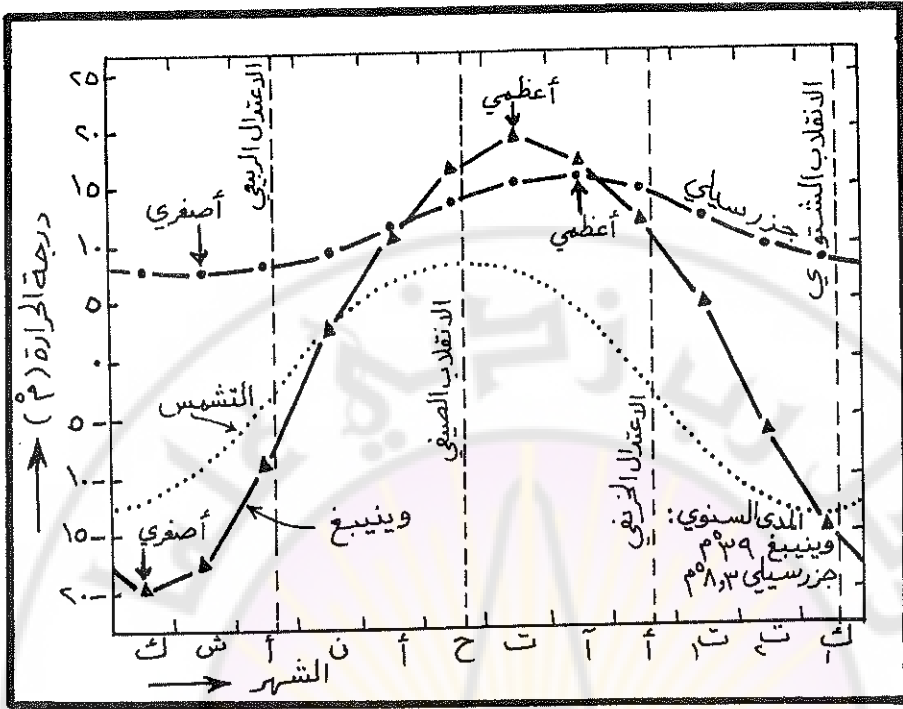
ونتيجة لتوزيع اليابس والماء واختلاف خصائص كل منهما، فإن منحني الحرارة السنوي يختلف في المناطق البحرية عنه في المناطق القارية بسبب سرعة تسخن اليابسة وتبردها وقدرتها على امتصاص الأشعة. ونتيجة لضياع جزء من الطاقة بالتبخّر من المسطحات المائية، وتوغل تأثيرها، فإن النهاية العظمى الحرارية الشهرية يتأخر وقت حدوثها في المناطق البحرية؛ فبينما يعد شهر تموز أكثر الأشهر حرارة في القارات، فإن شهر آب هو الأشد حرارة في المناطق البحرية. وللسبب نفسه (درجة فقدان الحرارة من الماء أبطأ من درجة فقدانها من اليابس) فإن النهاية الصغرى الحرارية لا نجدها في النصف الأول من شهر كانون الثاني، وإنما تتأخر قرابة (٢٠) يوماً في المناطق البحرية (شباط) عنه في القارات، وهذا ما يتضح من الشكل التالي (٥٠).

(١) تشير كلمة الشمس Insolation، إلى كمية الطاقة الشمسية التي تستقبلها وحدة المساحة من سطح الأرض في وحدة الزمن.



الشكل رقم (٤٩)

تأخر حدوث أعظمي الحرارة وأصغريها بالنسبة لأعظمي الإشعاع وأصغريه



الشكل رقم (٥٠)

الدورة السنوية للحرارة في محطتين عند عرض ٥٠ شمالاً، إحداهما بحرية؛ جزيرة سيلبي (المملكة المتحدة)، والأخرى قارية؛ وينبغ (كندا)

وكما هو معروف تعد البحار عاملاً ملطفاً لمناخ المناطق المجاورة لها، إذ تخفف من حدة برد الشتاء وتلطف من حرارة الصيف، وذلك بسبب التفاضل الحراري الموجود باستمرار بين اليابس والماء، فحرارة البحر أعلى من حرارة اليابسة شتاءً وأقل صيفاً، ولذا فإن المدى الحراري السنوي أكثر انخفاضاً، فإذا كان هذا المدى لا يزيد على (١٠م) في منطقة شمال الأطلسي، فإنه يتراوح بين (١٠-٢٠م) في شمال إفريقية وجنوب أوروبا التي لا تتأثر بالبحار، ليصل إلى أكثر من (٣٠م) في آسيا الشمالية، وشمال أمريكا الشمالية.

وبوجه عام فإن أقل الذبذبات الحرارية السنوية توجد عند خط الاستواء، إذ لا يزيد الفارق بين حرارة أكثر الشهور حرارة وأشدّها برودة على (٣م)، ليصل إلى قرابة (٧م) عند المدارين، وليأخذ بالتزايد أكثر كلما اقتربنا من القطبين ليلبلغ قرابة

(٢٧°م) عند خط عرض (٥٠) شمالاً، وحوالي (٣٦°م) عند خط عرض (٧٠) شمالاً. ويكون الفارق في النصف الأكثر بحرية (نصف الكرة الجنوبي) أقل، حيث نجد أن الفارق (المدى الحراري) عند عرض (٦٠) شمالاً محدود (٣٢°م)، بينما نجده لا يزيد على (١٢°م) عند العرض نفسه في النصف الجنوبي.

خامساً — التوزيع الأفقي والشافولي لدرجة الحرارة:

تباين درجة الحرارة مكانياً من منطقة إلى أخرى لكثرة العوامل التي تتدخل في التأثير عليها. كما تختلف زمانياً في الأيام والفصول. وتباينها الشاقولية كبيرة، لذا كانت المناطق المرتفعة بمثابة أماكن اصطيف في المناطق الحارة وفي صيف العروض المعتدلة.

١ — التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة:

لإدراك حقيقة التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة على سطح الكرة الأرضية أو في أي إقليم من أقاليمها، لابد من تمثيل المعطيات الرقمية الحرارية في خرائط باستخدام طريقة خطوط القيم المتساوية (خطوط الحرارة المتساوية Isotherm) التي تظهر التوزيع الأفقي بشكل بارز سواء ما يخص المتوسط السنوي أو الشهري ... أو غير ذلك.

أ — العوامل المتحكمة في التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة.

يعود التباين المكاني الأفقي لدرجة الحرارة على سطح الأرض إلى عدة عوامل، هي:

١ — الموقع الفلكي:

يعد الموقع الفلكي (درجة عرض المكان) من أهم العوامل المتحكمة في درجة الحرارة. ذلك أن مقدار الحرارة الذي يكتسبه مكان ما يتوقف على شدة الأشعة الشمسية الواصلة، وعلى طول الفترة الإشعاعية، وكلاهما مرتبط بدرجة عرض المكان. فالأشعة تكون على أشدها في المنطقة القريبة من خط الاستواء لكونها

تسقط بوضع عمودي أو قريب منه، ويزداد ميل الأشعة عن الوضع العمودي كلما ابتعدنا عن خط الاستواء. ونتيجة لزيادة ميل الأشعة، وازدياد سماكة الطبقة الجوية التي تخترقها تلك الأشعة بالابتعاد عن خط الاستواء، لذا فلا غرابة إذا كانت درجة الحرارة تتناقص بوجه عام مع هذا الاتجاه. والجدول التالي (١٤) يبين المتوسط السنوي لدرجة الحرارة في عدة أماكن في نصف الكرة الشمالي.

جدول رقم (١٤)

المنطقة	درجة العرض (شمالاً)	درجة الحرارة (م)
ليرفيل (غابون)	٠.٢٣	٢٦,٥
كودادبولفار (فنزويلا)	٨,١٩	٢٧,٥
بومباي (الهند)	١٨,٥٨	٢٦,٥
أموي (الصين)	٢٤,٢٦	٢٢,٠
راليه (كارولينا الشمالية)	٣٥,٥٠	١٨,٠
بورديو (فرنسا)	٤٤,٥٠	١٢,٥
جوس باي (لابرادور كندا)	٥٣,١٩	١,٠-
ماركوف (روسيا)	٦٤,٤٥	٩,٠-
بوينت بارو (الاسكا)	٧١,١٨	١٢,٠-
مولد باي (كندا)	٧٦,١٧	١٧,٥-

وللفصلية الظاهرة على سطح الأرض والناجمة عن دوران الأرض حول الشمس، ولتباين طول الليل والنهار من فصل إلى آخر ومن منطقة إلى أخرى (بسبب دوران الأرض حول نفسها) انعكاسات كبيرة على كمية الأشعة التي يتلقاها سطح الأرض وعلى درجة الحرارة أيضاً. ولما كانت الفصلية أكثر وضوحاً كلما ابتعدنا عن خط الاستواء، لذا فإن الاختلافات المناخية السنوية تكون أكثر ظهوراً أيضاً في هذا الاتجاه. ففي الأجزاء القريبة من خط الاستواء، لا تبدو فصلية حرارية واضحة، حيث درجات الحرارة السائدة طوال أيام السنة مرتفعة ومتقاربة

جداً من بعضها، وهذا مرده إلى تساوي طول النهار في مختلف أيام فصول السنة، وعدم ابتعاد الشمس كثيراً عن الوضع العمودي. بينما نجد أن الفصلية الحرارية تشتد وضوحاً في المنطقة المجاورة للمدارين، لتضييق الشقة الفاصلة بينهما لحساب فصل دون آخر كلما اقتربنا من القطبين، حيث لا نرى سوى فصلين في الأجزاء القريبة من القطبين (شتاء وصيفاً) كل منهما يشغل نصف السنة. على أن طول النهار الزائد في صيف المناطق القطبية لا يساعد على رفع درجة الحرارة إلى الدرجة التي تبلغها عند المدارين، حيث يبقى المتوسط الحراري في أي شهر من أشهر الصيف القطبية دون الصفر درجة مئوية، أو قريباً من ذلك. وهذا مرده إلى ميل الأشعة الكبيرة الذي يقترب من الأفق طوال الصيف، وإلى استهلاك الجزء الكبير من تلك الأشعة في صهر طبقات الجليد، بالإضافة إلى العاكسية الكبيرة لتلك المناطق.

٢- توزيع اليابس والماء:

لو كانت الكرة الأرضية ملساء، ثابتة ومتجانسة في تركيبها، لكان خط العرض هو العامل الأول والأخير المتحكم في درجة الحرارة. غير أن سطح الأرض ليس متجانساً في طبيعته، إذ تحتل المسطحات المائية الجزء الأكبر منه (٧١٪)، بينما تحتل اليابسة الجزء المتبقي (٢٩٪). وتختلف نسبة اليابس والماء بين نصفي الكرة الأرضية، فنصف الكرة الجنوبي معظمه مائي (٨١٪)، بينما نجد أن قرابة ٤٠٪ من مساحة نصف الكرة الشمالي يابسة. وتختلف درجة الحرارة مابين كتلتين اليابس والماء، ويعود هذا الاختلاف إلى تباين في درجة التسخين، يمكن رده إلى عدة عوامل، هي^(١):

أ — التباين في الحرارة النوعية بين اليابس والماء. فالحرارة النوعية للماء تقارب من ثلاث أضعاف ما هي لليابس. وهذا يعني أن على الماء أن يمتص ثلاثة أضعاف الطاقة التي يمتصها اليابس كي ترتفع حرارته إلى الدرجة نفسها. فارتفاع ما

(1) Blair, T.A & Fite, R.C; « Weather Elements ». New York, 1965, PP. 73-74.

بدرجة انحراره يَمكن أن تحصل عليه اليابسة بثلاث أضعاف السرعة التي يحصل عليها الماء، كما يتبرد بثلاث أضعاف المدة التي يتبرد فيها اليابس.

ب — اختراق الأشعة الشمسية الماء لعمق أكبر من اليابس. إذ أن أكثر من ثلث الإشعاع الذي يتلقاه سطح الماء ينفذ إلى عمق يقارب المتر، وحوالي (٠,١) من الإشعاع يخترق الماء لعمق يصل إلى (١٠) أمتار. وأن كمية قليلة من الضوء (الأشعة) تصل إلى عمق يقارب من (٥٢٠—٥٨٠) متراً تحت مستوى سطح الماء. بينما نجد أن حوالي (٩٠٪) من الأشعة الشمسية ينحصر مجال تأثيرها في المتر الأول من اليابس.

ج — تتصف المسطحات المائية بحركتها المستمرة (حركات الموج، المد والجزر، التيارات الرأسية، والاضطرابات العامة)، وهذا ما يؤدي إلى خلط المياه الدافئة بالمياه الباردة، وتوزيع السخونة على عمق وحجم أكبر من الماء. بينما تخلو اليابسة من مثل هذه الحركات، ولذا تبقى عملية التسخين فيها سطحية.

د — إن جزءاً كبيراً من الطاقة التي يمتصها الماء تستنفذ في عملية التبخير (حوالي ٣٠٪) دون مساهمتها في تسخين الماء. بينما نجد أن معظم الطاقة التي تصل إلى سطح اليابس تستخدم في رفع درجة حرارته. وينجم عن زيادة التبخير في المسطحات المائية ارتفاع في نسبة الملوحة، ومن ثم زيادة الكثافة، وبالتالي حركات هابطة للماء الذي ازدادت كثافته، تعاكسه حركات صاعدة، وهذا ما يساعد على خلط طبقات الماء ببعضها وتوزيع حرارتها على حجم أكبر.

هـ — إن كمية الحرارة التي يستطيع سطح معين من اليابسة أن يمتصها تفوق الكمية التي يستطيع امتصاصها سطح من الماء مساو له في المساحة وخلال الفترة نفسها، لأن سطح الماء اللامع أكثر قدرة على عكس الأشعة الشمسية من سطح اليابس المعتم^(١)، وذلك في حال كون زاوية ميل الأشعة الشمسية كبيرة عن الوضع العمودي. ذلك أن نسبة العاكسية تزداد من أقل من (٥٪) عندما يكون

(1) Horroks, N.K; « Physical Geography and Climatology». London, 1961, P.163.

ميل الأشعة فوق الأفق أكبر من (٣٠) درجة إلى أكثر من (٦٠٪) عندما يقل ارتفاع الشمس فوق الأفق عن ثلاث درجات. ولكن مع كل هذا، فإن الانعكاس ليس هو المسبب للفارق بين حرارة اليابس والماء — بخاصة وأن هناك تقارباً في نسب الانعكاس عامة —، ولكن التباين في درجة الامتصاص هو الأكثر أهمية.

و— نتيجة لوفرة بخار الماء والأملاح في الأجواء البحرية، مقارنة بالأجواء القارية، لذا تقل كمية الأشعة الواصلة نهاراً، في حين يحد بخار الماء من هروب الأشعة الأرضية ليلاً. مما يجعل النهار أقل حرارة، والليل أكثر دفئاً. وهذا ما ينعكس على المدى الحراري اليومي والسنوي الذي يكون أقل في المناطق البحرية مما هو عليه في المناطق القارية.

وتتضح الفروق الحرارية ما بين اليابس والماء من الجدول التالي (١٥) الذي يبين المتوسط السنوي لدرجة الحرارة لكنتيتين إحداهما قارية وأخرى محيطية^(١).

جدول رقم (١٥)

درجة العرض	الفترة	كتلة محيطية	كتلة قارية
٤٥	انقلاب صيفي	١٩+م	٣٢+م
٤٥	انقلاب شتوي	صفر	١٢-
٦٠	انقلاب صيفي	١٤+	١٨+
٦٠	انقلاب شتوي	٨-	٢٦-

٣- التضاريس:

يتصف يابس الكرة الأرضية بعدم تجانس سطحه، إذ تتعاقب فيه السهول الشاسعة — أو محدودة الامتداد — مع الجبال والهضاب والوديان، مما يترك انعكاساً واضحاً على درجة الحرارة. فدرجة الحرارة تتناقص مع الارتفاع عن سطح البحر، ولذا فإن الجبال — وبخاصة المنفردة منها — تكاد تشكل جزراً حرارية باردة، في

(2) Peguy, ch, P. « Precis de Climatologie ». Paris, 1970, P.84.

حين تكون السهول والوديان أكثر حرارة بوجه عام من الجبال. وتلعب واجهة المظهر التضريسي دوراً بارزاً في التأثير على درجة حرارته. فالواجهات المعرضة مباشرة لأشعة الشمس تكون أكثر تلقياً للإشعاع الشمسي، وبالتالي أكثر حرارة من الواجهات الواقعة في منأى عن الأشعة الشمسية.

ولما كانت الجبال والهضاب المرتفعة ما هي سوى نوافذ إشعاع أرضية، حيث كثافة الهواء المنخفضة، فإنها تسرع من دخول الإشعاع الشمسي واكتساب الحرارة في أثناء النهار، ومن فقد الحرارة بواسطة الإشعاع الأرضي في أثناء الليل، وحصول هذا وذلك مدى يومي كبير لدرجة الحرارة.

٤- التيارات البحرية:

للتيارات البحرية آثار حرارية واضحة، تختلف باختلاف طبيعتها، فهي إما أن تكون حارة تعمل على رفع حرارة السواحل التي تلاقيها (تيار الخليج، البرازيل، شمال الأطلسي، كورشيوف، ألاسكا)، وإما أن تكون باردة تسبب خفض درجة حرارة السواحل التي تصادفها (تيار بنغويلا، لابرادور، كناري، بيرو، كاليفورنيا، أياشيفو).

ويتضح التأثير الحراري المتعاكس للتيارات الحارة والباردة، من خلال مقارنة درجة الحرارة في منطقتين تقعان على خط عرض واحد، وعلى جانبي محيط مختلفين، أحدهما يتأثر بتيار بارد، والآخر بتيار حار. فلو أخذنا المحيط الأطلسي — كمثال — لوجدنا أن السواحل الغربية لإفريقية وشبه جزيرة إيبيريا أقل حرارة من السواحل المقابلة لها في شرقي الأمريكيتين، لمرور تيار كناري وبنغويلا البارد أمام السواحل الأولى، وتيار الخليج والبرازيل الدافئين أمام السواحل الثانية. وهذا ما يوضحه الجدول التالي (١٦) الذي يبين المتوسط الشهري والسنوي لدرجة الحرارة في محطات مختارة من جانبي المحيط الأطلسي.

جدول رقم (١٦):

المنطقة	متوسط حرارة تموز (°م)	متوسط حرارة كانون ٢ (°م)	المتوسط السنوي (°م)
دكار (السنغال)	٢٧,٣	٢١,٢	٢٤,٥
فيراكروز (المكسيك)	٢٧,٥	٢١,١	٢٥,١
بالما (كناري)	٢٤,١	١٠,١	١٦,٨
ميامي (فلوريدا)	٢٧,٧	١٩,٤	٢٣,٩

ويلاحظ أن الفرق الحراري بين الساحلين الشرقي والغربي للمحيط الأطلسي، يتناقص تدريجياً كلما ابتعدنا عن خط الاستواء نحو الشمال، حتى يزول الفارق تقريباً عند خط عرض (٣٠°) شمالاً. وإلى الشمال من خط عرض (٤٠°) شمالاً تنعكس الحالة، حيث تصبح السواحل الغربية أدفأ من السواحل الشرقية للأمريكا الشمالية. وهذا ما تبينه درجات الحرارة المتوسطة (١٩٣١-١٩٦٠) في كل من برست (ساحل شرقي) وتورباي (ساحل غربي — الأرض الجديدة، أي جزيرة نيوفوندلاند —)، كما هو وارد في الجدول التالي (١٧).

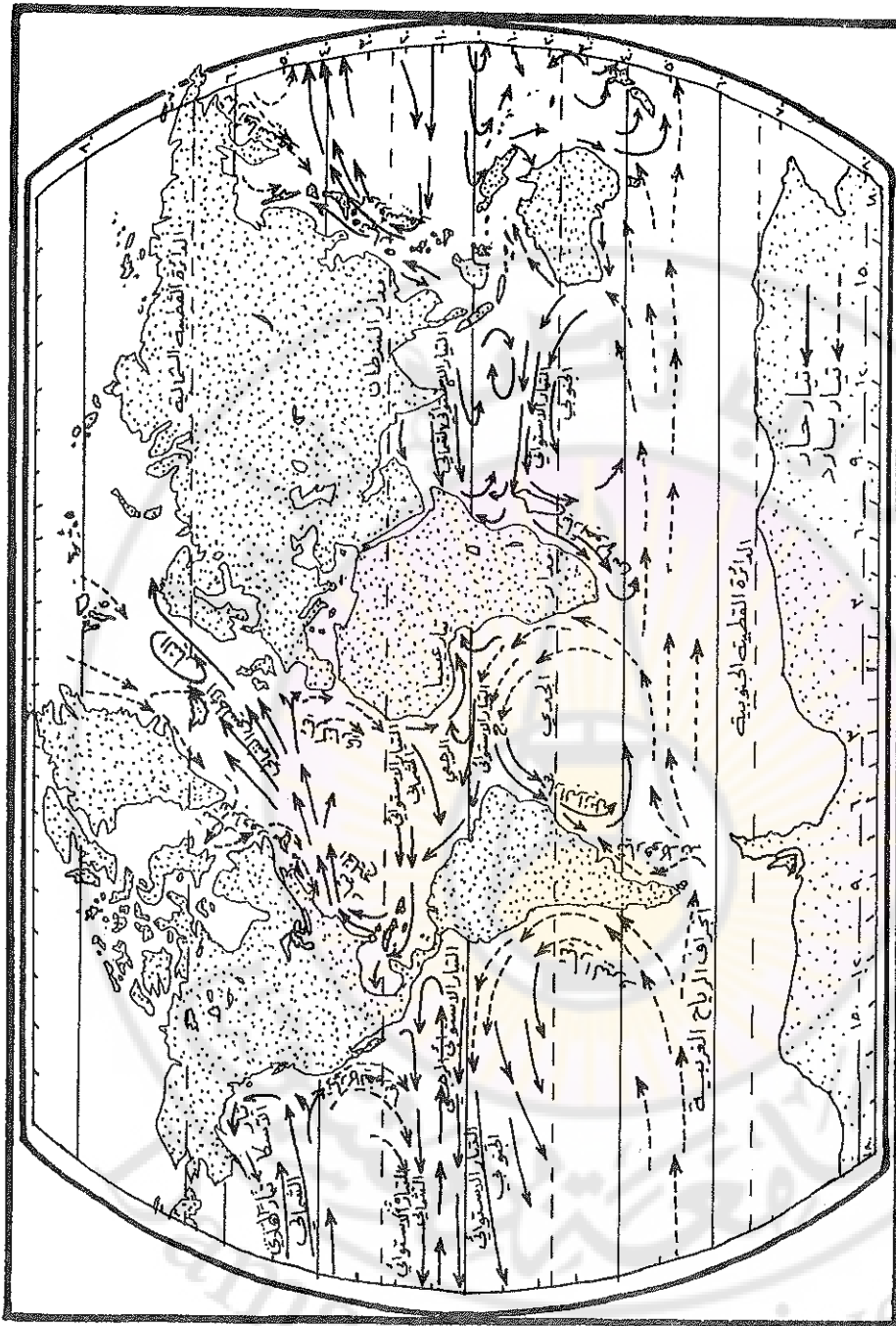
جدول رقم (١٧):

الفترة	المنطقة
كانون الثاني	برست
تموز	تورباي
السنة	١٠,٨+
المدى السنوي	١٠,٠
	١٨,٦
	١٥,٧+
	٢,٩-م

ويرجع ذلك إلى تأثير تيار الأطلسي الشمالي الدافئ (فرع من تيار الخليج) على السواحل الأولى، وتيار لابرادور البارد على السواحل الثانية. ويكون الفرق الحراري بين الساحلين أكثر وضوحاً في فصل الشتاء. ولقد ترتب على دفء

الجانب الشرقي للمحيط الأطلسي الشمالي أن المياه لا تتجمد في أي شهر من السنة إلى الجنوب من خط عرض ٧٥ شمالاً، بينما يصل التجمد حتى عرض ٥٠ شمالاً في فصل الشتاء أمام الساحل الشرقي لأمريكا، لذا فإن خط الثلج الدائم يقع إلى الشمال من عرض (٨٠) شمالاً أمام الساحل الشمالي الغربي لأوروبا، في حين يصل إلى خط عرض (٦٩) أمام الساحل الشمالي الشرقي لأمريكا الشمالية.

وتتعرض السواحل الشرقية للمحيط الأطلسي للتيارات الباردة في العروض المنخفضة، وللتيارات الحارة في العروض المرتفعة، لذا فإن تدرج الحرارة على طول الساحل يكون بطيئاً (المتوسط السنوي في إيفني ٢٠م، وفي نامسوس ٤م، مع أن الثانية تبعد عن الأولى بمحدود ٤٠٠ كم إلى الشمال). أما السواحل الغربية فالتدرج الحراري فيها سريع (جاكسونفيل ٢٠م، هاليفاكس ٤م، والثانية تبعد عن الأولى بمحدود ١٦٥٠ كم)، ولهذا فإن مناخ السواحل الغربية يكون أكثر تطرفاً من مناخ السواحل الشرقية. ومثل هذا التدرج نراه أيضاً في شرق آسيا، ولكن بصورة أقل وضوحاً مما في شرق أمريكا لأن تيار كوروشيفو الحار أضعف أثراً من تيار الخليج، وتيار أوياشيفو البارد أضعف أثراً من تيار لابرادور. وينظر تيار البيرو (همبولت) البارد على الساحل الأمريكي الجنوبي الغربي تيار بنغويلا على الساحل الغربي الجنوبي الإفريقي، وتيار كاليفورنيا البارد يوازي تيار كناري — شكل (٥١) —.



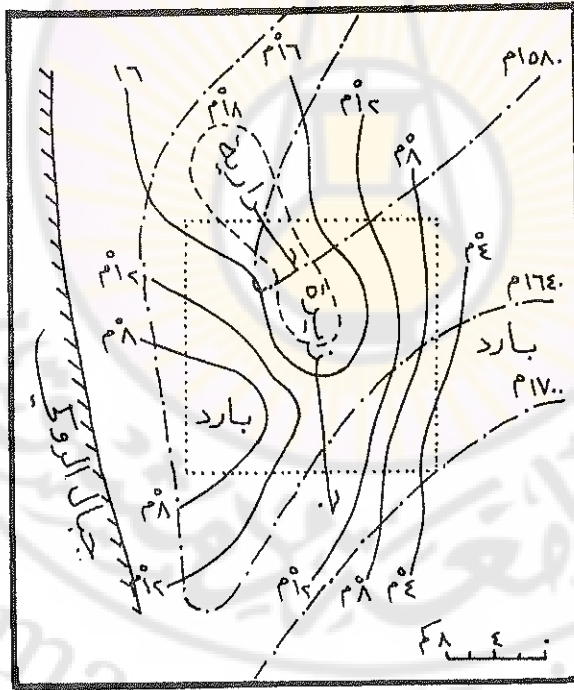
الشكل رقم (٥١)

التيارات البحرية

٥- تيارات الهواء الأفقية:

تعمل التيارات الهوائية على نقل الحرارة من منطقة إلى أخرى. فالرياح التي تهب من مناطق دافئة تجلب معها الدفء، كحال الرياح الجنوبية في العروض الوسطى. بينما تجلب الرياح القادمة من مناطق باردة، البرودة، كحال الرياح الشمالية.

وبالإضافة إلى ما تقدم هناك عوامل أخرى أقل أهمية، تؤثر على درجة الحرارة، كما في الغطاء النباتي، حيث تكون المناطق المغطاة بالنباتات أكثر اعتدالاً في حرارتها من المناطق العارية الجرداء. كما أن المنشآت العمرانية تعمل على زيادة درجة الحرارة صيفاً وشتاءً، وهذا ما يتضح من مقارنة درجة الحرارة بين المدينة والريف، حيث تكون درجة الحرارة في المدينة أعلى مما هي عليه في الريف صيفاً وشتاءً. -شكل (٥٢)-.

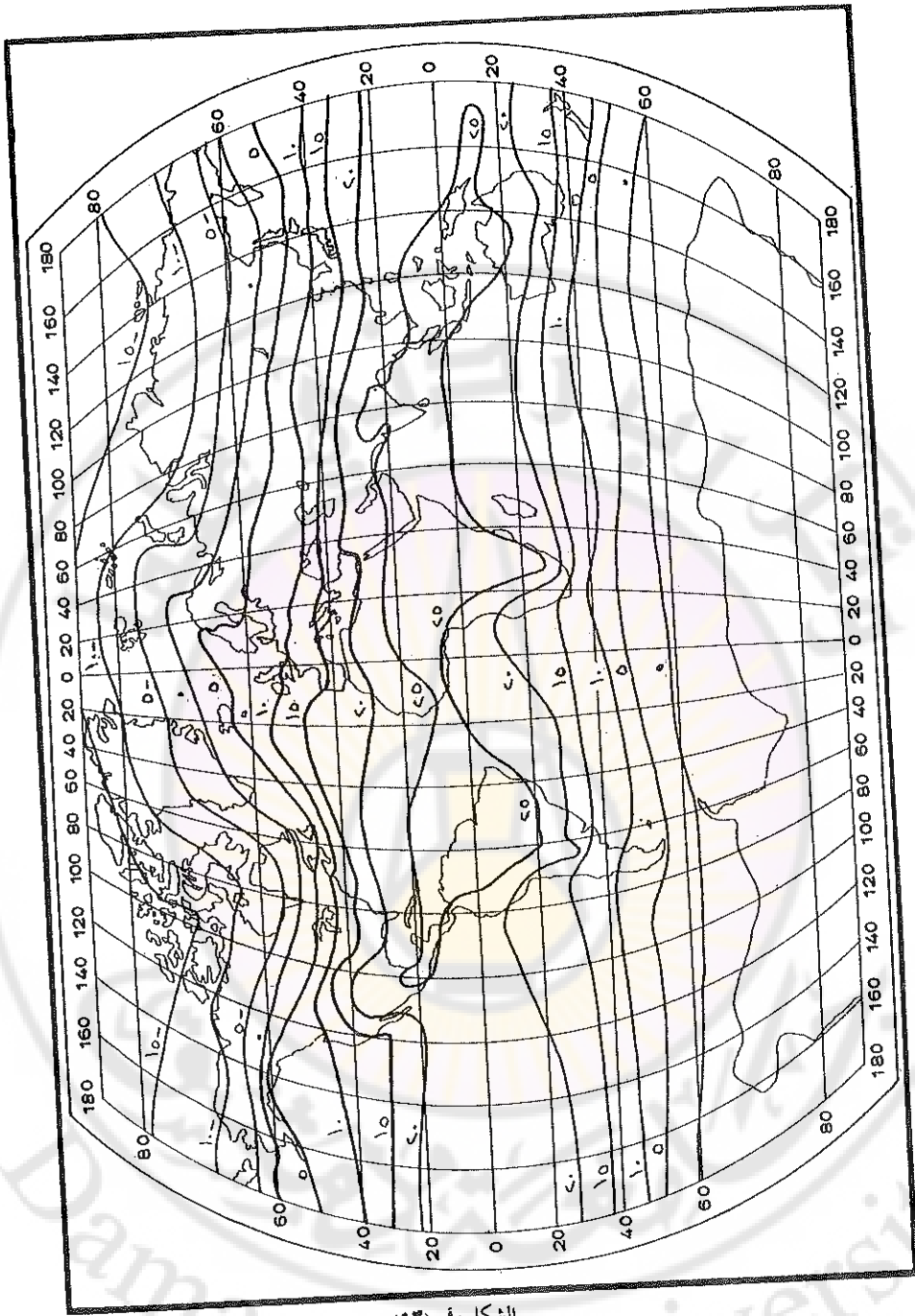


الشكل رقم (٥٢)
الجزيرة الحرارية في مدينة دنفر الأمريكية

ب — مظاهر التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة:

إن أعلى متوسط سنوي لدرجة الحرارة يتركز في العروض المنخفضة حيث تكون كمية الإشعاع الشمسي التي تتلقاها الأرض أكبر ما يكون طوال السنة، بينما يكون أدنى معدل حراري سنوي في المنطقة القريبة من القطبين، والتي تصل فيها كمية الإشعاع الشمسي السنوية إلى أدناها. والشكل التالي (٥٣) يبين توزيع درجات الحرارة السنوية، حيث يتضح منه أن المناطق شديدة البرودة هي المناطق القريبة من القطبين والموجودة في داخل القارات، في حين نرى أن الحرارة المرتفعة لا توجد عند خط الاستواء، وإنما إلى الشمال منه وخاصة فوق اليابسة، ويرجع سبب ذلك إلى الاختلاف الملحوظ في توزيع اليابس والماء في كل من نصفي الكرة (مساحة اليابسة في شمال خط الاستواء أكثر اتساعاً منها في جنوبه)، بالإضافة إلى بقاء الشمس مدة أطول في نصف الكرة الشمالي مما في الجنوبي، كما أن كثافة النبات ورطوبة الهواء في المناطق الاستوائية تحمي الأرض من التسخين بخلاف المناطق الصحراوية المدارية التي ترتفع فيها الحرارة إلى أرقام لا مثيل لها في أي جزء من الأرض، وخط الاستواء الحراري يقع إلى الشمال من خط الاستواء الفلكي.

ومن النظر إلى الشكل السابق، نجد أن اختلافات درجات الحرارة تكون بسيطة في العروض المنخفضة حتى عرض (٤٥) درجة، لأن الغراديان الحراري الأفقي يكون منخفضاً في الأجزاء بين المدارية. وتميل خطوط الحرارة المتساوية إلى الاستقامة وتكون المسافات بينها شاسعة في نصف الكرة الشمالي بخاصة عندما يكون السطح متجانساً أو في حال وجود المسطحات المائية. والانحراف الكبير في سير خطوط الحرارة السنوية المتجهة من الشرق إلى الغرب هو عندما تمر هذه الخطوط من القارات إلى المحيطات أو العكس (انظر سير خط الحرارة ٢٠م، وصفر درجة) وهذا مرده إلى اختلاف درجة تسخين كل من اليابسة والماء، وتأثير التيارات المحيطية. فالتيارات الباردة تسبب انحراف خطوط الحرارة المتساوية نحو خط الاستواء، في حين تدفع التيارات الحارة بخطوط الحرارة المتساوية نحو القطبين.



الشكل رقم (٥٣)
 المتوسط السنوي لدرجة الحرارة
 عن «Hann & De Martonne»

ويبدو من الجدول التالي (١٨) أن دور الكتل القارية، وحرارة الصيف، هما الأهم بالنسبة لمتوسط الحرارة السنوية بالنسبة لخط العرض. حيث يتفوق متوسط الحرارة السنوي في عروض نصف الكرة الشمالي كافة عما هو عليه في نصف الكرة الجنوبي.

جدول (١٨) يبين متوسط درجة الحرارة السنوية والأشهر المتطرفة حرارياً بالنسبة لدرجة العرض^(١).

درجة العرض	درجة الحرارة السنوية (م°)	متوسط درجة الحرارة في شهر كانون ٢٠ (م°)	متوسط درجة الحرارة في شهر تموز (م°)	المدى السنوي (م°)
٩٠ شمالاً	٢٢,٧-	٤١,١ م°	١,١-	٤٠
٨٠	١٨,٣-	٣٢,٠-	٢,٠+	٣٤
٧٠	١٠,٧-	٢٦,٣-	٧,٣	٣٣,٦
٦٠	١,١-	١٧,٧-	١٤,١	٤١,٨
٥٠	٥,٨+	٧,١-	١٨,١	٢٥,٢
٤٠	١٤,١	٥,٠+	٢٤,٠	١٩,٠
٣٠	٢٠,٥	١٤,٥	٢٧,١	١٢,٧
٢٠	٢٥,٣	٢١,٨	٢٨,٠	٦,٢
١٠	٢٦,٨	٢٥,٧	٢٦,٨	١,١
خط الاستواء	٢٦,٣	٢٦,٤	٢٥,٦	٠,٨
١٠ جنوباً	٢٥,٣	٢٦,٣	٢٣,٩	٢,٤
٢٠	٢٣,٠	٢٥,٤	٢٠,٠	٢٥,٤
٣٠	١٦,٦	٢١,٨	١٤,٧	٧,١
٤٠	١١,٨	١٥,٧	٩,٠	٦,٧

(1) Harwits. B & Austin, M.J: « Climatology » New York, 1944. P.24.

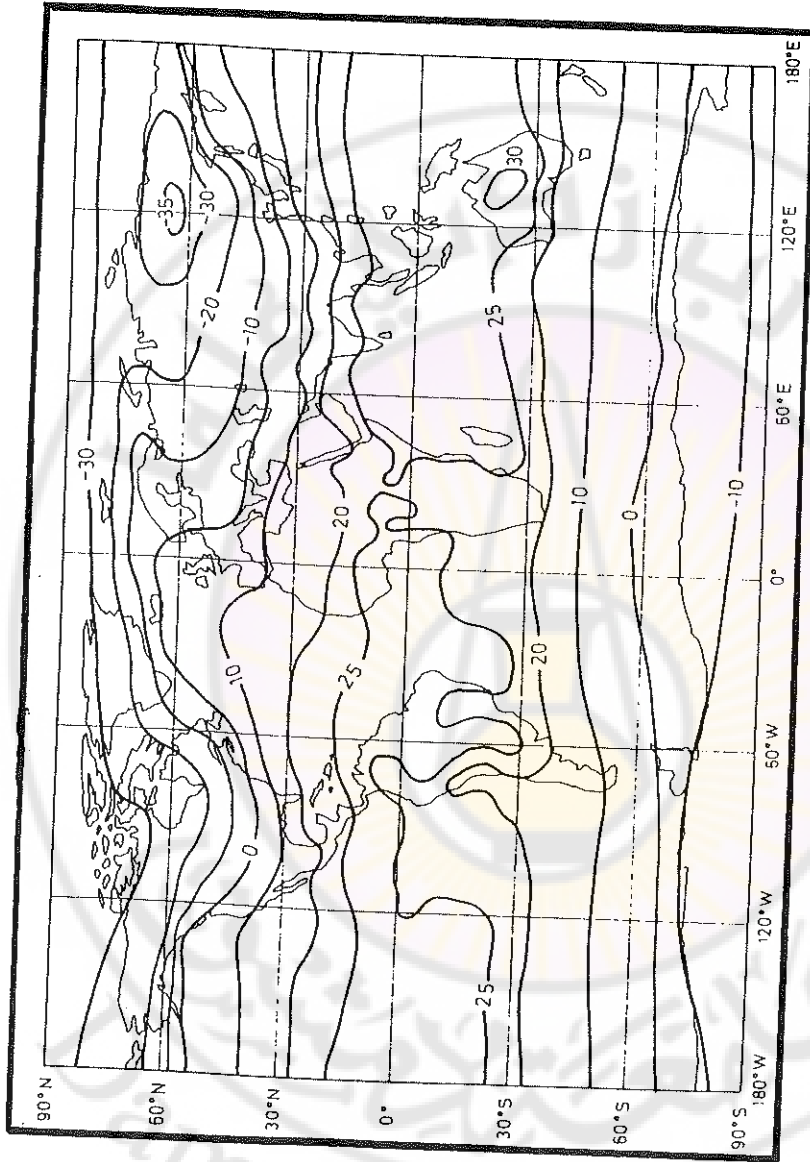
٥٠	٥,٧	٨,١	٣,٤	٤,٧
٦٠	٣,٢-	٢,١	٩,٢-	١١,٣
٧٠	١٣,٦-	٣,٥-	٢١,٣-	١٧,٨
٨٠	٢٦,٩-	١٤,٧-	٣٩,٤-	٢٤,٧
٩٠	٣٣,٠-	٢٢,٠-	٤٧,٧-	٢٥,٧

وبوجه عام، فإن المتوسط السنوي للحرارة لا يعطي صورة دقيقة عن الحالة الحرارية في منطقة ما، حيث يمكن أن يكون لمدينتين المتوسط الحراري نفسه، ولكن متوسط حرارة أكثر الشهور حرارة يزيد على الآخر في منطقة، والعكس. فمدينتا طرطوس ودير الزور (سورية) لهما المعدل السنوي نفسه (١٩,٧م) غير أن حرارة شهري كانون الثاني وتموز تبلغ (١٣,١م و ٢٥,٩م) في طرطوس، و(٧,٣م و ٣٢,٥م) في دير الزور. ولإعطاء صورة جيدة عن الحالة الحرارية يجب دراسة حرارة (١٢) شهراً. ولما كان شهراً كانون الثاني وتموز يمثلان في معظم جهات العالم التطرفات الفصلية في الحرارة. لذا فإنه من الممكن الاعتماد عليهما -انظر شكلي (٥٤-أ،ب)-. ومن مقارنة خارطي خطوط الحرارة المتساوية لكل من شهري كانون الثاني وتموز، تتضح النقاط التالية:

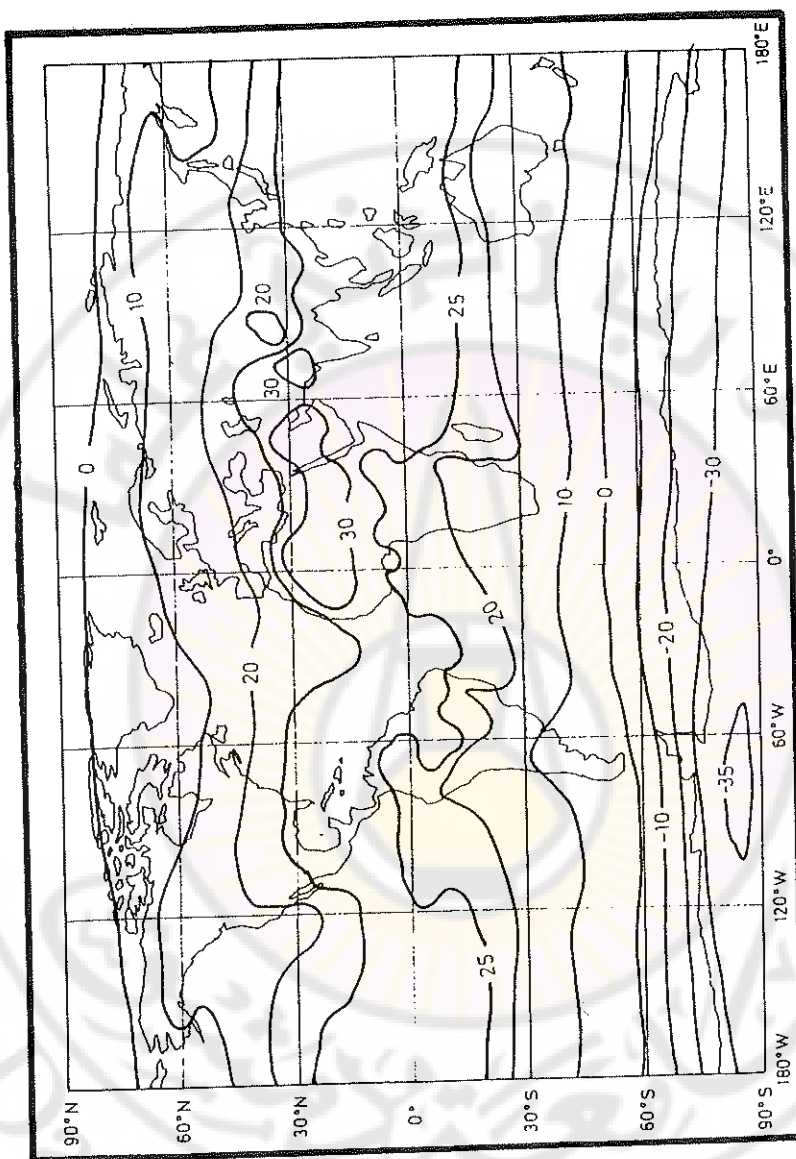
أ — وجود تبديل عرضاني في خطوط الحرارة المتساوية لشهري كانون الثاني وتموز يتبع تنقل أشعة الشمس وأحزمة الشمس.

ب — زحزحة خطوط الحرارة تكون أكبر فوق القارات مما هي فوق المحيطات بسبب التطرفات الكبرى في درجة الحرارة.

ج — درجات الحرارة العظمى سواء أكانت في شهر كانون الثاني أم في شهر تموز تتركز فوق كتل اليابسة في العروض المنخفضة، بينما تتركز الحرارة الصغرى في شهر كانون الثاني فوق الكتل اليابسة في العروض المعتدلة والعليا (آسيا، أمريكا الشمالية).



الشكل رقم (٥٤-)
متوسط حرارة شهر كانون الثاني



الشكل رقم (٥٤-ب)

متوسط حرارة شهر تموز

د — لكون اليابسة لا تمتد في العروض المتوسطة والعليا كثيراً في نصف الكرة الجنوبي، لذا فإن التناقضات الحرارية الفصلية بين اليابسة والماء غير موجودة.

هـ — تنحرف خطوط الحرارة المتساوية لشهر كانون الثاني في نصف الكرة الشمالي نحو خط الاستواء فوق القارات الأكثر برداً، ونحو القطب فوق المحيطات الأكثر حرارة، والعكس يحدث في شهر تموز.

وإذا ما أخذنا النهايات الحرارية (الحرارة العظمى، والحرارة الصغرى المطلقيتين) بعين الاعتبار، لكونهما تقدمان فكرة عن أقصى درجات تطرف هذا المناخ أو ذاك، لوجدنا أن التطرف الحراري يبلغ أشده في داخل القارات. فالنهايات الحرارية تكون على أعظمها في المناطق القارية البعيدة عن المؤثرات البحرية وبخاصة عندما يكون الجو صحواً. فأدنى درجة حرارة سجلت في العالم حتى الآن بلغت $-88,3^{\circ}\text{C}$ على مقربة من القطب الجنوبي في القارة نفسها، و -76°C في سيبيريا السوفيتية. بينما نجد أن أعلى درجات حرارة سجلت حتى الآن هي: $57,9^{\circ}\text{C}$ في العزيزية (ليبيا) و 54°C في وادي الموت (كاليفورنيا).

ج — الشذوذ الحراري السطحي:

توضح خرائط خطوط الحرارة المتساوية توزيع درجات الحرارة في العالم — المعدلة إلى سطح البحر — على أساس أبرز دور العاملين الرئيسيين المتحكمين في هذا التوزيع، وهما:

أ — التوازن القائم بين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة، وذلك بافتراض أن سطح الأرض متجانس.

ب — الاضطرابات في النسق الحراري العام الذي ينتج عن عدم تساوي التسخين والتبريد في كل من اليابس والماء، والتيارات المحيطية وكتل الهواء السائدة ... الخ من العوامل الجغرافية.

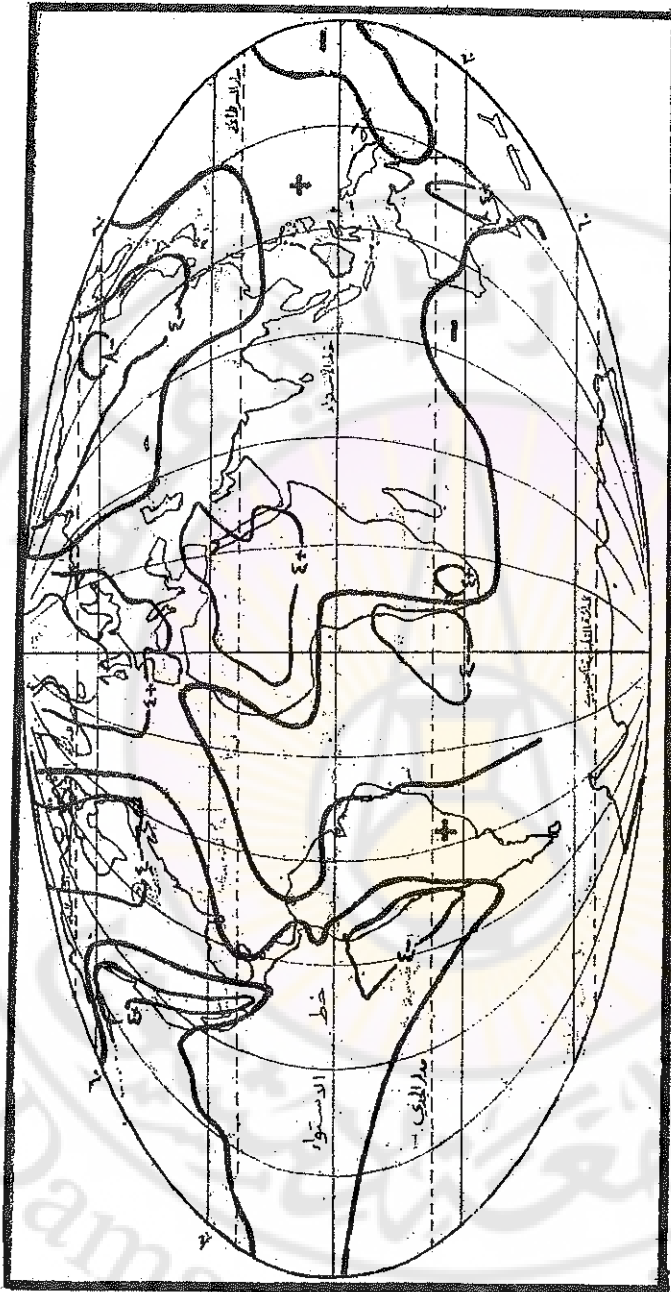
ولفصل تأثير هذين العاملين فإنه يتم عن طريق:

أ — تحديد درجات الحرارة المتوسطة بالنسبة لخطوط العرض التي تبين توزيع درجات الحرارة اعتماداً على الإشعاع بالنسبة لسطح أرضي متجانس وعند مستوى سطح البحر.

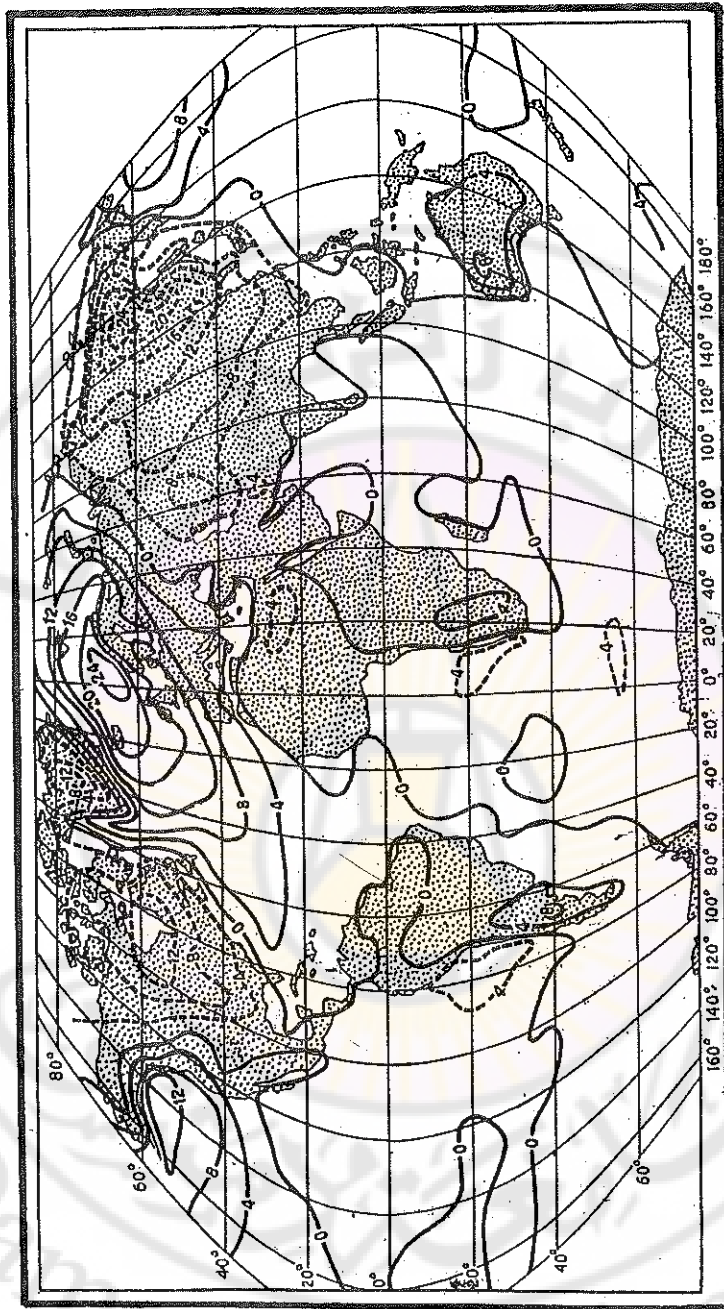
ب — وبالتالي تحديد الاختلافات ما بين درجات الحرارة المتوسطة الملاحظة في مكان ما، ومتوسط درجات الحرارة بالنسبة لموقع هذا المكان من خط العرض. إن الاختلاف ما بين درجة حرارة ذلك المكان بالنسبة لخط العرض، هو ما يعرف بالشذوذ الحراري (Thermal Anomaly) الذي يمثل كمية الانحراف عن المعدل بسبب العوامل الجغرافية.

فمثلاً متوسط درجة الحرارة السنوية في أكويكيو (شيلي) الواقعة على خط عرض (٢٠) جنوباً هو (١٩م)، في حين نجد أن متوسط درجة الحرارة بالنسبة لخط العرض هذا تبلغ ٢٢,٨م (الشذوذ الحراري = ١٩ - ٢٢,٨ = -٣,٨م). أيضاً فإن متوسط درجة الحرارة في القاهرة على عرض (٣٠) شمالاً يبلغ (٢١م)، بينما متوسط حرارة درجة العرض ٢٠م (الشذوذ = ١م) - انظر الشكل التالي (٥٥) لخطوط الشذوذ الحراري السنوي المتساوية.

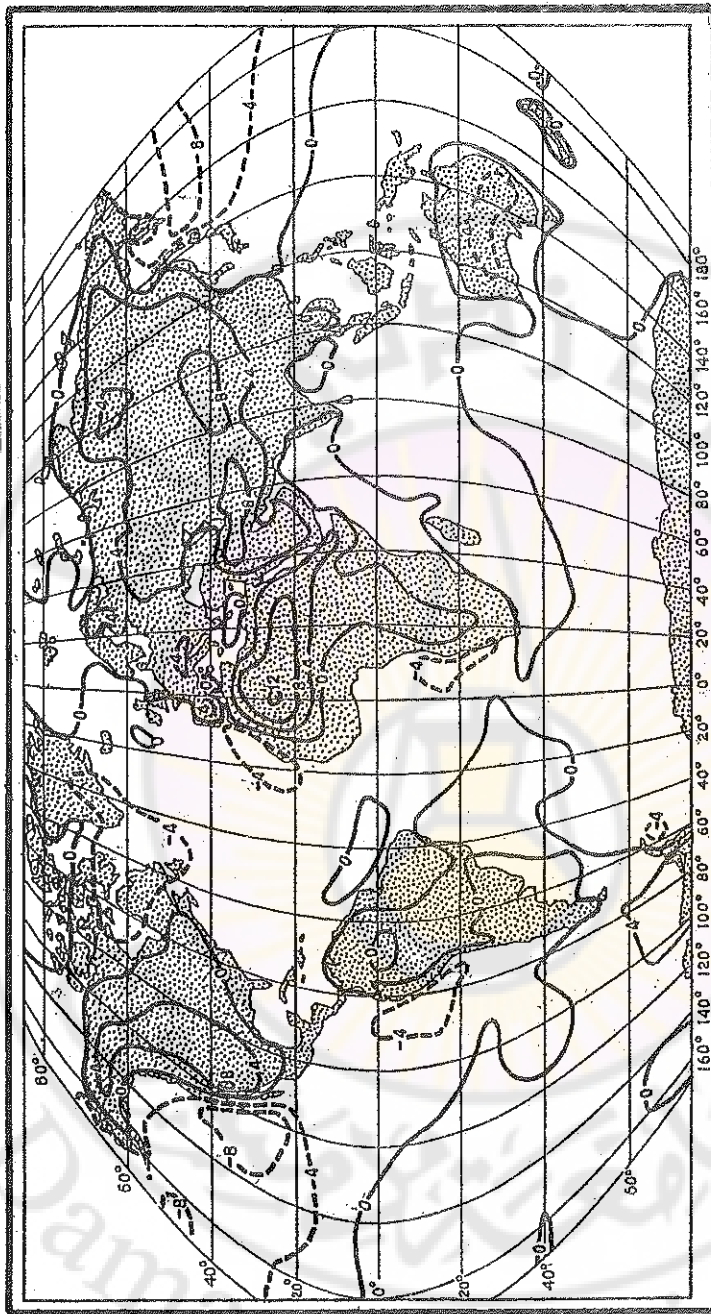
وتتركز الشذوذات الحرارية العظمى في نصف الكرة الشمالي نتيجة لكثرة تداخل كتل اليابسة والماء وعظم امتدادها، في حين يكون الشذوذ على أقله في نصف الكرة الجنوبي المتجانس نسبياً. ففي شهر كانون الثاني، يكون الشذوذ إيجابياً فوق المحيطات وسلبياً فوق القارات - شكل (٥٦-أ) -. وتتركز قيم الشذوذ الإيجابي العظمى على طول الجوانب الشرقية من محيطات العروض المعتدلة، والحدافات الغربية الملاصقة من القارات حيث تسود المياه المحيطية الحارة، فسواحل أوروبا الشمالية الغربية يتحقق عندها أكبر شذوذ إيجابي، حيث نجد أن قيمة الشذوذ على الساحل النرويجي تصل إلى أكثر من (٢٠م)، أما أدنى قيم الشذوذ السلبية فنجدها في سيبيريا الشمالية الشرقية التي تكون أبرد بحوالي (٢٧م) من خط العرض الواقعة عليه. وفي الصف تنقلب الآية، حيث المحيطات تكون مركزاً للشذوذ السلي والقارات للإيجابي - شكل (٥٦-ب) -.



الشكل رقم (٥٥)
الشنوذ الحراري السنوي.
عن « Hann & De Martonne »



الشكل رقم (٥٦-أ)
الشدود الحراري في شهر كانون الثاني



الشكل رقم (٥٦-ب)
الشدود الحراري في شهر تموز

٢- التوزع الشاقولي لدرجة الحرارة:

أ - القاعدة العامة:

إن القاعدة العامة، هي تناقص درجة الحرارة في طبقة التروبوسفير مع تزايد الارتفاع عن سطح البحر، ويعزى ذلك إلى سببين، هما:

١- إن مساهمة الأرض في تسخين الهواء التروبوسفيري أكبر من مساهمة الشمس بنحو ثلاث مرات، ولذا فإن الأرض تمثل مصدر التسخين الرئيسي، مما يجعل حرارة الهواء تتناقص بالابتعاد عن ذلك المصدر.

٢- إن كثافة الهواء تتناقص بشكل كبير مع تزايد الارتفاع عن سطح البحر، ويكون معدل التناقص أكبر في الأجزاء الدنيا من طبقة التروبوسفير منها في الأجزاء العليا، وهذا يعني أن المكونات الماصة للطاقة الحرارية الأرضية تتناقص بالارتفاع، ومن ثم فإن درجة الحرارة تتناقص، حيث الأجزاء الأكثر كثافة من الهواء أكثر امتصاصاً للطاقة الحرارية الأرضية، ومن ثم فهي أكثر حرارة.

ويختلف معدل تناقص الحرارة مع الارتفاع حسب الظروف الجوية؛ فهو يختلف من ساعة إلى أخرى، ومن يوم إلى آخر، ومن فصل إلى فصل، ويختلف في الجو الغائم عن الصافي، وفي الجو الرطب عن الجو الجاف، كما يختلف في الجو الهادئ عن المضطرب. علماً أن معدل التناقص العام لدرجة الحرارة مع الارتفاع هو بحدود (٠,٦ م) لكل (١٠٠ م) ارتفاع، وهذا المعدل أكبر بحوالي (١٠٠٠) مرة من معدل التناقص على المستوى الأفقي.

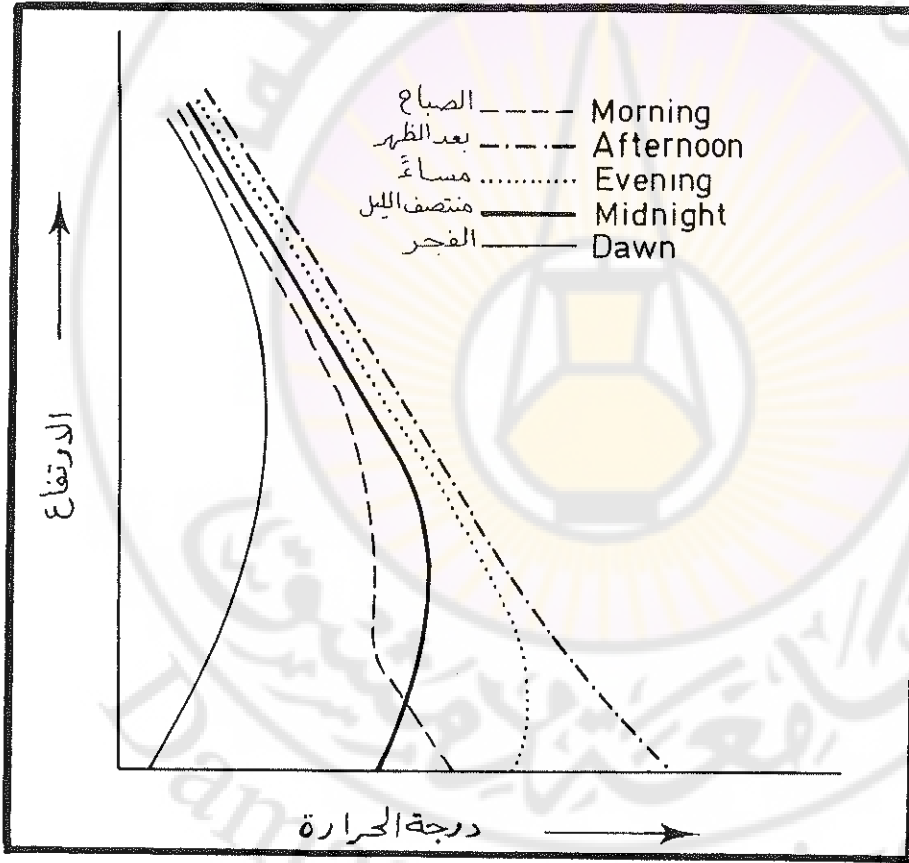
وعندما يتمدد غاز في الوسط المحيط به — كما حال ارتفاعه نحو الأعلى — فإنه يبذل جهداً ما، في حين أنه عندما ينكمش فإن الجهد المبذول يكون واقعاً عليه، فإذا كان (Δ حج) هو التغير في حالة غاز من حيث الحجم عند ضغط (ض)، فإن الجهد المبذول (دش) بواسطة قوة الضغط، يعبر عنه بالعلاقة:

$$[\text{دش} = \text{ض} \times \Delta \text{حج}]$$

وقد اتفق على اعتبار (دش) مقداراً موجباً إذا تمدد الغاز وبذل جهداً على الوسط المحيط، بينما يكون سالباً إذا انضغط الغاز نتيجة الضغط الخارجي عليه.

ب — معدل التناقص الذاتي (Adibatic) مع الارتفاع:

إن عملية انخفاض درجة حرارة الهواء مع الارتفاع دون أن تضاف إليه أي وحدات حرارية من الخارج، يطلق عليها اسم عملية التناقص الذاتي (الكظوم) لدرجة الحرارة. ويمكننا أن نميز شكلين من أشكال التناقص الحراري الذاتي، حسب كون الهواء جافاً أو رطباً — شكل (٥٧) —:



الشكل رقم (٥٧)

التغير الشاقولي في درجة الحرارة

١- معدل التناقص الذاتي (الكظوم) الجاف: إذا ما ارتفع طرد هوائي نحو الأعلى، فإنه سينقطع عن التزويد بالحرارة من أي مصدر خارجي. ولذا فإن أي عمل سيقوم به سيعتمد به على طاقته الداخلية. وحيث أنه ينتقل من منطقة ذات ضغط أعلى إلى منطقة ذات ضغط أخفض، لذا فإن الهواء سيتمدد وسيبذل جهداً ضد الوسط المحيط به مستمداً إياه من طاقته الداخلية، التي تقل نتيجة لذلك، وتقل من جراء ذلك درجة حرارته.

ومعدل تناقص درجة حرارة طرد هوائي مرتفع، معدل ثابت مادام هذا الهواء جافاً، ويبلغ (٩٨,٠ م) لكل ارتفاع مقداره (١٠٠ م). ويمكن حساب ذلك من العلاقة التالية^(١):

$$\left[\frac{ج}{ح} - \frac{ح \Delta}{ع \Delta} \right]$$

حيث:

$\Delta ح$ = فرق درجة الحرارة.

$\Delta ع$ = فرق الارتفاع.

ج = الجاذبية الأرضية ومقدارها (٩,٨ م/ثا^٢)

ح = الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت وتساوي (١٠٠٣ جول/م/كغ).

أو:

$$\left[\frac{ج}{ح} - ت ع \right]$$

حيث ت ع = معدل التناقص الذاتي للحرارة مع الارتفاع.

(1) Neiburger, , and Others; Op. Cit, p.76.

ومنه:

$$\Delta C = \frac{9,8}{100} \cdot \frac{9,8 \times 100}{100,3} = \frac{9,8}{100,3} - \frac{9,8}{100}$$

أما إذا هبط طرد هوائي إلى ضغوط أعلى فإنه سيتضاغط، وستزداد درجة حرارته بمعدل التناقص السابق نفسه.

٢- **معدل التناقص الذاتي (الكظوم) الرطب:** هو المعدل الذي تتغير وفقه حرارة هواء مشبع ببخار الماء يصعد إلى الأعلى، بحيث يكون تحت ظروف شبه ذاتية. وهذا المعدل أقل من معدل التناقص الذاتي الجاف، حيث أن الهواء المشبع عندما يصعد نحو الأعلى إلى ضغوط أخفض، فإنه يتمدد وتقل درجة حرارته فيتكثف بخار مائه وتنطلق الحرارة الكامنة منه فيكتسبها الهواء، وهذا ما يؤخر التبريد، حيث أن معدل التناقص للهواء المشبع محدود (٠,٥) درجة مئوية لكل (١٠٠) م، ذلك أن الحرارة النوعية لبخار الماء تكاد تبلغ ضعف الحرارة النوعية للهواء الجاف.

والعلاقة التالية تحدد معدل التناقص الذاتي الرطب:

$$\left[\frac{\Delta C}{\Delta E} - \frac{\Delta C}{\Delta H} \right]$$

حيث ΔH = الحرارة النوعية للهواء المشبع ببخار الماء عند ضغط ثابت وتساوي (١٩٥٢) جول/م^٣/كغ.

أي :

$$\frac{\Delta C}{100} = \frac{9,8}{1952}$$

ومنه:

$$\Delta \text{ ح} = \frac{9,8 \times 100}{1902} = 0,5^\circ \text{م} / 100 \text{م}$$

وبوجه عام فإن العملية السابقة للهواء الصاعد لاتتم بالاتجاه المعاكس — في حال هبوط الهواء — لأن الهواء المشبع الذي فقد رطوبته وهو صاعد، سيتبع المنحنى الذاتي الجاف وهو هابط^(١).

ج — الشذوذ الحراري الشاقولي:

يشير الشذوذ الحراري الشاقولي إلى التغير العكسي الحاصل في المنحنى الشاقولي لدرجة الحرارة الذي يتم عند مستوى معين، وتعرف هذه الظاهرة بالانقلاب الحراري (Temperature Inversion). فالقاعدة العامة لمنحنى سير درجة الحرارة الشاقولي هو تناقصها مع الارتفاع في طبقة التروبوسفير، غير أنه في بعض الحالات وعند مستويات ارتفاع معينة نجدها تتزايد بدلاً من أن تتناقص، والطبقة التي يحدث فيها التزايد تعرف بطبقة الانقلاب، والمستوى الذي يبدأ عنده التزايد يعرف بمستوى الانقلاب، والمستوى الذي ينتهي عنده التزايد يعرف بسقف طبقة الانقلاب. وتشكل طبقة الانقلاب طبقة معيقة للحركات الهوائية، حيث لاتسمح لها بالصعود نحو الأعلى، ولذا عرفت هذه الطبقة بالطبقة المعيقة. ويلاحظ أن غراديان الحرارة ضمن طبقة لانقلاب يشكل قيمة سالبة، أي أن:

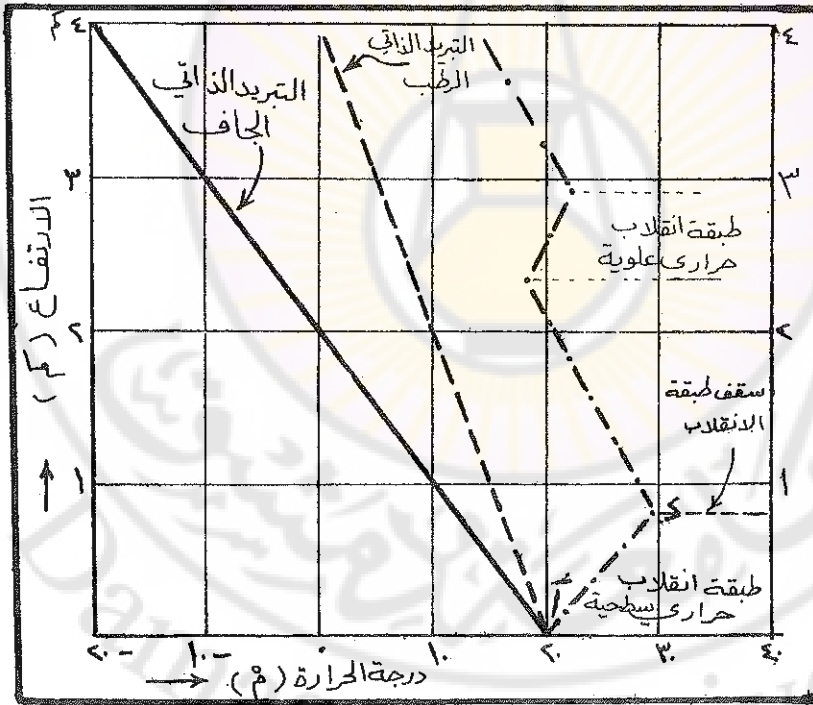
$$\text{معدل تغير الحرارة } (\Delta \text{ ح}) = \frac{\text{قيمة سالبة } (-)}{\text{فارق الارتفاع } (\Delta \text{ ع})}$$

(١) عندما يرتفع الهواء المشبع نحو الأعلى ذاتياً إلى ضغط أقل، فإنه يتمدد وتقل حرارته ويتكثف جزء من بخار مائه إلى ماء أو ثلج، فإذا بقيت نواتج التكاثف موجودة في أثناء التبريد الذاتي، فإن هذه النواتج سوف تبخر ثانية إذا ما زاد ضغط الهواء، وبذا يحتفظ الهواء بدرجة تشبعه. وهذه العملية عكسية وذاتية وتسمى "عملية ذاتية مشبعة". ولكن ما يحدث في الغلاف الجوي هو أن عمليات التكاثف يعقبها هطول وإزالة لكل نواتج التكاثف، وهذه العملية تعرف باسم "عملية شبه ذاتية"، وهي عملية ليست عكسية.

١- أنواع الانقلاب الحراري:

تصنف ظاهرة الانقلاب الحراري حسب الارتفاع عن سطح الأرض، إلى نوعين: انقلاب سطحي، وانقلاب علوي (جوي). ويلاحظ في بعض الحالات اتحاد الانقلابين مع بعضهما، وهذا ما يحدث بوجه خاص في مناطق الضغوط المرتفعة المتشكلة فوق القارات في العروض الوسطى. وفي هذه الحالة فإن سماكة طبقة الانقلاب تشغل ما يقارب (٢) كم في الجو السفلي.

وتختلف الظروف الحرارية في حالة الانقلاب السطحي عنها في حالة الانقلاب العلوي، كما تختلف عما هي عليه الحال في الأحوال الاعتيادية، وبصورة عامة فإن الانقلاب السطحي يكون أكثر حدة من الانقلاب العلوي -شكل (٥٨)-.



الشكل رقم (٥٨)

اختلاف الحالة الحرارية مع تزايد الارتفاع في حال وجود انقلاب وعدم وجوده

أ — الانقلاب السطحي (Surface Inversion):

هو الانقلاب الحراري الذي لا يتعدى في حدوده ألف المتر الأولى من الجو القريبة من سطح الأرض. ونتيجة لتعدد الأسباب التي تؤدي إلى مثل هذا النوع من الانقلاب؛ من سطح الأرض بتبايناته المختلفة وخصائصه المتميزة وتوزع اليابس والماء وتنقل الكتل الهوائية المختلفة، لذا نميز بين عدة نماذج من الانقلابات الحرارية السطحية:

١ — الانقلاب الحراري الإشعاعي:

وسبب هذا النموذج من الانقلاب، هو التبريد الليلي الشديد لسطح الأرض بواسطة الإشعاع الأرضي الذي يؤدي إلى فقد سريع للحرارة، مترتباً على ذلك انخفاض سريع في درجة حرارة الهواء الملاصق لسطح الأرض. ونتيجة لخاصية الهواء الرديئة في نقل الحرارة بالتوصيل، لذا تبقى الأجزاء العليا من طبقة الانقلاب أقل تأثراً بالتبريد الأرضي، وبالتالي أعلى حرارة. ويتطلب حدوث هذا النموذج من الانقلابات توافر مجموعة من الشروط، هي:

أ — وجود ليل طويل، كما هو الحال في ليالي فصل الشتاء، ذلك أن الفترة الليلية الطويلة تساعد على زيادة الأشعة الأرضية الليلية الصادرة.

ب — وجود سماء صافية خالية من الغيوم لاتحد من الإشعاع الأرضي، وإن كان الانقلاب الإشعاعي يحدث في حال الغيوم العالية.

ج — وجود رطوبة جوية منخفضة كي لا تمتص الإشعاع الأرضي.

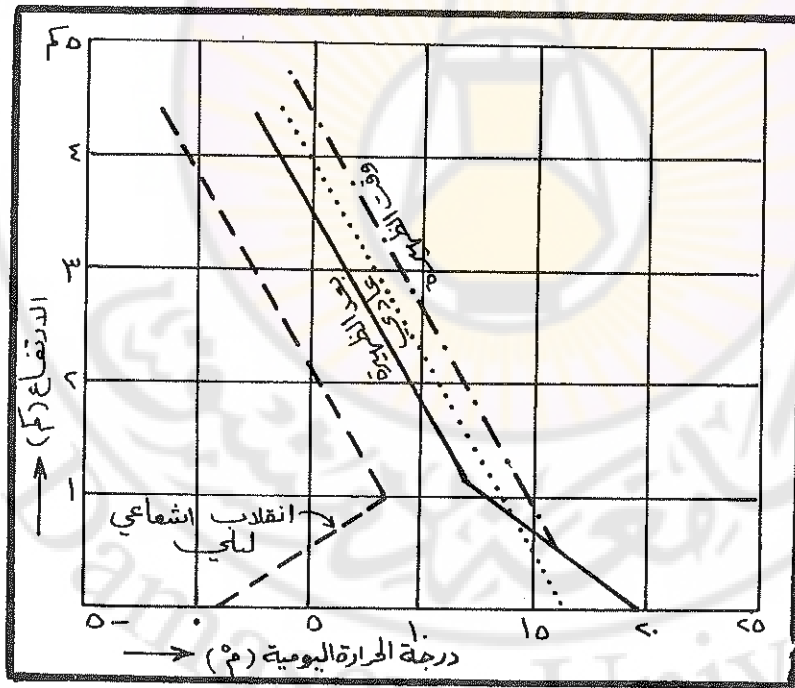
د — وجود ركود جوي، ذلك أن وجود رياح عالية السرعة تؤدي إلى خلط الهواء وتحركه أفقياً وبالتالي تمنع حدوث الانقلاب.

هـ — وجود سطح مغطى بالثلج يؤدي إلى زيادة التشعع، كما أنه يعكس الجزء الأكبر من أشعة الشمس. ورغم أهمية هذا الشرط، إلا أن عدم توافره لا يعرقل

عملية حدوث الانقلاب الحراري الإشعاعي، لكون الشروط الأربعة الأولى هي الأساسية. مع العلم أن هذا الشرط عامل فعال في حال توافره.

وأكثر الأوقات ملائمة لحدوث هذا النموذج الانقلابي ما بين منتصف الليل وشروق الشمس، إذ أنه في أعقاب شروق الشمس تختفي طبقة الانقلاب، حتى أننا نجد أن معدل التناقص في طبقة الانقلاب الليلية في ساعات الظهيرة يكون أكبر من معدل التناقص فوق طبقة الانقلاب - شكل (٥٩) -. وفي حالات كثيرة يستمر الانقلاب الإشعاعي شتاء لعدة أيام في العروض المعتدلة والمترفعة، في حال استمرار سيطرة ضغط جوي مرتفع في مناطق النهار القصير شتاءً.

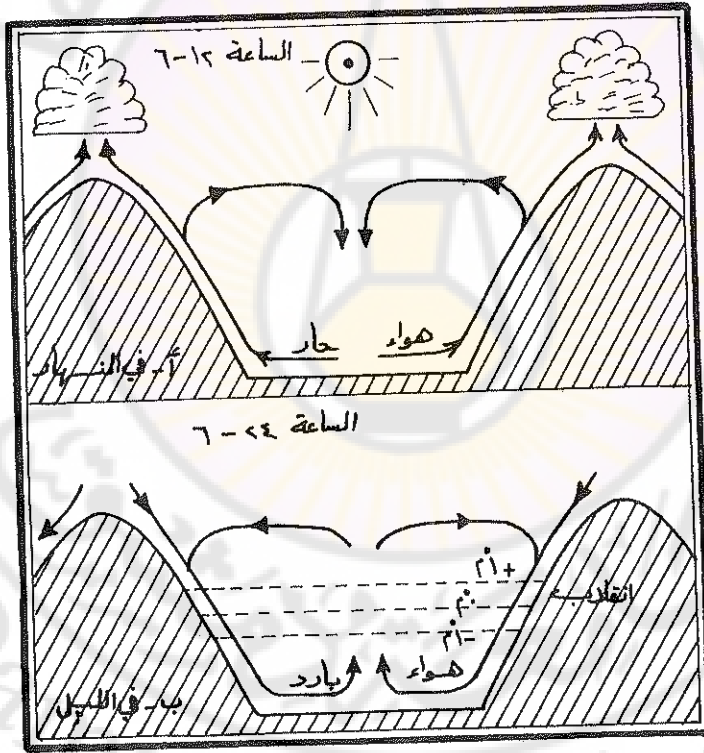
كما يكمن أن يحدث الانقلاب الحراري الإشعاعي في الغلاف الجوي بعيداً عن سطح الأرض، حيث تقوم الغيوم مقام الأرض، وتشتع قممها في أثناء الليل مؤدية إلى حدوث انقلاب حراري.



الشكل رقم (٥٩)
الانقلاب الحراري الإشعاعي

ب — الانقلاب التضاريسي:

يعرف هذا الانقلاب أيضاً، بانقلاب الوادي. ويتكرر حدوثه في المناطق شديدة التضرس، كما هو الحال في الأجزاء الغربية الجبلية من أمريكا الشمالية، وفي جبال الألب، والأجزاء الغربية من سورية. ويسود بوجه خاص في الأحواض والحفر والوديان والسهول قليلة الاتساع المجاورة لمناطق مرتفعة. حيث تنخفض درجة الحرارة في الجزء الأسفل من الوادي أكثر من انخفاضها على السفوح، فإذا كانت درجة الحرارة دون الصفر في الجزء الأسفل فإنها تزيد على ذلك في الجزء الأعلى. وقد يصل الفارق ما بين حرارة قاع الوادي والمناطق السفحية المشرفة عليه إلى أكثر من ١٠م — شكل (٦٠) —.



الشكل رقم (٦٠)
انقلاب حراري تضاريسي

إن هذا التباين في درجة الحرارة ما بين قيعان الأودية والسفوح المشرفة عليها، يحدث بوجه خاص في الليالي الصحو الهادئة، حيث تتبرد السفوح بفعل فقد الإشعاع الأرضي بسرعة أكبر من سرعة تبرد الأجزاء الأخرى الأخفض نتيجة لقلّة كثافة الهواء فوق تلك السفوح مما يتيح الفرصة لتبدد الإشعاع الأرضي بسرعة، مترتباً على ذلك تدفق الهواء البارد ذي الكثافة المرتفعة من فوق السفوح نحو بطون الأودية والأجزاء المنخفضة من سطح الأرض ليتجمع فيها ويشبه انحدار الهواء إلى أسفل انحدار الماء من قمة الجبل إلى أسفل الوادي. وقد يقال أن انحدار الهواء من أعلى إلى أسفل يؤدي إلى تسخينه ذاتياً، لكن هذا قد يصح قوله بالنسبة للمناخ الإقليمي ولكنه لا يصح بالنسبة للمناخ الأصغري (المجهري)، ذلك أن المسافة التي ينحدر منها الهواء لا تسمح بتسخينه. وعندما يتدفق الهواء البارد إلى الأجزاء المنخفضة يضطر الهواء الدافئ الموجود في قاع الوادي إلى الصعود نحو الأعلى محتلاً بذلك جوانب السفوح التي تصبح أكثر حرارة من قاع الوادي، ويتخذ الهواء الدافئ الصاعد شكل دوامات على جانبي الوادي، وهذا الهواء الدافئ نفسه يبرد بعد ذلك ثم ينحدر مرة أخرى إلى قاع الوادي ... وهكذا.

ففي (٢١) كانون الأول عام (١٨٧٩م) انخفضت درجة الحرارة إلى (-١٣,٧م) في كليرمون فيران بفرنسا (ارتفاع ٤٠٣م)، لكنها لم تنخفض في الوقت نفسه إلى أقل من (+٣,٢م) عند قمة جبل بوي دي دوم Pay-de-Mome (ارتفاع ١٤٦٥م)^(١).

وقد لوحظت ظاهرة الانقلاب التضريبية في مناطق متعددة من سورية، ففي عام (١٩٥٠، و١٩٧٣) تكررت هذه الظاهرة في حوضه إدلب، حيث انخفضت الحرارة في المرة الأولى إلى مادون (-٢٠م) في القاع، بينما لم تنخفض الحرارة عن (-١٢م) في المناطق المحيطة بها. وهكذا الحال في منطقة مضايا التي انخفضت فيها

(1) Peguy, ch . p; Op. Cit, p. 403.

الحرارة في أحد الليالي إلى (١٤م)، في حين لم تنخفض عن (-١٠م) في منطقة بلودان الأكثر ارتفاعاً.

٣- الانقلاب النافقي (Advection Inversion):

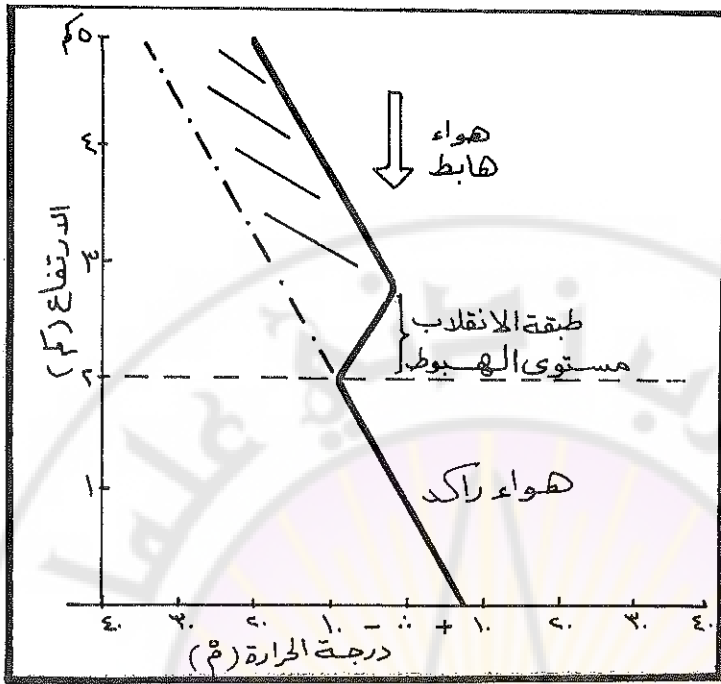
ويعرف أيضاً بالانقلاب الحراري المنقول. ويتشكل هذا الانقلاب في حال مرور هواء دافئ فوق سطح بارد، مما يؤدي إلى تسخن هذا السطح على حساب الجزء السفلي من الكتلة الهوائية المتماسكة مع السطح، مما يجعل الجزء السفلي من الكتلة الهوائية أقل حرارة من جزئها العلوي. فكثيراً ما تهب على أوروبا الغربية رياح بحرية دافئة في فصل الشتاء على الأجزاء القارية الباردة القريبة من الساحل مما يؤدي إلى حدوث انقلاب حراري في حال وجود استقرار جوي. ويتشكل هذا النموذج من الانقلابات السطحية في حال غزو الهواء المداري الحار للمناطق الباردة في العروض الوسطى والمرتفعة.

ب — الانقلاب الحراري العلوي (Upper- Air Inversion):

يحدث هذا الانقلاب في الأجزاء التي تقع على ارتفاع يزيد على (١٠٠٠م) في طبقة التروبوسفير. ويميز نماذج متعددة من الانقلاب العلوي، منها:

١- انقلاب حراري أنتيسكلوني:

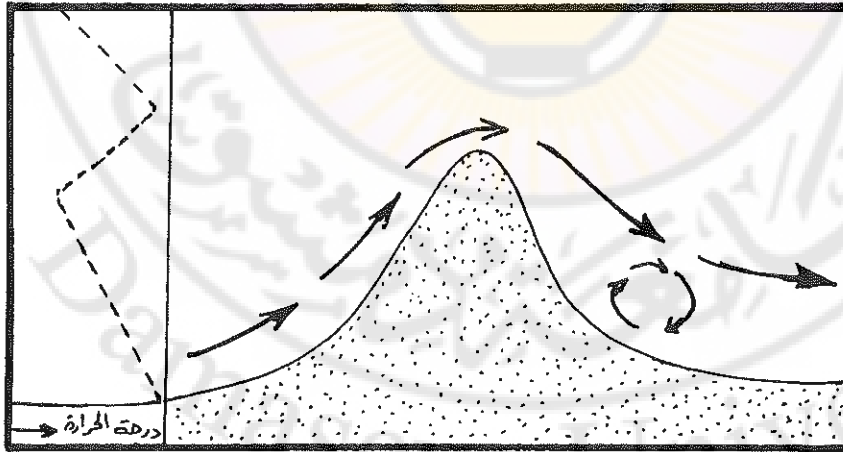
ويحدث هذا الانقلاب في مناطق الضغوط المرتفعة، وخاصة في منطقة الضغط المرتفع شبه المداري، وأيضاً في مناطق الضغط المرتفع الفصلية التي نجدها في قارات العروض المتوسطة شتاء، حيث تتصف مناطق الضغوط هذه بهبوط كتل كبيرة من الهواء ويرافق هبوط الهواء انضغاطه، وبالتالي تسخنه ذاتياً بمعدل يصل في بعض الأوقات إلى (١م) لكل انخفاض (١٠٠م). أن طبقة الانقلاب الحراري الأنتيسكلوني تقع على ارتفاع يزيد على (٢) كم - شكل (٦١) -. ونتيجة لارتفاع حرارة منطقة الانقلاب فإن الرطوبة النسبية تنخفض.



الشكل رقم (٦١)

انقلاب حراري هابط (أنتيسكلوني)

وهناك نماذج أخرى من الانقلابات العلوية الهابطة — غير الأنتيسكلونية — حيث يمكن أن ينشأ الهبوط عن أسباب جغرافية، بسبب وجود حاجز جبلي — شكل (٦٢) —.

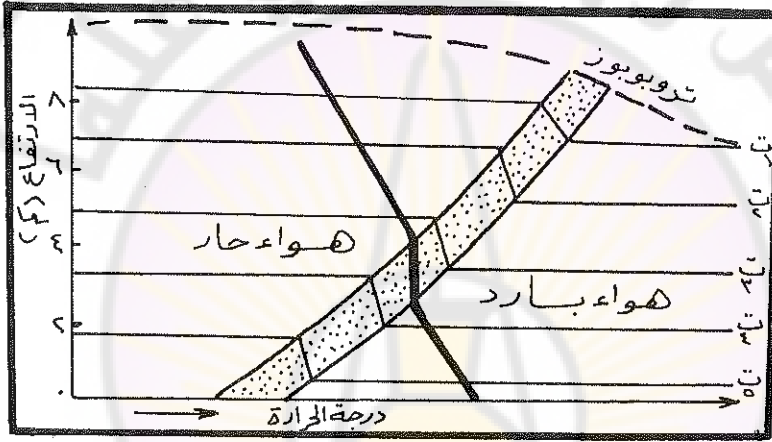


الشكل رقم (٦٢)

الأمواج الحاجزية، وما ينتج عنها من تغير في درجة الحرارة

٢- انقلاب حراري سيكلوني:

من الممكن أن يحدث انقلاب حراري علوي دون أن يكون هناك هبوط. وهذا ما يتم في حال وجود انفصال جبهوي في الأعلى في أثناء تقابل كتلتين هوائيتين مختلفتين -شكل (٦٣)-. ويتصف هذا النموذج الانقلابي بعدم انخفاض الرطوبة النسبية فيه^(١).



الشكل رقم (٦٣)

انقلاب حراري جبهوي

كما نجد أنه في حال توغل كتلة هوائية باردة باتجاه العروض المنخفضة، فإنها تتسخن من قاعدتها وبالتالي تقل درجة ثباتها، وما إن يندس هذا الهواء غير الثابت على شكل إسفين تحت الهواء الحار المداري أو الهواء القطبي الراجع المتسخن حتى تتنابه حركة هبوط من أصل سيكلوني، وهذه الحركة تؤدي إلى انقلاب هابط في الأجزاء العليا من الجو.

(١) عبد الرحمن حميدة "علم المناخ" دمشق، ١٩٦٥، ص ١٩٢-١٩٣.

٣- الانقلاب الحراري العلوي الحراري:

وهو الانقلاب الذي يتشكل في حال وجود رياح عالية السرعة- كما هو الحال في التيار النفث- تزيد سرعتها على سرعة الرياح في الطبقات التي دونها والتي فوقها. وسبب حدوث هذا الانقلاب يعود إلى اختلاف السرعة والجاذبية، فالطبقة ذات الرياح السريعة تجذب الكتل الهوائية الموجودة في الأعلى نحو الأسفل، وانتقالها هذا يؤدي إلى انضغاطها وبالتالي تسخينها ذاتياً (أديباتياً) بمعدل درجة واحدة لكل متر. أما بالنسبة للطبقات السفلى فإن الهواء يتعرض للارتفاع، لذا فإنه يبرد بالدرجة نفسها تقريباً، وهذا يجعل حرارة الجزء العلوي من الطبقة عالية السرعة مرتفعة أكثر من الطبقتين العلوية والسفلية.

٦- الأهمية الجغرافية للانقلاب الحراري:

تمثل منطقة الانقلاب الحراري طبقة معيقة للهواء لا تسمح له بالصعود خارجها، لذا فإنها تبقى دون سقفها. وبما أن نموذجي الانقلاب الحراري الإشعاعي والتضاريسي يتشكلان عادة في الأجواء الهادئة الصحو ذات الضغط الجوي المرتفع، لذا فإن المنبعثات الأرضية (الملوثات) بفعل النشاط البشري تبقى متركزة ضمن طبقة الانقلاب دون أن تتمكن من الانتشار خارجها، إلا إذا تم كسر الانقلاب والتحرر منه، وإلا فالملوثات ستزداد تركيزاً وسيتعظم خطرهما. وتبدو هذه المشكلة ظاهرة في المدن الكبرى من العالم وفي المراكز الصناعية.

ولذا فإن الانقلابات الحرارية السطحية إذا ما استمرت عدة أيام في مناطق التلوث الكبرى، فإن الملوثات تزداد تركيزاً إلى أن تبلغ حد الخطر على حياة الإنسان والأحياء الأخرى، وهذا ما حدث فعلاً في مدينة لندن عام (١٩٥٢م) حيث استمر الانقلاب الحراري مدة خمسة أيام (منذ صباح اليوم الخامس وحتى صباح اليوم التاسع من شهر كانون الأول)، وتحللت المدينة أثناءها بطبقة دخانية ضبابية (ضبخان) قائمة اللون، شديدة الكثافة، ذهب ضحيتها نحو (٤٠٠٠) شخصاً، وقد تكررت هذه الكارثة الضبخانية في العاصمة البريطانية عدة مرات بعد

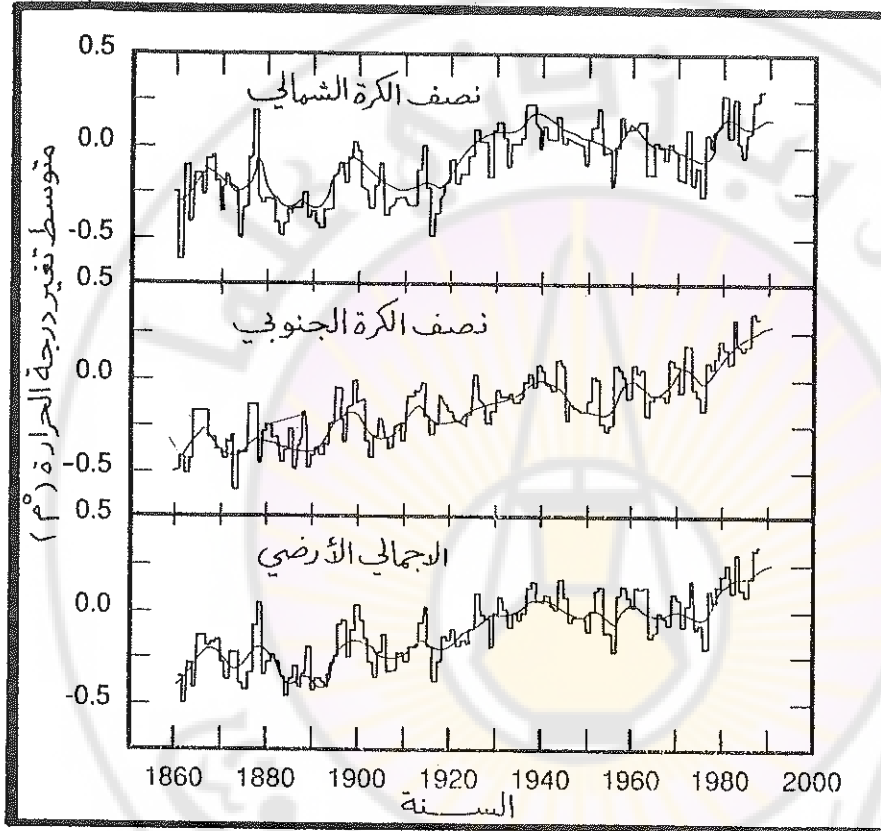
ذلك التاريخ (١٩٥٧، ١٩٥٦، ١٩٦٢...). وتحدث مثل هذه الكوارث سنوياً في العديد من المدن الأمريكية (نيويورك، لوس أنجلوس ... وغيرها) والعالمية الأخرى.

سادساً — الاتجاه العام للحرارة في العالم:

إن الاتجاه العام لمسار درجة الحرارة في العالم وفي وحداته المكانية، هو انعكاس لمحصلة قوتين: أولهما؛ قوة عناصر الدفئة الجوية (خاصية البيت الزجاجي) في التسخين التي تتعاضد يوماً بعد يوم نتيجة التزايد المستمر في مركباتها الغازية الرئيسية في الجو الأرضي المتمثلة في ثاني أكسيد الكربون وغاز الميثان وأكاسيد الآزوت — بخاصة أكسيد النتروز (N_2O) — ومركبات الكلوروفلوروكربون — بجانب غاز الأوزون — التي تتصف جميعاً بخاصتها التراكمية. وثانيهما، القوة الانعكاسية الإشعاعية للعوالق الصلبة في الجو (الدخان، الرماد البركاني، الغبار، الرمال... إلخ) التي هي أيضاً في حالة تزايد بفعل ما ينطلق منها إلى الجو من خلال أنشطة الإنسان المختلفة (٣، ٠ بليون طن سنوياً) عدا ما ينبعث من فعل الطبيعة (٨، ١ بليون طن سنوياً وسطياً)، وهي تعاكس في فعلها الدفئة الجوية لكونها قوة تبريد وليست قوة تسخين.

ويرى العديد من العلماء أن القوة التي تقود إلى التسخين (الدفئة الجوية) هي الأعظم فعالية، مما يجعل درجة الحرارة تتجه نحو التزايد لترتفع بمقدار ما يقارب من خمس درجات مئوية في منتصف القرن الحادي والعشرين عما هي عليه في أواخر القرن العشرين، إذا ما استمرت عناصر الدفئة تتزايد بنفس نسبها الحالية. غير أن علماء آخرين يرون أن العوالق الصلبة المتزايدة أيضاً في الجو، التي تتعاضد كميتها في فترات النشاط البركاني الكبرى، تعمل على تبريد الجو، مما يساهم في التخفيف من أثر الدفئة الجوية وقد يتوازن معه، مع إمكانية حدوث توازن حراري خلال فترات زمنية طويلة. وهذا ما يجعل منحنى درجة الحرارة يبدو على شكل موجات متعاقبة دون وجود اتجاه عام لها يستخدم في التنبؤ عما ستؤول إليه درجة

الحرارة بعد نصف قرن أو قرن من الآن. والسجلات الحرارية الممتدة من عام ١٨٦٠م حتى الآن دليل على ذلك -شكل (٦٤)-.



الشكل رقم (٦٤)

الاتجاه العام لدرجة الحرارة منذ عام ١٨٦٠ وحتى عام ١٩٩٠

عن: « Bruce. J. P. 1990 »

فقد شهدت الكرة الأرضية اتجاهاً نحو التزايد في درجة حرارتها خلال الفترة من عام ١٨٦٠م وحتى عام ١٩٤٠م بلغ متوسطه ٠,٥°م، بينما اتجهت الحرارة نحو

الانخفاض خلال الفترة التالية (١٩٤٠—١٩٧٥ م) بمقدار ٠,٣ م تقريباً، لتتجه مرة أخرى نحو التزايد (١٩٧٥—١٩٩٠ م) الذي قد ينعكس أو يستمر إلى حين.

سابعاً — الأساليب الإحصائية للتعبير عن درجة الحرارة:

على الرغم من أهمية الأرقام المطلقة لدرجة الحرارة التي تقدمها القياسات الآنية للحرارة، غير أنه في الدراسات المناخية العامة، لابد من اختزال تلك الأرقام الوفيرة لتكوين صورة عن الحالة العامة للحرارة اليومية أو الشهرية أو السنوية، وذلك باستخدام أنواع من المتوسطات الحرارية، كالتي سنأتي على ذكرها بعد أن نعرف ببعض المفاهيم المطلقة لدرجة الحرارة:

١— درجة الحرارة اليومية العظمى المطلقة؛ وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال يوم كامل، ويحدث ذلك في ساعات بعد الظهر.

٢— درجة الحرارة اليومية الصغرى المطلقة؛ وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال يوم كامل، ويحدث ذلك في ساعات الصباح الباكر عند شروق الشمس.

٣— درجة الحرارة الشهرية العظمى المطلقة؛ وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال شهر كامل.

٤— درجة الحرارة الشهرية الصغرى المطلقة؛ وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال شهر كامل.

٥— درجة الحرارة السنوية العظمى المطلقة؛ وهي أقصى درجة حرارة تسجل خلال سنة كاملة.

٦— درجة الحرارة السنوية الصغرى المطلقة؛ وهي أدنى درجة حرارة تسجل خلال سنة كاملة.

٧— المتوسط اليومي للحرارة؛ وهو عبارة عن المتوسط الحسابي لمجموع القراءات الساعية لدرجة الحرارة خلال يوم كامل (٢٤ ساعة) على عدد تلك

القراءات. ويمكن أن يحسب المتوسط اليومي أيضاً بقسمة مجموع الحرارة العظمى والصغرى ليوم واحد على اثنين.

٨- المتوسط الشهري للحرارة؛ ويمثل المتوسط الحسابي لمجموع المتوسطات اليومية لدرجة الحرارة في أي شهر. أو بعبارة أخرى؛ هو عبارة عن مجموع المتوسطات اليومية لأي شهر مقسوماً على عدد أيام الشهر. وهو من أكثر المتوسطات الحرارية شيوعاً.

٩- المتوسط السنوي لدرجة الحرارة؛ وهو عبارة عن الوسط الحسابي لمجموع المتوسطات الشهرية الإثني عشرية.

١٠- المتوسط الشهري لدرجة الحرارة العظمى؛ ويمثل الوسط الحسابي لمجموع قيم درجات الحرارة العظمى المطلقة خلال أيام الشهر:

$$\left(\frac{\text{مجموع } 30 \text{ قراءة (حسب عدد أيام الشهر)}}{\text{عدد أيام الشهر}} \right)$$

١١- المتوسط الشهري لدرجة الحرارة الصغرى؛ ويمثل الوسط الحسابي لمجموع قيم درجات الحرارة الصغرى خلال أيام الشهر:

$$\left(\frac{\text{مجموع } 30 \text{ قراءة (حسب عدد أيام الشهر)}}{\text{عدد أيام الشهر}} \right)$$

١٢- متوسط الفترة لدرجة الحرارة؛ وهو عبارة عن الوسط الحسابي للمتوسط الشهري أو السنوي لدرجة الحرارة خلال فترة من الزمن (أكثر من سنة). فالمتوسط الشهري لدرجة الحرارة خلال فترة ٢٥ سنة (١٩٥٠-١٩٨٤)

$$\frac{\text{مجموع المتوسطات الشهرية خلال 25 سنة}}{25} =$$

١٣- المدى اليومي للحرارة؛ وهو عبارة عن الفرق بين درجتي الحرارة العظمى والصغرى المسجلتين خلال يوم.

١٤ — المدى السنوي للحرارة؛ وهو عبارة عن الفرق ما بين متوسط حرارة أكثر شهور السنة حرارة، وأشدّها برودة.

ثامناً — الصقيع:

الصقيع؛ ظاهرة مناخية مرتبطة بانخفاض درجة الحرارة إلى ما دون نقطة تجمد الماء. وبما أن المظهر التجمدي للماء مؤشر على تدني درجة الحرارة إلى نقطة التجمد وما دون، لذا فإن الدال على وجود جو صقيعي هو انخفاض درجة الحرارة إلى الدرجة التي يحدث عندها تجمد الماء في حال وجوده (ماء متجمد) أو عدم وجوده. فمتى انخفضت درجة الحرارة إلى ما دون درجة التجمد يكون عندها الجو صقيعاً.

وبما أن انخفاض درجة حرارة الهواء الملامس لسطح الأرض والأجسام الأرضية إلى دون نقطة التجمد، هو المؤشر على حدوث الصقيع وشدته، لذا فإنه على ضوء الآلية التي يحدث فيها تبرّد سطح الأرض إلى الدرجة التجمدية، نميز بين نوعين من الصقيع:

أ — الصقيع الإشعاعي:

وهو الصقيع الناتج عن التبرّد الليلي الشديد لسطح الأرض والأجسام الأرضية إلى ما دون التجمد، بفعل الفقد الليلي الشديد للإشعاع الأرضي إلى الفضاء دون أن يعوقه عائق جوي يمنعه من ذلك ويعيده إلى سطح الأرض.

ولذا فمن الشروط الملائمة لتشكّل الصقيع الإشعاعي، مايلي:

أ — استقرار جوي، أي سيادة ضغط جوي مرتفع.

ب — ليل طويل نسبياً.

ج — انعدام الغطاء الغيمي، وانخفاض كمية بخار الماء في الجو.

د — هدوء الهواء.

ومثل هذه الشروط نجدها تترافق مع حدوث انقلاب حراري سطحي، لذا فإن الانقلاب الحراري، هو أحد الظواهر التي تكاد تترافق مع تشكّل الصقيع الإشعاعي.

ويتصف الصقيع الإشعاعي بعدم شموليته، حيث تلعب الظروف المحلية دوراً كبيراً في تشكيله، بخاصة مظاهر السطح التضريبية، وخصائص التربة. إذ يكثر مثل هذا النوع من الصقيع في المناطق المنخفضة، بخاصة الأحواض المغلقة التي تشكل بحيرات من الهواء الصقيعي. كما يكثر الصقيع الإشعاعي في مناطق السهول الشاسعة في الأجزاء القارية في حال سيادة الظروف الملائمة السابق ذكرها. ويوجه عام فإن سماكة طبقة الصقيع الإشعاعي لا تتجاوز في معظم الحالات (٥٠٠م)، وإن كنا نجدها تنتهي أحياناً عند ارتفاعات تقل عن عشرة أمتار. وحدوثه يكاد يقتصر على ساعات الصباح الأولى عندما يبلغ التبرد الإشعاعي الليلي أشده. ويغلب حدوثه أيضاً على فصل الربيع.

ب — الصقيع المنقول (صقيع التأفق):

ويحدث هذا الصقيع من جراء هبوب رياح شديدة البرودة — درجة حرارتها دون التجمد — فوق منطقة ما. وقد تتدنّى درجة الحرارة في أثناء هبوب مثل هذه الرياح إلى أقل من (-١٠م). ويتصف هذا الصقيع بشموليته، فهو يتشكل فوق مناطق شاسعة بتضرساتها المختلفة. وعلى الرغم من أن هذا الصقيع يكون أكثر قسوة في ساعات الليل، وبخاصة الصباح الباكر، إلا أنه يمكن أن يحدث في ساعات النهار، لأنه غير مقترن بالتبرد المحلي لسطح الأرض، وإنما البرودة منقولة مع الرياح الهابة، تلك البرودة التي تخفف منها شدة الإشعاع الشمسي في ساعات منتصف النهار مما يجعلها تخفف من شدة الصقيع أو تمنع حدوثه. وتزيد سماكة الطبقة الصقيعية التأفقية عما هي عليه في الصقيع الإشعاعي.

وحسب شدة الصقيع وما يتركه من آثار على سطح الأرض والأجسام الأرضية الحية (نباتات) وغير الحية، فميز بين نوعين من الصقيع:

أ — الصقيع الأبيض:

أو ما يعرف أيضاً بالصقيع الهش. وهو الصقيع الذي يترافق مع تشكل بلورات جليدية بيضاء تظهر مجللة سطح الأرض والأجسام الأرضية (سيارات،

أعمدة الهاتف، أسلاك الهاتف، النباتات... الخ). ولذا يعرف في الريف السوري بالملحة لكونه يشبه ملح الطعام، أو بالأحرى يشبه حبات الحمص الصغيرة المملحة. ويقترن هذا الشكل من الصقيع بالصقيع الإشعاعي.

ويتشكل الصقيع الأبيض بفعل تسامي جزيئات بخار الماء في الهواء الملامس لسطح الأرض إلى بلورات جليدية تترسب مباشرة فوق سطح الأرض، نتيجة لانخفاض درجة حرارة السطح إلى مادون نقطة تجمد الهواء الملامس له. ويشترط أن تكون نقطة ندى الهواء الملامس لسطح الأرض والأجسام الأرضية دون درجة التجمد، حتى يحدث التحول المباشر لبخار الماء إلى بلورات جليدية تترسب على السطح.

ب - الصقيع الأسود:

وهو ما يعرف أيضاً بالصقيع الجاف، لعدم ترافقه بمظاهر مائية متجمدة. وقد يكون صقيعاً إشعاعياً، أو صقيعاً تأفقياً، غير أن هذا النوع يقترن بصقيع التأفق، لكون الصفة الغالبة على الصقيع التأفقي هو المظهر الجاف، وذلك لشدة جفاف الهواء المتحرك وشدة برودته. وقد سمي بالصقيع الأسود، لما يتركه من لون أسود في الأعضاء النباتية التي يصيبها. ويكثر حدوثه في فصل الخريف، ولذا سمي أيضاً بالصقيع الخريفي.



الباب الرابع

قوى الجو وحركاته

الفصل الأول: الضغط الجوي

الفصل الثاني: الرياح

الفصل الثالث: حركة الجو العامة





الفصل الأول

الضغط الجوي

أولاً — تحديد الضغط الجوي

ثانياً — نماذج الضغط الجوي

ثالثاً — منشأ الضغوط الجوية

رابعاً — التوزيع الشاقولي في الضغط الجوي

خامساً — التوزيع الأفقي للضغط

سادساً — التغير اليومي للضغط



الفصل الأول

الضغط الجوي

يعد الضغط الجوي بفروقاته السطحية المختلفة والتي هي انعكاس لاختلاف كثافة الهواء لاقتران الضغط الجوي بالكثافة، المحرك للهواء أفقياً ورأسياً، مع ما يترافق مع تلك الحركات من نشاط في التبخير وانتقال لبخار الماء، وما ينجم عن الحركات الرأسية من تبرد وتكاثف وهطال، وما تسهم به الحركات الأفقية في عملية التوازن الحراري الأرضي.

أولاً — تحديد الضغط الجوي:

يعبر الضغط الجوي عن القوة التي يبذلها وزن الغلاف الجوي على سطح الأرض. أو بمعنى آخر، هو عبارة عن القوة التي يبذلها عمود من الهواء مساحة قاعدته الوحدة (سنتيمتر مربع واحد) ويمتد من مستوى سطح البحر — أو أية سوية أخرى — وحتى نهاية الغلاف الجوي. وتتأثر القوة التي يمارسها أي وزن على جسم ما بالجاذبية الأرضية، بالإضافة إلى قيمة الوزن^(١).

ولقد وجد العالم الإيطالي تورشيلي بالتجربة في عام (١٦٤٣م) باستخدامه أنبوبة زجاجية طولها (٨٠سم)، مليئة بالزئبق ومنكسة على حوض زئبقي، أن الزئبق يبقى مرتفعاً في الأنبوبة حتى سوية (٧٦سم) فوق سطح الزئبق في الحوض، وقد علل ذلك بالضغط الذي يمارسه الغلاف الجوي على سطح الزئبق الحر، والذي لا بد وأن يكون مساوياً للضغط الناجم عن وزن عمود الزئبق، ولذا فقد اعتبرت قيمة الضغط الجوي عند سطح البحر هي (٧٦سم) أو (٧٦٠مم). وفي عام (١٦٤٨م) أوضح العالم باسكال (Pascal) أن ارتفاع عمود الزئبق يتغير مع ارتفاع المكان عن سطح البحر، لنقصان وزن الهواء.

(١) تقدر قيمة وزن عمود غلاف الهواء الجوي الذي قاعدته سنتيمتر مربع واحد نحو (١٠.٣٣ غ).

ويحسب الضغط الجوي القياسي في شروط نظامية، من حيث: كون درجة الحرارة صفر درجة مئوية، وتسارع الجاذبية الأرضية القياسي (٩٨٠,٦٦٥ سم/ثانية مربع) وذلك عن خط عرض (٤٥)، وكثافة الزئبق عند الدرجة الحرارية صفر نحو (١٣,٥٩٥١ غ/سم^٣).

وبما أن الضغط الذي يمارسه وزن أي جسم يتناسب طردياً مع ذلك الوزن، ومع الجاذبية الأرضية، وحيث أن وزن عمود الهواء الذي مساحته قاعدته سنتيمتر مربع واحد، والممتد من سطح البحر وحتى نهاية الغلاف الجوي يعادل وزن عمود من الزئبق مساحته قاعدته سنتيمتر مربع واحد وطوله (٧٦,٠ سم). لذا فإن الضغط الجوي القياسي عند مستوى سطح البحر يعطى بالعلاقة التالية:

$$\begin{aligned} \text{الضغط الجوي القياسي} &= \text{وزن عمود الزئبق} \times \text{الجاذبية الأرضية.} \\ &= (\text{كثافة الزئبق} \times \text{حجم عمود الزئبق}) \times \text{الجاذبية الأرضية} \\ &= (\text{كثافة الزئبق} \times \text{مساحة قاعدة عمود الزئبق} \times \text{طول عمود الزئبق}) \times \text{الجاذبية الأرضية.} \\ &= ١٣,٥٩٥١ \times ٧٦ \times ١ \times ٩٨٠,٦٦٥ \\ &= ٩٨٠,٦٦٥ \times ١٠٣٣,٢٣ \\ &= ١٠١٣٢٤٢,٦٩ \text{ دينة.} \end{aligned}$$

ولما كان المليار الواحد يساوي قوة ألف دينة على السنتيمتر المربع الواحد.

$$\text{لذا فإن الضغط الجوي القياسي} = \frac{١٠١٣٢٤٢,٦٩}{١٠٠٠} = ١٠١٣,٢ \text{ مليار.}$$

وبما أن المليار الواحد = ٠,٧٥٠ ملليمترًا زئبقياً = ٠,٢٩٥ بوصة زئبقاً، لذا فإن قيمة الضغط الجوي القياسي = ١٠١٣,٢ مليار أو هيكتوباسكال = ٧٦٠ ملليمتر زئبق = ٢٩,٩٢ بوصة زئبق.

وفي بعض الأحيان تستخدم قيمة الضغط الجوي القياسية كوحدة قياس بالنسبة للضغوط الكبرى، ويطلق عليها اسم (جو). فإذا كانت قيمة الضغط معادلة للضغط الجوي القياسي وصف بأنه يعادل جواً واحداً، أما إذا زاد أو قل عنه فتحسب عندئذ نسبة الزيادة أو النقص.

ثانياً — نماذج الضغط الجوي:

تختلف قيمة الضغط الجوي من منطقة إلى أخرى، لكثرة العوامل التي تتدخل في التأثير على وزن عمود الهواء. وتظهر تلك الاختلافات على مقاييس متنوعة سواء أكانت مكانية أم زمانية. وبتمثيل قيم الضغط الجوي على خرائط الطقس والمناخ باستخدام طريقة خطوط القيم المتساوية^(١)، تتكشف أنماط توزيعات الضغط، وتحدد نماذجه، وتوضح أشكاله.

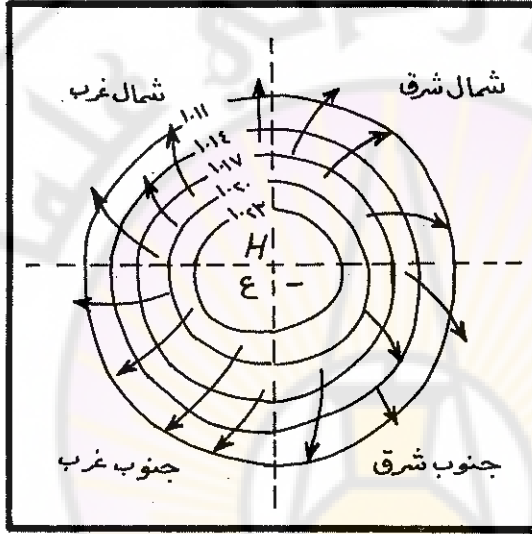
ولقد تم الاتفاق على تمييز أنموذجين رئيسيين لتوزيعات الضغط الجوي، هما الضغط المرتفع والضغط المنخفض، وخط الضغط المتساوي الفاصل بينهما هو (١٠١٣,٢) مليبار عند مستوى سطح البحر.

١- الضغط المرتفع (High Pressure):

يعرف الضغط المرتفع أيضاً، بضد الإعصار (الأنيسكلون)، وبالارتفاع الجوي، أو المرتفع الجوي. ويرمز له في خرائط الطقس أو المناخ بحرف (H) أو (ع) أو توضع إشارة (+) للدلالة عليه. ويبدو الضغط المرتفع في خرائط الطقس على شكل منطقة دائرية الشكل تقريباً، تتحلق فيها خطوط الضغط المتساوية حول قيمة مركزية قصوى يبلغ الضغط عندها أعظمه ليأخذ بالتناقص نحو الأطراف — شكل (٦٥) —. وتحدد منطقة الضغط المرتفع عند مستوى سطح البحر بالقيمة الأكبر من (١٠١٣,٢) مليبار، حيث يقال إن الضغط مرتفع إذا كانت قيمته أعلى من القيمة السابقة. وتزيد فترة ديمومة الضغط المرتفع على فترة ديمومة الضغط المنخفض.

(١) خطوط الضغط المتساوية (الإيزوبار Isobar) هي الخطوط التي تصل بين الأماكن ذات قيم الضغط المتساوية.

ويرافق الضغط المرتفع طقس صحو، هادئ، بارد في الشتاء. وتكثر فيه التيارات الهابطة التي تكون جافة لازدياد حرارتها في أثناء هبوطها. كما ويعد الضغط المرتفع مصدر بعث للرياح كافة التي تنطلق منه مسيرة في اتجاهها لحركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي — والعكس في نصف الكرة الجنوبي —.



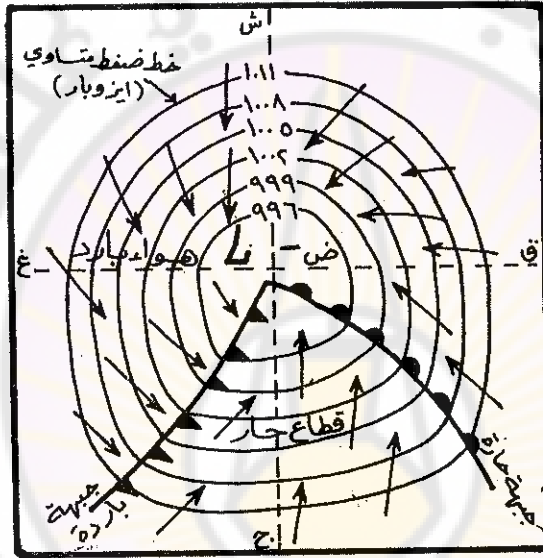
الشكل رقم (٦٥)

عظم لضغط مرتفع نموذجي (التيكولون في نصف الكرة الشمالي)

٢ — الضغط المنخفض (Low Pressure):

كثيراً ما تعرف مناطق الضغوط المنخفضة بالمنخفضات الجوية (Depressions)، أو الأعاصير (السيكلونات)، أو الانخفاضات الجوية (Lows Pressure). والمنخفض الجوي عبارة عن منطقة منخفضة الضغط، تقل قيمة الضغط فيها عن القيمة القياسية عند مستوى سطح البحر (١٠١٣,٢ مليبار). وتبدو في خرائط الطقس والمناخ بشكل شبه دائري، تتناقص فيه قيم الضغط باتجاه المركز الذي

يحتوي على أخفض قيمة للضغط - شكل (٦٦) -. وتشير قيم الضغط الصغرى المركزية إلى درجة عمق المنخفض الجوي، فكلما ازداد فارق الضغط مابين مركز المنخفض وأطرافه، ازداد تعمقه، واقتربت خطوط الضغط المتساوي من بعضها أكثر، واشتد انحدار الضغط وازدادت فعاليته. ويرمز للمنخفض بحرف (L) أو (ض) وتستخدم أحياناً إشارة (-) للدلالة عليه.



الشكل رقم (٦٦)

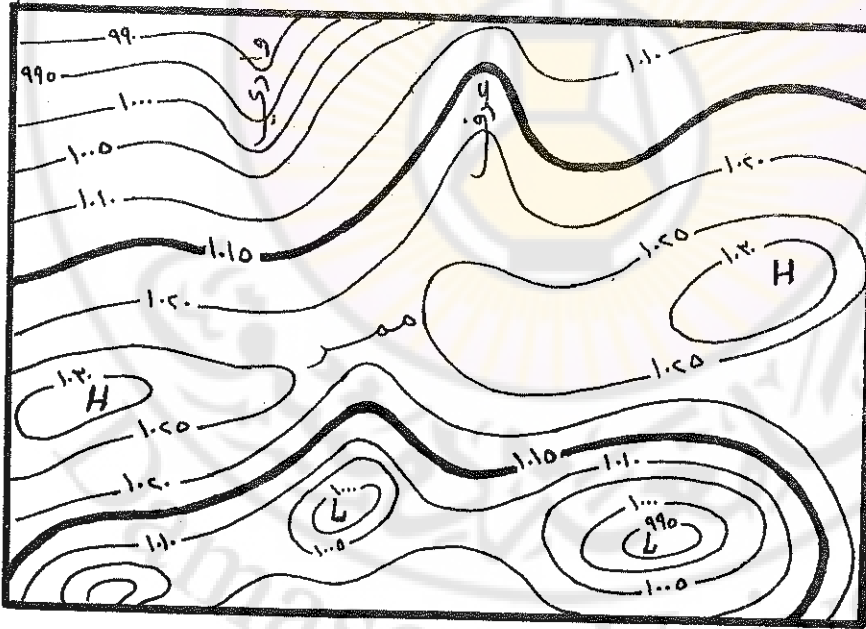
مخطط لضغط منخفض نموذجي (سيكلون) في نصف الكرة الشمالي

وبالإضافة إلى كون المنخفض يمثل منطقة جذب للرياح المنطلقة من الضغط المرتفع، والتي تتجه نحو مركز المنخفض، عابرة خطوط الضغط المتساوي بشكل زاوي، في حركة معاكسة لوجهة حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي، والعكس في نصف الكرة الجنوبي. فإنه يتصف أيضاً بكونه مركز النشاط الجوي الفعال، حيث تكثُر فيه التيارات الصاعدة، حتى لنجدته يقترن بالحركات

التصاعدية للهواء التي هي أساس وجوده، ويزداد عدم استقرار الجو واضطرابه، ويرافق بطقس غائم، ماطر، إذا ما كانت الرطوبة متوافرة في الهواء الصاعد، وظروف التكاثف والتهطال ملائمة.

بالإضافة إلى ما تقدم، هناك بعض الأشكال التي تتخذها مناطق الضغط المرتفع والمنخفض -شكل (٦٧)- والتي هي من نتاج تأثير بعض العوامل الجغرافية، كالتضاريس وتداخل البحر باليابس... وغيرها. ومن تلك الأشكال نذكر:

أ - اللسان الجوي أو العرف الجوي (Ridge)؛ أو كما يعرف أيضاً بالضهرة الجوية أو التواء الجوي. وهو عبارة عن امتداد متطاوّل بهيئة لسان لضغط جوي مرتفع تجاه منطقة من المناطق، كما يحدث في شتاء نصف الكرة الشمالي عندما يمتد لسان من الضغط المرتفع السيبيري تجاه منطقة الشرق الأوسط محدثاً أحوالاً معينة من الطقس (بارد وجاف).



الشكل رقم (٦٧)
نماذج الضغوط

ب — الممر الجوي (Col)؛ وهو عبارة عن منطقة تواصل ضيقة بين مركزي ضغط مرتفع أو ضغط منخفض، كما هو الحال في الممر الجوي الذي يصل أحياناً ما بين مركز قبرص للانخفاض الجوي والضغط المنخفض المتمركز فوق الخليج العربي.

ج — الأخدود الجوي (Trough)؛ وهو امتداد متطاول لمنخفض جوي ضمن منطقة ضغط مرتفع، كحال البحار الدافئة شتاءً الأنخفض ضغطاً مما يجاورها التي تشكل أخاديد جوية. بالإضافة إلى أن المنخفضات الجوية الجبهة تفضل أن تسلك طرقاً معينة في أثناء سيرها وامتدادها، متحاشية المناطق شديدة البرودة مرتفعة الضغط مفضلة البحار الدافئة والأماكن المنخفضة. لذا فإن الأخاديد الجوية تكثر في مناطق تداخل كتل اليابسة والمسطحات المائية التي يتوغل فيها الضغط المنخفض أحياناً على شكل أخدود جوي يعد امتداداً لمنخفض جوي رئيسي، كما هو الحال في أخدود السودان المعروف أيضاً بأخدود البحر الأحمر، وهو أخدود انخفاض حراري. وكذلك الأخدود الاستوائي الحراري. ويستخدم الوادي الجوي (Thalweg) أحياناً لما يدل عليه الأخدود الجوي.

د — المنخفض والمرتفع الثانوي: كثيراً ما يوجد ضمن توزيعات الضغوط الجوية الكبرى، نماذج ضغطية ثانوية، وهذا ما يحدث بكثرة في الضغوط المنخفضة، حيث يشاهد في حالات كثيرة ضغوط منخفضة ثانوية ضمن منطقة انخفاض جوي رئيسية كبرى.

ثالثاً — منشأ الضغوط الجوية:

إن أي عامل يؤدي إلى تحرك الهواء حركة صاعدة يؤدي إلى انخفاض في الضغط الجوي عند السطح، كما أن أي عامل ينجم عنه تحرك الهواء حركة هابطة يترتب عليه ارتفاع في قيمة الضغط الجوي عند السطح. ولذا علينا أن نبحث عن الأسباب التي تؤدي إلى صعود الهواء وهبوطه، لكون نشأة الضغط تكمن فيها. وتعزى حركات الصعود والهبوط إلى سببين فقط، أحدهما حراري، والآخر حركي.

١- المنشأ الحراري:

إن كثافة عمود الهواء ووزنه يختلفان باختلاف درجة الحرارة، حيث أن العلاقة عكسية بينهما، وهذا ما توضحه العلاقة التالية:

$$\left[\frac{\text{ث}}{\text{ض}} \times \text{ثا} = \frac{\text{ح}}{\text{ح}} \right]$$

حيث: ث = كثافة الهواء.

ض = ضغط الهواء.

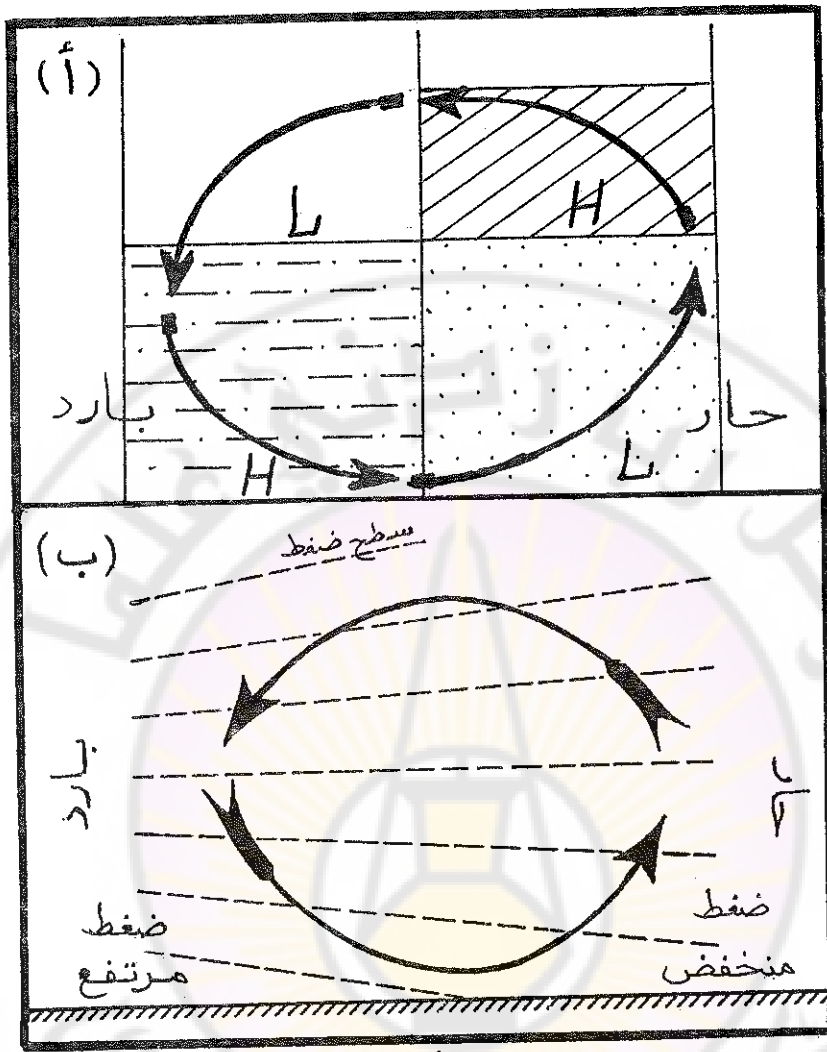
ح = درجة الحرارة.

ثا = ثابت.

وبما أن الهواء يتمدد بالتسخن ويتقلص بالتبرد، لذا فإنه بارتفاع درجة حرارة الهواء يزداد حجمه، ويقل ضغطه، ويصبح عمود الهواء الحار أقل وزناً من عمود الهواء البارد الثقيل المجاور. حيث ينتج عن التبرد تقلص الهواء وانكماشه وبالتالي ازدياد ضغطه. وإذا كان التباين الأفقي في درجة الحرارة يصحبه اختلاف في كثافة الهواء بين المناطق المتباينة حرارياً وفي التوزيع الأفقي للضغط الجوي، فإن هذا يترتب عليه تحرك أفقي وشاقولي للهواء - شكل (٦٨) -.

مما تقدم يتبين لنا، أن المناطق مرتفعة الحرارة تتصف بانخفاض الضغط فيها، بينما تتصف المناطق منخفضة الحرارة بارتفاع قيمة الضغط فيها. وهذا ما يمكننا من تمييز نوعين من الضغوط الحرارية:

أ - ضغوط منخفضة حرارية: وهي الضغوط الناتجة عن مفعول التسخين الشديد لسطح الأرض والهواء الملاصق لها. ومن الأمثلة عنها؛ الضغط المنخفض الاستوائي، الذي يتصف بديمومته طوال السنة نتيجة للارتفاع الدائم لدرجة الحرارة في المنطقة الاستوائية. والضغوط المنخفضة التي تتشكل فوق القارات في فصل الصيف الحار.



الشكل رقم (٦٨)

الاختلاف في الضغط (أ) وما يتولد عن ذلك من حركات أفقية وشاقولية (ب).

ب — ضغوط مرتفعة حرارية: ليس المقصود بحرارية أنها ناتجة عن التسخين، وإنما المقصود بها الضغوط التي سببها حرارياً، فهي ناتجة عموماً عن انخفاض الحرارة، أي عن التبريد الشديد لسطح الأرض. ومن الأمثلة عنها؛ الضغوط المرتفعة القطبية الدائمة فوق الحوض القطبي الشمالي، والقارة القطبية الجنوبية. وكذلك الضغوط المرتفعة الفصلية التي تتشكل بفعل التبريد الشديد فوق قارتي

أوراسيا (الضغط المرتفع السيبيري + الأوربي) وأمريكا الشمالية (الضغط المرتفع الكندي) في فصل الشتاء.

٢- المنشأ الحركي (الديناميكي):

وفي هذه الحالة لا يرتبط منشأ الضغط بدرجة الحرارة، بقدر ارتباطه بآلية الجو، والحركات الهوائية التي تتم فيه على المستويين الشاقولي والأفقي، ويلعب عامل الاحتكاك الأرضي دوراً في هذا القبيل.

فالضغط المرتفع الحركي؛ ينشأ من انضغاط الهواء الناتج عن حركة خفس (هبوط) جوية آلية، كما هو الحال في نشأة الضغط المرتفع شبه المداري.

أما **الضغط المنخفض الحركي (الجبهوي)؛** فينشأ نتيجة اصطدام كتلتين هوائيتين إحداهما حارة والأخرى باردة، مما يترتب على ذلك اندساس الهواء البارد الأثقل تحت الهواء الحار الأخف رافعاً إياه نحو الأعلى، مترتباً على ذلك انخفاض في الضغط الجوي عند السطح.

رابعاً - التوزع الشاقولي في الضغط الجوي:

تتأثر وحدة الكتل الهوائية في الاتجاه الرأسى بقوتين هما قوة الجاذبية الأرضية، وقوة انحدار الضغط الجوي، وذلك على أساس إهمال القوى الرأسية الأخرى التي يكون لها أثر فعال في بعض الظواهر مثل العواصف.

وبما أن كثافة الهواء تتناقص بصورة مضطردة مع تزايد الارتفاع عن مستوى سطح البحر، لذا فإن الضغط الجوي يتناقص مع هذا الاتجاه (مع الارتفاع) مكوناً انحداراً رأسياً في الضغط الجوي اتجاهه نحو الأعلى - شكل (٦٩) -.

فإذا كانت (Δ ض) تمثل معدل التغير الرأسى في الضغط الجوي الناتج عن فرق ارتفاع قدره (Δ ع)، فإن معادلة انحدار الضغط (تدرج الضغط، أو غراديان الضغط) الرأسى تكون على الشكل التالي:

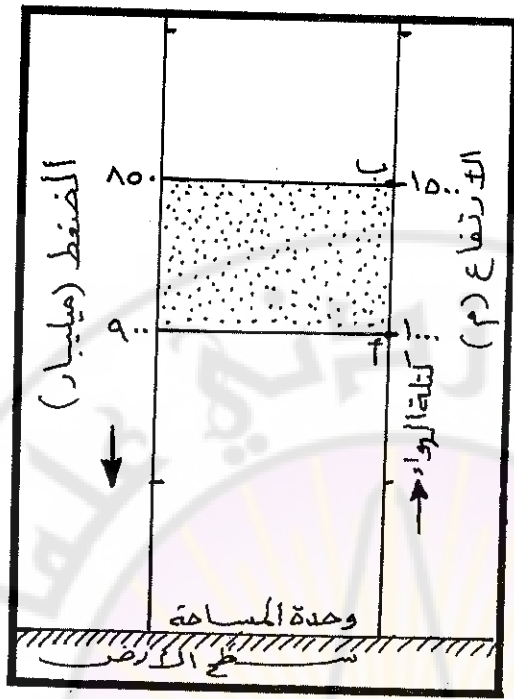


الشكل رقم (٦٩)
اختلاف قيمة الضغط مع الارتفاع

$$\left[\frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ع}} = \text{تدرج الضغط} \right]$$

ومن الشكل (٧٠)، إذا كانت النقطة (أ) واقعة على ارتفاع قدره (١٠٠٠ م) فوق مستوى سطح البحر، وكان قيمة الضغط الجوي عندها ٩٠٠ مليبار، وكانت النقطة (ب) على ارتفاع قدره ١٥٠٠ م عن سطح البحر، والضغط الجوي عندها محدود ٨٥٠ مليباراً، فإن تدرج الضغط الشاقولي بين النقطتين أ، ب =

$$\frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ع}} = \frac{\text{ض}_1 - \text{ض}_2}{\text{ع}_1 - \text{ع}_2} = \frac{٩٠٠ - ٨٥٠}{١٠٠٠ - ١٥٠٠} = \frac{٥٠}{-١٠٠٠} = -٠,٠٥ \text{ مليبار/متر واحد}$$



الشكل رقم (٧٠)

تدرج (غراديان) الضغط الشاقولي

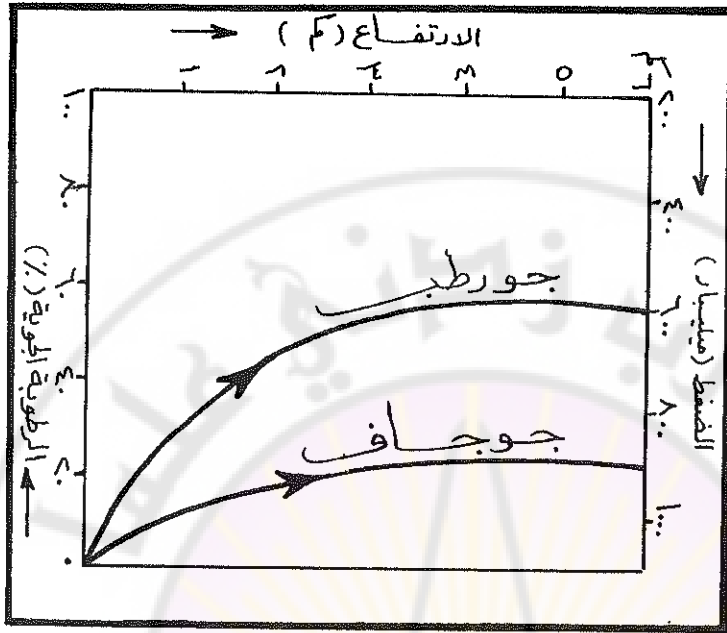
ويختلف معدل تغير الضغط مع الارتفاع، حيث يكون تدرج الضغط أسرع في الأجزاء الأقرب إلى سطح الأرض من الأجزاء الأبعد عنه، وذلك لكون كثافة الهواء تتناقص بمعدل أكبر في الأجزاء الأقرب إلى السطح، مع كون الأجزاء العليا من الجو تغلب عليها الغازات الأخف والأكثر تخلخلًا. والجدول التالي (١٩) يبين معدل تدرج الضغط مع الارتفاع.

جدول رقم (١٩):

الارتفاع	فرق الضغط (مليبار)	تدرج الضغط (مليبار/م)
١٠٠٠-٠	١١٤,٤	٠,١١٤
٢٠٠٠-١٠٠٠	١٠٣,٨	٠,١٠٤
٣٠٠٠-٢٠٠٠	٩٣,٨	٠,٠٩٤
٤٠٠٠-٣٠٠٠	٨٤,٦	٠,٠٨٥
٥٠٠٠-٤٠٠٠	٧٦,٢	٠,٠٧٦
٦٠٠٠-٥٠٠٠	٦٨,٢	٠,٠٦٨
٧٠٠٠-٦٠٠٠	٦١,١	٠,٠٦١
٨٠٠٠-٧٠٠٠	٥٤,٦	٠,٠٥٥
٩٠٠٠-٨٠٠٠	٤٨,٥	٠,٠٤٨
١٠٠٠٠-٩٠٠٠	٤٣,٠	٠,٠٤٣
١١٠٠٠-١٠٠٠٠	٣٨,٠	٠,٠٣٨
١٢٠٠٠-١١٠٠٠	٣٣,٠	٠,٠٣٣

وبما أن كثافة الهواء تختلف باختلاف رطوبته، لذا فإن معدل تناقص الضغط يختلف في الهواء الجاف عنه في الرطب، فهو يزداد في الهواء الرطب، لكون كثافة الهواء الجاف أكبر من كثافة الهواء الرطب — شكل (٧١) —. كما يختلف معدل تناقص الضغط مع اختلاف درجة حرارة الهواء، فهو يكون أقل في الهواء الحار من الهواء البارد.

ونتيجة لاختلاف معدل تغير الضغط مع الارتفاع حسب الظروف الحرارية — التي تنعكس على كثافة الهواء — فإن منظومات الضغط السطحية تتغير مع الارتفاع. والشكل (٧٢) يبين العلاقة العامة ما بين حالة الضغط السطحية والتروبوسفيرية.

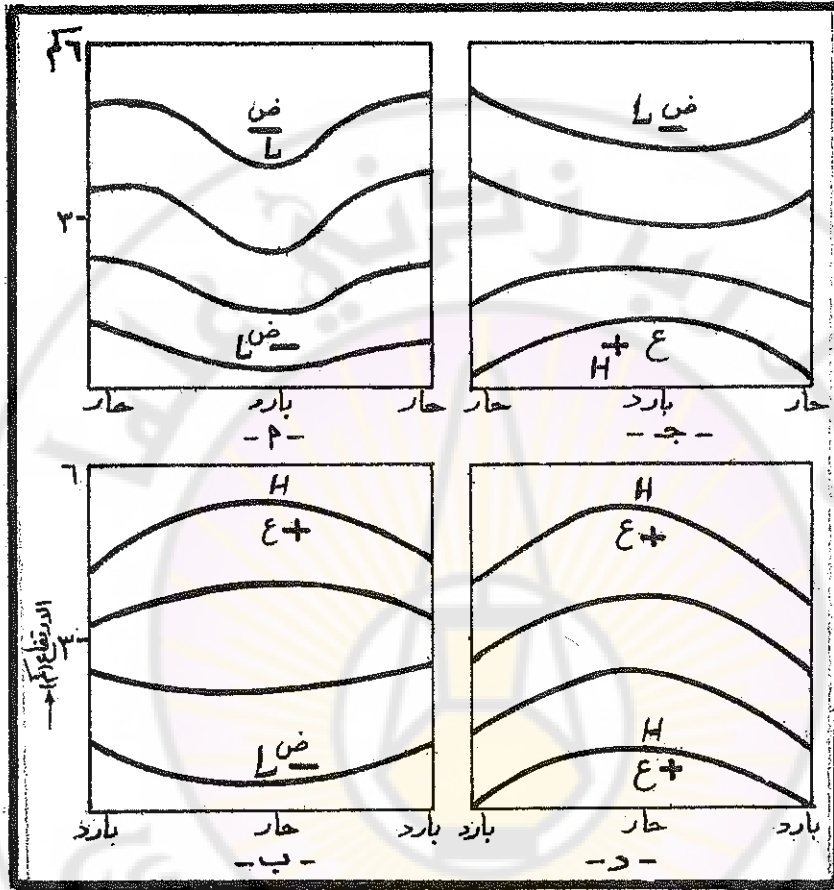


الشكل رقم (٧١)

منحنى تدرج (غراديان) الضغط حسب كون الجو رطباً أم جافاً

إذ يتبين منه أن حجرة الضغط المنخفض عند مستوى سطح البحر المؤلفة من هواء بارد (أ) تتقوى مع تزايد الارتفاع، بينما نجد أن الضغط المنخفض المؤلف من هواء حار (ب) يضعف مع الارتفاع ويتحول فوق ارتفاع ٣٠٠٠ م تقريباً إلى ضغط مرتفع. إن عمود الهواء الحار يكون ذا كثافة منخفضة نسبياً لكون سطوح الضغط تميل إلى الانتفاخ نحو الأعلى (ب)، بينما يكون الهواء البارد أكثر كثافة، وبالتالي فهو يميل إلى الانكماش نحو الأسفل، مما يجعل سطوح الضغط تتخذ شكلاً مقعراً. وهكذا فإن حجرة الضغط المرتفع السطحي ذات الهواء البارد (أنتيسكلون بارد)، كما هو الحال في مرتفع سيبيريا الشتوي، تضعف مع تزايد الارتفاع لتتحول في الأعلى إلى ضغط منخفض (جـ). وتتميز المرتفعات الباردة بضحالتها إذ نادراً ما يصل نطاق تأثيرها إلى ارتفاع يزيد على ٢٥٠٠ م، في حين أن الضغوط

المرتفعة الآلية الحارة — في العروض الدافئة — تتعاظم مع زيادة الارتفاع (د) كما هو الحال في حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري.



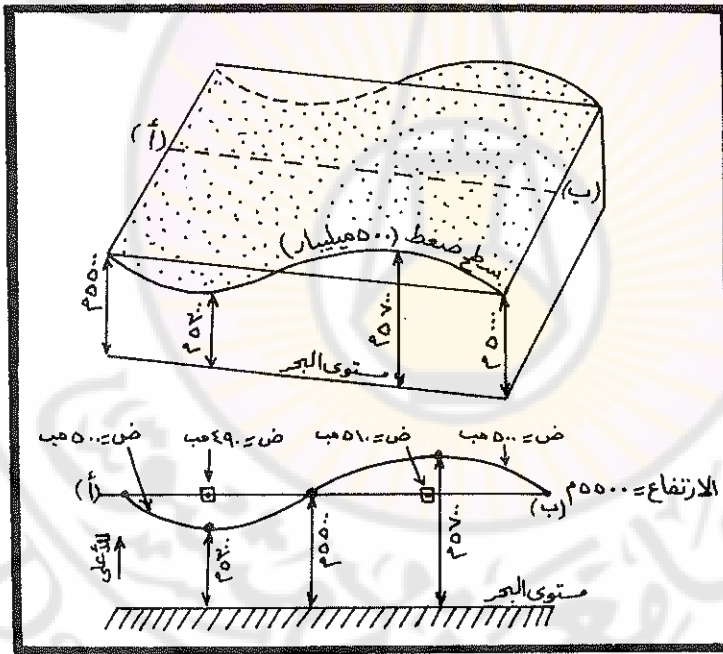
الشكل رقم (٧٢)

العلاقة ما بين حالة الضغط السطحية (أسفل التروبوسفير)

والعلوية (أعلى التروبوسفير)

ويجدر بنا الإشارة هنا، إلى أن الأحوال الجوية، وتوزيعات الضغط الأفقية في الأجزاء العليا من الجو تقاس بالنسبة لسويات ضغط علوية ثابتة تعرف بسطوح الضغط المتساوية. ولسطح الضغط قيمة ضغط جوي متوسطة واحدة في كافة امتداداته. وإذا كان السطح الضغطي (١٠١٣,٢) ملياراً هو السطح القياسي المعتمد مستوى سطح البحر، فإن السطوح الضغطية القياسية العلوية هي:

١٠٠٠، ٨٥٠، ٧٠٠، ٥٠٠، ٣٠٠، ٢٠٠، ١٠٠ مليون، ويتصف السطح الضغطي بكونه لا يمتد بشكل أفقي تماماً، بل نجده مائلاً وأحياناً متموجاً، وارتفاعه فوق سطح البحر ليس واحداً، لأن معدل تناقص الضغط مع الارتفاع ليس ثابتاً، بفعل اختلاف معدل تناقص الحرارة والرطوبة، مما يجعل معدل تناقص الكثافة والضغط مع الارتفاع متبايناً -شكل (٧٣)-. فالسطح الضغطي (٥٠٠) مليون يقع على ارتفاع (٣٠٠ م) فوق مكان، وفوق مكان آخر على ارتفاع (٥٧٠ م)، مع وسطي ارتفاع له نحو (٥٥٠ م). وعلى أساس التماوجات في سطوح الضغط يتم تحديد المرتفعات والمنخفضات الجوية العلوية، باستخدام واحدة الأمتار في ذلك.



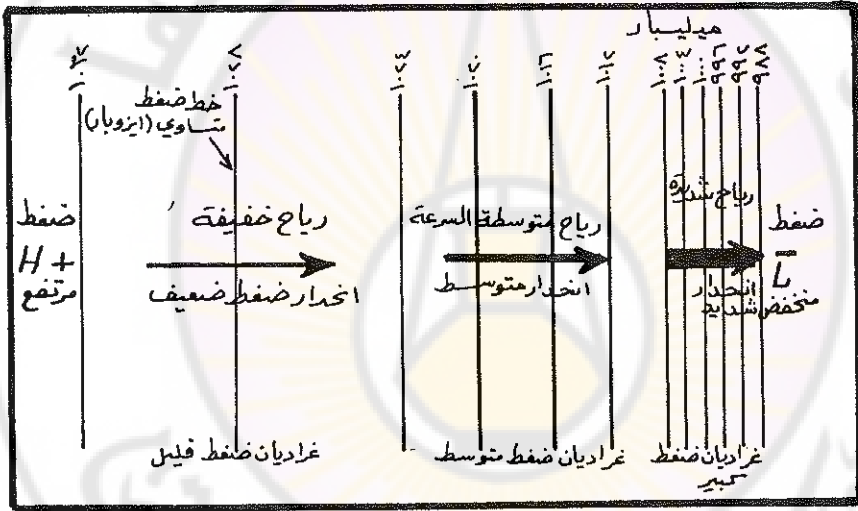
الشكل رقم (٧٣)

الشكل الذي يتخذ سطح ضغطي وتغير ارتفاعه عن سطح البحر

خامساً - التوزيع الأفقي للضغط الجوي:

١- التدرج الأفقي للضغط (غراديان الضغط):

تختلف قيمة الضغط أفقياً من منطقة إلى أخرى لاختلاف درجة قوة العوامل التي تؤثر على قيمة الضغط عند السطح. غير أن معدل تدرج الضغط الأفقي أقل بوجه عام من معدل التدرج الشاقولي. وتعكس درجة تقارب خطوط الضغط المتساوية وتباعدها، معدل تدرج الضغط، ودرجة انحداره. حيث أنه كلما ازداد اقتراب خطوط الضغط المتساوية من بعضها ازدادت درجة انحدار الضغط - شكل (٧٤)-، وازدادت بالتالي قيمة معدل التدرج الأفقي للضغط، والعكس صحيح.



الشكل رقم (٧٤)

العلاقة بين تدرج الضغط (غراديان الضغط) والانحدار، وسرعة الرياح

ويعبر تدرج الضغط الأفقي، عن معدل تغير الضغط في وحدة المسافة

$$\Delta \text{ غ} = \frac{\Delta \text{ ض}}{\Delta \text{ ف}}$$

، وهو إما أن يستخدم ليشير إلى معدل تغير الضغط في وحدة

المسافة، أو إلى معدل تغير الضغط بالنسبة لدرجة العرض. فالمسافة الفاصلة بين باريس وديجون تعادل ٢٧٠ كم (نخط نظر) وفرق الضغط الوسطي بينهما محدود ١٨ ملياراً (١٠٢٣، ١٠٠٥) ولذا فإن تدرج الضغط يساوي ٠,٠٧ مليار/كم، ولما كانت الفاصلة بين خطي عرض تقدر بحدود ١١١ كم، لذا فإن المسافة بين المدينتين تعادل ٢,٤ درجة عرضية (١١١/٢٧٠)، ومنه نجد أن تدرج الضغط الأفقي يعادل $(١٠٢٣ - ١٠٠٥) / ٢,٤ = ٧,٥$ مليار/درجة عرضية. وعادة فإن تدرج الضغط الأفقي يكون في الضغوط المنخفضة أكبر من الضغوط المرتفعة. ولقد وصل تدرج الضغط في يوم ٢٥ أيار من عام (١٨٨١م) في أثناء سيطرة ضغط منخفض على الخليج العربي قيمة تعادل (٥٠,٨ مليار/درجة عرضية)^(١).

٢- أحزمة الضغط الرئيسية:

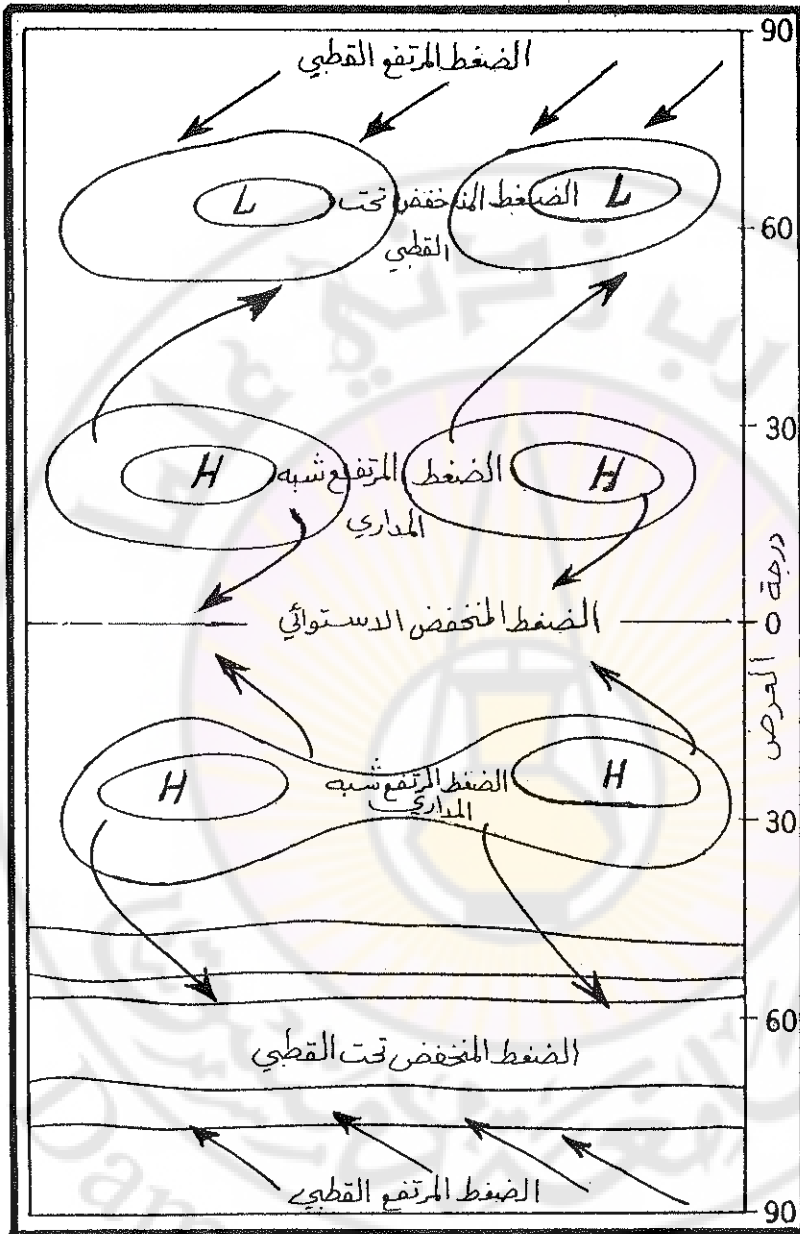
تعكس أحزمة الضغط الرئيسية، المحصلة السنوية العامة لتوزع منظومات الضغط الرئيسية. كما تعكس القوى المسببة لنشأة الضغوط المختلفة (حرارية، وحركية). حيث تتمثل فوق سطح الأرض أشكال متباينة من الضغوط تنتظم في شكل أحزمة (نطاقات) متصلة أحياناً ومجزأة أحياناً أخرى. وتلعب التناقضات الموجودة بين نصفي الكرة الأرضية، دوراً كبيراً في التأثير على توزع الضغوط، إذ يتميز نصف الكرة الشمالي بكثرة تداخل اليابسة بالماء وانتشار كتل اليابسة في مساحات كبيرة، ولذا فإن أحزمة الضغط تكون فيه أكثر تجزؤاً من نصف الكرة الجنوبي، حيث تنتظم على شكل حجيرات متطاولة ذات محور غربي-شرقي، ويكون انتشارها العرضي (مع خطوط الطول) أكثر من انتشارها الطولي. وتبدو الأحزمة النطاقية أكثر وضوحاً في نصف الكرة الجنوبي (المائي) من النصف الشمالي (القاري) وذلك لكثرة التناقضات الحرارية بين اليابس والماء في النصف الشمالي، وآثار الاحتكاك الأرضي والحواجز الجبلية التي تؤدي إلى ثرق أحزمة الضغط إلى حجيرات (خلايا) أكثر من نصف الكرة الجنوبي.

(1) Peguy, ch. P; Op. Cit, p. 106.

ولا يمكن فهم توزع أحزمة الضغط دون أخذ دورة الهواء العامة بعين الاعتبار. وبما أن درجة الحرارة المرتبطة بكمية الإشعاع تتناقص باتجاه القطبين، فإن قيمة الضغط تتزايد أيضاً بالابتعاد عن خط الاستواء، إذ أنه نتيجة للتسخين الشديد قرب خط الاستواء يتمدد الغلاف الجوي إلى أعلى، وعليه فإن كمية الهواء عند ارتفاع يزيد على (٥ كم) تصبح أكبر من الكمية الموجودة في المناطق المجاورة التي لم تتأثر بالتسخين، ومعنى هذا أن الضغط يكون أكثر ارتفاعاً في المنطقة الاستوائية عند هذا الارتفاع من المناطق المجاورة. وكذلك فإن التبريد الشديد عند القطبين يؤدي أيضاً إلى تقلص الهواء في الاتجاه السفلي وبالتالي إلى ارتفاع الضغط عند السطح، كما أن قلة كمية الهواء على ارتفاع يزيد على (٥ كم) يصاحبه انخفاض في الضغط بالنسبة للضغط السائد فوق خط الاستواء عند الارتفاع نفسه.

ونتيجة لما تقدم فإن حركة الهواء في الجزء العلوي من التروبوسفير تكون من خط الاستواء نحو القطبين، ولكن عند عرض (٣٠) يهبط جزء من الهواء المتحرك مؤدياً إلى ارتفاع في الضغط (الضغط المرتفع شبه المداري) ويتحرك جزء من هذا الهواء الهابط عند سطح الأرض نحو خط الاستواء على صورة رياح تجارية، والجزء الآخر يتحرك نحو الدائرة القطبية بصورة رياح عكسية، وتتقابل كل من الرياح الشرقية القادمة من الضغط المرتفع القطبي والرياح العكسية بالقرب من الدائرة القطبية، وينشأ عن تقابلهما تيارات هوائية صاعدة وضغط منخفض، ويتجه جزء من الهواء الصاعد نحو القطب والجزء الآخر يتجه نحو العروض المنخفضة، لينضم إلى الهواء الهابط عند عرض (٣٠)، وهذا ما يوضحه الشكل (٧٥). وهكذا يمكن تمييز ثلاثة أحزمة من الضغط المنخفض:

أ — حزام الضغط المنخفض الاستوائي؛ وسبب وجوده ارتفاع درجة الحرارة الدائم ونشاط التيارات الصاعدة ووفرة بخار الماء ويعرف هذا الحزام بحزام الهدوء الاستوائي (Dol Drum).



الشكل رقم (٧٥)
أحزمة الضغط الرئيسية، وحركة الرياح

ب — حزامي الضغط المنخفض عند الدائرتين القطبيتين — مابين خطي عرض ٤٥—٦٥ شمالاً وجنوباً؛ وسبب وجودهما التيارات الصاعدة الناشئة من تقابل الهواء القطبي مع الهواء القادم من عروض الخيل.

كما ويمكن تمييز أربعة أحزمة من الضغط المرتفع:

أ — حزاما الضغط المرتفع شبه المداري في نصفي الكرة، عند خط عرض ٣٠—٣٥ شمالاً وجنوباً، والتي كانت تعرف بعروض الخيل^(١). وسبب وجودهما هو هبوط الهواء عند هذه العروض.

ب — حزاما الضغط المرتفع القطبيان؛ وسيبهما البرودة الشديدة، بجانب التيارات الهابطة.

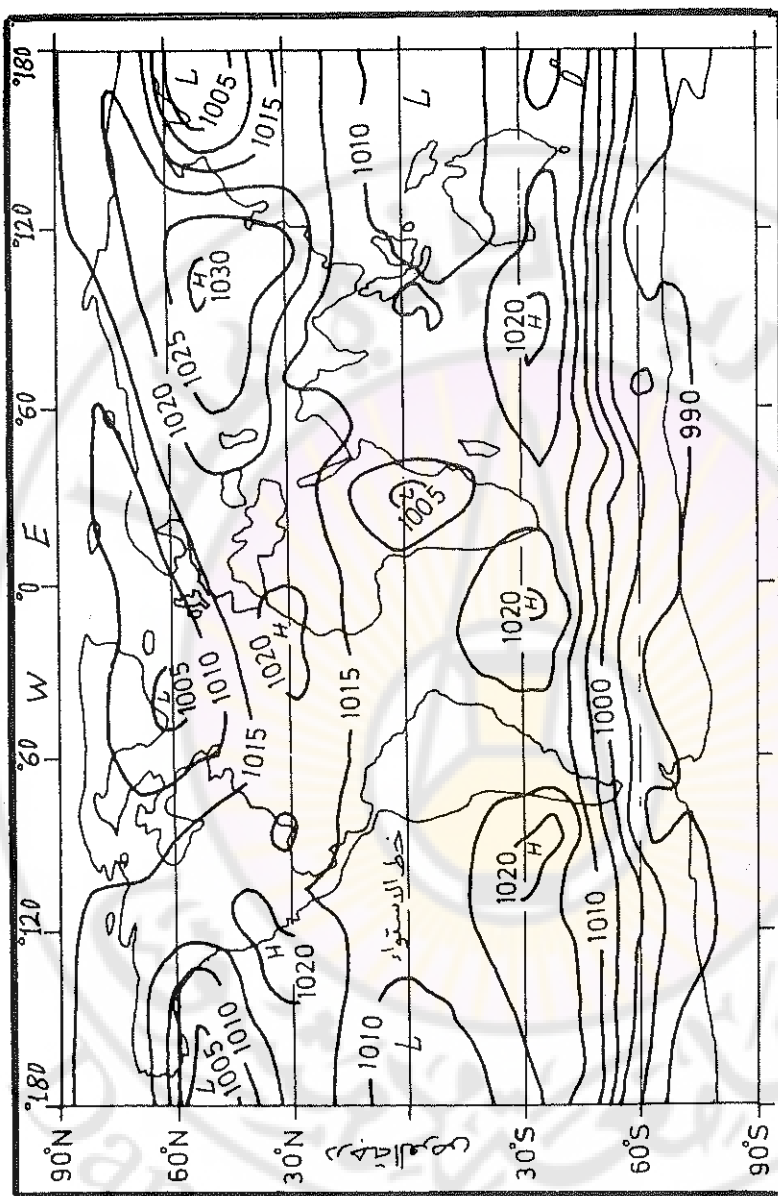
وتخضع الأحزمة سابقة الذكر لحركة تنقل مستمرة مرتبطة بحركة الشمس الظاهرية، ويكون تحركها نحو الشمال ونحو الجنوب بمعدل يتراوح بين (٥—١٥) درجة عرضية.

٣— التوزع الفصلي للضغط:

إن التوزع النطاقي السابق ذكره لا يتحقق على سطح الكرة الأرضية، لاختلاف مظاهر السطح فيها من جهة، ولتداخل كتل اليابس والماء من جهة أخرى — بجانب اختلاف الدرجات الفصلية الحرارية — مما يجعل الضغط يختلف من شهر إلى آخر ومن فصل إلى فصل. غير أن أبرز الاختلافات في الضغط تتمثل بين فصلي الشتاء والصيف اللذين يمثلهما شهرا كانون الثاني وتموز.

أ — ففي فصل الشتاء (كانون الثاني) نجد ما يلي — شكل (٧٦) —:

(١) تطلق عروض الخيل على المنطقة الواقعة بين خطي عرض (٣٠—٣٥) درجة، التي يسودها جو هادئ بفعل سيطرة ضغط مرتفع شبه مداري في معظم فترات السنة، مما كان يؤدي إلى توقف السفن الشراعية الإسبانية قديماً التي كانت تنقل الخيول إلى المستعمرات الأمريكية، مما كان يضطرهم لإلقاء جزء من خيلهم في المحيط الأطلسي لنفاذ مخزون المياه العذب نديهم.



الشكل رقم (٧٦)

توزيع مراكز العمل الجوية (الضغوط) في شهر كانون الثاني

١- يكون موقع أحمود الضغط المنخفض الاستوائي بوجه عام إلى الجنوب من خط الاستواء في نصف الكرة الشرقي، غير أنه يكون إلى الشمال منه قليلاً في نصف الكرة الغربي.

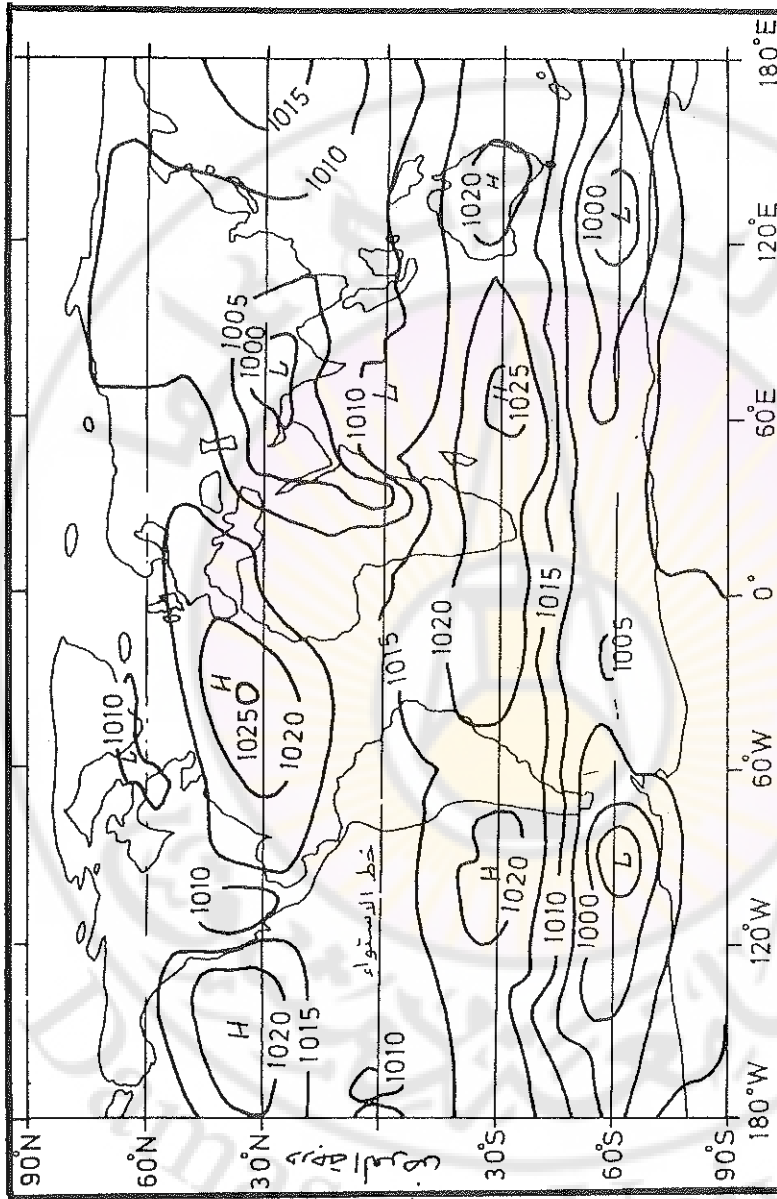
٢- تكون حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري واضحة بشكل بارز فوق محيطات النصف الجنوبي، وتصل إلى أقصى درجات تطورها عند الأجزاء الشرقية من تلك المحيطات التي تندفق على طولها تيارات مائية باردة، حيث يمكن تمييز ثلاث حجيرات، إحداها فوق الأطلسي الجنوبي، والأخرى فوق الهادي الجنوبي، والثالثة فوق الهندي الجنوبي. أما في نصف الكرة الشمالي، فإن حجيرات الضغط المرتفع تكون أقل وضوحاً في العروض شبه المدارية نتيجة لانخفاض درجة حرارة اليابس وسيطرة الضغوط المرتفعة الباردة (المرتفع الأوراسي، والكندي) واندماجهما بالضغط المرتفع شبه المداري، الذي يظهر انتشاره على شكل ألسنة من الضغط المرتفع.

٣- يكون حزام الضغط المنخفض شبه القطبي عميقاً ومستمراً في النصف الجنوبي، بينما يتخذ شكل حجيرات في النصف الشمالي، حيث يميز بين حجرتين رئيسيتين يفصل بينهما ضغط مرتفع قاري (الأوراسي، الكندي). الحجرية الأولى هي حجرية الضغط المنخفض الإيسلندي فوق المحيط الأطلسي الشمالي بالقرب من جزيرة إيسلندا. والثانية هي حجرية الضغط المنخفض الألوشي شمالي المحيط الهادي عند جزر ألوشيان.

٤- تتكون بسبب برود اليابس الشمالي، منطقتان من الضغط المرتفع فوق كتلي أوراسيا وأمريكا الشمالية. ولاتساع قارة أوراسيا الكبير، فإن الضغط المرتفع فوقها يكون أكثر انتشاراً وأشد قوة من ضغط أمريكا الشمالية (١٠٣٢ ملياراً فوق أوراسيا، ١٠٢٠ ملياراً فوق أمريكا الشمالية).

ب - في فصل الصيف (تموز)؛ تنزح أحزمة الضغط الجوي إلى شمالي مواقعها التي كانت عليها في فصل الشتاء بسبب حركة الشمس الظاهرية شمالاً، مع

انعكاس الموقع والفعالية بالنسبة لحجيرات الضغط المرتفع شبه المداري والمنخفض تحت القطبي، وتكون مواقع الضغوط وأحوالها، في فصل الصيف كالآتي: -شكل (٧٧)-.



الشكل رقم (٧٧)

توزيع مراكز العمل الجوية (الضغوط) في شهر تموز

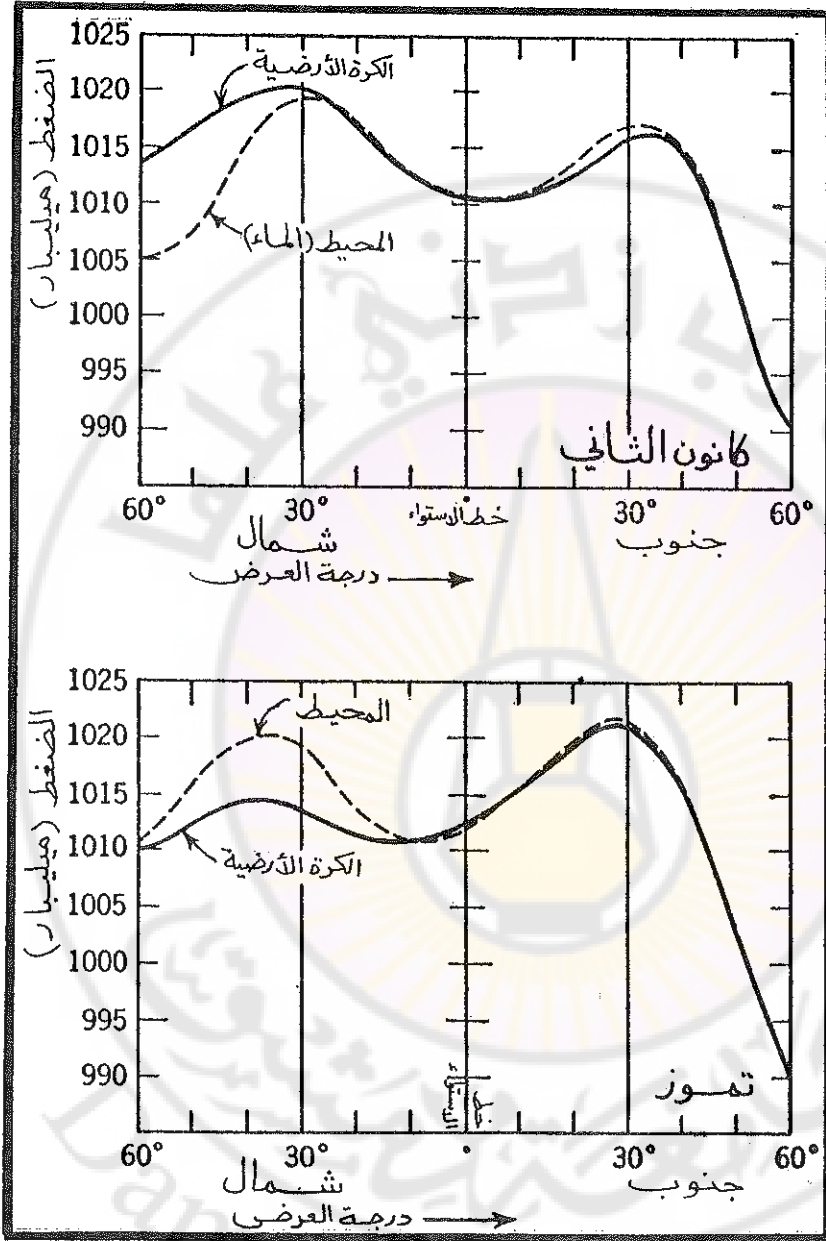
١- يتزحزح أهدود الضغط المنخفض الاستوائي مع حركة الشمس الظاهرية، لذا يكون موقعه إلى الشمال من خط الاستواء الجغرافي.

٢- يكون حزام الضغط المرتفع شبه المداري أكثر استمراراً في النصف الجنوبي مما كان عليه في شهر كانون الثاني. وفي النصف الشمالي فإن حجيرات الضغط المرتفع الموجودة فوق الأطلسي الشمالي (مرتفع آ صور) والهادي الشمالي (المرتفع الهاوائي) تكون قوية ويمتد تأثيرها إلى العروض الوسطى في الأجزاء الشرقية من تلك المحيطات، في حين تصبح القارات مركزاً لسيطرة الضغوط المنخفضة الحرارية.

٣- أيضاً فإن حزام الضغط المنخفض شبه القطبي يتسع في هذا الفصل فوق القارات ويكون عميقاً، ويتصف باستمراره في النصف الجنوبي، وتصبح الضغوط المنخفضة المتركة فوق المحيطين الأطلسي والهادي الشماليين ضعيفة ومنكمشة جداً (الإيسلندي، والألوشي). كما أن كتل اليابسة التي كانت في فصل الشتاء مناطق ضغط مرتفعة تصبح في هذا الفصل ذات ضغط منخفض.

إن القطاعات الطولانية التالية -شكل (٧٨)- توضح أشكال التزحزح العرضاني لأزمة الضغط في فصلي السنة المتطرفين، ومقدار التزحزح الشمالي-الجنوبي، ويتضح أيضاً أن غراديان الضغط يكون أكثر انحداراً في نصف الكرة الشمالي. كما أن الحركة الجوية العامة تكون أيضاً أكثر قوة، وتكون درجة تعمق الضغط المنخفض شبه القطبي أو انتشاره في النصف الجنوبي أكثر مما هو الحال عند نظيره في النصف الشمالي. ويبدو أيضاً أن اختلافات الضغط الفصلية كما هي مبينة أعلاه تؤدي إلى نقل كتلة ضخمة من الجو من النصف الصيفي الأحر إلى النصف الشتوي الأبرد، حيث قدرت الكتلة التي تعبر خط الاستواء من شهر تموز إلى شهر كانون الثاني بما يقارب من (٢) تريليون طن، وهذا ما يعادل حوالي (٢٥٠٠/١) من كتلة جو الأرض^(١).

(1) Trewartha, G.T; Op. Cit, p. 60.



الشكل رقم (٧٨)

قطاعات طولانية للضغط عند مستوى سطح البحر

سادساً — التغير اليومي للضغط:

يتعرض الضغط الجوي لتغير يومي، وقد يكون هذا التغير منتظماً أو غير منتظم. وتحقق التغيرات غير المنتظمة في الفترات التي يحدث فيها تعاقب مرور نماذج مختلفة من الضغط على منطقة من المناطق، كما أن نمو نموذج ضغطي معين أو اضمحلاله قد يؤدي إلى تغيرات من هذا النوع. وتكثر التغيرات غير المنتظمة في العروض الوسطى في نصف السنة الشتوي، حيث يمكن في أي فترة من فترات اليوم أن يرتفع الضغط أو ينخفض لعدم ارتباطه بالعامل الحراري مباشرة.

وترتبط التغيرات المنتظمة بالعامل الحراري الذي يؤثر تأثيراً كبيراً على الضغط حيث يؤدي تعاقب التسخين النهاري والتبريد الليلي إلى حدوث تبدل منتظم في تمدد الغلاف الجوي وانكماشه، وبذا فإن المنحنى اليومي للضغط يتوافق إلى حد كبير مع المنحنى اليومي للحرارة، وإن كان التوافق ليس طردياً بل عكسياً، إذ يترافق الارتفاع الحراري مع انخفاض في الضغط، والانخفاض الحراري مع ارتفاع في الضغط، لذا يمكن تمييز حد أصغري نهارى يحدث حوالي الساعة الرابعة عشرة، وحد أعظمي ليلي يحدث حوالي الساعة الخامسة.

وتكون التغيرات اليومية للضغط أكثر وضوحاً في العروض المنخفضة منها في العروض المرتفعة، وفي الأيام الصباحية أكثر من الأيام الغائمة وفي فصل الصيف أكثر مما في فصل الشتاء.



الفصل الثاني

الرياح

— مقدمة

أولاً — مركبات الرياح.

ثانياً — قوى الحركة الأفقية للهواء.

ثالثاً — نماذج الرياح تبعاً لمستوى هبوبها والقوى المولدة لها.

— الرياح السطحية.

— الرياح العلوية.

— رياح الانحدار.

— التغير اليومي في الرياح السطحية.

رابعاً — قانون بويز بالوت.

خامساً — التفرق والتجمع والحركة الشاقولية.

سادساً — أنواع الرياح السطحية.



الفصل الثاني

الرياح

— مقدمة:

تمثل الرياح الحركة الأفقية للهواء فوق سطح الأرض، أو في أي مستوى من مستويات جوها. وتتم حركة جزيئات الهواء بين أماكن ذات ضغوط مختلفة، حيث تتحرك من مناطق الضغط المرتفع إلى مناطق الضغط المنخفض. فالفروق الحرارية ما بين الأجزاء العليا والسفلى من الجو، وما بين خط الاستواء والقطبين، تعطي الطاقة اللازمة لتحويل القدرة الحرارية إلى قدرة حركية.

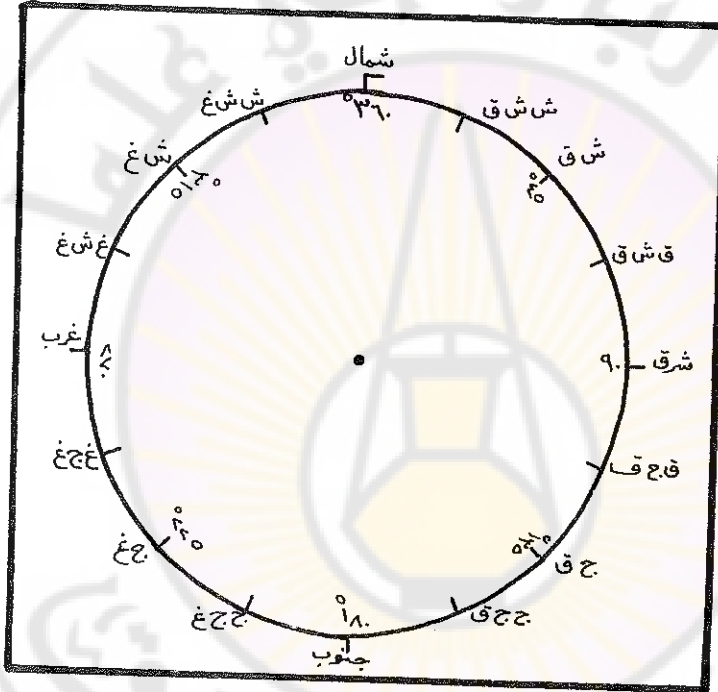
ومن النادر أن يكون جريان الهواء السطحي انسيابياً دون (١ كم) فيما يعرف بطبقة الاحتكاك، نتيجة لشدة تضرس سطح الأرض، ووجود الكثير من المنشآت البشرية، والغطاء النباتي مختلف الكثافة والارتفاع، إذ تحدث عادة حركات غير انسيابية مع دوامات لها أشكال وأحجام شتى، وتتمثل الحركات غير الانسيابية في سرعات غير منتظمة واتجاه رياح غير ثابت، وتكون الحركة انسيابية للرياح فوق مستوى طبقة الاحتكاك.

أولاً — مركبات الرياح:

الرياح عموماً هي كمية موجهة لها مقدار (سرعة) واتجاه، لذا يجب أخذ مركبتها هاتين اللتين لاتنفصلان عن بعضهما، فما دام هناك حركة أفقية للهواء، فهذا يعني أنها تتحرك باتجاه محدد وبسرعة معينة.

ويعرف اتجاه الرياح؛ بأنه الاتجاه الذي تهب منه الرياح — وليس الاتجاه الذي تنحى نحوه —. فالرياح الجنوبية، هي تلك الرياح القادمة من الاتجاه الجنوبي متجهة نحو الاتجاه الشمالي. والرياح الشمالية الشرقية، هي التي تهب من الجهة الشمالية الشرقية.

ويعبر عن اتجاه الرياح بالدرجات مقاسة في اتجاه حركة عقارب الساعة ابتداء من الشمال الجغرافي (صفر درجة، أو ٣٦٠ درجة) أو بدلالة نقط البوصلة. وهناك ٣٢ اتجاهاً رئيسياً وفرعياً -شكل (٧٩)-. والجدول التالي (٢٠) يبين اتجاه الرياح وما يكافئها من الدرجات المناظرة لنقط البوصلة الاثني والثلاثين.



الشكل رقم (٧٩)
الجهات الرئيسية والفرعية معبراً عنها بالدرجات

وفي حال هبوب الرياح بصورة كثيرة التكرار من جهة واحدة أكثر من غيرها فتدعى حينئذ بالرياح السائدة.

جدول رقم (٢٠):

المكافئ بالدرجات	اتجاه البوصلة	المكافئ بالدرجات	اتجاه البوصلة
١٨٠,٠٠	جنوب	—	ساكن
١٩١,٢٥	جنوب بالغرب	١١,٢٥	شمال بالشرق
٢٠٢,٥٠	جنوب جنوب غرب	٢٢,٥٠	شمال شمال شرق
٢١٣,٧٥	جنوب غرب بالجنوب	٣٣,٧٥	شمال شرق بالشمال
٢٢٥,٠٠	جنوب غرب	٤٥,٠٠	شمال شرق
٢٣٦,٢٥	جنوب غرب بالغرب	٥٦,٢٥	شمال شرق بالشرق
٢٤٧,٤٠	غرب جنوب غرب	٦٧,٥٠	شرق شمال شرق
٢٥٨,٧٥	غرب بالجنوب	٧٨,٧٥	شرق بالشمال
٢٧٠,٠٠	غرب	٩٠,٠٠	شرق
٢٨١,٢٥	غرب بالشمال	١٠١,٢٥	شرق بالجنوب
٢٩٢,٥٠	غرب شمال غرب	١١٢,٥٠	شرق جنوب شرق
٣٠٣,٧٥	شمال غرب بالغرب	١٢٣,٧٥	جنوب شرق بالشرق
٣١٥,٠٠	شمال غرب	١٣٥,٠٠	جنوب شرق
٣٢٦,٢٥	شمال غرب بالشمال	١٤٦,٢٥	جنوب شرق بالجنوب
٣٣٧,٥٠	شمال شمال غرب	١٥٧,٥٠	جنوب جنوب شرق
٣٤٨,٧٥	شمال بالغرب	١٦٨,٧٥	جنوب بالشرق
٣٦٠,٠٠	شمال		

أما سرعة الرياح فتعبر عن المسافة التي تقطعها جزيئات الهواء المتحركة في وحدة الزمن. ويستخدم في ذلك العديد من وحدات القياس، فإما أن تستخدم؛ العقدة، أو المتر/ثا، أو الكيلومتر/ساعة، أو الميل/ساعة، أو القدم/ساعة. وتعد العقدة من وحدات القياس شائعة الاستخدام بكثرة (العقدة الواحدة = ١,٥١٥ م/ثا).

ثانياً — قوى الحركة الأفقية للهواء:

إن الحركة الأفقية للهواء هي محصلة لفعل مجموعة من القوى هي كالآتي:

١— قوة تدرج (المحدار) الضغط:

إن الاختلافات المكانية في الضغط الراجعة إلى أسباب حرارية وحركية، هي القوة الأساسية المتحركة في حركة الهواء أفقياً. ويعتبر تدرج الضغط هو القوة المولدة التي تسبب تحرك الهواء بعيداً عن مناطق الضغط المرتفع وباتجاه المناطق ذات الضغط المنخفض. ويعبر عن قوة تدرج الضغط بالنسبة لوحدة الكتلة إحصائياً بالعلاقة التالية:

$$\left[\text{ق غ} = - \frac{1}{\theta} \times \frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}} \right]$$

حيث: ق غ = قوة تدرج الضغط.

ث = كثافة الهواء.

$$\frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}} = \text{تدرج الضغط الأفقي.}$$

وإشارة (-) تشير إلى أن الرياح تتجه نحو منطقة الضغط الأخفض.

وكلما ازدادت قيمة تدرج الضغط الأفقي — أي تقاربت خطوط الضغط المتساوية من بعضها — كلما ازدادت سرعة الرياح. وإذا ما افترضنا أن هذه القوة هي الوحيدة المتحركة في اتجاه الرياح وسرعتها، لاتبهت الرياح من مركز الضغط المرتفع تجاه الضغط المنخفض بشكل متعامد مع خطوط الضغط المتساوية. غير أن هناك قوى أخرى تتدخل في التأثير على اتجاه الرياح لتمنع الجريان المتعامد سابق الذكر.

وبما أن سرعة الرياح تتناسب طردياً مع تدرج الضغط، وحيث أن قيمة تدرج الضغط (المحداره) تكون في الضغوط المنخفضة أكبر مما في الضغوط المرتفعة. لذا قام بعض العلماء بوضع علاقات نظرية — تجريبية لتقدير سرعة الرياح اعتماداً

على قيمة تدرج الضغط^(١). ففي حال الضغوط المنخفضة الضحلة التي تتحلل فيها خطوط الضغط المتساوية على شكل أقواس واسعة حول مركز المنخفض، فإن سرعة الرياح يمكن تحديدها بالعلاقة التالية:

$$[r = 6 \times G]$$

حيث: r = سرعة الرياح (م/ثا).

G = تدرج الضغط (مليبار/درجة).

أما في حال كون المنخفضات عميقة وشديدة الانحدار — بخاصة في المنخفضات صغيرة الحجم — فإن سرعة الرياح تحسب عندها من العلاقة التالية:

$$[r = 4 \times G]$$

وفي نظام الضغوط المرتفعة؛ فإن سرعة الرياح تعادل سبعة أضعاف قيمة تدرج الضغط، أي:

$$[r = 7 \times G]$$

ونتيجة لكون قوة تدرج الضغط تتناسب بصورة عكسية مع كثافة الهواء، لذا فإنه كلما ازدادت كثافة الهواء قلت سرعة الرياح، والعكس. وهذه العلاقة تعين على فهم سلوك الرياح العالية التي تزايد سرعتها مع تزايد الارتفاع.

٢- قوة الأرض الحارفة (قوة كوريوليس Coriolis Force)^(٢):

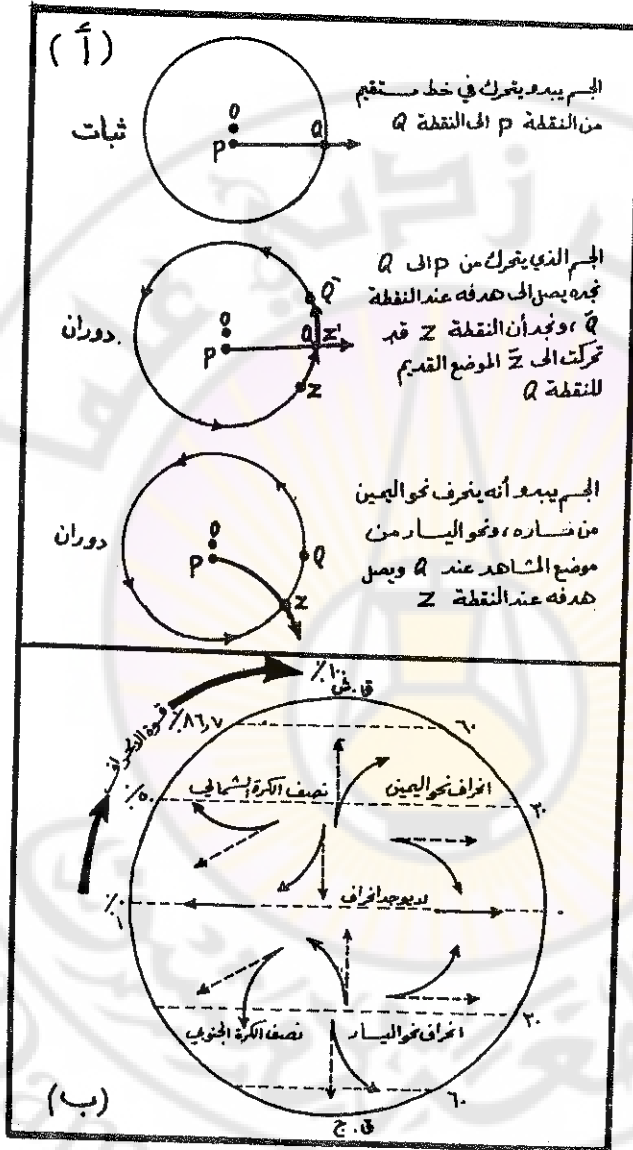
وهي القوة الناجمة عن دوران الأرض حول نفسها، حيث ينجم عن دوران الأرض حول نفسها من الغرب إلى الشرق تأثير على الرياح الهابة في مناطق الأرض المختلفة المتأثرة بهذا الدوران — شكل (٨٠-أ) —. فما أن تبدأ الرياح بالتحرك من مركز الضغط المرتفع تجاه مركز الضغط المنخفض، حتى تبدأ قوة كوريوليس فعلها حارفة الرياح إلى يمين خط انحدار الضغط — المتعامد مع خطوط الضغط المتساوية —

(1) Peguy, ch. P; Op. Cit, pp. 106-107.

(٢) جاسبار كوريوليس (١٧٩٢—١٨٤٣م) عالم فيزيائي فرنسي، أوضح في عام (١٨٣٥م) رياضياً تأثير

دوران الأرض على الأجسام المتحركة فوق سطحها.

في نصف الكرة الشمالي، وإلى يسار خط انحدار الضغط في نصف الكرة الجنوبي
-شكل (٨٠-ب)-.



الشكل رقم (٨٠)

التأثير المرتني للدوران الأرض على مجرى جسم متحرك (أ) ووجهة انحراف الرياح بفعل قوة كوريوليس (ب)

عن « Riehl, 1978 »

ويقتصر فعل قوة كوريوليس في التأثير على اتجاه الرياح فقط. أما على السرعة فليس لقوة كوريوليس أي تأثير عليها، حيث لا تزيد ولا تنقص من سرعة الرياح، علماً أن درجة فعالية قوة كوريوليس على حرف الرياح تتناسب طردياً مع زيادة سرعة الرياح، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$[Q \text{ ك} = 2 \times R \times Z \times \sin Q]$$

حيث: ق ك = قوة كوريوليس.

ر = سرعة الرياح.

ز = السرعة الزاوية لدوران الأرض حول محورها

$$= (7.29 \times 10^{-5} \text{ راديان / ثانية})$$

جب Q = جب درجة عرض المكان.

ويعرف المقدار (2 ز جب Q) بمعامل كوريوليس (م ك).

يستنتج مما تقدم أن قوة كوريوليس تنعدم عند خط الاستواء، حيث لا يوجد هناك انحراف لا نحو اليمين ولا نحو اليسار، حيث (جب صفر = صفر). وحتى عند خطوط العرض المنخفضة القريبة من خط الاستواء، فإن تأثير قوة كوريوليس يكون صغيراً نسبياً. وتزيد قيمة قوة الانحراف بتزايد درجة العرض كي تصل إلى أقصى قيمة لها عند القطبين (جب درجة 90 = 1). والجدول التالي (٢١) يبين اختلاف قيمة معامل كوريوليس مع خط العرض، واختلاف قوة كوريوليس مع خط العرض ومع سرعة الرياح^(١).

جدول رقم (٢١):

درجة العرض	معامل كوريوليس (م ك) بالثانية	قوة كوريوليس بالنسبة لسرعات الرياح (م/ثا)		
		٥٠ م/ثا	١٠ م/ثا	٥ م/ثا
٠	٠	٠	٠	٠

(1) Neiburgr. M, & Others, Op. Cit, p. 103.

١٥	١٠×٣,٨°	٠,٠١٤	٠,٠٣٨	٠,١٤
٣٠	١٠×٧,٣°	٠,٠٣٦	٠,٠٧٣	٠,٣٦
٤٥	١٠×١٠,٣°	٠,٠٥٢	٠,١٠٣	٠,٥٢
٦٠	١٠×١٢,٦°	٠,٠٦٣	٠,١٢٦	٠,٦٣
٧٥	١٠×١٤,١°	٠,٠٧١	٠,١٤١	٠,٧١
٩٠	١٠×١٤,٦°	٠,٠٧٣	٠,١٤٦	٠,٧٣

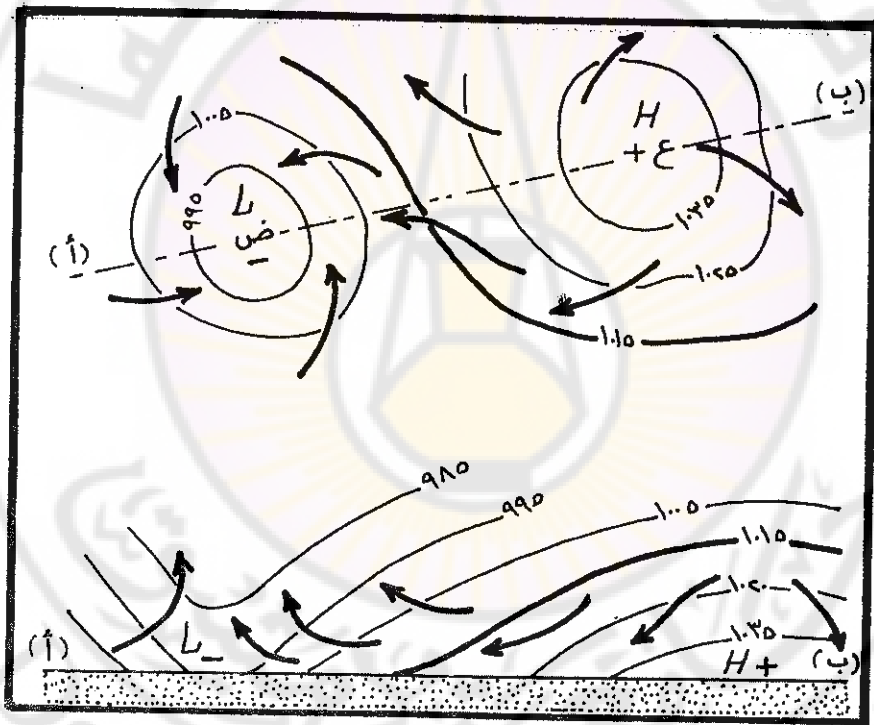
وهكذا يتضح لنا سبب هبوب الرياح التجارية من الاتجاه الشمالي الشرقي في نصف الكرة الشمالي، ومن الاتجاه الجنوبي الشرقي في نصف الكرة الجنوبي، وسبب كون الرياح القطبية أقرب إلى الاتجاه الشرقي.

٣- قوة الاحتكاك (Frictional Force):

هي القوة الناجمة عن احتكاك الرياح بسطح الأرض، ناتجاً عن ذلك إنقاص سرعة الرياح لتتهبط إلى حوالي ثلث سرعة الرياح العليا غير المتأثرة بالاحتكاك التي تهب بعيداً عن سطح اليابس، وإلى حوالي ثلثي قيمتها فوق البحر. كما يتغير اتجاه الرياح السطحية بفعل قوة الاحتكاك، بحيث نجد أن الرياح السطحية لاهب موازية لخطوط الضغط المتساوية، إذ يؤدي الإقلال من سرعة الرياح إلى الإقلال من قوة كوريوليس. وإذا كانت قوة منحدر الضغط تعمل على تدفق الهواء عبر خطوط تساوي الضغط، فإن قوة الاحتكاك، بجانب قوة كوريوليس، تعمل على جعل الهواء يتدفق بالقرب من سطح الأرض عابراً خطوط تساوي الضغط من الضغط المرتفع إلى الضغط المنخفض باتجاه يساري، في نصف الكرة الشمالي، نحو مركز الضغط المنخفض، وبزاوية انحراف قدرها (٢٥-٣٥) درجة فوق مناطق اليابسة، وبين (١٠-٢٠) درجة فوق المسطحات المائية.

وكلما كان السطح أكثر خشونة ازدادت فعالية قوة الاحتكاك في التأثير على اتجاه الرياح وسرعتها، وهذا ما يتضح من المقارنة بين رياح تتحرك فوق سطح مائي أملس قليل الخشونة وتنتقل مباشرة إلى سطح يابس مجاور كثير

الخشونة، مما يجعلها تغير وجهتها وتخفض سرعتها، وتتخذ حركة غير انسيابية. ويقل تأثير قوة الاحتكاك مع الارتفاع حتى تصبح مهملة عند قمة طبقة الاحتكاك على ارتفاع يقارب من (٥٠٠-١٠٠٠م) لتصبح حركة الهواء عندها انسيابية. وينجم عن تزايد تأثير الاحتكاك في الطبقات السفلى من الجو القريبة من سطح الأرض، إلى حدوث تجمع للهواء في مناطق الضغوط المنخفضة، وتفرق للهواء في مناطق الضغوط المرتفعة - شكل (٨١) -.



الشكل رقم (٨١)
تقارب الرياح وتباعدها

٤- قوة التسارع المركزي (Centripetal Acceleration):

إن أي جسم يتحرك بطريق منحنٍ، لابد أن يتسارع باتجاه مركز الدوران منجذباً نحوه تحت تأثير قوة الجذب المركزية، بما يتناسب مع كتلته (ك) وسرعته (ر) ونصف قطر انحناء مساره (نق)، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$[\frac{ك ر^2}{نق} = ق \text{ تع}]$$

حيث: ق تع = قوة التسارع المركزية.

وكلما ازداد الانحناء وقلت سرعة الجسم المتحرك، ازدادت قوة التسارع نحو المركز، والعكس صحيح.

ولما كان لكل فعل رد فعل، لذا فإن قوة التسارع لمركزية يقابلها قوة طاردة مركزية (نابذة) ناتجة عن سرعة الجسم الدائر حول المركز وباتجاهه، وتقوم هذه القوة بإبعاد الجسم المتحرك عن المركز، وتتناسب درجة فعلها طردياً مع مربع سرعة الرياح. وبما أن الأرض في حالة دوران، لذا فإنها تمارس قوة طرد مركزية للأجسام المتحركة على سطحها (ق ط)، تعاكس قوة الجذب المركزية (التسارع المركز) لتلك الأجسام نحو مركزها^(١)، وهي الآتية:

$$[\frac{ك ر^2}{نق} - ق ط =]$$

ويتسبب عن تباين قوة الطرد المركزية انبعاج بسيط في كتلة الأرض في العروض المنخفضة، وانبساط قرب القطبين. ذلك أن السرعة لها التأثير الأكبر على قيمة القوة الطاردة المركزية. وبما أن سرعة دوران الأرض عند خط الاستواء أكبر

(١) قوة الطرد المركزية؛ هي عبارة عن قوة مساوية في قيمتها لقوة الجذب المركزية، لكنها معاكسة لها في الاتجاه، وتوضح من خلال قانون نيوتن الثالث للحركة والذي ينص على أن "لكل فعل مساو له في المقدار ومعاكس له في الاتجاه".

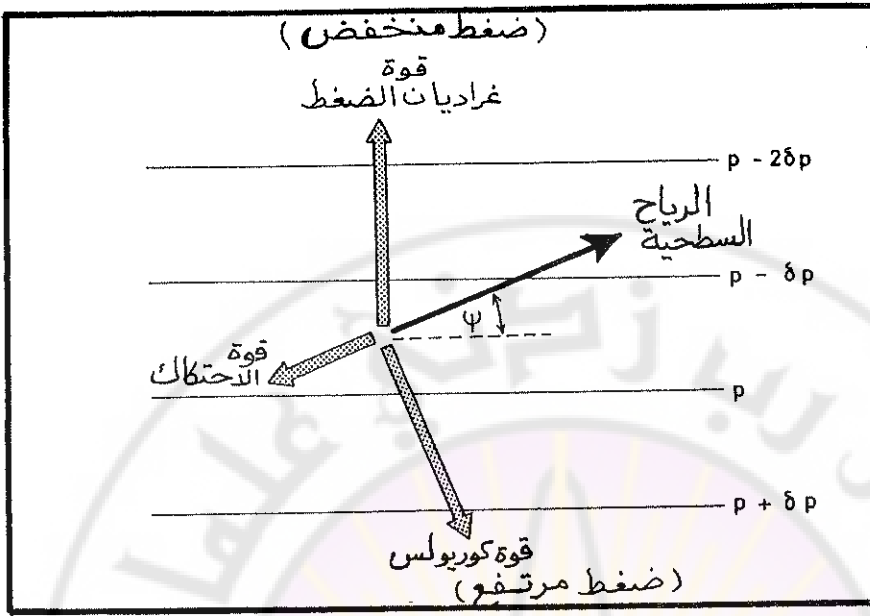
من سرعتها عند القطبين، حيث يبلغ معدل سرعتها عند خط الاستواء (١٦٧٠) كم/ساعة، وكلما ابتعدنا عن خط الاستواء قلت سرعتها؛ إذ تبلغ (٨٣٥) كم/ساعة عند خط عرض ٦٠ شمالاً، لذا فإن القوة الطاردة المركزية تقل في اتجاه القطبين، وتكون هذه القوة متجهة من محور الأرض إلى الخارج.

إن تناقص الجاذبية الظاهر باتجاه خط الاستواء، هو انعكاس لتأثير قوة الطرد المركزية التي تعمل بصورة معاكسة لعمل الجاذبية المتجهة مباشرة نحو مركز الأرض. وليس لهذه القوة تأثيراً واضحاً على تدفق الهواء حول مراكز الضغوط المرتفعة والضغوط المنخفضة الكبرى الشاسعة الامتداد القليلة انحدار الضغط، ولكنها واضحة التأثير والفعالية في المنخفضات شديدة العمق وقليلة الاتساع التي تصل فيها سرعة الرياح إلى مرحلة الإعصارية، كما في أعاصير الهوريكين والتورنادو والدوامات الهوائية صغيرة الحجم.

ثالثاً — نماذج الرياح تبعاً لمستوى هبوبها والقوى المولدة لها:

١- الرياح السطحية:

تتمثل في الرياح السطحية (رياح طبقة الاحتكاك) فعالية كل من؛ قوة منحدر الضغط، قوة كوريوليس، وقوة الاحتكاك. ولو كانت قوتا كوريوليس ومنحدر الضغط، المؤثرتان فقط، لاتخذت الرياح عندئذ وجهة مسيرة لخطوط الضغط المتساوية. غير أن قوة الاحتكاك التي تعاكس في فعلها قوة كوريوليس مقللة من تأثيرها، بجانب التأثير المباشر للاحتكاك على حرف الرياح، تجعل الهواء المتدفق أفقياً يقطع خطوط الضغط المتساوي بشكل زاوي وجهته مركز الضغط المنخفض -شكل (٨٢)-. ونتيجة لكون سطح الماء أقل خشونة بكثير من سطح اليابس لذا فإن زاوية تقاطع الرياح مع خطوط الضغط المتساوية تكون أكبر فوق اليابسة (٢٥-٣٥) مما فوق الماء (١٠-٢٠).



الشكل رقم (٨٢)

محصلة القوى المؤثرة على الرياح السطحية، والرياح الناتجة عن ذلك

٢- الرياح العليا (الجيوستروفية):

تعتبر الرياح الجيوستروفية (Geostrophic) عن التوازن القائم فقط بين قوتي منحدر الضغط، وكوريوليس. وهي تلك الرياح التي تهب في المستويات العليا من الجو (طبقة التروبوسفير) بعيداً عن طبقة الاحتكاك، موازية لخطوط الضغط المتساوية، تاركة الضغوط المرتفعة إلى يمينها والمنخفضة إلى يسارها في نصف الكرة الشمالي، والعكس في نصف الكرة الجنوبي. ولذا تكون هذه الرياح شرقية في العروض المنخفضة (يسار الضغط المرتفع شبه المداري العلوي)، وغربية في العروض الوسطى. فعندما تبدأ قوة منحدر الضغط في تحريك طرد من الهواء، فإنه يأخذ بالتحرك (يمين الضغط المرتفع شبه المداري العلوي) متجهاً من الضغط المرتفع إلى الضغط المنخفض، لتبدأ عندها قوة كوريوليس بالتأثير عليه ومن ثم حرفه نحو اليمين في نصف الكرة الشمالي، وتزداد قوة كوريوليس ومقدرتها على الانحراف بازدياد سرعة الجزء المتحرك من الهواء حتى ينتهي الأمر بالتوازن بين قوة منحدر الضغط

وقوة كوريوليس التي تعمل باتجاه معاكس لها -شكل (٨٣)-، لتصبح حركة الهواء موازية لخطوط تساوي الضغط.

وتحسب سرعة الرياح الجيوستروفية من العلاقة التالية:

$$[\text{جست} = \frac{1}{\frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}}} \times \text{معامل كوريوليس} \times \text{ث}]$$

حيث: جست = سرعة الرياح الجيوستروفية.

ث = كثافة الهواء.

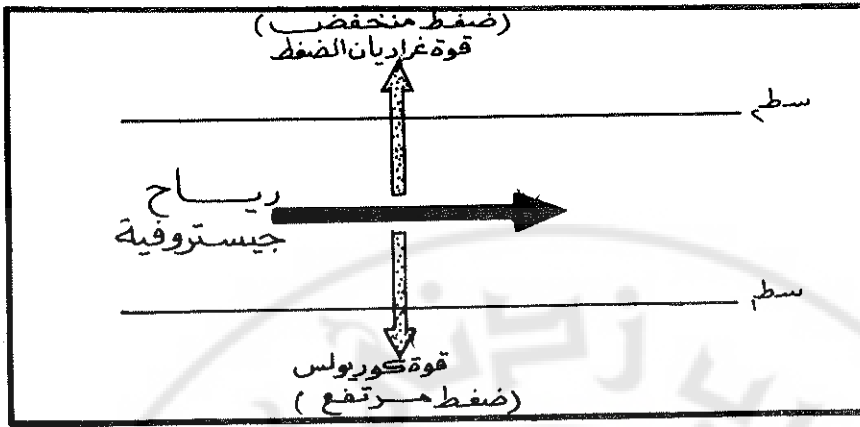
$\Delta \text{ض}$ = قيمة تغير الضغط.

$\Delta \text{ف}$ = فرق المسافة.

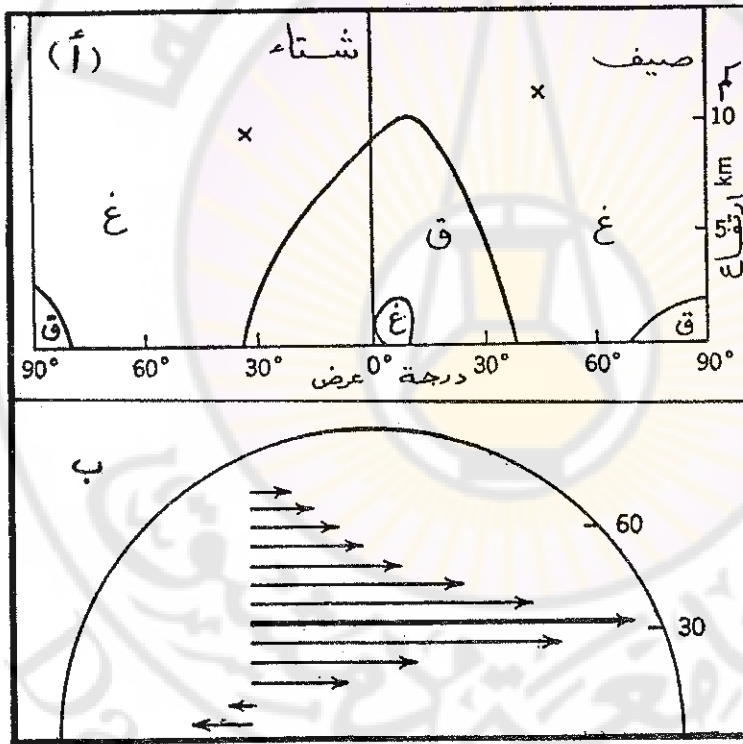
وهكذا نجد أن سرعة الرياح الجيوستروفية تتناسب عكسياً مع درجة العرض، كما أنها متناسبة عكسياً مع كثافة الهواء، وطردياً مع قوة منحدر الضغط. فمنحدر الضغط نفسه الذي يؤدي إلى رياح جيوستروفية ذات سرعة تعادل ١٥ م/ثا عند خط عرض ٤٣ درجة (منحدر الضغط ٣٤ مليبار/ساعة) يؤدي إلى رياح سرعتها فقط ١٠ م/ثا (منحدر الضغط ٢٣ مليبار/ساعة) عند عرض ٩٠ درجة^(١). وفي العروض المنخفضة، فإنه نتيجة لأن قوة كوريوليس منعدمة، فإن الرياح الجيوستروفية تكون مندمجة تقريباً بحركة الهواء في الجو الحار، وتكون شرقية بوجه عام -شكل (٨٤)-.

وفي أعالي طبقة التروبوسفير تشتد سرعة الرياح، وتزداد سرعتها في أماكن محددة ليلغ وسطها بين (٤٥-٦٧ م/ثا)، ولتصل في أقصاها إلى ما يزيد على (١٣٥ م/ثا). ونجد هذه السرعة القصوى متمركزة ضمن حزام واضح وضيق من الهواء وكأنه تيار مائي مندفع بسرعة، عند خط عرض (٣٠) شمالاً. ويعرف هذا التيار الهوائي المنطلق بسرعات عالية باسم التيار النفاث (Jet Stream).

(1) Barry, R.G & Chorley; Op. Cit, p.121.



الشكل رقم (٨٣)
الرياح الجيوستروفية



الشكل رقم (٨٤)

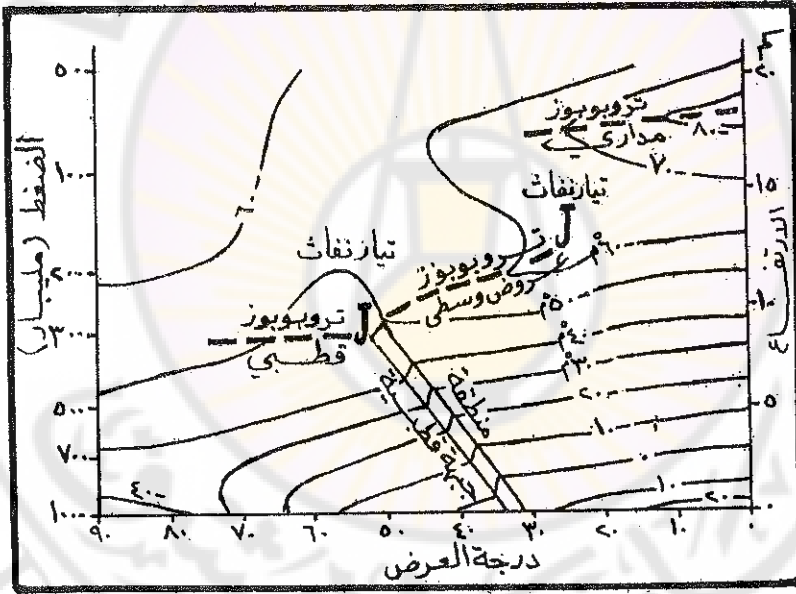
حركة الرياح في الارتفاعات العالية

أ - مقطع طولاني عبر أحزمة الرياح الأرضية: ق = شرقيات، غ = غريات، × = تيار نفث

ب - رياح الارتفاع العالية من نمط مختلف عن الرياح السطحية. عن: «Trewartha, G. T, 1959»

التيار النفاث (Jet Stream):

وهذا التيار عبارة عن كتلة من الهواء التي يزيد سمكها عن ١٠٠٠م، وعرضها بين ٥٠٠-٦٥٠ كم، والتي تندفع أفقياً بسرعة شديدة، تبلغ أشدها في فصل الشتاء. ويبدو أن موقع التيار متطابق مع عرض (درجة عرض) التدرج الأفقي الأعظمي لدرجة الحرارة، والمتوافق أيضاً مع معدل انتقال الطاقة الذي يبلغ حده الأعظمي عند خط عرض (٣٠) درجة شمالاً تقريباً. كما يبدو أن للرياح الحرارية في أعالي الجو دوراً في ذلك. غير أن السبب الرئيسي لتركز التدرج الحراري الأفقي الطولاني في نطاق ضيق لم يزل غير معروف تماماً^(١).



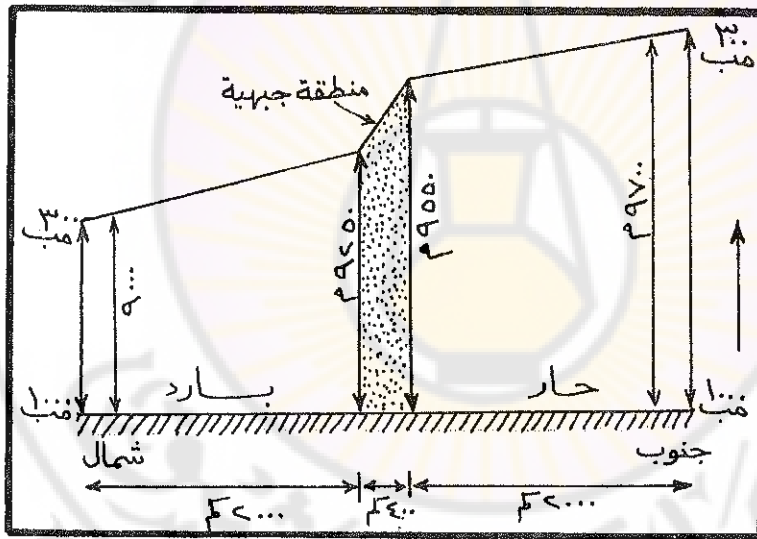
الشكل رقم (٨٥)

التوزيع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، وموقع التيارين النفاثين

عن «Barry & Chorley, 1972»

(1) Barry, R.G & Chorley, R.J; Op. Cit, p.138-138.

وبالنظر إلى الشكل السابق (٨٥) الذي يبين التوزيع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، يظهر أن هناك تيارين نفائين غربيين؛ الأول منهما هو التيار النفاث القطبي المرتبط بالجهة القطبية، عند مستوى (٣٠٠) مليبار، حيث تدرج الحرارة والضغط شديدين، متولداً عنهما رياح بالغة السرعة-شكل (٨٦)-. والآخر هو التيار النفاث شبه المداري عند مستوى (٢٠٠) مليبار، الذي يكون ملازماً للتدرج الحراري الأفقي الشديد في التروبوسفير الأعلى. ويتصف التيار النفاث القطبي بكونه أقل انتظاماً في موقعه، وأقل استمرارية، من التيار النفاث شبه المداري المتصف بكونه أكثر استمرارية. بالإضافة إلى التيارين النفائين السابقين، هناك تيارات نفاثة أخرى في نطاق الشريقات المدارية العلوية.

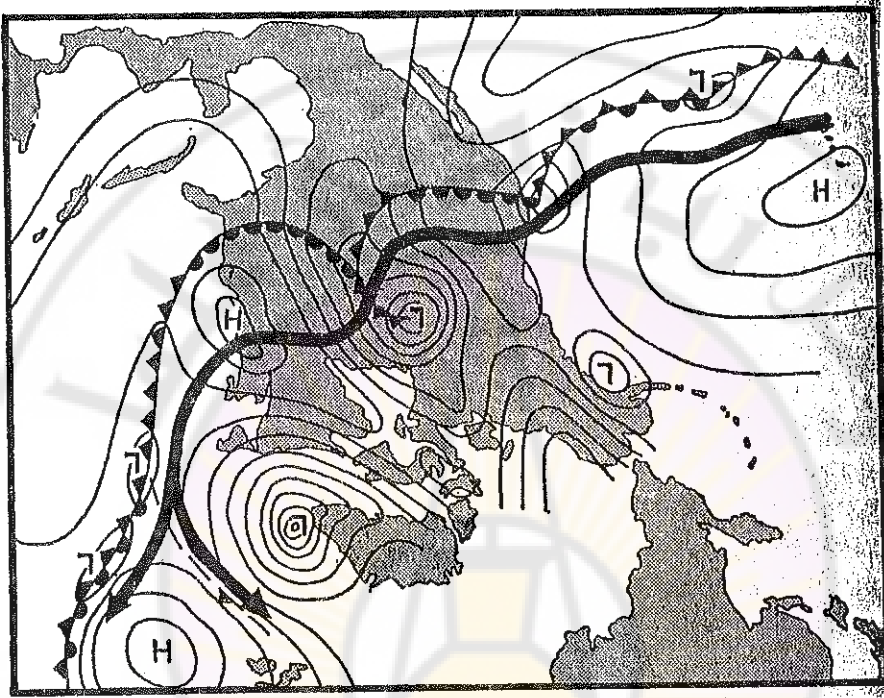


الشكل رقم (٨٦)

آلية تشكل التيار النفاث القطبي

وترتبط الاضطرابات الجوية السطحية مع التيارات النفاثة ارتباطاً وثيقاً. حيث نجد أن هناك تلازماً ما بين موقع التيارات النفاثة والجهة القطبية. وبالتالي فإن

وجود التيار النفاث عامل مساعد على تكوين الاضطرابات الجوية عند السطح
-شكل (٨٧)-، مع ما يرافق ذلك من طقس مضطرب^(١).



الشكل رقم (٨٧)

العلاقة بين التيار النفاث والاضطرابات الجوية السطحية

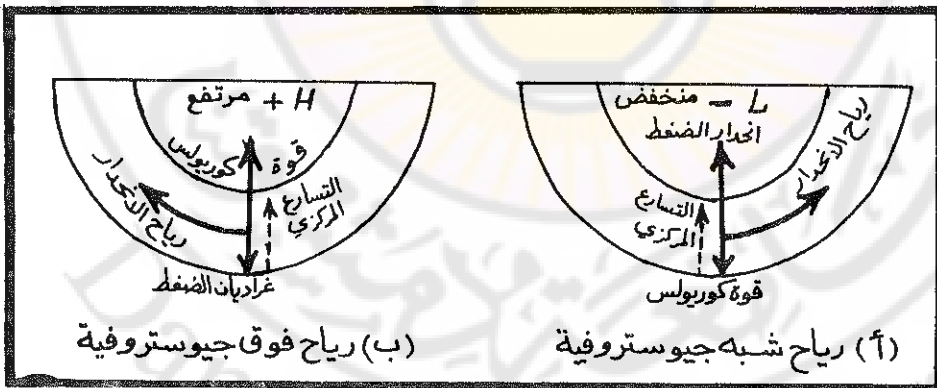
٣- رياح الانحدار (Gradient Winds):

هي تلك الرياح غير المتأثرة بالاحتكاك التي تهب بشكل مواز لخطوط تساوي الضغط في نظامي الضغط المرتفع والضغط المنخفض، في حال كون قوة كوريوليس أقل من قوة تدرج الضغط أو أكبر منها -شكل (٨٨)-. فرياح الانحدار هي محصلة لفعل ثلاث قوى هي؛ قوة تدرج الضغط، قوة كوريوليس، والقوة الطاردة المركزية.

(1) Trewartha, G.T; Op. Cit. 89.

ففي نظام الضغط المنخفض في نصف الكرة الشمالي، حيث تكون القوة الطاردة المركزية متعاكسة مع قوة منحدر الضغط، وتعمل في اتجاه قوة كوريوليس نفسه، لكون قوة الجذب تتجه نحو مركز المنخفض، فإن رياح الانحدار تتدفق بشكل منحني مسايرة لخطوط الضغط المتساوية في وجهة معاكسة لوجهة حركة عقارب الساعة، نتيجة لاتزان مجموع قوتي كوريوليس والطاردة المركزية مع قوة تدرج الضغط -شكل (٨٨-أ)-. وتكون سرعة رياح الانحدار في هذه الحالة أقل من سرعة الرياح الجيوستروفية، وتعرف في هذه الحالة باسم الرياح شبه الجيوستروفية (Subgeostrophic).

أما في نظام الضغط المرتفع -شكل (٨٨-ب)-، فإن قوتي تدرج الضغط والطرد المركزي تعاكسان معاً قوة كوريوليس، وينجم عن توازن تدرج الضغط والطرد المركزي مع قوة كوريوليس أن تتدفق رياح الانحدار بشكل منحني مسايرة لخطوط الضغط المتساوية في وجهة مسايرة لوجهة حركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي. وتكون سرعة تلك الرياح أكبر من سرعة رياح الجيوستروفية، ولذا تعرف برياح فوق الجيوستروفية (Supergeostrophic).



الشكل رقم (٨٨)
رياح الانحدار

وعندما تضعف قوة كوريوليس أو تتلاشى، كما يحدث في العروض المنخفضة بالقرب من خط الاستواء، فإن القوة الطاردة المركزية تتعادل وحدها مع قوة تدرج الضغط، وتعرف الرياح الناتجة عن مثل هذا الاتزان بـرياح السيكلوستروفية (Cyclotrophic الرياح الدورانية). ومثل هذه الرياح لا بد أن يكون دوراتها دائماً حول مركز الضغط المنخفض، وتأخذ قوة الطرد المركزية أهمية خاصة عندما تكون الرياح ذات سرعات عالية، وتحرك بممرات منحنية جداً (حول منخفض عميق). وتحدث الرياح السيكلوستروفية في حالتين^(١):

أ — في المنخفضات العميقة بالقرب من خط الاستواء، حيث تكون قوة كوريوليس منعدمة. ويحصل عندها التوازن بين القوة الطاردة المركزية وقوة تدرج الضغط.

ب — في أعاصير البحر الضيقة، كالتورنادو.

ومن الممكن أن نعر عن سرعة رياح الانحدار، بالعلاقة التالية^(٢):

$$\left[\frac{2 \times \text{جست}}{\frac{4 \times \text{جست}}{+1} + 1} \right] = \text{ر غ}$$

معامل كوريوليس × نق

حيث: ر غ = سرعة رياح الانحدار.

جست = سرعة رياح الجيوستروفيك.

نق = نصف قطر الانحناء.

ويبدو من هذه العلاقة أنه بالنسبة لجريان الهواء حول الضغط المنخفض (نق إيجابية) أن (ر غ > جست). بينما بالنسبة للجريان حول الضغط المرتفع، فإن (ر غ < جست)، حيث تكون (نق سلبية).

وفي مثالنا التالي ما يوضح ذلك:

(1) Barry, R.G & Chorley; R.J, Op. Cit, p.122.

(2) Neiburger, M and others; Op. Cit, p. 107.

إذا كانت:

سرعة الرياح الجيوستروفية = ٧,٥ م/ثا (عند خط عرض ٤٥).

معامل كوريوليس = $10 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ$

نصف قطر الانحناء = ٧٥٠ كم (٧٥٠٠٠ سم).

فتكون سرعة رياح الانحدار في الضغط المنخفض:

$$\text{ر غ} = \frac{7,5 \times 2}{\sqrt{(75000 \times 10^{-3}) / (7,5 \times 4 + 1)}} = 6,9 \text{ م/ثا}$$

وسرعتها في الضغط المرتفع (نق = ٧٥٠ كم = ٧٥٠٠٠ سم):

$$\text{ر غ} = \frac{7,5 \times 2}{\sqrt{(75000 \times 10^{-3}) / (7,5 \times 4 - 1)}} = 8,4 \text{ م/ثا}$$

الرياح الحرارية (Thermal Wind):

هي تلك الرياح التي تهب بعيداً عن سطح الأرض، والتي حدد هبوها في طبقة السماكة الجوية المعروفة (١٠٠٠-٥٠٠ ميلليار)، كما يمكن هبوها في سماكات جوية أخرى. وطبقة السماكة الجوية ذات الرياح الحرارية هي التي ترتبط سماكتها بالظروف الحرارية لتلك الطبقة، التي يشار إليها بالطبقة الأيزوبارية الحرارية، وفيها تهب الرياح الحرارية على طول خطوط الحرارة المتساوية تاركة منطقة الحرارة الأنخفض إلى يسارها والأكثر حرارة إلى يمينها في نصف الكرة الشمالي^(١).

وفي العروض المعتدلة، فإن الرياح الحرارية تكون غربية، حيث يكون الانحدار الحراري الأفقي كبير نسبياً والرياح شديدة.

ومن المعروف أن سماكة الطبقة الجوية ذات الأهمية في هذا الشأن تكون محددة بسطحي ضغط ثابتين، وهي، كمثال (١٠٠٠-٥٠٠ ميلليار) كسماكة

(1) Lockwood, J.C; Op.Cit, p.99.

أكثر استخداماً في الدراسات المتيورولوجية والمناخية، وتكون سماكة هذه الطبقة متناسبة طردياً مع درجة حرارتها المتوسطة، ومن ثم فإن سماكتها تكون أخفض في المنطقة الأبرد، وأكبر في المنطقة ذات الهواء الأحر.

ويمكن تحديد السماكة الجوية (العمق) لطبقة إيزوبارية، بالعلاقة التالية:

$$[\frac{\text{ثا} \times \text{ح}}{\text{ض}_2} \left(\frac{\text{ض}_1}{\text{تغ}} \right) = 100 - 2.5 \text{ ع}]$$

حيث: ع = ارتفاع قمة الطبقة الإيزوبارية.

100 = ارتفاع قاعدة الطبقة الإيزوبارية.

ثا = ثابت الغاز للهواء الجاف.

ح = درجة الحرارة المتوسطة للطبقة الإيزوبارية.

تغ = تسارع الجاذبية.

ض₂ = الضغط عند قمة الطبقة الإيزوبارية.

ض₁ = الضغط عند قاعدة الطبقة الإيزوبارية.

وتحسب سرعة الرياح الحرارية من العلاقة:

$$[\frac{\Delta \text{س}}{\Delta \text{ف}} \times \frac{\text{تغ}}{\text{م ك}} = \text{سر ح}]$$

حيث: سر ح = سرعة الرياح الحرارية.

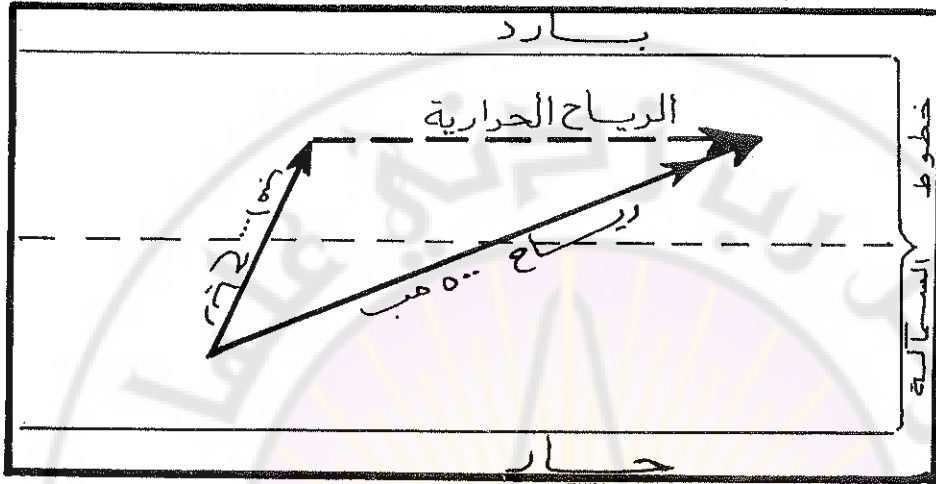
تغ = تسارع الجاذبية.

م ك = معامل كوربولس.

Δ س = قيمة التغير الأفقي في السماكة.

Δ ف = الفارق المسافي أفقياً لتغير السماكة.

والرياح الحرارية نظرياً هي عموماً محصلة لرياح المستوى الضغطي (١٠٠٠مب) ولرياح المستوى الضغطي (٥٠٠مب) في طبقة السماكة الجوية (١٠٠٠-٥٠٠مب) كما هو موضح في الشكل (٨٩).



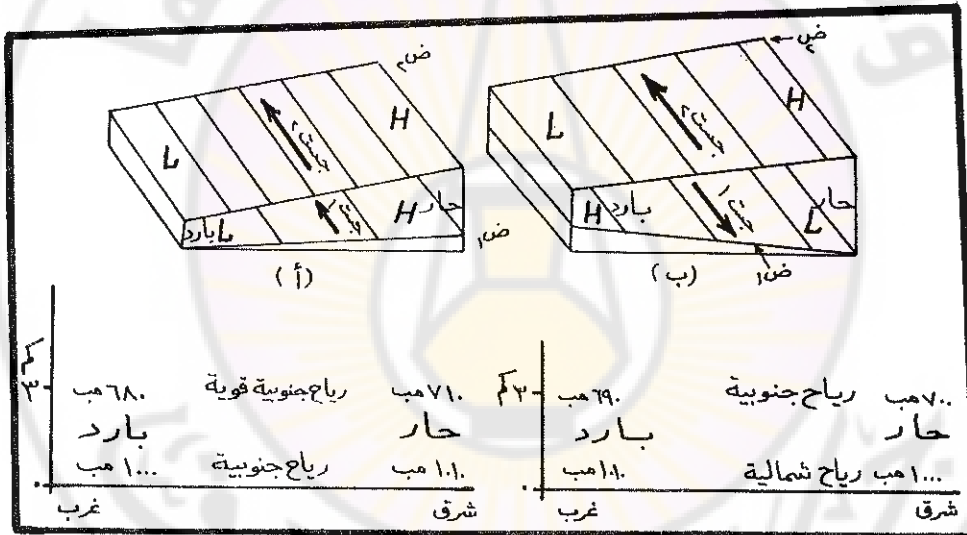
الشكل رقم (٨٩)

الرياح الحرارية

والرياح الحرارية سواء في الوضع الباروتروبي للجو أو الباروكليني، فإنها تهب موازية لخطوط (سطوح) الحرارة المتساوية، تاركة المنطقة الأبرد على يسارها والأحر على يمينها في نصف الكرة الشمالي.

ففي الوضع الباروتروبي (Barotropic) حيث تكون خطوط الحرارة المتساوية موازية للخطوط الإيزوبارية، وبالنظر إلى الشكل (٩٠-أ) فإن منطقة الضغط المنخفض تكون باردة ومنطقة الضغط المرتفع تكون حارة، كما تكون طبقة السماكة (١٠٠٠-٥٠٠مب) أسمك في منطقة الهواء الحار مرتفعة الضغط، ولذا فإن الهواء الحار يتحرك بقوة انحدار الضغط باتجاه الهواء الأبرد، ولتعاكس قوة كوريولس لها، فإن الهواء يتحرك موازياً لخطوط الحرارة المتساوية وخطوط الضغط، تاركاً الهواء الأبرد إلى يساره والأحر إلى يمينه، وتزداد سرعة الرياح في هذه الحالة مع الارتفاع، لزيادة شدة انحدار الضغط. أما في الحالة التي يكون فيها الوضع الجوي (شكل ٩٠-ب) معاكساً لما في الشكل (٩٠-أ)، حيث يكون الهواء الحار

فوق منطقة ضغط منخفض قرب السطح، والهواء البارد فوق منطقة ضغط مرتفع، ومن ثم فإن حركة الهواء تكون معاكسة، لما في الشكل (٩٠-أ) مع تركها للهواء البارد على يسارها بعيداً عن سطح الأرض لتعاكس وجهتها في الأجزاء العليا من طبقة السماكة (١٠٠٠-٥٠٠مب) لما هي عليه في أجزائها السفلى^(١). والفرق في سرعة الرياح بين قاعدة السماكة وبين قمته يدعى بالقص الشاقولي للرياح الجيوستروفية المحسوبة، والمتناسب مع الغراديان الأفقي للحرارة المتوسطة في الطبقة البينية. وهكذا يمكن القول أن الغراديان الحراري المتحكم في اتجاه الرياح وسرعتها هو وراء تسمية تلك الرياح بالرياح الحرارية^(٢).



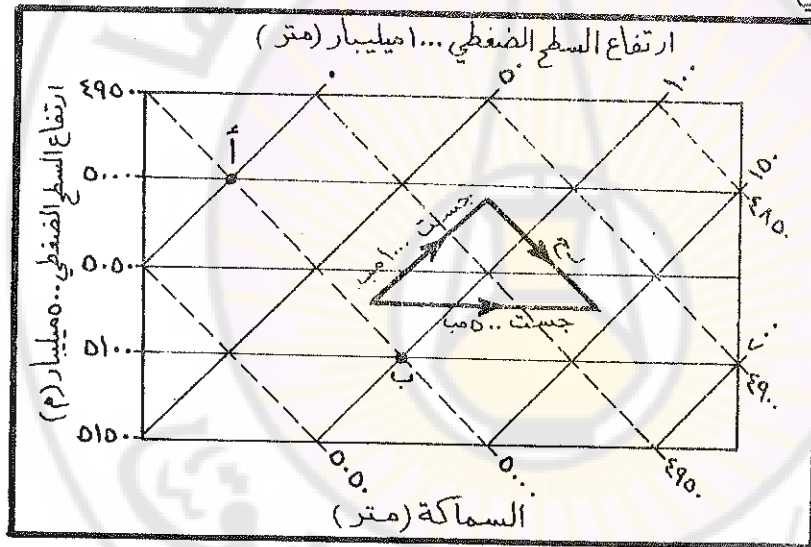
الشكل رقم (٩٠-ب)

الرياح الحرارية في الوضع الباروتروبي

(١) تحافظ الرياح في هبوبها على القاعدة العامة، وهي بقاء الضغط المرتفع دوماً على يمينها والمنخفض على يسارها في نصف الكرة الشمالي، والعكس في نصف الكرة الجنوبي.

(٢) H-Sellers, A & Robinson, P.J «Contemporary Climatology». Longman Group UK Ltd, 1986, 170-171.

أما في الجو الباروكليني (Baroclinic Atmosphere) الذي تكون فيه خطوط الحرارة المتساوية متقاطعة مع خطوط الضغط المتساوية -شكل (٩٠-ج)-، وهذا ما يجعل درجة الحرارة والسمكة تختلفان على خطوط الضغط المتساوية، وبالتالي فإن نموذج الضغط يتغير مع الارتفاع وتتغير معه سرعة الرياح واتجاهها. والحصلة بين سرعة واتجاه رياح المستويات الدنيا والعليا من طبقة السمكة هي ما تدعى بالرياح الحرارية، ومن ثم فإن اتجاه الرياح الحرارية -كما ذكرنا سابقاً- يكون موازياً لخطوط الحرارة المتساوية، وسرعتها متناسبة طردياً مع غراديان الحرارة، وبالتالي فهي تهب ومنطقة الهواء الأكثر حرارة إلى يسارها في نصف الكرة الشمالي^(١).



الشكل رقم (٩٠-ج)

الرياح الحرارية في الوضع الباروكليني

— التغير اليومي في الرياح السطحية:

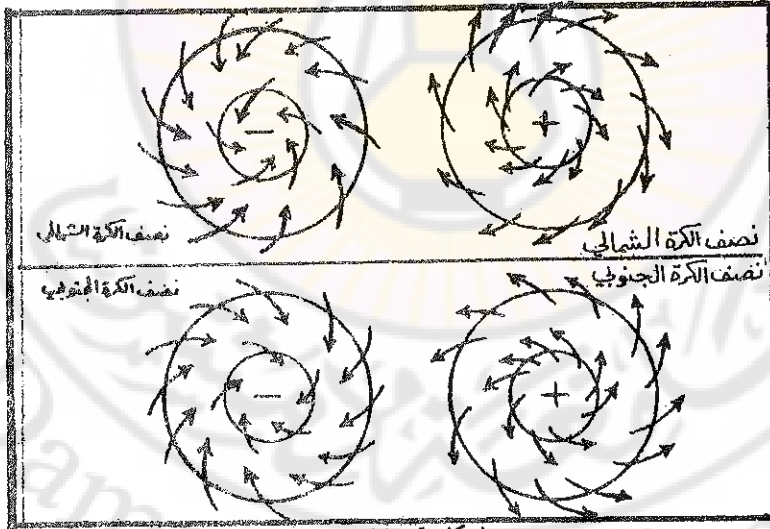
لا يوجد نظام معين لسرعة الرياح واتجاهها عندما تكون الاضطرابات الجوية مسيطرة. أما إذا كان الجو هادئاً مستقراً، وسطح الأرض ذو طبيعة متجانسة، فإن

(١) Ibid, P. 171-173.

سرعة الرياح تتبع عندئذ نظاماً واضحاً، حيث تزداد سرعة الرياح في أثناء النهار لتصل إلى أشدها في ساعات ما بعد الظهر عندما تبلغ الحرارة أقصاها، وتكون تيارات الحمل على أنشطها، مما يترتب عليه انتقال قوة دفع بواسطة الهواء الهابط. أما في الليل حيث تنخفض الحرارة وتتلاشى تيارات الحمل، وتختفي قوة الدفع العلوي، فإن سرعة الرياح تقل لتصل إلى أدناها في الصباح الباكر.

رابعاً — قانون بويز بالوت (Buys Ballot):

وضع عالم الأرصاد الهولندي بويز بالوت (١٨٢٧—١٨٩٠م) في عام (١٨٥٧م) قانوناً ينظم العلاقة ما بين قوة تدرج الضغط وقوة كوريوليس^(١)، وينص هذا القانون على أنه: "إذا وقف شخص وظهره إلى الرياح، فإن الضغط المنخفض يكون إلى يساره في نصف الكرة الشمالي، وإلى يمينه في نصف الكرة الجنوبي". وهذا يعني أن الرياح تتحرك في نصف الكرة الشمالي حول مناطق الضغط المنخفض بعكس اتجاه عقارب الساعة، وحول مناطق الضغط المرتفع باتجاه موافق لاتجاه حركة عقارب الساعة، وعكس ذلك في نصف الكرة الجنوبي — شكل (٩١) —.



الشكل رقم (٩١)

حركة الرياح وفق قانون بويز بالوت

(1) Wallace, J. M & Hobbs, p. v; Op.Cit. p. 31.

خامساً - التفرق (Divergence) والتجمع (Convergence)، والحركة الشاقولية (Vertical.m):

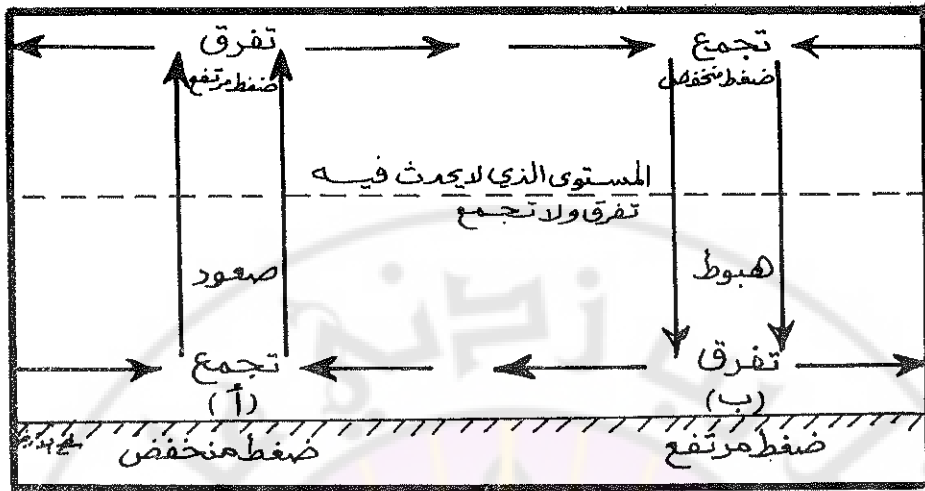
تشكل هذه العمليات الثلاث (التفرق، التجمع، والحركة الشاقولية) ركيزة أساسية في الدراسات المناخية الحديثة، التي تربط نظم الحركة الهوائية بالضغط الجوي على مقياس الكرة الأرضية، وعلى مقياس أجزاء صغيرة من العالم. فصعود كتلة من الهواء أو هبوطها، يعد عاملاً حركياً يرتبط به جريان الهواء الأفقي، ويؤثر أيضاً على استقرار الكتلة الهوائية.

إن أي تغير في قيمة الضغط الجوي عند سطح الأرض، يعني أن هناك زيادة أو نقصاناً بالكمية الكلية للهواء في ذلك العمود الهوائي. وتؤدي مثل هذه الزيادة أو النقصان في كتلة الهواء إلى حدوث تفرق أو تجمع للهواء.

وعندما يكون هناك جريان صاف للهواء متجهاً نحو منطقة، فيقال أنه يوجد تجمع أفقي للكتلة. وإذا كان هناك استمرار في التجمع، فسوف يتراكم الهواء في المنطقة، ومن ثم ترتفع كثافته. ومع هذا فإن التغيرات في قيمة الكثافة تكون محدودة، ولذلك تميل الحركة الرأسية للاتجاه إلى الأعلى، مما يمنع حدوث التراكم في الكتلة.

إن التفرق الأفقي، هو عملية عكسية لعملية التجمع، ويحدث عندما يكون صافي الحركة متجهاً بعيداً عن المنطقة المعتبرة. ويؤدي التفرق السطحي إلى حدوث حركة رأسية هابطة في الغلاف الجوي. هذا ويصاحب الضغوط المنخفضة تجمع في الطبقات السفلى من التروبوسفير وتفرق في الطبقات العليا. ويكون تأثير التفرق الأعلى أكبر من تأثير التجمع قرب السطح. وعلى العكس من ذلك تصاحب الضغوط المرتفعة عملية تجمع في الطبقات العليا وتفرق في الطبقات السفلى وصلة الوصل بينهما حركة هابطة - شكل (٩٢) -.

لنفترض أنه حدث انخفاض سريع في الضغط عند النقطة (أ) فالضغط المنخفض ينمو، ويتسارع الهواء نحو تلك المنطقة تحت تأثير قوة منحدر الضغط،



الشكل رقم (٩٢)

التجمع والتفرق وما يصاحبهما من حركات عند السطح وفي أعالي التروبوسفير

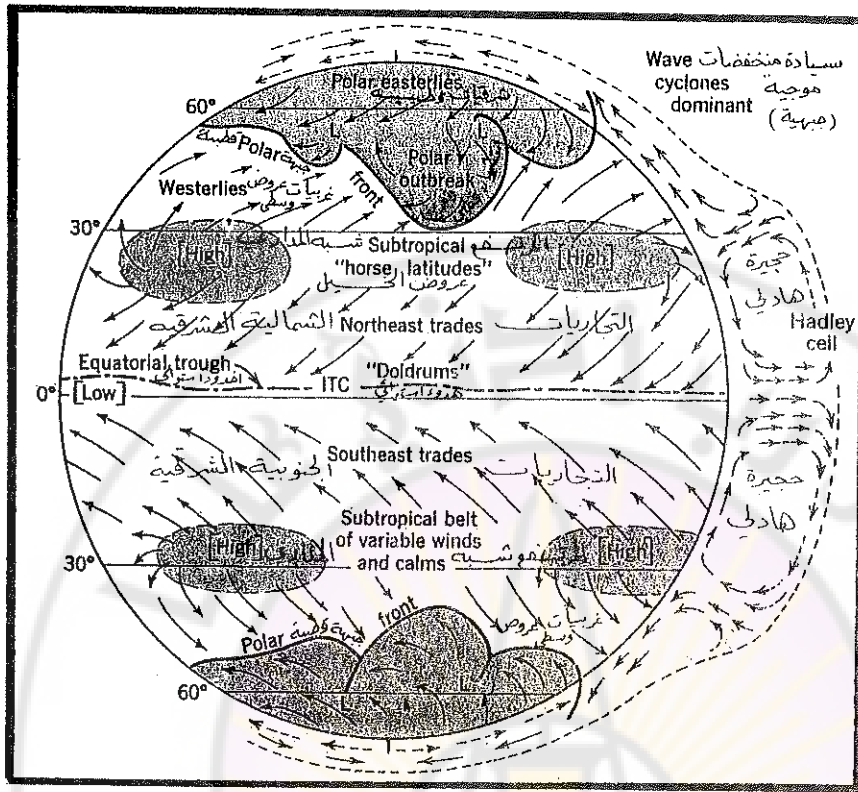
وحيث أن قوة كوريوليس تتناسب طردياً مع سرعة الرياح، لذا فإنها تكون صغيرة في بداية الأمر، وبالتالي فإن جريان الهواء لا يكون مترناً، ومع ذلك يمكن أن تحدث حركة رأسية بطيئة إلى أعلى فوق مساحة شاسعة، يمكنها أن تؤدي إلى تشكل كتل سميكة من الغيوم، مع ما يصاحبها من هطولات. على العكس من ذلك، فإن الارتفاع السريع في الضغط بالقرب من (ب) يؤدي إلى جريان الهواء نحو مناطق الضغط المنخفض، مما يؤدي إلى نشوء حركة هابطة تمنع الغيوم من التشكل.

سادساً — أنواع الرياح السطحية:

تصنف الرياح السطحية حسب ديمومة هبوبها، وسعة انتشارها، في أربع مجموعات رئيسية، هي:

١- الرياح الدائمة:

وهي تلك الرياح التي تهب من أحزمة — أو حجيرات — الضغط المرتفع الرئيسية باتجاه أحزمة — أو حجيرات — الضغط المنخفض - شكل (٩٣) -، وتتميز تلك الرياح باستمرارية هبوبها على مدار السنة، ومنها:



الشكل رقم (٩٣)

الرياح الدائمة في نصف الكرة الأرضية

أ - الرياح التجارية:

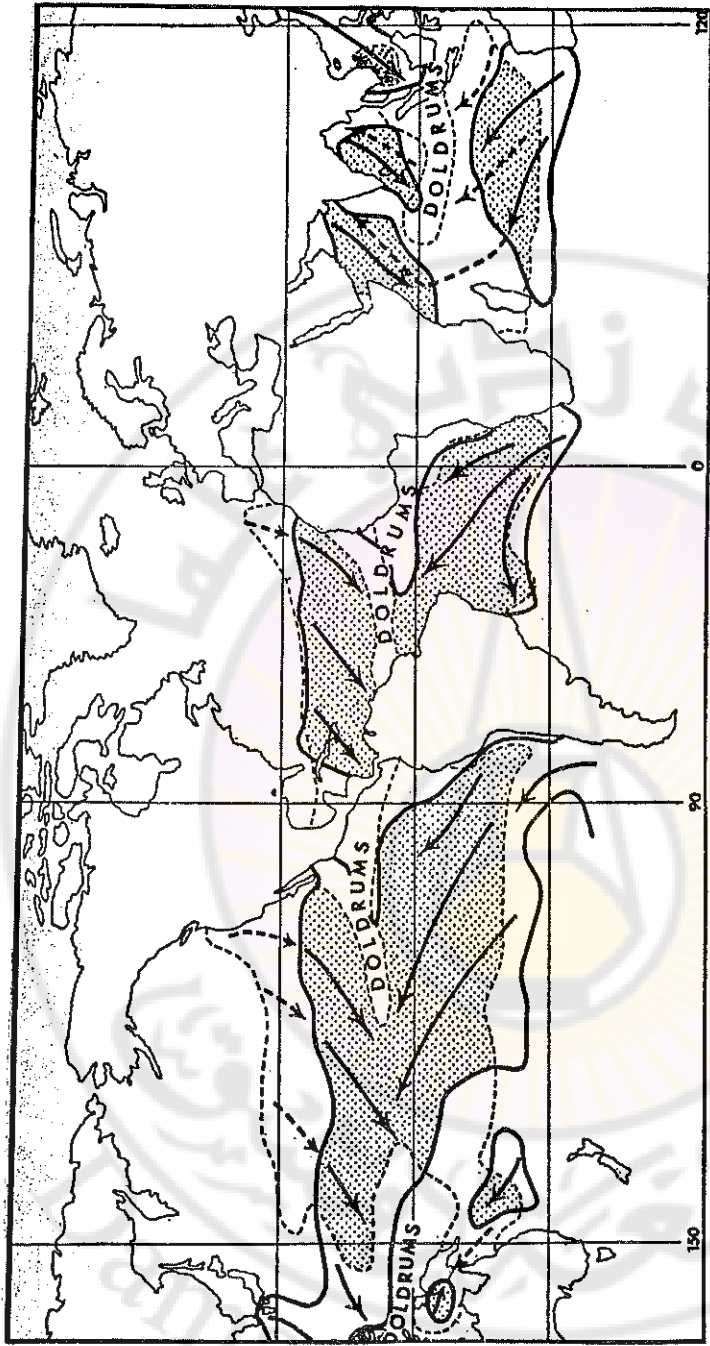
تعرف الرياح التجارية أيضاً باسم رياح الإليزيه (تسمية فرنسية)، كما تعرف باسم رياح الباسات (تسمية إسبانية). وعرفت بالتجارية، نظراً لأهميتها في التجارة، كونها كانت القوة المحركة للسفن التجارية ما بين العالم القديم والعالم الجديد (الأمريكتين).

وتتولد هذه الرياح من جوانب حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري المواجهة للعروض المنخفضة لتتجه نحو الأخلود الاستوائي (الضغط المنخفض الاستوائي). وبفعل قوة كوريوليس، فإن هذه الرياح تنحرف إلى يمين اتجاهها في نصف الكرة الشمالي لتصبح رياحاً شمالية شرقية بدلاً من شمالية، بينما تنحرف إلى

يسار اتجاهها في نصف الكرة الجنوبي لتصبح رياحاً جنوبية شرقية بدلاً من جنوبية. وتميل هذه الرياح القادمة من نصفي الكرة للالتقاء في منطقة الأخدود الاستوائي. ويتم التلاقي فوق المحيطات — بخاصة فوق المحيط الهادي الأوسط — في منطقة تعرف بمنطقة التلاقي بين المدارية (ITCZ) أو جبهة الالتقاء المدارية. وباتجاه خط الاستواء في المناطق الجزرية، فإن الرياح التجارية في الهادي الشرقي تكون رياحاً ضعيفة جداً ومتغيرة، مشكلة منطقة انتقالية تعرف بمنطقة الهدوء الاستوائي (Dol Drum) التي كانت فيما مضى تشكل عائقاً بالنسبة لتحرك السفن الشراعية. ويختلف الامتداد الفصلي لمنطقة الهدوء الاستوائي من فترة إلى أخرى -شكل (٩٤)-؛ فمن شهر تموز حتى شهر أيلول تنتشر غرباً لتصل إلى الهادي الأوسط، كما تمتد في الأطلسي إلى ساحل البرازيل. وهناك منطقة هدوء ثلاثية تقع في المحيط الهندي والهادي الغربي. وفي الفترة من آذار حتى نيسان تمتد لمسافة (١٦٠٠ كم) من إفريقية الشرقية حتى خط الطول (١٨٠)، وتمتد مرة أخرى في الفترة من شهر تشرين الأول حتى شهر كانون الأول.

وتتصف الرياح التجارية بمنشئها الجاف، إن كان مصدرها قارياً، لكن إذا ما سنحت لها الفرصة لعبور مسطحات مائية، فإنها تتحمل بالرطوبة الوفيرة التي تسقطها أمطاراً على السواحل الشرقية من القارات (جنوب شرقي إفريقية، جنوب شرقي وشمال شرقي أمريكا الجنوبية). في حين تبقى السواحل الغربية في نطاق هبوب الرياح التجارية جافة تسودها الصحاري في معظمها. وتكون الرياح التجارية أكثر قوة في نصف السنة الشتوي.

ب — الغربيات الاستوائية (Equatorial Westerlies): نتيجة لتعاكس فعل قوة الأرض الحارفة في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي، وتحرك الخدود الاستوائي المرتبط بخط الاستواء الحراري شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية، بحيث يتركز في فصل الشتاء جنوبي خط الاستواء الفلكي وفي فصل الصيف شمالي خط الاستواء الفلكي. وبما أن الرياح التجارية تندفع في نصفي الكرة نحو، لذا فإن



الشكل رقم (٩٤)

مناطق الهدوء الاستوائية، ومناطق التلاقي (القارب) بين المدارية (المناطق المقطة)

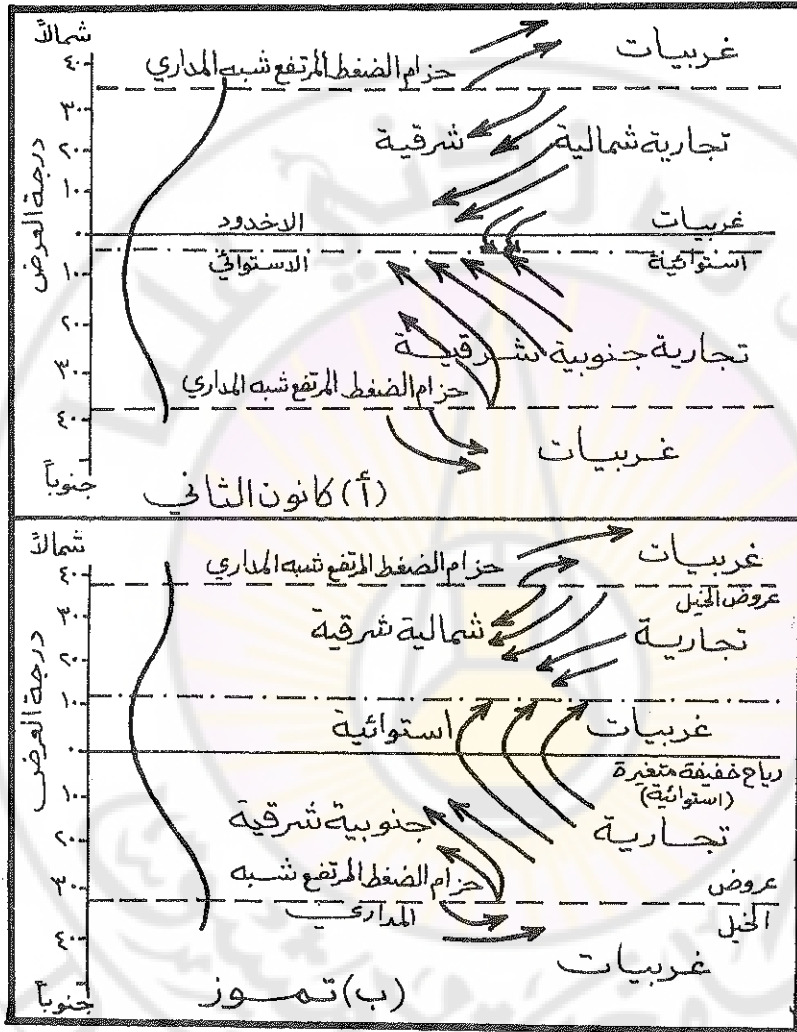
عن: « Crowe, 1949 - 1950 »

على إحداها أن تحتاز خط الاستواء الفلكي في فصل والأخرى في فصل آخر - انظر الشكل (٩٥) - نحو خط الاستواء الحراري الذي يشكل محور امتداد الأخدود الاستوائي، مما يجعلها تغير اتجاهها عند عبورها بفعل قوة الأرض الحارفة؛ فالرياح الشمالية الشرقية تصبح شمالية غربية بعد اجتيازها خط الاستواء الفلكي، والرياح الجنوبية الشرقية تصبح جنوبية غربية بعد عبورها خط الاستواء الفلكي. وتعرف المنطقة التي تهب فيها الغريبات التجارية الاستوائية باسم منطقة الغريبات الاستوائية التي قد تخفي في بعض المناطق التي يسودها الهدوء الاستوائي. والغريبات الاستوائية؛ رياح خفيفة السرعة، رطبة لكونها تمر فوق المنطقة الاستوائية ذات الغطاء النباتي الوفير والتربة الرطبة والحرارة المرتفعة التي تنشط من عملية التبخر والتتح.

ج - غريبات العروض الوسطى (Westerlies): وهي ما تعرف باسم الرياح العكسية (العكسيات) كونها تعاكس في وجهتها الرياح التجارية في نصفي الكرة، فهي تنبعث من الجانب المواجه للقطب في حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري (الجانب الشمالي الغربي في نصف الكرة الشمالي) باتجاه مركز الضغط المنخفض تحت القطبي، لذا فإن مجال هبوبها يكون بين خطي عرض (٣٥-٦٥) درجة شمالاً وجنوباً. واتجاهها العام من الجنوبي الغربي في نصف الكرة الشمالي، ومن الشمال الغربي في نصف الكرة الجنوبي. وتتصف هذه الرياح بكونها أقل انتظاماً وثباتاً في اتجاهها من الرياح التجارية، بسبب وعورة التضاريس التي تمر فوقها، ونماذج الضغط الفصلية المتغيرة كالمخفضات الجوية الجبهية، وغالباً ما يصاحبها طقس عاصفي مضطرب.

وتتميز الغريبات في نصف الكرة الجنوبي بكونها أكثر قوة وثباتاً باتجاهها مما في نصف الكرة الشمالي بسبب عظم مساحة الماء وقلة مساحة اليابس.

د - الشرقيات القطبية (Polar Easterlies): هي رياح شديدة البرودة، قليلة الرطوبة، تهب من منطقتي الضغط المرتفع القطبي في نصفي الكرة باتجاه منطقتي الضغط المنخفض عند الدائرتين القطبيتين. واتجاهها العام من الشرق الشمال



الشكل رقم (٩٥)

توضح أحزمة الضغط والرياح السائدة في العروض المنخفضة

الشرقي في نصف الكرة الشمالي، ومن الشرق الجنوب الشرقي في نصف الكرة الجنوبي. وتتصف بجفافها وشدة برودتها وقوتها في الشتاء، ويرافقها في الصيف طقس غائم كثير الضباب. وتكون هذه الرياح أكثر انتظاماً في النصف الجنوبي، حيث يوجد ضغط مرتفع فوق الهضبة المرتفعة من القارة القطبية الجنوبية الشرقية وضغط منخفض على المحيط المحاذي لها من الشمال. بينما تتصف نظم الضغوط في النصف الشمالي بالتعقيد مما يجعل هبوبها غير منتظم. وكثيراً ما تتوغل نحو الجنوب في كل من آسيا وأمريكا الشمالية، لتبلغ العروض شبه المدارية محدثة طقساً جافاً شديد البرودة، إذا ما كانت قادمة من منطقة قارية، وطقساً مثلجاً وممطراً بارداً إذا ما كانت قادمة من منطقة بحرية أو عابرة إياها.

٢- الرياح الموسمية (Monsoon Winds):

هي رياح فصلية تهب في مواسم محددة من السنة وبشكل دوري. فهي تمثل دورة منتظمة للهواء المتحرك ما بين اليابس والماء خلال نصفي السنة الصيفي والشتوي. وتكثر في المناطق التي يحدث فيها تداخل كبير لكتل اليابس والماء. وبما أن مثل هذا التداخل يكثر في العروض المدارية — بخاصة في جنوب آسيا وجنوب شرقها — لذا فإن تلك العروض هي المكان الأساسي لسيادة تلك الرياح، رغم أن هبوبها يبلغ أحياناً خط عرض (٦٠) على الساحل الشرقي لآسيا. وأهم مناطق هبوبها الأجزاء الجنوبية والجنوبية الشرقية والشرقية من القارة الآسيوية، وأجزاء من إثيوبيا والصومال واليمن، وشمالي أستراليا، وأجزاء من جنوب شرقي الولايات المتحدة. غير أن القارة الآسيوية تعد أعظم ميدان تظهر فيه الرياح الموسمية، لعظم اتساعها وكثرة تداخلات الماء في يابسها عند أطرافها الجنوبية والشرقية.

وترتبط آلية هبوب الرياح الموسمية باختلاف الضغط الجوي ما بين اليابسة والماء في نصفي السنة لتباين درجة التسخين ما بين كتلي اليابس والماء. ففي فصل الصيف تكون آسيا الوسطى مركزاً لضغط منخفض حراري تندفع نحوه الرياح التجارية من الضغط المرتفع شبه المداري المتمركز عند خط عرض (٣٠) جنوباً،

وبعبور تلك الرياح لخط الاستواء يتغير اتجاهها وهي في طريقها نحو مركز الضغط المنخفض في حركة معاكسة لوجهة حركة عقارب الساعة، لذا نجدها تصل كرياح جنوبية غربية إلى الهند والهند الصينية، وكرياح جنوبية إلى شرقي الصين، لتصبح رياحاً جنوبية شرقية عندما تصل اليابان -شكل (٩٦-أ)-. وينجم عن هبوب الرياح الموسمية الصيفية أغرز الأمطار وأوفرها، وفترة هبوبها تمثل فصل الأمطار الرئيسي.

أما في فصل الشتاء، فتهب الرياح ذات الطبيعة القارية الجافة أصلاً من أواسط آسيا وشمالها، حيث يسود ضغط جوي مرتفع ناجم عن التبريد الشديد للقارة، بينما تكون البحار الحارة الجنوبية مشغولة بضغط منخفض (الحيط الهندي والهادي) مركزه إلى الجنوب من خط الاستواء، مما يجعل الهواء يندفع من القارة الباردة مرتفعة الضغط تجاه البحار الحارة منخفضة الضغط على شكل تيارات أفقية باردة جافة أصلاً، تترطب بمرورها فوق البحار، كما يحدث لها في أثناء مرورها فوق خليج البنغال لتهطل أمطاراً وفيرة فوق منطقة الساحل والجبال الساحلية من جنوب شرقي الهند. وإذا كانت هذه الرياح تصل إلى الهند كرياح شمالية شرقية، فإنها تكون شمالية غربية فوق اليابان وشمالي الصين، وشمالية فوق جنوبي الصين والساحل الشرقي من الهند الصينية -شكل (٩٦-ب)-.

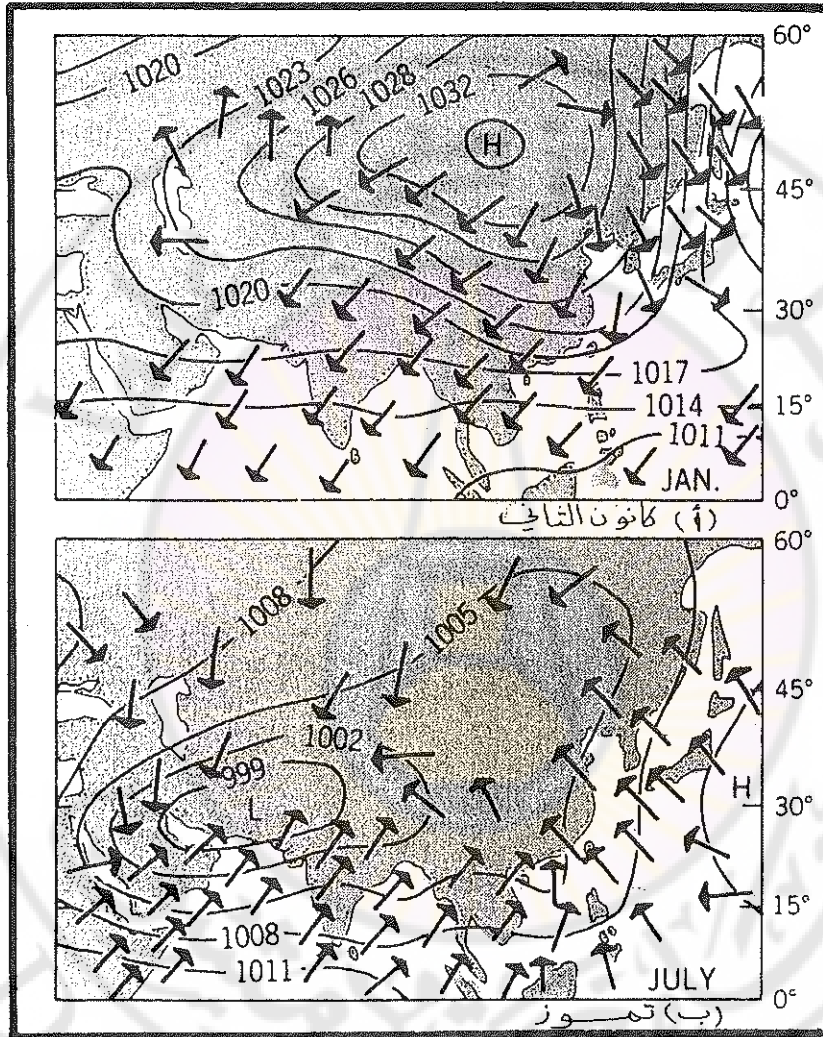
٣- الرياح المحلية (Local Winds):

هي رياح تهب على مناطق معينة من العالم حسب نظام غير ثابت وخلال فترة زمنية قصيرة (جزء من يوم، يوم، أو بضعة أيام). ومن الأمثلة عن تلك الرياح:

أ- الرياح المرافقة للمنخفضات الجوية:

وهي على نوعين -شكل (٩٧)-:

١- رياح حارة؛ تهب في مقدمة المنخفضات الجوية الجبهية، كرياح حارة جافة ومرتبة غالباً، وهي جنوبية عموماً، يكثر تردها في فصل الربيع وقليلًا في فصل الخريف، وتعرف بأسماء محلية في مناطق هبوبها: فهي تعرف بالخماسين في مصر لكون هبوبها يستمر قرابة خمسين يوماً من أيام الربيع في شهري نيسان وأيار،



الشكل رقم (٩٦)

الحركة الموسمية الآسيوية الشتوية (أ) والصيفية (ب)

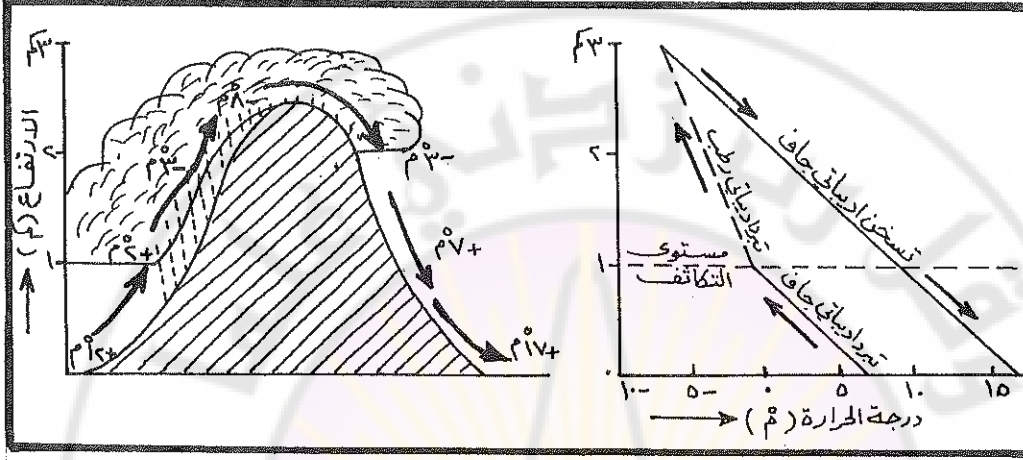
٢- رياح باردة؛ وهي رياح تهب في مؤخرة المنخفضات الجوية الجبهية من مصدر شمالي، وتكون باردة عموماً وجافة، كما في رياح المسترال التي تهب على الساحل الفرنسي المتوسطي كرياح باردة جافة، وكما في رياح البورا التي يتعرض لهبوبها ساحل دلماشيا في يوغوسلافيا، ومثل ذلك رياح الفاردراك التي تهب شتاء على شمالى بحر إيجه، وسميت بهذا الاسم لسلوكها نهر فاردار.

هي تلك الرياح التي يطرأ عليها الكثير من التغيير في صفاتها في أثناء عبورها
كتلة جبلية وهبوطها فوق السفح المعاكس لوجهتها، كما هو الحال في رياح القوهن.

وتعد رياح الفوهن من الخصائص العامة المميزة لمناخ السفوح الشمالية من جبال الألب. وهي رياح جنوبية حارة شديدة الجفاف. وتعود رياح الفوهن في نشأتها إلى منطقة القارة الإفريقية الشمالية، وهي جافة حارة أصلاً، لكنها تتربط بعبورها البحر المتوسط منجذبة بالضغط المنخفضة المتنقلة شرقاً إلى الشمال من جبال الألب. وما أن تصطدم تلك الرياح بمقدمات الألب الجنوبية حتى تأخذ بالارتفاع، مما يجعلها تتبرد ذاتياً، فإذا كانت كمية الرطوبة في الهواء مرتفعة، فإن بخار الماء يتكثف وتنطلق الحرارة الكامنة في أثناء التكاثف مما يجعل معدل التبريد الذاتي يتبع المنحنى الرطب (١٠٠/م°). وما أن يعبر الهواء ذرا الجبال التي قد تكون مغطاة بالغيوم الماطرة بما في ذلك الجزء العلوي من السفح المعاكس لوجهة الرياح، حتى يضطر إلى الهبوط على السفح الآخر، وهبوطه يتسخن ذاتياً بالانضغاط مما يؤدي إلى تبخر بعض قطرات ماء أعالي الغيم، مستفيداً بذلك جزءاً من طاقته، مخفضاً من درجة التسخين الذاتي الجاف (معدل ذاتي مشبع). وما إن يهبط الهواء مسافة قصيرة أسفل الذرا حتى تكون جسيمات الغيمة قد تبخرت — حيث أن مستوى قاعدة الغيوم في الجهة المعاكسة لاتجاه الرياح تكون على ارتفاع أعلى مما هي عليه في الجهة المواجهة —، ويستمر الهواء أسفل مستوى قاعدة الغيوم بالهبوط وبالتسخين وفق المعدل الذاتي الجاف (١٠٠/م°) فترتفع درجة الحرارة سريعاً، ويزداد جفاف الهواء، ليصل إلى قاعدة السفح الشمالي من الجبال وهو هواء حار جاف جداً، يمكن أن يسبب في ارتفاع درجة الحرارة بمقدار (٨ — ١٥م°)، وأحياناً أكثر خلال عدة ساعات، بل قد يحدث هذا الارتفاع الحراري خلال عدة دقائق. وقد يترتب على ذلك حدوث حرائق في فصل الربيع — والشكل التالي (٩٨) يبين آلية رياح الفوهن، والتغيرات المرافقة لها في درجة الحرارة والرطوبة الجوية —.

غير أنه إذا كانت الرياح الصاعدة جافة أثناء صعودها واستمرت هكذا دون أن ينجم عن تبردها حدوث أي تكاثفات، فهبوطها على السفح الآخر لا تؤدي إلى

أي تغيرات في الحرارة، لأن معدل تناقصها وتزايدها واحد (معدل التناقص والتزايد الذاتي الجاف)، وبالتالي لا يكون هناك ظاهرة فوهن.



الشكل رقم (٩٨)

رياح الفوهن، والتغيرات الحاصلة في درجة الحرارة

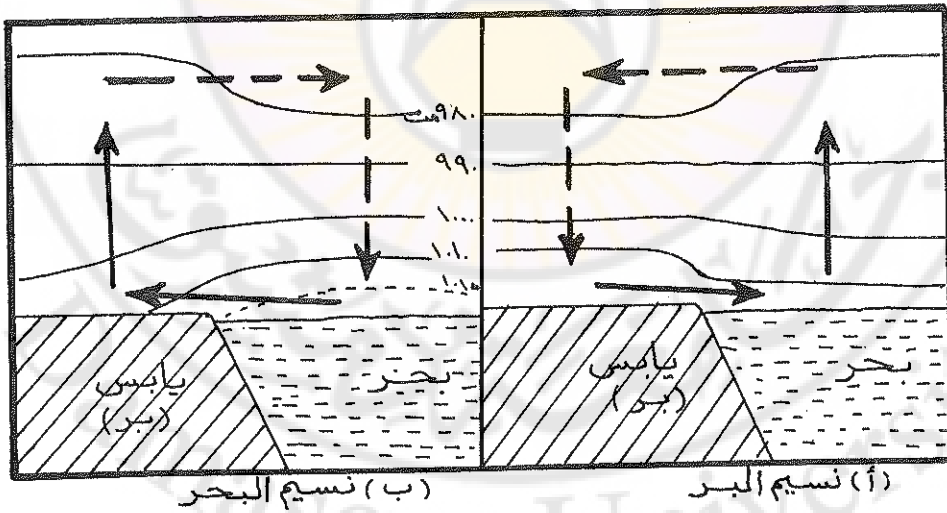
ويشابه رياح الفوهن الألبية، رياح الشنوك على السفوح الشرقية لجبال الروكي الأمريكية، ويكون اتجاهها جنوبياً غربياً بصفة عامة. وأكثر ما تهب رياح الفوهن والشنوك في فصلي الشتاء والربيع. وتسود الرياح من نمط رياح الفوهن في معظم بقاع العالم التي تتعرض فيها الجبال للرياح الرطبة، وتهبط على السفوح المعاكسة لها.

٤- الرياح اليومية (Diurnal Winds):

تفسح ذبذبة الضغط اليومية ما بين الليل والنهار المجال لظهور رياح على مقياس صغير تتمثل في مناطق محددة، كما في نسيم البر والبحر، ونسيم الوادي والجبل.

أ - نسيم البر والبحر:

يحدث في أيام الطقس الهادئ والسماء الصحو، تبريد ليلي لسطح اليابس يزيد على تبريد سطح ماء البحر المجاور، مما يجعل هواء الطبقات فوق اليابس يتبرد بسرعة أكبر من تبرده فوق سطح البحر، ناجماً عن ذلك تقلص في الهواء وانكماشه وتضاغطه فوق اليابس بصورة أكثر مما فوق البحر، ليتشكل ضغط مرتفع سطحي عند سطح اليابس، وضغط منخفض سطحي عند سطح الماء. ونتيجة لاختلاف درجة التبريد فإن سطوح الضغط تكون أكثر تراساً فوق اليابس منها فوق الماء، وهذا يعني أن الضغط بعيداً عن السطح (عند سوية ٣٠٠ - ٥٠٠ م) يكون فوق اليابس أخفض مما هو عليه فوق البحر. يترتب على ما تقدم، تحرك للهواء عند السطح في الليل من اليابس الأبرد والأكثر ضغطاً إلى البحر الأدفأ والأقل ضغطاً على صورة نسيم يعرف بنسيم البر. بينما في الأعلى تكون حركة الهواء عكسية، من فوق البحر الأكثر ضغطاً إلى فوق اليابس الأقل ضغطاً، وصلة الوصل بين تلك الحركتين الأفقيتين حركتان رأسيان، إحداها هابطة فوق اليابس، والأخرى صاعدة فوق البحر - شكل (٩٩) -.



الشكل رقم (٩٩)

نسيم البر والبحر

ويستمر هبوب نسيم البر طوال الليل وحتى ما بعد بزوغ الشمس بقليل
(١ — ٢ ساعة)، وسرعته محدودة عموماً، فهي بمحدود (٢م/ثا).

أما في النهار فيصبح الياض أكثر حرارة من البحر لسرعة تسخن الياض
قياساً بالماء، مما يجعل الهواء المتسخن فوق الياض يتحرك للأعلى مترتباً على ذلك
انخفاض في الضغط عند السطح في حين يكون سطح الماء أبرد، والهواء الملاصق له
أبرد، والضغط عنده أكبر، حيث تكون سطوح الضغط فوق البحر متضاغطة على
بعضها، بينما تكون متباعدة عن بعضها فوق الياض، وهذا يعني أنه في المستويات
المرتفعة نسبياً، يكون الضغط فوق البحر أعلى مما هو عليه فوق الياض. ولذا فإن
حركة الهواء عند السطح في ساعات النهار، تكون من البحر الأبرد والأكثر ضغطاً
إلى الياض الأدفأ والأخفض ضغطاً، وفي المستويات الأعلى تكون الحركة عكسية
— (شكل ٩٥) —. ويعرف الهواء المتحرك عند السطح نهاراً من البحر إلى البر بنسيم
البحر، الذي يبلغ أقصى قوته في ساعات ما بعد الظهر (١٤ — ١٦).

وعادة ما يكون نيم البحر أكثر قوة من نسيم البر، حيث تبلغ سرعة نسيم
البحر حوالي (٥م/ثا)^(١)، ويمكن أن يصل تأثيره حتى مسافة (٢٠ — ٥٠ كم) أو أقل
من ذلك حسب الظروف التضاريسية وحركة الجو العامة. وثخانة نسيم البر
والبحر محدودة لا تزيد على (٥٠٠م) فوق السطح. ويمكن لنسيم البحر أن يخفض
درجة الحرارة في المنطقة الساحلية، بخاصة في المناطق المدارية بما يعادل (٨ — ١٠م)
خلال أقل من نصف ساعة^(٢).

وفي بعض الحالات تكون وجهة رياح الانحدار مضادة لوجهة نسيم البحر،
مما يؤخر تطوره، وقد يمنع وصوله إلى الياض. بينما في حالات أخرى تكون

(1) Geiger, R; « The Climate Near the Ground ». Harvard University Press, 1950, p.212.

(2) Stone, W.G & Others; « Geographic Fundamentals ». London, 1975, p.127.

مسايرة لاتجاه نسيم البحر مما يزيد من سرعته المحصلة. وهناك حالات تأخذ فيها الرياح المحصلة اتجاهاً يقع بين اتجاهي رياح الانحدار ونسيم البحر.

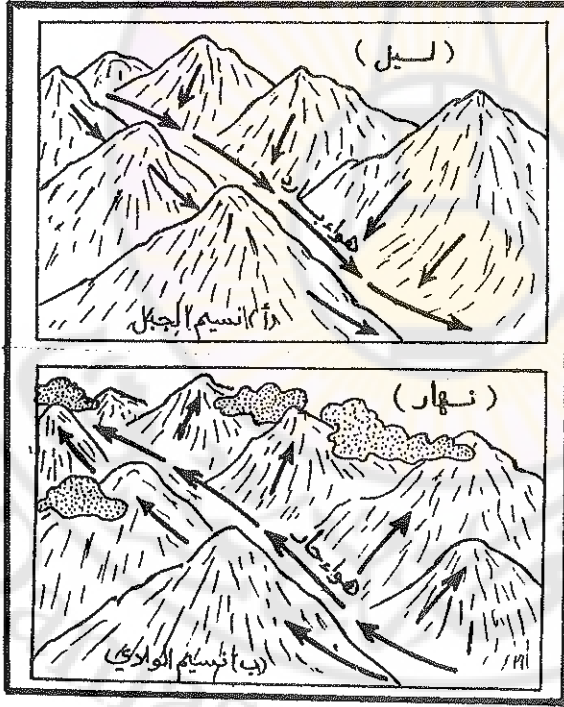
وكلما تزيد الفارق بدرجات الحرارة في فترة ما بعد الظهر، ازداد انحدار الضغط المحلي بين البحر واليابس، وازدادت بالتالي شدة مركبة نسيم البحر. ونتيجة لذلك تتزايد قوة كوريوليس مما يجعل نسيم البحر يتخذ أحياناً وجهة موازية للساحل. ولا يقتصر هبوب نسيم البر والبحر على سواحل البحار والمحيطات، ولكنه يهب أيضاً على شواطئ البحيرات والأنهار الكبيرة.

ب - نسيم الجبل والوادي:

يحدث نسيم الجبل والوادي في المناطق المتباينة تضاريسياً - شكل (١٠٠) -، ويمثل دورة عامة للهواء تتم خلال الأربع والعشرين ساعة.

ففي خلال الليالي الصحو الهادئة تزداد درجة تبرد الهواء على سفوح الجبال لسرعة فقد الحرارة بالإشعاع قياساً بالأجزاء الدنيا من السفوح، مما يجعل الهواء الملامس لسفح الجبل أقل حرارة وأكثر كثافة من الهواء الحر، مما يضطره إلى الهبوط تحت تأثير ثقافته نحو الأسفل (رياح سفحية هابطة) باتجاه المنخفضات وقيعان الأودية - شكل (١٠٠-أ) -. ويحل محل الهواء الهابط هواء أدفأ منه نسبياً يأتي من طبقة الهواء الحر المجاورة. وفي أثناء هبوط الهواء فإنه يتضاغط، مما يجعله يميل ليصبح أكثر حرارة، وبالتالي سيجنح إلى الوقوف عن التدفق، إلا أن استمرار الهواء عند السفح العلوي في فقد حرارته بملامسته لسطح اليابسة البارد يعاكس تأثير التسخين الذاتي الناجم عن الانضغاط، وعليه يستمر الهواء السفحي الهابط بالتدفق. وتبلغ سرعة نسيم الجبل حدها الأقصى قبيل شروق الشمس مباشرة في الفترة التي يصل فيه التبرد الليلي إلى حده الأعظمي. وكثيراً ما يتضافر نسيم الجبل مع نسيم البر في الحالة التي تكون فيها الأراضي المرتفعة مجاورة مباشرة لخط الساحل مما يؤدي إلى رياح عالية السرعة نوعاً ما متجهة نحو ساحل البحر، وتبلغ سرعة نسيم الجبل نحو (٥٥/م/ثا).

أما في النهار، فتكون الحركة معاكسة لتلك التي في الليل -شكل (١٠٠-ب)-، حيث ترتفع حرارة قيعان الأودية والمنخفضات بسرعة، ويتمدد الهواء نتيجة لذلك وتقل كثافته مرتفعاً نحو الأعلى، ومتسلقاً سفوح المنحدرات، ليحل محله الهواء الأقل حرارة، المتمركز في المستويات العليا من الأودية. وفي أثناء صعود الهواء متسلقاً سفح الوادي (رياح سفحية صاعدة) يتمدد في الأجزاء العليا متعرضاً لعملية تبريد ذاتي تميل إلى وقف صعوده، إن لم يعاكس ذلك عملية تسخين مستمرة للهواء في قاع الوادي تعطيه القوة للاستمرار في الصعود. ونسيم الوادي ضعيف، لكون تدرج الضغط المحلي بسيط، وهو أقل سرعة بكثير من نسيم الجبل حيث لا تتجاوز سرعته (٢م/ثا)، لأن نسيم الوادي يعاكس في اتجاهه قوة الجاذبية التي تعمل على خفض سرعة جريان الهواء نحو أعلى المنحدر.



الشكل رقم (١٠٠)
نسيم الجبل (أ) والوادي (ب)

الفصل الثالث

حركة الجو العامة

أولاً — تعريف الدورة الهوائية العامة.

ثانياً — العوامل المتحكمة في دورة الهواء العامة.

ثالثاً — مظاهر دورة الهواء العامة.

رابعاً — نماذج الدورة الهوائية العامة.



الفصل الثالث

حركة الجو العامة

أولاً — تعريف الدورة الهوائية العامة:

تمثل الدورة الهوائية العامة (General Atmospheric Circulation) في الغلاف الجوي، الحركات الهوائية الأفقية والשאقولية المتبادلة في المستويين العلوي والسطحي من طبقة التروبوسفير التي تتخذ مجموعها شكل دورة على مستوى الكرة الأرضية يتحقق من خلالها تبادلات طولانية للهواء من خلال الخلايا الحركية متوسطة أو أصغرية الحجم الموجودة ضمنها.

ثانياً — العوامل المتحكمة في دورة الهواء العامة:

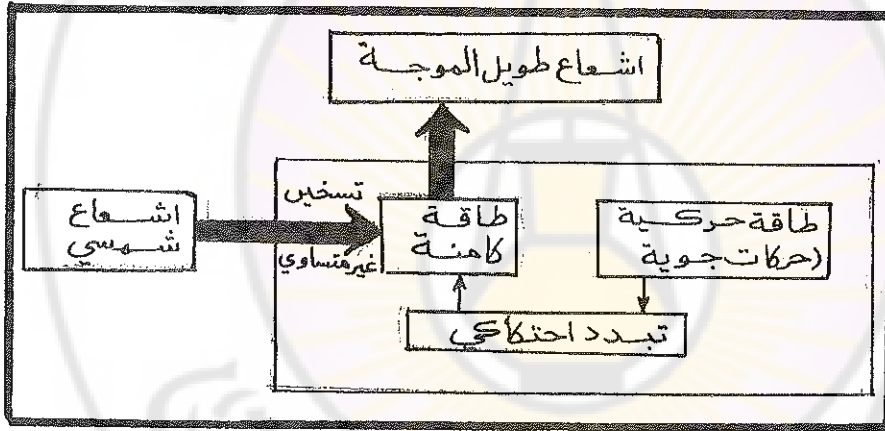
يتحكم في دورة الهواء العامة بمركبتها الشاقولية والأفقية عدة عوامل تعمل متضامنة متضافرة مع بعضها. ولما كانت الدورة الهوائية العامة في الغلاف الجوي هي نتاج عدم التوازن في كل من؛ الإشعاع، الرطوبة الجوية، قوة الدفع، والكتلة مابين العروض المنخفضة والعروض المرتفعة، لذا فإن عدم التوازنات تلك تشكل طاقة حركية تعمل على تحريك جزيئات الهواء، بحيث تخلق نظاماً حركياً جويّاً على مستوى الكرة الأرضية.

وهكذا يمكن القول أن أهم عاملين متحكمين في دورة الهواء العامة ومحركين لها هما:

١ — التسخين الأرضي غير المتكافئ:

تتميز العروض الواقعة بين خطي عرض ٣٥ شمال خط الاستواء وجنوبه بفائض من الطاقة الإشعاعية ومن الرطوبة الجوية التي تنتقل -عبر حركات طولانية- نحو العروض الأعلى المتصفة بعجز في الطاقة الإشعاعية والرطوبة الجوية، بغية تحقيق التوازن المفترض وجوده مابين أجزاء الكرة الأرضية المختلفة.

إن التسخين غير المتكافئ للأرض وغلافها الجوي بواسطة الإشعاع الشمسي المباشر وغير المباشر يولد طاقة كامنة يتحول بعضها إلى طاقة حركية بفعل ارتفاع الهواء الساخن في مناطق الفيض وهبوط الهواء البارد في مناطق العجز. وتخضع هذه الطاقة الحركية للحركة الجوية بمقاييسها المختلفة إلى التبدد بواسطة الاحتكاك من جهة والدوامات الاضطرابية الصغيرة المقياس (اللزوجة الداخلية) من جهة أخرى -شكل (١٠١)-. ولكي تستمر الحركة العامة للهواء يجب أن يتوازن معدل توليد الطاقة الحركية بشكل واضح مع معدل تبددها. وقد قدر هذان المعدلان بنحو (٢) واط/م^٢، وهذا ما يكافئ إلى قرابة ١٪ فقط من معدل الإشعاع الشمسي الممتص عند سطح الأرض وفي الجو.



الشكل رقم (١٠١)

مخطط يبين التغيرات في الطاقة ضمن منظومة الجو - الأرض

٢- قوة الدفع الزاوي (Angular Momentum) للأرض وجوها:

تشكل قوة الدفع الزاوي للأرض وغلافها الجوي العامل الثاني في الأهمية المتحكم في دورة الهواء العامة، حيث يتحرك الغلاف الجوي الأرضي مع الأرض حول محور الدوران الأرضي، مما يمنح الجو قوة دفع زاوي تتناسب مع سرعة الحزمة الهوائية الدائرية (السرعة الزاوية) ومع مربع بعدها عن محور الدوران. ومع انتظام

دوران الأرض والجو فإن إجمالي قوة الدفع يجب أن تبقى ثابتة (أي أن هناك حفظ لقوة الدفع الزاوي). وعلى افتراض أن كتلة كبيرة من الهواء غيرت موضعها على سطح الأرض، فإن بعدها عن محور الأرض يتغير أيضاً، وهذا يستوجب تغير سرعتها الزاوية بالطريقة التي تسمح لقوة الدفع الزاوي أن تبقى ثابتة.

وبصورة عامة، فإن قوة الدفع الزاوي تكون أعظمية عند خط الاستواء حيث السرعة الاستوائية للدوران تبلغ 465 م/ثا ، لتتناقص مع تزايد درجة العرض (السرعة الدورانية عند خط عرض 60° تبلغ 230 م/ثا) لتصبح قيمتها صفراً عند القطب (محور الدوران نفسه). وهكذا فإن الهواء المتحرك باتجاه القطب يميل لاكتساب سرعات أكبر باتجاه الشرق بشكل تدريجي، فإذا ما انتقل الهواء من خط عرض 42° إلى خط عرض 46° ، فللحفاظ على قوة دفعه الزاوي ثابتة يجب أن تزداد سرعته بالنسبة إلى سطح الأرض بحدود 29 م/ثا . وعملياً فإن هذا التزايد في سرعة الهواء سيقاوم بقوة أخرى تؤثر على حركته (بخاصة قوة الاحتكاك)، وليس هناك من شك في أن العديد من المظاهر الهامة للدورة الهوائية العامة تنتج عن تحرك قوة الدفع الزاوي هذه باتجاه القطب.

إن ضرورة انتقال قوة الدفع الزاوي باتجاه القطب تدرك بسهولة من استمرار الغربيات في العروض الوسطى، حيث تُمنح هذه الرياح باستمرار قوة دفع غربية للأرض بواسطة الاحتكاك، وإذا لم تتجدد هذه التغذية باستمرار من مكان إلى آخر بقوة دفع قادمة من العروض المنخفضة، فإن الغربيات ستتوقف خلال عشرة أيام تقريباً نتيجة تبدها بالاحتكاك. وفي العروض المنخفضة تكتسب الشرقيات المدارية الواسعة الانتشار قوة دفع غربية بواسطة الاحتكاك، نتيجة لدوران الأرض في اتجاه معاكس لتدفق الشرقيات المدارية. وتتحول قوة الدفع الزاوي الفائضة باتجاه القطب، حيث يحدث النقل الأعظمي باتجاه القطب، وبشكل بارز بجوار التيار النفاث شبه المداري عند ارتفاع حوالي 250 ميليار وذلك بين خطي عرض 30° شمالاً و 20° جنوباً.

ويمكن أن يتم نقل قوة الدفع الزاوي من العروض المنخفضة إلى العروض المرتفعة بعدة طرق:

أ — بواسطة الحركات في حجارة هادلي في العروض المنخفضة.

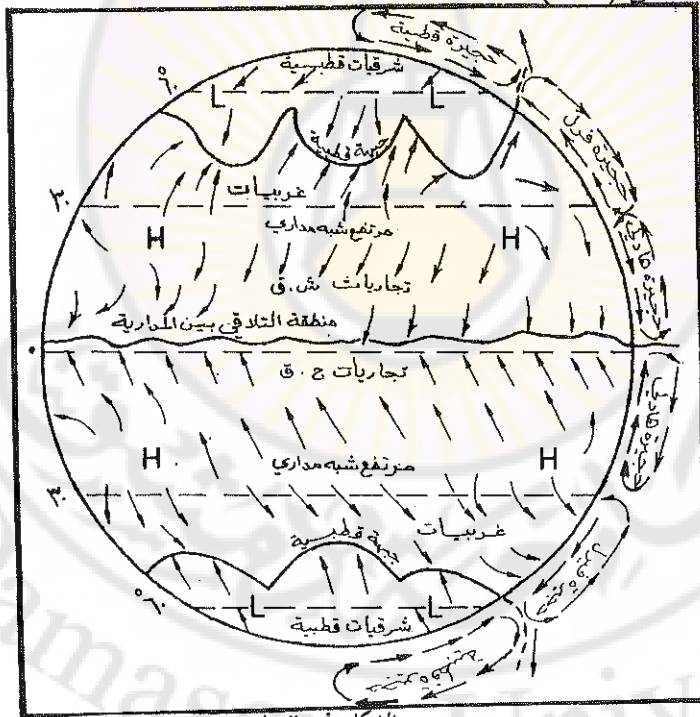
ب — بواسطة الاضطرابات الجوية المتحركة، خاصة في التروبوسفير العلوي شبه المداري — كما أشرنا إلى ذلك سابقاً.

ج — بواسطة أمواج الضغط التروبوسفيرية في المستويات العليا وما يرافقها من اضطرابات إعصارية سطحية (منخفضات جوية) وأضداد أعاصير (مرتفعات جوية).

ثالثاً — مظاهر دورة الهواء العامة:

تعكس المظاهر الرئيسية لدورة الهواء العامة شكل الحركات الهوائية والترابط بينها وبين أنظمة الضغط الرئيسية عند سطح الأرض وفي أعالي التروبوسفير. ويمكن النظر إلى الجو التروبوسفيري على أنه يعمل بين ينبوعين حراريين أحدهما حار في المنطقة الاستوائية والآخر بارد في المنطقة القطبية يحران الهواء في المستويات الأفقية والرأسية. ففي المنطقة الاستوائية ذات الحرارة المرتفعة والضغط المنخفض الدائم يتحرك الهواء رأسياً نحو الأعلى نتيجة تمدده وانخفاض كثافته بفعل تسخينه الشديد من سطح الأرض المتسخنة، مما يترتب على ذلك تدفق الهواء أفقياً من نصفي الكرة (التجاريات) نحو الأخطود الاستوائي الذي يتسخن بدوره ويصعد نحو الأعلى. وفي أعالي التروبوسفير الاستوائي يتجه الهواء المتصاعد نحو أعالي القطبين لأن تدرج الضغط يميل نحو القطبين، وبتزايد بعده عن المنطقة الاستوائية تتزايد فعالية قوة الأرض الحارفة ويزداد انحرافه نحو اليمين في نصف الكرة الشمالي ونحو اليسار في نصف الكرة الجنوبي. وبايتماعده عن المنطقة الاستوائية يزداد تبرده مما يضطره تحت تأثير ثقافته أن يهبط عند العروض شبه المدارية مشكلاً الضغط المرتفع شبه المداري الذي يعد مصدر الرياح التجارية المتجهة نحو خط الاستواء وغريبات العروض الوسطى التي تتجه نحو عروض أعلى.

أما الينبوع البارد في المنطقة القطبية فهو يعمل على تبريد الهواء الجاتم فوقه، ومن ثم انكماش جزيئات الهواء المتبردة وتضاغطها على بعضها، مما يؤدي إلى ارتفاع الضغط عند السطح (الضغط المرتفع القطبي) الذي يدفع هوائه البارد بعيداً عنه على هيئة رياح شرقية شمالية شرقية ليصطدم مع الهواء الدافئ القادم من الضغط المرتفع شبه المداري (غريبات العروض الوسطى)، ولينجم عن اصطدامهما مع بعض ارتفاع الهواء الأدفأ نحو الأعلى متشكلاً تحتته عند السطح ضغطاً منخفضاً (الضغط المنخفض تحت القطبي)، وليرتد الجزء الأكبر من الهواء الذي ارتفع إلى أعالي التروبوسفير نحو العروض شبه المدارية ليندمج مع الحركة الهابطة هناك، بينما يتسرب جزء منه نحو الأجزاء العليا من المنطقة القطبية ليهبط هناك مساهماً في تشكل الضغط المرتفع القطبي. وهكذا تبدو معالم الدورة الهوائية العامة على مستوى الكرة الأرضية - شكل (١٠٢) -.



الشكل رقم (١٠٢)
المظاهر العامة لدورة الهواء العامة

رابعاً — نماذج الدورة الهوائية العامة:

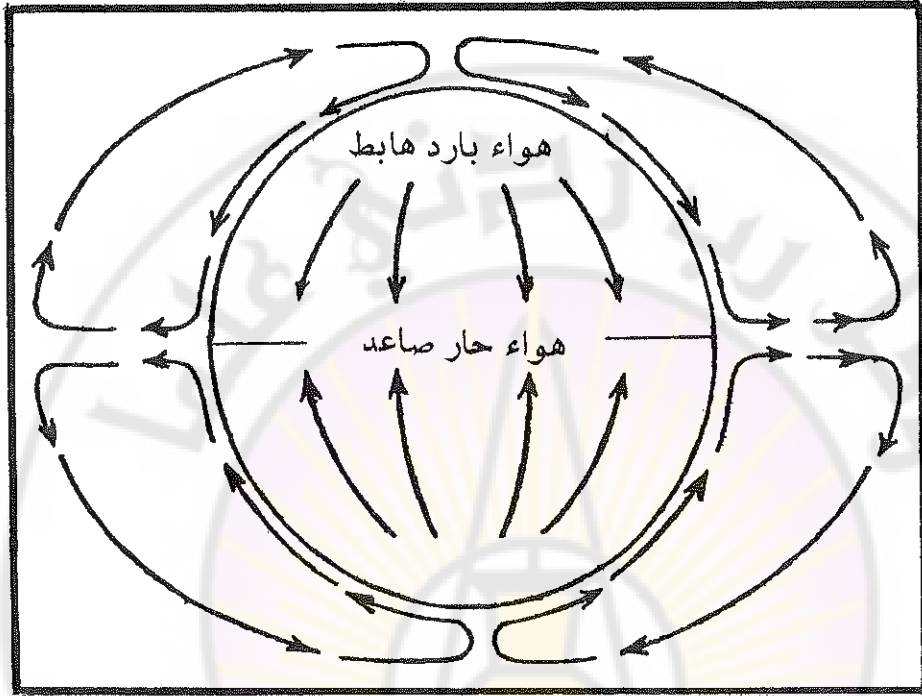
إن دورة الهواء العامة ليست بسيطة كما كان يعتقد سابقاً، وإنما هي معقدة جداً لتعدد العوامل التي تتدخل فيها، ونتيجة لعدم كفاية المعلومات الرصدية عن الجو على المستويين الأفقي والشافولي وتعدد العوامل المتحركة في دورة الهواء العامة، لم يتمكن العلماء حتى يومنا الحالى من وضع نموذج كامل وتام للدورة الهوائية. غير أن مفاهيم الأمس عن دورة الهواء العامة تختلف عن مفاهيم العصر الحالى، مما يمكننا ذلك من التمييز بين مجموعتين من المفاهيم:

أ — المفاهيم القديمة:

وهي مفاهيم حرارية بحتة تفسر دورات الهواء في التروبوسفير — التي تشبه دورات نسيم البر والبحر — مابين منابع حرارية مختلفة. ودوراتها ببيئة حشرات أو نحلايا تعرف بالحجيرات الحملانية. وهي في العادة تقوم على نموذج وحيد من الحجيرات. ويميز في هذه المفاهيم بين نموذجين، أحدهما نموذج الحركة على أرض ثابتة، والآخر نموذج الحركة على أرض دائرة.

١ — نموذج هالي (Halley's Model): إنه نموذج قديم لدورة الهواء العامة على أرض ثابتة، باعتباره لم يأخذ دوران الأرض حول نفسها بعين الاعتبار، لما يمارسه هذا الدوران من تأثير انحرافي على الأجسام المتحركة فوقها. ويعد هذا النموذج الذي وضعه العالم الفلكي إدموند هالي عام (١٦٨٦م) أول نموذج وضع لدورة الهواء العامة يعتمد على توزيعات الإشعاع الشمسي على سطح الأرض والتوزيعات الحرارية. وتعمل دورة الهواء في هذا النموذج مابين منبع حراري استوائي يدفع الهواء المتسخن للارتفاع نحو أعلى التروبوسفير (حركة حملانية) وبين منبع برودة قطبي يدفع الهواء عند السطح نحو المنطقة الاستوائية. ويتحرك الهواء العلوي فوق المنطقة الاستوائية باتجاه أعالي منطقة منبع البرودة التي هبط فيها الهواء متضاغطاً على بعضه، ليتشكل من ذلك كله حجرة هواء دورانية في كل من

نصفي الكرة الأرضية -شكل (١٠٣)-، يتحرك في الشمالية منها الهواء عند السطح من الشمال نحو الجنوب وفي الأعالي من الجنوب نحو الشمال.

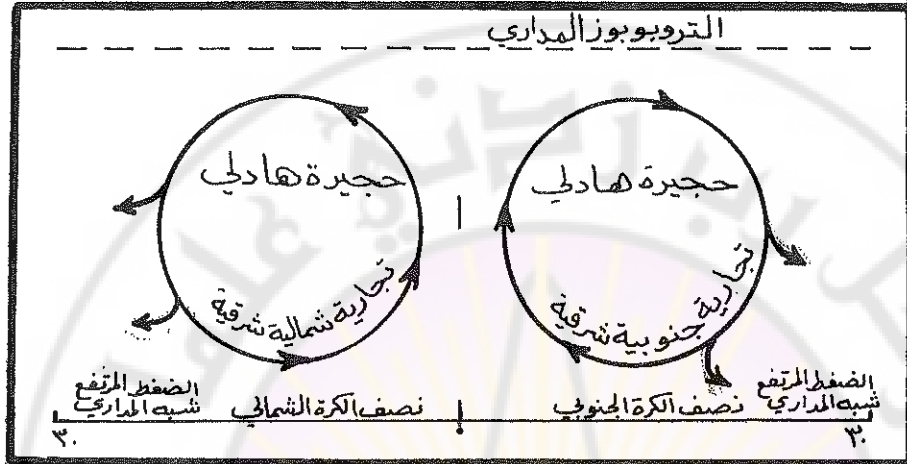


الشكل (١٠٣)

نموذج هالي الحراري للحركة الجوية على أرض ثابتة

٢ - نموذج هادلي (Hadley,s Model): أوضح العالم البريطاني (جورج هادلي) في عام (١٧٣٥م) التأثير الذي يمارسه دوران الأرض على الهواء المتحرك فوقه، مفسراً سبب هبوب الرياح التجارية في نصف الكرة الشمالي من الشمال الشرقي وفي نصف الكرة الجنوبي من الجنوب الشرقي. ولقد اقترح (هادلي) أنموذجاً — في العام السابق نفسه — للدورة العامة للهواء يماثل نموذج (هالي) السابق ذكره مع أخذ تأثير دوران الأرض بعين الاعتبار. غير أن (هادلي) تراجع عن أنموذجه ذلك بعدما تأكد له وجود حركات جوية هابطة عند خط عرض (٣٠) تجعل الحركة الطولانية مقتصرة على مناطق ما بين المدارين، وبذا تتواجد حجرة واحدة

مدارية في كل من نصفي الكرة -شكل (١٠٤)-. ويشبه أنموذج (هادلي) أنموذج (هالي) من حيث المبدأ، لكونه يعتمد أيضاً على العامل الحراري.



الشكل (١٠٤)
نموذج هادلي للحركة الجوية

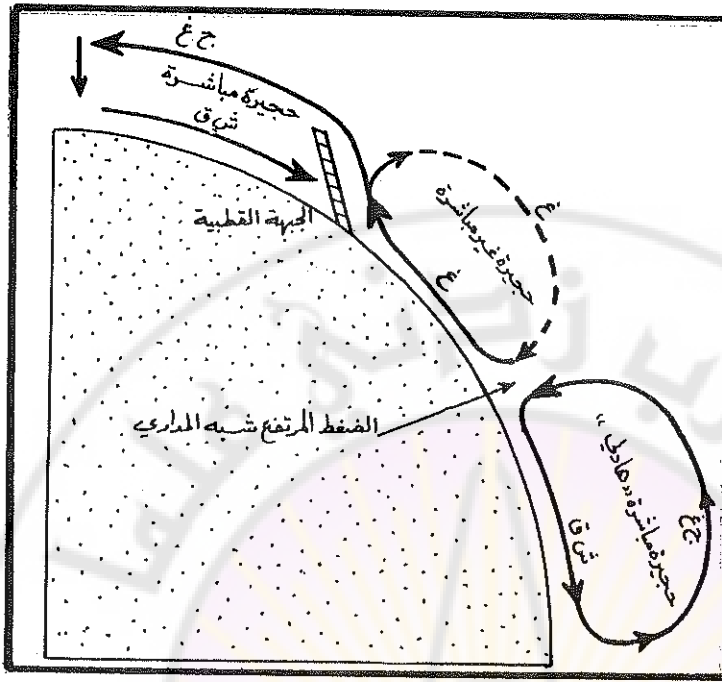
ب - المفاهيم الحديثة:

تعتمد بعض هذه المفاهيم على العامل الحراري-الحركي لتفسير دورة الهواء العامة التي تتخذ شكلاً متعدد الحجيرات، بينما يركز البعض الآخر منها الأحداث عهداً على العامل الحركي فقط.

١- المفاهيم الحرارية - الحركية: تركز هذه المفاهيم على العلاقة ما بين الحركة الهوائية والضغط من جهة وبين الضغط ودرجة الحرارة والتيارات الهوائية من جهة أخرى، انطلاقاً من مبدأ التوازنات المفروض وجودها في كرتنا الأرضية. فإذا ما كانت الرياح السطحية تهب -حسبما أسلفنا ذكره سابقاً في المفاهيم القديمة- من الشرق في كافة العروض، فإن الاحتكاك بينها وبين سطح الأرض الدائرة من الغرب إلى الشرق سيؤدي إلى التخفيف من حركة دوران الأرض، ولكي تحصل

حالة توازن مع عامل تأخير دوران الأرض بفعل الرياح الشرقية يجب أن يعوض ذلك بتسارع ناتج عن حزام أو أحزمة من الرياح الغربية تهب في مستوى سطح الأرض. وهذا يعني أنه لابد من وجود حجرة حركة غربية استطاع العالم (روسي) أن يعلل وجودها ويحدد مكانها في عام (١٩٤١م) انطلاقاً من تجاربه التي أجراها واستنتاجاته التي توصل إليها. كما أكدت المعطيات الحديثة (صور الأقمار الصناعية والمركبات الفضائية... وما إلى ذلك) حقيقة وجود حزام الغربيات في العروض الوسطى، وفسر (روسي) سبب وجوده المرتبط عموماً بالية تشكل الضغط المرتفع شبه المداري. والنماذج الحديثة لدورة الهواء العامة ذات حجيرات ثلاثة، نذكر منها:

١- **أ نموذج روسبي (Rossby):** ركز (روسي) في أنموذجه التجريبي على العلاقة بين سرعة كل من الرياح الغربية العلوية والشرقية السطحية بالنسبة لسرعة دوران الأرض، وما ينجم عن ذلك من ازدياد في قوة الدفع أو نقصان فيها، مما يستوجب لاستمرارية الحركة وجود مصدر لقوة الدفع يبقى على حركة الرياح — كما أشرنا إلى ذلك سابقاً —. وقد أكد (روسي) على ضرورة وجود حجرة غربية سطحية — علوية في العروض الوسطى كعامل تعويض للتأثير المضاد للشرقيات المتحركة بشكل معاكس لوجهة دوران الأرض. فالهواء المتحرك في أعلى تروبوسفير المنطقة الاستوائية تجاه القطب يهبط عند عرض (٣٠) مشكلاً الضغط المرتفع شبه المداري، ليندفع جزء منه عند السطح نحو خط الاستواء، والجزء الآخر نحو عروض أعلى ليرتفع من جراء تصادمه مع الهواء الأبرد القادم من القطب، وليرتد جزء منه في أعالي التروبوسفير تجاه العروض شبه المدارية مشكلاً بذلك حجرة عروض وسطى غير مباشرة، والباقي يستمر تجاه القطب ليهبط مشكلاً حجرة قطبية مباشرة. وهكذا، فإن أنموذج (روسي) لدورة الهواء العامة يتألف من حجيرات ثلاث — شكل (١٠٥) —، هي :



الشكل رقم (١٠٥)

نموذج روسي للحركة الجوية العامة

- ١- حجرة مباشرة (حجرة مدارية)، وهي نفسها حجرة هادلي الممتدة بين خط الاستواء ودرجة عرض ٣٠.
- ٢- حجرة غير مباشرة (حجرة عرض وسطي) بين خطي عرض ٣٠-٦٠ درجة، وهي حجرة حزام غريبات العروض الوسطي.
- ٣- حجرة مباشرة (حجرة قطبية) بين القطب وخط عرض ٦٠ درجة تقريباً حيث يسود حزام الضغط المنخفض تحت القطبي والجهة القطبية.
- ٢- أنموذج بالمين (E. Palmen): نتيجة للتطورات التي تمت في مجال دراسة الأجزاء العليا من الجو، كان على الباحثين أن يقوموا ببعض التعديلات على الأنموذج ذي الحجرات الثلاث الذي وضعه روسي وغيره ممن سبقوه (فرل، توربير جيرون)، وهذا ما فعله (بالمين) عام ١٩٥١م، حيث ميز في أنموذجه -شكل (١٠٦)- ثلاث حجرات، هي:

المتحركة إلى المناطق شبه المدارية. كما شرح (بالمين) آلية وجود تيارين نفائين؛ أحدهما مصاحب للجهة القطبية، والآخر فوق العروض شبه المدارية.

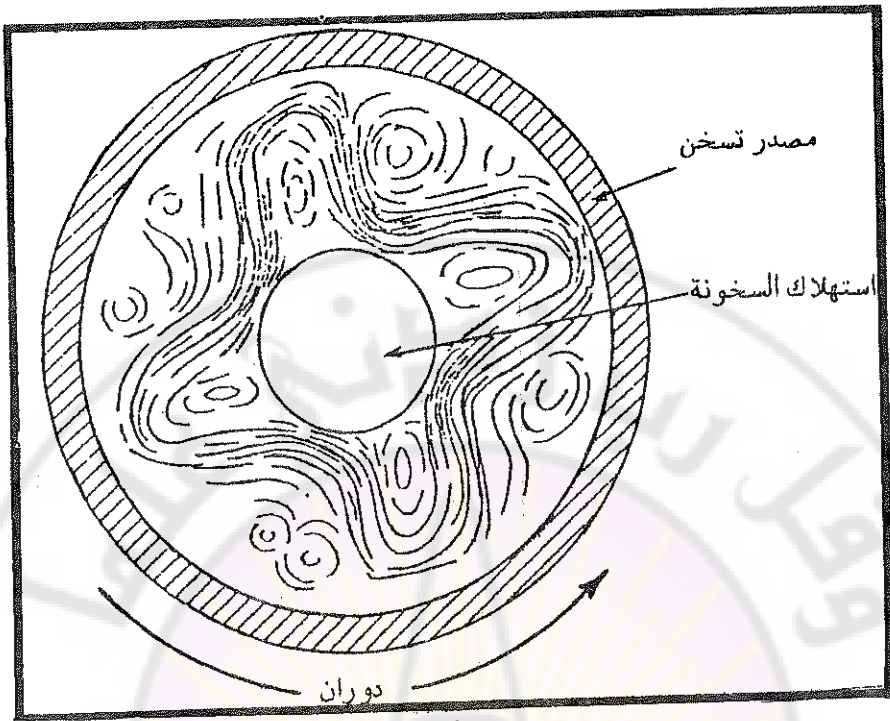
٢- المفاهيم الحركية للدورة الهوائية العامة:

أ- تجارب الحوض المائي (Dishpan Experiments):

إن أحدث المفاهيم عن آلية الدورة العامة للغلاف الجوي استمدت من سلسلة التجارب المخبرية عن حركة الماء في أحواض ضحلة مختلفة الأحجام مليئة بالماء، تدور حول محور خاص. وكما هو الحال في الغلاف الجوي ذي منبعي الحرارة الساخن والبارد، فقد زود الحوض المائي بمنبعين للحرارة يشكّلان مصدراً للطاقة الحركية للماء، وتم وضع منبع التسخين عند أطراف الحوض (مثلاً المنطقة الاستوائية)، بينما وضع منبع التبريد في مركز الحوض (مثلاً القطب الأرضي)، مما نجم عن ذلك تولد تدرج حراري ملحوظ من خط الاستواء باتجاه القطب (من الأطراف إلى المركز).

ولقد تبين من تجارب الأحواض الدوارة على الماء، أن أهم عاملين يؤثران على الدورة العامة للماء هما: السرعة الزاوية للحوض حول محوره الذي يمثل الكرة الأرضية الصلبة، والتدرج الحراري بين المنطقة الاستوائية والقطب. فعندما يدور الحوض ببطء كبير جداً حول محوره، تتولد بداخله حجرة حملانية بسيطة تعمل على إعادة توزيع الحرارة من الأطراف باتجاه المركز. وبازدياد سرعة دوران الحوض إلى السرعة التي يمكن مقارنتها بسرعة دوران الأرض، فإن الدورة البسيطة التي تشكلت في الدوران البطيء ستتجزأ وتتقطع إلى حجيرات بتطور النموذج الموجي للحركة، مع تشكل دوامات كبيرة في التيارات المنعطفة كثيراً -شكل (١٠٧)- التي تبرز واضحة في العروض الوسطى (الجزء الأوسط من الحوض).

ومن أهم العلماء الذين أجروا تجارب الأحواض المائية نذكر: غوستاف روسي، فولتز (Fultz)، وهايد (Hide)، وسابن (Sabin)، وفالر (Faller).

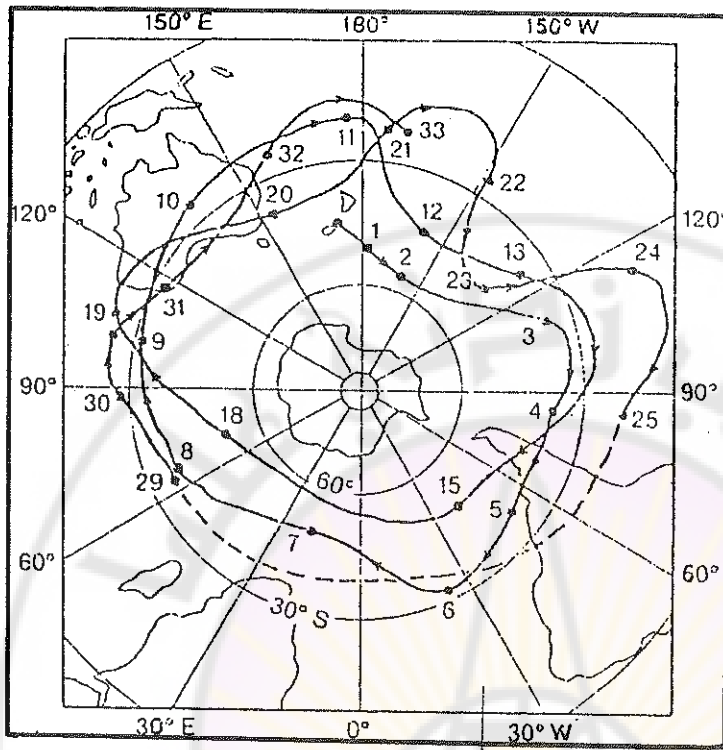


تجارب الحوض المائي للحركة الجوية على سطح متجانس

ويمكن إجراء مقارنة بين تجارب الحوض المائي والتجارب الجوية الفعلية التي تمت بإطلاق بالون (منطاد) رصد جوي من نيوزيلندا، والذي بقي دائراً في الجو مدة ٣٣ يوماً حول القطب الجنوبي بقوة الرياح الغربية السائدة على ارتفاع نحو ١٢٠٠٠ م. وفي خلال تلك المدة التي بقيها في الجو أكمل ثلاث دورات حول القطب - شكل (١٠٨) يبين مواقعه وتواريخها-. ويبين الشكل السابق الحركة الموجية للرياح العلوية الغربية التي تشبه في مظهرها العام الحركة التي أعطتها تجارب الأحواض المائية.

ب - الغربيات العلوية:

تسود الرياح الغربية الجيوستروفية في الجزء العلوي من التروبوسفير (فوق ٥ كم) في العروض الوسطى من نصفي الكرة، مستمدة طاقتها الحركية من التدرج الضغطي الموجود بين خطي عرض (٣٥-٥٥) درجة شمال خط الاستواء وجنوبه،

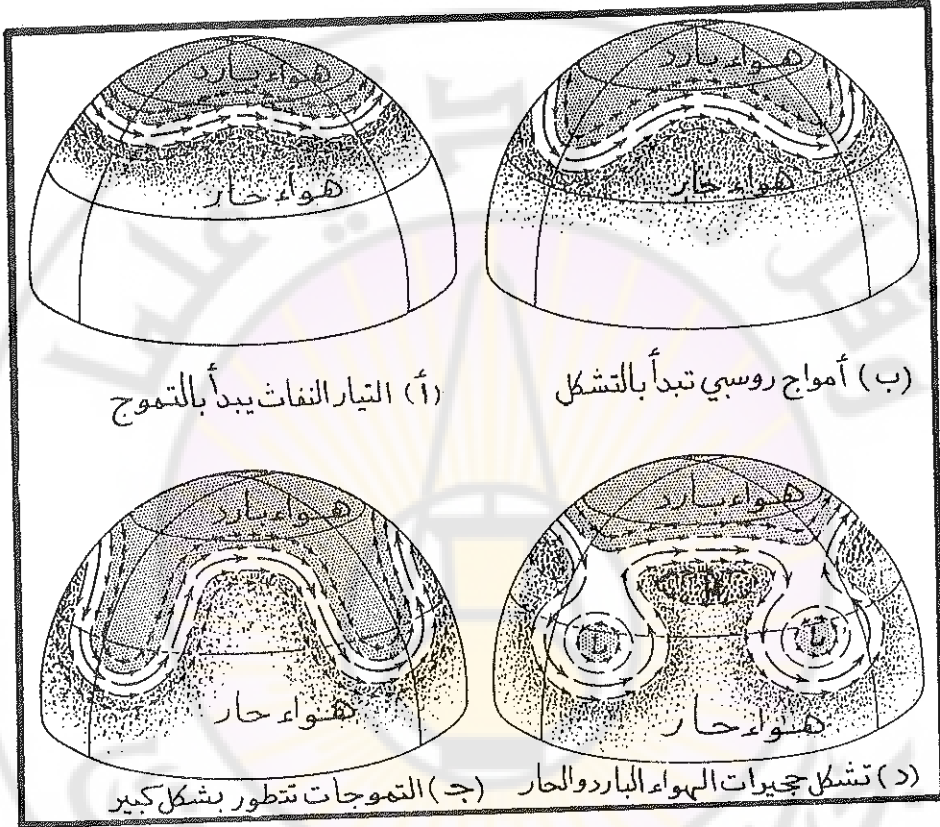


الشكل رقم (١٠٨)

نماذج تجارب البالون للحركة فوق العروض المعتدلة والقطبية

الذي يحدد سرعته للرياح ودرجة نطاقيته. إذ تختلف درجة النطاقية باختلاف سرعة التدفق الغربي، وتختلف مع ذلك سعة التموجات وطولها. وبصورة عامة فإن طول الموجة من التموجات في التيار الغربي تتراوح بين (٥٠-١٢٠) درجة طولية حسب سرعة التدفق. فعندما تكون التناقضات في درجة الحرارة بين العروض المنخفضة والوسطى على أشدها- كما يحدث في نصف السنة الشتوي- تكون القرينة النطاقية على أعظمها، حيث يصل التدرج الأفقي في الضغط إلى أكثر من (٨) مليبار/درجة عرضية بين خطي عرض (٣٥-٥٥) شمالاً، مما يجعل التيار الغربي يندفع بأقصى سرعة له، وهو يرقد أبعد ما يكون إلى الشمال، متخذاً في مساره شكلاً أقرب ما يكون إلى الانسيابي، لكون التموجات فيه قليلة جداً، مما يجعل كتل الهواء الباردة تنحصر في العروض العليا والدافئة في العروض الوسطى، ويكون

التبادل الطولاني بين هواء العروض المنخفضة والمرتفعة محدوداً جداً -شكل (١٠٩-أ)-. وتعرف هذه المرحلة من تطور التيار الغربي باسم **النطاقية العظمى** التي تتميز بالظواهر التالية:



الشكل رقم (١٠٩)

الحركة الموجية — الجمعية لهريبات العروض الوسطى

- ١— حركة سريعة للمنخفضات نحو الشرق.
- ٢— تبادل طولاني قليل للكتل الهوائية.
- ٣— تطور شديد في الضغوط المرتفعة شبه المدارية والمنخفضات الايسلندية.
- ٤— ترحل المنخفضات الايسلندية لتمرکز إلى الشرق من موقعها الأصلي.

وفي حال تباطؤ حركة التيار الغربي تتزايد سعة الموجات ويقل طولها، نتيجة تعمقها باتجاه خط الاستواء، متولداً عن ذلك تدفق للهواء القطبي نحو خط الاستواء، وللحوائط المداري نحو القطبين -شكل (١٠٩-ب)-. وكلما تباطأت حركة التيار الغربي أكثر ازدادت سعة الموجات، ونشطت الحركات الطولانية التبادلية للهوائين المداري والقطبي، واقترب التيار الغربي عندئذ من خط الاستواء -شكل (١٠٩-ج)-، وهكذا إلى أن تصبح التموجات واسعة جداً إلى الدرجة التي يحدث عندها انفصال لوديان الموجات وأعرافها عن التيار الأصلي، متولداً من ذلك دوامات مغلقة في شمال التيار الرئيسي وجنوبه -شكل (١٠٩-د)-. وتعرف هذه المرحلة النهائية من مراحل تطور التيار الغربي بالنطاقية المنخفضة التي تترافق بالمظاهر التالية:

١- تدرج حراري - شرقي - غربي شديد.

٢- المظهر الحثري للحركة الجوية الذي ينجم عنه بفعل آلية القطع تولد منخفضات جوية ديناميكية ذات هواء بارد (كتلة باردة محاطة بهواء حار)، ومرتفعات جوية ديناميكية ذات هواء حار (كتلة حارة محاطة بهواء بارد). وقد تمتد المنخفضات المتشكلة وفق هذه الآلية حتى السطح لتشكل نواة لتطور منخفضات جبهية.

٣- ترحل المنخفضات الأيسلندية والألوشية غرباً إلى الغرب من مواقعها الأصلية.

٤- تطور المرتفعات الجوية الحاجزية.

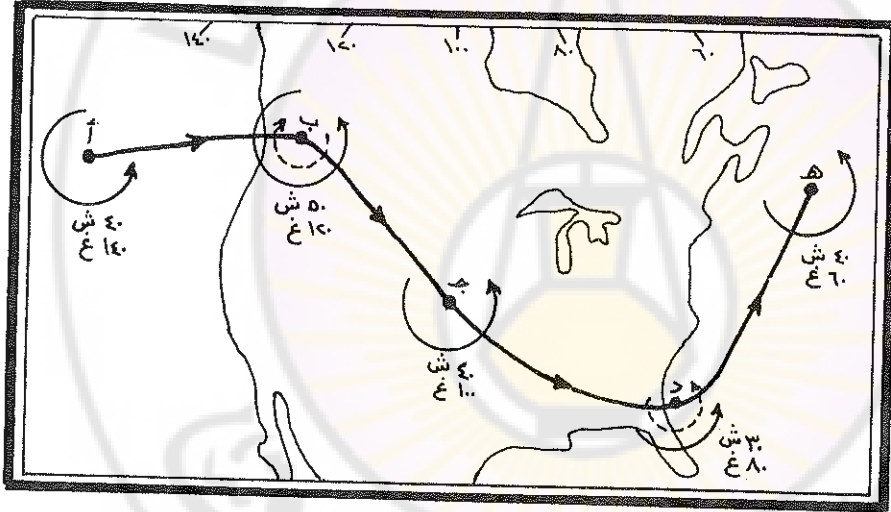
وتعزى نشأة الأمواج العلوية إلى مبدأ المحافظة على الدورانية المطلقة للرياح (Absolute Vorticity) التي هي نتاج الحركة الدورانية للأرض والحركة الدورانية للرياح بالنسبة للأرض عند أية سرعة للرياح فوق سطح الأرض؛ ذلك أن الدورانية لا ترتبط فقط بحركة الهواء حول الإعصار أو ضد الإعصار (الدورانية النسبية)، وإنما ترتبط أيضاً بموقع ذلك النظام الحركي على الأرض الدائرة. وتتركب المركبة الشاقولية للدورانية المطلقة للرياح من الدورانية النسبية لها حول الإعصار أو ضد

الإعصار والقيمة العرضانية لمعامل كوريوليس. وأي خلل في التوازن بين دورانية الأرض وحركة الرياح سيجعل الرياح تحاول تعديل مسارها إلى أن تعود إلى حالة التوازن مع حركة الأرض الدورانية، إذ تميل الحركة الدورانية المطلقة دائماً للمحافظة على قوتها، حيث إن:

[(معامل كوريوليس + الدورانية النسبية للرياح) × معدل التغير التالي في الحركة = صفراً].

ومن ثم فإنه، إذا ما تحرك الهواء باتجاه القطب، فإن معامل كوريوليس يتزايد، وستميل الدورانية الإعصارية إلى التناقص، وسيصبح الانحناء لا إعصارياً، وسيعود التيار الهوائي للاتجاه إلى العروض المنخفضة. أما إذا تحرك الهواء تجاه خط الاستواء من خط عرضه الأولي (المبدئي)، فإن معامل كوريوليس يتناقص، مما يتطلب حدوث تزايد في الدورانية النسبية للرياح، والنتائج انحناء (Curvature) إعصاري وانحراف مرة أخرى للتيار باتجاه القطب ... وهكذا. والشكل (١١٠) يوضح ذلك: فإذا تحرك الهواء بخط مستقيم فوق الأرض بسرعة ثابتة من الجنوب الغربي عند النقطة (أ) وكان دورانه حول الأرض بنفس معدل سرعة الأرض عند خط عرض ٤٠ درجة فسيبقى الهواء عنده محافظاً على دورانه. إلا أنه بتقدم الهواء في حركة باتجاه الشمال الشرقي من النقطة (أ)، فهذا يعني أنه ينتقل إلى مناطق معامل دورانية الأرض فيها أكبر مما كانت عليه عند النقطة (أ)، ولكي يبقى الهواء محافظاً على دورانيته المطلقة التي كانت عند (أ) يجب عليه أن يبدأ بالانعطاف في حركة موافقة لحركة عقارب الساعة — أي حركة لا إعصارية — لتعويض الزيادة في دورانية الأرض نفسها، ولهذا فإن تدفق الهواء الجنوبي الغربي سيصبح غربياً عند النقطة (ب) وسينحرف بعدها مباشرة باتجاه الجنوب (جنوب شرقي) في مساره. وبما أن معامل دورانية الأرض يتناقص باتجاه العروض المنخفضة فيجب أن يتناقص معها التدفق الإعصاري للمحافظة على الدورانية المطلقة. وسيصبح التدفق الهوائي عند النقطة (جـ) مستقيماً كما كان عليه عند النقطة (أ). ولحدوث التعويض مع

عامل النقص الناتج عن التناقص في عامل دورانية الأرض، يجب أن يصبح انحناء الحركة الريحية إعصارياً (بعكس عقارب الساعة). ولذا فإن الرياح عند (د) ستصبح غربية، وسينعكس اتجاهها بعدها باتجاه الشمال الشرقي. ومع التناقص في انحناء التدفق الإعصاري مع التزايد في دورانية الأرض، فإن التدفق الهوائي عند النقطة (هـ) سيصبح كما كان عليه عند النقطة (أ)، وتكون الرياح عندئذ قد أكملت في حركتها موجة كاملة... وهكذا يأخذ مسار الرياح العلوية شكلاً موجياً، كما نادى بذلك العالم الشهير (غوستاف روسي)، حيث نسبت تلك الحركة الموجية إليه، وأصبحت تعرف باسمه.



الشكل رقم (١١٠)

آلية تشكل الحركة الموجية العلوية

— النماذج العددية لدورة الهواء العامة:

تشبه نماذج الحركة الجوية كافة النماذج المعروفة في حياتنا اليومية — طبيعية أو غير ذلك — من كونها تمثل تبسيطاً غير كافٍ للحقيقة. وما يجري في الجو أكبر وأشمل من أن يقوم نموذج معين لتصويره تصويراً دقيقاً. ولقد ساعد تطور معارفنا

المستمرة لغلاف الأرض الجوي إلى ظهور نماذج جديدة للحركة الجوية تحاول أن تحاكي الواقع وتقاربه لأخذها عدداً من المتغيرات الجوية. إلا أن نقطة الضعف الأساسية تتمثل في عدم إظهار كافة العلاقات الموجودة بين عناصر الجو والعوامل المتحركة فيها. وعلى الرغم من أن العديد من النماذج الحالية حاولت أن تعالج مركبات الحركة الجوية المتعددة، إلا أنها أغفلت بعض المظاهر الهامة التي شكلت عنصراً سلبياً فيها، كمثال: تجارب الحوض المائي (Dishpan) السابقة الذكر، لم تأخذ جغرافية الكرة الأرضية بعين الاعتبار، حيث أغفلت توزيع اليابس والماء وموقع السلاسل الجبلية وتأثيرات الثلج والجليد عند السطح. ومثل هذه المركبات وغيرها بإمكانها أن تشكل حافزاً لدى العلماء عن البحث عن إيجاد نماذج جديدة للحركة الجوية، يساهم في إظهارها استخدام الحواسيب الآلية (Computers) عالية السرعة، لتقدم بذلك صورة عن نتائج التفاعل بين العديد من المتغيرات في إظهار سلوك الجو العام.

والجهود المبذولة في هذا الاتجاه ذات أهمية كبيرة، وهي تسعى عموماً لتحقيق قدر كبير من معالجة واسعة للحركة الجوية مع تركيزها على أمرين هما:

(١) — محاولة تقديم نماذج قادرة على أن تقوم بدور تنبؤي لحالة الجو في فترة زمنية مستقبلية، وهذا يتطلب بالضرورة توفير شبكة أكبر من مصادر المعلومات الجوية العالمية لمستويات الجو المختلفة. وللأقمار الصناعية أهمية كبيرة في هذا الميدان.

(٢) — يجب على النماذج العددية أن تكون قادرة على إظهار وحدة المتغيرات الداخلية الصغيرة في العمل الجوي. وكمثال: ما الذي يمكن أن يحدث إذا ما تضاعفت نسبة ثاني أكسيد الكربون في الجو، أو إذا تزايدت كمية الغبار الجوي، أو إذا ما احتشت الغابة المدارية ... وتساؤلات أخرى كثيرة ذات أهمية كبيرة بالنسبة لمستقبل المجتمع البشري بالإجابة عنها يمكن التوصل إلى فهم أكبر لعمل المنظومة الجوية.



الباب الخامس

الكتل الهوائية والاضطرابات الجوية

الفصل الأول: الكتل الهوائية.

الفصل الثاني: الجبهات الجوية (الهوائية).

الفصل الثالث: اضطرابات العروض الوسطى الجوية.

الفصل الرابع: اضطرابات العروض المنخفضة الجوية.



الفصل الأول

الكتل الهوائية

- أولاً — تعريف الكتلة الهوائية.
- ثانياً — مصادر الكتل الهوائية وشروط تشكلها.
- ثالثاً — أنواع الكتل الهوائية.
- رابعاً — التغيرات في الكتل الهوائية.
- خامساً — استقرارية الكتل الهوائية.
- سادساً — تأثير الكتل الهوائية على الأحوال الجوية.

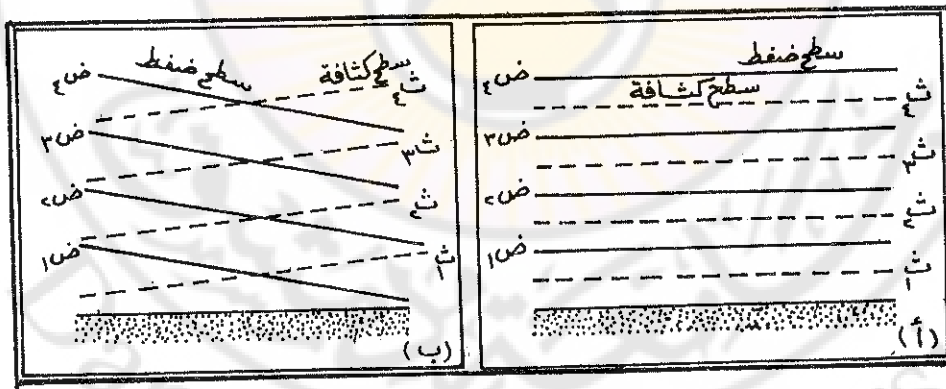


الفصل الأول

الكتل الهوائية (Air Masses)

أولاً - تعريف الكتلة الهوائية:

الكتلة الهوائية؛ عبارة عن حيز ضخم من الهواء، يتصف بدرجة حرارة ورطوبة متجانستين تقريباً في الاتجاه الأفقي وعند سويات مختلفة. وهذا يعني أن معدل التناقص في درجة الحرارة مع الارتفاع، ومدى الرؤية، ونوعية السحب متجانس. ويزداد هذا التجانس ويكون أكثر وضوحاً كلما بعدنا عن سطح الأرض وتأثيراته. ويبدو التجانس، سابق الذكر، في أمثل حالاته عندما تتوازي سطوح الضغط مع سطوح الكثافة عند مستويات الكتلة كافة. وتعرف هذه الحالة بالبارتروبية - شكل (١١١) -. أما إذا تقاطعت سطوح الضغط مع سطوح الكثافة فتكون الكتلة غير متجانسة وغير مستقرة، وتعرف هذه الحالة بالباروكلينية. وقد يزيد اتساع المنطقة التي تغطيها كتلة هوائية ما على (٢٠٠) ألف كم^٢ لتتجاوز أحياناً المليون كم^٢. كما أن سماكتها قد تصل إلى بضعة آلاف الأمتار (٣٠٠٠ م فأكثر).



الشكل رقم (١١١)

(أ) الوضع الذي يكون فيه الجو متوازناً (الوضع البارتروبي) و(ب) غير متوازناً (الوضع الباروكليني)

إن الذي يمنح الكتلة الهوائية صفاتها العامة، مايلي:

أ — طبيعة منطقة المنبع.

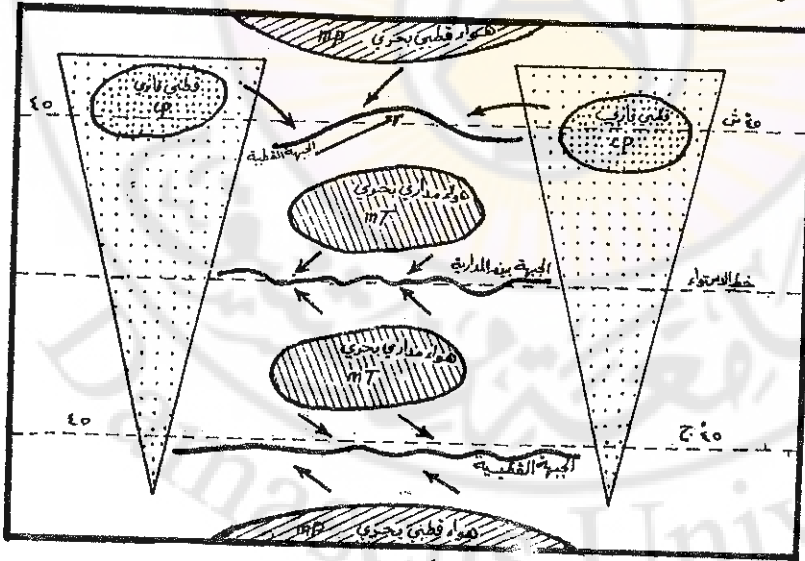
ب — التغيرات التي تعثرها في أثناء تحركها مسافات طويلة.

ج — عمر الكتلة الهوائية.

ثانياً — مصادر الكتل الهوائية وشروط تشكلها:

تعرف المناطق التي تتشكل فيها الكتل الهوائية بمناطق المنابع أو المصادر، وليس أي مكان صالح لتشكل الكتل الهوائية، بل أن هناك أماكن معينة تتوافر فيها الشروط الضرورية لتشكلها، وبالتالي فهي أصلح من غيرها - شكل (١١٢) - .
وشروط تشكل الكتل الهوائية هي الآتية:

١ — تجانس السطح الذي تتشكل عليه الكتلة الهوائية من حيث مظهره وصفاته العامة. ولذا فإن المناطق الجبلية الوعرة والأحواض الطبوغرافية الصغيرة، والمناطق الساحلية لاتصلح لأن تكون منابع للكتل الهوائية. في حين تعد السهول المتسعة، والمستطحات المائية الكبيرة أفضل الأماكن لتشكل الكتل الهوائية.



الشكل رقم (١١٢)

تمثيل نظري للكتل الهوائية ومنابعها، وللجهات على قارات افتراسية

٢— بقاء الهواء جاثماً فوق المنطقة فترة من الوقت كافية لأن تجعله يكتسب المميزات المناخية نفسها لهذه المنطقة.

٣— استقرار الجو وهدوؤه وعدم وجود تغيرات أو اضطرابات جوية. حيث أن مناطق الاضطرابات الجوية لا تصلح مطلقاً لتشكيل الكتل الهوائية.

٤— أن تكون المنطقة، إما سطحاً من اليابس متسع الامتداد، أو سطحاً مائياً شاسعاً، وذلك لتوحيد الصفات الطبيعية للكتلة الهوائية.

٥— وأهم من ذلك كله، هو أن تكون المنطقة، مركزاً لضغط جوي مرتفع ضخم يشغل في امتداده الأفقي مساحات شاسعة، وله امتداد رأسي يتجاوز آلاف الأمتار. ومثل هذا الأمر لا نجده متوافراً إلا في الأجزاء السهلية الشاسعة من شمالي أمريكا الشمالية (كندا)، وسهول شمالي أوراسيا (سيبيريا، وشمال شرقي أوروبا)، ومناطق الجليد الدائم في الحوض القطبي الشمالي، وكذلك القارة القطبية الجنوبية. وأيضاً فإن مناطق الضغط المرتفع شبه المداري في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي، تشكل مناطق منابع لكتل هوائية هامة جداً.

وعلى الرغم من أن أية منطقة ضغط مرتفع تحاول أن تصدر فيضها الهوائي إلى مناطق الضغط المنخفض المتخللة هوائياً. غير أن الضغوط المرتفعة الوقتية التي تشكل لبضعة ساعات لا تكتسب خلال تلك الفترة الزمنية القدرة على الامتداد الشاقولي والأفقي، مما يجعل امتدادها الشاقولي لا يتجاوز بضعة أمتار أو مئات الأمتار، كما في الضغوط التي تشكل نسيم البر والبحر. ومثل ذلك الهواء المشكل لنسيم البر والبحر — كمثال — ليس أكثر من تغير وقتي وسطحي ومحلي يصيب الجزء القريب من السطح من الكتلة الهوائية الضخمة السائدة.

ثالثاً — أنواع الكتل الهوائية:

تصنف الكتل الهوائية حسب طبيعة منطقة منابعها على أساس العاملين التاليين الرئيسيين:

أ — درجة الحرارة؛ التي تحددها الخصائص الحرارية لمنطقة المنبع، والتي تولد أنموذجين رئيسيين من الكتل الهوائية؛ إحداهما باردة — وقد تكون قطبية (P) أو متجمدة (CA, CAA) —، والأخرى حارة، وهي مدارية النشأة (T).

ب — أنموذج السطح الذي نشأت فوقه؛ هل هو بحري، أم قاري، وبذا يكون هناك أنموذجان من الكتل الهوائية؛ كتل هوائية بحرية (m)، وأخرى قارية (c). وعلى ضوء ما تقدم يمكن تمييز ستة أنواع رئيسية من الكتل الهوائية هي كالآتي:

١ — كتلة هوائية مدارية (حارة) قارية (cT).

٢ — كتلة هوائية مدارية (حارة) بحرية (mT).

٣ — كتلة هوائية قطبية (باردة) قارية (cP).

٤ — كتلة هوائية قطبية (باردة) بحرية (mP).

٥ — كتلة هوائية متجمدة شمالية (CA).

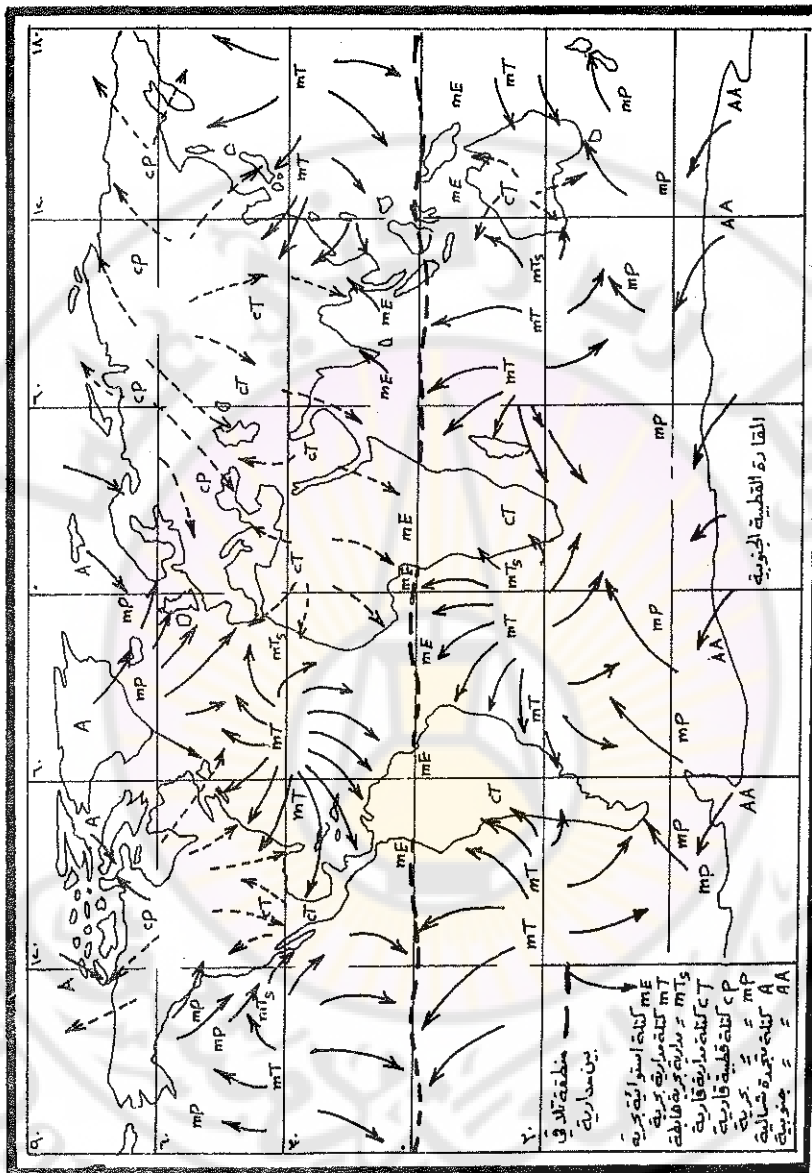
٦ — كتلة هوائية متجمدة جنوبية (CAA).

ويصنف بعضهم الكتل الهوائية إلى باردة أو حارة، على ضوء ما إذا كانت تلك الكتلة أبرد من السطح الذي تمر فوقه أو أحر منه. فإذا كانت أبرد استخدم الحرف (k) كرمز دالاً عليها، وإذا كانت أكثر حرارة، استخدم الحرف (w) مشيراً إليها. فالحروف (cpk) تشير إلى هواء قطبي (P) قاري (c) أبرد من السطح الذي يتحرك فوقه (k). أما الحروف (mTw) فتشير إلى هواء مداري (T) بحري رطب (m) أحر من السطح الذي يتحرك فوقه (w).

وهكذا يمكننا التمييز بين نوعين رئيسيين من الكتل الهوائية:

١ — الكتل الهوائية الباردة:

وهي إما أن تكون قطبية، أو متجمدة. وتتركز مناطق منابعها في العروض العليا من نصفي الكرة. وهناك مناطق مخصصة أكثر من غيرها لنشوء هذه الكتل — شكل (١١٣) —:



الشكل رقم (١١٣)
توزيع الكتل الهوائية ومناخها

أ — الكتلة القطبية (p)؛ وهي إما أن تكون قارية المنشأ أو بحرية:

١ — الكتلة القطبية القارية (cp)؛ وتنحصر منطقة المنبع الرئيسي لهذه الكتلة في كل من سيبيريا، وكندا الشمالية، حيث يسود هناك ضغط مرتفع قاري. وتتصف هذه الكتلة ببرودتها الشديدة، وبجفافها الكبير.

٢ — الكتلة القطبية البحرية (mp)؛ ومصدرها المحيط الأطلسي الشمالي، والمحيط الهادي الشمالي، والمحيط الجنوبي. وتتصف هذه الكتلة بانخفاض حرارتها (-٢٣م عند مستوى ٥٠٠مليار، و+٥م عند مستوى ٨٥٠ملياراً في شهر كانون الثاني)، وبارتفاع درجة رطوبتها، وينجم عن هذه الكتلة هطول الأمطار والثلوج في فصل الشتاء في المناطق التي تهب عليها.

ب — الكتلة المتجمدة (A)؛ وهي بوجه عام قارية، شديدة البرودة (أشد برودة من الكتلة القطبية) سواء أكان مصدرها حوضاً محيطياً متجمداً، أم قارة متجمدة. فالخصائص الجليدية السطحية تمنح ظروف تشكل واحدة. ومع ذلك هناك تمييز ثانوي بين كتلتين حسب موقع منطقة المنبع:

— الأولى؛ الكتلة المتجمدة الشمالية (CA)، والتي مصدرها الحوض القطبي الشمالي المغطى بنظام ضغط مرتفع.

— الثانية؛ الكتلة المتجمدة الجنوبية (CAA)؛ والتي مصدرها الضغط المرتفع القطبي المتمركز فوق القارة القطبية الجنوبية.

وتشير بعض الدراسات إلى أن الكتلة الهوائية المتجمدة الشمالية (CA) يمكن أن تكون من طبيعة الكتلة القطبية القارية (cp) نفسها لتداخل مناطق تشكيلهما وتلاصقهما، وتشابه خواصهما مع بعض. غير أن هناك تباينات واضحة بين الهواء القطبي القاري (cp) والجليدي الشمالي القاري (CA)، والتي تبرز واضحة أكثر ما يكون في التروبوسفير الأوسط والأعلى، حيث تكون درجة الهواء الجليدي الشمالي القاري (CA) أخفض من درجة حرارة الهواء القطبي القاري (مستوى ٥٠٠مليار: cp = -٣٣م، CA = -٢٤م. مستوى ٨٥٠ملياراً: cp = -١٨م، CA = -٣١م).

وفي فصل الشتاء تتضخم مناطق مصادر تشكل الكتل الهوائية الباردة السابقة، ويتسع امتدادها، وتزداد سماكة كتلها الهوائية. غير أن التسخين القاري في الصيف يؤدي في كندا الشمالية وسيبيريا إلى اختفاء مصادر الهواء البارد، في حين تبقى منطقة المنبع في الحوض القطبي فعالة، ولكن الهواء البارد يكون ذا سماكة محدودة في هذه الفترة من السنة، مع بقاءه مصدراً دائماً للهواء القطبي.

٢- الكتل الهوائية الحارة:

وهي كتل من الهواء تنبعث من حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري — التي تشكل منابع لها — والمتمركزة فيما بين خطي عرض (٢٥—٣٥) درجة شمال خط الاستواء وجنوبه، حيث يحدث تراكم للهواء من الأعلى في هذه العروض، مترتباً عن ذلك تضغط الهواء وارتفاع حرارته. يضاف إلى ذلك أن منطقة المنبع تقع أصلاً في عروض دافئة، مما يجعلها مصدراً لهواء حار يتدفق باتجاه عروض أبرد. ويمكننا أن نميز أنموذجين من هذه الكتل الهوائية:

أ — كتلة هوائية مدارية قارية (cT): وتنشأ هذه الكتلة إما في الأجزاء القارية من حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري — كما هو الحال في هارماتان أفريقيا الشمالية —، أو تكون مرتبطة بمناطق الرياح المتغيرة الخفيفة المتأتية من الهبوط التروبوسفيري الأعلى فوق القارات الرئيسية في الصيف، كما هو الحال فوق آسيا الوسطى^(١). وتكون هذه الكتلة بوجه عام مرتفعة الحرارة وشديدة الجفاف ومحملة بالأتربة في فصل الصيف (٢٢م عند مستوى ٨٥٠ملياراً)، أما في الشتاء فتكون جافة ودافئة نسبياً (١٩م عند مستوى ٨٥٠ملياراً).

ب — كتلة هوائية مدارية بحرية (mT): ومنشأ هذه الكتلة يتم فوق المحيطات المدارية، حيث تسود حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري. وتتضخم هذه الكتلة ويزداد انتشارها في فصل الصيف نتيجة لازدياد رقعة وفعالية حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري فوق المحيطات، بينما تكون أقل ضخامة في فصل الشتاء.

(1) Barry, R.G & Chorley, R.J; Op.Cit, p.166.

وتتميز هذه الكتلة بارتفاع حرارتها (١٠م في الشتاء، ١٨م في الصيف عند مستوى ٨٥٠ملياراً) ودرجة رطوبتها العالية، بخاصة في الأجزاء المنخفضة منها فوق المحيطات. كما وتتميز بتطبيقاتها المستقر (الثابت). وقد يصحبها تشكل غيوم طبقية خلال حركتها نحو المناطق الأبرد في العروض الأعلى بعيداً عن منابعها.

رابعاً — التغيرات في الكتل الهوائية:

تتصف الكتل الهوائية بصورة عامة بتحركاتها، إذ أنها لا تبقى في مناطق تشكلها سوى فترة من الزمن، لتنتقل إلى مناطق أخرى في حال حدوث أي تغيرات في توزيع الضغط الجوي يساعدها على التحرك. ويكون انتقالها لمسافات كبيرة، حاملة معها جميع خصائصها إلى المنطقة الجديدة التي ستخيم عليها أو التي تمر فوقها. وستعرض أجزاءها السفلى وهي في حركتها هذه خلال مسيرتها الطويلة إلى تغيرات في خصائصها، تختلف درجتها باختلاف حجم الكتلة الهوائية واتساع مساحتها، وطبيعة المنطقة المتحركة فوقها، كما أنها تتأثر بالعمليات الحركية التي تحدث في الجو. وقد ينجم عن تلك التغيرات حدوث حركات رأسية واضطراب في هواء الكتلة.

١ — نماذج التغيرات:

من الممكن تمييز أنماذجين من التغيرات التي تطرأ على الكتلة الهوائية في أثناء حركتها، هما:

أ — تغيرات حرارية — حركية (تروموديناميكية):

إن أي كتلة هوائية تتعرض للتسخين من قاعدتها في حال انتقالها من سطح بارد إلى آخر أحر — أو أنها تتسخن بواسطة التسخين الإشعاعي —، كما أن أي كتلة هوائية تتعرض للتبريد من الأسفل عند انتقالها نحو منطقة أشد برداً من منطقة منيعها — أو أنها تتبرد بالإشعاع —، لابد وأن يحدث فيها بعض التعديل والتغيير في خصائصها. فالتسخين يؤدي إلى ازدياد حالة عدم الاستقرار في الكتلة، وبالتالي زيادة في اضطرابها، وفي الحركات الرأسية فيها، وتشكل الغيوم الركامية - في حال

توافر الرطوبة الكافية-. في حين ينجم عن التبرد من الأسفل زيادة في استقرار الكتلة الهوائية، مما يمنع تماماً من حدوث الحمل الحراري، وتختفي أية اضطرابات جوية.

ب — تغيرات حركية (ديناميكية):

تنشأ التغيرات الحركية بطرق متعددة. والتغيرات التي تحدث بسببها تتمثل بالدرجة الأولى في تغير حالة الاستقرار. فالاضطرابات الناتجة إما عن تأثير الاحتكاك بسطح الأرض، أو من التباينات الحرارية التي تؤدي إلى مزج شاقولي في الجو، يتسبب عنها تغير في حالة الكتلة الهوائية. والتعديلات الكبرى في حالة الكتل الهوائية هي الناتجة عن فعل التجمع والتفرق الأفقيين اللذين يحدثان فوق سطح الأرض، إذ يتولد عن تلك العمليات حدوث حركات هابطة وأخرى صاعدة في الهواء، ومن ثم تعديل في صفات الكتل الهوائية؛ فالكتلة الهوائية التي تدخل ضمن منطقة تجمع (ضغط منخفض) وترتفع للأعلى تصبح كتلة غير مستقرة. أما الكتلة التي تقع ضمن منطقة تفرق (ضغط مرتفع) فسيساعد ذلك على استقرارها.

وبصورة عامة فإن خصائص الكتل الهوائية تتغير ببطء. فمثلاً الهواء الذي يصل إلى المنطقة المدارية يتطلب منه أن يمكث فترة طويلة كي يتحول ببطء قبل أن يمكننا إطلاق عليه اسم هواء مداري.

٢- نتائج التغيرات:

تغير الكتل الهوائية من صفاتها الرئيسية في أثناء تحركها مسافات طويلة، مما يجعل بالإمكان تمييز كتل هوائية ثانوية متولدة من الكتل الرئيسية الباردة منها والحرارة:

١- الكتل الهوائية الباردة:

يتعرض الهواء القطبي القاري (cp) المتدفق من كندا باتجاه الأطلسي الغربي لتغير كبير ناتج عن التسخين الذي يخضع له نتيجة لمروره فوق تيار الأطلسي الشمالي الحار وهذا ما يؤدي إلى خلق حالة عدم استقرار في الأجزاء المنخفضة منه تقود أيضاً إلى تزايد كبير في درجة الرطوبة، مع نشاط في الحركات الصاعدة، ولذا فإن هذا الهواء يصل إلى الأطلسي الأوسط على شكل هواء قطبي بحري رطب مائل

للبرودة (mp). ويعاني الهواء الآسيوي القطبي القاري (cp) المار فوق المحيط الهادي الشمالي من التحولات السابقة نفسها. ويرافق هذا التحول في صفات التيار الهوائي طقس صحو أحياناً وغائم (غيوم ركام، وركام مزي) ممطر بغزارة أحياناً. أما الهواء المتحرك شرقاً من البحر الأيرد نحو أوروبا الأحر صيفاً، فيسخن ويصبح غير مستقر. ومشاهماً لما ذكر في الهواء الجليدي القاري (CA) بعد عبوره مناطق البحار في العروض العليا متحولاً إلى هواء جليدي بحري (ma) أو قطبي بحري (mp).

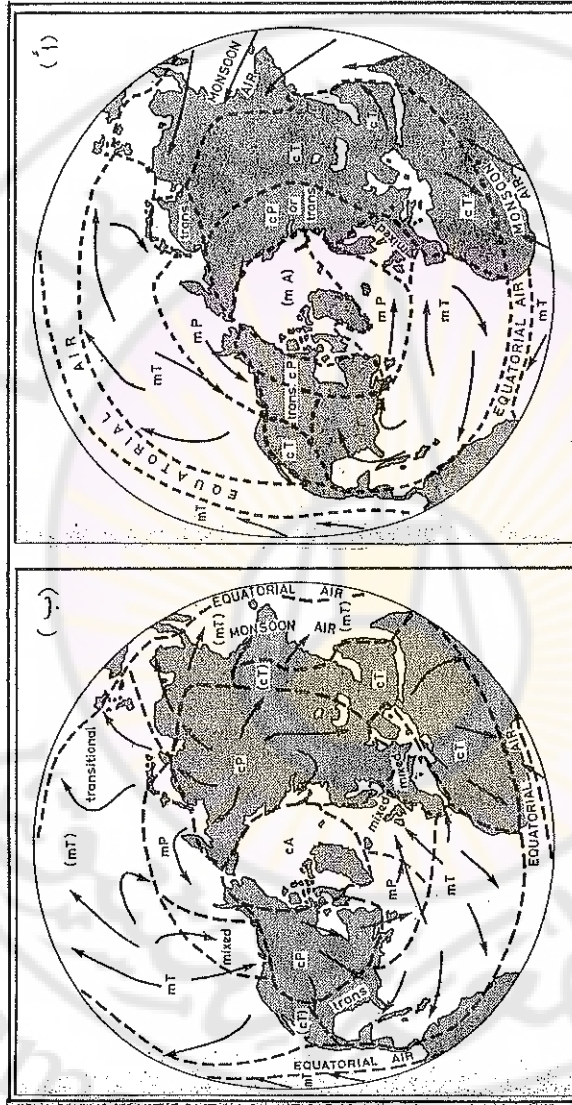
وعندما ينتقل الهواء القطبي القاري (cp) جنوباً فوق اليابس في أثناء الشتاء في أمريكا الشمالية الوسطى - كمثال - ترتفع درجة حرارته، ويميل نحو حالة عدم الاستقرار، وإن كانت كمية الرطوبة المكتسبة قليلة، ويرافقه في مرحلة التحول هذه غيوم ضحلة مبعثرة من نوع الركام التي نادراً ما تسبب هطول أمطار غزيرة حتى في فترة بعد الظهر عندما تكون حالة عدم الاستقرار في أقصاها - يستثنى من ذلك ما يحدث في أوائل فصل الشتاء عند السواحل الشرقية والجنوبية من خليج هدسن والبحيرات الكبرى، حيث يترطب الهواء بمروره فوقها مؤدياً إلى تساقط الثلوج -.

إن أجزاء كثيرة من الكرة الأرضية تشكل مناطق انتقالية بين الكتل الهوائية، حيث أن طبيعة السطح ودورة الهواء تخلق كتلاً هوائية ذات صفات انتقالية تجمع بين خصائص كتلتين هوائيتين - انظر شكل (١١٤) -.

ب - الكتل الهوائية الحارة:

يتم تعديل الكتل الهوائية الحارة عادة بصورة تدريجية. ففي حال تحرك الهواء باتجاه القطب فوق سطح أبرد من المنطقة التي انطلق منها، فإنه سيتعرض للتبريد التدريجي، وسيصبح بالتالي أكثر استقراراً في طبقاته المنخفضة. فالهواء المداري البحري (mT) المتصف برطوبة عالية، ينجم عن تبرده من الأسفل - رغم جنوبه نحو الاستقرار - تشكل ضباب انتقال (Advection Fog)، وهذا ما يحدث بكثرة في جنوب غربي القنال الإنكليزي في الربيع وأوائل الصيف. وإذا كانت سرعة الرياح كافية لحدوث مزج شاقولي للهواء، فستحل حينئذ الغيوم الطبقة

(ستراتوس) المنخفضة بدلاً من الضباب، وقد تهطل هطولات خفيفة على هيئة رذاذ، كما يمكن أن تهطل أمطار غزيرة فيما إذا تعرض الهواء لحركة صعود قوية بفعل اعتراضه حاجزاً تضاريسياً أو اصطدامه بكتلة هوائية مختلفة.



الشكل رقم (١١٤)

الكتل الهوائية الانتقالية، والرئيسة في نصف الكرة الشمالي: في الصيف (أ) والشتاء (ب)

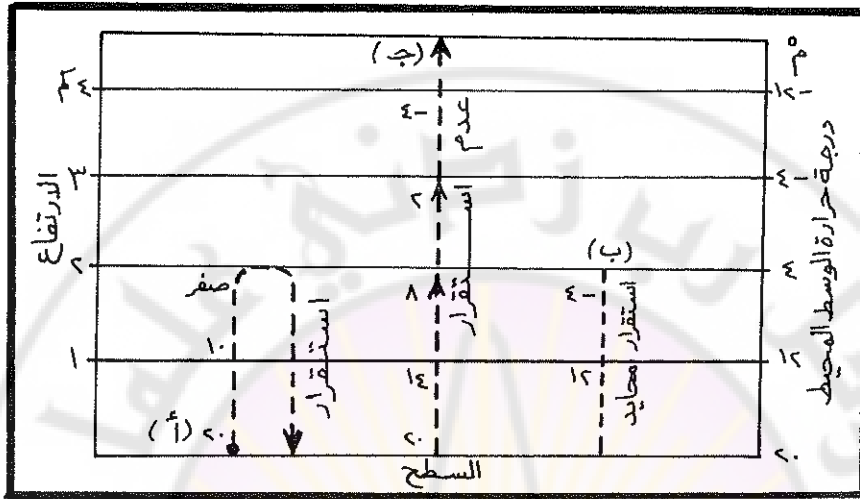
ويتصف الهواء المداري القاري (cT) الذي يتولد من تلك الأجزاء من الضغط المرتفع شبه المداري الواقعة فوق الأجزاء شبه المدارية الجافة في الصيف، بكونه حاراً جافاً جداً، وغير مستقر في أجزائه المنخفضة، مما قد يتولد عن ذلك في بعض الأحيان حدوث عواصف ترابية. وقد يكتسب الهواء المداري القاري في إفريقيا الشمالية في أثناء تحركه خارجاً فوق البحر المتوسط مزيداً من الرطوبة التي تساعد على خلق حالة من عدم استقرار، وتسبب بالتالي هطول أمطار غزيرة مصحوبة بعواصف رعدية في شمال البحر المتوسط.

وتتعدل الكتل الهوائية المدارية عند وصولها المنطقة الاستوائية وعبورها خط الاستواء نتيجة لارتفاع حرارتها المتزايدة ولاكتسابها كميات كبيرة من بخار الماء متخذة بذلك صفات مميزة دعت إلى تعريفها بالكتل الهوائية الاستوائية (E)، وهذه الكتل هي التي تهب نحو الهند ووسط إفريقيا في فصل الصيف، ويمكن أن تعد مصدر الرياح الموسمية التي تهب على المناطق المدارية صيفاً مؤدية إلى هطول كميات غزيرة من الأمطار.

خامساً — استقرارية الكتل الهوائية:

تعبر الاستقرارية الجوية عن الحالة التوازنية للهواء، وهناك ثلاث حالات للاستقرارية؛ فإما أن يكون الهواء مستقراً أو غير مستقر أو محايداً. فلنفترض أن جزيئاً هوائياً عند سطح الأرض (مستوى أ) محكوم بالتوازن القائم بين قوة جذب الأرض له وانحدار الضغط الجوي الشاقولي. فسيبقى هذا الجزيء في موضعه إلى أن يتعرض لقوة ما تجبره على تغيير موضعه والارتفاع نحو الأعلى مع انحدار الضغط الشاقولي حتى المستوى (ب). فإذا ما توقف عند المستوى (ب) الذي أجبر على الارتفاع عليه ولم يتجاوزه — شكل (١١٥) — فيكون الجزيء الهوائي متعادلاً أو محايداً (Neutral). أما إذا استمر الهواء في الارتفاع إلى أعلى متجاوزاً المستوى (ب) الذي أجبر على الارتفاع إليه ليلعب مستوى أعلى (مستوى جـ) فهذا يعني أن الجزيء غير مستقر. وفي حال عودة الجزيء الهوائي إلى مستواه الأول (أ) بعد

بلوغه مستوى (ب) فيكون عندها ذلك الجزيء مستقرًا، ولا يملك الاستعداد على تغيير وضعه.



الشكل رقم (١١٥)

مخطط يبين كيف يحدث الاستقرار وعدمه

ويمكن الاستدلال على درجة استقرارية الجو من مقارنة معدل التناقص الحواري البيئي (Environmental Lapse Rate) الذي يمثل معدل التغير الفعلي لدرجة الحرارة مع الارتفاع في الجو، وبالتالي فهو معدل غير ثابت يختلف زمانياً ومكانياً، ويعتمد بالدرجة الأولى على ظروف درجة حرارة الهواء المحلية، وقيمته حوالي (٦م/كم ارتفاع)، مع معدلي التناقص الذاتي (الأديباتي) الجاف (٩٨م/كم ارتفاع) والرطب (٥م/كم ارتفاع)، وهما معدلان ثابتان عموماً. واستقرارية الهواء ظاهرة متيورولوجية هامة جداً، لتأثيرها الكبير على كمية ونموذج التكاثر (غيوم، ضباب)، بجانب ظواهر الطقس الأخرى المرتبطة بها كالأمطار والبرد والثلوج والعواصف... إلخ.

وحالات الاستقرارية الجوية الثلاث، هي:

١- الاستقرار (Stability):

يكون الجو مستقراً عندما يكون الهواء متطبّقاً حسب كثافته (الأكثر كثافة في الأسفل، والأقل كثافة في الأعلى)، وهذا يعني خلو الجو من التيارات الصاعدة أو الهابطة ومن الاضطرابات الجوية. فعندما تتحرك كتلة هوائية نحو منطقة أبرد منها، فإن هوائها في طبقتها السفلى سيتبرد ويبقى ملاصقاً لهذا السطح — مع انتقال البرودة ببطء شديد نحو الأعلى —، ولا تحدث فيها أية اضطرابات جوية، لأن الهواء متطبّق حسب كثافته، وتعرف الكتلة عندئذ بالكتلة المستقرة، التي يرمز إليها بحرف (S).

ويحدث الاستقرار، عندما يكون معدل التناقص الحراري البيئي الذي يمكن قياسه بواسطة جهاز الراديو سوند (المسار اللاسلكي) أقل من معدل التناقص الذاتي الجاف أو الرطب — شكل (١١٦-أ) —. ويتحقق هذا الوضع في الحالات الثلاث التالية:

١- في حال حدوث تبريد حراري ليلي لسطح الأرض، وبخاصة في الأيام الصحو، يرافقه انقلاب حراري.

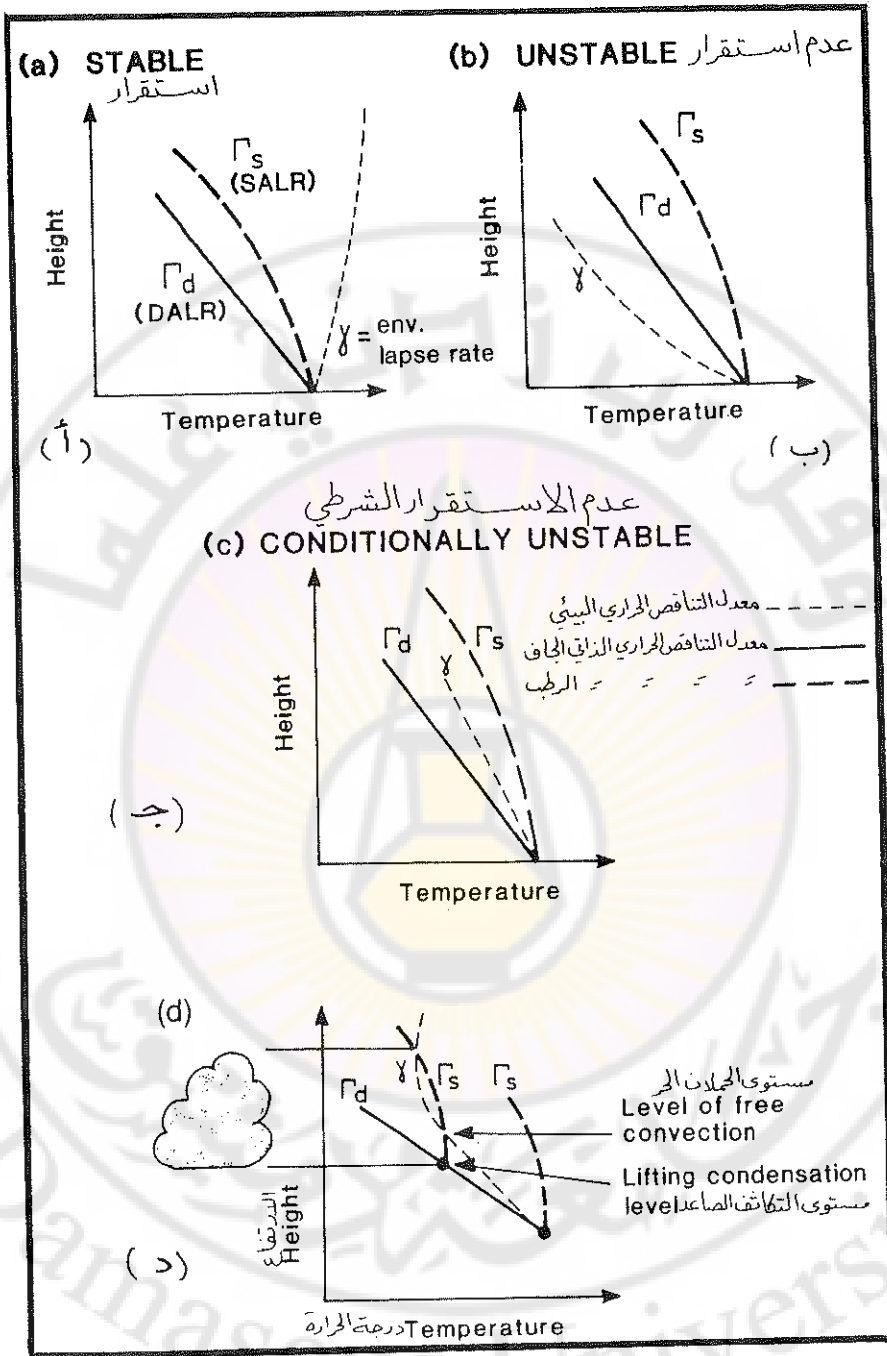
٢- في حال مرور كتلة حارة فوق سطح بارد.

٣- في حال وجود مناطق ضغط جوي مرتفع، لأن حركة الهواء تكون عندئذ متضاغطة. ويساعد الجو المستقر في الهواء الرطب على تشكل الضباب والغيوم الطبقيّة.

وهناك حالة من الاستقرار، تعرف بالاستقرار المحايد، تحدث عندما ينطبق منحني التناقص الحراري الشاقولي البيئي على منحني التبريد الذاتي للهواء الجاف أو الرطب.

٢- عدم الاستقرار (Unstability):

يعبر عدم الاستقرار عن الحالة التي يكون فيها الهواء متطبّقاً بعكس كثافته



الشكل رقم (١١٦)

حالات الاستقرار الجوي (أ)، وعدم الاستقرار (ب)، وعدم الاستقرار الشرطي (ج، د)

(الأقل كثافة في الأسفل)، وسعيًا منه لبلوغ التوازن والاستقرار، تحدث فيه حركات صاعدة وهابطة، ويضطرب الجو. ومثل هذا الوضع يحدث في حال تحرك كتلة هوائية نحو سطح أدفأ منها، مما يجعل هواءها يسخن من قاعدته، فتتخفض بالتالي كثافته، التي ينتابها حركات صاعدة من الأسفل يقابلها حركات هابطة من الأعلى. ومن أمثلة ذلك ما يحدث للكتل الهوائية المدارية البحرية عند انتقالها إلى اليابس في الصيف، أو للكتل القطبية عند انتقالها إلى المحيط في الشتاء. ويرمز للكتلة الهوائية غير المستقرة بحرف (u).

ويكون الهواء في حالة عدم استقرار عندما يكون معدل التناقص الحراري البيئي أكبر من معدل التناقص الذاتي الجاف-شكل (١١٦-ج)-. ومثل هذا الوضع يتحقق في الحالات الأربع التالية:

١- زيادة التسخين الحراري لسطح الأرض.

٢- عبور هواء بارد فوق سطح حار.

٣- تصادم هواء حار مع آخر بارد.

٤- تلاقي عدة أنواع من الرياح.

وفي حالة عدم الاستقرار الرطب، تكثر الغيوم الركامية والمزنية والعواصف الرعدية، ويهطل المطر بغزارة. أما إذا كان الهواء جافاً، فتكثر عندئذ العواصف الترابية، والدوامات الهوائية.

٣- عدم الاستقرار الشرطي:

وهو الحالة التي يكون فيها عدم استقرار الهواء مشروطاً بحدث معين. فما دام التناقص الحراري البيئي أقل من المعدل الذاتي الجاف، فهذا يعني أن الهواء أبرد من الوسط المحيط به، مؤشراً ذلك على استقراره. أما إذا أصبح معدل التناقص الذاتي أكبر من معدل التناقص الحراري البيئي، فهذا يعني أن الهواء أصبح أدفأ من الوسط المحيط به وأقل كثافة مما يجعله يأخذ بالصعود، دالاً على عدم الاستقرار. ومثل هذا

الوضع يتحقق عندما يحدث تكاثف لبخار الماء في الهواء، بحيث يجعل معدل التناقص الذاتي الرطب يقل عن معدل التناقص الحراري البيئي. وهذا يمكن القول، أن حالة عدم الاستقرار الشرطي تتحقق عندما يكون معدل التناقص الحراري البيئي أقل من المعدل الذاتي الجاف، ولكنه أكبر من المعدل الذاتي الرطب -شكل (١١٦-ج،د)-. فعدم الاستقرار هذا مشروط برطوبة الهواء.

سادساً - تأثير الكتل الهوائية على الأحوال الجوية:

تحمل الكتل الهوائية صفاتها من حرارة ورطوبة... إلخ، إلى المناطق التي تنتقل إليها. ويختلف تأثيرها على الأحوال الجوية باختلاف الموقع من المنطقة المصدرية، واختلاف الضغط الجوي الفصلي.

فهناك مناطق تتأثر بنوع واحد من الكتل الهوائية، كما هو الحال في الأجزاء الجنوبية من الصحراء الكبرى التي تتأثر بالكتلة المدارية القارية مسببة أحوالاً من الطقس الحار الجاف. وكما هو الحال في المنطقة القطبية التي تنشأ فيها الكتلة المسماة باسمها. على حين نجد أن هناك مناطق في العالم تتأثر بأكثر من نوع من الكتل الهوائية، كما هو الحال في سورية التي تخضع لسيطرة الكتل القطبية في فصل والمدارية في فصل آخر. وكثيراً ما تتداخل الكتل القطبية في العروض الوسطى بالكتل المدارية مؤدية إلى حدوث اضطرابات جوية تبرز واضحة في التأثير على الأحوال الجوية في نصف السنة الشتوي. ويمكن لمنطقة غرب أوروبا أن تتأثر بعدة كتل هوائية؛ ففي الشتاء يمكن أن تتأثر بالكتل المدارية القارية أحياناً، وبالكتل القطبية القارية والبحرية أحياناً أخرى، وفي الصيف تتعرض لكتل هوائية حارة، كما تتعرض لكتل قطبية بحرية تلطف من شدة الحرارة.



الفصل الثاني

الجهات الجوية

أولاً — تعريف الجهة الجوية.

ثانياً — شروط تشكل الجهات الجوية.

ثالثاً — خصائص منطقة الجهة الجوية.

رابعاً — أنواع الجهات:

— الجهات الكبرى.

— الجهات الصغرى.



الفصل الثاني

الجيّهات الجوىة (الهوائىة)

تشكل الجبهات الجوىة، إحدى مناطق عدم الاستقرار الجوى الشديدة في العالم، لما تشهده من حركات صعود هوائية عنيفة أحياناً واضطرابات في الأحوال الجوىة تقود إلى أشكال مختلفة من الطقوس، والتي تبرز فعاليتها في العروض الوسطى من نصفي الكرة.

أولاً — تعريف الجبهة الجوىة:

الجبهة الجوىة، أو الجبهة الهوائية؛ عبارة عن سطح تماس أو انفصال بين كتلتين هوائيتين مختلفتين في صفاتهما — بخاصة في درجة الحرارة والرطوبة — ومتعاكستين في اتجاههما، بحيث يقود هذا التعاكس إلى تقابلهما وتصادم بعضهما ببعض. فعندما تلتقي — أو تتصادم — كتلتين هوائيتين مختلفتي الصفات من حيث الحرارة والرطوبة، فإنهما لا تختلطان مع بعض، بل تبقيان منفصلتين عن بعضهما عن طريق سطح يدعى سطح انفصال أو جبهة. وموقع هذه السطح في الجو وطبيعة الكتل الهوائية المتناقضة على جانبي هذا السطح ذات أهمية كبرى في تحليل حوادث الطقس والتغيرات التي ستحدث في الأحوال الجوىة في المستقبل القريب.

ثانياً — شروط تشكل الجبهات:

- لا بد لتشكيل الجبهات من توافر شرطين رئيسيين في آن واحد، وهما:
- أ — التناقض في درجة الحرارة والرطوبة بين كتلتين هوائيتين. حيث تكون إحدهما أشد برودة وبالتالي أعظم كثافة من الأخرى.
 - ب — الحركة الجوىة العامة التي تسهم في تحقيق التلاقي والتصادم بين الكتلتين الهوائيتين.

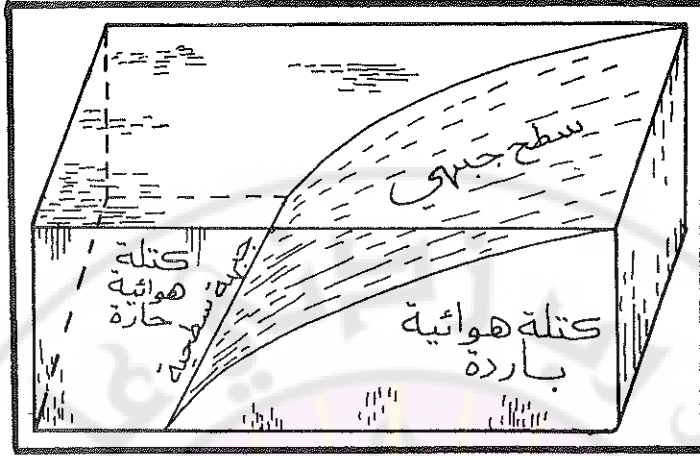
وهكذا فإن ضعف الجبهات أو تحللها يعود إلى قلة التناقض أو التباين في درجة الحرارة والرطوبة بين الكتلتين الهوائيتين. كما أن وجود نظام حركة جوىة

لا يحقق التلاقي المطلوب يؤدي إلى تحلل الجبهات. فاستقرار جبهة فوق سطح متحانس فترة طويلة يؤدي إلى جعل الكتلتين الهوائيتين تكتسبان صفات السطح مما يبدد التناقضات الموجودة فيما بينهما وتزول بالتالي الجبهة. أيضاً فإن تحرك الكتلتين الهوائيتين في مسارات متوازية وبالسعة نفسها يلغي التماس والتصادم بينهما ويعمل على تلاشي الجبهة.

هذا وتلعب سرعة الرياح دوراً كبيراً في تشكل الجبهات وتطورها. وهذا ما يشاهد بالنسبة للجبهة القطبية التي تفصل بين نموذجين من الكتل الهوائية يختلفان عن بعضهما في درجة الحرارة والاتجاه والسعة الملحوظة. في حين نجد أن انخفاض سرعة الرياح التجارية إلى درجة كبيرة — حتى مرحلة السكون في بعض الأماكن — جعل الكثير من العلماء يستبعدون وجود شيء اسمه الجبهة المدارية فيما بين الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية، وإنما ينادون بوجود منطقة تتلاقى — أو تتقارب — فيها الرياح في نطاق الضغط المنخفض الاستوائي يطلق عليها اسم منطقة التجمع بين المدارية (ITCZ).

ثالثاً — خصائص منطقة الجبهة:

إذا كانت الجبهات تمثل في خرائط الطقس والمناخ على صورة خط يفصل بين الكتل الهوائية إلا أنها في الطبيعة تشكل منطقة انتقالية مختلفة السعة ومتدرجة الصفات يصحبها تغيرات في عناصر الطقس، وهذا ما يلاحظ من تغيرات درجة الحرارة والرطوبة في أثناء عبور منطقة الانتقال هذه لإحدى مناطق الكرة الأرضية. وتختلف سعة الجبهة من (٨٠—٢٠٠ كم)، وكلما قلت سعة الجبهة ازداد معدل تغير درجة الحرارة في وحدة المسافة (غراديان الحرارة) الذي يمكن أن يبلغ قرابة (١٢—١٨ م) في مسافة قدرها ٨ كم (١,٥—٢,٢ م/كم). كما أن الامتداد الأفقي للجبهة يزيد على (١٠٠ كم) ليلبلغ آلاف الكيلومترات في الجبهات الكبرى — شكل (١١٧) —. في حين يبلغ الامتداد الشاقولي بضعة كيلومترات ليصل في معظم الحالات حتى سقف التروبوسفير.



الشكل رقم (١١٧)

سطح انفصال هوائي (جبهى)

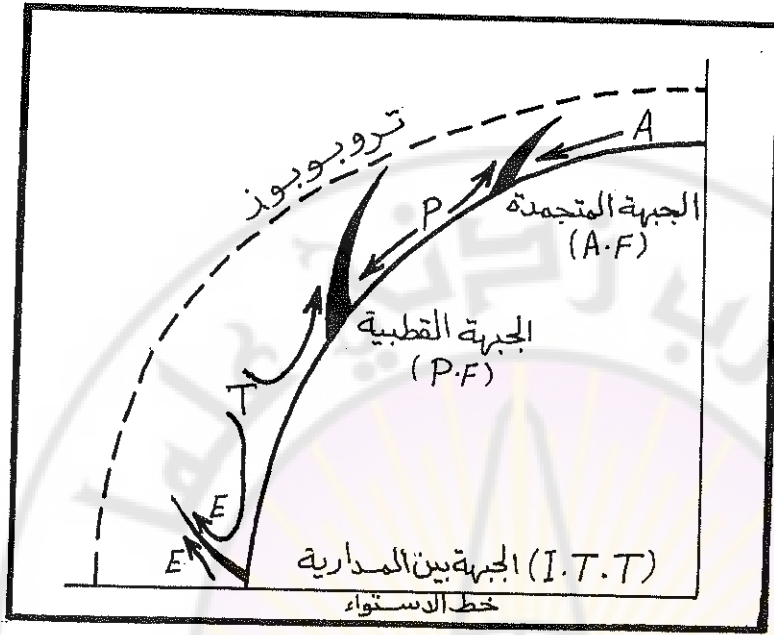
وبصورة عامة، فإن الجبهات لاتتخذ وضعاً أفقياً، وإنما تميل باتجاه الهواء البارد، نتيجة للحركة الدورانية للأرض من جهة ولقوة ثقالة الجاذبية من جهة أخرى. ويزداد ميلانها بالابتعاد عن خط الاستواء. كما تتميز باضطراب الجو الشديد فيها. وهي في حالة حركة دائمة، إذ نادراً ماتستقر في مكان واحد فترة طويلة، لكون الصراع دائماً بين الكتل الهوائية المكونة لها؛ ذلك أنه لا بد أن تتقدم إحدى الكتلتين لتسود وتسيطر على الأخرى، وتسود منطقة الانتقال (سطح الانفصال) حالة من الباروكلينية معبرة عن عدم استقرار الجو، نتيجة لتقاطع سطوح الحرارة مع سطوح الضغط.

رابعاً — أنواع الجبهات:

يمكن التمييز بين نوعين من الجبهات تبعاً لحجم الكتلة الهوائية، فهناك جبهات كبرى واسعة وهي التي تفصل بين كتلتين هوائيتين كبيرتين، كالجبهة القطبية مثلاً. وهناك جبهات صغرى تفصل بين كتلة باردة وأخرى حارة، وتمثل الهيكل الرئيسي للمنخفض الجوي الجبهى. وتشكل الجبهات الصغرى جزءاً من الجبهات الكبرى.

١ — الجبهات الكبرى:

يمكن تمييز ثلاث جبهات رئيسية — شكل (١١٨) —:



الشكل رقم (١١٨)

قطاع رأسي يبين المناطق الجبهة الرئيسية في نصف الكرة الشمالي

أ — الجبهة بين المدارية (Intertropical Front): وهي الجبهة التي تفصل بين الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية، ونتيجة لعدم وجود تباين بين الكتلتين الهوائيتين، فإن كثيراً من العلماء لا يسلمون بوجود مثل هذه الجبهة، وإنما يقرون — كما أسلفنا الذكر سابقاً — بوجود منطقة تقارب بين مدارية.

ب — الجبهة القطبية (Polar Front): وهي من أهم الجبهات الجوية، كونها المكان الأكثر ملاءمة لنشوء التموجات والمنخفضات الجبهية المرتبطة بها. وتشكل هذه الجبهة من تصادم الكتلتين الهوائيتين القطبية (p) والمدارية (T). ويتراوح مجال امتدادها وعملها بين خطي عرض (٣٥-٦٥) شمالاً وجنوباً. ويمكنها أن تأخذ اتجاهات مختلفة — شكل (١١٩) — ولا تشكل هذه الجبهة حزاماً مستمراً يلف الكرة الأرضية، بل تبدو مجزأة، ومن أهم أجزائها تلك التي تبدو فوق المحيط الأطلسي وتعرف بالجبهة القطبية الأطلسية، وفوق المحيط الهادي الشمالي (جبهة الهادي القطبية).

ج — الجبهة المتجمدة الشمالية (Arctic Front): وهي الجبهة التي تفصل بين الهواء البارد الشمالي للحوض القطبي (Ar) والهواء القطبي الأقل برودة (p) الذي يسير فوق المحيط الأطلسي حول خط عرض ٦٠ شمالاً، ويمتد مركز عملها بين إيسلندا وسبتزبرغ شتاءً، وبين إيسلندا والأجزاء الشمالية من سيبيريا صيفاً.

وبالإضافة إلى الجبهات سالفة الذكر، يمكن ذكر مجموعة أخرى من الجبهات الثانوية التي يقل تأثيرها عن تأثير الجبهات السابقة، ومن هذه الجبهات نذكر مايلي:

أ — الجبهة المتوسطية: تفصل بين الهواء القطبي البارد الهابط من ممرات الألب وهواء البحر المتوسط الدافئ في الشتاء القادم من شمالي إفريقية وهي بمثابة جزء من الجبهة القطبية الشمالية.

ب — جبهة الأليزية: تفصل بين الهواء البحري والأليزية الصحراوية.

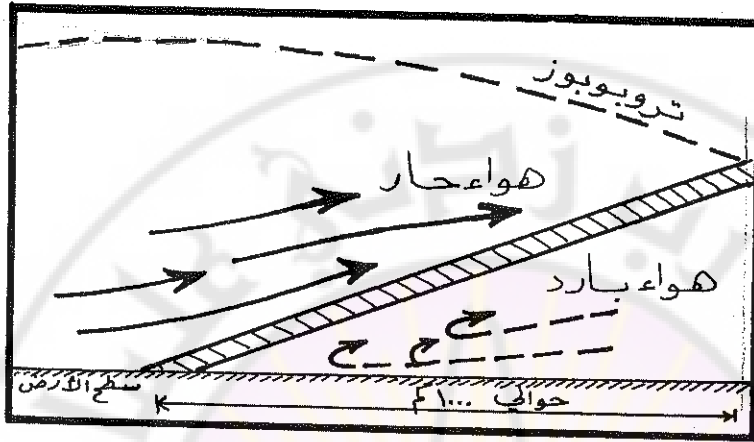
ج — الجبهة الأوربية الإفريقية: تفصل بين الهواء المتوسطي والهواء الصحراوي، وموقعها في شمالي إفريقية.

د — الجبهة الأكتيانية: وهي جبهة فصلية، تظهر في الصيف فاصلة بين الهواء الأطلسي البارد والهواء القاري المتسخن.

٢ — الجبهات الصغرى:

وهي ذات امتداد أفقي محدود قياساً بالجبهات الكبرى، وتشكل بنيان المنخفض الجوي الجبهي. وهي على نوعين حارة وباردة. وقد يتلازم النوعان مع بعض في المنخفض الجوي الجبهي الناضج، كما يمكن أن تتواجد إحدهما منفرداً، إلا أن الفاعلية العظمى لهما تتحقق في حال تواجدهما معاً مشكلين سوية المنخفض الجبهي.

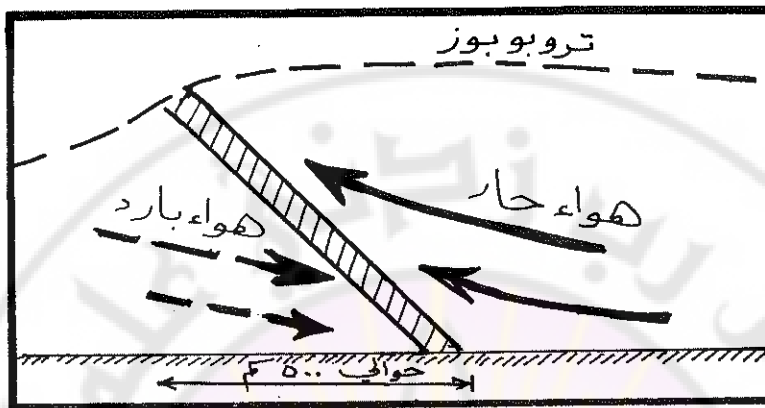
أ — الجبهة الحارة: وهي عبارة عن سطح انفصال بين الهواء الحار والهواء البارد. وتشكل في حال تقدم الهواء الحار فوق منطقة، ليحل محل الهواء البارد المتراجع أمامه — شكل (١٢٠) —. وفي هذه الحالة فإن سطح الانفصال الجبهي يميل تجاه الهواء البارد بزاوية قدرها ٠,٥ — ١ درجة (ميل ١٠٠/١ — ٢٠٠/١).



الشكل رقم (١٢٠)

الجبهة الحارة

ب — الجبهة الباردة: وهي عبارة عن منطقة فصل بين الهواء البارد والهواء الحار. وتتشكل عندما يتقدم الهواء البارد نحو منطقة يسودها هواء حار، مندس الهواء البارد المتقدم تحت الهواء الحار على شكل إسفين رافعاً إياه نحو الأعلى ليحل بدلاً منه — شكل (١٢١) —. وعموماً فإن الجبهة الباردة تميل تجاه الهواء البارد بزاوية أكبر من زاوية ميل الجبهة الحارة، ومن ثم فإن انحدارها أشد، حيث تتراوح زاوية ميل الجبهة الباردة بين ١—٢ درجة (١/٥٠—١/١٠٠). ولذا فإن الهواء الحار يصعد بقوة أكبر من صعوده في الجبهة الحارة، ومن ثم فإن الطقس المرافق للجبهة الباردة أشد اضطراباً.



الشكل رقم (١٢١)
الجهة الباردة



الفصل الثالث

اضطرابات العروض الوسطى

أولاً — آلية تشكل المنخفضات الجوية الجبهية.

ثانياً — مراحل تطور المنخفض الجبهية.

ثالثاً — الخصائص البنيوية والحركية للمنخفض الجبهية.

رابعاً — ظواهر الطقس المرافقة لمنخفض جبهية واضح.



الفصل الثالث

اضطرابات العروض الوسطى

تتمثل اضطرابات العروض الوسطى بالمنخفضات الجوية الجبهية، التي تعرف أيضاً بالمنخفضات فوق المدارية، وبأعاصير (سيكلونات) العروض الوسطى، كما يطلق عليها أحياناً الاضطرابات الموجية أو التموجات الجبهية، وهي منخفضات ديناميكية قوامها جبهتين (حارة وباردة) تشكلانها.

وتعد المنطقة العرضية الواقعة بين خطي عرض (٣٠—٦٠) درجة في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي من أكثر المناطق التي يكثر فيها حدوث المنخفضات الجوية الجبهية. وتكثر المنخفضات الجبهية في فترات من السنة أكثر من غيرها، ومعظمها يتركز في نصف السنة الشتوي، وتكون أكثر فعالية في هذه الفترة من السنة.

أولاً — آلية تشكل المنخفضات الجوية الجبهية:

تتصف الجبهات الكبرى — كالجبهة القطبية — بكثرة التموجات عليها، هذه التموجات ماهي إلا بداية تشكل المنخفضات الجبهية. وتعزى تلك التموجات إلى ثلاثة عوامل:

١— اختلاف الكثافة بين الكتلتين الهوائيتين، مما ينجم عنه تولد أمواج تعرف بأمواج الثقالة.

٢— عدم تواصل الكتلتين الهوائيتين لأسباب طبوغرافية، مما ينتج عنه أمواج تعرف بأمواج القص.

٣— قوة كوريوليس، التي تختلف درجة فعاليتها مع العرض والسرعة، مما ينجم عنها تولد أمواج تعرف بأمواج العطالة.

وإذا كانت العوامل الثلاثة السابقة تؤدي إلى نشوء التموجات السطحية، وفق نظرية الجهة القطبية، غير أن البعض يعتبر أن التموجات الجبهية تنشأ في أعالي التروبوسفير — أو حتى في الستراتوسفير — ومن ثم تؤدي إلى اضطرابات في الجو

الأسفل. بينما يشير البعض الآخر إلى أن الموجة الجبهية تنشأ في الطبقات السفلى من الجو بسبب التضاد الحراري بين كتل الهواء، وأن ما يحدث من تغيرات في الجو الأعلى ليس سوى نتيجة لهذه التموجات^(١). وهكذا تولدت نظريتان تعالجان موضوع تشكل المنخفضات الجبهية، هما:

١- نظرية الجبهة القطبية:

وهي ما تعرف بالنظرية الموجية الجبهية التي نادى بها علماء الأرصاد النرويجيين، وأخص بالذكر منهم؛ جاكوب بيركنس (١٨٩٧-١٩٧٥م)، ووالده فيلهيم بيركنس (١٨٦٢-١٩٥١)، وهلفور سولبرغ (١٨٨٥-...)، وتور بيرجيرون (١٨٩١-...). ففي خلال الحرب العالمية الأولى كان النرويجيون منعزلين عن تقارير الطقس للمناطق المجاورة، وبخاصة المحيطات، وللتغلب على هذا القصور أنشئت شبكة كثيفة من محطات الرصد. ونتيجة لإعداد خرائط طقس سينية لهذه المنطقة تم الحصول على قدر كبير من المعلومات عن منخفضات العروض الوسطى. مما مكن عدداً من مختصي الأرصاد الجوية العاملين بالمعهد الجيوفيزيقي في برغن، وعلى رأسهم (جاكوب بيركنس) عام (١٩١٨م) إلى الاكتشاف الأول لنشأة المنخفض الجبهي المتنقل الذي كون الأساس لنظرية الجبهة القطبية للمنخفضات، التي عرفت بنظرية بيركنس، والتي تقول أن منخفضات العروض المتوسطة تنشأ على طول الجبهة القطبية^(٢). ومنذ ذلك الوقت، تم اكتشاف جبهات أخرى لكل منها احتمالات تكون انخفاضاته، تلك الانخفاضات التي تتكون عند التواء تموجي على الجبهة.

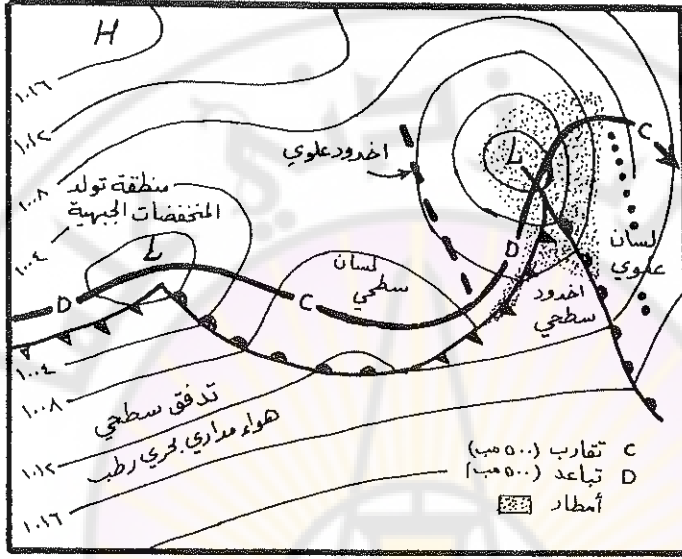
٢- نظرية التحريض العلوي:

وهي النظرية الأحدث من سابقتها، والتي ترجع تشكل الأمواج الجبهية عند المستويات السطحية إلى تحريض أنماط الجريان العلوي ذي الشكل الموجي الذي

(1) Trewartha, T.G; Op. Cit, pp. 182-183.

(2) Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Op. Cit, p.126.

يتولد عنه مراكز ضغط منخفضة عند المستويات السطحية، تقود بالتالي إلى سحب الكتل الهوائية تجاهها لتشكل من جراء ذلك الجبهات، ولتتطور فيما بعد وفق مراحل التطور الجبهي للمنخفض - شكل (١٢٢) -.



الشكل رقم (١٢٢)

العلاقة بين تشكل مراكز العمل الجوي السطحية والتموجات الهوائية العلوية

ويترافق الجريان السريع للأمواج العلوية القصيرة طول موجاتها والأكثر عدداً، بتشكيل أمواج (منخفضات جوية) عند السطح، أما الجريان البطيء للأمواج العلوية الأطول موجاتها والأقل عدداً، فيترافق مع ظواهر جوية أكبر، كما في المنخفضات الأيسلندية والآلوشية، والمرتفعات شبه المدارية^(١).

وبصورة عامة، فإن تشكل المنخفضات عند السطح يترافق مع التموجات العلوية في التيار الغربي السريع (النفاث) في العروض الوسطى، بعد أن لوحظ تشكل منخفضات جوية معزلة عن وجود مسبق لجبهة جوية كبرى، وتم التأكد من حقيقة الجريان العلوي الموجي في العروض الوسطى، بعدد موجات يختلف

(1) Wallace, J. M & Hobbs, P.V Op. Cit, p.126.

باختلاف سرعة الجريان (٣-٨ موجات على مستوى الكرة الأرضية). وتشكل المنخفضات الموجية السطحية عادة تحت مقدمة الأخاديد الموجية العلوية، بينما تتشكل مرتفعات جوية خلف الأخاديد.

ثانياً — مراحل تطور المنخفض الجبهي:

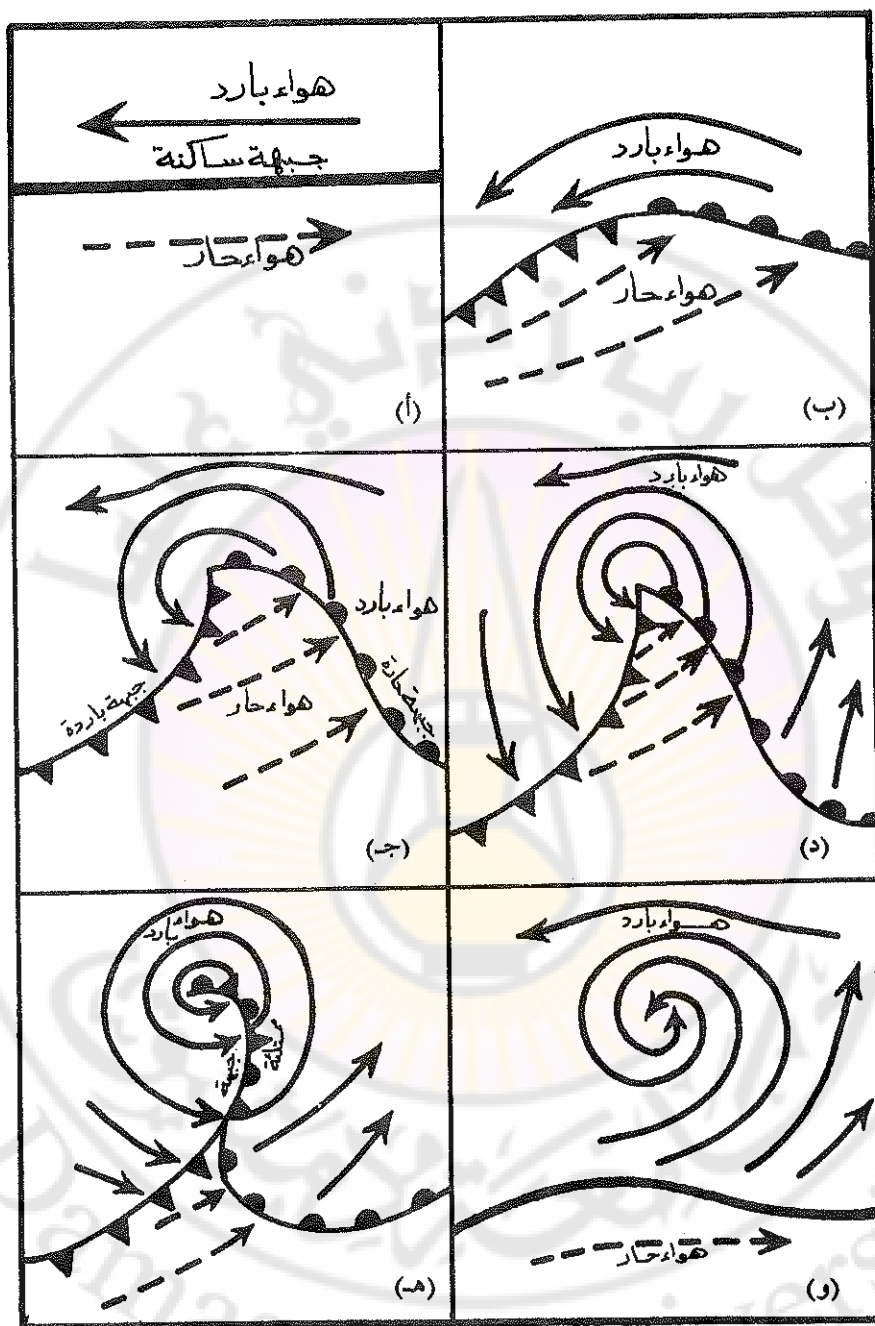
تعد المنخفضات ظواهر متطورة تولد وتنمو وتنضج ثم تموت سالكة دورة حياتية متشابهة فيما بينها، غير أن الفرق بين هذه الظواهر المتطورة والكائنات الحية، أن هذه الظواهر يمكن لها أن تجدد شبابها بعد هرمها وبذلك تعاود نشاطها وفعاليتها. وبوجه عام يمر المنخفض الجوي في دورته الحياتية بأربع مراحل رئيسية:

١- مرحلة النشوء (Early Stage):

تسمى منطقة الانتقال بين كتلتين هوائيتين مختلفتي الكثافة بمنطقة الجبهة، فإذا كانت هذه الجبهة غير متحركة فإنها تعرف باسم الجبهة الساكنة، وفي هذه الحالة يكون هبوب الرياح موازياً لخط الجبهة، وتكون الجبهة موازية لخطوط تساوي الضغط الجوي - والشكل (١٢٣-أ) يبين جبهة ساكنة قبل نشوء الاضطراب الموجي-. وبما أن الهواء لا يكون ثابتاً على طول خط الجبهة، ونتيجة لكثرة العوامل التي تؤثر على حركة الهواء (قوة كوريوليس والتضاريس...) فإن الهواء لا يبقى موازياً في حركته لخط الجبهة، بل ينحدر ويميل نحو خط الجبهة ليشكل زاوية تختلف درجتها حسب موقع الجبهة. وتبعاً لدرجة تأثر الهواء بالعوامل التي تؤدي إلى انحرافه، ونتيجة لتعاكس اتجاه الهواء من جانبي الجبهة واختلاف كثافة كل منهما عن الآخر، تحدث تموجات على طول الجبهة شبيهة بالتموجات التي تحدثها الرياح في سطح الماء -شكل (١٢٣-ب)-. ويختلف اتساع هذه الموجات التي هي بداية لتشكيل المنخفض من منطقة إلى أخرى من مناطق الجبهة.

٢- مرحلة النضج (Open Stage):

ما أن تبدأ الموجات الصغيرة بالتشكل حتى تأخذ بالكبر والاتساع والتوغل فوق سطح الانفصال، مما يؤدي إلى تكون منطقة من الضغط المنخفض فوق هذا



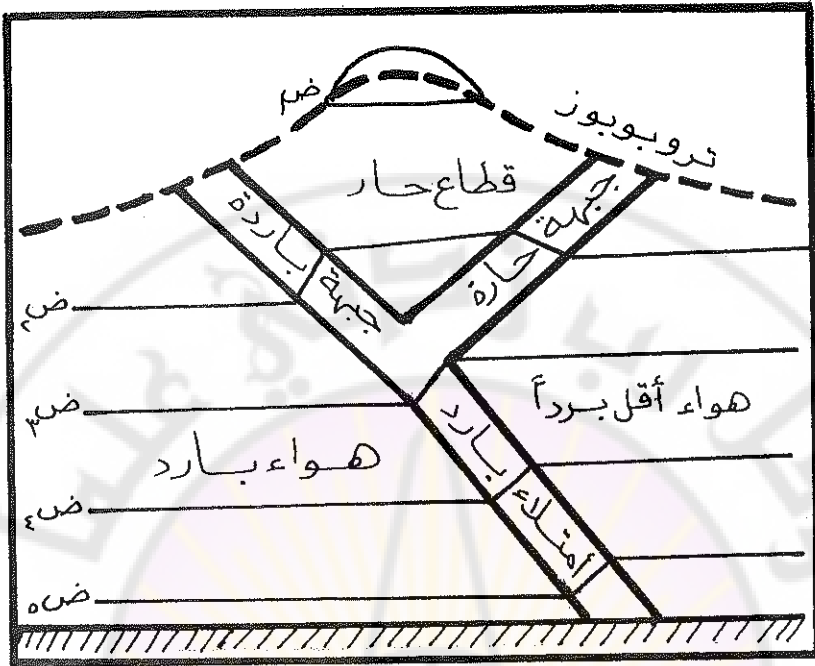
الشكل رقم (١٢٣)
مراحل تطور المنخفض الجوي الجبهي

السطح. وهذا ما يجعل الهواء البارد يتجه نحو هذه المنطقة محاولاً الوصول إلى مركزها متخذاً حركة معاكسة لوجهة حركة عقارب الساعة، مما يجعل تلك الموجة تكبر وتنضج لتتخذ شكلاً قريباً من الشكل (١٢٣-ج،د)، وليصبح عندئذ المنخفض في مرحلة النضج متوضحة فيه بشكل بارز كافة عناصره المكونة له، من جبهتيه الحارة — في المقدمة — والباردة — في المؤخرة — وقطاع الهواء الحار بينهما. وتمثل هذه المرحلة أقصى مراحل تطور المنخفض الذي يتحقق فيها غاية قوته ونشاطه، ويكون الجو في أعنف وأشد اضطرابه. وباكتمال المنخفض الجوي وذلك خلال فترة لا تزيد على ٢٤ ساعة من بداية تطوره، وهو في حركته شرقاً — مع حركة الجو العامة السائدة — يؤدي إلى أشكال مختلفة من الطقس.

٣- مرحلة الامتلاء (Occuled Stage):

وابتداء من مرحلة النضج يأخذ الهواء البارد الخلفي في خنق القطاع الحار تدريجياً، نتيجة لكون سرعة تقدم الجبهة الباردة أكبر من سرعة تقدم الجبهة الحارة بحوالي (٨ كم/ساعة)، ويترتب على هذا الفرق ازدياد ضيق القطاع الحار ليختفي نهائياً من على سطح الأرض، وعندئذ يلتقي الهواء البارد في مؤخرة المنخفض مع الهواء البارد في مقدمة المنخفض - شكل (١٢٣-هـ) - ويطلق على هذه المرحلة من مراحل تطور المنخفض اسم مرحلة الامتلاء.

ويمكن أن يحدث في هذه المرحلة تجدد في نشاط المنخفض وفعاليته، بعد أن يكون قد أوشك على النهاية. فإذا كان الهواء البارد في المؤخرة أكثر برودة من الهواء البارد في المقدمة، فسيندفع عندئذ الهواء الأبرد الخلفي تحت الهواء الأقل برودة الأمامي على شكل إسفين ويرفعه نحو الأعلى، ويقال عندها أن المنخفض قد تجدد، كما تعرف هذه المرحلة من مراحل تطور المنخفض الأصلي باسم مرحلة الامتلاء البارد (Cold Occlusion) - شكل (١٢٤) -. أما إذا كان الهواء البارد في المؤخرة أكثر حرارة من الهواء البارد الذي في المقدمة، فسيضطرب عندئذ الهواء الخلفي الأكثر حرارة للصعود فوق الهواء الأمامي الأبرد، مما يترتب على هذا التناقض

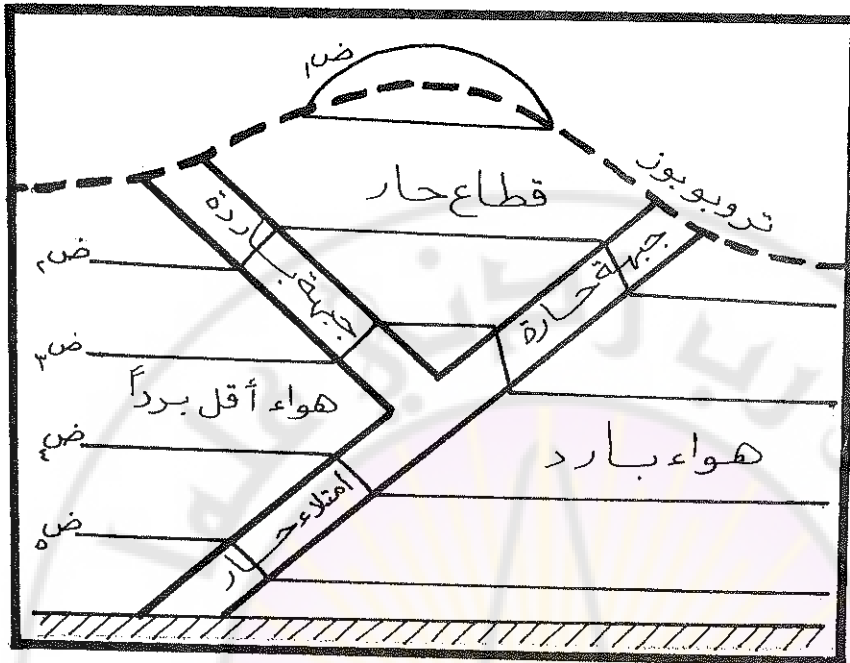


الشكل رقم (١٢٤)

قطاع عرضاني لامتلاء بارد في المنخفض الجبهي

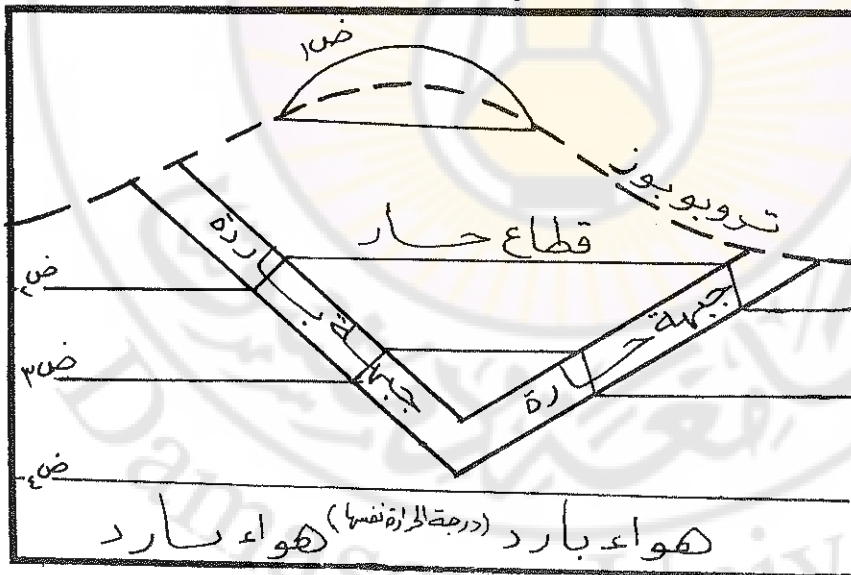
حدوث تجدد في فعالية المنخفض (منخفض متجدد) مسبباً اضطراباً جديداً في الطقس -شكل (١٢٥)- . وتعرف المرحلة هذه من مراحل التطور باسم الامتلاء الحار (Warm Occlusion). في حين إذا كان الهواء البارد في مقدمة الجبهة الحارة، وفي مؤخرة الجبهة الباردة متجانساً في أثناء تلاقيه مع بعضه -عند حدوث الملاء- فعندئذ يبقى المنخفض ممتلئاً ولا يحدث فيه أي تجدد -شكل (١٢٦)- بل نجده يتطور نحو التلاشي.

إن المنخفضات التي تأتي من الأطلسي وتدخل البحر المتوسط متجهة نحو أجزائه الشرقية تصلها وهي في مراحل تطورها الأخيرة، ولكنها تتجدد مرة ثانية نتيجة للتناقض الموجود بين الكتل الهوائية، وبذلك تؤثر على شواطئ البحر المتوسط الشرقي مؤدية إلى طقس مضطرب.



الشكل رقم (١٢٥)

قطاع عرضي لامتلاء حار في المنخفض الجبهي



الشكل رقم (١٢٦)

قطاع عرضي لامتلاء متجانس في المنخفض الجبهي

٤- مرحلة التلاشي (أو التحلل) (Dissolving Stage):

لما كانت مرحلة الامتلاء تعبر عن طغيان سيطرة كتلة واحدة متجانسة أو شبه متجانسة، فإن الجبهة تأخذ بالتلاشي التدريجي إلى أن يتحول المنخفض إلى دوامة كما هو موضح في الشكل (١٢٣-و). وبما أن الهواء الحار قد أصبح مرتفعاً، فإن الغيوم تصبح أيضاً أكثر ارتفاعاً عن ذي قبل، ولذا تقل الأمطار عند هذه المرحلة ويموت المنخفض؛ إذ أن الهواء الحار الذي ارتفع للأعلى يتبرد ذاتياً لتصبح درجة حرارته مكافئة لدرجة حرارة الهواء البارد نفسه المحيط به، وليصبح المنخفض عبارة عن كتلة باردة، وعندها يفقد المنخفض طاقته الكامنة التي يمكنها أن تتحول إلى طاقة حركية، وتهدأ الحركة الدوامية ويختفي المنخفض الجوي نهائياً.

وبوجه عام تستغرق المدة التي يأخذها المنخفض كي يكتمل (ينضج) حوالي ٢٤ ساعة، في حين تستغرق المراحل التالية لمرحلة النضج قرابة يومين أو ثلاثة أيام. وهكذا يمكن القول إن المنخفض الجوي في خلال الجزء الأكبر من حياته يكون في حالة امتلاء جزئي، ثم يستمر الامتلاء ويتطور للنهاية.

ثالثاً - الخصائص البنيوية والحركية للمنخفض الجبهي:

تختلف مساحة المنطقة التي يحتلها منخفض جوي جبهي تبعاً لظروف تشكله ودرجة تطوره. فيمكن لبعض المنخفضات أن تغطي ثلث مساحة الولايات المتحدة (حوالي ١,٥ مليون كم^٢)، بينما نجد أن بعض المنخفضات لا تشغل مساحة تزيد على ١٠٠ ألف كم^٢. ويمكن أن تصل السماكة الشاقولية للمنخفض إلى (٩-١٢ كم). ويزيد قطر المنخفض في كثير من الأحيان على ١٥٠٠ كم.

وتتباين المنخفضات في درجات عمقها، وبالتالي فعاليتها، فبعضها تكون عميقة عندما يكون فارق الضغط بين مركزها وأطرافها كبيراً، ويكون انحدار الضغط شديداً، وشديدة الفعالية، وبعضها الآخر يكون ضحلاً ذا فعالية محدودة.

وتأخذ المنخفضات في حركتها وجهة غربية - شرقية، متراوحة ما بين الاتجاه الجنوبي الغربي والشمالي الغربي. وتعزى هذه الحركة إلى عاملين اثنين، هما:

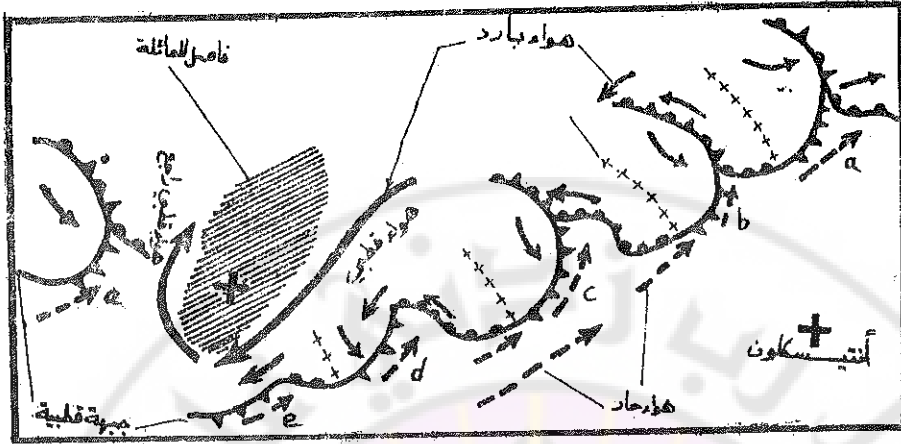
أ — حركة الرياح العامة في التروبوسفير التي تكون غربية في العروض الوسطى.
ب — بالنظر إلى النظرية الموجية، فإن المنخفض من الأنموذج الموجي يتحرك بعيداً عن الهواء الحار الذي تكون حركته نحو اليمين في نصف الكرة الشمالي، ونحو اليسار في نصف الكرة الجنوبي.

والقول بحركة المنخفض لا ينطوي ضمناً على حركة مادية فعلية، وإنما يتضمن ذلك حركة دفقية اضطرابية في الهواء، كما تكون حركة الموج في البحار. ويختلف معدل سرعة المنخفض من فصل إلى آخر، كما ويختلف حسب عمق المنخفض ودرجة تطوره. ففي الولايات المتحدة تبلغ سرعة المنخفضات المتحركة باتجاه الشرق حوالي (٣٠ كم/ساعة) في فصل الصيف، و(٥٠ كم/ساعة) في فصل الشتاء. وهكذا يمكن القول إن متوسط سرعة المنخفض تتراوح بين (٢٥—٤٠ كم/ساعة)، وإن كانت حدود السرعة تنحصر بين ٥٠٠—٢٠٠٠ كم في اليوم (٢٠—١٠٠ كم/ساعة) كقيمتين متطرفتين.

وتبدو المنخفضات بشكل إهليلجي أو بيضوي مع ضيق في النهاية المتجهة نحو خط الاستواء. ويكون طول المحور الطولي (جنوب غرب — شمال شرق) ضعف طول محوره العرضي (شمال غرب — جنوب شرق).

ومن الملاحظ أن الأمواج الجبهية أو المنخفضات لا توجد في الطبيعة بشكل وحدات منفصلة عن بعضها، ولكنها تنتظم وتتجمع في شكل عائلات من المنخفضات الجبهية، كل عائلة منها تتألف من (٣—٤) أعضاء. ولكل منخفض وضعيته الخاصة ودرجة تطوره ونموه وموقعه على خط الجبهة الرئيسي، ذلك أن المنخفضات الأكثر حداثة في تشكيلها والأقل نمواً تكون أكثر بعداً نحو الجنوب (نحو خط الاستواء) من المنخفضات الأقدم في تشكيلها والأكثر نضجاً وفعالية — شكل (١٢٧) —.

وعند مرور عائلة من المنخفضات يبقى الضغط منخفضاً، لأن القطاعات الحارة ترتفع باستمرار دون انقطاع، وعند مرور آخر منخفض يهبط الهواء البارد



الشكل رقم (١٢٧)

عائلة من المنخفضات الجوية على طول الجبهة القطبية. عن « Estienne & Godard, 1970 »

الخلفي، وينتشر بعيداً نحو الجنوب وذلك نتيجة لآلية الامتلاء، فالهواء البارد ينتشر فوق سطح الأرض على حساب الهواء الحار المرفوع، وعندئذ فإن الجبهة القطبية الرئيسية تنقسم، ويندفع الهواء البارد القطبي نحو الجنوب - في نصف الكرة الشمالي - بسرعة عالية، وتعرف هذه العملية بعملية التفريغ التي تكون مصاحبة لها سيادة ضغط مرتفع.

وهكذا نستطيع أن نفسر سبب سيطرة طقس غائم ماطر مضطرب لفترة تزيد على أسبوع. وأيضاً نستطيع تفسير سبب الرياح العاصفة التي تهب في أعقاب مرور سلسلة من المنخفضات المتواصلة، والبرودة الشديدة التي تسببها تلك الرياح.

ويتكون المنخفض الناضج الذي وصل إلى مرحلة متقدمة في النضج، من

العناصر التالية - شكل (١٢٨) -:

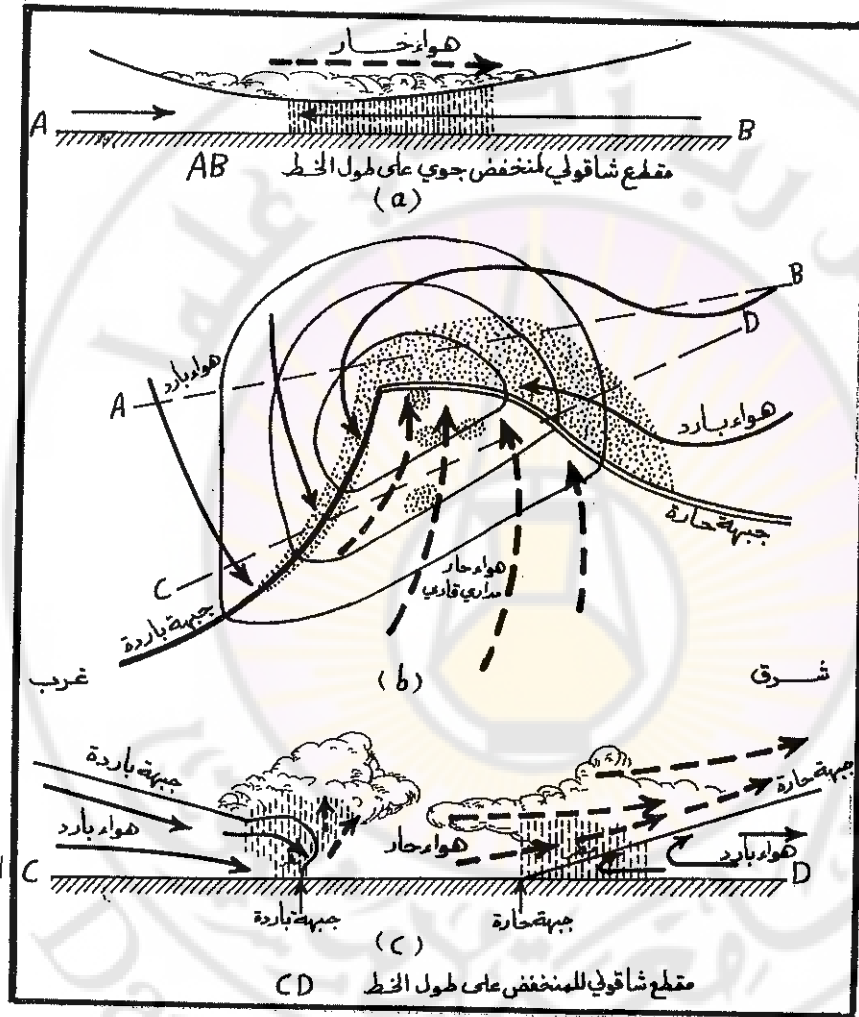
١- قطاع من الهواء البارد في المقدمة.

٢- جبهة حارة.

٣- قطاع حار في الوسط.

٤- جبهة باردة (بين القطاع الحار وبين الهواء البارد الخلفي).

٥- قطاع من الهواء البارد في المؤخرة.



الشكل رقم (١٢٨)

منخفض جوي ناضج، وقطاعات منه

١- قطاع من الهواء البارد في المقدمة (القطاع البارد الأمامي)؛ الذي يتألف من كتلة هوائية متجانسة، يكون الهواء فيها بحالة استقرار، ولذا يكون الطقس فيها صحواً.

٢- الجبهة الحارة؛ التي تشكل الجزء المتقدم جداً من القطاع الحار. والمنطقة الجبهية هذه تكون ذات ميل لطيف جداً، حيث تتراوح درجة الميل بين ٠,٥ إلى ١ درجة (حوالي ١٠٠/١ إلى ٢٠٠/١). ونتيجة لميل الجبهة الضعيف هذا فإن الغيوم تبدأ في التكاثر في الجو قبل أن تصل منطقة الجبهة إلى سطح الأرض بحوالي (١٢) ساعة.

٣- القطاع الحار؛ الذي هو عبارة عن كتلة هوائية متجانسة محصورة بين الجبهتين الحارة والباردة، وتكون غيومه من النوع الطبقي وأمطاره من النوع الهادئ المستمر.

٤- الجبهة الباردة؛ وتتصف بكونها أكثر ميلاً وانحداراً من الجبهة الحارة، حيث تتراوح درجة ميلها بين ١ - ٢ درجة (أي بين ٥٠/١ - ١٠٠/١)، إذ ترتفع الجبهة الباردة بمعدل كيلومتر واحد في مسافة أفقية بمحدود (٥٠ - ١٠٠) كيلومتر. ويتصف الطقس في حال مرور جبهة باردة باضطرابه وتغيراته، وهذا راجع إلى اعتماده على حالة الاستقرار في القطاع الحار وعلى الحركة الشاقولية بالنسبة إلى المنطقة الجبهية. ومعظم الغيوم المصاحبة للجبهة الباردة هي غيوم ركامية ومرتفعة (ركام وركام مزي وسمحاق).

٥- قطاع من الهواء البارد في المؤخرة (القطاع البارد الأمامي)؛ الذي يتصف بعدم استقراره نسبياً مع جنوحه نحو الاستقرار كلما ازداد ابتعاد الجبهة الباردة عن المنطقة التي مرت فوقها، ولذا نجد أنه يترافق بأشكال مختلفة من الطقس مع ميل نحو الصحو والبرودة.

رابعاً - ظواهر الطقس المرافقة لمنخفض ناضج:

منذ أن تأخذ المنخفضات في التشكل، تتغير حالة الطقس عما كانت عليه قبل أن تتشكل المنخفضات. ويترافق مرور منخفض جوي بظواهر معينة من الطقس أصبحت معروفة بشكل جيد، وهذا ما سهل عملية التنبؤ الجوي.

ولما كانت المنخفضات تتجه نحو الشرق، لذا فإن الظواهر التي تصاحبها تنتقل معها في الاتجاه نفسه وهذا ما جعل القائمين بالتنبؤ الجوي في مكان ما يعتمدون على ما تذييعه المراصد الواقعة إلى الغرب. وتسجل المعلومات الرصدية يومياً على خرائط الطقس التي بواسطتها يمكن تحديد موقع المنخفض الجوي ودرجة عمقه وشدة تدرج الضغط نحو مركزه وخط سيره وسرعة تحركه.

ويمكن استناداً إلى تلك المعطيات تقدير الحالة المنتظرة للجو خلال (٢٤) ساعة أو (٤٨) ساعة ولكن كثيراً ما نجد أن التنبؤات غير صحيحة، وهذا يحدث في حالة تغيير المنخفض لخط سيره أو ملئه أو تلاشيه أو تجده أو تغير سرعته أو استقراره في مكان واحد لعدة أيام. أما إذا لم يطرأ على المنخفض أي تغير غير محسوب، فإن الظواهر الجوية في الأماكن التي تقع على امتداد سيره تحدث بنظام واضح كما توقعته التنبؤات.

هذا ويمكن الاستدلال على اقتراب وصول منخفض جوي من خلال مجموعة من الظواهر الجوية التي تسمى، منها:

أ — هبوط في الضغط الجوي.

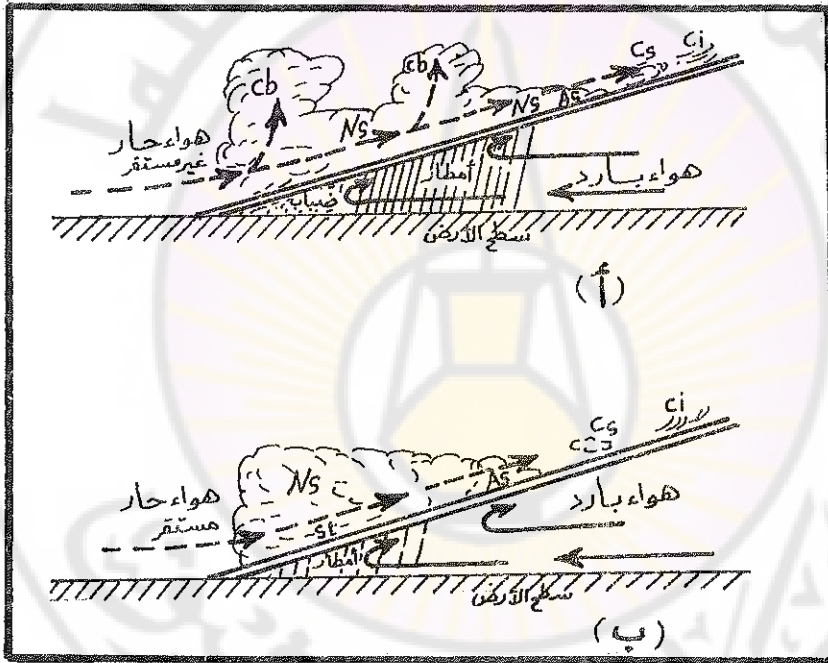
ب — ارتفاع متزايد في درجة الحرارة.

ج — هبوب رياح جنوبية أو جنوبية شرقية — في نصف الكرة الشمالي —.

د — انخفاض درجة الرطوبة الجوية.

وما إن تقترب الجبهة الحارة التي تمثل مقدمة القطاع الحار، حتى تبدأ الغيوم بالظهور في السماء — شكل (١٢٩) —، وتكون هذه الغيوم الأولية مرتفعة ورقيقة، لوفاً يميل إلى البياض وتكون شفافة، لذا فإن الشمس تظهر من خلالها وهي المعروفة باسم غيوم السمحاق (السيروس Ci). ويأتي هذه الغيوم نوع آخر يأخذ شكل طبقة رقيقة شفافة لا تحجب أشعة الشمس، ولكنها تشكل حول قرصها هالة دائرية سببها انعكاس الأشعة على جزيئات الثلج وهذه هي غيوم السمحاق الطبقي (سيروستراتوس Cs). وكلما ازداد اقتراب المنخفض الجوي ازدادت سماكة الغيوم

وأخذ مستواها بالاقتراب من سطح الأرض حيث تظهر غيوم الطبقي المتوسط (التوستراتوس As) السميكة التي لاترى الشمس منها مؤدية إلى هطول الأمطار. يلي هذه الغيوم غيوم المزن الطبقي (نيمبوستراتوس Ns) في بعض الأحيان التي تقترب قواعدها من سطح الأرض (١٠٠٠—١٥٠٠م) ناجماً عنها أمطاراً غزيرة. يلي مرور الجبهة الحارة، القطاع الحار، ولا يحتوي هذا القطاع على غيوم جبهة، بل أن غيومه داخلية من النوع المتطبق (ستراتوس). ويتصف الطقس باستقراره وتحسنه عما كان عليه قبل مرور القطاع الحار.

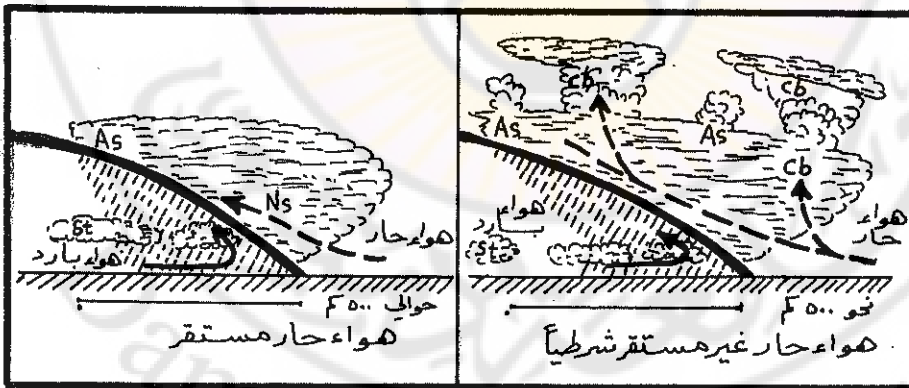


الشكل رقم (١٢٩)

جبهة حارة؛ في حالة عدم الاستقرار (أ)، والاستقرار (ب)

وما أن يمر القطاع الحار حتى يأخذ الطقس بالاضطراب من جديد في أثناء مرور الجبهة الباردة، بل ويكون أكثر اضطراباً من الفترة التي صاحبت مرور الجبهة الحارة. وعند مرور هذه الجبهة تشتد الرياح سرعة، وتغير اتجاهها بشكل

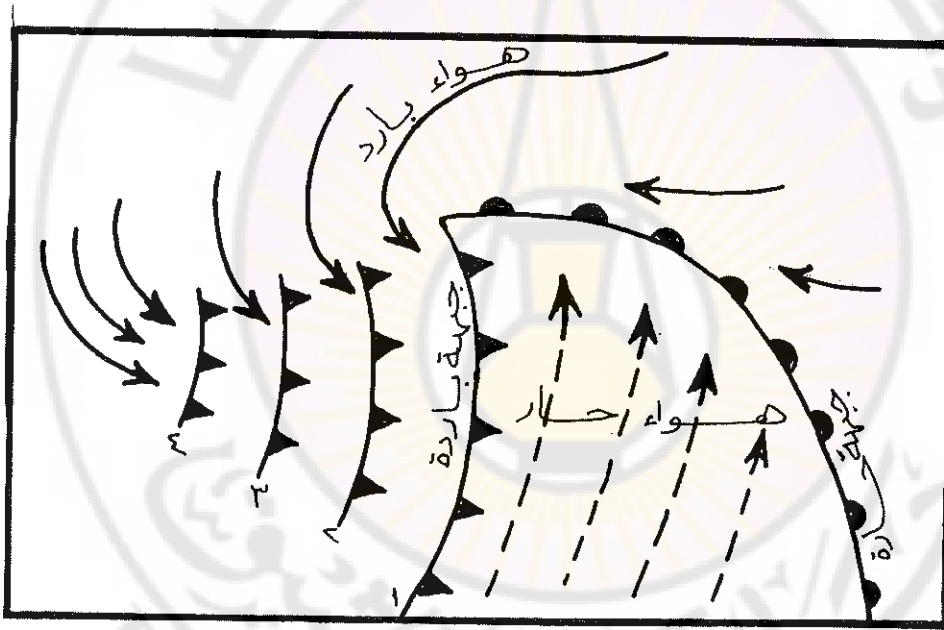
فجائي، إذ تبدأ بالهبوب من الاتجاهات الشمالية (نصف الكرة الشمالي) ولذا تكون باردة في فصل الربيع وشديد البرودة في الشتاء. وإذا كان المنخفض شديد العمق وشبه ثابت تقريباً (مستقراً فترة طويلة)، فإن الهواء القطبي الشديد البرودة يمكنه أن يصل في فصل الشتاء حتى العروض المتوسطة التي يسود فيها المنخفض. وفي هذه الأثناء يشتد هبوب الرياح كما ذكرنا وتغطي الأمطار بغزارة ويكثر حدوث البرق والرعد. والغيوم التي ترافق مرور هذه الجبهة هي على التوالي: غيوم السمحاق والسمحاق الركامي (سيروكومولوس)، تعقبها غيوم أكثر انخفاضاً هي غيوم الركام المتوسط، فغيوم المزن الطبقي، والركام المزمي (كومولونيمبوس) التي تدل على حالة عدم استقرار شديد. وبما أن الجبهة الباردة أكثر ميلاً من الجبهة الحارة، لذا فإن حركة الصعود تكون أكثر عنفاً بدليل تشكل غيوم الركام المزمي، وهي غيوم ذات قاعدة دكناء تغطي منها الأمطار بغزارة شديدة مسببة سيولاً في بعض الأحيان، وهي غيوم العواصف الرعدية وهطول البرد. وإن ارتفاع الهواء العنيف الذي يشكل غيوم الركام المزمي يفسر بارتفاع الهواء الحار فوق إسفين الهواء البارد -شكل (١٣٠)-.



الشكل رقم (١٣٠)

جبهة باردة، في حالة الاستقرار (أ)، وعدم الاستقرار (ب)

هذا ويؤدي القطاع البارد الخلفي إلى طقس متقلب يسير نحو التحسن، لأن الحركة الجوية تصبح هابطة، حيث يندس الهواء البارد الشمالي - في نصف الكرة الشمالي - على شكل إسفين تحت الهواء الحار، ويميل الضغط نحو الارتفاع، مع نشاط ملحوظ في سرعة الرياح لبضع ساعات، ليميل الجو بعدها إلى الهدوء والاستقرار ويصبح الضغط الجوي مرتفعاً. غير أن الهواء البارد البحري يكون غير مستقر. ومن جهة أخرى فإن القطاعات الباردة تكون أقل انسجاماً من القطاعات الحارة، حيث يوجد ضمنها جبهات باردة ثانوية تأتي عن طريق انضمام هواء بارد جديد - شكل (١٣١) -.



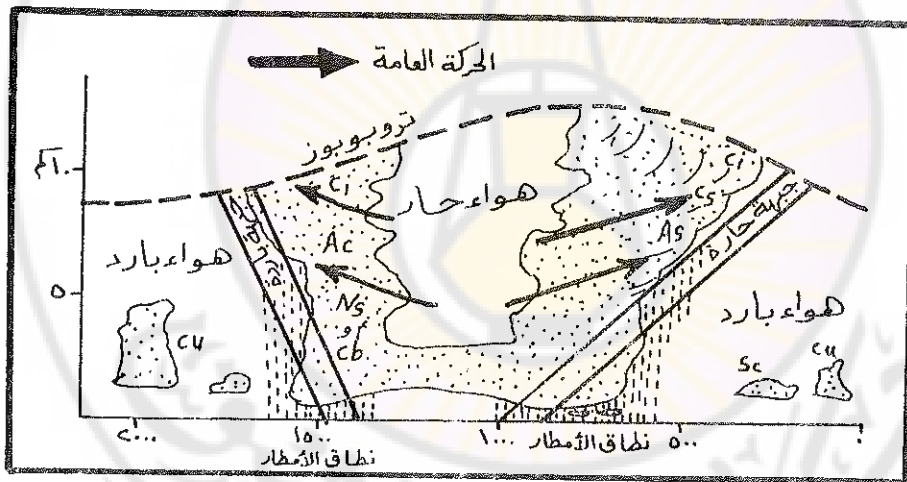
الشكل رقم (١٣١)

منخفض متعدد الجبهات الباردة

وينجم عن الجبهات الثانوية في القطاع البارد الخلفي حدوث عدم استقرار جبهوي، وعناصر الاستقرار التي تمثلها الحركات الهابطة، وعدم الاستقرار التي تمثلها الحركات الصاعدة يمكنها أن تتفاعل مع بعضها، وحسب هذا التفاعل يمكن

ملاحظة مظاهر متعددة من الطقس. فقد يسود طقس صحو عندما يكون هناك هبوط قوي، في حين نجد أحياناً غيوم الركام الطبقي عندما يكون الهبوط في الطبقات العليا. وعندما تسود حالة عدم استقرار في الأجزاء القريبة من سطح الأرض (دون ٢٠٠٠م) تظهر غيوم الركام ويهطل المطر بغزارة.

وتختلف الفاعلية الجبهية في المنخفض الجبهية باختلاف سرعة كل من الكتلة الهوائية وسطوح الانفصال الجبهية، وبذا تختلف ظواهر الطقس المرافقة أيضاً. فإذا كان تقدم الجبهة الحارة أبطأ من سرعة تقدم كتلة هواء القطاع الحار، والهواء البارد المنسد بسرعة تحت هواء القطاع الحار، فإن الهواء الحار يصعد نحو الأعلى، وتقوى بذلك الحركة الشاقولية ضمن القطاع الحار - شكل (١٣٢)-، وتزداد غزارة الأمطار وكميتها الهائلة، ونكون عندئذ أمام جبهة نشطة (Ana-Front).



الشكل رقم (١٣٢)

جبهة نشطة (منخفض ذو فاعلية جبهية شديدة)

أما إذا انعكست الحالة، وتسارعت الجبهة الحارة، وتباطأ القطاع الحار، فعندئذ تصبح الجبهة قليلة الفاعلية، لأن الهواء الحار يميل للانزلاق نحو الأسفل بدلاً من الصعود للأعلى. وتكون الغيوم في هذه الحالة قليلة السماكة وأكثر قرباً من سطح الأرض، وتكون في معظمها غيوم طبقية، لا تعطي أمطاراً غزيرة، والشيء

وعلى هذا الأساس يمكن تفسير اختلاف غزارة الأمطار الجبهية، وما بعد الجبهية المرتبطة باختلاف فعالية كل من القطاع الحار وأسافين الهواء البارد.



الفصل الرابع

اضطرابات العروض المنخفضة الجوية

أولاً — الاضطرابات الخفيفة — المتوسطة الشدة.

١ — الاضطرابات الموجية.

٢ — المنخفضات الموسمية.

ثانياً — الاضطرابات الجوية العنيفة.

١ — الأعاصير المدارية.

٢ — أعاصير التورنادو.



الفصل الرابع

اضطرابات العروض المنخفضة الجوية

رغم ما توصف به العروض المنخفضة من الكرة الأرضية بهدوء واستقرار جوها ورتابته، حتى لنجد بعض المناخيين يعتبرون أحوال الجو الآتية (الطقس) معبرة عن المناخ السائد، غير أن هذه العروض تشهد سنوياً اضطرابات عديدة في الجو تختلف في شدتها وفي الآثار الناجمة عنها، فبعضها يبدو على شكل اضطرابات خفيفة كالاضطرابات الموجية العلوية، والاضطرابات الموسمية، وبعضها الآخر يتصف بعنف لا تعرفه غير هذه العروض.

أولاً — الاضطرابات الخفيفة — المتوسطة الشدة:

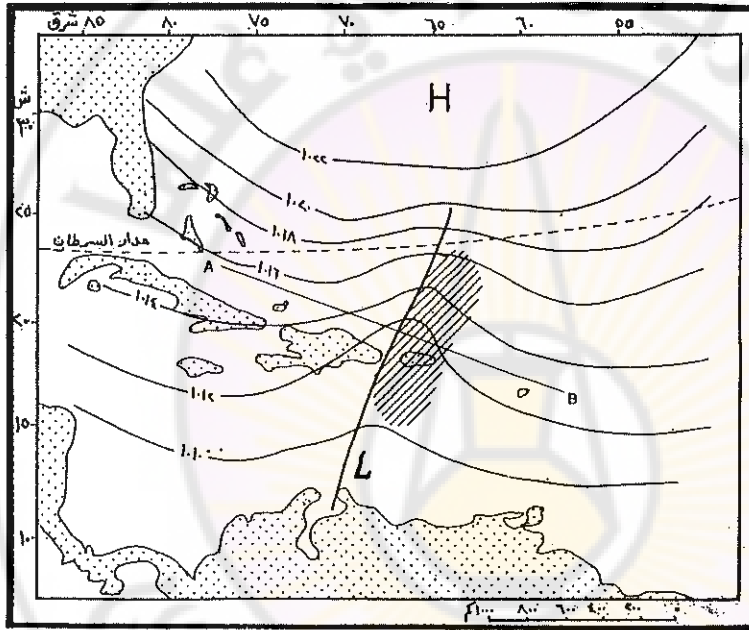
يميز في هذه الاضطرابات نوعين: أحدهما علوي (الاضطرابات الموجية)، والآخر سطحي (المنخفضات الموسمية).

١ — الاضطرابات الموجية:

تنشأ هذه الاضطرابات في الشرقيات العلوية، لكون مسار تلك الشرقيات ليس مساراً انسيابياً صرفاً، بل إنه مسار تموجي، ويتراوح طول الموجة الواحدة بين (٢٠٠٠ — ٤٠٠٠ كم)، وتقارب فترة ديمومتها من (١ — ٢ أسبوع). وتتصف الموجة بأخدود ضغط ضعيف ينحدر عادة نحو الشرق مع الارتفاع. وتشكل غيوم الركام المزي وهطل الزخات الرعدية خلف خط الأخدود. كما تتميز الأمواج الشرقية بعدم ثباتها بل نجدها تنتقل بمعدل سرعة تتراوح بين (١٥ — ٢٠ كم/ساعة).

ويمكن لهذه الأمواج أن تتطور في إحدى حالتين؛ عندما يكون انقلاب الرياح التجارية ضعيفاً أو متلاشياً في الصيف والشتاء، أو في حال نفاذ الجبهات الباردة إلى العروض المنخفضة مما يمنح الأمواج قوة محركة تمكنها من النمو والتطور. وتكون هذه الاضطرابات أكثر تكراراً في أواخر الصيف، حيث تتعرض منطقة

الكاربي إلى حدوث اضطراب كل (٣-٥ أيام)، لأنه في هذه الفترة من السنة يضعف انقلاب الرياح التجارية نتيجة لدرجات حرارة الماء السطحية المرتفعة. يتميز عبور الأمواج الشرقية بتتابع متسلسل للطقس. ففي مقدمة حافة (رأس) الأخدود، يكون الطقس لطيفاً مع قطع متناثرة من غيوم الركام وسلم قليل. وعند الاقتراب من خط الأخدود تحدث بعض الأمطار بشكل زخات أحياناً تسببها غيوم الركام والركام المزي - شكل (١٣٤) -.



الشكل رقم (١٣٤)

الموجة الشرقية فوق جزر البحر الكاريبي (المنطقة المهيمنة تشير إلى نطاق الأمطار الرئيسي)

وتنبع أهمية الأمواج الشرقية من ناحيتين؛ الأولى: أنها تجلب أمطاراً إلى مناطق تتصف عادة بجفافها الشديد لوقوعها تحت سيطرة الرياح التجارية. وتعزى الأمطار الأعظمية التي تحدث في أواخر الصيف في جزر الكاريبي وفي الجزء الغربي من المحيط الهادي إلى أمواج الشرقيات. والثانية: أن أمواج الشرقيات تتطور أحياناً إلى أعاصير مدارية سطحية^(١).

(1) Ayoade, J.O; Op. Cit, p.93.

٢- المنخفضات الموسمية (Monsoon Depression):

ليست الأنظمة الضغطية المنخفضة كافة في المناطق المدارية من النموذج الإعصاري (الهوريكان). فالمنخفضات الموسمية التي تتأثر بها آسيا الجنوبية في فصل الصيف هي أقل شدة من النموذج الإعصاري الدوامي المداري، غير أنها هامة جداً لما يصاحبها من ظواهر الطقس، ولما تجلبه من أمطار إلى شبه القارة الهندية تقارب من (٨٠٪) أو أكثر من أمطارها السنوية. وتتحرك المنخفضات الموسمية عموماً باتجاه الغرب أو الشمال الغربي عبر الأراضي الهندية موجهة بفعل الشرقيات العلوية^(١).

وتحدث تلك المنخفضات بمعدل مرتين كل شهر، عندما يكون الأخطود العلوي متوضعاً فوق الاضطراب السطحي في خليج البنغال. والأمطار الموسمية المتميزة باختلافها الكبير من سنة إلى أخرى برهان على الدور الذي تلعبه الاضطرابات في الأمطار الهائلة في أثناء هبوب الرياح الجنوبية الغربية الرطبة. ورغم الدور الكبير للعامل الحراري في نشأة المنخفضات الموسمية، إلا أنه يساهم في نشأتها التفاعل ما بين العوامل الكوكبية والإقليمية عند السطح وفي التروبوسفير العلوي.

ثانياً — الاضطرابات العنيفة:

وهي تكون بشكل أعاصير عنيفة، ويميز فيها نموذجين: أحدهما ضخم ينحصر مجاله في العروض المنخفضة (بين المدارين) ولذا تعرف بالأعاصير المدارية. والآخر صغير الحجم شديد الفعالية، يتركز مجال فعله بين خطي عرض (١٥—٤٥) درجة شمال خط الاستواء وجنوبه، ويعرف بالتورنادو.

أ — الأعاصير المدارية (Tropical):

الأعاصير المدارية؛ مناطق اضطراب جوي شديد، تتصف بانخفاض الضغط الحاد فيها، وبالرياح الشديدة المدمرة. وهي من أنموذج المنخفضات الجوية غير الجبهية ذات الفعالية المتميزة بعنفها.

(2) Barry, R.G & Chorley, R.J; Op. Cit, p.281.

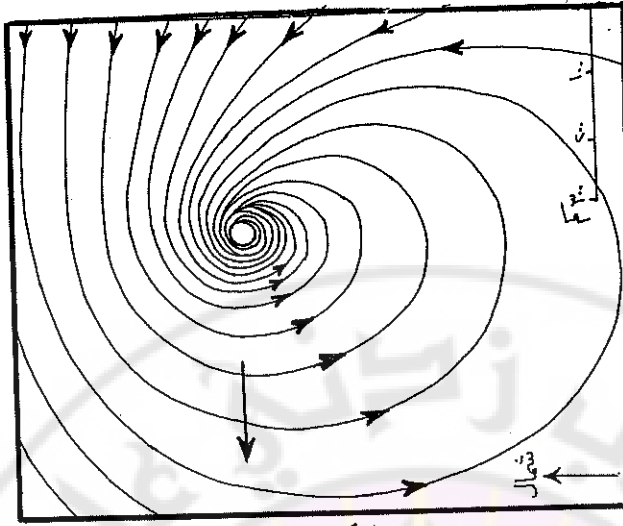
وتأخذ الأعاصير المدارية أسماء محلية في أماكن حدوثها؛ فهي تعرف بالهوريكان (Hurricane) في الأطلسي الشمالي وفي الهادي الشرقي، وبالتيفون (Typhoon) في المحيط الهادي الشمالي الغربي، وبالويلي ويلي (Willy-Willy) في أستراليا، وبالباغيو (Baguio) في جزر الفيلين، وبالسيكلون (Cyclone) في المحيط الهندي.

ولقد عرفت هذه الأعاصير منذ قدم الأزمان بآثارها التدميرية، وما زالت مزارع الرعب للناس في مناطق حدوثها، لما يصاحبها من اضطرابات شديدة في الطقس، وطفغان لمياه البحار على اليابس المجاور، مع ما يترتب على ذلك من أضرار في الممتلكات والأرواح.

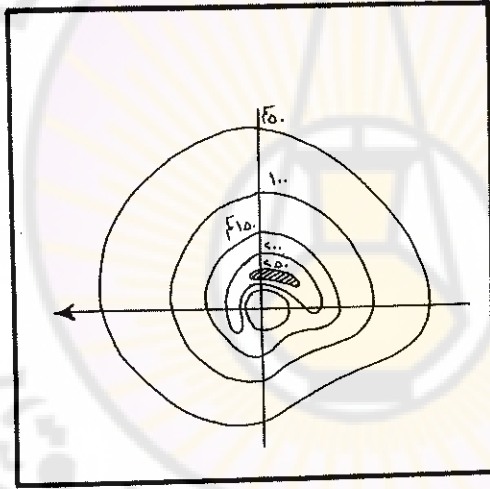
أ — خصائص الإعصار المداري:

يمثل الإعصار المداري منطقة اضطراب شديد في الجو. ويعزى هذا الاضطراب إلى الانخفاض الكبير والحاد في الضغط الجوي، حيث يمكن أن ينخفض الضغط الجوي في مركز الإعصار في بعض الأعاصير إلى ما دون (٩٥٠) مليبار، مع شدة في انحدار الضغط تدل على عمق المنخفض الشديد، وبالتالي فعاليته الكبرى التي تعمل على تغيير مظاهر الحالة الجوية برمتها السائدة قبله.

ويتراوح قطر الإعصار المداري بين ١٠٠ كم إلى أكثر من ١٥٠٠ كم. كما يتصف بحركة الهواء الدورانية فيه المتميزة بشدتها - شكل (١٣٥) -، التي تبلغ سرعة تزيد على (١٥٠ كم/ساعة) غير أن سرعة الانتقال الأفقي للإعصار تتراوح بين (١٥ - ٣٠) كم/سا. والسرعات العالية الدورانية للهواء لا نجدها في مركز الإعصار المتصف بهدوئه، وإنما تتركز عند حواف المركز - شكل (١٣٦) -، حيث الحركات الهوائية الشديدة، والغيوم الكثيفة، والأمطار الغزيرة. ويتخذ الإعصار المداري شكلاً شبه دائري، تكون خطوط الضغط المتساوية فيه منتظمة نسبياً ودائرية. كما أن توزع درجات الحرارة حول مركز الإعصار يكون متشابهاً نسبياً في أي اتجاه، لكونه يخلو من الجبهات الهوائية. وتتحرك الأعاصير المدارية من الشرق نحو الغرب ضمن نطاق سيادة التجارية الشرقية في العروض المنخفضة.

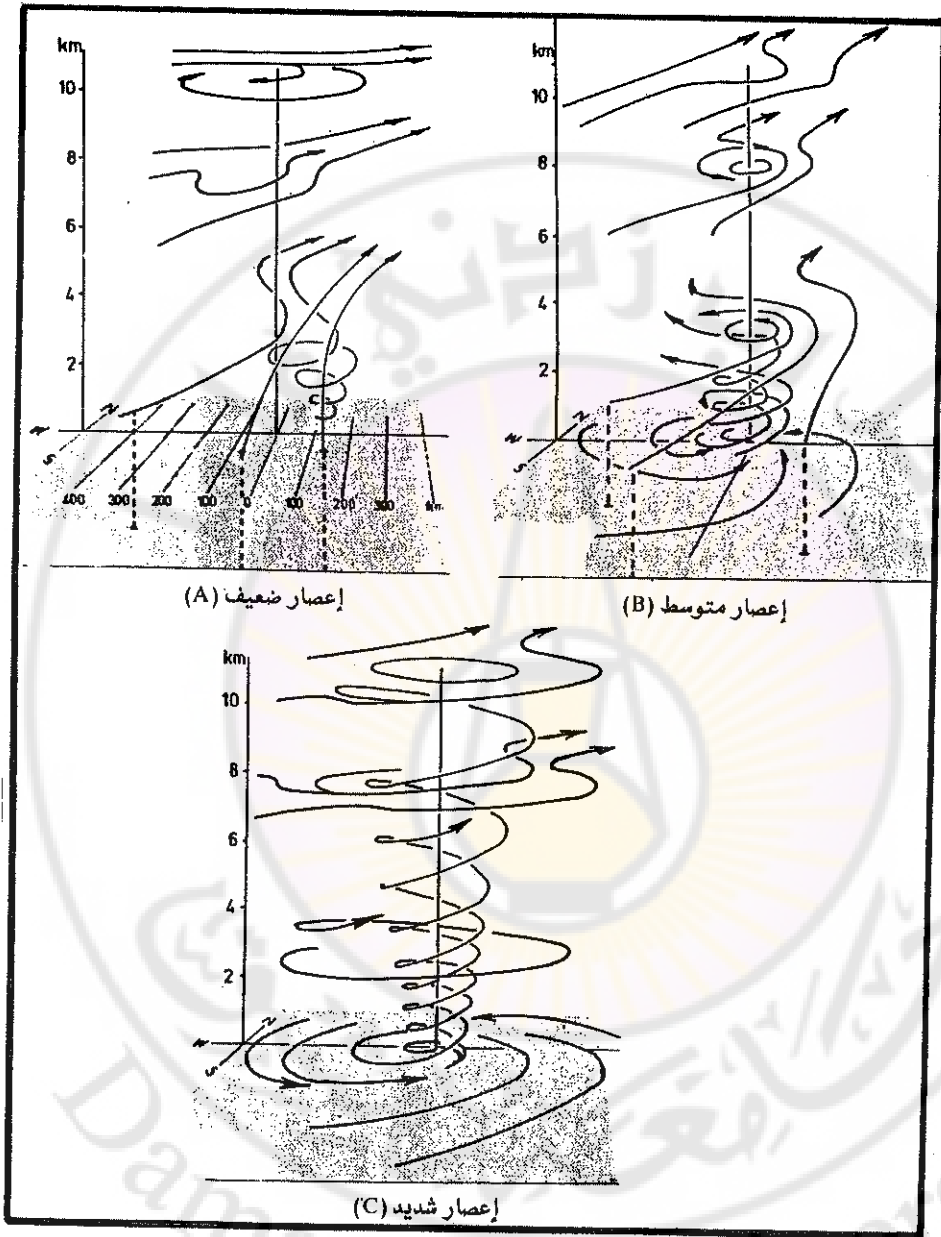


الشكل رقم (١٣٥)
الحركة الدوامية للهواء في إعصار مداري



الشكل رقم (١٣٦)

نموذج لتوزيع سرعات الرياح في إعصار مداري المبينة حركته في الشكل (١٣٥). عن: «Riehl, 1978»
وتمر الأعاصير المدارية بمراحل تطورية، تبدأ باضطراب جوي بسيط، فتنخفض، فمن ثم عاصفة لتتحول بعدها إلى إعصار (هوريكان)، بحيث يتم ذلك خلال أيام قليلة-شكل (١٣٧)-.
ليستمر بعدها المنخفض ناضجاً فعالاً مدة عدة أيام، ليتحرك بعدها إلى اليابس ويضمحل ويتلاشى،
أو إلى خارج العروض المدارية، ولكن ليس قبل أن يلحق الخراب والتدمير لما يعترض طريقه.

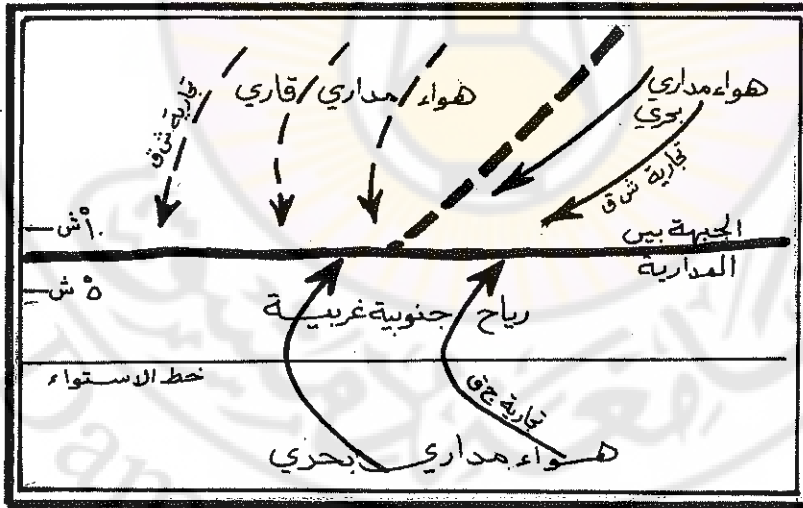


الشكل رقم (١٣٧)
مراحل تطور الإعصار المداري

ب — نشأة الإعصار المداري:

رغم أخطار الإعصار المداري، وكثرة تردده في العروض المدارية، إلا أنه مازالت الكثير من أسرار نشأته غامضة لم تكتشف هويتها بعد، رغم التقنيات الحديثة التي استخدمت لمراقبة العديد من الأعاصير ورصدها، سواء بواسطة الطائرات أم أجهزة الرادار، أم الأقمار الصناعية.

وإذا أرجع بعضهم فيما مضى^(١)، نشأة الإعصار المداري إلى تقابل ثلاث كتل هوائية، اثنتين منها على الأقل متباينتين في خصائصهما، كما في التقاء الكتلة الهوائية المدارية البحرية مع الكتلة الهوائية المدارية القارية على طول الجبهة بين المدارية مع الرياح التجارية الجنوبية بعد عبورها خط الاستواء على صورة رياح جنوبية غربية — شكل (١٣٨) —. إلا أنه بات مؤكداً، أن مثل هذا التقابل للرياح التجارية لا يمكنه أن يوفر الطاقة اللازمة للاضطراب الشديد في الجو الذي يرافق الإعصار، والحركة الشاقولية العنيفة للهواء. غير أنها من الممكن أن تخلق نواة لتتطور حركة إعصارية للهواء تعمل ظروف معينة على تطورها.



الشكل رقم (١٣٨)

النظرية القديمة لشكل الإعصار المداري. عن «Horrocks, p.220»

(1) Horrocks, K; « Physical Geography and Climatology » London, 1966, p.220.

وتشير العديد من الدراسات إلى أن الظروف الملائمة لتطور الأعاصير المدارية، تتمثل في الآتي^(١):

أ — مياه محيطية ضخمة ذات درجة حرارة سطحية تزيد على ٢٦,٧°م، لتؤمن للهواء الذي فوقها الحرارة والرطوبة.

ب — قوة انحراف كافية لخلق حركة إعصارية (دوامية) في الهواء. لهذا السبب فإن الأعاصير لا تتشكل فيما بين خطي عرض خمس درجات شمال خط الاستواء وجنوبه، حيث تكاد تنعدم قوة الانحراف (قوة كوريوليس) الناجمة عن دوران الأرض.

ج — قص ريحي شاقولي ضعيف في التيار الرئيسي. لهذا السبب تتشكل الأعاصير فقط في العروض المواجهة لخط الاستواء من التيار النفاث شبه المداري المتصف بقص ريحي شديد.

د — تدفق هوائي في المستويات العليا فوق الاضطراب السطحي.

والعديد من الأعاصير المدارية تتطور من اضطرابات مدارية ضعيفة موجودة مسبقاً. وتستمد الأعاصير المدارية طاقتها الرئيسية من الحرارة الكامنة في بخار الماء التي تنطلق في أثناء تكاثفه، لذا نجد أن تشكّلها ينحصر في البحار الدافئة التي تزود الهواء باستمرار بمصدر دائم وغزير من بخار الماء، حيث أن الأعاصير تضمحل وتتلأشى عندما تتحرك فوق اليابس، أو تتحرك فوق سطوح مائية باردة. وينحصر تشكل الأعاصير المدارية في النصف الحار من السنة.

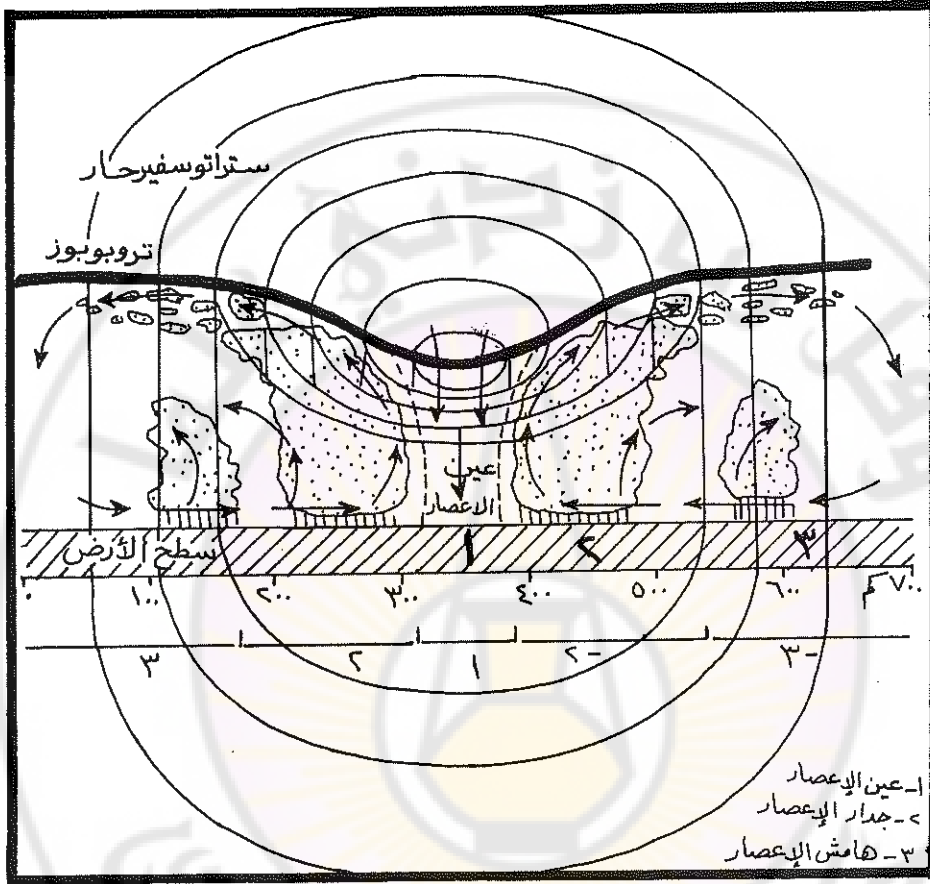
ج — بنية الإعصار المداري:

يتركب الإعصار المداري من ثلاثة أجزاء رئيسية — شكل (١٣٩) —، هي:

١ — عين الإعصار: وهي المنطقة المركزية الدائرية من الإعصار التي يتراوح قطرها بين (١٠ — ٥٠ كم)، والمتصفة بهدوئها، حيث تتناقص سرعة الرياح باتجاهها

(2) Ayoade, J.O; Op. Cit, p.89.

حتى تكاد تنعدم تقريباً في وسطها. ويكون الجو فيها صحواً تقريباً، خالياً بوجه عام من الغيوم، والشمس ساطعة. وفيها تسجل أخفض قيمة ضغط.



الشكل رقم (١٣٩)

بنية الإعصار المداري

٢- جدار الإعصار: ويمثل المنطقة الشديدة الاضطراب في الإعصار، التي تبدو بصورة جدار شاقولي ضخم من الغيوم الكثيفة المحيطة بعين الإعصار، التي قد تتجاوز أبعادها الأفقية (١٠٠ كم)، ويصل امتدادها الشاقولي حتى سقف التروبوسفير (١٢-١٦ كم). وتمثل هذه المنطقة أشد أجزاء الإعصار عنفاً واضطراباً، حيث تشكل منطقة الرياح الإعصارية التي تصل سرعتها في بعض

الأحيان إلى أكثر من (٣٠٠ كم/ساعة)، وتكون التيارات الهوائية الصاعدة فيها في أقصى درجات نشاطها المعروفة. وينجم عن الغيوم الحملانية ذات النمو الرأسى الشديد (غيوم الركام المزني) هطول الأمطار بغزارة كبيرة، ليصل معدلها في اليوم الواحد إلى (٥٠٠) ملليمترًا أحياناً.

٣- هامش الإعصار: ويمثل المنطقة المحيطة بجدار الإعصار. وتتصف الحركة الهوائية فيها بكونها من النوع الهابط، مع بعض الحركات الصاعدة الخفيفة. ولذا فإن الجو فيها حسن، مع غيوم متفرقة من نوع السحاق، والسحاق الطبقي، التي يتواجد تحتها بعض الكتل من غيوم الركام. ومثل هذا الجو قد يسبق وصول الإعصار المداري بحوالي ٢٤ ساعة، ويستمر عقب تجاوزه بحوالي ٢٤ ساعة أيضاً.

د - مناطق تشكل الأعاصير المدارية وترددتها:

لا تتشكل الأعاصير المدارية مطلقاً فوق السطوح القارية، وإنما تتشكل فقط فوق المياه الدافئة، لتضمحل عندما تصل إلى اليابس أو تبلغ مناطق مائية باردة. كما أنها لا تتشكل مطلقاً فيما بين خطي عرض (٥) شمال خط الاستواء وجنوبه. كما أن المحيط الجنوبي (جنوب خط الاستواء) أقل ملائمة لتشكيلها^(١). وأكثر العروض ملائمة لنشوء هذه الأعاصير وتطورها، هي العروض الواقعة فيما بين (٥-٣٠) شمال خط الاستواء وجنوبه. وليست أجزاء البحار كافة الواقعة في تلك العروض مناطق صالحة لتشكيل الأعاصير، حيث أن نشأتها تكاد تنحصر في مناطق محددة. والمعدل الوسطي لتردد تلك الأعاصير سنوياً هو بحدود (٥٠) إعصاراً في نصف الكرة الشمالي، وقرابة (٢٠) إعصاراً في نصف الكرة الجنوبي. وفيما يلي المراكز الرئيسية لنشوء الأعاصير وتطورها، وعددها ومواعيد حدوثها - شكل (١٤٠) -:

١- الجزء الغربي الشمالي من المحيط الأطلسي (حزيران - تشرين

الثاني، ١٤ إعصار):

(١) لا يوجد تفسير واضح لسبب ذلك.

- أ — منطقة جزيرة رأس فيردي (آب — أيلول).
- ب — شرق جزر الأنتيل الكبرى وشمالها بما في ذلك فلوريدا وساحل الأطلسي الجنوبي من الولايات المتحدة (حزيران — تشرين ١).
- ج — البحر الكاريبي الشمالي (حزيران — تشرين ٢).
- د — البحر الكاريبي الجنوبي الغربي (حزيران — تشرين ٢).
- هـ — خليج المكسيك (حزيران — تشرين ٢).
- ٢ — المحيط الهادي الشمالي من ساحل المكسيك الغربي (حزيران — تشرين الأول، ٦ أعاصير).
- ٣ — المحيط الهادي الشمالي الغربي، وبخاصة بحر الصين وجزر الفلبين، واليابان الجنوبية. ومتوسط عدد الأعاصير السنوية (٢٢) إعصاراً (أيار — كانون الأول).
- ٤ — المحيط الهندي الشمالي (نيسان — كانون الأول، ١٥ إعصاراً).
- أ — خليج البنغال (نيسان — كانون الأول، ١٣ إعصاراً في السنة).
- ب — بحر العرب، بحدود إعصارين سنوياً خلال فترتين من السنة، الأولى؛ نيسان-حزيران، والثانية؛ أيلول-كانون الأول.
- ٥ — المحيط الهندي الجنوبي الشرقي فيما بين خطي طول (١٠٠ — ١٢٠) شرقاً، بمعدل أربعة أعاصير سنوياً، تحدث في أواخر فصل الصيف، وأوائل الخريف.
- ٦ — المحيط الهندي الجنوبي الغربي، من ملاغاشي شرقاً حتى خط طول (٩٠) شرقاً، بمعدل أربعة أعاصير سنوياً (تشرين الثاني — نيسان).
- ٧ — المحيط الهادي الجنوبي، من أستراليا الشرقية حتى خط طول (١٤٠) غرباً، بمعدل إعصارين في السنة (كانون الأول — نيسان).

هـ — أوجه الاختلاف بين الأعاصير المدارية، ومنخفضات العروض الوسطى الجبهية:

تختلف الأعاصير المدارية عن منخفضات العروض الوسطى الجبهية من عدة وجوه، رغم أن كلا منهما يشكل منطقة ضغط منخفض، ويصاحب كليهما طقس مضطرب تختلف شدة الاضطراب فيما بينهما، ومن أهم أوجه الاختلاف:

١ — خطوط الضغط المتساوية أكثر انتظاماً ودائرية في الأعاصير المدارية، مما في منخفضات العروض الوسطى.

٢ — تدرج الضغط وانحداره أكثر حدة والرياح أكثر قوة في الأعاصير المدارية.

٣ — الأمطار أكثر غزارة وشدة في أطراف الأعاصير المدارية وليس في مركزها الهادئ الصحو.

٤ — درجة الحرارة متشابهة نسبياً حول مركز الإعصار المداري في أي اتجاه. بينما تتصف باختلافها الواضح ما بين أجزاء المنخفض الجبهي.

٥ — لا يحتوي الإعصار المداري على أية جبهات، في حين تشكل الجبهات الهيكل الرئيسي للمنخفضات الجوية الجبهية في العروض الوسطى.

٦ — الشكل العام للرياح دوامي أكثر ما يكون في الأعاصير المدارية.

٧ — تتركز الأعاصير المدارية في الفصل الحار، على عكس المنخفضات الجبهية المتوسطة التي تشتد فعاليتها في الفصل البارد.

٨ — حركة الأعاصير المدارية من الشرق نحو الغرب، معاكسة لوجهة حركة المنخفضات الجبهية في العروض الوسطى التي تكون من الغرب نحو الشرق.

٩ — حجم الإعصار المداري أقل من حجم المنخفض الجوي الجبهي.

١٠ — تنشأ الأعاصير المدارية فوق البحار فقط، بينما تشكل المنخفضات الجبهية فوق اليابس والبحار.

و — آثار الأعاصير المدارية وطرق الحد منها:

إن الآثار التي تحدثها الأعاصير المدارية ناجمة عن: ١ — الرياح الشديدة التي قد تقتلع الأشجار وتخرب المباني، ملحقة تدميراً يكاد يكون شاملاً، ٢ — الأمطار الغزيرة المسببة للسيول العنيفة والفيضانات المدمرة التي تحول اليابس الذي يتعرض لها إلى بحار من الماء، ٣ — ثورة البحر العنيفة المعروف بتسونامي، التي تسببها الرياح الإعصارية العنيفة المندفعة بسرعات عالية، والتي ترفع من مستوى مياه البحر عند السواحل إلى ما يزيد على سبعة أمتار^(١).

وتتمثل الآثار التدميرية للأعاصير في: آثار في الأرواح وأخرى في الممتلكات، فهوريكان كاميلي (Camille) الذي ترافق بمد بحري مقداره ثمانية أمتار عندما عبر ساحل ولايتي المسيسيبي — لويزيانا في يومي (١٧—١٨) من شهر آب عام (١٩٦٩م)، بلغت سرعة الرياح في أثناء ذلك حوالي ٩٠ م/ثا، مترتباً على ذلك وفاة قرابة ٢٥٦ شخصاً، وخسائر مادية قدرت بحوالي ١,٥ بليون دولار. كما أن الإعصار الذي أصاب بنغلاديش في يومي (١١—١٢) تشرين الأول من عام (١٩٧٠م)، أدى إلى وفاة أكثر من ٣٠٠ ألف شخص، وألحق أضراراً مادية في الممتلكات تجاوزت بليون دولار. وفي شهر تشرين الثاني من عام (١٩٧٧م)، أصاب ساحل ولاية أندھرا براديش الهندية إعصار ترتب عليه ارتفاع في مياه البحر مقداره ستة أمتار، وقد توغلت فعاليته حتى (٢٠ كم) في الداخل، مؤدياً إلى وفاة حوالي ٥٥ ألف شخص، وتشريد حوالي ٢ مليون من السكان، وتخريب مساحة ١,٢ مليون هكتار من الحاصلات الزراعية، التي عطلت أرضها عن الزراعة لمدة ثلاث سنوات بفعل الأملاح البحرية التي تراكمت فوقها^(٢).

وبما أن الأعاصير المدارية، لا تتبع في مساراتها طرقاً محددة ثابتة، بل إن مسالكها متغيرة متبدلة، وهذا يجعل صعوبة في التنبؤ بحركاتها المستقبلية اعتماداً على

(1) Riehl, H; Op. Cit, p.204.

(1) Hobbs, J.E « Applied Climatology ». London, 1980, p.90.

الرصدات الجوية إلا ضمن نطاق زمني ضيق لاتزيد مدته (٢٤) ساعة. غير أن التقنيات الحديثة مكنت من متابعة حركة الإعصار خطوة فأخرى، باستخدام أجهزة الرادار — بالدرجة الأولى — والأقمار الصناعية، والطائرات، التي أخذت جميعها تلاحق الإعصار أينما اتجه مقدمة المعلومات الكافية لأي تغير في اتجاهه ولدرجة عنفه، ممكنة بذلك من تقديم التحذيرات للمناطق الممكن أن تتعرض له، ومقللة من حجم الخسائر.

وقد قامت العديد من المحاولات للحد من شدة اضطراب الإعصار المداري والتخفيف من فعاليته والتقليل من الخسائر الناجمة عنه، وذلك عن طريق التخلص من جزء من الطاقة الكامنة في الإعصار قبل بلوغه مناطق المعمورة، بواسطة بذر جدار الإعصار الغيمي بمسحوق الجليد الكربوني، أو بايود الفضة للتسريع من عملية التكاثف^(١). وفي عام (١٩٦٢م) تم إحداث مؤسسة مشتركة من دائرة الأرصاد الجوية والبحرية الأمريكية أطلق عليها اسم (Stormfury) مهمتها العمل على تعديل الأعاصير والتخفيف من حدتها بشتى الوسائل. ولم تحقق التجارب الأولى القليلة التي أجرتها عام (١٩٦٢—١٩٦٣م). غير أن التجارب الخمس التي أجرتها على إعصار ديبسي (Debbie) في يوم (١٨—٢٠) آب عام (١٩٦٩م) حققت نجاحاً كبيراً، حيث انخفضت سرعة الحركة الهوائية بعد تلك التجارب من (١٨٠ كم/سا) إلى (١٣٠ كم/سا)^(٢).

ب — أعاصير التورنادو (Tornado):

التورنادو؛ إعصار جوي شديد الاضطراب، من أكثر الأعاصير الجوية قوة وتدميراً لما يعترض طريقه. وقوته وعنفه متأتیان من امتداده الأفقي المحدود الذي لايتجاوز قطره ١ كم (من ١٠٠—١٠٠٠م)، ومن شدة انخفاض الضغط فيه الذي

(1) Riehl, H; Op. Cit, p.228.

(2) Gentry, R.C « Hurricane Debbie Modification Experiments ». Science, 168, 1970, pp. 473-475.

تتدنى قيمته إلى أقل من (٨٠٠ مليون)، مما يترتب عليه الخدّار شديد في الضغط، وسرعة اندفاع هواء يأخذ حركة إعصارية دائرية معاكسة في وجهتها لحركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي. وتزيد سرعة الهواء المتحرك حول مركزه على (١٠٠ م/ثا)، لتصل أحياناً إلى (٢٠٠ م/ثا)، بحيث يؤدي إلى تحطّم أي شيء يقع في طريقه، حتى أجهزة قياس سرعة الرياح فإنّها تتحطّم، مما يجعل سرعة الرياح تقدر تقديراً.

ويبدو إعصار التورنادو، كسحابة قمعية ممتدة إلى الأسفل من قاعدة سحابة عاصفة رعدية (ركامية مزنية) — شكل (١٤١) —، تستغرق في امتدادها وبلوغها سطح الأرض دقائق قليلة تكون خلالها قد تحركت كيلومتراً واحداً أو كيلومترين. وبمجرد أن تلمس هذه السحابة القمعية الأرض يحدث الدمار الشديد.

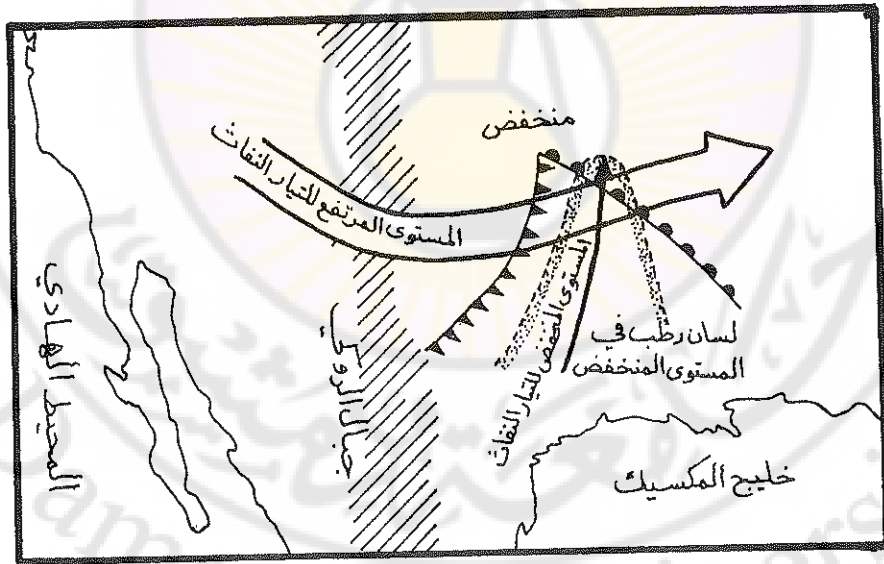


الشكل رقم (١٤١)
صورة لإعصار تورنادو

وتتحرك أعاصير التورنادو باتجاه الشمال الشرقي في نصف الكرة الشمالي، بمعدل سرعة انتقال تقارب من ٢٠ م/ثا — لذا يجب التمييز ما بين حركة التورنادو التي تقارب ٢٠ م/ثا، وسرعة حركة الهواء الدورانية حول مركزه التي قد تبلغ ٢٠٠ م/ثا^(١) —.

ويترافق مرور التورنادو بانخفاض سريع وشديد في الضغط، لا تستطيع سوى أبنية قليلة تحمله، حيث يترتب عن التباين الشديد في الضغط ما بين داخل الأبنية (ارتفاع في الضغط) وخارجها (انخفاض في الضغط) إلى حدوث انفجار ضخم يطيح بالأبنية، لذا فإن الحل الوحيد للحد من ذلك، أو تخفيف شدته، هو فتح الأبواب والنوافذ. وقد تعمل الرياح الإعصارية الدوامية شديدة السرعة على سحب الكثير من المواد الأرضية ورفعها عشرات الأمتار إلى الأعلى — كالسيارات ... وغير ذلك —.

أما من حيث نشأة أعاصير التورناد، فلم تزال غير معروفة تماماً بعد. غير أن تشكلها يكاد يقترن بالعواصف الرعدية الشديدة، وخطوط العواصف أو الجبهات الباردة العنيفة — شكل (١٤٢) —.



الشكل رقم (١٤٢)

آلية تشكل التورنادو

(1) Neiburger, M, and Others; Op. Cit, p.166.

وتشير بعض الدراسات إلى أن المصدر الرئيسي للطاقة في التورنادو يستمدّها من الطاقة الكهربائية الفائضة التي تتراكم في الإعصار بفعل شدة البرق^(١). والتورنادو التي تحدث مرتبطة بالعواصف الرعدية المنتشرة تكون فترة حياتها عادة قصيرة، ومسالكتها مشوشة غير منتظمة. أما تلك التي تكون مرتبطة بخطوط العواصف أو الجبهات الباردة فإنها تستمر لفترة أطول، وتكون ذات مسالك أطول (٢٠-٥٠ كم) وأكثر انتظاماً. ورغم الدمار الذي يرافق التورنادو على طول مساراتها الضيقة والقصيرة، إلا أنها ظاهرة جوية لا تقاس أهميتها في مناخ الأرض بالأعاصير المدارية، أو منخفضات العروض الوسطى الجبهية.

وتحدث التورنادو بشكل متكرر إلى الشرق من جبال الروكي في حوض المسيسيبي من الولايات المتحدة، وفي الهند الشرقية، وشرقي جبال الأنديز. كما تحدث في مناطق أخرى من العالم، باستثناء المناطق القطبية، والأجزاء الشمالية من القارات الشمالية الباردة شتاءً، التي تخلو منها. ذلك أن مناطق حدوثها تكاد تنحصر بين خطي عرض (١٥-٤٥) شمال خط الاستواء وجنوبه.

وتعرف أعاصير التورنادو التي تحدث فوق البحار باسم الشواقي المائية (Water Spouts)، مشكلة خطراً كبيراً على الإبحار بالسفن وغيرها. وفي المناطق الجافة الحارة، فإن التورنادو تقوم برفع جزيئات التربة المفككة وسحبها دون أن تؤدي إلى أية هطولات لشدة جفاف الهواء الدوامي المرتفع، وتعرف في تلك المناطق باسم الشيطان الغباري (Dust Devil).

(1) Golgote, S.A « Tornadoes: Mechanism and Control ». Science, 157, 1967, pp.1431-1434.

الباب السادس

الرطوبة الجوية وتحولاتها

الفصل الأول: التبخر والتبخر النتح.

الفصل الثاني: الرطوبة الجوية.

الفصل الثالث: التكاثف ومظاهره.

الفصل الرابع: التهطال.



الفصل الأول

التبخّر، والتبخّر النتح

أولاً — آلية التبخّر وطرق انتقال نواتجه.

ثانياً — العوامل المحددة لكمية التبخّر.

ثالثاً — التوزع الجغرافي للتبخّر.

رابعاً — التبخّر النتح الممكن، وطرق حسابه.



الفصل الأول

التبخر، والتبخر النتح

أولاً — آلية التبخر وطرق انتقال نواتجه:

يتجهز الجو بالرطوبة من سطح الأرض عن طريق عملية تبخر الماء من الأرض الجرداء، والأسطح المائية، ومن النتح من النباتات. والتبخر — كما هو معروف — يشير إلى عملية تحول الماء السائل إلى صورته الغازية (بخار الماء). غير أنه بمعناه المجازي يستخدم أحياناً ليشمل في الطبيعة التحول المائي — بحالتيه السائلة والصلبة — إلى شكله الغازي. ويميز عادة ما بين مفهومَي التبخر (Evaporation) والتبخر النتح (Evapotranspiration)؛ فالأول (التبخر) اصطلاح يستخدم للدلالة على الماء الفاقد بالتبخر من الأسطح المائية ومن التربة الجرداء. بينما يستعمل الآخر (التبخر النتح) للإشارة إلى الماء الفاقد من الأسطح النباتية عن طريق النتح، بالإضافة إلى الفاقد بالتبخر. وبكلمة أخرى، فإن التبخر النتح عملية مركبة تتضمن التبخر والنتح معاً.

وإذا كانت درجة الحرارة تمثل الطاقة التبخرية الرئيسية، فإن الماء المتبخر يتطلب وسيلة أو أكثر لنقله إلى الجو وتوزعه فيه، ويمكن أن يتم ذلك بالطرق التالية:

أ — بالانتشار؛ ويتم ذلك في حال كون ضغط بخار الماء أقل من الضغط الإشباعي.
ب — بالحمل؛ ويتم ذلك ما دامت درجة حرارة الهواء أقل من درجة حرارة سطح التبخر.

ج — بواسطة الرياح؛ إذا كان الهواء الملامس لسطح التبخر ساكناً، فإنه سيتشبع ببخار الماء خلال فترة قصيرة من بدء التبخر، وستتوقف عندئذ عملية التبخر، غير أن الهواء في حالة حركة دائبة، سواء أكانت حركة أفقية، أم شاقولية، مما يساعد على توزيع بخار الماء على سماكة كبيرة من الجو.

ثانياً — العوامل المحددة لكمية التبخر:

تتوقف كمية المياه المتبخرة وسرعة عملية التبخر على جملة من العوامل، نذكر من أهمها:

١— درجة جفاف الهواء: حيث أن معدل التبخر يتناسب طردياً مع نقص التشبع ببخار الماء (نقص التشبع = ضغط بخار الماء المشبع - ضغط بخار الماء الفعلي).

٢— درجة الحرارة لكل من الهواء الجوي وسطح التبخر: ففي حال كون سطح التبخر سطحاً مائياً، وإذا كانت درجة حرارة الهواء أقل من درجة حرارة سطح الماء الذي تحته، فإن التبخر سوف يكون أكثر فعالية، حيث أن ضغط البخار في الجو يكون باستمرار أقل مما هو عليه فوق سطح الماء الأكثر حرارة. وضمن هذه الظروف فإن الهواء يتسخن من الأسفل بتماسه مع الماء الحار ليصبح أقل استقراراً ويزداد اضطرابه، وبالتالي يزداد التبخر من سطح الماء. ولهذا السبب يكون التبخر من سطح المحيطات في فصل الشتاء أكثر مما هو في فصل الصيف^(١).

٣— الرياح: فكلما ازدادت سرعة الرياح وارتفعت درجة الحرارة، نشط التبخر أكثر. والهواء الساكن أقل قدرة على تنشيط التبخر من الهواء المتحرك.

يضاف إلى ما تقدم، عوامل أخرى تتعلق بسطح التبخر وطبيعة هذا السطح وخواصه. فإذا كان سطح التبخر مائياً، فإن حجم المسطح المائي، وحركة الماء، وملوحته — حيث يقل التبخر بازدياد الملوحة — تلعب دوراً هاماً في التبخر. كما أن رطوبة التربة، وقوامها، وعمق المياه الجوفية لها أهمية في مجال التبخر من سطح التربة. بجانب ذلك، هناك طبيعة النباتات الخضراء، وعدد مساماتها، وطبيعتها، وعمق الجذور، التي تؤثر جميعها على الكمية المنتوحة من النبات.

(1) Trewartha, T.G, Op. Cit, p.111.

ثالثاً - التوزيع الجغرافي للتبخر:

بالنظر إلى الدور الهام الذي يلعبه فائض الطاقة والماء المتاح في تحديد معدلات التبخر، فإنه ليس من غرابة بمكان إن كان معدل التبخر أكبر بوجه عام فوق المحيطات منه فوق اليابس، وفي العروض المنخفضة، أكبر مما في العروض المتوسطة والمرتفعة - شكل (١٤٣) - . غير أنه في المنطقة الاستوائية، فيما بين خطي عرض (١٠) شمالاً وجنوباً، فإن معدل التبخر من اليابسة يزيد عما هو عليه من المحيطات. ليتركز النطاق الأعظمي للتبخر من المحيطات فيما بين خطي عرض (١٥-٢٠) شمالاً وبين (١٠-٢٠) جنوباً في منطقة هبوب الرياح التجارية.

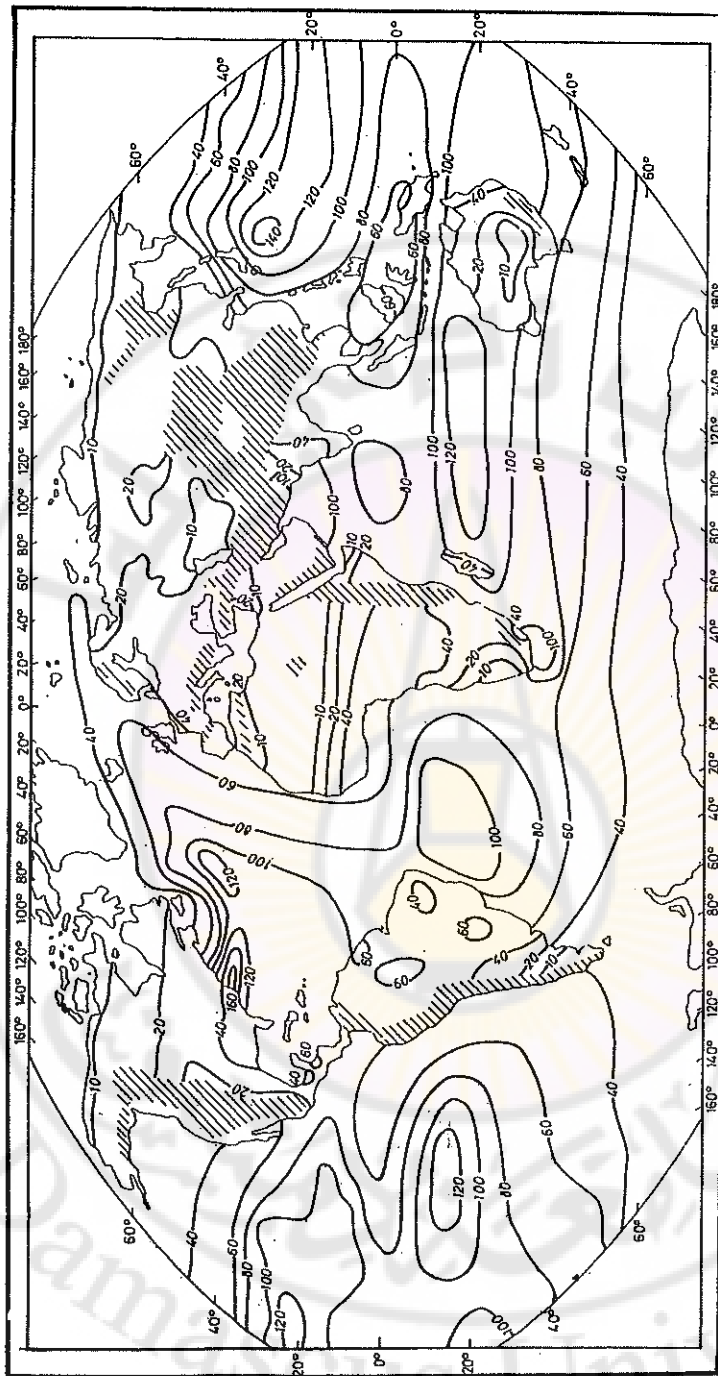
وتعود قيم التبخر الأقل فوق المحيطات في المنطقة الاستوائية، مما هي عليه في المنطقة المدارية، إلى ثلاثة أسباب هي:

١- سيادة الهدوء الاستوائي والرياح خفيفة السرعة والأخفض بكثير من سرعة الرياح التجارية في المنطقة المدارية.

٢- الهواء الاستوائي ذو رطوبة وفيرة، حيث يكون ضغط بخار الماء قريباً من نقطة الإشباع، لكون الرطوبة النسبية عالية.

٣- الشمس في المنطقة الاستوائية أقل منه في حزام التجاريات بسبب كثرة الغطاء الغيمي في المنطقة الاستوائية. وخلف المنطقة العرضية (١٠-٢٠) شمالاً وجنوباً، فإن التبخر من المحيطات يقل باضطراد لتناقص درجة الحرارة في هذا الاتجاه.

أما أعظمي التبخر فوق اليابسة، فنجد متركزاً حول خط الاستواء نتيجة الشمس المرتفع نسبياً، والنتج الوفير من الغطاء النباتي الأخضر. ليتناقص التبخر بعد ذلك مع تزايد درجة العرض، وإن كنا نجد أن التبخر في المنطقة العرضية (٣٠-٥٠ جنوباً) ذو معدل أكبر من المنطقة العرضية (٢٠-٣٠ جنوباً) نتيجة لتقلص مساحة اليابسة الشديد فيما بين خطي عرض (٣٠-٥٠) جنوباً. وفي نصف الكرة الشمالي فإنه على الرغم من التناقص في كمية التبخر مع تزايد درجة العرض، إلا



الشكل رقم (١٤٣)
المعدل السنوي للتبخير

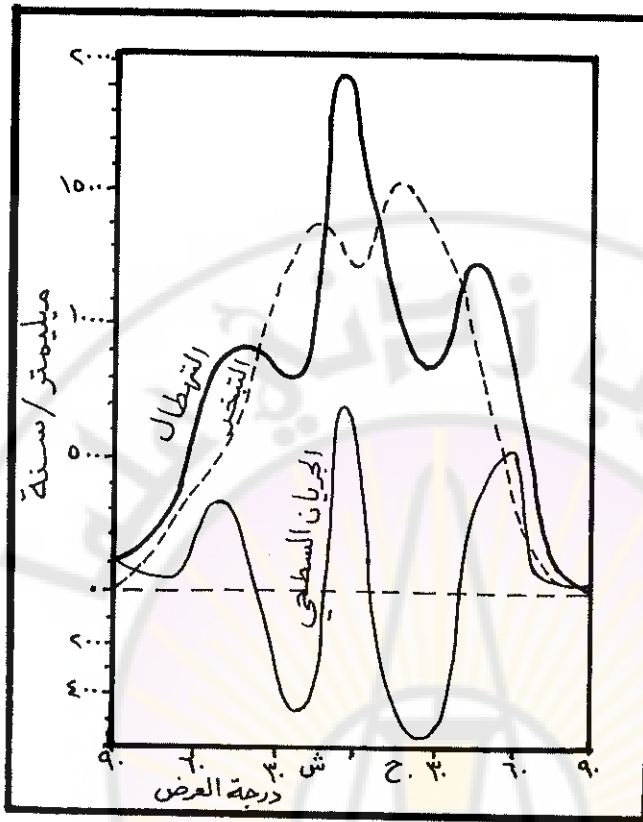
أن المنطقة العرضانية (٥٠-٦٠) تشهد نشاطاً محسوساً في تبخرها، نتيجة لشدة الاضطرابات الجوية، والحركة الغربية القوية للهواء -شكل (١٤٤)-^(١).

والجدول (٢٢) يبين التوزيع النطاقي لمعدل التبخر السنوي في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي (التبخر بالسنتيمتر).

جدول رقم (٢٢):

درجة العرض	٥٠-٦٠	٤٠-٥٠	٣٠-٤٠	٢٠-٣٠	١٠-٢٠	٠-١٠
نصف الكرة الشمالي						
القارة	٣٦,٠	٣٣,٠	٣٨,٠	٥٠,٠	٧٩,٠	١١٥,٠
المحيط	٣٩,٨	٧٠,٠	٩٦,٠	١١٥,٠	١٢٠,٠	١٠٠,٠
المتوسط	٣٨,٥	٥١,٠	٦٩,٠	٩٠,٠	١٠٨,٠	١٠٢,٠
نصف الكرة الجنوبي						
القارة	٢٠,٠	٥٠,٠	٥١,٠	٤١,٠	٨٥,٠	١٢٢,٠
المحيط	٢٤,٠	٥٨,٠	٨٨,٩	١١٢,٠	١٢٠,٠	١١٤,٠
المتوسط	٢٢,٠	٥٨,٠	٨٥,٠	١٠٠,٠	١٠٣,٠	١١٦,٠

(1) Barry, R.G & Chorley, R.J, Op. Cit, p.78.



الشكل رقم (١٤٤)

التوزيع العرضي السنوي للتبخر، والهطول، والجريان السطحي

رابعاً — التبخر النتح الممكن، وطرق حسابه:

١ — الفرق بين التبخر النتح الممكن، والتبخر النتح الفعلي:

إن التبخر النتح الممكن (Potential Evapotranspiration) — أو التبخر النتح الكامن، أو التبخر النتح الأعظمي أو طاقة التبخر النتح — كما يعرفه (ثورنثويت) يمثل "كمية المياه التي تتبخر من التربة، وتفقد من النبات بالنتح فيما لو افترض وجود غطاء نباتي أخضر ومورد مائي دائم يمد التربة باستمرار بحيث يجعلها مشبعة دائماً بالماء". بينما نجده حسبما يعرفه (بنمان) عبارة عن: "كمية المياه المنتوحة من حشائش خضراء قصيرة تغطي سطح التربة كله، ولا تشكو تلك الحشائش من أي نقص في الماء".

وهكذا نجد أن التبخر النتح الممكن قيمة ليست حقيقية — إلا في ظل ظروف خاصة —، وإنما قيمة مثالية، تعكس قدرة (طاقة) الجو التبخرية في ظل ظروف بيئية مثالية، من حيث الرطوبة، ونوعية الغطاء النباتي... الخ. وحسب هذا المفهوم، فإنه من الضروري أن تتوافق عندئذ كمية المياه المتبخرة من أحواض التبخر مع القيمة التي يعبر عنها التبخر الممكن — بغض النظر عن النبات، على افتراض أن التربة عارية من النبات، ولكنها مشبعة بالماء —، غير أن هذا التوافق غير موجود، حيث قدر أن التبخر من تربة عارية مشبعة بالماء يبلغ قرابة (٩٠٪) من التبخر من سطح مائي حر، لكون التبخر من سطح الماء أسهل مما هو عليه من التربة^(١).

أما التبخر النتح الفعلي (Actual Evapotranspiration) فيشير إلى كمية المياه المتبخرة فعلياً من التربة والمتوحة من النبات في ظل الظروف المحلية السائدة، من: ظروف جوية، وظروف تتعلق برطوبة التربة والغطاء النباتي... الخ.

والمثال التالي يلقي ضوءاً على الفرق ما بين التبخر النتح الممكن، والتبخر النتح الفعلي: منطقة صحراوية ذات نبات متناثر جداً وحرارة مرتفعة صيفاً، وجفاف مطلق في فصل الشتاء. ففي ظل هذه الظروف فإن قيمة التبخر النتح الممكن عالية جداً، بينما قيمة التبخر النتح الفعلي منخفضة جداً. أما إذا تم إمداد المنطقة الصحراوية بالماء بحيث تصل تربتها إلى درجة التشبع، فنجد عندئذ أن قيمة التبخر النتح الفعلي ترتفع لتصبح مساوية للتبخر النتح الممكن.

وحسب وجهة نظر "ثورنثويت" فإنه مادامت الرطوبة متاحة دوماً عند سطح التبخر، فإن التبخر النتح يحدث بمعدل أعظمي حيث يكون مساوياً للتبخر النتح الممكن. ويستمر التبخر النتح الفعلي معادلاً للتبخر النتح الممكن حتى تستنفذ الرطوبة المتاحة بكاملها ليتوقف عندئذ التبخر^(٢). على أن (بيرس Pierce) يشير إلى أن معدل التبخر النتح الفعلي يتناقص ببطء مع تدني رطوبة التربة دون السعة

(1) Ayoade, J.O; Op. Cit, p.102.

(2) Ayoade, J.O; Op. Cit, p.101.

الحقلية إلى أن تصبح رطوبة التربة أقل من (٢٥٪) من سعتها الحقلية، مما يجعل التبخر النتح يتناقص عندئذ بسرعة تبعاً لتناقص رطوبة التربة^(١).

٢- الطرق الرياضية التجريبية لحساب التبخر، والتبخر النتح الممكن:

من أهم الطرق التجريبية لحساب التبخر، والتبخر النتح الممكن، هي:

أ — طريقة بنمان.

ب — طريقة ثورنثويت.

ج — طريقة إيفانوف.

وفيما يلي عرض مختصر للطرق الثلاثة:

أ — طريقة بنمان (Penman):

واضع هذه الطريقة هو العالم البريطاني بنمان عام (١٩٤٨م)، حيث وضع علاقة رياضية لحساب التبخر من المسطحات المائية، والتبخر النتح الممكن من التربة والغطاء النباتي الحشائشي، معتمداً على توازن الطاقة من جهة وعلى حركة الهواء كقوة تبخيرية من جهة أخرى، وعلاقته لحساب التبخر من سطح مائي حر، هي كالاتي^(٢):

$$E_o = \frac{\Delta H + y E_a}{\Delta + y}$$

حيث: E_o = التبخر من سطح مائي (مم/يوم).

Δ = انحدار منحنى ضغط بخار الماء المشبع عند درجة حرارة الهواء المقاسة.

$H = RS - RL$ = الإشعاع الصافي.

RS = الإشعاع الشمسي الوارد قصير الموجة.

(1) Pierce, L.T; « Estimating Seasonal and Short term fluctuation in Evapatoranspiration from meadow Crops ». Bulletin of the American Meloorologicaal Society, 39, 1958, p. 83-78.

(2) Penman, H.L; « Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass ». Proc. Poy.Soc, vol. 193, 1948, pp.43-200.

RL = الإشعاع الأرضي الصادر طويل الموجة.

Y = ثابت البسيكرومتر، وتعاادل قيمته حوالي (٠,٦٦).

Ea = قوة الهواء التبخرية، وهي تساوي:

$$Ea = 0.35 (e_s - e_a) (1 + u_2 0.01)$$

حيث:

e_s = ضغط بخار الماء المشبع (مم).

e_a = ضغط بخار الماء الفعلي (مم).

u_2 = سرعة الرياح عند ارتفاع ٢ م.

ويمكن حساب التبخر النتح الممكن بضرب الناتج من العلاقة السابقة (E_o) بمعامل التعديل (f) الذي وضعه (بنمان)، والذي يختلف قيمته حسب الفصول ($f = ٠,٦$ في الشتاء، $٠,٧$ في الاعتدالين، $٠,٨$ في الصيف).

بحيث نجد أن علاقة بنمان للتبخر النتح الممكن (E_t) تأخذ الصورة المبسطة التالية:

$$[E_t = E_o \times f]$$

ب — طريقة ثورنثويت (Thornthwaite, C.W)^(١):

في عام (١٩٤٨م) وضع العالم الأمريكي الشهير (ثورنثويت) علاقة لحساب التبخر النتح الممكن، هي كالآتي:

$$[PE = 1.6 \left(\frac{10 T}{I} \right)^a]$$

حيث:

PE = التبخر النتح الممكن الشهري غير المعدل (سم).

T = المتوسط الشهري لدرجة الحرارة (م°)

I = مجموع القيم الشهرية الاثني عشرة للمعامل الحراري (i)

(1) Thornthwaite, C.W; « An approach towards a Rational of Climate». Geog. Rev, vo. 38, 1948, pp. 59-95.

$$i = \left(\frac{1}{5} \right)^{1.514}$$

$$+ {}^2 I \times {}^{4-} ١٠ \times ٠,٧٧١١ - {}^3 I \times {}^{7-} ١٠ \times ٠,٦٧٥١ = a$$

$$٠,٤٩٢٣٩ + I \times {}^{2-} ١٠ \times ٠,١٧٩٢١$$

وحيث أن طول النهار يختلف من شهر إلى آخر، كما تختلف شهور السنة في طولها — فهي ليست دائماً ثلاثين يوماً —، لذا فإن قيمة التبخر النتح الممكن الناتجة من العلاقة السابقة، تعدل وفق طول النهار وطول الشهر، لتصبح العلاقة كما يلي:

$$PEm = PE \left(\frac{h}{12} \right) \left(\frac{D}{30} \right)$$

حيث: PEm = التبخر النتح المعدل.

H = طول النهار.

D = عدد أيام الشهر.

ج — طريقة إيفانوف (Ivanov. N. M):

وضع العالم الروسي (إيفانوف) في عام (١٩٥٨م) علاقة شهيرة لحساب التبخر النتح الكامن، اعتماداً على درجة الحرارة، والرطوبة النسبية، وهي الآتية^(١):

$$[ت = ٠,٠٠١٨ (٢٥ + ح) \times (١٠٠ - هـ)]$$

حيث: ت = التبخر النتح الكامن الشهري (مم).

ح = المتوسط الشهري لدرجة الحرارة (م).

هـ = المتوسط الشهري للرطوبة النسبية (%).

(1) Ivanov, N.N « Atmospheric Moistening of the Tropical and Neighbouring Countries of the Globe ». Academy of Sceincees of u.s.s.r.

وهذه العلاقة كانت نتاج دراسته للرطوبة في المنطقة المدارية والمناطق المجاورة لها، وبالتالي فهي تتوافق مع الظروف المناخية للمناطق الرطبة المدارية وشبه المدارية. وكمية التبخر النتح الكامن السنوية هي عبارة عن مجموعة قيم التبخر النتح الكامن في شهور السنة الاثني عشرة.





الفصل الثاني

الرطوبة الجوية

أولاً — صور الماء وتحولاته.

ثانياً — مصادر الرطوبة الجوية.

ثالثاً — أهمية الرطوبة الجوية.

رابعاً — طرق التعبير عن الرطوبة الجوية.

خامساً — التوزيع الجغرافي للرطوبة الجوية.



الفصل الثاني

الرطوبة الجوية

إن الرطوبة الجوية هي من نتاج التبخر الذي يزود الهواء ببخار الماء، وهي السبب الرئيسي في التكاثف ومظاهره، والتهطال وأشكاله، كما سيرد ذلك فيما بعد.

أولاً — صور الماء وتحولاته:

يوجد الماء في الغلاف الجوي — وبخاصة في الأجزاء السفلى منه — بصورة غازية على هيئة بخار ماء. هذا البخار الذي يتكاثف من آن إلى آخر مشكلاً الضباب والندى والغيوم التي تصحبها ظواهر جوية معينة. ويدخل الماء إلى الغلاف الجوي عن طريق تبخره من سطح التربة والمسطحات المائية، وتنح من النباتات، ثم يعود هذا الماء المتبخر ثانية إلى الأرض بأشكال متعددة (أشكال التهطال السائل والصلب)، وهكذا، بحيث تتمثل دورة مائية ما بين سطح الأرض وغلافها الجوي السفلي. ويطلق على الهواء المكون من هواء جاف وبخار ماء اسم الهواء الرطب.

ويمكن أن يتواجد الماء في الطبيعة في صور ثلاث:

أ — صورة صلبة (جليد).

ب — صورة سائلة (ماء).

ج — صورة غازية (بخار الماء).

ويتحول الماء بسرعة من صورة إلى أخرى، بطريقة مباشرة أو غير مباشرة. والعمليات التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورة إلى أخرى، هي الآتية:

١ — التبخر (Evaporation): وهي العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورته السائلة على صورته الغازية.

٢ — التكاثف (Condensation): وهي العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورته الغازية (بخار الماء) إلى صورته السائلة، وهي عملية معاكسة لعملية التبخر.

٣- التجمد (Freezing): هي عملية تحول الماء من صورته السائلة إلى صورته الصلبة (جليد).

٤- الانصهار أو الذوبان (Melting): والمقصود بهذه العملية، هو تحول الماء من الحالة الصلبة إلى الحالة السائلة، وهي عملية معاكسة للتجمد.

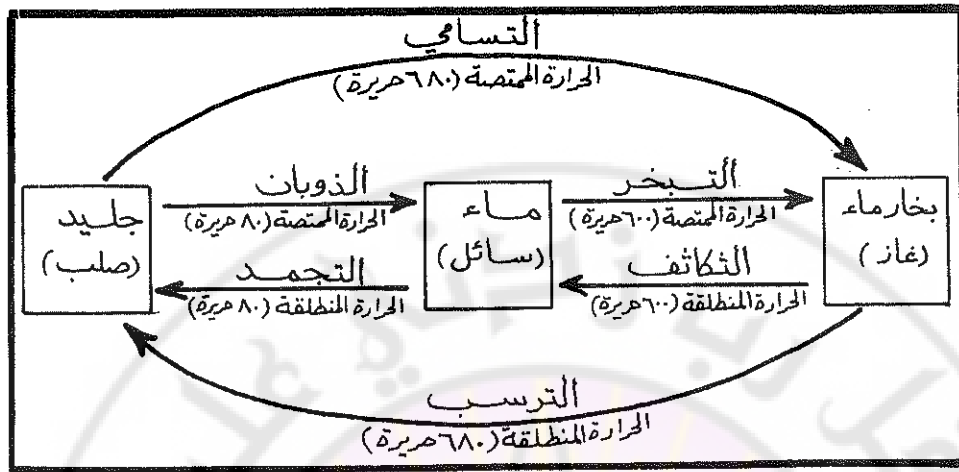
٥- التسامي (Sublimation): وهي عملية تحول الماء من صورته الصلبة (جليد) إلى صورته الغازية (بخار الماء) مباشرة دون المرور بالحالة السائلة.

٦- الترسيب (التبلر): وهي عملية معاكسة للتسامي، والمقصود بها، تحول الماء من حالته الغازية مباشرة إلى حالته الصلبة دون المرور بالحالة السائلة.

وتتطلب عمليات التحويل سابقة الذكر، استخدام طاقة، أو بذل طاقة معينة. حيث تقدر الطاقة اللازمة لتحويل غرام واحد من الماء السائل إلى بخار ماء بحدود (٦٠٠) حريرة، وتعرف هذه الكمية من الحرارة المستخدمة بحرارة التبخير (Heat of Vaporization). وفي أثناء عملية التكاثف يحدث العكس، إذ أن حجم بخار الماء يتقلص في أثناء التكاثف، لكنه يزداد في أثناء تحول الماء إلى بخار. فحجم البخار يتقلص ويتحرر بحدود (٦٠٠) حريرة من كل غرام بخار ماء متكاثف، وبذا يسخن الجو، وتعرف الحرارة المنطلقة هذه بحرارة التكاثف (Heat of Condensation).

أما عملية الانصهار (ذوبان الجليد) فتتطلب طاقة أقل من تلك المستخدمة في التبخير، حيث يتطلب إذابة غرام واحد من الجليد ما يعادل (٨٠) حريرة، وهذه الوحدات الحرارية نفسها (٨٠ حريرة) تتحرر عند تجمد غرام واحد من الماء السائل. ولما كانت كل من عمليتي التسامي والترسيب تشتملان على اختزال مرحلتين في مرحلة واحدة -شكل (١٤٥)-، لذا فإن الطاقة المستخدمة والمبدولة في أي من العمليتين تعادل مجموع الطاقة المستخدمة والمبدولة في كلتا العمليتين (٦٠٠ + ٨٠ = ٦٨٠ حريرة)^(١).

(1) Riehl, H; Op. Cit, pp. 77-78.



الشكل رقم (١٤٥)

صور تغير الماء من حالة إلى أخرى

ثانياً — مصادر الرطوبة الجوية:

إن المصدر الرئيسي لبخار الماء في الجو يتمثل في البحار والمحيطات. وهناك مصادر أخرى لكنها أقل أهمية، كما هو الحال في سطوح اليابسة الرطبة، والغطاء النباتي والمستطحات المائية الصغيرة.

ويعد الغطاء النباتي مصدراً من مصادر الرطوبة الرئيسية في بعض المناطق - كما هو الحال في منطقة الغابات الاستوائية -. ويعبر عن العملية التي يتم فيها انتقال الماء من النبات إلى الجو على هيئة بخار بالنتح. ويبلغ متوسط ما يفقده نبات من نباتات المحاصيل الحقلية تحت الظروف العادية للنمو بمحدود غرام واحد من الماء لكل (١٠٠) سم^٢ من سطح النبات في الساعة. وقد تزيد سرعة النتح على ذلك في حالات خاصة، فتبلغ (٧ غ/١٠٠ سم^٢/ساعة) في الكافور، و(٨ غ/١٠٠ سم^٢/ساعة) في عباد الشمس. وتفقد شجرة عباد الشمس بمحدود لتر من الماء في اليوم، بينما تفقد شجرة التفاح حوالي (٣٨٠) ليتراً من الماء في اليوم الواحد عندما يكون الجو

صحواً. ويبلغ مقدار ما يفقده الفدان (٤٠٥٠ م^٢) من نبات القطن بالتتح بحدود ٥٠ طن من الماء يومياً^(١).

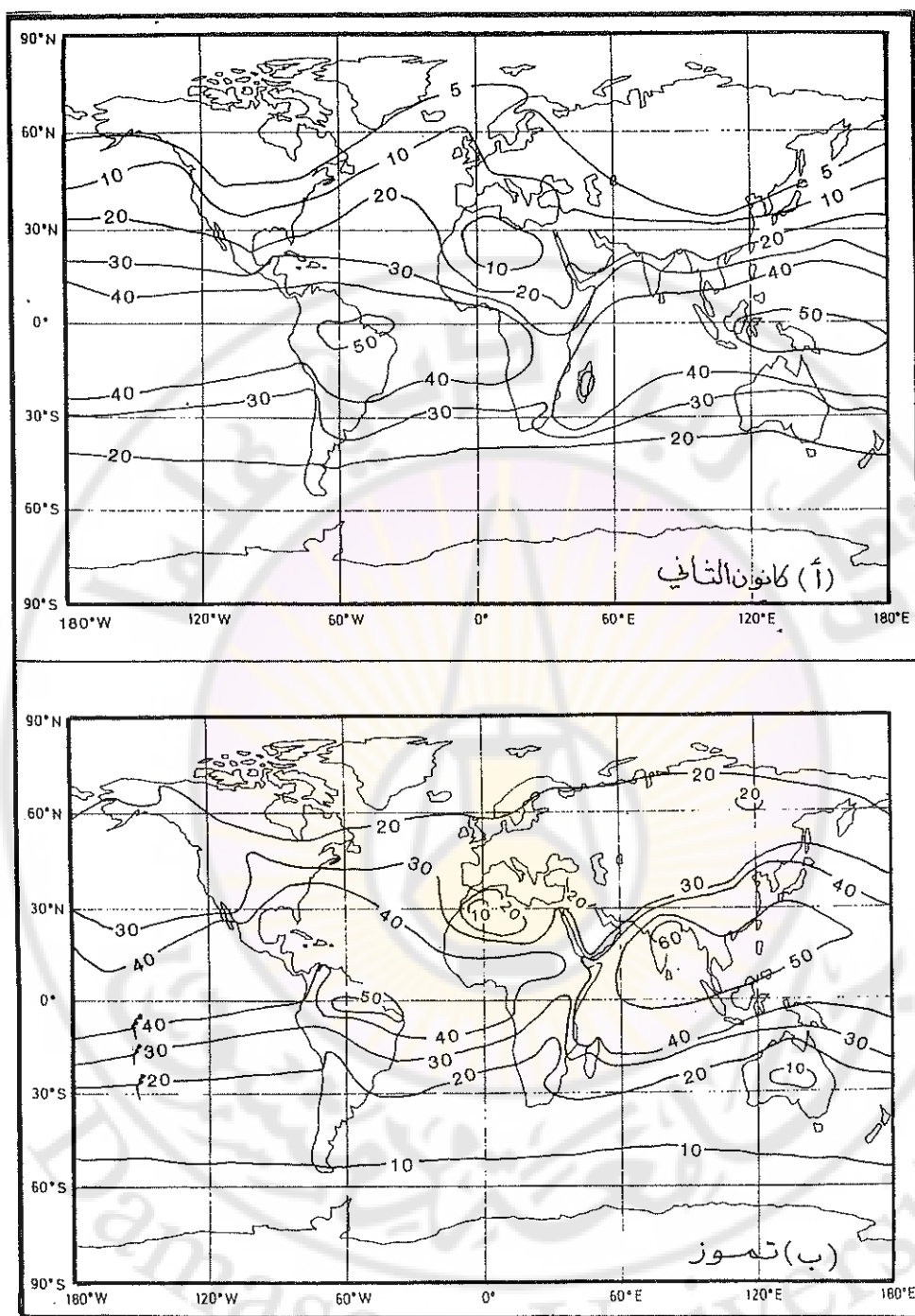
وهكذا نجد أن بخار الماء الجوي هو محصلة بخار الماء المتبخر من اليابسة والمسطحات المائية بمختلف أحجامها، والمتنوح من النبات. ويعرف مجموع ما يتبخر من الأجسام سابقة الذكر بالتبخر النتح (Evapotranspiration) للدلالة على يحمل كمية بخار الماء المتصاعدة نحو الجو.

ثالثاً — أهمية الرطوبة الجوية:

على الرغم من أن بخار الماء يمثل حوالي (٢٪) من كتلة الجو الكلية و(٤٪) من حجمه، إلا أنه من أكثر المركبات الجوية أهمية في مجال الطقس والمناخ. وتختلف كمية بخار الماء في الجو اختلافاً كبيراً من مكان إلى مكان، ومع الزمن في المكان المحدد. فهي تتراوح بين الصفر تقريباً في المناطق الجافة إلى حوالي ٣٪ في العروض الوسطى، وإلى ٤٪ في المناطق المدارية الرطبة — شكل (١٤٦) —. وتمثل أهمية بخار الماء الجوي في النقاط الست التالية:

- ١ — بخار الماء مصدر أشكال التكاثف والتهطال كافة. وتشكل كمية بخار الماء في حجم معين من الهواء مؤشراً للطاقة الكامنة في الجو للتهطال الممكن.
- ٢ — يلعب بخار الماء دوراً أساسياً في تنظيم حرارة الجو — الأرض، وبرز تأثيره واضحاً على درجة حرارة الهواء.
- ٣ — تشكل الطاقة الحرارية الكامنة في بخار الماء والتي تنطلق في أثناء التكاثف مصدر طاقة هامة للحركة الجوية، ولتطور الاضطرابات الجوية. حيث تستمد الاضطرابات الجوية العنيفة (أعاصير التورنادو، والهوريكان) جزءاً كبيراً من طاقتها من تكاثف بخار الماء.
- ٤ — يؤثر بخار الماء، والحرارة المنطلقة في أثناء التكاثف على استقرارية الجو.

(١) عماد الدين الشيشيني، أحمد فتحي يونس "مبادئ فسيولوجيا النبات". الاسكندرية، ١٩٦٥، ص ٩٠.



الشكل رقم (١٤٦)

متوسط كمية بخار الماء الجوي في شهري كانون الثاني (أ) وتموز (ب)

٥- كمية بخار الماء في الهواء عامل هام مؤثر على معدل كمية التبخر والتبخر النتح. ومن ثم فإنها تحدد درجة إحساس الإنسان بالدفء والبرودة، وبالتالي تحدد درجة راحته.

٦- لا يشبه بخار الماء الغازات الجوية الأخرى، كونه يمكن أن يتحول إلى سائل أو صلب ضمن مدى درجات حرارة جوية عادية.

رابعاً — طرق التعبير عن الرطوبة الجوية:

يعبر عن الرطوبة الجوية بطرق متعددة، هي الآتية:

١- ضغط بخار الماء:

لكل غاز من الغازات التي تدخل في تركيب الجو ضغط خاص به يعرف بالضغط الجزئي. والضغط الكلي عند أي نقطة يساوي مجموع الضغوط الجزئية المتولدة من كل غاز من الغازات الموجودة في الغلاف الجوي. وعندما يتبخر الماء ويصعد إلى الجو يبدأ بممارسة ضغطه الجزئي، الذي يتناسب طردياً مع كمية البخار الجوي، حيث أن الضغط الكلي (ض) عندئذ يساوي ضغط الهواء الجاف (ض ١) مضافاً إليه ضغط بخار الماء (ض ٢)؛ أي:

$$[ض = ض ١ + ض ٢]$$

ولما كانت كمية بخار الماء تتناقص بالابتعاد عن منطقة مصدرها، لذا فإن ضغط بخار الماء يقل مع الارتفاع. ويصل ضغط بخار الماء إلى أقصاه عندما يكون الجو مشبعاً به، ويعرف ضغط بخار الماء عند هذه المرحلة، بضغط بخار الماء المشبع.

ويتغير ضغط بخار الماء المشبع مع تغير درجة الحرارة، لأن قدرة الهواء على حمل بخار الماء تتزايد مع تزايد درجة حرارته. ولذا فإنه مع ارتفاع درجة الحرارة يبتعد الجو عن التشبع، متطلباً مزيداً من بخار الماء للمحافظة عليه مشبعاً. لذا فإن ضغط بخار الماء المشبع يزداد مع زيادة درجة الحرارة، كما هو موضح في الجدول التالي (٢٣).

جدول (٢٣) اختلاف ضغط بخار الماء المشبع باختلاف درجة الحرارة

درجة الحرارة (م)	ضغط بخار الماء المشبع (مليبار)
صفر	٦,١١
١٠	١٢,٢٧
٢٠	٢٣,٢٧
٣٠	٤٢,٤٣
٤٠	٧٣,٧٧

كما يؤدي ارتفاع درجة الحرارة إلى زيادة في نقص تشبع الهواء ببخار الماء، وإلى انخفاض في ضغط بخار الماء لازدياد تخلخل الهواء مع ارتفاع الحرارة. ولما كان ضغط بخار الماء يتعلق بالرطوبة المطلقة، وبدرجة الحرارة، لذا فإنه من الممكن حسابه من العلاقة التالية:

$$[ض ر = ك ر \times ثا ر \times ح]$$

حيث: ض ر = ضغط بخار الماء.

ك ر = كتلة بخار الماء.

ثا ر = ثابت الغاز لبخار الماء.

ح = درجة الحرارة.

أو من العلاقة:

$$[ض ر = \frac{\text{نسبة المزج}}{0,62198 + \text{نسبة المزج}} \times ض]$$

٢ — الرطوبة النوعية (Specific.H):

وهي عبارة عن نسبة كتلة بخار الماء الموجودة في كتلة من الهواء الرطب، معبراً عنها بعدد الغرامات من بخار الماء التي يحتويها الكيلوغرام الواحد من الهواء الطبيعي، أي:

$$\left[\frac{\text{كتلة بخار الماء}}{\text{كتلة الهواء الرطب}} = \text{الرطوبة النوعية} \right]$$

٣- نسبة المزج (Mixing Ratio):

تشبه نسبة المزج إلى حد كبير الرطوبة النوعية، وتقاس أيضاً بالوحدات نفسها (غ بخار ماء/كغ هواء جاف)، غير أنه بدلاً من استخدام الهواء الرطب في الرطوبة النوعية، يستخدم الهواء الجاف في نسبة المزج. ولذا فنسبة المزج، هي عبارة عن نسبة كتلة بخار الماء الموجودة في كتلة من الهواء الجاف، أي:

$$\left[\frac{\text{كتلة بخار الماء}}{\text{كتلة الهواء الجاف}} = \text{نسبة المزج} \right]$$

$$\left[\frac{\text{الرطوبة النوعية}}{\text{١ - الرطوبة النوعية}} = \text{نسبة المزج} \right]$$

ولذا نجد أن الرطوبة النوعية يمكن أن تحسب من نسبة المزج من العلاقة التالية:

$$\left[\frac{\text{نسبة المزج}}{\text{١ + نسبة المزج}} = \text{الرطوبة النوعية} \right]$$

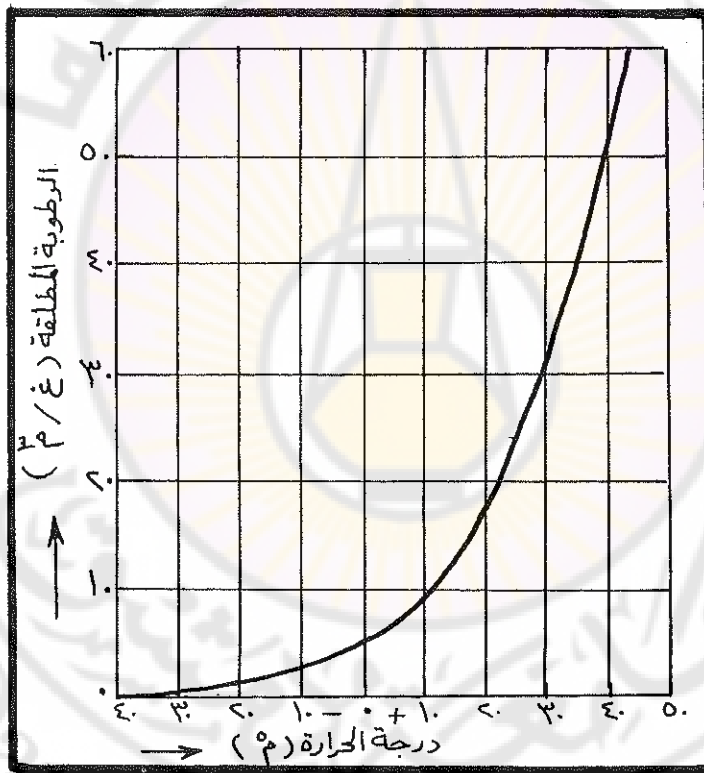
٤- الرطوبة المطلقة (Absolute. H):

تشير الرطوبة المطلقة إلى كتلة بخار الماء الموجود في واحدة الحجم من الهواء (غ/م^٣). كأن نقول إن المتر المكعب الواحد من الهواء (الهواء الرطب) يحتوي ٣٥ غراماً من بخار الماء. ويمكن معرفة ذلك بأخذ متر مكعب واحد من الهواء الطبيعي وتبخير مائه ثم وزن الماء المتبخر لمعرفة وزنه. وتعتبر الرطوبة المطلقة عن كمية بخار الماء الموجودة فعلياً في الجو، ولذا فهي المؤشر الحقيقي لطاقة الجو التهيئية. وبصورة عامة فإن الهواء الحار يكون أغنى بالرطوبة المطلقة من الهواء البارد - شكل (١٤٧) -، والجدول التالي (٢٤) يوضح ذلك.

جدول (٢٤) يبين طاقة الهواء على حمل بخار الماء عند درجات حرارة

مختلفة. عن: «Gates, 1972»

درجة الحرارة (م°)										
٤٠	٣٥	٣٠	٢٥	٢٠	١٥	١٠	صفر	٥-	١٠-	١٥-
كمية بخار الماء (غ/م³)										
٥٠,٦	٣٩,٦	٣٠,٣	٢٢,٩	١٧,٣	١٢,٨	٩,٤	٤,٨	٣,٤	٢,٣	١,٦



الشكل رقم (١٤٧)

العلاقة بين الرطوبة المطلقة القصوى، ودرجة الحرارة. عن: «Strahler, A.N, 1978»

٥- الرطوبة النسبية (Relative. H):

تعد الرطوبة النسبية مقياساً مناسباً للرطوبة، حيث تعبر عن درجة اقتراب الهواء من التشبع ببخار الماء. والرطوبة النسبية هي عبارة عن النسبة بين كتلة بخار الماء الموجودة فعلاً في حجم من الهواء إلى كتلة بخار الماء اللازمة لتشبع حجم الهواء هذا عند درجة الحرارة نفسها. ويعبر عن الرطوبة النسبية عادة بشكل نسبة مئوية، وعلى سبيل المثال، إذا كانت الرطوبة النسبية (٨٠٪) فإن كتلة البخار الموجودة ضمن وحدة الحجم من الهواء هي (٨٠٪) من كتلة البخار اللازم للتشبع عند ثبات درجة الحرارة.

وفيما إذا كان الهواء غير مشبع ببخار الماء، فأن ضغط بخار الماء يكون متناسباً مع كتلة البخار الموجودة في وحدة الحجم، وعليه فأن الرطوبة النسبية تكون مساوية إلى:

$$[الرطوبة النسبية \text{ \%}] = \frac{\text{ضغط بخار الماء الفعلي}}{100 \times}$$

ضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة نفسها

فلو فرضنا أن ضغط البخار الفعلي عند درجة حرارة (٢١م) يساوي ٢٠ملياراً، وأن ضغط بخار المشبع عند الدرجة نفسها هو ٢٥ملياراً، فأن الرطوبة النسبية عندئذ تساوي:

$$\% ٨٠ = 100 \times \frac{20}{25}$$

أيضاً، فإن الرطوبة النسبية تدل على العلاقة بين الرطوبة المطلقة الحقيقية والرطوبة المطلقة التي تحقق الإشباع في درجة الحرارة نفسها، أي أن:

$$[الرطوبة النسبية \text{ \%}] = \frac{\text{الرطوبة المطلقة الحقيقية}}{100 \times \text{الرطوبة المطلقة القصوى}}$$

فإذا فرضنا أن كمية بخار الماء في متر مكعب من الهواء هي ٦٠ غراماً وأن هذا المتر المكعب من الهواء يستطيع أن يحتوي على ١٠٠ غرام من بخار الماء (في درجة الحرارة نفسها)؛ فإن الرطوبة النسبية عندئذ تساوي:

$$\% 60 = 100 \times \frac{60}{100}$$

٦ — نقطة الندى (Dew Point):

من المعروف أنه بانخفاض درجة حرارة الهواء تزداد رطوبته النسبية، وكلما ازداد الانخفاض الحراري اقترب الهواء أكثر من التشبع، وتعرف درجة الحرارة التي يحدث عندها تشبع الهواء ببخار الماء بواسطة تبرده، وبالتالي يصبح عاجزاً عن حمل المزيد من بخار الماء فيبدأ عندها التكاثف، بدرجة حرارة نقطة الندى. ويشترط في أثناء تبريد الهواء إلى نقطة الندى ألا يتغير ضغطه الجوي. وكلما ازدادت الرطوبة النسبية كانت درجة حرارة نقطة الندى أعلى، والعكس صحيح.

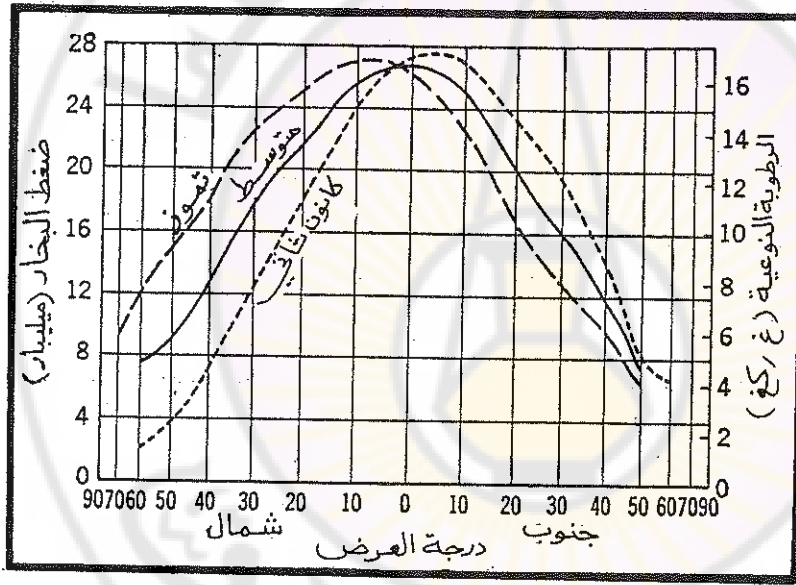
خامساً — التوزيع الجغرافي للرطوبة الجوية:

يخضع توزيع الرطوبة الجوية إلى كل من درجة حرارة الهواء ونشاط عملية التبخر التي تزود الهواء ببخار الماء المرتبطة بدرجة وثيقة بدرجة الحرارة.

فالرطوبة المطلقة والنوعية ترتبطان بكمية المياه المتبخرة والمضافة إلى الجو، ولذا فإن المناطق الاستوائية ذات الرطوبة الأرضية الوفيرة، والتبخر والتتحشيطين يجعلان الرطوبة الجوية وفيرة، لتتناقص الرطوبة النوعية وكذلك المطلقة مع تزايد درجة العرض — شكل (١٤٨) —، ليرز هذا التناقص بشكل واضح في منطقة حزام الضغط المرتفع شبه المداري، حيث الصحاري التي تسود فيها قيم متدنية للرطوبة المطلقة والنوعية.

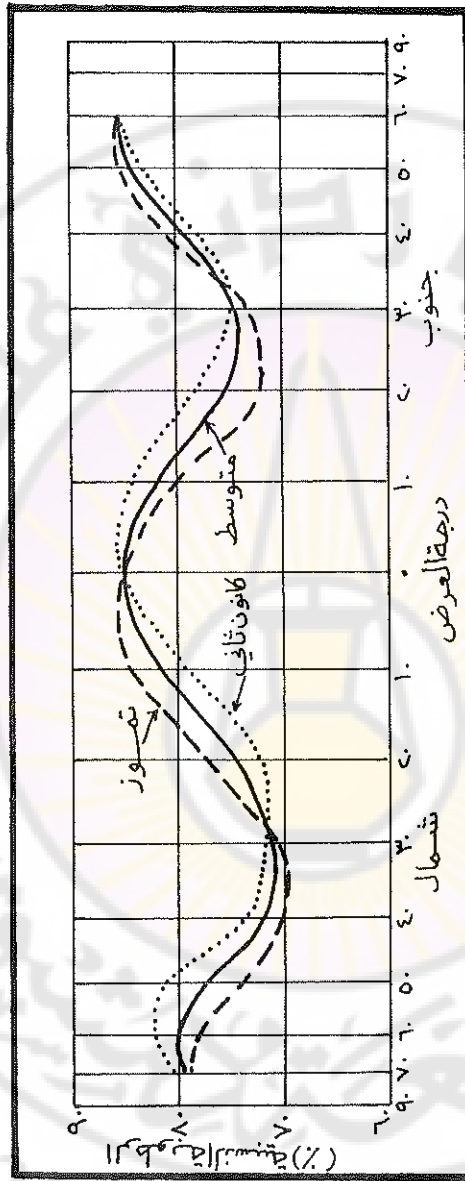
أما الرطوبة النسبية، فيسجل معدلها الأعظمي عند خط الاستواء، لتتناقص مع تزايد درجة العرض حتى حزام الضغط المرتفع شبه المداري الذي تسوده حركة

جوية هابطة، وتسجل فيه أخفض قيم الرطوبة النسبية. وابتداء من خط عرض (٣٠) شمالاً وجنوباً باتجاه القطبين، تأخذ الرطوبة النسبية بالتزايد —شكل (١٤٩)— نتيجة لتناقص درجة الحرارة في هذا الاتجاه. وفي حال التوزع الفصلي للرطوبة النسبية، فإن نصف السنة الصيفي في العروض المنخفضة (بين ٣٠ شمالاً وجنوباً) يسجل أعلى معدلات الرطوبة النسبية، بينما في العروض الواقعة خلف خط عرض (٣٠) شمالاً أو جنوباً، فإن الوضع يصبح معكوساً، حيث يكون فصل الشتاء لانخفاض حرارته بخاصة فوق اليابسة.



الشكل رقم (١٤٨)

التوزع النطاقي لكمية بخار الماء في الهواء (الرطوبة النوعية، وضغط بخار الماء). عن: «Trewatha, 1954»
أما الدورة اليومية للرطوبة النسبية، فتكون بوجه عام متعاكسة مع الدورة اليومية لدرجة الحرارة، فأعظمي الرطوبة النسبية يسجل في الصباح الباكر — قبيل شروق الشمس مباشرة —، وأصغريها في فترة ما بعد الظهر.



الشكل رقم (١٤٩)

التوزيع النطاقي للرطوبة النسبية. عن : « Trewatha, 1954 »



الفصل الثالث

التكاثف ومظاهره

أولاً — شروط التكاثف.

ثانياً — مظاهر التكاثف.

١ — التكاثف السطحي (الندى).

٢ — التكاثف القريب من السطح (الضباب).

٣ — التكاثف العلوي (الغيوم).



الفصل الثالث

التكاثف ومظاهره

يشير التكاثف إلى العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورته الغازية إلى صورته السائلة. ويتم هذا عن طريق تجمع جزيئات بخار الماء وتلاحمها مع بعضها بفعل تصادمها لتتحول إلى قطيرات جينية من الماء، ولتنمو بعدئذ متضخمة إلى قطيرات كاملة⁽¹⁾. ويحدث ذلك في شروط مختلفة تكون مرتبطة جميعها بتغير حجم عمود الهواء، وتغير درجة الحرارة، والرطوبة، والضغط.

ويعد التكاثف السبب المباشر لمختلف أشكال الهطول. فهو المرحلة السابقة لعملية الهطول. غير أنه ليس شرطاً أن يقود أي تكاثف إلى هطول، بل قد تتبخر نواتج التكاثف دون أن تسنح لها الفرصة لتهطل نحو سطح الأرض.

أولاً - شروط التكاثف:

لابد لحدوث التكاثف من توافر عدة شروط، هي:

- ١- رطوبة جوية.
 - ٢- تبرد الهواء إلى نقطة ندهاء.
 - ٣- توافر جسيمات غريبة في الجو تشكل ما يعرف باسم نويات تكاثف.
- وفيما يلي شرح مقتضب لكل شرط من الشروط الثلاثة الرئيسية السابقة.

١- رطوبة جوية:

إن الشرط الأول والأساسي كي يحدث التكاثف، هو توافر بخار الماء في الجو. وكلما ازدادت كمية البخار في الجو، كانت الفرصة أكبر لحدوث التكاثف -بتوافر الشرطين الأخيرين-. حتى لنجد في بعض الحالات حدوث تكاثف دون توافر الشرطين الأخيرين، وذلك في الحالات التي يتزود فيها الجو بكميات وفيرة من بخار الماء تزيد على طاقته، وتنفوق حد درجة تشبعه. وهذا ما نراه يحدث بصورة

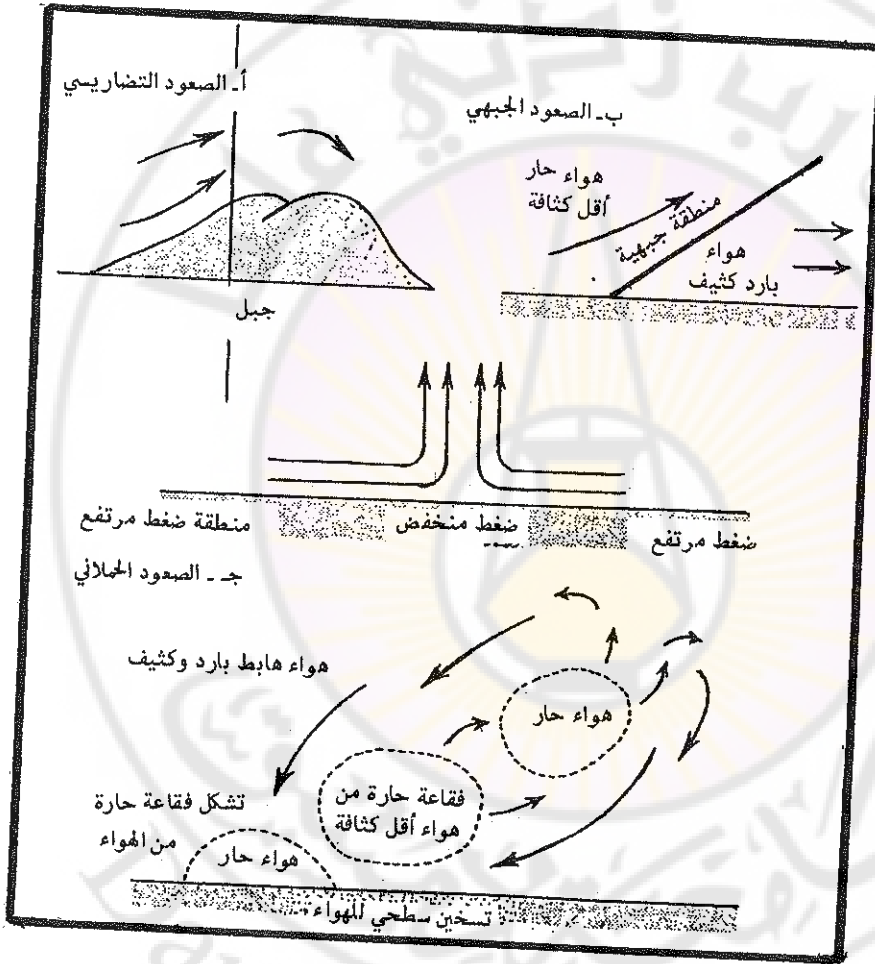
(1) Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Op. Cit, p.158.





هـ — التبريد نتيجة صعود الهواء للأعلى:

حيث أن صعود الهواء وارتفاعه للأعلى يؤدي إلى تبرده ذاتياً (أديباتياً) وبلوغه نقطة نداءه، وبالتالي تكثف جزء من بخار مائه. ويتم صعود الهواء بطرق عديدة - شكل (١٥٠) -:



الشكل رقم (١٥٠)
طرق صعود الهواء الثلاثة

١- الصعود الحملاني: وتنتج هذه الحركة التصاعدية للهواء، بسبب تسخين سطح الأرض الشديد، مما يجعل الهواء القريب منه يتسخن وتقل كثافته مضطراً للصعود نحو الأعلى. وتعرف هذه العملية بالحمل الحراري، وتحدث في المنطقة الاستوائية طوال السنة، وفي بعض الفترات الحارة من السنة في العروض المتوسطة.

٢- الصعود التضاريسي: ويتم في حال اعتراض حاجز جبلي لكتلة هوائية، مما يجبر الهواء على الارتفاع نحو الأعلى، وبالتالي تبرده ذاتياً حتى بلوغه نقطة الندى، وحدوث تكاثف لبعض من بخار الماء الذي يحتويه.

٣- الصعود الجبهي: الذي يصاحب الجبهات الجوية الحارة والباردة، في المنخفضات الجوية الجبهية. وتعد حركة الصعود هذه، حركة قوية تؤدي إلى اضطراب شديد في الطقس.

٣- وجود نويات تكاثف (Condensation Nucleis):

من المفترض أن يبدأ بخار الماء بالتكاثف عندما يصل إلى مرحلة التشبع (رطوبة نسبية ١٠٠٪). غير أنه في كثير من الحالات تفوق رطوبة الهواء حد التشبع (هواء فوق مشبع) دون أن يحدث التكاثف. وهنا لابد من الإشارة إلى أن التكاثف يحدث بصعوبة كبيرة في الهواء النقي تماماً من الجسيمات الغريبة، حتى لو بلغ درجة التشبع. بل قد لا يحدث التكاثف حتى لو تجاوزت الرطوبة النسبية (٢٠٠٪)، وقد تصل إلى (٥٠٠٪ - ٧٠٠٪) حتى يحدث التكاثف ويقال للهواء الذي تفوق رطوبته النسبية حد التشبع (١٠٠٪) بهواء فوق المشبع.

والتكاثف لا يتم بصورة طبيعية إلا بوجود جسيمات دقيقة في الهواء تعرف باسم (نويات التكاثف)، تشمل الغبار والدخان والأملاح البحرية وبعض الجسيمات النيزكية. وتختلف الدرجة التي يصل إليها الهواء عندها إلى التكاثف، باختلاف حجم نويات التكاثف ونوعها. فإذا كان نصف قطر نويات التكاثف أقل من (٠,٠٠١) ميكرون، فإن عملية التكاثف تتطلب ارتفاع قيمة الرطوبة النسبية حتى (٣٢٠٪). أما إذا كان نصف قطر نويات التكاثف كبيراً نسبياً





ضباب جليدي، فيما إذا كانت درجة الحرارة دون (-٢٠م) بشرط أن تكون الرياح خفيفة والشروط الأخرى مواتية.

وتختلف كثافة الضباب مع اختلاف كمية بخار الماء المتكثف، فأحياناً يكون كثيفاً جداً بشكل يؤدي إلى منع الرؤية لمسافة تزيد على بضعة أمتار، ولهذا تأثير كبير على وسائل النقل والمواصلات حيث تكثر الحوادث على الطرقات، وفي الجو أيضاً. وأحياناً يكون الضباب خفيفاً بشكل يساعد على الرؤية لمسافة تصل إلى (١) كم. وفي حال كون الرؤية تزيد على (١٠٠٠م) فإننا نكون عند الظاهرة التي تدعى الشاבורه (Mist).

وحسب تصنيف ويللت (Willett's) يميز بين نوعين رئيسيين من الضباب^(١):

أ — الضباب الداخلي؛ الذي يتشكل ضمن الكتلة الهوائية بواسطة عملية التبريد.

ب — الضباب الجبهي: المرافق للجبهات المنخفضات الجوية.

أ — الضباب الداخلي (Intra Air-Mass Fogs):

يتطلب تشكل هذا النوع من الضباب وجود استقرار نسبي في الجو، وتبرد في الأجزاء السفلى منه. وحسب الطريقة التي يتم بها التبريد يمكن تمييز ثلاثة أنواع من هذا الضباب.

١ — الضباب الإشعاعي (Radiation Fog): يحدث ضباب الإشعاع في الليالي الصاحية الهادئة نسبياً، وذلك بفعل تبرد الأرض الشديد بالإشعاع. وبما أن الهواء موصل رديء للحرارة، لذا فإن التبرد الإشعاعي يبقى محصوراً في سماكة قليلة جداً، مما يؤدي عندئذ إلى تكون الندى أو الصقيع فوق الأرض الباردة مزيلاً بذلك بخار الماء من الهواء القريب ومانعاً تشكل الضباب، ولذا فإن وجود حركة هوائية خفيفة ضرورية لانتشار التبرد في سماكة أكبر وبالتالي لتشكيل الضباب. ويمكن تلخيص الشروط الملائمة لتشكيل الضباب الإشعاعي فيما يلي:

(1) Willett, H.G; «Fog and Haze, Their Cause, Distribution, and Forecasting». Monthly Weather Review, Vol. 56, 1928, pp.435-467.
-٤٤٠-

أ — انقلاب سطحي في درجة الحرارة: وهو ضروري ليمنع الهواء المتبرد بالتشعع والتماس من الارتفاع كثيراً في الجو.

ب — وجود حركة خفيفة في الهواء: لأن الهدوء المطلق لا يساعد على تشكل الضباب فيما إذا كان التبرد شديداً، كما أنه إذا ازدادت سرعة الرياح على (١٠) م في الثانية فإن الضباب لا يمكن أن يتشكل.

ج — سماء خالية من الغيوم: ذلك أنه إذا كان هناك غطاء غيمي منخفض، فإن هذا الغطاء يمتص جزءاً كبيراً من إشعاع الأرض، ويشعه مرة ثانية إلى سطح الأرض، وبالتالي فإنها تقلل من الفقد الصافي للحرارة، ويحد من تشكل الضباب.

د — توافر رطوبة كافية، وتواجد نويات تكاثف: ذلك أن وجود ذرات الأتربة والدخان والرماد من العوامل المساعدة والمشجعة على تشكل الضباب، ولذا يكثر الضباب في المدن والمناطق الصناعة والأماكن ملوثة الهواء.

وبما أن الهواء البارد أثقل من الهواء الدافئ، فإن الهواء البارد الذي تبرد بالإشعاع يهبط على جانب التلال إلى الوديان والحوضات، ولذا يسهل تكون الضباب في مثل هذه الأماكن وبخاصة إذا كانت رطبة، وفي مثل هذه الأماكن غالباً ما يسمى ضباب الإشعاع باسم ضباب الوادي.

ويكثر حدوث هذا النوع من الضباب في فصلي الخريف والشتاء. ويبلغ أقصى درجات كثافته في الصباح الباكر عند شروق الشمس، ولكن كلما ارتفعت الشمس فوق الأفق أخذ الضباب بالتبدد حتى ينقشع كلياً في فترة الظهر. وفي المناطق المدارية فإن الضباب الإشعاعي يندر أن يدوم أكثر من ساعتين بعد شروق الشمس. غير أن الضباب الدخاني (Smog) المليء بالملوثات الجوية يستمر طوال ساعات النهار، وقد يطول استمراره لعدة أيام، كما هي الحال في الضباب الذي تعرضت له مدينة لندن في شهر تشرين الأول من عام (١٩٥٢) والذي استمر مدة خمسة أيام.





١— عندما يمتد الغيم نحو الأسفل حتى السطح خلال مرور الجبهة. ويكون هذا الضباب محصوراً فوق التلال.

٢— عندما يصبح الهواء في مقدمة الجبهة الحارة مشبعاً ببخار الماء بسبب أمطار مستمرة، حيث يمكن الوصول عندئذ إلى التكاثف دون تبريد هواء الطبقات السفلى. كما يمكن للضباب الجبهي أن يكون مرافقاً للجبهة الباردة، عندما تكون تلك الجبهة ضعيفة بحيث تعجز عن تكوين الغيوم فيتشكل بدلاً منها الضباب.

٣— التكاثف العلوي:

يتمثل التكاثف العلوي، بالغيوم (Clouds). وتبدو الغيوم في طبقة التروبوسفير على شكل تجمعات مرئية من قطرات مائية دقيقة متفاوتة الأحجام، أو على شكل تجمعات من بلورات الجليد، أو على شكل تجمعات من كليهما. وتتشكل الغيوم عموماً عندما يتكثف بخار الماء في الهواء الذي تصاعد تحت تأثير إحدى العوامل الطبيعية السابق ذكرها. ونلاحظ في الغلاف الجوي أنواعاً متعددة من الغيوم، ومرد هذا التعدد إلى اختلاف آلية تبرد الهواء وتكثف بخار الماء.

أ — بنية الغيوم:

تتكون الغيوم من مجموعة أو أكثر من العناصر التالية مرتبة في طبقات يعلو بعضها بعضاً:

- ١— قطيرات من الماء تزيد درجة حرارتها على الصفر المئوي.
- ٢— قطيرات من الماء فوق المبردة، تتراوح حرارتها بين صفر إلى (-١٠م) ومادون. إذ كثيراً ما تبقى بعض قطيرات الماء الناتجة عن التكاثف في مرحلة السيولة في الأجزاء من الجو التي درجة حرارتها دون الصفر المئوي دون أن تتجمد تلك

القطيرات، وتعرف عندها بالقطيرات فوق المبردة، أو فائقة التبريد. وقد تبلغ الحرارة (٢٠-م) وحتى (٤٠-م) قبل أن يحدث التجمد في القطيرات^(١).

٣- خليط من قطيرات مائية فوق مبردة، وبلورات جليدية، حيث درجة الحرارة تتراوح بين (١٠-م) إلى (٤٠-م).

٤- بلورات من الجليد، تقل درجة الحرارة فيها عن -٤٠م.

ويتوقف تشكل الغيوم من طبقة أو أكثر من هذه الطبقات على عوامل عديدة، أهمها: طبيعة الكتلة الهوائية التي تتشكل فيها الغيوم، التوزيع الرأسي لدرجات الحرارة فيها، ومدى نمو تكوينها إلى أعلى.

ب - أنواع الغيوم:

استناداً إلى طبيعة الكتلة الهوائية، ومدى نمو تكوين الغيوم، يميز بين مجموعتين رئيسيتين من الغيوم:

١- الغيوم الطباقية: وهي الغيوم التي تتكون في الكتل الهوائية المستقرة، حيث تكون الحركة الصاعدة للهواء الرطب تدريجية وبطيئة، وتبدو هذه الغيوم على شكل صفائح أو طبقات تغطي مساحات كبيرة من السماء.

٢- الغيوم الركامية: وهي الغيوم التي تتشكل في حال كون الكتلة الهوائية غير مستقرة، إذ أن الحركة الفجائية الصاعدة، والتسخين السطحي الشديد يعملان على تكوين الغيوم من النوع الركامي التي غالباً ما تتباعد عن بعضها ليتخلل بينها فجوات صاحبة. وتظهر هذه الغيوم في السماء بأشكال وأحجام مختلفة مرتبطة بدرجة عدم الاستقرار.

واستناداً إلى درجة حرارة طبقة الغيوم، يميز بين ثلاث مجموعات من الغيوم^(١) - شكل (١٥١) -:

(١) ترتبط نقطة تجمد الماء بقيمة الضغط الجوي، حيث أنها تنخفض مع تناقص قيمة الضغط الجوي. فإذا كانت نقطة تجمد الماء عند مستوى سطح البحر (ضغط جوي واحد) صفر درجة مئوية، فإنها تنخفض إلى نحو (١٥-م) عند السطح الضغطي (٥٠٠) مليار، وإلى دون ذلك في الارتفاعات الأعلى في طبقة التروبوسفير.





٢	٤- الركام المتوسط (التوكومولوس Ac) ٥- الطبقي المتوسط (التوستراتوس As)	ب - غيوم متوسطة
٠,٥	٦- الطبقي (ستراتوس St) ٧- الطبقي الركامي (ستراتوكومولوس Sc) ٨- المزن الطبقي (نيمبوستراتوس Ns)	ج - غيوم منخفضة
٠,٥ - التريبوز	٩- الركام (كومولوس Cu) ١٠- الركام المزي (كومولونيمبوس Cb)	د - غيوم ذات غمو شاقولي

وتقسم تلك الأجناس إلى حوالي (١٤) نوعاً، وقد يتبع النوع الواحد أكثر من جنس، والأنواع هي الآتية:

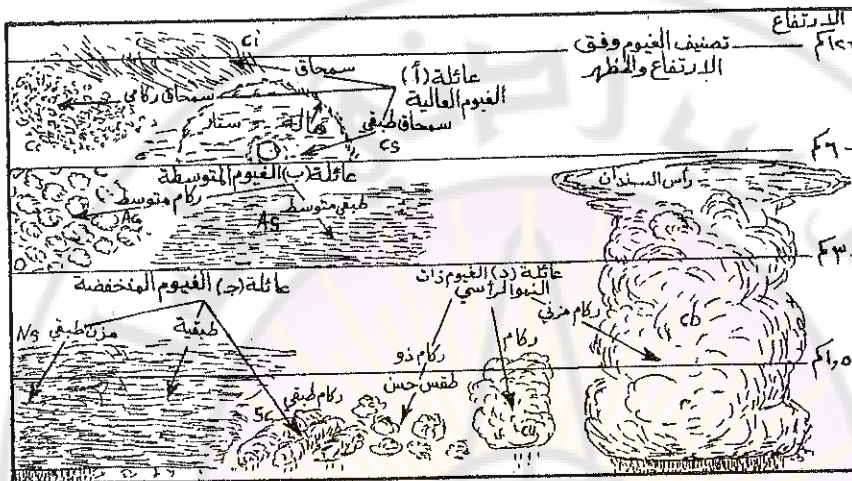
- ١- النوع الليفي.
- ٢- النوع المعقوف.
- ٣- النوع السميك.
- ٤- النوع القلعي.
- ٥- النوع الخصلي.
- ٦- النوع المنتشر (المنبسط).
- ٧- السديمي.
- ٨- النوع العدسي.
- ٩- الجزأ.
- ١٠- الصغير النمو رأسياً.
- ١١- المتوسط النمو رأسياً.
- ١٢- المتجمع.
- ١٣- العاري أو الأصلع.
- ١٤- النوع الشعري.

كما أن كل جنس ونوع يمكن أن يقسم إلى صنف أو أكثر من الأصناف التسعة التالية:

- ١- الصنف المعتم
- ٢- الشفاف
- ٣- نصف الشفاف
- ٤- المزدوج
- ٥- الشبكي
- ٦- الشعاعي
- ٧- المتموج
- ٨- الفقري
- ٩- المبروم

جـ - خصائص الغيوم:

فيما يلي دراسة شكلية وبنوية لمجموعات الغيوم الرئيسية - شكل (١٥٢) -:



الشكل رقم (١٥٢)
مجموعات الغيوم الرئيسية

١- مجموعة الغيوم العالية:

يتراوح وسطي ارتفاعها بين مستوى (٥٠٠٠م) والتروبوبوز. وارتفاعها ليس واحداً بل يختلف من منطقة إلى أخرى. ففي المناطق المدارية يتراوح مدى ارتفاعها بين (٦-٨) كم، وفي المناطق المعتدلة بين (٥-١٣) كم، بينما نجد أن هذا المدى ينخفض إلى (٣-٨) كم في المناطق القطبية. ويمكن تمييز ثلاثة أجناس من هذه الغيوم:

أ — غيوم السمحاق Ci (السيروس)^(١):

وهي غيوم متقطعة تكون على شكل خيوط رفيعة أو نتف أو أحزمة ضيقة بيضاء، ولهذه الغيوم مظهر ليفي أو حريري لماع أو الاثنين معاً. وتتركب غيوم السمحاق من بلورات جليدية صغيرة لا تحجب أشعة الشمس إلا ما ندر، كما يمكن أن تتشكل هالة في غيوم السمحاق، ولكن ليس على شكل دائرة كاملة.

ب — غيوم السمحاق الركامي Cc (سيروكومولوس):

وهي تبدو على شكل طبقة رقيقة من الغيوم غير مظلمة ومكونة من عناصر صغيرة جداً في شكل حبيبات وتموجات متصلة أو منفصلة مرتبة بانتظام تقريباً. وتتألف هذه الغيوم في الغالب من بلورات جليدية، ممزوجة ببعض القطرات المائية فوق المبردة أحياناً. وتظهر هذه الغيوم بشكل شبكي أو تبدو أحياناً بشكل عدسي أو لوزي، وأكثر ما تلاحظ غيوم السمحاق الركامي العدسية في حال ارتفاع الهواء المشبع بواسطة حاجز تضريسي، وتتشكل الهالة في هذه الغيوم أيضاً.

ج — غيوم السمحاق الطبقي Cs (سيروستراتوس):

وهي غيوم شفافة ضاربة إلى البياض لها مظهر ليفي أو أملس. وتغطي كل السماء أو جزءاً منها، لكنها لا تحجب أشعة الشمس. وتترافق عادة بظهور هالة في السماء، وتتكون في الغالب من بلورات جليدية.

٢ — مجموعة الغيوم المتوسطة:

ويتراوح ارتفاعها بين ٢٠٠٠ — ٦٠٠٠ م (٢٠٠٠ — ٨٠٠٠ م في المناطق المدارية، ٢٠٠٠ — ٧٠٠٠ م في المناطق المعتدلة، ٢٠٠٠ — ٤٠٠٠ م في المناطق القطبية). ويمكن تمييز جنسين في هذه المجموعة:

(٢) سيروس (Cirrus): كلمة لاتينية تعني خصلة من الشعر.

أ — غيوم الركام المتوسط Ac (التوكومولوس):

تبدو على شكل صحيفة أو طبقة بيضاء أو رمادية اللون أو الاثنين معاً، ذات ظلال، مؤلفة من كتل مستديرة أحياناً ذات أجزاء ليفية. وتتألف في الغالب من قطيرات مائية صغيرة، وتشكل بفعل الاضطرابات الجوية أو تيارات الحملان الشاقولية.

ب — غيوم الطبقي المتوسط As (التوستراتوس):

وتتكون من قطيرات مائية صغيرة وبلورات جليدية، وتمتد هذه الغيوم إلى مئات الكيلومترات وتبلغ سماكتها آلاف الأمتار، ويمكن أن تكون مؤلفة من طبقتين أو أكثر قريبتين من بعضهما، وأحياناً تتصل بعض أجزاء هذه الطبقات ببعضها، ونادراً ما تكون متموجة. لوها رمادي فاتح وتكون كثيفة وسميكة تحجب رؤية الشمس إلا من بعض الأجزاء الرقيقة، وهذه الغيوم من النوع المطر والثلج. وتشكل هذه الغيوم غالباً في أثناء صعود بطيء للهواء المشبع إلى ارتفاعات عالية.

٣ — مجموعة الغيوم المنخفضة:

ويتراوح ارتفاعها ما بين مستوى سطح الأرض وارتفاع (٢) كم، ويمكن أن يتميز ثلاثة أجناس من هذه الغيوم:

أ — الغيوم الطبقي St (ستراتوس) ^(١):

وتتكون من قطرات مائية دقيقة جداً، وعندما تكون هذه الغيوم سميكة تحدث قهطالاً من نوع الرذاذ على الغالب. وتبدو هذه الغيوم على شكل طبقة واحدة رمادية ذات قاعدة منخفضة لدرجة أنها تحجب رؤوس أو قمم التلال والأبنية العالية. ويمكن أن تكون هذه الغيوم رقيقة لدرجة تظهر من خلالها الشمس والقمر، أو سميكة تحجب الشمس والقمر، وظاهرة الهالة نادرة الحدوث في هذه الغيوم. وتشكل الغيوم الطبقي بفعل تبريد الجزء الأسفل من الجو، إذ أنها كثيراً ما تتشكل من ارتفاع الضباب عن سطح الأرض.

(١) ستراتوس (Stratus): كلمة لاتينية تعني طبقة.

ب — غيوم الركام الطبقي Sc (ستراتو كومولوس):

تبدو هذه الغيوم كصحيفة أو طبقة مؤلفة من عناصر شبيهة بعناصر غيوم الركام المتوسط، ولكنها أكبر حجماً وأخفض، ويختلف حجم هذه العناصر وسماكتها حيث تبدو أحياناً على شكل كرات متوازية مفصولة بفراغات واضحة. وفي المناطق الحارة تبدو هذه الغيوم في بعض الأحيان على شكل كرة أو كتلة مستديرة كبيرة واحدة، ويميل لون هذه الغيوم التي يرافقها هطول المطر الخفيف أو الثلج أحياناً إلى رمادي أو ضارب إلى البياض. وتشكل غيوم الركام الطبقي في كثير من الأحيان من غيوم الركام، أو الركام المزني أو قد تتحول إليهما.

ج — غيوم المزن الطبقي Ns (نيمبوس تراتوس):

وتظهر على شكل طبقة رمادية معتمة ذات قاعدة مشوهة، وهي سميكة لدرجة تحجب الشمس، ويصحبها غالباً غيوم منخفضة أكثر تشكلت تحت قاعدتها أو تختلط فيها أحياناً. وتنصف بالهطول المستمر سواء أكان الهطول مطراً أم ثلجاً، وهطولها غزير، يرافقها طقس رديء، لذا تعرف بغيوم الطقس الرديء.

٤ — مجموعة الغيوم ذات النمو الشاقولي:

ويمكن أن تظهر قاعدتها في منطقة الغيوم المنخفضة (٥٠٠ م) وتمتد شاقولياً إلى أعلى لتصل قممها إلى منطقة الغيوم المرتفعة. ويميز جنسان من هذه الغيوم:

أ — غيوم الركام Cu (كومولوس)^(١):

وهي غيوم متفرقة تكون بوجه عام كثيفة ولها حدود حادة تنمو رأسياً في شكل رواب أو قباب أو أبراج. وغالباً ما يشبه الجزء العلوي المنتفخ منها القرنبيط، وتكون أجزاء هذه الغيوم المضاءة بنور الشمس بيضاء لامعة في الغالب وقواعدها داكنة نسبية وأفقية تقريباً ومهلهلة في بعض الأحيان، وتشكل عادة بواسطة

(١) كومولوس (Cumulus): كلمة لاتينية تعني ركام.

تيارات الحمل. ولا تترافق بمطار غزيرة إلا عندما تكون الحركة الصاعدة قوية، كما يحدث في المنطقة الاستوائية.

ب — غيوم الركام المزني Cb (كومولونيمبوس):

وهي غيوم شديدة الكثافة والضحامة، لها امتداد رأسي كبير يشبه الجبال أو الأبراج الضخمة. عادة ما يكون قسمها العلوي أملس أو ليفياً أو مخططاً ودائماً تقريباً مفلطحاً. ويبدو بوجه عام على شكل سندان الحداد أو ريشة ضخمة.

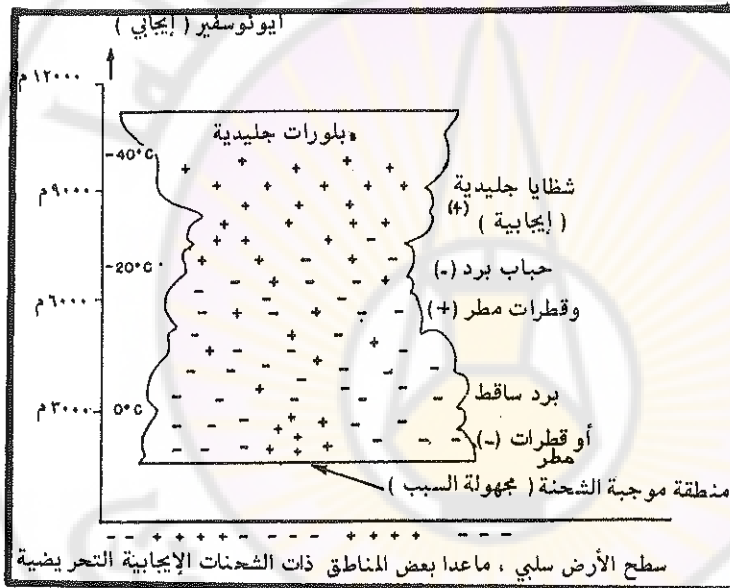
ويوجد في الغالب تحت قاعدة هذه الغيوم داكنة اللون، غيوم منخفضة مجزأة أو مندمجة أو غير مندمجة معها. وتشكل هذه الغيوم — التي تبدو بشكل معتم مخيف — عادة من غيوم الركام كاستمرار لنمو هذه الغيوم العمودي، ويرافقها رعد وبرق وزخات شديدة من المطر أو الثلج أو البرد. ويكاد أن يكون سقوط البرد حكراً عليها.

وبما أن حدوث العواصف الرعدية يقتصر على سحب الركام المزني. لذا باتت تعرف تلك السحب بسحب العواصف الرعدية. وتعد مناطق الصعود الهوائي الشديد هي المناسبة لتشكيل تلك السحب المتصفة بنموها الرأسي الشديد. وكلما ازداد النمو الرأسي للسحابة ازدادت فعاليتها الكهربائية. وقد تبدو سحب العواصف الرعدية؛ إما منعزلة كما في السحب الناتجة عن التسخين الشديد للهواء الرطب عند سطح الأرض. وإما أن تتخذ شكل نطاق خطي متصل يمتد على طول الجبهات الباردة — في مقدمتها — بعرض يتراوح بين ٢٠—٥٠ كم، وطول يصل إلى عدة مئات الكيلومترات، ويتشكل مثل هذا الخط العاصفي أيضاً في مناطق الرفع التضاريسي، ولكن بامتداد أقل.

وفي حال كون الجو مضطرباً والحركات الصاعدة قوية، وسحب الركام المزني ظاهرة، فإن التوزيع الشاقولي للشحنات الكهربائية في داخل السحابة وعند سطح الأرض يكون عموماً على النسق التالي — شكل (١٥٣) —:

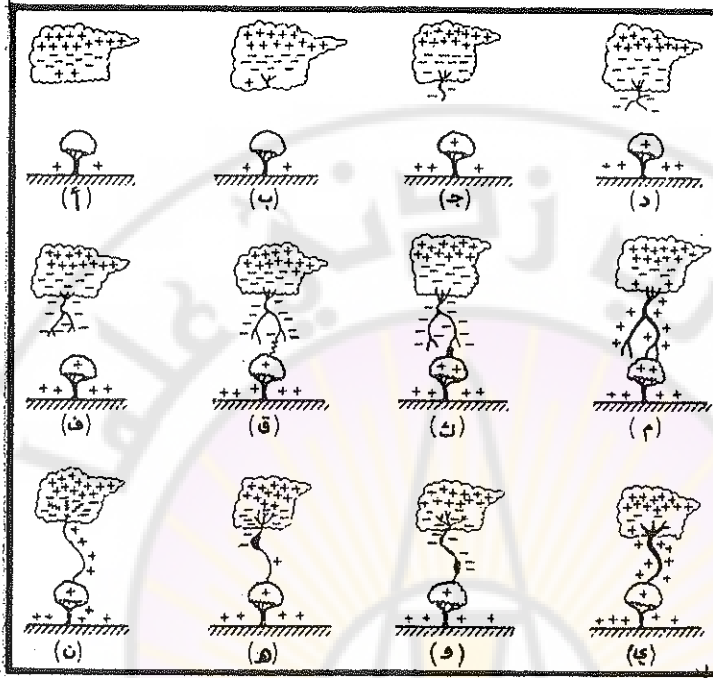
أ — تكون قمة السحابة ذات شحنات كهربائية موجبة (+)، بينما تكون قاعدتها ذات شحنات سالبة (-).

ب — يكون سطح الأرض عادة ذا شحنات كهربائية سالبة، ماعدا بعض المناطق الأرضية التي تشحن إيجابياً بفعل التحريض الذاتي من السحب الرعدية — بخاصة من قواعدها حيث تكثر الشحنات السالبة —، وتمثل فعالية هذا التحريض أكثر ما يكون في البروزات الأرضية — شكل (١٥٤) —.



الشكل رقم (١٥٣)

توزع الشحنات الكهربائية داخل غيمة عاصفة رعدية. عن «Mason, 1958»



الشكل رقم (١٥٤)

عملية التدفّاع الشّحنات من قاعدة السّحابة نحو مناطق الشّحنات الموجبة لسطح الأرض متولّداً من جِراء ذلك الصّاعقة. عن: « Wallace & Hobbs, 1978 »

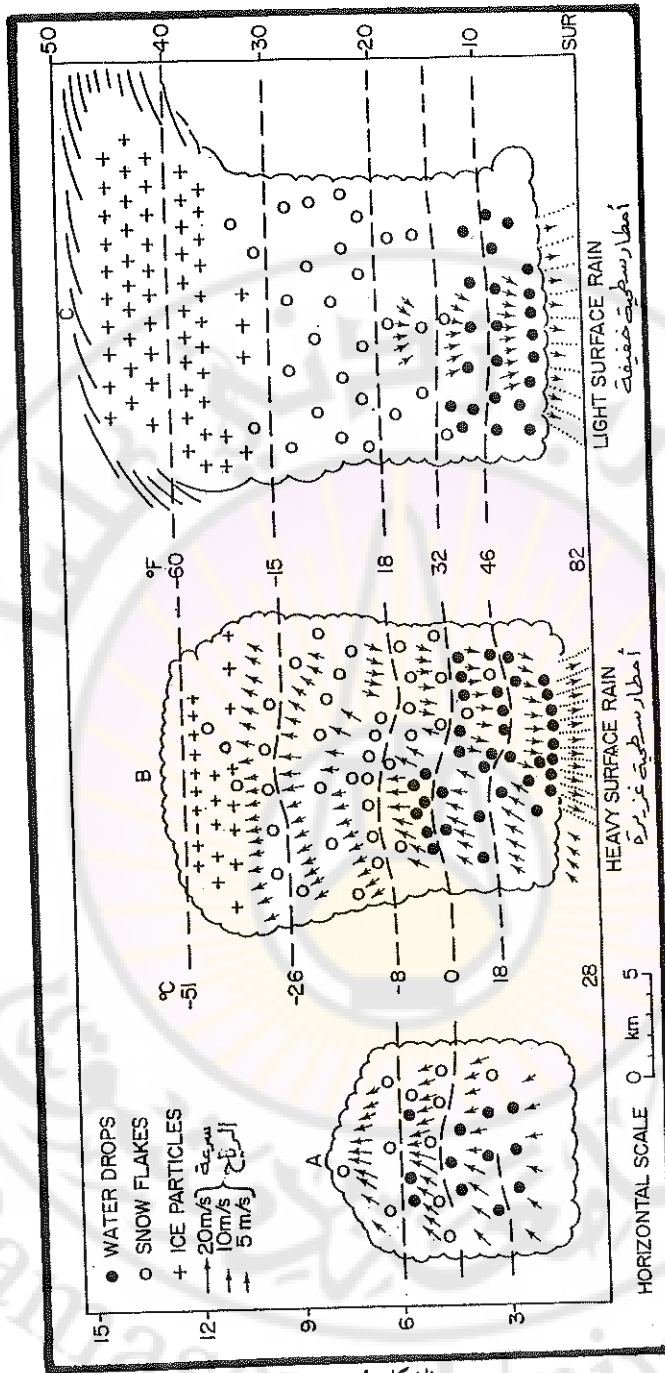
وعندما يصل فارق الجهد الكهربائي (الكُمون) بين المناطق ذات الشّحنات المختلفة إلى قيمة كبيرة جداً يحدث تفريغ كهربائي؛ حيث تندفع الشّحنات السّالبة من أسفل السّحابة بقوة هائلة نحو الشّحنات الموجبة في قمة السّحابة نفسها أو باتجاه سحابة أخرى، متولّداً عن ذلك تفريغ كهربائي شديد ينتج عنه وميض كهربائي يعرف بالبرق، كما يمكن أن تندفع الشّحنات السّالبة بقوة هائلة من أسفل السّحابة نحو مناطق الشّحنات الموجبة المحرّضة عند سطح الأرض مولدة بذلك تياراً كهربائياً ذا وهيج هائل يعرف باسم الصّاعقة. ونظراً للمقاومة التي

يصادفها التيار الكهربائي على طول مساره بين مناطق الشحنات السالبة والموجبة، تتولد حرارة مرتفعة جداً تسخن الهواء إلى درجة تقارب من 1000°C ، مما يؤدي إلى تمدد الهواء بسرعة فائقة محدثاً دويّاً هائلاً يعرف بالرعد. ولما كانت سرعة الضوء أكبر بكثير من سرعة الصوت (سرعة الضوء = 300 ألف كم/ثا ، وسرعة الصوت = 330 م/ثا)، لذا فإن سماع صوت الرعد يتأخر عن رؤية البرق بمعدل خمس ثوان تقريباً لكل $1,5 \text{ كم}$ من المسافة بين الموقع الذي تحدث فيه شرارة البرق والمكان الذي يوجد فيه المشاهد. وبوجه عام فإن كل رعد يسبقه حتماً برق، إلا أنه ليس شرطاً أن يعقب كل برق سماع رعد.

وقد أظهرت العديد من الدراسات، أن سحب العواصف الرعدية تتألف من حجارة عاصفة أو أكثر. وقد تتكون حجارة واحدة من بضع سحب ركامية نامية. وبصورة عامة، تميل الحجيرات المتجاورة إلى الاتصال والاندماج مع بعضها. وتعد كل حجارة مركزاً للهطول والفاعلية الكهربائية والسرعات العالية الرأسية للهواء. وتتم كل حجارة عاصفة رعدية بثلاث مراحل نمو تطورية - شكل (١٥٥) -، هي كالآتي:

أ — مرحلة النشوء؛ وتتصف هذه المرحلة بوجود تيارات هوائية صاعدة ضمن الحجيرة، وسيطرة تلك التيارات سيطرة تكاد تكون تامة. وعلى الرغم من أن الطيارين يبلغون عن مطر أو ثلج خلال الغيمة، إلا أنها تبدو معلقة بواسطة التيارات الصاعدة، إذ لا يصل أي هطول إلى سطح الأرض خلال هذه المرحلة.

ب — مرحلة النضج؛ وتتصف هذه المرحلة بسيطرة التيارات الهوائية الصاعدة في وسط الغيمة وأعلاها، والتيارات الهابطة في أطراف الغيمة وأسفلها.. وكذلك يحدث البرق والرعد، مع هطول غزير يصل إلى سطح الأرض. وتكون درجات الحرارة في التيار الهابط أقل نسبياً من تلك في الهواء المحيط.



الشكل رقم (١٥٥)

مراحل تطور غو العاصفة الرعدية:

أ - مرحلة النمو، ب - مرحلة النضج، ج - مرحلة الانحلال (الانحلال)

جـ — مرحلة الانحلال (التلاشي أو التبدد)؛ وفي هذه المرحلة يتلاشى التيار الصاعد كلية، ويسود التيار الهابط في الحجرية بكاملها، ويكاد يتوقف المطول نهائياً. كما أن شدة التيارات الهابطة تضعف، ويضعف معها النشاط الكهربائي. وما أن تعود درجة حرارة داخل الحجرية إلى ما يقرب من قيمتها نفسها للهواء المحيط بها حتى تتلاشى الحجرية وتصحو السماء تقريباً — مع بقاء قليل من الغيوم الطبقة. — وعند سطح الأرض تختفي دلالات العاصفة الرعدية كافة والتيارات الهابطة.

وتعد مدة الدورة الحياتية للعاصفة الرعدية بمراحلها المختلفة قصيرة جداً، فهي تقارب من ١—٢ ساعة موزعة بشكل تقريبي وفق مايلي على المراحل الثلاث: ١. — ٢ دقيقة لمرحلة النمو، ٢٠—٤٠ دقيقة لمرحلة النضج، ٣٠—٥٠ دقيقة لمرحلة الانحلال.

وتغطي الرياح الشديدة والمطر الغزير والرعد والبرق، الدليل على كمية الطاقة الهائلة التي تبذل خلال عاصفة رعدية عنيفة. ويستمد الجزء الأكبر من هذه الطاقة من الحرارة الكامنة المنطلقة أثناء تكثف بخار الماء، إذ يتحول جزء من هذه الحرارة إلى طاقة حركية تعلق سبب الرياح العنيفة التي تصاحب العاصفة الرعدية. ومع ذلك فإن الغيوم الرعدية لا تتشكل إلا في حالة سيطرة حالة عدم استقرار جوي شديد لعمق ملحوظ في الغلاف الجوي مصحوباً بقوة رفع شديدة، وأن يكون الهواء رطباً.

وتعد العروض المنخفضة من أكثر العروض تعرضاً للعواصف الرعدية، بخاصة المناطق المجاورة لخط الاستواء التي يزيد معدل عدد أيام العواصف الرعدية على (٧٥) يوماً في بعض منها. كما تكثر العواصف الرعدية في العروض المعتدلة، وتكون أكثر فوق اليابس لتندر فوق المحيطات والبحار، كما أنها نادرة الحدوث في المناطق القطبية لقلة نشاط التيارات الصاعدة، وفي المناطق الصحراوية الجافة لقلة الرطوبة.

وفي سورية، فإن الأجزاء الساحلية والشمالية الغربية والشمالية الشرقية، من أكثر الأجزاء تعرضاً لحدوث العواصف الرعدية، حيث يتراوح المعدل السنوي لتكرارها بين (١٥—٣٧) يوماً، لكون هذه الأماكن تنطبق على الخط العام الذي

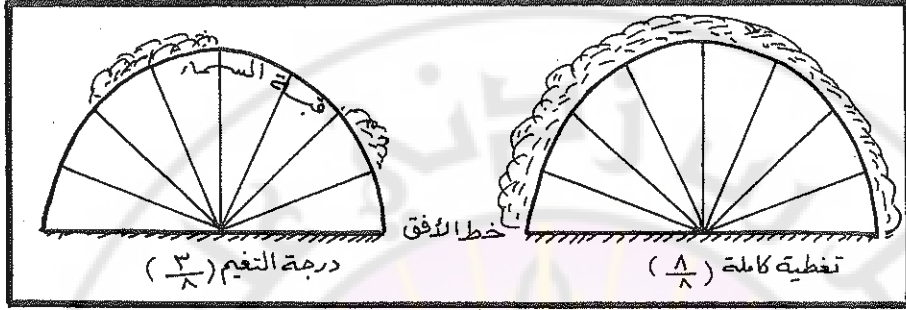
تتبعه المنخفضات الجوية الجبهية في عبورها لسورية بصفة عامة. أيضاً فإن هذه الأجزاء هي الأكثر تعرضاً للصاعقة من بقية أجزاء سورية. وتشكل الأماكن المنعزلة في الريف، مثل: بناء منعزل، شجرة منفردة، مكان أثري مرتفع، الأماكن الأكثر تعرضاً لإصابة الصاعقة من الأماكن المتجمعة في المدينة، ويمكن أن تتم الحماية من خطر الصاعقة بتركيب ما يعرف باسم مانعات الصواعق، كما أن الابتعاد عن البروزات الأرضية يجنب إلى درجة كبيرة خطر الإصابة بالصاعقة.

د — التغييم (Cloudiness):

يقصد بالتغييم درجة تغطية السماء بالغيوم، أو كمية الغيوم. والمقياس المستخدم في تحديد درجة تغطية السماء بالغيوم هو الثمن وأحياناً العشر، حيث تمثل قبة السماء بنصف دائرة مقسمة إلى أربعة أرباع، أو ثمانية أثمان — شكل (١٥٦) —. وتحسب درجة التغطية بصورة عامة اعتماداً على الملاحظة والتقدير الشخصي. فإذا كانت السماء صاحية، كانت درجة التغييم صفراً، وإذا كانت مغطاة بالغيوم، فدرجة التغييم عندئذ تساوي (٨/٨). ويمكن أن تكون السماء مغطاة بطبقة واحدة من الغيوم أو بطبقات عديدة. وفي كلتا الحالتين، فإن تقدير الجزء المغطى بالغيوم بأنواعها وطبقاتها كافة يكون بالأثمان.

وتشكل المناطق الصحراوية أقل مناطق سطح الأرض تغيماً، حيث تقل نسبة تغطية السماء عن (٨/٢)، في حين ترتفع في المنطقة الاستوائية وفي العروض العليا (بين ٤٠ — ٧٠ درجة عرض) لتصل إلى أكثر من (٨/٦) بخاصة في الأجزاء المحيطية. والجدول التالي (٢٧) يبين التوزيع النطاقي للمتوسط السنوي للتغييم في نصف الكرة الشمالي، على أساس نسبة مئوية (١٠٠٪ تغطية كاملة، صفر صحو)^(١).

(1) Trewartha, G.T, Op. Cit, p.134.



الشكل رقم (١٥٦)
درجة تغطية السماء بالغيوم

جدول رقم (٢٧):

العرض	-٠	-١٠	-٢٠	-٣٠	-٤٠	-٥٠	-٦٠	-٧٠	-٨٠
	١٠	٢٠	٣٠	٤٠	٥٠	٦٠	٧٠	٨٠	٩٠
المحيط	%٥٣	٥٣	٤٩	٥٢	٦٦	٦٧	٧٢	٧٠	٦٣
اليابس	%٥٢	٤٠	٣٤	٤٠	٥٠	٦٠	٦٢	٦٣	-
المتوسط	%٥٣	٤٧	٤١	٤٥	٥٦	٦٢	٦٣	٦٦	-

ويتضح من الجدول، أن نسبة التغير تتناقص بين خطي عرض (١٠—٤٠) شمالاً لتأخذ بعدئذ بالتزايد سواء أكان نحو خط الاستواء أم باتجاه العروض العليا، وذلك حتى عرض (٧٥) تقريباً، حيث تتناقص بعدها باتجاه القطب.

وبوجه عام فإن هناك تطابقاً كبيراً بين توزيع التهطال ودرجة التغير، حيث تمثل المناطق الأكثر مطراً أكثر المناطق تغيماً، والعكس صحيح. وهذا ما ينطبق على التوزيع الفصلي، حيث يكون فصل الشتاء هو فصل التغير الأعظمي في العروض

المعتدلة نتيجة لنشاط المنخفضات الجوية الجبهية، في حين يكون فصل الصيف الأكثر تغيماً في المناطق المدارية والموسمية.

ويرتبط التغير اليومي في التغييم بأصل الغيوم ونموذجها، فإذا كانت الغيوم السائدة ناشئة عن تسخين سطح الأرض (غيوم ركامية وركامية مزنية)، فإن الأعظمي اليومي يحدث في ساعات بعد الظهر. أما في الغيوم الطبقيّة التي تتشكل في ظروف جوية مستقرة، فإن أعظميها يحدث في ساعات الصباح الباكر، وأصغريها في منتصف النهار.

— هل الغيوم كافة هُطَلْ؟

ليست الغيوم جميعها التي تتشكل في الجو تؤدي إلى هطولات، ذلك أن هناك البعض منها عقيماً لا يعطي أية هطولات، وبعضها الآخر ذو هطولات قد تكون صلبة في غيوم وسائلة في أخرى، ومختلطة (صلبة وسائلة) أحياناً. ويتعلق المطول من الغيوم ونوعه وشدته، بعوامل عدة، أهمها:

١— درجة حرارة الغيوم:

إن الغيوم ذات درجة الحرارة التي تقل عن (-٤٠°م) والمكونة عموماً من بلورات جليدية فقط، لا ينتج عنها أية هطولات، وذلك لانعدام الآلية التي يمكن بموجبها نمو مكونات تلك الغيوم إلى الدرجة التي تسمح بهطولها، كما يصعب استمطار هذه الغيوم. وتندرج ضمن هذه الغيوم تلك العالية المعروفة بالغيوم السمحاقية بأجناسها الثلاثة (السمحاق، السمحاق الركامي، والسمحاق الطبقي).

٢— مكونات الغيوم:

يمكن تقسيم الغيوم حسب مكوناتها إلى ثلاثة أنواع:

(أ). الغيوم الجليدية؛ وهي المكونة فقط من بلورات جليدية، وتواجد عموماً في المستويات من الجو التي درجة حرارتها دون (-٤٠°م) ، وهي عموماً عقيمة.

(ب). الغيوم المختلطة؛ وهي المكونة من بلورات جليدية وقطيرات مائية فوق مبردة، وحرارتها تتراوح بين الصفر عند قاعدتها و(٤٠.°م) عند قمته، وهذه الغيوم عادة ذات هطولات متنوعة صلبة وسائلة. وتندرج ضمنها عموماً الغيوم متوسطة الارتفاع، والجزء العلوي من الغيوم المزنية الطباقية، كما يتضح ذلك بشكل جلي في العروض الوسطى.

(ج). الغيوم المائية؛ وهي المكونة من قطيرات مائية فقط، ودرجة حرارتها عموماً فوق الصفر المتوي، وتتصف باختلاف أحجام قطيراتها، فبعضها ذات قطيرات دقيقة وهذه يصعب الهطول منها، وبعضها الآخر ذات قطيرات كبيرة الحجم نسبياً، مما يسهل نموها ومن ثم هطولها. ويتعلق الهطول في هذه الغيوم: بأحجام قطيرات الماء الناتجة عن التكاثف، ويمدى وجود جسيمات غريبة في الجو التي تتشكل فيه تلك الغيوم والمعروفة تلك الجسيمات بنويات التكاثف.

٣- سماكة الغيوم:

تدل سماكة الغيوم على محتواها المائي والجليدي: فالغيوم الرقيقة العالية الغالبة لونها للبياض، لاهطول منها. والغيوم الرقيقة المنخفضة ذات المحتوى المائي الدقيق لا يهطل منها سوى الرذاذ، وقد لا يهطل منها شيئاً. بينما تعكس الغيوم السمكية محتواها (السائل والصلب) الكبير، وهطولاتها وفيرة، وهذا ما يتجلى واضحاً في غيوم الركام المزني (cb) الأكثر سماكة بين الغيوم، وغيوم المزن الطبقي (Ns) التي تتراوح سماكتها بين (٢-٤) كم.

٤- لون الغيوم:

يدل لون الغيوم على: (أ) نوعية المحتوى المائي، سائلاً أم صلباً أم مختلطاً. (ب) سماكة الغيوم. فالغيوم الجليدية تميل إلى اللون الأبيض، وهي عقيمة كما ذكرنا، أما الغيوم الداكنة اللون المتميزة بسماكتها الكبيرة وبمحتواها المائي السائل الكبير -خاصة في نصفها السفلي-، فهي ذات هطولات وفيرة سائلة وصلبة، ومنها نذكر غيوم الركام المزني الأكثر قتامة في لونها بين الغيوم، يليها غيوم المزن

الطبقي. بينما الغيوم ذات اللون الرمادي —وما كان منها فاتحاً نسبياً—، فهي ذات سماكة متوسطة، تتمثل عموماً في غيوم الركام المتوسط والطبقي المتوسط، والركام الطبقي، والغيوم الطبقيّة (St).

ولانعكس حمرة الغيوم عند غروب الشمس إلا الانتثار الذي يتعرض له الجزء البرتقالي والأحمر من الضوء الشمسي، ليتلاشى هذا اللون في وسط النهار، وليحل بدلاً منه لون السحاب الأبيض أو الرمادي أو المائل للسواد^(١).

٥— ارتفاع قواعد الغيوم، وخصائص الطبقة الهوائية بينها وبين سطح الأرض من حيث درجة الحرارة والرطوبة:

فكلما كانت قواعد الغيوم أخفض، كما في غيوم الركام والركام المزي والمزن الطبقي، والركام الطبقي، كانت أكثر هطولاً. وكلما كانت درجة حرارة الهواء الذي دون قاعدة الغيوم أكثر انخفاضاً والرطوبة أكثر، كان الهطول الواصل إلى سطح الأرض أوفر وأغزر.

٦— سرعة حركة الغيوم الأفقية:

إذا كانت الغيوم سريعة في حركتها، قليلة في سماكتها، فهذا مؤشر على قلة حملتها من الماء، وعدم إمكانية إدراجها للهطول. أما إذا كانت الغيوم بطيئة في حركتها، فذلك دليل على عظم حملتها المائية، والمنتظر منها هطولاً وفيراً. والجدول التالي (٢٨)، يبين أجناس الغيوم المُطَلُّ، ونوع (شكل) الهطول المدرة له، وصفاته العامة.

(١) علي حسن موسى؛ «المناخ في التراث العربي». دار الفكر، دمشق، ٢٠٠١، ص ١٧٢—١٧٣.

جدول رقم (٢٨):

الغيوم التي يهطل منها	صفاته	شكل الهطول
Ac, Sc, As, Ns القلعية، Cu المتجمعة	قطرات مائية أنصاف أقطارها أكبر من (٠,٥) مم	مطر
Sc وأحياناً St	قطرات مائية صغيرة، تقل أنصاف أقطارها عن (٠,٥) مم، وتكون متقاربة جداً من بعضها	رذاذ
نفس غيوم المطر والرذاذ	مطر - أو رذاذ - يهطل، ولكنه يتجمد عند تماسه مع سطح الأرض أو قريباً منه، عندما تكون درجة الحرارة دون التجمد	مطر متجمد (أو رذاذ متجمد)
Cb, Sc, As, Ns	تجمعات من بلورات الجليد، يبدو معظمها متفرعاً	شرائح ثلجية
نفس غيوم الثلج والبرد	مطر مختلط مع برد، أو مطر مختلط مع شرائح ثلجية، نتيجة لتعرض البرد أو الثلج إلى انصهار جزئي دون قاعدة الغيوم	شفشاف (Sleet)
Cb في الطقس البارد	حبات غير شفافة، بيضاء، من الجليد، كروية أو مخروطية أحياناً، ذات أنصاف أقطار بين (٢-٥) مم	كريات ثلجية
Sc أو St في الطقس البارد	حبات صغيرة جداً من الجليد الأبيض المعتم، مسطحة أو متطاولة، ذات أنصاف أقطار أقل من ميليمتر واحد بوجه عام	حبات ثلجية (تعرف أيضاً بالثلج الخشن أو المكور)
	كريات شفافة أو شبه شفافة، كروية أو غير منتظمة الشكل. ذات أنصاف أقطار أقل من (٥) مم. ويوجد منها نموذجين:	كريات جليدية

Cb, As, Ns Cb	أ- قطرات متجمدة من المطر أو الرذاذ، أو شرائح ثلجية انصهرت ومن ثم عادت فتجمدت. ب- كريات ثلجية مغلفة بطبقة رقيقة من الجليد (تعرف عادة بالبرد الصغير)	
Cb	كرات صغيرة أو قطع من الجليد، ذات أنصاف أقطار تتراوح بين (٥-٥٠مم)، وأحياناً أكثر	البرد
Sc, Ns, St) أحياناً تهطل في الجو الصافي عندما يتشكل ضباب جليدي (كثيف)	بلورات من الجليد غير متفرعة، تأخذ شكل إبر، أو كتل، أو صفائح	مواشير جليدية



الفصل الرابع

التهطال

أولاً — آلية نمو مكونات الغيوم وحدوث التهطال.

— نظرية بيرجيرون.

— نظرية التصادم والالتحام

ثانياً — أشكال الهطول.

ثالثاً — التغيرات في أشكال الهطول خلال الهطول نحو سطح الأرض.

رابعاً — صفات الهطول.

خامساً — نماذج التهطال.

سادساً — نظم التهطال.

سابعاً — التوزيع النطاقي للتهطال.

ثامناً — مدى التغير في كمية الأمطار السنوي.



الفصل الرابع

التهطال (Precipitation)

يشير التهطال إلى كل ما يهطل (يسقط) من الغيوم، بصورة سائلة (مطر، رذاذ) أو صلبة (ثلج، برد)، والغيوم التي نراها في الجو هي مصدر أشكال الهطولات كافة. ويستخدم أحياناً مصطلح التساقط كبديل للتهطال أو الهطول أو الهطل.

أولاً — آلية نمو مكونات الغيمة وحدوث التهطال:

ليس شرطاً أن يقود التكاثف إلى التهطال، بل كثيراً ماتتشكل الغيوم وتتلاشى دون أن تدر نحو سطح الأرض أي من نواتج التكاثف المشكلة إياها، وذلك لصغر حجم مكوناتها. كما أن هناك غيوماً لا تسمح طبيعة مكوناتها بالنمو كي تزداد حجماً ووزناً يمكنها من الهطول، وهي تلك الغيوم العالية المعروفة بالغيوم السحاقية بأنواعها المختلفة، لكونها مركبة فقط من بلورات جليدية. بينما نجد غيوماً أخرى تدر مكوناتها مدراراً نحو سطح الأرض. فهطول نواتج التكاثف المتشكلة للغيمة يتعلق بحجم مكونات الغيمة، ووزنها، ومدى قدرة الهواء على حملها. إذ أنه لحدوث التهطال لابد من أن يزداد حجم مكونات الغيوم، وبالتالي يزداد وزنها إلى الدرجة التي تصبح فيه أكثر ثقلاً من قوة الهواء الذي يحملها مما يؤدي إلى هطولها. ولقد أجريت العديد من الدراسات، بغية معرفة الطريقة التي يتم فيها تزايد حجم القطرات المائية والبلورات الثلجية ووزنها⁽¹⁾.

وهناك نظريتان رئيسيتان، تعطي كل منهما تفسيراً معيناً لنمو مكونات الغيمة حسب نوعية تلك المكونات. الأولى منهما؛ تفسر نمو قطرات الماء السريع على بلورات الجليد في الغيوم الباردة، والثانية؛ تفسر نمو قطرات الماء مختلفة الأحجام في الغيوم الدافئة.

(1) Lockwood, J.G; Op. Cit, pp. 136-137.

١- نظرية بيرجيرون (Bergeron-Findeison Theory):

تلقي هذه النظرية الضوء على الطريقة التي يتم فيها حدوث التهطلال من الغيوم الباردة. وبذا فهي تفسر الآلية التي تنمو فيها قطرات الماء. وتستند هذه النظرية على حقيقة هامة وهي أن الرطوبة النسبية في الهواء تكون أكبر في المناطق المرتبطة بالسطوح الجليدية، مما هي عليه في المناطق المرتبطة بالسطوح المائية. وعند درجة حرارة أقل من الصفر يتناقص ضغط بخار الماء الجوي بسرعة أكبر فوق السطوح الجليدية منه فوق السطوح المائية -شكل (١٥٧)-، وينتج عن هذا أن ضغط بخار الماء المشبع فوق السطوح المائية أكبر مما هو عليه فوق السطوح الجليدية، وبصورة خاصة في المجال الحراري بين $(-5^{\circ}\text{C}$ إلى -20°C)، حيث يزيد فارق الضغط على (0.2) مليار. والجدول التالي (٢٩) بين ضغط البخار المشبع (بليار) فوق السطوح الجليدية والمائية^(١).

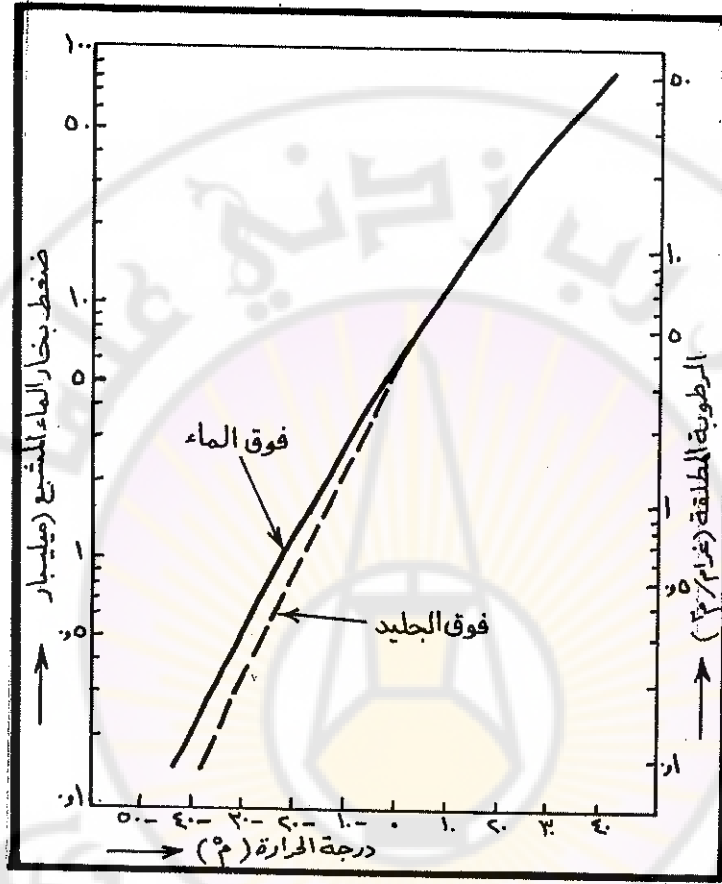
جدول رقم (٢٩):

الضغط (بليار)	درجة الحرارة ($^{\circ}\text{C}$)				
	صفر	-١٠	-٢٠	-٣٠	-٤٠
فوق الجليد	٦,١٠٦	٢,٥٩٧	١,٠٣٢	٠,٣٨٠	٠,١٢٨
فوق الماء	٦,١٠٧	٢,٨٦٢	١,٢٥٤	٠,٥٠٩	٠,١٨٩

إن المطول وفق نظرية بيرجيرون يحدث نتيجة وجود بلورات من الجليد جنباً إلى جنب مع قطيرات الماء فوق المبردة في الأجزاء الباردة من الغيوم التي تقل درجة حرارتها عن (-10°C) . ونظراً لفارق ضغط بخار الماء المشبع فوق السطوح الجليدية والمائية، فإن بخار الماء الناتج عن التبخر من سطح قطيرات الماء ينتقل في حالته

(١) ريتاللاك، ج، ب؛ مرجع سابق، ص ٦٣.

الغازية إلى سطح بلورات الجليد المجاورة له، ليرسب عليها بصورة صلبة دون المرور بالحالة السائلة^(١).



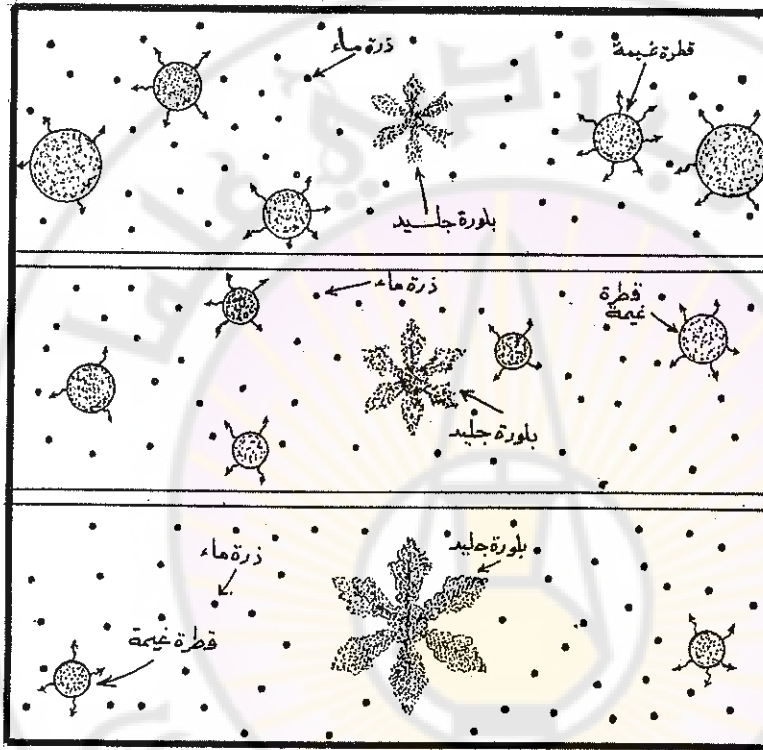
الشكل رقم (١٥٧)

الترابط بين ضغط بخار الماء المشبع ودرجة الحرارة فوق سطوح مختلفة. عن: « Riehl, 1978 »

وهذه الطريقة يزداد حجم بلورات الجليد داخل الغيوم تدريجياً على حساب قطرات الماء، وما أن تبلغ تلك البلورات حجماً معيناً حتى تسقط باتجاه سطح الأرض -شكل (١٥٨)-. وهكذا نجد أن وجود نويات التكاثف ضروري لتشكل

(١) عندما يحدث التجمد، تنطلق الحرارة الكامنة التي تمتصها القطرات المائية المجاورة، فترتفع درجة حرارتها ويتبخر بعضها، لينتقل البخار إلى البلورة الجليدية ويتجمد عليها مباشرة .. وهكذا.

قطرات الماء، كما أن نويات التجمد ضرورية لتشكيل جزيئات الجليد عند درجات حرارة منخفضة جداً (بين -10°C إلى -20°C). ويمكن لقطرات الماء الصغيرة فوق المبردة أن تبقى في الهواء النقي حتى درجة حرارة -40°C قبل أن يحدث لها تجمد ذاتي.



الشكل رقم (١٥٨)

آلية بيرجيرون لنمو مكونات الغيمة وحدوث التهطل

وبوجه عام فإن نويات التجمد أقل عدداً بكثير من نويات التكاثف. حيث يحتوي اللتر الواحد في الأحوال الاعتيادية قرابة ١٠ نويات تجمد عند درجة حرارة -30°C . ونادراً ما يصل عدد نويات التجمد إلى أكثر من ١٠٠٠ نوية في اللتر. وتنبأين درجة نشاط نويات التجمد مع اختلاف درجة الحرارة ونوعية نوية التجمد، فالكاولينيت (معدن غضاري) يصبح نشيطاً عند درجة -9°C ، وفي بعض

الأحيان عند درجة -٤م، ويكون الانتقال البخاري المباشر أكثر كفاءة عند درجات الحرارة القريبة من -١٥م.

وفي حال خلو الغيوم من التيارات الرأسية أو التيارات الدوامية، فإن البلورات الجليدية تبدأ في اكتساب حركتها نحو الأسفل بفعل ازدياد وزنها، وتبدأ في الاصطدام خلال هذه الحركة داخل الغيوم ببلورات الجليد أو بلورات الثلج التي تصغرها حجماً لتتحول إلى شرائح ثلجية. أما إذا اصطدمت خلال هذه الحركة بقطيرات من الماء فوق المبرد، فإن بلورات الجليد هذه تأخذ شكل البرد الهش نتيجة التجمد السريع المباشر لهذه القطيرات ذات الطبيعة غير المستقرة على هذه البلورات. أما في حال وجود تيارات دوامية داخل الغيوم تقوى على حمل هذه العناصر في سلسلة من الحركات غير المنتظمة بين الصعود والهبوط، فإن الشرائح الثلجية أو البرد الهش تأخذ شكل البرد الصغير أو حصوات البرد تبعاً لشدة هذه التيارات الدوامية.

ويتوقف شكل الهطول الذي يصل إلى سطح الأرض على سمك الغيمة، وعلى التوزيع الشاقولي لدرجات الحرارة بداخلها، وعلى التوزيع الحراري بين قاعدة الغيمة وسطح الأرض. فهو إما أن يصل بصورة رذاذ، أو مطر، أو على شكل شرائح ثلجية، أو على صورة حبات من البرد.

وتبدو هذه النظرية غير قادرة على تفسير معظم الحقائق الملاحظة، حيث نجد أن غيوم الكومولوس فوق المحيطات المدارية تعطي مطراً غزيراً، وهي على ارتفاع يزيد على ٢٠٠٠م وقمتها ذات درجة حرارة تبلغ ٥م أو أكثر. وحتى في العروض المتوسطة فإن التهطال الصيفي يأتي من مجموعة غيوم الكومولوس التي لا تصل درجة الحرارة فيها إلى التجمد (غيوم حارة). والآلية التي يتم فيها ذلك تستند إلى مبدأ نظرية الالتحام^(١).

(1) Barry, R.G & Chorley, R.J; Op. Cit, p. 92.

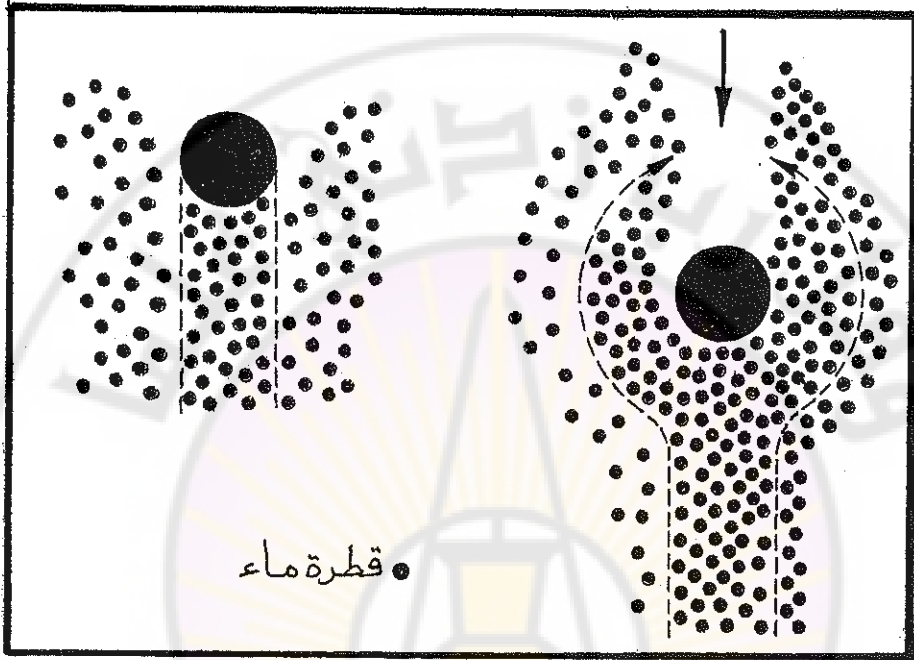
وتقوم الأمطار الصناعية من حيث المبدأ على نظرية بيرجيرون. حيث يتم بذر (حقن) الغيوم ذات القطرات المائية فوق المبردة التي درجة حرارتها بين -5°م إلى -15°م، بنويات فعالة تقوم مقام نويات التجمد، كما هو الحال في أيود الفضة أو الجليد الجاف الذي يسمح بنمو بلورات الجليد وبالتالي يشجع التهطل، وتكون هذه العملية فعالة في حال وجود مجموعة من الغيوم فوق المبردة، حيث أن البذر يكون إيجابياً في حال وجود طبقات متعددة من الغيوم، فإذا سقطت بلورة جليد من غيوم السيروستراتوس العالية إلى غيوم التوستراتوس المركبة من قطرات الماء فوق المبردة، فإن الأخيرة تنمو طبقاً لنظرية بيرجيرون مما يؤدي إلى حدوث الهطول.

٢- نظرية التصادم والالتحام (Collision and Coalescence):

لقد وجد أن نظرية (بيرجيرون) غير قادرة على تفسير سبب نمو مكونات الغيوم الدافئة التي هي عبارة عن قطرات مائية درجة حرارتها فوق الصفر درجة مئوية، وبالتالي الأمطار الوفيرة التي تهطل من تلك الغيوم، وقد أكد بعض العلماء، أن سبب نمو مكونات هذه الغيوم التي تتركب عناصرها من قطرات مائية، يرجع إلى ازدياد حجم تلك العناصر، نتيجة التهام بعضها ببعض، بفعل اصطدام القطيرات متفاوتة الأحجام خلال حركتها داخل الغيوم -شكل (١٥٩)-.

إن الشرط الأساسي لحدوث التصادم ثم الالتحام في هذا النوع من الغيوم، هو توافر قطيرات من الماء متفاوتة الأحجام داخل الغيمة نفسها، حتى تنهيها الفرصة ليصطدم الكبير منها بالأصغر حجماً، وتلعب التيارات الصاعدة والهابطة في الغيمة دوراً فعالاً في تحقيق التصادم والالتحام. وعندما تكون القطيرات صغيرة جداً، فإنها لا تكون قادرة على الاصطدام ببعضها بعضاً (نصف قطر القطيرة أقل من ١٩ ميكرون) أما إذا تعدى نصف قطر بعض القطيرات ١٩ ميكرون، فعندئذ يمكن أن يحدث التصادم والالتحام. ويزداد التصادم والالتحام، ويصبح أكثر فعالية كلما

ازداد عدد القطيرات كبيرة الحجم. ويمكن تحديد فعالية التصادم للقطيرات التي نصف قطرها (نق_٢) مع القطيرات التي نصف قطرها (نق_١) من العلاقة التالية^(١):



الشكل رقم (١٥٩)

آلية التصادم والالتحام لنمو مكونات الغيمة

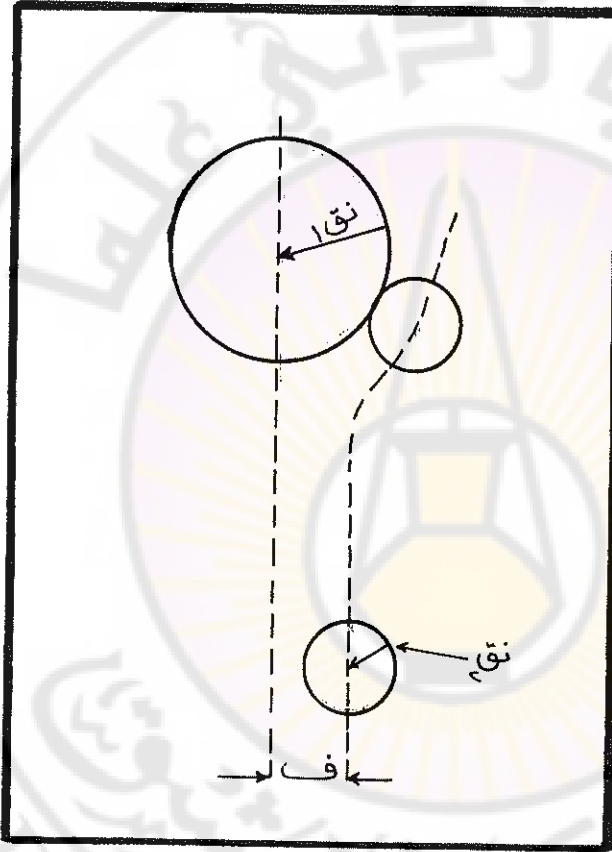
$$\left[\frac{f^2}{(nq_1 + nq_2)^2} = \text{فاعلية التصادم} \right]$$

حيث: f = عامل التصادم الأعظمي.

والشكل (١٦٠) يوضح ذلك.

(1) Wallace, J.M & Hobbs, P.V, Op. Cit, p.174.

ويعد التصادم والالتحام ضروريين لنمو قطرات الماء في الغيوم الدافئة. كما أنه من الممكن أن تنمو البلورات الجليدية في الغيوم الباردة باصطدامها بالقطرات المائية فوق المبردة. وتتضح عملية التصادم والالتحام في النمو السريع لغيوم الركام المزني بخاصة في مراحلها الأولية.



الشكل رقم (١٦٠)

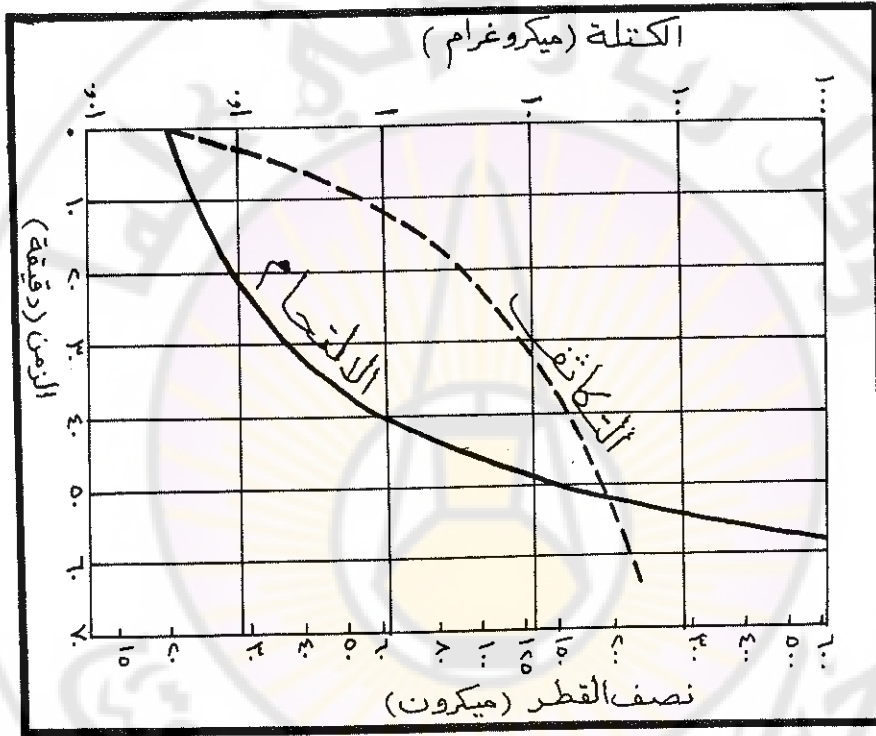
عامل التصادم الأعظمي (ف) لقطرة نصف قطرها (نقطة ٢) مع لقطرة جامعة نصف قطرها (نقطة ١).

عن: «Wallace & Hobbs, 1978»

ويبدو أن عمليتي التكاثف والالتحام بالتصادم متكاملتان مع بعض في هذه الآلية من نمو مكونات الغيوم. فالتكاثف عليه أن يوصل مكونات الغيوم إلى حجم

يزيد نصف قطرها على ١٩ ميكرونًا على الأقل، والالتحام بالتصادم يزيد من نموها بعد ذلك - شكل (١٦١) -.

ولقد أمكن للنظريتين السابقتين أن تسيرا جنباً إلى جنب في تفسير جزء كبير من الحقيقة عن آلية الهطول وأسبابه.



الشكل رقم (١٦١)

نمو القطرات بالتكاثف والالتحام. عن: « East & Marshall, 1954 »

ثانياً - أشكال التهطل (Forms of Precipitation):

يتخذ التهطل أشكالاً شتى؛ بعضها سائل، والآخر صلب. ومن التهطل السائل ما تكون قطراته صغيرة الحجم، ومنه ما تكون كبيرة. وأحياناً ما يتخذ

التهطال الصلب شكل شرائح أو كرات وبلورات جليدية. أو نجده يصل إلى سطح الأرض على صورة خليط من التهطال السائل والصلب.

ولقد وضعت تحديدات لكل شكل من أشكال التهطال، هي كالآتي^(١):

١- الرذاذ (Drizzle):

تهطال بصورة قطيرات دقيقة من الماء لايتجاوز قطرها (٥٠٠) ميكرون. يهطل من الغيوم الطبقيّة (ستراتوس). والكمية التي يعطيها الرذاذ قليلة جداً، يقارب من ميليمتر واحد في الساعة.

٢- المطر (Rain):

لايختلف عن الرذاذ سوى في حجم قطيراته. فهو تهطال سائل تزيد قطر قطيرات مائه على ٥٠٠ ميكرونًا. وقد يكون المطر الهاطل خفيفاً أو متوسطاً، أو شديداً، حسب الكمية الهاطلة في وحدة الزمن، التي تتعلق بكمية قطيراته الهاطلة وسرعتها. فيكون الهطول المطري خفيفاً إذا قل معدل ما يهطل في الساعة الواحدة عن (٠,٥) مم. أما إذا تراوح مجموع الهطول المطري في الساعة الواحدة بين (٠,٥ - ٤) مم فيكون الهطول المطري متوسطاً. في حين يكون الهطول شديداً إذا ما تجاوزت كمية الأمطار (٤) مم في الساعة.

وتهطل الأمطار بوجه عام بشكل متواصل أو متقطع من الغيوم المزنية الطبقيّة (نيمبوستراتوس) والطبقيّة المتوسطة (الالتوستراتوس). كما يمكنها أن تهطل في حالات خاصة بشكل زخات عنيفة لاتدوم سوى فترة قصيرة.

٣- الثلج (Snow):

تهطال صلب، يتخذ بوجه عام شكل بلورات من الجليد ذات مظهر نجمي في معظمها، لا يزيد قطرها على (٢,٥) سم. ويبدو الثلج في معظم الأحيان على

(1) American Meteorological Society; « Glossary of Meteorology ». 1959.

صورة شرائح ثلجية (ندف) تتشكل من تكتل البلورات الجليدية، أو حبيبات صغيرة قطرها دون المليمتر، أو كريات ثلجية صغيرة قطرها دون (٥) مم.

ويتم التهطال الثلجي من غيوم الطبقي المتوسط، والركام المزني عندما تنخفض درجة الحرارة في تلك الغيوم إلى ما دون درجة التجمد، حيث يحدث عندها ترسب لبخار الماء فوق نويات التجمد على شكل بلورات جليدية تسقط نحو سطح الأرض في حال عجز الهواء عن حملها.

ولبلوغ الثلج الهاطل من الغيوم سطح الأرض يشترط أن تكون درجة حرارة ما دون مستوى قاعدة الغيمة و سطح الأرض لا تزيد على ٤م. ولذا نجد أن سقوط الثلج يندر في المناطق المدارية الدافئة — باستثناء الجبال شديدة الارتفاع — وفي سواحل العروض المعتدلة. ويكثر هطوله في المناطق المرتفعة، وفي العروض العليا. حتى لتوجد بقاع يستمر الثلج مغطياً إياها طوال العام، بخاصة أعالي الجبال المرتفعة، والمناطق القطبية.

٤- البرد (Hail):

البرد؛ هطال صلب على شكل كرات من الجليد، يتراوح قطر الواحدة منها بين (٥) مم إلى أكثر من (١٠) سم. كما ويزيد وزن الواحدة في بعض الأحيان على نصف كيلو غرام. ويكاد أن يكون هطول البرد حكراً على غيوم الركام المزني (الكومولونيمبوس)، وهذا مؤشر على أن تشكل حبات البرد وهطولها يتطلب غيوماً شديدة الاضطراب وذات سماكة كبيرة، ووفرة ببخار الماء، وهذا لا يتواجد سوى في غيوم الركام المزني، والشرط الأهم من ذلك كله، هو أن تكون مكونة من قطرات مائية فوق مبردة وبلورات جليدية، لأنه ليس أية غيمة ركامية مزنية تلائم تشكل البرد وهطوله منها، ذلك أن غيوم الركام المزني في المنطقة الاستوائية، رغم شدة اضطرابها ووفرة مكوناتها المائية، فهي غير مؤهلة لتشكيل البرد في داخلها لما تتميز به من دفء.

ونظرة إلى مقطع في حبة البرد نجد أنها تتكون من عدة طبقات متعاقبة من جليد شفاف، وغير شفاف — أو نصف شفاف —. وتعزى هذه البنية الطباقية لحبات البرد إلى الفروق في معدل تراكم قطرات الماء فوق المبردة وتجمدها على بلورات الجليد. فعندما تسقط حبة البرد خلال السحابة يحدث تراكم للماء السائل حولها بسرعة أكبر من سرعة تجمده ليشكل غشاء مائياً حولها يتجمد بعدئذ على صورة جليد شفاف. أما في حال حدوث التجمد فوراً لقطرات الماء فوق المبردة، فإنها تأخذ شكل الجليد غير الشفاف أو نصف الشفاف^(١).

وتعزى الآراء القديمة تشكل حبات البرد وبنيتها الطباقية إلى عمليات الهبوط والصعود المتكررة التي تعترى حبات البرد الأولية ضمن غيوم الركام المزني التي تكثُر فيها التيارات الصاعدة والهابطة، مما يجعل بلورات الجليد التي ترسبت عليها قطرات مائية فوق مبردة في المستوى العلوي من الغيمة تهب بفعل ثقلها نحو الأسفل، وقد تصطدم وهي في طريقها بتيارات صاعدة قوية — بعد أن تكون قد جمعت حولها قطرات مائية فوق مبردة بشكل جليد شفاف — ترفعها نحو الأعلى إلى مستوى الغيمة شديدة البرودة — حيث درجة الحرارة تتدنّى دون (-١٢م) —، وحيث يحدث تجمد مباشر حولها لقطرات مائية بصورة جليد نصف شفاف أو غير شفاف، لتسقط بعدئذ مرة أخرى إلى أسفل لتتجمع حولها طبقة من الجليد الشفاف، ولترتفع إلى أعلى ... وهكذا تنمو حبات البرد خلال آلية صعودها وهبوطها المتكررين إلى أن يزداد وزنها إلى الدرجة التي لا تقوى فيه التيارات الصاعدة على رفعها للأعلى مما يمكنها من الهبوط بسرعة إلى سطح الأرض. غير أن الآراء الحديثة لاتقر بنمو حبات البرد من خلال آلية الصعود والهبوط. حيث يتشكل البرد — وفقاً لتلك الآراء — ضمن مناطق محددة من الغيوم الركامية المزنية متصفة بنشاط شديد في تياراتها الصاعدة^(٢)، مما يجعلها تقوى على حمل قطرات الماء المبردة وغير المبردة إلى ارتفاعات شاهقة من الغيوم ذات حرارة منخفضة جداً قد

(1) Neiburger, M. and Others; Op.Cit, p.151.

(2) Riehl, H; Op. Cit, p. 125-126.

تصل إلى (٣٠.٠م) وحتى (٥٠.٠م)، مما يسمح لتلك القطرات السائلة بالتجمد على بلورات الجليد بسرعات متفاوتة متحولة بذلك إلى حبات من البرد التي تنمو بجمع المزيد من الماء المتجمد حولها وبلورات الثلج من جراء تصادمها مع بعض والتحامها، إلى الدرجة التي لا يقوى فيها الهواء على حملها مضطرة إلى السقوط.

ويغلب سقوط البرد في الفترات من السنة التي تنشط فيها الحركات الصاعدة وتشكل فيها غيوم الركام المزي، بخاصة في فصلي الربيع، والصيف — في العروض المعتدلة والباردة ذات التهطال الصيفي —. وفي سورية فإن أغلب البرد يحدث في فصل الربيع بمعدل لا يزيد على يومين في السنة إلا في المنطقة الساحلية (٤—٥ أيام سنوياً)^(١). وأكثر فترات النهار الملائمة لسقوط البرد هي فترات ما بعد الظهيرة. ويرتب على سقوط البرد في الحالات التي يسقط فيها بغزارة وبأحجام كبيرة حدوث أضرار كبيرة، سواء في الزراعات المختلفة، أم غيرها من المنشآت الاقتصادية، والكائنات الحية.

ثالثاً — التغيرات في أشكال التهطال:

كثيراً ما يتم الهطول من الغيوم متجهاً نحو سطح الأرض، وهو إما أن يبلغها بعد أن يطرأ عليه تحول في شكله وبنيته وشدته، أو لا يبلغها بتبخره أو انصهاره أو انصهاره وتبخره كاملاً فيما بين قاعدة الغيوم وسطح الأرض.

ويتعلق شكل الهطول الواصل إلى سطح الأرض وكميته وشدته، بعوامل عدة، هي:

١— درجة جفاف الهواء بين سطح الأرض وقاعدة الغيوم.

٢— درجة حرارة الهواء بين سطح الأرض وقاعدة الغيوم.

٣— مدى ارتفاع قاعدة الغيوم عن سطح الأرض.

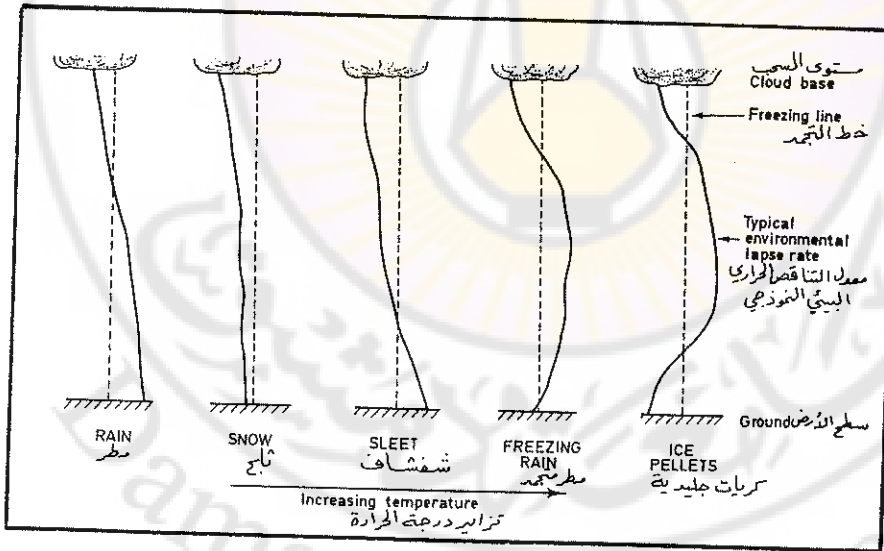
٤— شكل الهطول (صلب أم سائل) وحجم مكوناته.

٥— سرعة سقوط عناصر الهطول المختلفة.

(١) علي موسى "مناخ سورية"، مطبعة الحجاز، دمشق، ١٩٧٨، ص ١٦٤.

فكلما كان الهواء تحت قاعدة الغيوم أكثر جفافاً وأعلى حرارة وأكبر سماكة، تعرض الهطول إلى التغير في شكله وشدته، حيث ينصهر بعض الهطول الثلجي من قاعدة الغيوم، لينحدر ويبلغ الأرض خليطاً من الثلج والمطر، علماً أنه عند قاعدة السحب، أو المرتفعات الجبلية يكون هطولاً ثلجياً فقط وغزيراً -شكل (١٦٢)-.

كما أن البرد يصيبه انصهار جزئي إذا ما كانت حباته كبيرة، أو انصهار كلي إذا ما كانت حباته صغيرة وهشة، لتتحول الحبات الصغيرة إلى قطرات مطرية قد تكون مختلطة بالبرد. بينما نجد أن الأمطار تصغر قطراتها ويتبخّر كثيراً منها لتصل خفيفة إلى سطح الأرض، وقد يصيب التبخر كامل الهطول المطري وهو في طريقه إلى الأرض. والتغير يكون قليلاً عموماً إذا كان الهواء بين قاعدة الغيوم وسطح الأرض رطباً وبارداً نسبياً. ويلعب ارتفاع قاعدة الغيوم الدور المهم فيما سبق؛ فكلما كانت أقرب إلى سطح الأرض - كحال قواعد غيوم الركام المزن والمزن الطبقي - كان التغير الذي يصيب الهطول محدوداً.



الشكل رقم (١٦٢)

اشكال الهطول التي تصل سطح الأرض اعتماداً على درجة الحرارة ما بين سطح الأرض وقاعدة الغيوم

وكلما كان حجم مكونات المطول صغيراً، سواء كان صلباً أم سائلاً، كانت سرعة سقوطها قليلة، وتعرضت أكثر للتغير خاصة إذا ما كان الهواء بين قاعدة الغيوم والأرض جافاً وحاراً، والعكس صحيح في حال كون مكونات التهطل كبيرة الحجم، وسرعتها كبيرة، فالتغير فيها سيكون قليلاً سواء في شكلها أو حجمها وشدتها.

رابعاً — صفات التهطل:

يتصف كل شكل من أشكال التهطل بصفة معينة، تتحدد من خلال الطريقة التي تتكون فيها قطرات الماء وبلورات الجليد، ومن الظروف الجوية السائدة داخل الغيمة وخارجها. وبما أن الأمطار أهم تلك الأشكال، لذا فسنركز عليها فيما يلي من موضوعات خاصة بالتهطل. فالأمطار إما أن تهطل بشكل متقطع أو متواصل، بشكل خفيف أو شديد. وقد تستمر في هطولها ساعات طويلة، بل أياماً، وقد لاتستمر سوى بضع دقائق. قد تنهمر محدثة السيول خلال بضع دقائق، وقد لايهطل خلال بضعة أيام من المطر المتواصل ما يهطل في بضع دقائق من عاصفة مطرية شديدة. كما أن التباين المكاني في شدة الأمطار إحدى صفات التهطل المطري. وفيما يلي عرض لأهم صفتين للأمطار، هما؛ غزارة الأمطار، والامتداد المساحي للمطول المطري.

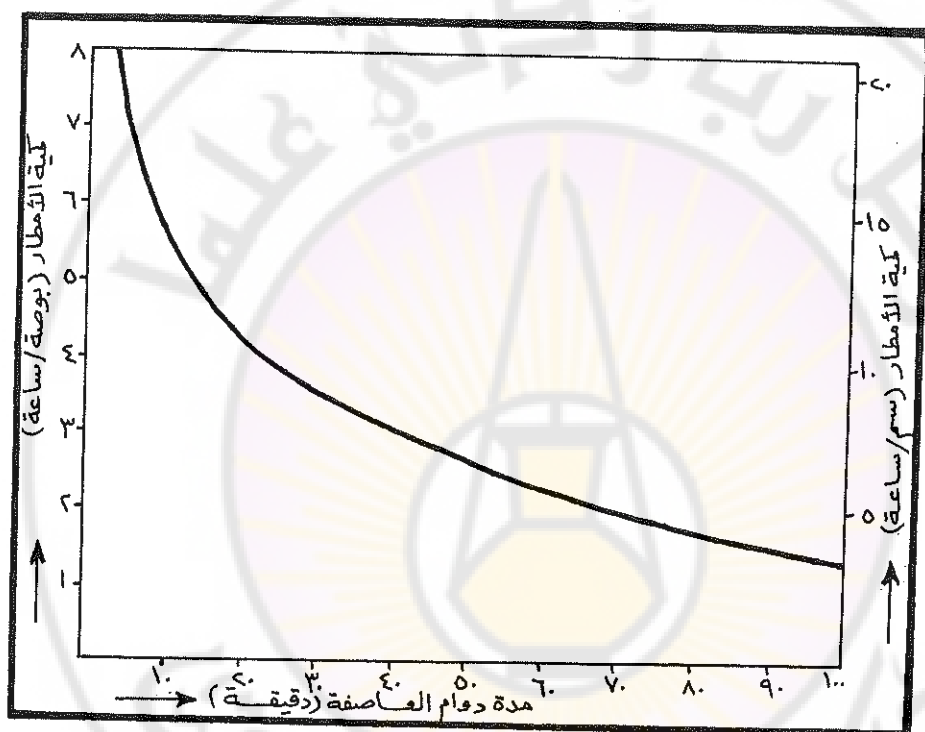
أ— غزارة الأمطار:

المقصود بغزارة الأمطار؛ كمية الأمطار الهاطلة خلال فترة زمنية معينة
كمية الأمطار الهاطلة

$$\left[\frac{\text{مم/ساعة، مم/يوم، أي: [الغزارة]} }{\text{الفترة الزمنية}} \right]$$

وتعد كمية الأمطار الهاطلة خلال فترة زمنية قصيرة (٢٤ ساعة أو أقل) ذات أهمية جوية بالنسبة للهيدرولوجيين والمهندسين الذين يهتمون بالفيضانات، وما يتعلق بالعواصف المطرية التي تؤدي إلى أمطار غزيرة في فترة تقل عن ٢٤ ساعة، من آثار كبيرة على التربة — تتمثل في إزالة جزء منها —، وما ينعكس على ذلك من تدهور للغطاء النباتي، بجانب التأثير الكبير على الإنتاج الزراعي.

وتتباين غزارة الأمطار تبايناً كبيراً من فترة إلى أخرى، ومن مكان إلى مكان. وعموماً فإن الغزارة تكون أكبر لو هطلت الأمطار في فترة قصيرة — كما هو الحال في الهطول المصاحب للعواصف الرعدية — منه لو هطلت في فترة زمنية طويلة — كما يحدث في التهطال الناجم عن الغيوم الطباقية —، وهذا ما يوضحه الشكل التالي (١٦٣).

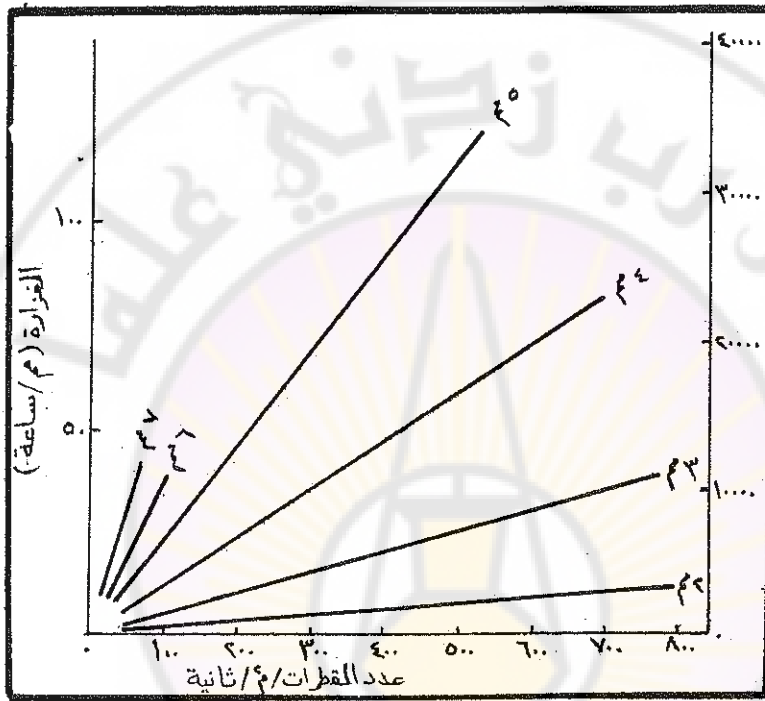


الشكل رقم (١٦٣)

العلاقة بين غزارة الأمطار ومدة العاصفة المطرية في واشنطن. عن: « Barry & Chorley, 1972, Yarnell, 1935 »

وتتوافق الأمطار الغزيرة بصورة عامة مع زيادة في حجم قطرات الماء الهائلة أكثر من توافقها مع زيادة في عدد القطرات — شكل (١٦٤) —، فإذا كانت غزارة الأمطار: ١، ٠، ١، ٣، ١٠، ٢ سم/ساعة (٠، ٠، ٠، ٥، ٤، ٠ بوصة/ساعة)، فإن

هذه الأرقام من الغزارات تتوافق مع الأقطار التالية لقطرات المطر الهائلة: ١، ٢، ٣، ٤، ٥ سم على التوالي.



الشكل رقم (١٦٤)

علاقة غزارة الأمطار بعدد القطرات الهائلة في وحدة المساحة

وتتناسب سرعة تساقط قطرات الماء طرداً مع حجمها وثقلاتها، وعكساً مع قوة الدفع للأعلى من قبل التيارات الصاعدة. كما ترتبط بمدى مقاومة الهواء لحركة قطرات الماء — فكلما ازدادت سرعة قطرات الماء ازدادت مقاومة الهواء لها — وتناسب السرعة النهائية لقطرات الماء طردياً مع حجمها، كما يوضحه الجدول التالي (٣٠).

الجدول رقم (٣٠): يبين اختلاف السرعات النهائية لقطرات الماء في الهواء مع اختلاف حجمها^(١).

نصف قطر القطرة (ميكرون)	السرعة النهائية (م/ثا)	نصف قطر القطرة (ميكرون)	السرعة النهائية (م/ثا)
١	٠,٠٠٠١٣	٢٥٠	٢,٠٦
٥	٠,٠٠٣٢	٥٠٠	٤,٠٣
١٠	٠,٠١٣	١٠٠٠	٦,٤٩
٢٠	٠,٠٥	١٥٠٠	٨,٠٦
٥٠	٠,٢٧	٢٠٠٠	٨,٨٣
١٠٠	٠,٧٢	٢٥٠٠	٩,٠٩

إن الكميات من الأمطار التي تزيد على ١,٣ سم يومياً ذات أهمية بالنسبة لنحت سطح الأرض، كما هو الحال في أمريكا الشمالية، بخاصة وأن أكثر من (٩٠٪) من الأمطار السنوية الهاطلة في منطقة ساحل الخليج تزيد غزارتها اليومية على الرقم السابق، هذا بالمقارنة مع (٢٠٪) فقط في الحوض العظيم. وفي سورية فأن عدد الأيام التي يهطل فيها يومياً أكثر من ١,٠ سم قليلة، فهي تتراوح بين (٣٠-٤٠) يوماً في المنطقة الساحلية ومنطقة الجبال الساحلية، لتتدنى إلى أقل من ١٠ أيام في الأجزاء الشرقية من سورية^(٢).

٢- الامتداد المساحي للعاصفة المطرية:

تختلف كمية الأمطار الهاطلة، ويختلف مدى انتشارها من منطقة إلى أخرى، ومن مكان إلى مكان. ويرتبط هذا بطبيعة الأمطار الهاطلة، وبعدة حدوث التهطل وغزارته. فالكمية العظمى من الأمطار الهاطلة خلال ٢٤ ساعة فوق مناطق مختلفة

(1) Neiburger, M. and Others; Op. Cit, p.144.

(٢) علي موسى: المرجع السابق، ص ١٤١-١٤٢.

الاتساع في الولايات المتحدة (عام ١٩٦٠) كانت كما هي واردة في الجدول التالي (٣١).

جدول رقم (٣١)

مساحة المنطقة (ميل مربع)	كمية المطر (سم)	كمية المطر (بوصة)
١٠ (٢٥,٦ كم ^٢)	٩٨,٣	٣٨,٧
٢ ١٠	٨٩,٤	٣٥,٢
٣ ١٠	٧٦,٧	٣٠,٢
٤ ١٠	٣٠,٧	١٢,١
٥ ١٠	١٠,٩	٤,٣

وهكذا يتضح لنا، أنه في حال كون سعة المنطقة (٢٥,٤ كم^٢)، فإن كمية الأمطار الهاطلة فيها بحدود (٩٨,٣ سم)، في حين نجد أنه لو تضاعفت سعة المنطقة خمس مرات لانخفضت كمية المطر إلى العشر تقريباً (١٠,٩ سم). ذلك أن الأمطار تباعدت عن العمومية في هطالها. وإذا كان مدى انتشارها كبيراً، فإن ما يهطل في فترة زمنية معينة ليس واحداً حتى في منطقتين متجاورتين، وذلك لكثرة العوامل التي تؤثر على الأمطار، ولاختلاف طبيعة الأمطار. فكثيراً ما تتعرض بقاع محددة من سورية الشمالية الشرقية والداخلية في فصل الربيع لعواصف مطرية من طبيعة حملانية مؤدية إلى هطول أمطار غزيرة في أجزاء دون سواها.

خامساً — نماذج التهطال:

تهطل الأمطار في حال ارتفاع الهواء المحمل بكمية مناسبة من بخار الماء صاعداً إلى أعلى متجاوزاً مستوى تكاثف بخار مائه — عندما تنخفض درجة حرارته إلى ما دون نقطة الندى —. وكنا قد أوضحنا سابقاً، أن ارتفاع الهواء إلى أعلى يحدث بعد طرق؛ فإما أن يتم بفعل التسخين الشديد لسطح الأرض، أو نتيجة لاعتراض كتلة جبلية طريق الهواء المتحرك أفقياً، أو بفعل تقابل كتلتين هوائيتين مختلفتين، مما يؤدي إلى صعود الأكثر حرارة فوق الأبرد.

واستناداً إلى الطريقة التي يتم فيها صعود الهواء يميز بين ثلاثة نماذج رئيسية للتهطال؛ تهطال حملاني، تهطال جبهي، وتهطال تضاريسي. وإذا كان لكل نموذج صفاته العامة، فإن الظاهرة المميزة هي عدم ظهور فعل كل أنموذج مستقل عن الآخر في كثير من الأوقات والأماكن، حيث كثيراً ما تتداخل النماذج مع بعضها، بخاصة الأنموذج الجبهي والأنموذج التضاريسي.

١- الأنموذج الحملاني (Convective Type):

يحدث التهطال في هذا الأنموذج نتيجة لتسخين سطح الأرض الشديد وارتفاع الهواء بشكل تيارات صاعدة. ففي حال كون الهواء الصاعد محملاً ببخار الماء، فإن هذا البخار يتكثف في أعلى الجو وتكون نتيجة لذلك غيوم الركام والركام المزني التي ينهمر منها المطر بغزارة. ويكون هذا المطر مصحوباً في بعض الأحيان بعواصف رعدية وذلك في المناطق المعتدلة بصورة خاصة. وتتوقف غزارة الأمطار الهائلة بهذه الطريقة على ثلاثة عوامل:

أ — نشاط التيارات الصاعدة.

ب — كمية بخار الماء المحمولة.

ج — درجة حرارة الطبقات التي تتجمع فيها الغيوم.

وكلما اشتد الفرق بين حرارة سطح الأرض وحرارة الطبقات التي تتجمع فيها الغيوم اشتدت غزارة الأمطار. وقد يكون هطول الأمطار خفيفاً أو عنيفاً حسب درجة عدم الاستقرار والارتفاع ودرجة حرارة الغيوم. وأحياناً يكون للغيمة الركامية المزنية قاعدة أقل من كيلومتر وامتداد رأسي يصل إلى عشرة كيلومترات أو أكثر. وعندما تكون حالات عدم الاستقرار شديدة، فمعنى ذلك أن هناك كمية هائلة من الطاقة متوافرة من انطلاق الحرارة الكامنة. وقد تتجاوز السرعة الرأسية في التيارات الصاعدة ١٠م/ثا، وعندئذ تتوقف القطرات المائية عن الهبوط إلى أسفل. وأخيراً يمكن لهذه القطرات أن تنطلق إذا ما انقطعت التيارات الرأسية وحينذاك يمكن أن تحدث عاصفة مطرية عنيفة.

وبوجه عام فإن غيوم الركام المزمي تكون ذات ارتفاع أعلى في المناطق المدارية منه في المناطق المعتدلة، إذ نجد أنها في بعض الأحيان تبلغ ١٦ كم في المناطق المدارية، وفي هذه المناطق فإن درجة الحرارة عند مستوى التكاثف تكون أعلى، وبالتالي فإن قدرة الهواء على استيعاب بخار الماء تكون أكبر، كما أن الحرارة الكامنة المنطلقة في أثناء التكاثف تكون أكبر ومن ثم فإن غيوم الركام المزمي تكون ذات شدة عنيفة.

وتحدث الأمطار الحملانية بصورة رئيسية في المناطق المدارية وبخاصة القرية من خط الاستواء، وذلك نتيجة للتسخين الشديد الذي يؤدي إلى تخلخل الهواء، وحيث تتجمع الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية، مما يساعد على قوة التيارات الصاعدة ونشاطها، وبالتالي غزارة الأمطار، التي يسهم فيها أيضاً غنى المنطقة بالمسطحات المائية الكبيرة التي تمد الهواء الصاعد باستمرار ببخار الماء. وضمن تلك المنطقة نجد أن الأمطار تكون أغزر في مناطق السهول المنخفضة مما هي عليه في مناطق الهضاب، نتيجة لكون حرارة السهول أعلى والتيارات الصاعدة أنشط والغطاء النباتي والمسطحات المائية أوفر (مقارنة أمطار حوض الكونغو مع أمطار الهضبة الإفريقية الشرقية). وتسود الأمطار الحملانية أيضاً في سهول العروض المعتدلة، وبخاصة في الأشهر الحارة.

وتشاهد مثل هذه الأمطار في بعض أوقات أيام فصل الربيع (بعد الظهيرة) في سورية الشمالية الشرقية والداخلية بوجه خاص.

٢- النموذج الجبهى (Frontal Type):

يحدث هذا النموذج من التهطل في المناطق التي يتم فيها تلاق وتقابل وتصادم في الجريان الأفقي للكتل الهوائية، مما يتولد عنه نشوء حركة صاعدة بطيئة تارة، وعنيفة تارة أخرى. ويكثر حدوث التقابل والتصادم بين الكتل الهوائية في العروض المعتدلة بوجه خاص، حيث تتميز الكتل الهوائية المتقابلة باختلاف صفاتها؛ من حيث سرعتها ودرجة حرارتها ورطوبتها وكثافتها، وهذا ما يجعل مناطق

تلاقبها وتقابلها أبعد من أن توصف بالتلاقي والتقابل، والأفضل تسميتها بمناطق التصادم الهوائية — أو الجبهية —. وتعد مناطق التصادم هذه، المكان المناسب لنشوء المنخفضات الجوية الجبهية وتطورها، حيث تنشط حركة صعود الهواء الدافئ فوق الهواء البارد الأكثر كثافة، وبالتالي تشكل الغيوم المختلفة. وتظل الأمطار بدرجات متفاوتة من حيث الغزارة تبعاً لدرجة تطور المنخفض الجوي، واختلاف قطاعاته، حيث يتصف كل قطاع بخصائص معينة، وبالتالي فإن غزارة الأمطار تختلف، فهي تبدأ خفيفة في مقدمة المنخفض، لتزداد شدة عند مرور الجبهة الحارة أو القطاع الحار. وعندما تمر الجبهة الباردة تنهمر الأمطار بغزارة شديدة، وقد يهطل الثلج ويسقط البرد، ويحدث البرق والرعد. يعقب مرور الجبهة الباردة تناقص في غزارة الأمطار التي تأخذ شكل زخات، تقل كلما ازداد ابتعاد المنخفض الجوي الجبهي حتى تتوقف الأمطار كلياً ويصحو الجو. وكلما ازداد انحدار الجبهة الباردة اشتد عنف الحركة الصاعدة، وازداد اضطراب الجو وغزارة الأمطار.

وإذا كان التهطل الجبهي هو الغالب بين خطي عرض (٣٠—٦٠) شمال خط الاستواء وجنوبه، فإن المنخفضات الجبهية تكون أكثر عدداً وفعالية في الجزء البارد من السنة، وتكون بالتالي الأمطار أوفر. ومعظم الأمطار الشتوية في الأراضي المنخفضة من العروض المعتدلة هي بالدرجة الأولى ذات طبيعة جبهية.

وبالإضافة إلى ما تقدم، فإن المطر الإعصاري (السيكلوني) — غير الجبهي — يسود في المناطق المدارية التي كثيراً ما تتعرض سواحلها للأعاصير المدارية التي ينجم عنها هطول أمطار غزيرة جداً مسببة سيولاً وفيضانات مدمرة في كثير من الأحيان نتيجة عنف الحركة التصاعدية للهواء (أعاصير الهوريكان، التيفون ... الخ في نطاق الشرقيات، وأيضاً أعاصير التورنادو في نطاق الغربية كما في نطاق الشرقيات).

ج — الأنموذج التضاريسي (Orographic Type):

عندما تصطدم كتلة هوائية بعائق أرضي، فلما أن تلتف حوله وإما أن تصعد فوقه، وهذا مرتبط بدرجة ضخامة هذا العائق وأيضاً الكتلة الهوائية. وفي حال كون

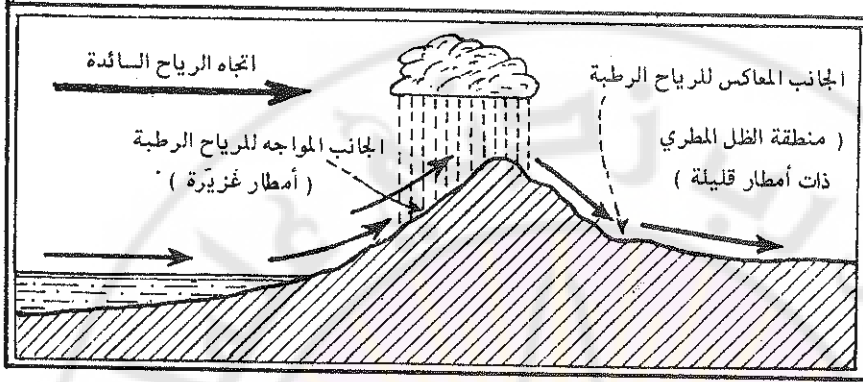
العوائق الأرضية حواجز جبلية أو حافات هضبية أو حتى تلال مرتفعة فإن الهواء الذي يهب بشكل عرضاني (متعارض معها) يضطر للصعود فوقها، وبالتالي يتكثف ما به من بخار ماء ليهطل على شكل أمطار أو ثلوج. على كل، فإنه ليس كل الرياح الهابة فوق هضبة أو جبل تنتج غيوماً إذ قد تكون قدرة الهواء على استيعاب بخار الماء غير كافية لتكون الغيوم.

كما يتوقف نوع الغيوم المتشكلة نتيجة صعود الهواء فوق المرتفعات، وغزارة الأمطار الهاطلة، على عدة عوامل منها: درجة استقرار الهواء الذي يتكون فيه الغيم، فإذا كان الهواء المستقر رطباً تتشكل الغيوم الطباقية، بينما تكون الغيوم الركامية صفة من صفات عدم استقرار الهواء، وإذا كان عدم الاستقرار يعترى كتلة جوية سميكة جداً، فإن غيوم الركام المزني تتشكل عندئذ، وأيضاً سرعة الرياح وزاوية اصطدامها بالحاجز الجبلي.

واستناداً إلى ما ذكر تعد مناطق الحافات الجبلية القريبة من سواحل البحار والممتدة بشكل متعارض مع حركة الرياح من أغزر المناطق مطراً في العالم، وهذا هو الحال في حافات جبال الكاسكيد في ولايتي واشنطن وأريغون في الولايات المتحدة، والجانب الغربي من الجبال الساحلية في سورية، وأيضاً الأجزاء الساحلية الشرقية من البرازيل التي تقع في مواجهة الرياح التجارية الرطبة، وتتميز كذلك سواحل الهند الغربية - حيث جبال الغات الغربية - التي تخضع لتأثير التيارات الموسمية الصيفية الجنوبية الغربية بأنها من مناطق العالم غزيرة الأمطار.

أما الجوانب المعاكسة لاتجاه الرياح من الجبال (Lee Ward Side) فإن كمية التهطل فيها تكون أقل بكثير من كمية التهطل على السفوح المواجهة، نتيجة لكون الرياح من النوع الهابط الذي يتعرض للتسخين الذاتي، وبالتالي للتجفيف وتعرف هذه المنطقة قليلة الأمطار بمنطقة الظل المطري Rain Shadow - شكل (١٦٥) -. غير أن الحواجز الجبلية تخلق حركة موجية في مسارات الرياح العابرة لها

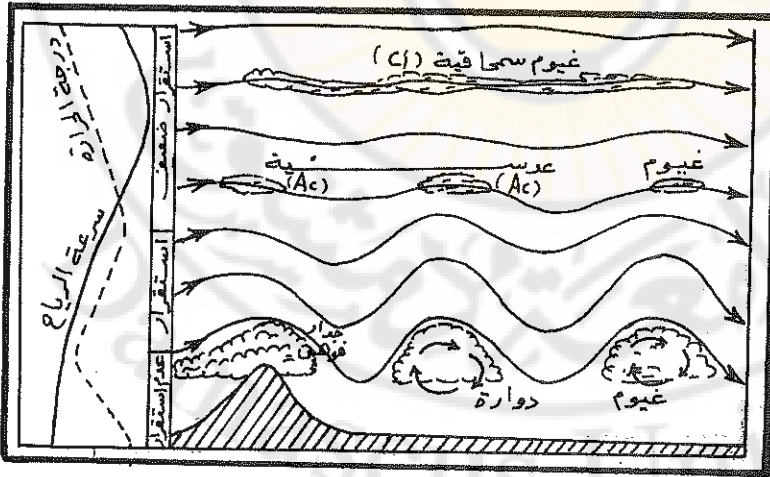
تبرز واضحة خلف ذرا تلك الحواجز، مساعدة على تشكل الغيوم عند أعراف
الموجات وهطول بعض الأمطار - شكل (١٦٦).



الشكل رقم (١٦٥)

التهطل التضاريسي

وعلى الرغم من أن كمية الأمطار تتزايد عموماً مع تزايد الارتفاع، غير أن
هذا التزايد يتوقف عند مستوى معين يعرف بمستوى التهطل الأعظمي، لأن
حمولة الهواء الصاعد من البخار تأخذ بالتناقص نتيجة تحولها إلى مطر في أثناء الصعود.



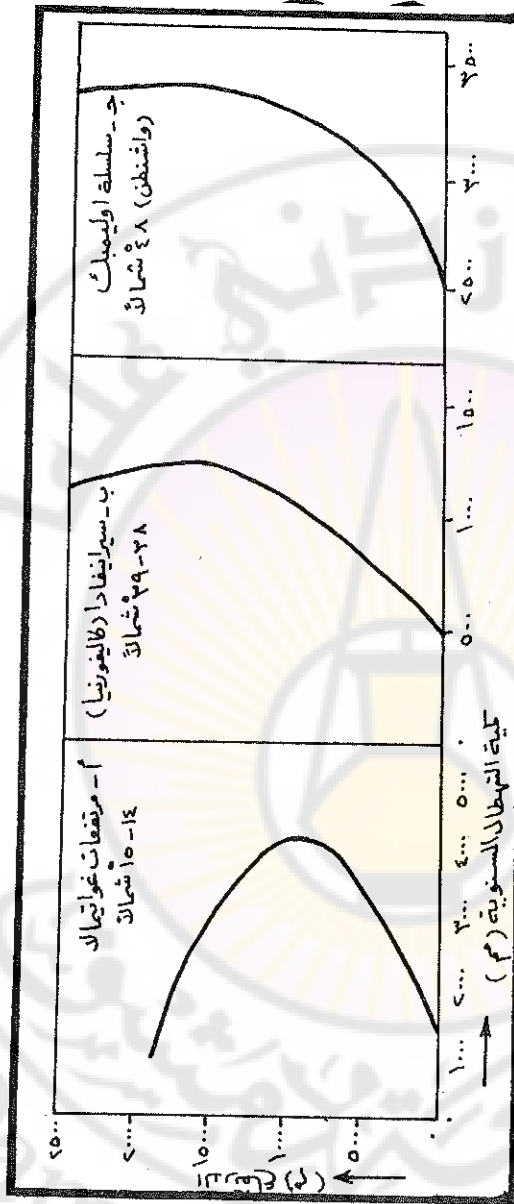
الشكل رقم (١٦٦)

أماكن تشكل الغيوم الحاجزية الجبلية، والغيوم الدوارة

ويرتبط مستوى التهطال الأعظمي بعدة عوامل، أهمها: درجة جفاف المنطقة، درجة الحرارة، شدة انحدار الجبال، واتجاه الرياح. وبما أن معدل تزايد التهطال مع الارتفاع أكثر سرعة في المناطق الحارة والرطبة مما هو عليه في المناطق الباردة والجافة، لذا يكون مستوى التهطال الأعظمي في المناطق الحارة والرطبة أقل ارتفاعاً مما هو في المناطق الأخرى. ففي المناطق المدارية وشبه المدارية يتحدد مستوى التهطال الأعظمي قبل خط ذرا الجبال العالية، ليتناقص بعد ذلك باتجاه الذرا. وتشير التقديرات التي تمت في جاوة، بأن مستوى التهطال الأعظمي يكون في جبال هذه الجزيرة عند ارتفاع (١٢٠٠م)، ليتناقص التهطال بصورة ملحوظة فوق ارتفاع (٢٠٠٠م)، ومثل هذا الوضع يبدو في جبال هاواي. بينما يكون مستوى التهطال الأعظمي أعلى قليلاً في جبال أفريقية الشرقية.

ومن الشكل التالي (١٦٧) الذي يوضح التغير الذي يطرأ على الأمطار الماطلة مع تزايد الارتفاع في ثلاث مناطق في عروض مختلفة، يتبين الاختلاف ما بين جبال العروض المنخفضة، والمعتدلة. ففي جبال غواتيمالا (عرض ١٤-١٥ شمالاً) يتركز مستوى التهطال الأعظمي عند ارتفاع (١٠٠٠م) تقريباً، لتقل الأمطار فوق هذا المستوى بمعدل يقارب من معدل تزايدها دونه. على حين تستمر الأمطار في التزايد، ولكن بمعدل أقل مما هو عليه في جبال غواتيمالا، حتى ارتفاع ١٥٠٠م في جبال نيفادا (كاليفورنيا) عند عرض (٣٨-٣٩) شمالاً، لتأخذ بالتناقص بعد ذلك بمعدل منخفض جداً، كما يظهر من الشكل السابق. وفي جبال أوليمبك (عرض ٤٨ شمالاً) في ولاية واشنطن الأمريكية يقع مستوى التهطال الأعظمي عند ارتفاع يقارب من (٢١٠٠م)، وهو يتوافق مع منطقة الذرا تقريباً.

ومن الطبيعي أن يكون مستوى التهطال الأعظمي أكثر ارتفاعاً في الصيف منه في الشتاء. ففي جبال آسيا الوسطى (البامير، وتيان شان) يقع مستوى التهطال الأعظمي على ارتفاع (١٥٠٠م) في الشتاء، وعند ارتفاع (٢٠٠٠م) في الصيف.



الشكل رقم (١٩٧)

العلاقة بين الارتفاع وتزايد كمية الهطول فوق منحدرات الجبال الغربية من أمريكا الوسطى والشمالية

وتتصف الأمطار التضاريسية بوجه عام، بكونها ذات فصلية أقل وضوحاً من غيرها، وذات نظام يومي مختلف عنه في مناطق المطر الحملاني. ففي المناطق الموسمية، يتوافق أعظمي التهطال مع فترة تحرك الهواء من البحر إلى اليابسة — أي مع فترة الصيف —. أما في المناطق الأخرى، فأن قوة الرياح وزاوية تقابلها مع الحواجز الجبلية، وأيضاً التضاد ما بين درجة حرارة اليابس والماء، هي التي تحدد فصل الأمطار التضاريسية القصوى.

غير أنه من الصعب أحياناً فصل أنموذج التهطال التضاريسي عن الأنموذج الجبهي وحتى عن الأنموذج الحملاني. فإذا كانت التضاريس عاملاً منشطاً للحركة الصاعدة، فإن النشاط الحملاني يرتبط بارتفاع الحرارة المتزايد. كما أن المناطق المنخفضة هي الأكثر تفضيلاً للمنخفضات الجبهية في أثناء تحركها. ورغم هذا فإن الأمطار الهاطلة كثيراً ما تكون ذات محصلة مزدوجة لفعل الجبهات والتضاريس كما في أمطار الأجزاء الغربية من سورية.

سادساً — نظم التهطال (Precipitation Regimes):

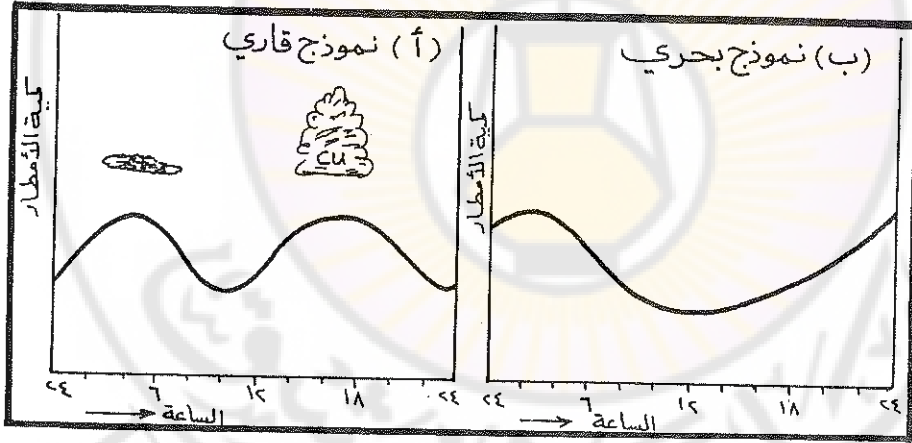
يتأثر التهطال بمجموعة من العوامل تحدد كميته وتوزعه على شهور السنة وفصولها. ويرتبط التهطال بدرجة التغير التي تختلف مع اختلاف نماذج الضغوط، ونوعية الكتل الهوائية السائدة. كما أن التهطال يرتبط بالنظام الحراري السائد، وبدرجة حرارة الكتلة الهوائية ومصدرها (قاري أو بحري). ويلعب الموقع بالنسبة لخط العرض، ودرجة تعرض سفوح الجبال للرياح المحملة بالرطوبة دوراً كبيراً في ذلك. فالتهطال ظاهرة ليست مستمرة طوال ساعات اليوم، وطوال أشهر السنة، وإنما يحدث ويغزر في فترات، ويقل أو ينعدم في فترات أخرى. لذا كان من الضرورة دراسة كل من النظامين اليومي والسنوي للتهطال. وإذا كان دور العوامل الجغرافية يبدو واضح التأثير في النظام اليومي، فإن العامل الفلكي يتحكم بصورة أكثر وضوحاً في النظام السنوي بجانب حركة الجو العامة التي تلعب دوراً كبيراً في ذلك.

١- نظام التهطال اليومي:

سواء في العروض المنخفضة أم في العروض العليا فإنه من النادر أن يستمر التهطال لأيام متوالية، أوحى خلال (٢٤) ساعة بالغزارة نفسها، بل نجد أن غزارة الأمطار تختلف بين فترة وأخرى من اليوم، ذلك أن أكثر من (٨٠٪) من الأمطار اليومية تهطل خلال ساعات قليلة، بل نجد أحياناً أن ما يهطل في بضع دقائق في يوم من الأيام في سنة ما يزيد عما يهطل في شهر في سنة أخرى. ويختلف سير منحني التهطال اليومي ما بين الأجزاء القريبة من البحار، والبعيدة عنها الواقعة في داخل القارات -شكل (١٦٨)-:

أ - النظام القاري:

يمكن تمييز أعظميين وأصغرين مطرين بوجه عام في المناطق القارية خلال يوم كامل -شكل (١٦٨-أ)-:



الشكل رقم (١٦٨)

منحنى سير التهطال اليومي

١- أعظمي ما بعد الظهيرة: وما هذا الأعظمي سوى ترجمة للتربط الوثيق ما بين التهطال ودرجات الحرارة المرتفعة التي تساعد على التبخر وتنشط من

حركات صعود الهواء. فأعظمي بعد الظهرية (بين الساعة ١٤—١٧) مرده إلى التسخين الشديد، الذي ينجم عنه تشكل غيوم الركام والركام المزني، وهطول أمطار غزيرة، تكون مصحوبة أحياناً كثيرة بعواصف رعدية.

٢— أعظمي صباحي: وهو أقل فعالية من أعظمي بعد الظهرية. ومرده إلى عمليات التبريد التي تحدث في ساعات الصباح الباكر. والغيوم التي تتشكل من جراء ذلك والتي تؤدي إلى التهطل هي غيوم متطبقة (ستراتوس).

٣— أصغري ليلي: ويتركز في ساعات الليل الأولى، في الفترة التي يكون فيها التبرد الليلي على أقله.

٤— أصغري فحاري: ويتركز في ساعات ما قبل الظهرية (٨—١١)، حيث عملية التبرد الليلي تكون قد انعدمت، ودرجات الحرارة النهارية مازالت في مراحل ارتفاعها الأولى.

إن المسار السابق ذكره للتهطل اليومي يبدو واضحاً في العروض المنخفضة التي يتحكم في أمطارها التسخين والتبريد الإشعاعيان، غير أن الأمر يختلف في العروض الوسطى في كثير من الأحيان عن ذلك، لاختلاف طبيعة الأمطار التي يغلب عليها الطابع الجبهوي.

ب — النظام البحري:

يختلف نظام الأمطار اليومي في المناطق البحرية عنه في المناطق القارية، حيث يميز أعظمي واحد، وأصغري واحد:

١— أعظمي ليلي: ومرده إلى أن سطح البحر يكون في الليل أكثر حرارة من الطبقات الهوائية ومن القارة، الأمر الذي يؤدي إلى ارتفاع الهواء وتكاثف بخار الماء وهطول أمطار وفيرة.

٢- أصغري فهوري: يحدث هذا الأصغري في فترة ما بعد الظهر. فنتيجة لكون سطح البحر أبرد من اليابسة ومن الجو المحيط، فلا تحدث عندئذ تيارات هوائية صاعدة، وبالتالي يكون التهطال على أقله -شكل (١٦٨ ب)-.

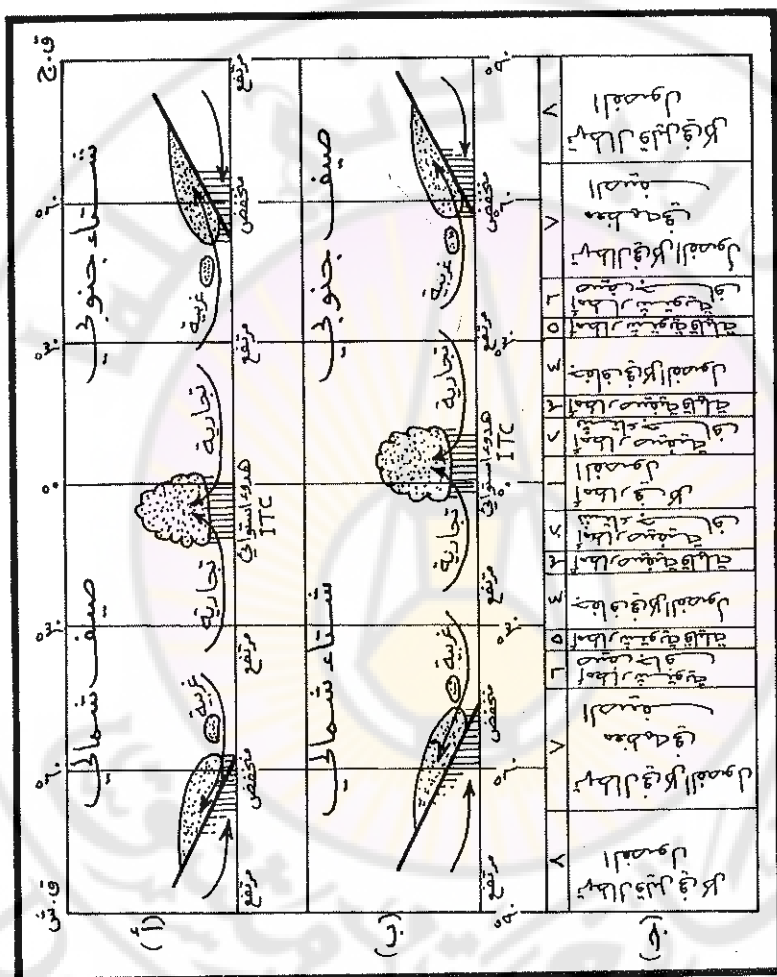
إن التهطال اليومي لا يسير في المناطق البحرية دوماً على هذا المنوال الذي يتوافق إلى حد كبير مع حالة استقرار نسبي، وخلو الجو من الاضطرابات المصاحبة للجهات. تلك الاضطرابات التي قد تخلق قمة من القمم في غير الفترات السابق ذكرها.

٢- نظام التهطال السنوي:

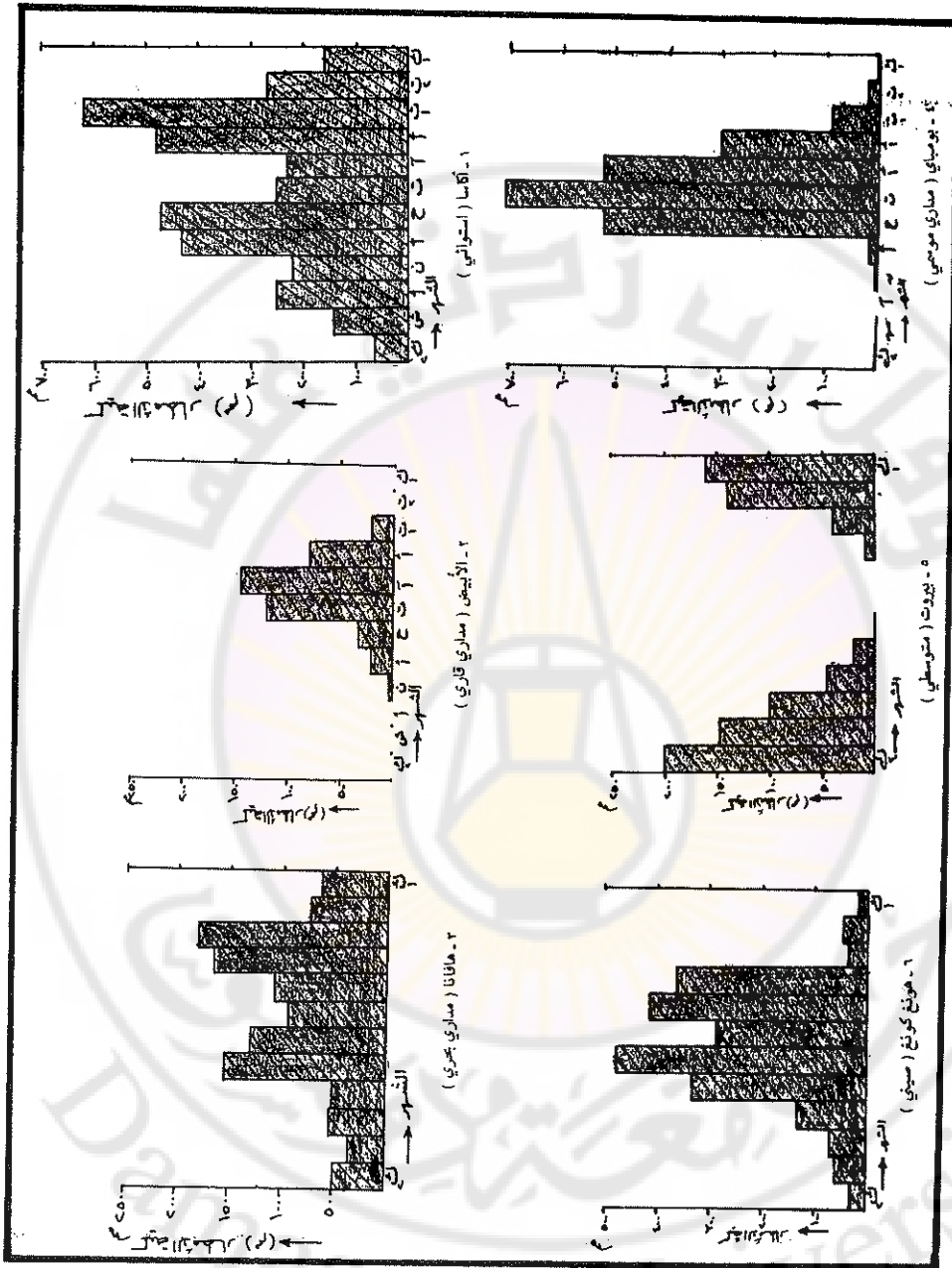
يعتبر نظام التهطال السنوي صورة مكررة - إلى حد ما - للنظام اليومي. إذ أن كثرة التهطال تترافق إلى درجة كبيرة مع نشاط التيارات الصاعدة، سواء أكان الصعود بفعل التسخين الشديد (تيارات حملان) أم بفعل حركي (جبهى) أو تضاريسي. في حين يكون التهطال القليل مرافقاً للمناطق التي تخضع لسيطرة الضغوط المرتفعة، ولتلك التي تقع بمحاذاة تيارات بحرية باردة، وللجهات التي تقع في ظل الرياح حيث تمتد حواجز جبلية.

وكما هو معروف فإن لموقع منطقة ما بالنسبة لساحل البحر تأثيراً كبيراً على نظام التهطال السنوي، وبخاصة في العروض ما بعد المدارية، حيث يختلف النظام في المناطق البحرية عنه في المناطق القارية -شكل (١٦٩) يوضح نظم الأمطار السنوية في قارة شمالية افتراضية-. كما أن لوجهة الرياح السائدة أثراً بالغاً على نظام التهطال.

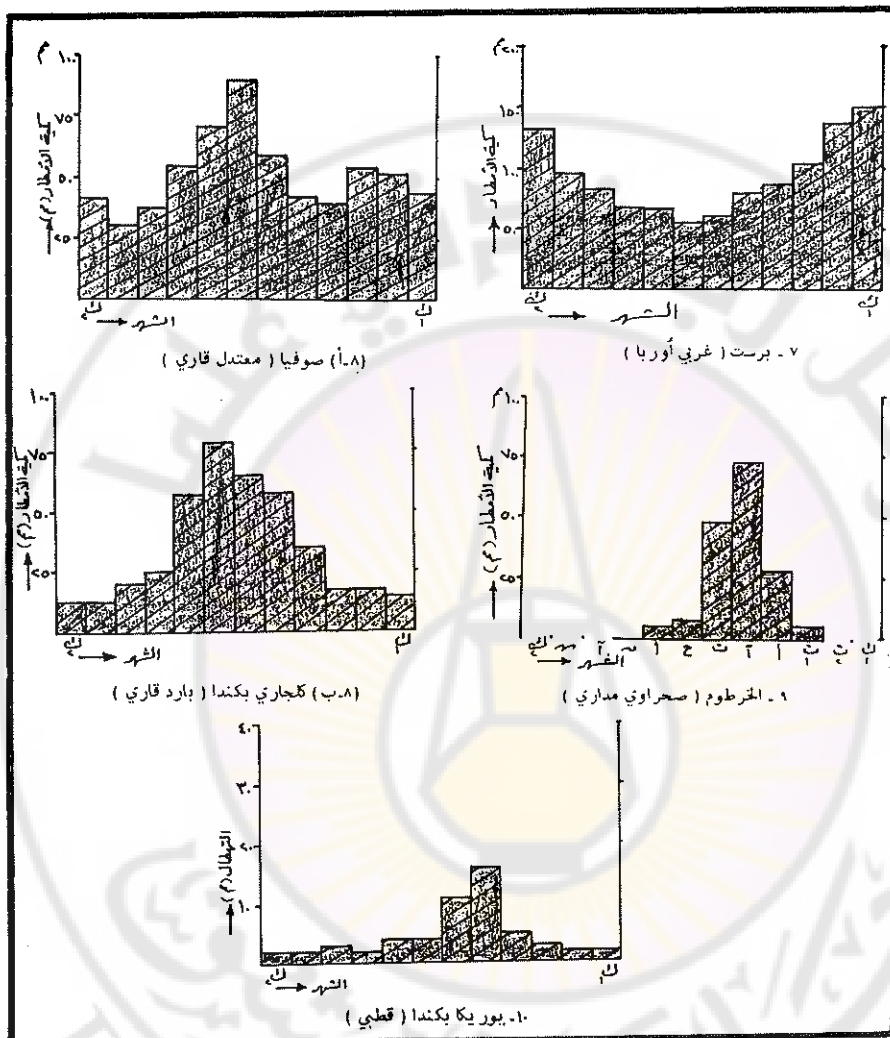
وإذا كانت بعض المناطق تهطل الأمطار فيها طوال أشهر السنة، فإن هناك مناطق أخرى تتلقى أمطارها في فترة محدودة من السنة - الجدول التالي (٣٢) يبين أنظمة المطر السنوية في مناطق مختلفة -. وهكذا تتعدد أنظمة التهطال السنوية وتباين، بحيث يمكننا تمييز الأنظمة التالية -شكل (١٧٠)-:



الشكل رقم (١٦٩)
نظم الأمطار السنوية ونماذجها



الشكل رقم (١٧٠)
نماذج من الأنظمة المطرية السنوية في العالم



الشكل رقم (١٧٠)
نماذج من الأنظمة المطرية السنوية في العالم

أ — النظام الاستوائي:

يتميز هذا النظام الذي يسود بين خطي عرض (٣) جنوباً و(٥) شمالاً، باستمرارية المطول طوال العام، نتيجة للنشاط المستمر للتيارات الصاعدة الناجمة عن التسخين الشديد الدائم. ولكن مع هذا فإن لمن الممكن تمييز فترتين أعظميتين للتهطال تتفكان مع ارتفاع درجات الحرارة إلى أقصاها في أعقاب فترتي الاعتدالين (تشرين أول، نيسان)، وفترتين أصغريتين يقل فيهما التهطال دون أن ينعدم، وتصاحب هاتان الفترتان ميل أشعة الشمس إلى أشدها عن الوضع العمودي، بحيث نجد ههما في أعقابهما (شهري تموز، وكانون الثاني). ولا تقل كمية التهطال عموماً في المناطق التي يسودها هذا النظام عن ١٥٠ سم سنوياً، كما أنه من النادر أن تزيد على ٢٥٠ سم، إلا في الحالات التي تتدخل فيها تأثيرات غير استوائية.

ب — النظام المداري:

تلعب العوامل الجغرافية، من تداخل كتل اليابس مع الماء، والموقع من البحر، دوراً ملحوظاً في تعديل الصورة الأساسية لنظام التهطال المداري. حيث يختلف نظام التهطال في الأجزاء القارية، عنه في الأجزاء الواقعة على جوانب القارات الشرقية، وتلك المتداخلة مع المحيطات، بحيث يمكننا التمييز بين ثلاثة أنظمة مدارية:

١ — نظام مداري قاري: يتمثل هذا النظام في داخل القارات وغربها — لكون الحركة الجوية العامة حركة شرقية — بين حد النظام الاستوائي وخط عرض (١٨) شمالاً وجنوباً. ونجد في هذا النظام أعظمي تهطال سنوي واحد يتوافق مع حركة الشمس الظاهرية التي يصاحبها تنقل في أخذود الضغط الاستوائي والتهطال الحملاني الغزير. ويحدث هذا الأعظمي في نصف الصيف من السنة. على حين نجد أن الحد الأصغري للتهطال — أو بالأحرى الفصل الجاف الخالي من الأمطار — يتوافق مع سيطرة الرياح التجارية الجافة وابتعاد الأخدود الاستوائي. ويتراوح معدل التهطال السنوي في مناطق هذا النظام بين (٤٠ — ١٠٠) سم.

جدول (٣٢) يبين معدلات الأمطار (مم) في بعض المناطق ذات الأنظمة المطرية المختلفة

نظام المطر	المنطقة	كاتون ٢	شباط	آذار	نيسان	أيار	حزيران	تموز	آب	أيلول	تشرين ١	تشرين ٢	كاتون ١	السنة
	البيست	١٥	٥	٨	٥	٢,٥	٢,٥	٢,٥	١٠	٨	١٣	١٣	٢٥	١٠٩,٥
قطري	بوركا	٢	٢	٣	٢	٤	٤	١١	١٦	١١	٥	٣	٢	٦٥
	سكرة	٣	١١	٩١	١٥	٩	٤	١	٦	٨١	٧	٩١	٦	٧٤١
صحراوي	الخرطوم	-	-	-	١	٥	٨	٧٥	٨٨	٨٨	٤	-	-	٣٢١
فاحل القنارات	صوفيا	٤٢	٣١	٣٨	٥٥	١٨	٩٠	٥٥	٨٤	٤٣	٥٥	٥٥	٣٣	٦٧٢
معتدل وبارد	كلخري	١٣	١٣	٢٠	٢٥	٥٨	٧٨	٦٤	٥٥	٧٨	٧١	٧١	٥١	٤١٣
غرب أوروبا	برست	١٣٣	٩٦	٨٣	٦٩	٦٨	٥٦	٦٢	٨٠	٨٧	٣٠١	٧٣١	١٥٠	١١١١
محل شرق القنات	هونغ كونغ	٣٠	٦٠	٧٠	١٣١	٣٣٢	٤٧٨	٢٨٦	٤١٥	٣٦٤	٣١	٤٦	٨١	٢٢٦٥
متوسط	بيروت	٢٠٢	٨٤١	١٠١	٤٦	٢٠	١	-	-	٧	٤٣	٣١	١٠١	٧٦٧
مداري موسمي	بومباي	٢	١	-	٣	٦١	٥٢٠	٧٠٥	٤١٣	٢٩٨	٧٧	٢١	٢	٢٠٨٧
مداري بحري	هافانا	٥١	٣٦	٥٤	٥٣	١٥٦	١٣٠	٩٣	٧٠١	٨٦١	٨٧١	٨٨	٣٤	٨١١١
مداري قاري	الايض	-	-	-	٣	٢٠	٣٣	١٢١	٥٣١	٨٨	٩١	-	-	٧١٣
استوائي	أكاسا	٦٥	١٤٠	٢٥٠	٢٢٠	٤٣٠	٤٧٠	٢٥٠	٢٣٠	٤٨٠	٦٢٠	٢٧٠	١٦٠	٣٥٨٥

٢- النظام المداري البحري: نجده على سواحل القارات الشرقية (مالاغاشي، موزمبيق) كما نجده في جزر الأنتيل الصغرى والكبرى. ويشابه التهطال في نظامه النظام الاستوائي من حيث التهطال الدائم، وإن كانت طبيعة التهطال تختلف، فتهطال الصيف في هذا النظام ناتج عن حركات الصعود الحملانية (هطال حملائي)، في حين ينتج هطال الشتاء عن الرياح التجارية البحرية الرطبة (هطال تضاريسي). ورغم ذلك فإن الأعظمي يتركز في فصل الصيف والأصغري في فصل الشتاء، والمعدل السنوي للتهطال بين (١٠٠-٢٠٠) سم، وامتداد هذا النظام لا يتعدى أيضاً خط عرض (١٨) شمالاً، أو جنوباً.

٣- النظام المداري الموسمي: يسود هذا النظام بوجه عام في الأجزاء الجنوبية والجنوبية الشرقية من القارة الآسيوية. ويشابه النظام القاري من حيث وجود أعظمي صيفي يتوافق مع هبوب رياح بحرية رطبة باتجاه داخل القارات المتسخنة المغطاة بنظام ضغط منخفض. ويكون الشتاء جافاً في أغلب المناطق. وكمية التهطال في المناطق الخاضعة لهذا النظام أكبر مما هي في المناطق الخاضعة للنظام القاري، حيث لا تقل كمية التهطال السنوية في معظم الأماكن عن ١٠٠ سم، لتبلغ قيمة عظمى حدية في العالم كله في بلدة تشيرابونجي الهندية الواقعة على السفوح الجنوبية من تلال نخاسي، حيث معدل ما تتلقاه سنوياً يبلغ ١١٤٣٧ مم.

ج- نظام العروض المعتدلة:

يمكن تمييز الأنظمة التالية في هذه العروض:

١- النظام المتوسطي: ينسب هذا النظام إلى النظام المطري السائد في حوض البحر المتوسط. ويسود هذا النظام بشكل عام فيما بين خط عرض (٣٠-٤٠) شمالاً وجنوباً على السواحل الغربية من القارات. ويتميز بوجود أعظمي مطري واحد في فصل الشتاء يتوافق مع سيطرة الرياح الغربية والانخفاضات الجوية الجبهية، بينما يكون فصل الصيف جافاً نحالياً من الأمطار.

٢- نظام شرقي القارات: تختلف الحالة في السواحل الشرقية عما هي في السواحل الغربية. ففي السواحل الشرقية لا يكون فصل الشتاء (فصل التهطال الأصغري) خالياً كلياً من التهطال، بسبب وصول المؤثرات الغربية. في حين يشكل فصل الصيف فصل التهطال الأعظمي، لسيادة الرياح البحرية الرطبة. ويوجد هذا النظام في الصين الجنوبية الشرقية، ومنطقة ناتال بجنوب شرق إفريقيا، وجنوب شرقي الولايات المتحدة، وشرقي استراليا.

٣- نظام غرب أوروبا: تسود في المناطق التي تقع على امتداد المناخ المتوسطي ناحية القطبين الرياح الغربية طوال أيام السنة، ولذا فإن التهطال يكون مستمراً طوال السنة مع تزايد ملحوظ في أشهر الشتاء والخريف بسبب كثرة تردد المنخفضات الجوية ونشاطها. ونجد هذا النظام سائداً على السواحل الغربية لأوروبا، وسواحل أمريكا الشمالية والجنوبية خارج سيادة النظام المتوسطي، وذلك حتى خط عرض (٥٥-٦٠) شمالاً وجنوباً. والأمطار السنوية في مناطق سيادة النظام المطري هذا تتراوح بين (١٠٠-١٥٠) سم.

٤- نظام قاري: يتمثل في داخل قارات العروض المعتدلة الباردة والباردة (وسط أوروبا وشرقها، وسهول أمريكا الشمالية الوسطى) نظام تهطال سنوي متميز عما سبق. حيث نجد أعظمي تهطال يتركز في نصف السنة الدافئ (أواخر الربيع والصيف)، وأصغري يتركز في نصف السنة البارد (الخريف والشتاء).

د - النظام الصحراوي:

التهطال في المناطق الصحراوية قليل جداً، فهو لا يتعدى سنوياً ٢٥ سم، وإن كان يقل إلى ما دون ٥ سم في كثير من المناطق (٣ مم سنوياً في وادي حلفا). وهذه الكمية المحدودة من التهطال لا تخضع لنظام معين وثابت، بل يختلف وقت حدوثها تبعاً لموقع الصحراء من النظام المطري العام السائد في عروضها، ومراكز العمل الجوي السائدة، فقد يحدث في فصل الشتاء - كما في الأجزاء الشمالية من

الصحراء الكبرى، وقد يحدث في فصل الصيف — كما في الأجزاء الجنوبية من الصحراء الكبرى.

هـ — النظام القطبي:

تخضع المناطق القطبية لسيطرة الضغوط المرتفعة فترة طويلة من السنة، لذا فالتهطال يكون قليلاً، وأعظمه يحدث صيفاً وأصغره شتاءً فوق اليابسة، ليختلف الحال فوق المناطق البحرية، حيث يحدث الأعظمي في الشتاء.

سابعاً — التوزيع النطاقي للتهطال:

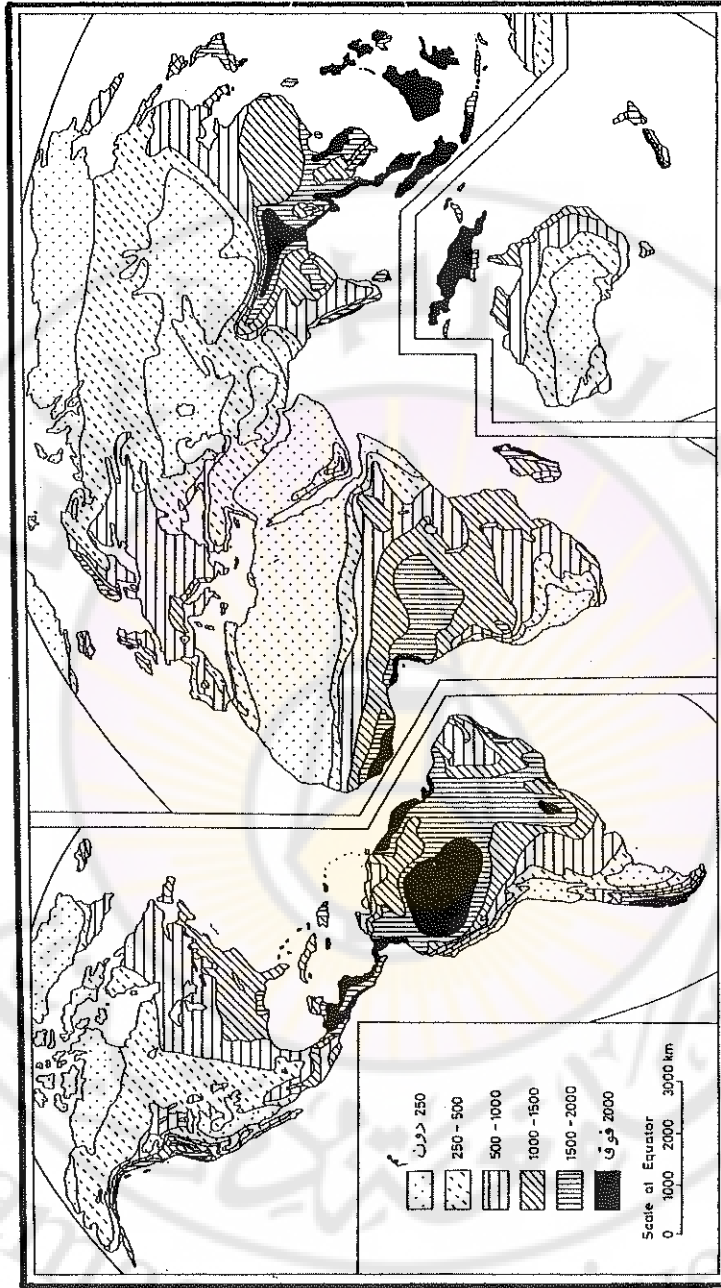
تتفاوت كمية التهطال السنوية تفاوتاً كبيراً ما بين منطقة وأخرى على سطح الكرة الأرضية، -انظر خريطة توزيع الأمطار السنوية في العالم (شكل ١٧١)-. ومرد هذا التفاوت إلى مجموعة من العوامل منها: القرب والبعد عن المسطحات المائية، وارتفاع درجات الحرارة وانخفاضها، بجانب نوعية الرياح واتجاهها ومظهر التضاريس، وتعرض المنطقة للمنخفضات الجوية الجبهية. وبناء على ذلك يمكن تمييز ثلاثة نطاقات مطرية عظمى -شكل (١٧٢)-:

أ — النطاق الاستوائي: وفيه تزيد كمية التهطال على ١٥٠ سم وأمطاره مستمرة طوال العام.

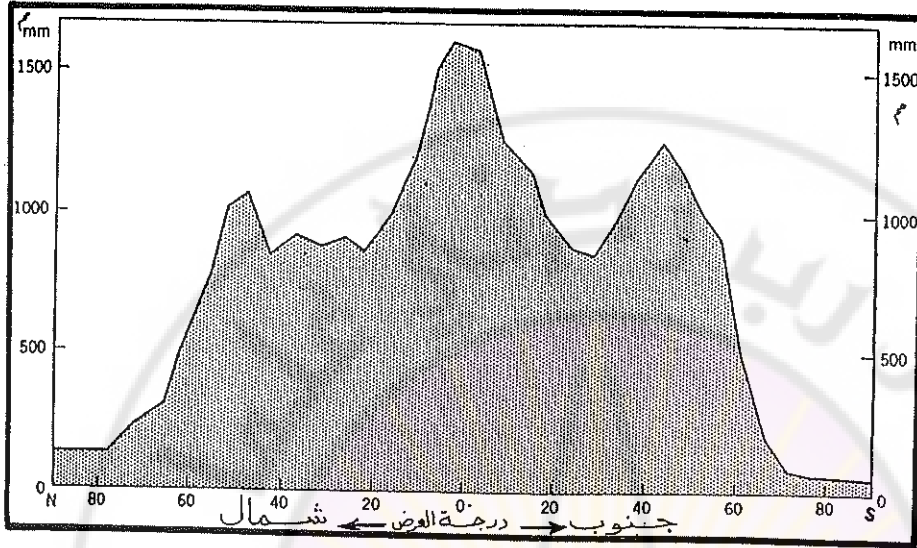
ب — نطاقي العروض المعتدلة بين (٤٠—٥٥) درجة عرض: حيث تسود الرياح الغربية طوال السنة. وفي هذين النطاقين لا تقل كمية الأمطار السنوية عموماً عن ١٠٠ سم. وتتركز الأمطار الغزيرة في الأجزاء الواقعة بالقرب من المسطحات المائية، كساحل أوروبا الغربية وسواحل أمريكا الشمالية الغربية.

كما يمكن تمييز أربعة نطاقات تقل فيها كمية التهطال قلة ظاهرة، وهذه

النطاقات هي:



الشكل (١٧١)
توزيع الأمطار السنوية في العالم



الشكل رقم (١٧٢)
التوزيع النطاقي للتهطل

١- نطاقي العروض المدارية وشبه المدارية: وذلك بين خطي عرض (٢٠-٤٠) في نصفي الكرة، وهما نطاقا سيطرة الرياح التجارية الجافة في جزء كبير من السنة، وفيهما تسود الصحاري المدارية وشبه المدارية (الصحراء الكبرى، صحاري أواسط آسيا، صحراء أستراليا) حيث تتدنّى كمية المطر إلى أقل من ٥٠ سم (أقل من ٢٥ سم في أجزاء كبيرة).

ويستثنى من ذلك سواحل القارات الشرقية التي تتلقى كميات تهطل كبيرة بفعل الرياح الموسمية الرطبة، والأجزاء الساحلية الغربية حيث النظام المتوسطي.

٢- النطاقان القطبيين: وفي هذين النطاقين يقل التهطل قلة ظاهرة، بحيث تنخفض كميته إلى حدود تتدنّى عما توجد في صحاري العروض المعتدلة، فهي تنخفض إلى أقل من ١٠ سم في بعض الجهات وإن كانت تتراوح بصورة عامة بين (١٠-٢٥) سم في معظم أنحاء هذين النطاقين (الشمالي والجنوبي).

ثامناً — مدى التغير في كمية الأمطار السنوية:

تختلف كمية الأمطار من سنة إلى أخرى، وقد يصل هذا الاختلاف إلى درجة تؤثر على المحاصيل الزراعية، حيث يمكن أن تنخفض إلى أقل من نصف معدلها العام، كما يمكن في سنوات أخرى أن ترتفع إلى أكثر من ضعف المعدل العام. ويستخدم لمعرفة مدى تغير الأمطار عن معدلها العام مقياس الانحراف المعياري الذي يتحدد من العلاقة التالية^(١):

$$[\frac{\sum (s - \bar{s})^2}{n}]^{1/2} = ع$$

حيث:

ع = الانحراف المعياري.

س = كمية الأمطار السنوية.

س̄ = متوسط كمية الأمطار السنوية خلال فترة من الزمن.

ن = عدد السنوات التي حسب المتوسط على أساسها.

∑ = المجموع.

أما المقياس الأكثر استخداماً فهو معامل الاختلاف — أو كما يعرف بمعامل التغير النسبي —، الذي يحسب من العلاقة التالية:

$$[\text{معامل الاختلاف (\%)} = \frac{\text{الانحراف المعياري}}{\text{متوسط كمية الأمطار}} \times 100]$$

وبوجه عام، كلما انخفض متوسط كمية الأمطار السنوية ازدادت نسبة التغير، والعكس صحيح، وهذا ما يتبين من مقارنة الشكل (١٧٣) الذي يبين مدى التغير النسبي في كمية الأمطار السنوية مع الشكل (١٧١) الذي يوضح توزيع المتوسط السنوي للأمطار في العالم.

(1) Conrad, V & Pollak, L.W; « Methods in Climatology ». Harvard University Press, 1950, pp. 36-38.



الشكل رقم (١٧٣)
معامل الاختلاف السنوي في الأمطار

الباب السابع

الظواهرات الجوية الضوئية والكهربائية، والبصرية والصوتية

الفصل الأول: الظواهرات الجوية الضوئية والكهربائية.

الفصل الثاني: الظواهرات الجوية البصرية والصوتية.



مقدمة:

كثيرة هي الظواهر الضوئية والبصرية التي تشاهد في الجو المحيط بنا، وتبدو بألوان مختلفة وأشكال متعددة. وبعض هذه الظواهر مرتبط بحدوثها بظواهر جوية مناخية (سحب، هطول مطر، ضباب)، وبعضها الآخر مرتبط بتغير كثافة الهواء والاختلاف الكبير في درجة الحرارة مابين سويات ارتفاع مختلفة من الغلاف الجوي القريب من سطح الأرض.

ويمكن القول أن بعض هذه الظواهر تحدث في ساعات النهار، لأنها تكون مرتبطة بالضوء الشمسي، وبعضها الآخر تحدث في ساعات الليل والقمر بداراً أو قريباً من ذلك لارتباطها بالضوء القمري، ولذا عرفت هذه الظواهر بالظواهر الجوية الضوئية (Photometers)، غير أن بعضها الآخر هو بمثابة تفريغات كهربائية تحدث في بعض أنواع السحب ذات الكهربائية العالية (سحب الركام المزن)، وبين قواعد تلك السحب وأماكن من سطح الأرض المختلفة في شحنتها الكهربائية، ناجماً عن تلك التفريغات الكهربائية إصدار ومضات ضوئية (البرق) وأصوات شديدة (الرعد).

إن العمليات الجوية التي يتعرض لها الضوء الشمسي - والقمري- الممثلة بالانعكاس والانكسار والانتثار هي المسؤولة عن كافة الظواهر الضوئية -ماعدا تلك المرتبطة بالتفريغات الكهربائية-، في حال كان الجو غائماً أم صحوماً. كما أن الظواهر الجوية البصرية، التي رغم ارتباط حدوث بعضها (السراب) بالتغيرات الشاقولية الحادة في كثافة الهواء ودرجة الحرارة، إلا أنها من نتاج مايجد للضوء من عمليات انكسار وانعكاس.



الفصل الأول

الظواهر الجوية الضوئية والكهربائية

أولاً — الظواهر الجوية الضوئية

- ١ — الهالة.
- ٢ — قوس قزح.
- ٣ — الإكليل.
- ٤ — الألوان الموازية.
- ٥ — المجد.
- ٦ — حلقة القديس.
- ٧ — التلألؤ.
- ٨ — ظاهرة الشرر.
- ٩ — الوميض الأخضر.
- ١٠ — الفجر والشفق.

ثانياً — بعض الظواهر الجوية الكهربائية

- ١ — وهج سانت إلمو.
- ٢ — الشفق القطبي.



الفصل الأول

الظواهرات الجوية الضوئية والكهربائية

أولاً — الظواهرات الجوية الضوئية (Photometeors):

إن الظواهرات الجوية الضوئية التي تشاهد في الجو التروبوسفيري، هي انعكاس لما يحدث للضوء الشمسي والقمرى من تغيرات عند محاولة عبور الأشعة الضوئية (المرئية) للهواء في الطبقة الجوية المذكورة (التروبوسفير) من عمليات انكسار وانعكاس وانتشار (تبعثر، تشتت). ولذا كان لابد لمعرفة كنه تلك الظواهرات من العودة إلى تلك العمليات التي تكمن فيها أسرار حدوثها.

والضوء الذي نحن بصدد الحديث عن ظواهرته، هو ذلك الحزمة من الطيف الإشعاعي الذي يتراوح طول موجاتها بين (٠,٤—٠,٧٥) ميكرونًا، والمكونة عموماً من تدرجات لونية مختلفة تبعاً لأطوالها الموجية، متدرجة من اللون البنفسجي (أقصرها طولاً)، مروراً باللون الأزرق، فالأخضر، فالأصفر فالبرتقالي، وانتهاءً باللون الأحمر (أطولها طولاً بموجاته).

وتتنوع الظواهرات الجوية الضوئية تنوعاً كبيراً، بقدر تنوع القوى المؤثرة على الضوء واختلاف استجابته لتلك القوى، التي يعمل بعضها على تحلله إلى ألوانه المختلفة، والبعض الآخر يعرضه للانكسار والانعكاس معاً، بجانب ما تقوم به مركبات الجو المختلفة من عمليات انتشار للضوء عامة ولألوان منه خاصة مما يترتب عليه ظهور السماء بألوان مختلفة.

وفيما يلي عرض لأهم الظواهرات الجوية الضوئية التي يمكن للإنسان أن يراها في بعض الأحيان.

١ — الهالة (Halo):

تمثل الهالة مجموعة من الظواهرات الضوئية، التي تبدو عموماً، إما؛ على شكل حلقات (دوائر)، أو أقواس، أو أعمدة، أو بقع ضوئية. وتنتج بصورة عامة من

انكسار الأشعة الضوئية أو انعكاسها على بلورات الجليد العالقة في الجو الأدنى
(السحب السمحاقية، الضباب الجليدي ... الخ).

وتتضمن الحالة الأشكال التالية:

أ — الحالة الحلقيّة:

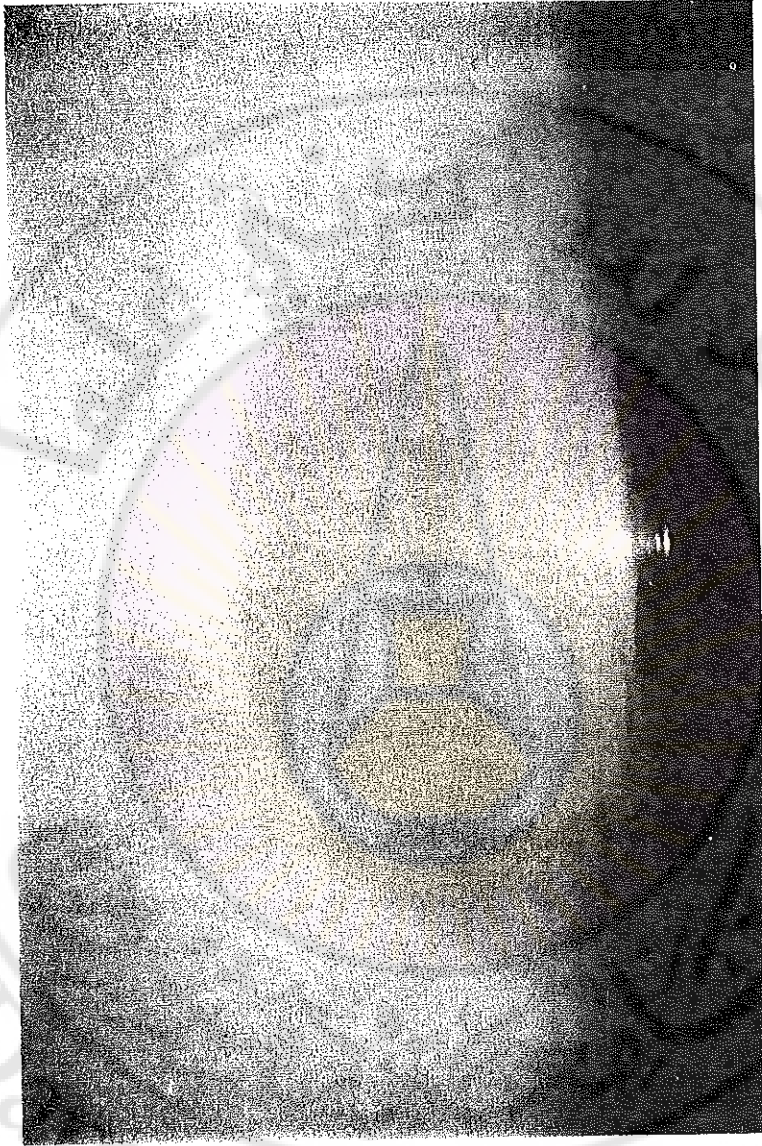
وهي الأكثر شيوعاً ومعرفة لدى الناس، والتي توصف الحالة بها. ولذا تعرف
أيضاً بالدارة. والحالة والدارة بالمعنى نفسه، ولكن أكثر ما يقال دارة القمر وحالة
الشمس. ويقال لدائرة القمر: الطُفَاوَةُ.

وتقسم الحالة الحلقيّة إلى نوعين تبعاً لحجمها:

١ — الحالة الصغيرة: وهي التي تبدو بصورة دائرة (حلقة) من الضوء بنصف
قطر يبلغ نحو (٢٢) درجة — شكل (١٧٤) —. وتكون لامعة براقة في مركزها، مع
كون أطرافها الداخلية المحيطة بمركزها ذات لون أحمر باهت، وظهور في بعض
الحالات هامش (حلقة) خارجي بلون بنفسجي. والحالة الصغيرة هي الأكثر ظهوراً
وتشكلاً عموماً، وخاصة حول القمر. ولكي تتكون الحالة الصغيرة لابد أن يدخل
الضوء البلورة الجليدية في السحب الجليدية (السمحاق الطبقي) بزاوية (٦٦) درجة، حتى
ينكسر الضوء بزاوية (٢٢) درجة.

٢ — الحالة الكبيرة: وتتكون من حلقة كبيرة مضيئة نصف قطرها (٤٦) درجة،
وهي عموماً أقل لمعاً، وأقل ظهوراً من الحالة الصغيرة. وأكثر ما تتشكل حول
الشمس، وقليل ما تظهر حول القمر. ومثل هذه الحالة لا تتشكل إلا إذا دخل
الضوء البلورة الجليدية بزاوية (٩٠) درجة كي ينكسر عندها بزاوية (٤٦) درجة،
وتكاد أن تكون سحب السمحاق الطبقي (سيروستراتوس) المكونة من بلورات
جليدية والتميزة برقتها هي الملائمة لتشكل نوعي الحالة (الكبيرة والصغيرة).

وبصورة عامة فإن الحالة المتشكلة حول القمر تبدو بلون أبيض، في حين
يغلب اللون على الحالة المتشكلة حول الشمس. وأغلب الحالات تتشكل عموماً



الشكل رقم (١٧٤)
هالة صغيرة حول الشمس

عندما يكون القمر أو الشمس في وضعية المسامته. كما أنه في بعض الحالات القليلة تشكل الهالتين (الصغيرة والكبيرة) معاً متحلقة الكبيرة حول الصغيرة.

ولقد عرفت الهالة الحلقية بنوعيتها منذ القدم، وحاول العلماء والفلاسفة وصفها وتفسير سبب حدوثها، وهذا هو (ابن سينا) يقول في الهالة، مايلي: «وأما الهالة فإنها دائرة بيضاء تامة أو ناقصة ترى حول القمر وغيره، إذا قام دونه سحب لطيف لا يغطيه، لأنه يكون رقيقاً، وإنما الهالة خيال، ولذلك يختلف منظره. وإنما يتخيل عن ضوء القمر أو عن ضوء نير غيره، وذلك إذا كان السحاب لطيف الأجزاء رقيقاً لا يغم القمر أو الكوكب.

وإن الهالة إذ لم تكن من نير على سمت الرأس، وجب أن يكون السحاب ثخيناً، حتى تكون الخطوط البصرية التي تكون من وراء النير والرائي تقع من السحاب على مرأى أقرب إلى السطح الباطن، والخطوط البصرية التي تقابلها أذهب في عمق السحاب حتى تستوي، وإلا فإنها إن وقعت على سطح واحد كري كانت التي في الجانب الأبعد أطول. ولأن ما يخرج عن المرأة وما يدخل فيها مما لا يتخيل، لا يكون له إشراق ما يردُّ الضوء ويعكسه إلى البصر، فيخيل أن خارجه ودخله أسود؛ فإن كل ما نقص من إشراقه عن الأبيض، ووضع في جنب الأبيض يرى أسود. ودخل الهالة يعرض له سبب آخر، وهو أن قوة الشعاع الذي للكوكب تخفي حجم السحاب الذي لا يستره، فكأنه ليس هناك سحب ولا شيء آخر، لأن ما فيه من السحاب ليس يستر القمر، إذا كان هو سحاباً رقيقاً.

وأكثر ما تكون الهالة فتكون مع عدم الريح، فلذلك تكثر مع السحب الدواني. وقد رأيت حول الشمس فيما بين سنة تسعين وثلاث مائة وإحدى وتسعين هالة تامة في ألوان قوس قزح وأخرى ناقصة مولية الحدة إليها، فعلى هذه الصورة تكون الهالة. وقد رأيت بعد ذلك بزمان له قدر عشرين سنة هالة تطيف بالشمس فيها قليل قوسية خفية. وإنما تتقزح هالة الشمس أحياناً، إذا كثف السحاب وأظلم. وهالة الشمس تخالف قوس قزح في أن محور هذه الدائرة ينتهي

إلى البصر وإلى المرئي في الجانبين جميعاً. وتكون الهالة منطقة لذلك المحور، ويكون مركز دائرتها على هذا الخط بين الرائي والمرئي^(١). ويستطرد «ابن سينا» في وصف الهالة؛ بأنها تتمم دائرة، ونادراً ما تأخذ جزءاً من دائرة مكسورة بالأفق. والهالة الشمسية في الأكثر إنما ترى إذا كانت الشمس تقرب من وسط السماء. غير أنه يعلل سبب الهالة قوسية اللون التي شاهدها حول القمر بهمدان، يكون السحاب كان أغلظ فشوش في أداء الضوء، وعرض ما يعرض للقوس^(٢).

وكما يروي «ابن سينا» بأنه قلما تكون حول الشمس هالة، لأن الشمس في الأكثر تحلل السحب الرقيقة التي تبلغ من رقتها أن لاتستر الشمس. وربما أخرجت عنها البخار الدخاني فيلتحم ويتكاثف. ومع ذلك فقد تكون حول الشمس هالة وهي الطفاوة، وذلك في الندرة. والتي تكون من الهالات تحت الشمس، أدل على المطر من الخيالات القزحية التي تكون قبالتها. وإذا وقعت سحابة بهذه الصفة تحت سحابة، أمكن أن تتولد هالة تحت هالة، والتحتانية تكون أعظم من الفوقانية، لأنها أقرب، فتكون تأديتها المرئي بأجزاء أبعد من الوسط^(٣).

ففي كلام «ابن سينا» السابق توضيح لشكل الهالة ولوؤها، وآلية تشكلها حسبما يراه، ومقرناً تشكلها مع وجود سحب لطيفة رقيقة وسقوط الضوء القمري أو الشمسي عليها، معتبراً أن السحب الملائمة لتشكيلها هي السحب المائية. وفي الحقيقة هناك أشكالاً متعددة من الهالة؛ فما كان منها دائرياً أو حلقياً فالسحب الجليدية الرقيقة هي المؤدية لتشكيلها، وهي السحب المعروفة بسحب السمحاق الطبقي (سيرستراتوس)، أما ما كان منها بقعياً (بقعة ضوء) فيمكن أن تتشكل بوجود سحب مائية (سحب الطبقي المتوسط: الألتوستراتوس). وتوضح دقة ملاحظات «ابن سينا» وتعليله للهالة، فيما يخص الهالة الشمسية التي من القلة

(١) ابن سينا "المعادن والآثار العلوية" ص ٤٧-٤٩.

(٢) المصدر السابق نفسه، ص ٥٠.

(٣) المصدر السابق نفسه، ص ٤٩.

كما يمكن وصفها بالنادرة بالنسبة للهالة القمرية التي تتميز بتكراريتها وبديمومتها أكثر بكثير من الهالة الشمسية التي سرعان ما تتحلل.

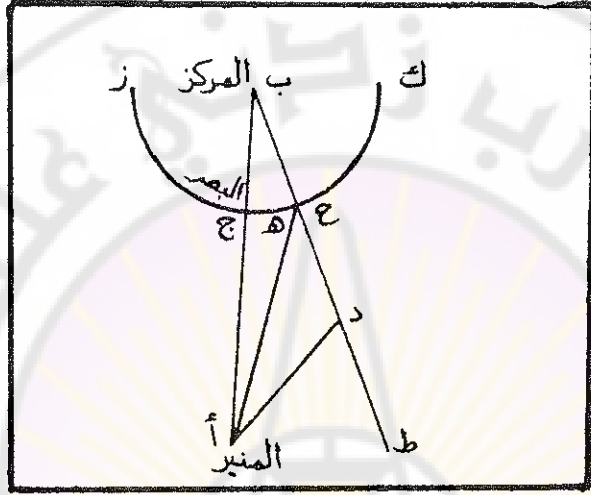
ومما لاشك فيه أن تحليل (ابن سينا) لكيفية تكون الهالة القمرية والهالة الشمسية، يشكل أساساً علمياً للتفسير العلمي الحديث لهذه الظاهرة، التي كانت قوانين الانكسار والانعكاس الإشعاعي التي وضعها (الحسن بن الهيثم) من المتطلبات الأساسية لفهم حقيقة آلية نشأة الهالة، وهذا لم يعتمد عليه بدقة (ابن سينا).

ويكاد كلام (ابن رشد) لا يختلف كثيراً عما قاله (ابن سينا)، وغيره، ملامساً السبب الرئيسي في تشكل الهالة، الذي هو في رأيه يعود إلى انعكاس الضوء الوارد من القمر أو الشمس على سحب محددة، فهو يعبر عن ذلك بقوله: إن الهالة عبارة عن دائرة ضوئية تشاهد حول القمر وبعض الكواكب وأقلها حول الشمس. وتشكل عندما يقوم بيننا وبين الجسم النير سحب. وهذا السحاب يعمل على انعكاس الشعاع الخارج من المنير في السحاب إلى أبصارنا أو انعطافه، ويكون اللون الذي يرى لذلك ممتزجاً من لون الغمام، ومن ضوء المنير. وشكل الهالة يكون دائماً مستديراً أو قطعة من دائرة. ولهذا يجب أن يكون الغمام في وضع يحدث انعكاس الأشعة عليه. ويرى (ابن رشد) أن الوضع الأفضل للغمام أن يكون رقيقاً شفافاً وسطحه مقعراً. ويقدم لذلك شرحاً هندسياً مفصلاً لآلية تشكل الهالة بانعكاس الشعاع وانكساره في السحب الرقيقة الملائمة لذلك^(١)، كما يوضحه الشكل التالي (١٧٥).

ب - البقع الضوئية:

وهي نوع من الهالة، التي تتشكل بكثرة حول الشمس، وأحياناً حول القمر، مقترنة بوجود السحب الطباقية المتوسطة الشفافة أو نصف الشفافة (التوستراتوس)، التي تغلب فيها القطرات المائية على حساب البلورات الجليدية، والتي تتميز بكونها أكثر سماكة من سحب الهالة الحلقيّة.

(١) ابن رشد "رسائل ابن رشد: كتاب الآثار العلوية". حيدر آباد، الهند، ١٩٤٧، ص ٦١-٦٥.



- (أ) المنير. (ب) مركز السحاب. (ج) نقطة البصر.
- ك هـ ز = قوس من السحاب. ب ط = عمود على الدائرة يلقى الدائرة في (ح).
- (أ ح) = خط يخرج من المنير إلى نقطة الانعكاس على القوس.
- (ح ج) = خط يخرج من نقطة الانعكاس إلى أبصارنا.
- (أ ح ط) زاوية الشعاع وهي مساوية لزاوية (ج ح ب)
- فإذا أدركنا (أ ح ج) على محور (أ ج) حتى يعود إلى نقطة (ح) حدث عن ذلك ضرورة شكل مستدير، وهو شكل الهالة.

الشكل رقم (١٧٥)

تشكل الهالة حسب تصور ابن رشد الآثار العلوية ص ٦٣-٦٤

جـ — الأعمدة الضوئية (Luminous Pillars):

وهي أعمدة براقية بيضاء، تبدو بشكل ذيل متقطع أو مستمر من الضوء، يشاهد غالباً شاقولياً فوق الشمس أو القمر أو تحتها. وتتكون عموماً، عندما تمر الأشعة الضوئية عبر البلورات الجليدية التي يكون محورها الطويل بشكل عمودي.

د — الأقواس الضوئية:

وهي أقواس مضيئة براقية مرافقة للهالات الحلقية، ويميز فيها نوعين:

(١) — الأقواس المماسية للهالات الحلقية: والتي تتشكل فوق أعلى نقطة وأدنى نقطة من الهالة الكبيرة أو الصغيرة. وتكون عموماً صغيرة، ويمكن أن تختزل إلى بقعة ضوئية.

(٢) — الأقواس المحيطة بالهالات الحلقية: وهي أقواس تبدو محيطة بالهالات من أعلاها ومن أسفلها وغير مماسة معها. ويكون القوس العلوي عموماً ذو انحناء حاد، ويبدو أحياناً بشكل دائرة أفقية صغيرة قرب السم، وهو عموماً لامعاً ملوناً بالأحمر من الخارج وبالبنفسجي من الداخل. أما القوس السفلي، فيبدو على شكل دائرة أفقية مسطحة قرب الأفق.

هـ — الشمس الكاذبة (Mock Sun):

وهي عموماً بمثابة بقع مضيئة بيضاء اللون، تظهر على نفس الارتفاع الزاوي للشمس. وتظهر عادة اثنتين من هذه البقع على طرفي الهالة مشكلتين زاوية مقدارها (١٢٠) درجة مع الشمس (Paranthelia)، ونادراً جداً ما تظهر معاكسة للشمس (Anthelion). ويمكن أن تتشكل مثل هذه الظاهرة بواسطة القمر، فيما يمكننا أن نطلق عليها عندها القمر الكاذب (Paraselenic Circle).

وتتكون الشمس الكاذبة بوجود البلورات الجليدية في سحب السمحاق الطبقي، في حال كون البلورات الجليدية ذات شكل سداسي وأسطح مستوية وبوضع أفقي لها، وبمرور الضوء الشمسي داخل البلورات الجليدية وانكساره بزاوية

(٢٢) درجة عن الشمس. وإن كان يغلب عليها اللون الأبيض مع ذيل، إلا أنها تظهر أحياناً بألوان مختلفة.

و — الشمس السفلى (Under Sun):

وهي تظهر شاقولياً تحت الشمس بشكل بقعة بيضاء براقاً، مشابهة لخيال الشمس المتشكل على سطح مياه راكدة.

وعموماً، فإن الهالة الحلقيّة هي الأعم، وما تلك الظواهر الضوئية الأخرى، سوى مرافقات لها لكونها نادراً ما تظهر منفردة.

— وللهالة عموماً (الحلقية خاصة) دلالات على أحوال جوية معينة مرتقبة الحدوث، عرفها القدماء، وتناولها أبناء العصر الحالي، كما توارثوها لدقة ما تدل عليه.

فالمرزوقي من القرن الخامس الهجري، يقول في مدلولات الهالة: «ومن كلام الأوائل فيها أن رؤيتها دالة على مجيء المطر وكيونته، واضمحلالها وتحللها يدل على حدوث الصحو لكونه دالاً على بيس الهواء. وكما تدل على المطر، تدل على هبوب الرياح، لأن المحلل لتلك الرطوبة إنما هو البخار الحار اليابس الذي هو مادة الريح»^(١).

إن السحب المتكونة بفعالها الهالة إما أن تتحول إلى سحب طبقية متوسطة (التوستراتوس) مطيرة، ومن ثم إلى سحب مزنّية طبقية (نيمبوستراتوس) وفيرة الأمطار، أو أنها ترتفع وتتفرق متحولة إلى سحب سمحاقية (سيروس) لانفع منها. وفي الحالة الأولى الدالة فيها الهالة على المطر، فتكون الهالة مرافقة للسحب الدالة على تقدم منخفض جوي جبهي، متحولة ومتدرجة من نوع سحابي إلى آخر، حيث تتحول سحب السمحاق الركامي إلى السمحاق الطبقي ذو الهالة ومن ثم إلى

(١) المرزوقي "كتاب الأزمنة والأمكنة". حيدر آباد، الهند، ١٣٣٢هـ، ج٢، ص ١٠٩.

سحب مطيرة. أما في الحالة الثانية، فسحب الهالة من نتاج بقايا سحب الركام المزني المتحللة التي تقود أخيراً إلى سحب السمحاق^(١).

وإذا تمزقت الهالة من جميع الجهات متحللة، دلت على الصحو. وإن انتظمت حتى ثخن السحاب وبطلت الهالة، دلت على المطر؛ لأن هذه الأجزاء الرطبة المائية القليلة تكون قد صارت كثيرة. فإن تمزقت من جهة دلت على ريح تأتي من تلك الجهة، وإلها هي التي مزقتها. والتي تكون من الهالات تحت الشمس، أدل على المطر من الهالات القرchie التي تكون قبالتها^(٢).

ومما سبق من دلالات للهالة ترجمه القدماء إلى مثل شعبي: (ع الشمس دارة، الدنيا شمسة أو مطارة)، ويقال المثل أيضاً بالنسبة للقمر (ع القمر دارة، الدنيا صحو أو مطارة)^(٣).

٢- قوس قزح (Rainbow):

لقد عرف قوس قزح بأسماء عديدة في التاريخ العربي، من تلك الأسماء: الداح، ومن أمثالهم في ذلك «لا يعرف الماح من الداح»، فالماح؛ صفرة البيض، والداح؛ قوس قزح. والقسطاني أو القسطانة من أسماء قوس قزح. كما أطلق عليه اسم القسطلاني والقسطالة. والتسمية الأفضل لقوس قزح هي قوس المطر، كما يدل عليه المصطلح الأجنبي (Rainbow) المؤلف من كلمتين، هما: قوس (Bow) ومطر (Rain)، أو قوس الغمام.

وتسمية قوس قزح، آتية على ما يبدو من مصطلح التقازيح الذي أطلقه (ابن الهيثم) على امتزاج الضوء بالظلمة بنسب مختلفة متولداً عنه ألوان القوس المختلفة.

(١) علي حسن موسى "المناخ في التراث العربي". دار الفكر، دمشق، ٢٠٠١، ص ٢٧٩.

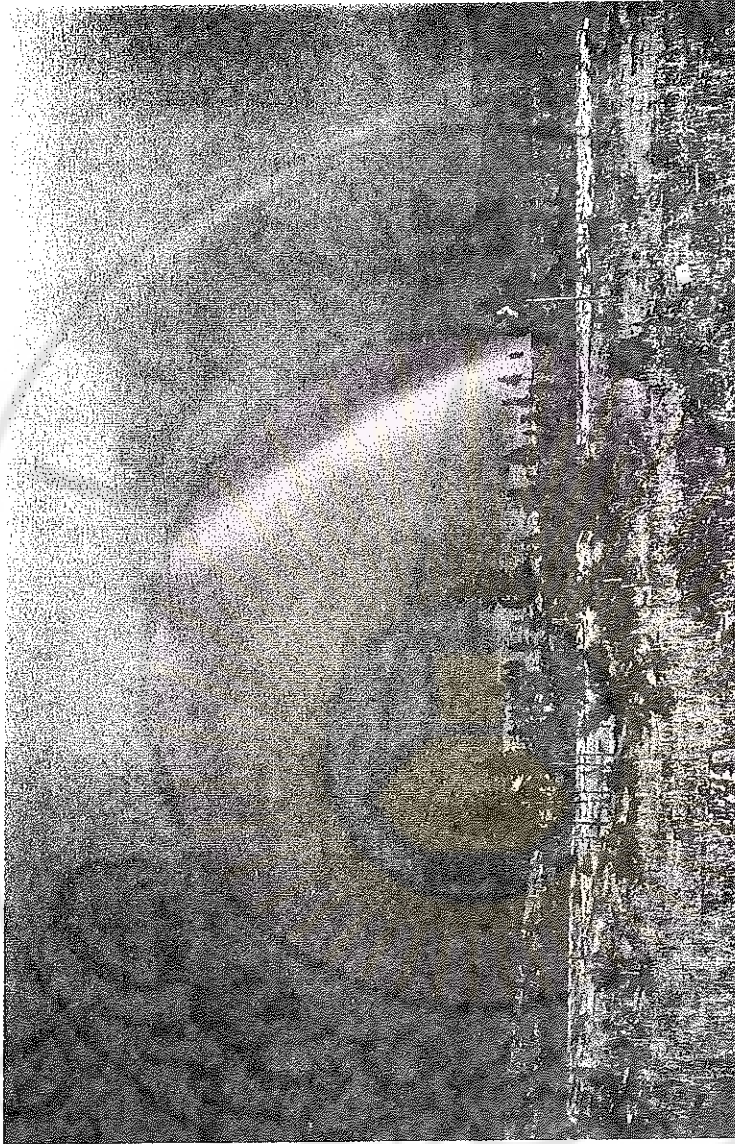
(٢) ابن سينا "المعادن والآثار العلوية"، ص ٤٩.

(٣) علي حسن موسى، المرجع السابق، ص ٢٨.

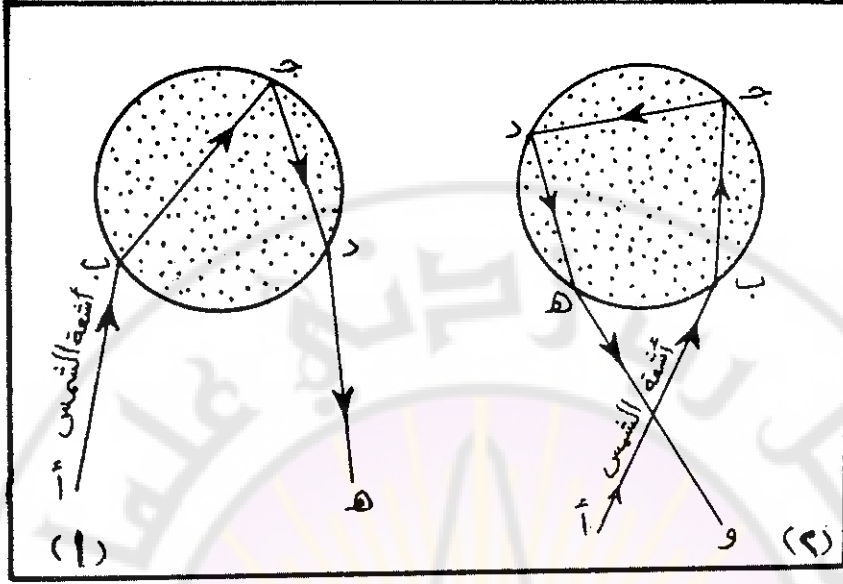
إن قوس قزح هو عبارة عن مجموعة من الأقواس اللونية متحدة المركز، متدرجة ألوانها من البنفسجي إلى الأحمر (البنفسجي — الأزرق — الأخضر — الأصفر — البرتقالي — الأحمر) وهي الألوان التي يتألف منها الضوء المرئي. وتشكل هذه الأقواس اللونية على ستارة من قطرات الماء (قطرات المطر الصغيرة، وقطرات الرذاذ، وحتى الضباب) في الجو، بفعل انعكاس ضوء الشمس أو القمر أحياناً أو انكساره على تلك القطرات، متحللاً من خلال ذلك إلى ألوانه المختلفة. وأحياناً يكون قوساً أحادياً بألوانه المختلفة، وأحياناً أخرى يتشكل قوسين معاً — شكل (١٧٦) — أحدهما داخلي وهو الرئيسي وتكون ألوانه مرتبة بحيث يأتي البنفسجي من الداخل (نصف قطر ٤٠ درجة) والأحمر من الخارج (نصف قطر ٤٢ درجة)، والقوس الآخر خارجي وهو الثانوي، الذي يكون أقل لمعاناً من الرئيسي، وألوانه معاكسة في ترتيبها للقوس الرئيسي، بحيث يكون اللون الأحمر من الداخل (نصف قطر ٥٠ درجة) في القوس الثانوي والأخضر من الخارج (نصف قطر ٥٤ درجة) لصعوبة تمييز اللون الأزرق والبنفسجي. ويكون قوس قزح الذي يتشكل على الضباب ذو ألوان بيضاء أو قريبة من ذلك. والشكل التالي (١٧٧) يوضح كيفية تشكل قوس قزح الرئيسي والثانوي.

وقد أسهب (ابن سينا) في وصف قوس قزح المطري وآلية تشكله، حيث يرى أن قوس قزح يتشكل من انعكاس الأشعة الشمسية على قطرات الماء الدقيقة الهائلة من سحب غير ثقيلة في هواء رطب دون السحب. وأنه لرؤية ذلك القوس يجب أن يكون خلفه جسم عاتم غير شفاف لينعكس عليه ومن ثم لنراه، وهذا الجسم قد يكون جبلاً أو سحابة عائمة كثيفة. وهكذا فإنه إذا لم يكون هناك جبل، فرؤيته تتطلب وجود سحابتين، إحداهما هائلة لقطرات الماء الخفيفة، والأخرى عاكسة للأشعة المرئية المنحللة إلى طيفها.

ويمكن أن يتشكل قوس قزح في حال وجود أية قطرات مائية في الهواء القريب من سطح الأرض، وحتى في الحمامات، وهذا ما عبر عنه (ابن سينا) بقوله:



الشكل رقم (١٧٦)
قوس قزح (قوسين داخلي وخارجي)



(١) كيفية انعكاس ضوء الشمس على الجانب الأبعد من القطرة (جـ) ليسقط على الجانب الأقرب.
 (٢) نشوء قوس قزح ثانوي: الشعاع الأصلي (أ ب)، الانكسار الأول (ب جـ)، الانعكاس الأول (جـ د) والانعكاس الثاني (د هـ)، الشعاع المنكسر الثاني (هـ و) والذي يكون هو المشاهد، وينتج عن ذلك قوس قزح ثانوي.

الشكل رقم (١٧٧)

طريقة تشكل قوس قزح الرئيسي (١) والثانوي (٢)

«ورأينا مثل هذا الخيال — أي قوس قزح — يتولد في أرجاء الماء إذا انتضح عن أجنحة الآلة المنصوبة في وجه الماء رَشَّ ماء صغير الأجزاء طليّ، توازيه الشمس، فيحدث دائرة بألوان القوس. وكذلك إذا أخذ الإنسان الماء في فمه ونفخه في الجو حذاء الشمس أو السراج. ورأينا الشمعة في الحمام يتولد حواليتها من رطوبة جو الحمام هذا الخيال، بل قد رأينا في الغدوات حول الشمس خيالاً هلاكي الشكل قوسي اللون، والسبب فيه رطوبة المنتبه عن نومه، فكان إذا مسحت

العين لم يظهر منه شيء. وقد رأينا في بعض الحمامات هذا الخيال منطبعاً تمام الانطباع في حائط الحمام، ليس على سبيل الخيال، بل كان الشعاع يقع على جام الكوة فينفذ في الرش المملوء منه هواء الحمام، ثم يقع على حائط الحمام وهو شعاع مضى، ثم ينعكس عنه في الهواء الرشي إلى الحائط الآخر، ألوان قوس مستقرة ليس مما تبرح موقعه بانتقال الناظر. وقد يحكى أن هذه الألوان تظهر من ماء ينتشر من مجاديف السفن في البحر. وأكثر ما يعرض هذا الخيال (القوس) حول السراج، وما لا يكون له شفيف ولون قوي فإنه يرى أرجوانياً ذا لون واحد. فالذي صح، هو أن مرآة هذا الأثر ليس هو بسحاب مظلم لا يشف، بل هو جو رطب فيه أجزاء مائة رشة كثيرة مشفة، ولكنه يحتاج أن يكون خلفه مثل هذا السحاب أو جبل أو ستره أخرى من نفسه أو من غيره»^(١).

وعموماً، فإنه كلما اقتربنا من القوس ازداد صغراً إلى أن يضمحل ببلوغنا منطقة تشكله. وإذا كان لون القوس المتشكل على قطيرات الضباب أو الرذاذ أبيضاً أو قريباً منه كما يبدو، فإن لونه على قطيرات المطر لا يكون أبيضاً، وإنما بلون حمرة وأرجوانية وغير ذلك حيث ألوان طيف الأشعة المرئية.

وكما هو ظاهر، فإن قوس قزح لا يتشكل إلا والشمس مائلة عن الوضع العمودي ما لا يقل عن (٤٥) درجة، لذا فإنه يرى من القوس نصف دائرة، لأن وضع القوس وضع مقاطع للأفق لأمواز له. وإذا كانت الشمس مع الأفق شكل القوس نصف دائرة مركزها الأفق، وفي حال ارتفاع الشمس عن الأفق فإن القوس يصغر ليقل قليلاً عن نصف الدائرة، ولا يبلغ الدائرة بأي حال أو حتى ثلاث أرباعها.

وكلما كان القوس أقرب إلى نصف الدائرة كان أصغر وأقوم على الأفق.

وبما أن قطرات المطر — وغيرها — الهائمة في الهواء، على شكل كروي، لذا فإن البصر يدرك مواضع الانعكاس على هيئة قوس مضيئة لاتزيد في رأي العين على

(١) ابن سينا، مصدر سابق، ص ٥٣.

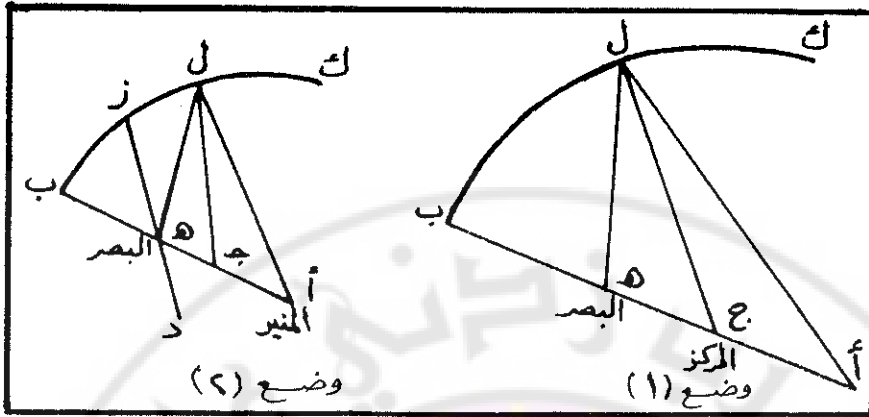
نصف دائرة. وبما أن الجسم المضيء يكون ذا عرضٍ، فإن موضع الانعكاس منه يكون ذا عرضٍ أيضاً، وبالتالي تكون القوس الحاصلة نفسها ذات عرضٍ^(١).

ولقد وصف (ابن رشد) أيضاً قوس قزح وصفاً دقيقاً، وعالج آلية تشكله، حيث قال فيه: «فأما هذا القوس فهي أبداً قبالة الشمس إذا كانت الشمس قريباً من آفاق الطلوع والغروب، وكان هناك سحب مشفٍ متكاثف، وبخاصة في الأيام الطوال. وأما في الأيام القصار فقد تُرى النهار كله. وشكلها يرى مستديراً لكن لادائرة تامة، بل إما نصف دائرة وإما أصغر من نصف دائرة. وترى أبداً في هذا القوس ثلاثة ألوان: لون أحمر إلى الشقرة وهو الأعظم، وأخضر كراتي وهو الوسط وأحمر مسكي وهو الأصغر، وقد يرى في بعض الأحيان لون أصفر خفي بين الأعظم والأوسط. ولم يشاهد في وقت واحد أكثر من قوسين، أما الداخلي منهما وهو الأقرب فترتيب ألوانه كما ذكر، وأما الخارجي فترتيب ألوانه عكس الداخلي؛ حيث يكون اللون الأعظم فيه هو المسكي والأصغر هو الأحمر. والقوس الثانية ضعيفة في الرؤية.

والقوس لا يتشكل ولا يرى إلا في مقابلة الشمس إذا كان هناك سحب كثيف مشفٍ، لأن فاعلها هو انعكاس شعاع الشمس من ذلك الغمام إلى الأبصار، الذي يتم بوضع محدود بين الشمس والناظر والسحاب، وأن يكون مع ذلك السحاب بشكل ما وصفه ما؛ فهو أن يكون مقعر كرة، وذو صقالة (مشفٍ)، وهذه الصقالة تكون في السحاب متى كان قريب الاستعداد إلى أن يستحيل ماء، ولذا ما ترى هذا القوس إذا بدا الرش اليسير»^(٢). والشكل التالي (١٧٨) يوضح نظرية (ابن رشد) في تشكل قوس قزح وحجمه.

(١) عمر فروخ "تاريخ العلوم عند العرب". دار العلم للملايين، بيروت، ١٩٧٠، ص ٣٩٣.

(٢) ابن رشد؛ مصدر سابق، ص ٦٥-٦٧.



وضع (١): (أ) المنير. (ب) نقطة على قوس السحاب. (ج) المركز. (هـ) البصر.

(ب ك) قوس في مقعر كرة السحاب. ويكون الخط الخارج من المنير ينكسر من قوس (ب ك) من نقطة يمكن أن يكون الخط المنكسر منه يصل إلى أبصارنا وذلك إذا كانت أبصارنا في الموضع الذي يمكن فيه الانكسار، وهو الموضع الذي تكون فيه زوايا الانعكاس متساوية، فنضع تلك النقطة (ل). والخط الخارج من المنير (أ ل). وينعكس الشعاع من (ل) إلى (هـ) التي هي نقطة أبصارنا إذا كان وضع هذه النقطة من خط (أ ب) في موضع يمكن أن يكون له زاوية (ك ل) مساوية لزاوية (ب ل هـ)، وهي زاوية الانعكاس.

وإذا ثبتنا خط (أ ل) وأدركنا (أ ب) كالمحور، فإن خط (أ ل) يحدث قطعة من دائرة، إما نصف دائرة وإما أكبر وإما أصغر.

وضع (٢): (أ) المنير. (ج) مركز السحابة. (هـ) البصر. (ب) طرف القطر الذي يلقي كرة السحاب.

(ب ل ك) قوس في مقعر كرة السحاب.

(ل) نقطة الانكسار. والشعاع المنكسر خط (أ ل، ل هـ).

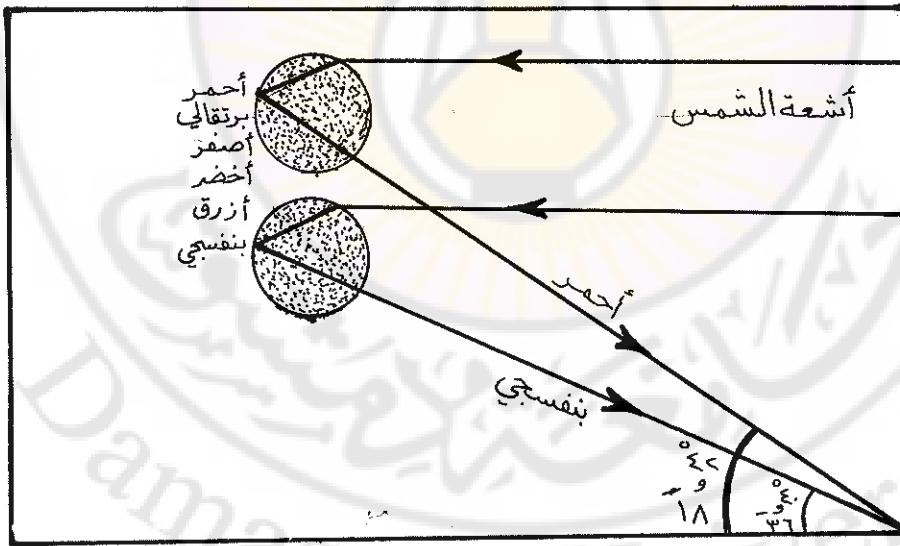
(هـ د) الفصل المشترك لسطح مثلث (أ ل هـ) ولسطح الأفق إذا افترضنا قاطعه، وباستمراره يلقي دائرة (ك ب) على نقطة (ز). (ج ل) العمود الواقع على كرة السحاب الذي يقسم زاوية الشعاع نصفين. وإن خط (هـ ج) إذا كان المنير على هذا الوضع يكون فوق الأفق، وإن خط (هـ ج) يكون تحت الأفق. ولما كان سطح دائرة الانعكاس قائماً على خط (أ ب) الذي هو محورها، أمكن أن يكون مركز هذه الدائرة في هذا الوضع نقطة البصر. وإذا كان خط الشعاع المنكسر واقعاً على (أ ب) على زاوية قائمة، أي خط (ل هـ). وإن كانت زاوية (أ هـ ل) حادة كان مركز الدائرة على خط (هـ ج). فإذا ثبت خط (أ ب) وأدبر مثلث (أ ل هـ) ظهر من دائرة الانعكاس أكثر من نصف دائرة. وأما إذا كانت زاوية (أ هـ ل) منفرجة فإن مركز الدائرة يقع على خط (هـ ب) تحت الأفق فيظهر أصغر من نصف دائرة.

الشكل رقم (١٧٨)

آلية تشكل قوس قزح حسب تصور ابن رشد

واللون قوس قزح أكثر من ثلاثة. والقوس لا يتشكل كما يذكر البعض من انعكاس الضوء الشمسي على السحاب، وإنما من انعكاسه وانكساره على قطرات الماء الساقطة من السحاب. والسحب المشقة عموماً ذات الصقالة ليست مؤهلة للهطول المطري، والقوس لا يتشكل إلا عندما يبدأ الرش المائي وتكون الشمس ساطعة بزاوية، وهناك خلفية للقوس (سحب داكنة، جبل... الخ).

ولكي يشاهد قوس قزح، يجب أن يكون ظهر المشاهد للشمس وأمامه الأمطار تطل. وليس أي هطول مطري والشمس مائلة يؤدي إلى تشكل قوس قزح، بل لابد من أن يكون دخول الإشعاع الضوئي إلى قطرات الماء بزاوية معينة حتى يكون الانكسار مناسباً، ويمكن عندها رؤية حزم الألوان التي تشكل القوس. وتتكرر الأشعة الضوئية بزوايا مختلفة حسب أطوالها الموجية؛ فالضوء الأحمر (الأطول موجة) ينكسر بزاوية (٤٢ درجة و ٣٦ دقيقة)، واللون البنفسجي (الأقصر موجة) ينكسر بزاوية (٤٠ و ٣٦)، وبين الزاويتين تتدرج انكسارات الألوان الأخرى بزوايا محددة من عين المشاهد، والشكل (١٧٩) يوضح ذلك.



الشكل رقم (١٧٩)

انكسار الأشعة الضوئية وانعكاسها داخل قطرات الماء المكونة لقوس قزح

وإذا كان من الممكن أن يتشكل قوس قزح على الضباب (Fogbow)، فإنه يمكن أن يتشكل أحياناً أيضاً بفعل الندى (Dewbow) في أيام فصل الخريف في الصباح والشمس قريبة من الأفق، بحيث يظهر القوس فوق سطح الأرض. كما يمكن أن يتشكل قوس قزح من ضوء القمر (Moonbow) وذلك عندما يكون القمر بديراً لامعاً، ويكون القوس عندئذ بلون أبيض فقط.

ولظهور قوس قزح دلالات عدة مستمدة من فترة وظروف حدوثه، ووجهة امتداده، وشدة ألوانه ... وغير ذلك، وتعكس الأمثال والأقوال العربية التي قيلت في قوس قزح مدى دقة ملاحظة العربي قديماً للظواهر الجوية وربطها ببعضها، والاعتماد على بعضها في الاستدلال على أخرى. ومن أقوالهم في قوس قزح ذات الدلالة على أحوال جوية مرتقبة^(١):

١ — (إذا قوس شرق وغرب فروح ونام على الدرب). بمعنى إذا كان قوس قزح منتصباً ممتداً من الشرق إلى الغرب، فهذا مؤشر على حدوث الصحو.

٢ — (إذا قوس قبلي وشمال حل الفدان). بمعنى إذا انتصب قوس قزح ممتداً من الجنوب إلى الشمال، فتوقف عن الحراثة (الفدان: حيوان الحراثة) وغادر أرضك، لأن الجو سيكون رديئاً وستهطل الأمطار.

٣ — (إذا كان قوس قزح عكس جهة الريح فالطقس سيكون حسناً، وإذا كان جهة الريح فالطقس سيكون رديئاً).

وبما أن معظم أمطار سورية تأتي من الجهة الغربية، لذا فإن: ظهور قوس قزح في الغرب (صباحاً) دليل قدوم مطر مع عواصف، وظهوره في الشرق (صباحاً) دليل مرور العاصفة المطرية وتوقع الجو الصاحي.

(١) علي حسن موسى "الأحوال الجوية في الأمثال الشعبية". دار الفكر، دمشق، ١٩٩٧، ص ١٣٢.

٣- الإكليل (Corona):

وهو عبارة عن مجموعة من الحلقات الضوئية الملونة — نادراً ما يزيد عددها على ثلاث حلقات — صغيرة القطر نسبياً، وتمتد إلى الخارج من مصدر الضوء متمركزة حول الشمس أو القمر. وتبدو الحلقة الداخلية زرقاء أو بنفسجية، وتظهر الحلقة الخارجية حمراء، ويمكن أن تظهر ألوان أخرى فيما بين الحلقتين. وتظهر الحلقة الخارجية من أول تتابع من الداخل بلون محمر أو كستناوي، وتعرف هذه الحلقة بالإكليل الذهبي (Aureole) التي لا يزيد نصف قطرها عادة على خمس درجات.

وينتج الإكليل بفعل انكسار أو انعطاف الضوء المنبعث عن الشمس أو القمر المار خلال الشابورة، أو الضباب أو الغيوم الرقيقة المتكونة من قطرات مائية دقيقة (السحب المائية: الالتوستراتوس، الستراتوس... الخ)، أو بلورات جليدية (غيوم السحاق)، مما يترتب على ذلك حدوث تحلل للضوء إلى ألوانه المختلفة ليبدو على شكل إكليل.

وتختلف سعة الإكليل حسب حجم القطرات المائية، فالقطرات المائية الصغيرة تشكل أكاليل كبيرة، والعكس صحيح. وأكبر الأكاليل وأوضحها تتشكل عندما يسقط ضوء القمر على السحب الطباقية الرقيقة متوسطة الارتفاع (الالتوستراتوس). وبسبب ضوء الشمس الشديد فإن الأكاليل المتشكلة حولها تكون أقل وضوحاً للمشاهد.

٤- ظاهرة الألوان الموازية (Irisation):

ألوان تظهر على الغيوم، تكون أحياناً مختلطة، وأحياناً أخرى بشكل حزم موازية تقريباً لحدود الغيوم. يغلب عليها اللون الأخضر والقرمزي، مع ظلال ألوان أخرى.

٥- ظاهرة المجد (Glory):

هي عبارة عن تتابع واحد أو أكثر من الحلقات الملونة، يراها الراصد حول ظله على سحابة تتركب أساساً من قطرات مائية صغيرة عديدة، أو على الضباب،

ونادراً على الندى. ويعود تشكلها إلى انعكاس الضوء وانعطافه، وترتيب الألوان يشبه ما هو في الإكليل.

وعندما يبدو الظل كبيراً جداً، فإن هذا يعود إلى أن السحاب أو الضباب يكونان قريبان من الراصد، ويدعى عندئذ (Broken Spectre). وعلى كل حال، فظاهرة المجد قد تشاهد متلونة أو غير متلونة. وفي الجو بالنسبة للإنسان المحمول جواً، فعادة ما يظهر المجد حول ظل الطائرة عند طيرانها^(١).

٦ — حلقة القديس (Bishop's Ring):

حلقة بيضاء مركزها الشمس أو القمر، حافتها الداخلية ذات زرقة خفيفة وحافتها الخارجية بنية حمراء. تتشكل من جراء انكسار الضوء المار عبر سحابة من الغبار الدقيق ذي مصدر بركاني الذي يوجد في الأجزاء العليا من الجو. ويقارب نصف قطر الحلقة من (٢٢) درجة.

٧ — ظاهرة التلألؤ (Shimmer):

عبارة عن اهتزاز ظاهر في الأجسام عند سطح الأرض في حال النظر إليها في اتجاه أفقي. وتحدث هذه الظاهرة فوق اليابس عندما تسطع الشمس بشدة، من جراء التذبذبات التي تحدث لفترة قصيرة في معامل الانكسار في الطبقات السطحية من الجو. وقد يخفّض التلألؤ الرؤية بدرجة ملحوظة.

٨ — ظاهرة الشرر (Scintillation):

تغيرات سريعة، تبدو بشكل نبضات ضوئية من النجوم أو منابع الضوء الأرضية. وتنشأ هذه التغيرات بفعل التذبذبات التي تحدث في معامل انكسار طبقة من الغلاف الجوي التي تمر خلالها الأشعة الضوئية. وتشبه هذه الظاهرة ظاهرة التلألؤ.

(1) W.M.O; «International Cloud Atlas» 1956, P.59.

٩- الوميض الأخضر (Green Flash):

عبارة عن تلوث يطغى عليه اللون الأخضر لفترة قصيرة، متخذاً في الغالب شكل وميض يرى عند أقصى الحافة العليا من جسم مضيء (الشمس، القمر، وأحياناً الكواكب) عندما يظهر فوق الأفق أو يختفي تحته، ويشاهد خاصة في المناطق المنبسطة وفوق البحار في العروض المتوسطة والعليا. وسببه انتشار الأشعة الضوئية عند اصطدامها بالعوالق الهوائية دقيقة الحجم؛ فعند ظهور الجسم المضيء فوق الأفق أو اختفائه تحته، يحدث انتشار للأشعة الخضراء من الطيف المرئي ولفترة وجيزة لاتتعدى في بعض الأحيان الثانية^(١).

١٠ - الفجر والشفق:

هما ظاهرتان متماثلتان في آلية التشكل، حددهما (ابن الهيثم) بأن الفجر أو ضوء الصباح؛ وهو الضوء الذي يبدو على الأفق الشرقي قبل طلوع الشمس. والشفق أو ضوء العشي؛ وهو الضوء الذي يتبقى حيناً على الأفق الغربي بعد غروب الشمس. وأن هاتين الظاهرتين تحدثان من نفوذ ضوء الشمس من خلال الهواء إلى الأرض بالإضاءة العرضية^(٢) - التي هي الإضاءة بفعل آلية الانتثار والانكسار الإشعاعي-.

على أنه يصطلح حالياً؛ أن الشفق هو ضوء ما قبل شروق الشمس، والغسق هو ضوء ما بعد الغروب، كترجمة لمصطلح أجنبي واحد (Twilight).

ويلاحظ «ابن الهيثم» أن الأماكن قد تكون أحياناً مستضيئة ولو لم يسقط عليها نور الشمس مباشرة - كالغرف المغلقة، والأراضي المستترة بالجبال، وكالأرض حينما يحجب السحاب عنها الشمس حجاً تاماً - . ويعلل «ابن الهيثم» ذلك بأن الهواء ليس تام الشفاف، بل فيه كثافة ما. من أجل ذلك لا ينفذ ضوء

(١) علي غانم "الجغرافية المناخية" دار المسيرة، عمان، ٢٠٠٣، ص ٢٥٦.

(٢) عمر فروخ؛ مرجع سابق، ص ٣٩٣.

الشمس كله من خلال الهواء، بل يبقى منه جانب محجوراً بذلك الشيء القليل من الهواء الأكثر كثافة وغير الشفاف تماماً، فيظهرُ عليه ضوء الشمس منتشراً ومتبعثراً، ومن ثم مرتداً بانعطاف نحو سطح الأرض ليضيئه بعض الإضاءة. وهذا ما عبر عنه «ابن الهيثم» في إحدى رسائله بقوله: «أما أن الهواء يصدر عنه ضوء ثان فذلك يظهر عند ضوء الصباح، فإن وجد الأرض يضيء في وقت الصباح... الخ»^(١).

وعلى هذا الأساس يفسر (ابن الهيثم) الفجر والشفق: إذا قاربت الشمس الطلوع بدا منها عمود من نور من وراء الأفق الشرقي-يكون في الحقيقة مخروطاً-. ويحاول الضوء من هذا المخروط أن ينفذ من خلال الهواء المعترض بين الأفق وبين عين الناظر بعيداً عن الأفق. وينعطف (ينكسر) الضوء في الهواء ويبدو ضعيفاً على الأرض وعلى الأشياء القائمة على الأرض. ثم كلما ارتفعت الشمس وراء الأفق مال جسم المخروط إلى المغرب فكثر الضوء الواقع على الأرض وما عليها وزاد الضوء فيها إلى أن تشرق الشمس فيعم الضوء الأرض ويحدث النهار^(٢). ويمثل ذلك يحدث الشفق ولكن بترتيب معكوس.

وتنتج عموماً ألوان الفجر والشفق بفعل انكسار موجات معينة من الأشعة الضوئية المنبعثة من الشمس أو انتشارها في الهواء الجوي.

ويشير تلون السماء أحياناً عند الشروق والغروب إلى حالة الجو المرتقبة. فكلما بهتت أو رقت ظلال الألوان عند شروق الشمس وغروبها، تقدمت احتمالات الطقس الحسن المرتقبة، لأن تلك العلامات تدل على أن الهواء جاف. أما إذا كان اللون السائد أثناء الشروق والغروب أحمر نارياً ونحاسياً، فإن ذلك علامة على مجيء المطر، لأن هذا دليل على زيادة الرطوبة في الهواء.

(١) ابن الهيثم «مجموع الرسائل: رسالة في الضوء». حيدر آباد، الهند، ١٣٥٧هـ، ص ١١.

(٢) عمر فروخ؛ مرجع سابق، ص ٣٩٤.

ثانياً — بعض الظواهر الجوية الكهربائية (Electrometeors):

قد تكون ظاهري البرق والصاعقة الناتجتين عن تفريغات كهربائية في سحب العواصف الرعدية من أكثر الظواهر الجوية الكهربائية المعروفة والمألوفة في العروض الوسطى والمنخفضة من الكرة الأرضية. غير أن هناك ظواهر جوية كهربائية غير مقترنة بوجود السحب، حيث يتكرر حدوثها في الأجواء الصحوّة. ومن تلك الظواهر نذكر:

١— وهج سانت إلمو (Saint Elmo's Fire):

وهو عبارة عن تفريغ كهربائي في الجو بإضاءة —مستمرة تقريباً— ضعيفة أو متوسطة الشدة، ينبعث من الأجسام المرتفعة عن سطح الأرض (مانعات الصواعق، دوارات الرياح، صواري السفن) أو من الطائرات في أثناء طيرانها (أطراف الأجنحة، المحركات ... الخ). ويمكن أن نشاهد هذه الظاهرة عندما يصبح المجال الكهربائي بالقرب من سطوح تلك الأجسام قوياً.

وغالباً ما يبدو وهج سانت إلمو على هيئة الطيور أو الريش بلون بنفسجي أو مائل للخضرة، وبصورة واضحة في أثناء الليل.

٢— الشفق القطبي (Polar Aurora):

أو كما يعرف بالفجر القطبي، أو الوهج القطبي. وهو عبارة عن ظاهرة ضوئية كهربائية تظهر في الأجزاء العليا من الغلاف الجوي في العروض العليا بجوار القطبين المغناطيسيين للأرض، بمدى لا يبعد عنهما أكثر من ٢٥ درجة.

وما هذه الظاهرة سوى تفريغ كهربائي للجزيئات المشحونة كهربائياً في الأجزاء العليا من الجو بين سويتي ارتفاع (١٠٠—٣٠٠ كم) — وقد يصل إلى ١٠٠٠ كم — في الطبقة الجوية المعروفة بالطبقة المتأينة (المكهربة، المتشردة) التي تمثل الجزء الأدنى من طبقة الترموسفير الجوية. ويكون مسار تلك الجزيئات المكهربة محكوماً بالمجال المغناطيسي الأرضي. ويتخذ الشفق القطبي شكل أقواس أو أحزمة أو سجوف أو ستائر ضوئية ملونة بلون أخضر باهت مائل إلى البياض.

وتكثر مشاهدة الشفق القطبي بشكل مميز خلال فترة النشاط الأعظمي للبقع الشمسية التي تأخذ دورتها مدة حوالي (١١) سنة، حيث تكون الأوهاج الشمسية نشيطة، وتقذف الشمس من خلالها كميات ضخمة من الجسيمات المشحونة كهربائياً (أعوام ١٩٧٢، ١٩٨٩، ٢٠٠٣م). وتكون عادة كمية الإضاءة في أثناء الشفق القطبي صغيرة، ولكنها قد تكفي للقراءة إذا كانت الحروف كبيرة.

وإذا كان الشفق القطبي متكرر الحدوث في العروض العليا قريباً من القطبين المغناطيسيين للأرض في معظم الليالي الصحوه خلال السنة، وبشكل مميز في فترتي الاعتدالين، إلا أنه قد يظهر أيضاً في العروض المنخفضة خلال الثورات الكبرى للأوهاج الشمسية، كما شوهد في الولايات المتحدة الجنوبية والمكسيك عدة مرات^(١).

(١) علي حسن موسى "الجغرافية الفلكية". دمشق، ٢٠٠٣، ص ٢٨٨.

الفصل الثاني

الظواهرات الجوية البصرية والصوتية

أولاً — السراب.

ثانياً — الظواهرات الجوية الصوتية.





الفصل الثاني

الظواهرات الجوية البصرية والصوتية

تؤثر كثافة الهواء المتغيرة بالارتفاع عن سطح الأرض وتغير درجة الحرارة الذي يلعب دوراً هاماً في حدوث العديد من الظواهرات الجوية البصرية، لما لذلك من تأثير على مسار الأشعة الضوئية بما يصيبها من انحناء وانكسار وانعكاس. كما يؤثر ذلك على مسار الأصوات محدداً منها تارة، ومساعداً على سرعة انتشارها تارة أخرى.

وفيما يلي عرض لأهم الظواهرات الجوية البصرية والصوتية:

أولاً — السراب (Mirage):

السراب من الظواهرات الجوية البصرية المشهورة والمعروفة منذ القدم.

والسراب باسمه ومدلوله، عرفه العرب قديماً أكثر من غيرهم، ومنطقة سكنهم في بواديهم الشاسعة تعج صيفاً بهذه الظاهرة، التي طالما تحدث عنها الجغرافيون العرب، وأكثر الشعراء في وصفها. وأعطاه القرآن الكريم حقها بالتعريف والمدلول، بقوله تعالى: ﴿وَالَّذِينَ كَفَرُوا أَعْمَالُهُمْ كَسَرَابٍ بِقِيعَةٍ، يَحْسِبُهُ الظَّمَانُ مَاءً حَتَّىٰ إِذَا جَاءَهُ لَمْ يَجِدْ شَيْئًا...﴾.

والسراب، كما هو معروف، مظهر من المظاهر الخادعة للنظر الذي يدل إما، على رؤية الأجسام في غير حقيقتها بشكل يوحي بوجود مادة (ماء) غير موجودة في الواقع — وهذا ما وصفه القرآن الكريم —، وإما أن يظهر إعوجاج وانعكاس أو انقلاب في شكل الأجسام بالقرب من الأفق، بحيث تبدو لها صورة مقلوبة. ويحدث السراب عموماً بفعل تغير غير عادي في درجة حرارة الهواء وكثافته مع الارتفاع فوق سطح اليابس أو البحر، مما يؤدي إلى انحناء الأشعة الضوئية وانعكاسها من جراء التغير الطارئ في معامل انكسار طبقات الهواء بالقرب من سطح الأرض.

وللسراب أسماء أخرى عرفه العرب بها، منها: اليلمع وذلك للمعان السراب، والصيهد^(١). كما ذكر البعض أن السراب الذي يتلأأ نصف النهار كأنه ماء لازقاً بالأرض، هو الآل. وقيل الآل، يكون ضحوة والسراب نصف النهار. وقيل في الفرق بينهما: إن الآل هو الذي يرفع كل شيء، وسمي الآل لأن الشخص هو الآل، فلما رفع الشخص قيل هذا آل.

إن عين الإنسان تشاهد الأشعة الضوئية القادمة من أي جسم على أنها مستقيمة، وهي في الحقيقة منحنية، وهذا هو مفتاح فهم حدوث السراب. وقد يكون السراب لجزء من الجسم، وقد يظهر صحيحاً (أقرب مما هو عليه) أو مقلوباً، أو صورة خادعة لجسم ما، وذلك حسب الظروف الجوية السائدة في منطقته وطبيعة تلك المنطقة.

ويميز حالياً بين نوعين من السراب، هما:

١- السراب الأدنى (Inferior Mirage):

يتشكل السراب الأدنى في عدة حالات، منها:

(أ) في حال كون حرارة الهواء أقل بكثير من حرارة سطح الأرض، مما ينتج عنه تزايد سريع في كثافة الهواء مع الارتفاع قريباً من السطح.

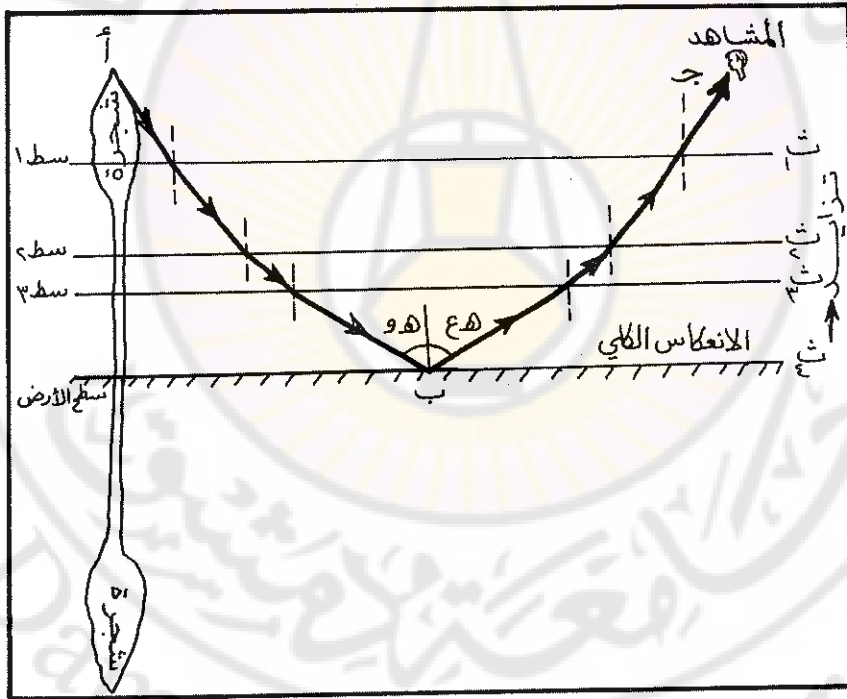
(ب) عند هبوب رياح منخفضة الحرارة فوق بحر أدفاً أو فوق طريق إسفلتي حار أو فوق صحراء حارة.

ويرى الناظر في هذا النوع من السراب جزءاً من الإشعاع الوارد من جسم بعيد (شجرة مثلاً) بشكل مباشر، ويرى الجزء الآخر وكأنه صادر عن صورة مقلوبة نحو الأسفل لذلك الجسم (تخيال الجسم)، مما يخيل للناظر أن هناك ماء بجوار الجسم تنعكس فيه صورته. ويحدث ذلك من جراء انكسار الأشعة الصادرة عن ذلك انكسارات متتالية في طبقات الهواء القريبة من السطح حتى تصل إلى طبقة

(١) لسان العرب؛ ج ١٠/٢٠٠، ج ٢/٢٦٠.

الكثافة المنخفضة جداً القريبة من السطح، مما يجعلها تنعكس انعكاساً كلياً سالكة مساراً مناظراً لمسارها الأولي قبل الانعكاس ليراها الناظر وكأنها صادرة عن نظير الجسم نفسه، بحيث يستطيع الناظر في هذه الحالة أن يرى الجسم البعيد نفسه وشبه خيال مقلوب لهذا الجسم في آن واحد، متخيلاً أن بجوار الجسم سطح مائي تنعكس عليه صورته -شكل (١٨٠)-. كما ويخيل للناظر رؤية الأجسام على مسافة أقرب مما هي عليه في الواقع إذا نظر إليها أفقياً. والسراب الأدنى يشاهد فوق اليابس، ويندر فوق البحار.

وفي هذا النوع من السراب، يكون انحناء الأشعة الضوئية ما بين الجسم والمشاهد بعكس انحناء سطح الأرض.



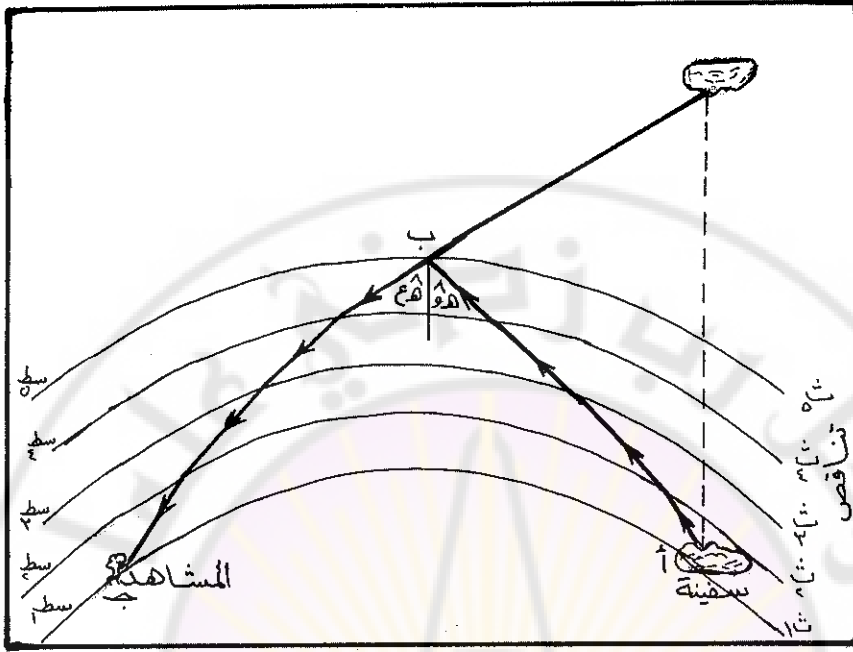
الشكل رقم (١٨٠)
آلية تشكل السراب الأدنى

ويحدث السراب على الطرق الإسفلتية بطريقة مشابهة لسراب الصحراء، في الأيام المشمسة شديدة الحرارة، حيث يسخن الطريق كثيراً متكونة فوقه بالتماس معه طبقة قليلة الكثافة وحارة يليها مستويات أعلى أقل كثافة بسماكة لا تتجاوز أحياناً بضعة أمتار. ونتيجة لأن انحناء الأشعة الضوئية وانكسارها بعكس انحناء سطح الأرض في مثل هذه الظروف، فإن الناظر سيشاهد الطريق وكأنه مغطى بالماء لمسافة قصيرة أمامه. وهذه الظاهرة خطر كبير على السيارات في المنعطفات التي تكون فوق السراب، حيث يظهر الطريق مستقيماً، وهو في الحقيقة منعطفاً. ومن مظاهر السراب الأدنى رؤية قمم التلال والجبال وأعمدة الكهرباء والهاتف ... وغير ذلك من البروزات المرتفعة، أقل ارتفاعاً مما هي عليه في الواقع.

٢- السراب الأعلى (Superior Mirage):

وسمي بذلك لرؤية الأجسام أعلى من موقعها الحقيقي، بحيث تبدو وكأنها معلقة في الهواء. ويتشكل هذا النوع من السراب عندما يكون الهواء أكثر حرارة بصورة ملحوظة من السطح الذي دونه، كما الحال فوق المسطحات المائية الباردة أو فوق الأغشية الثلجية والجليدية، مما يجعل انحناء الأشعة الضوئية موافقاً لاتجاه انحناء سطح الأرض.

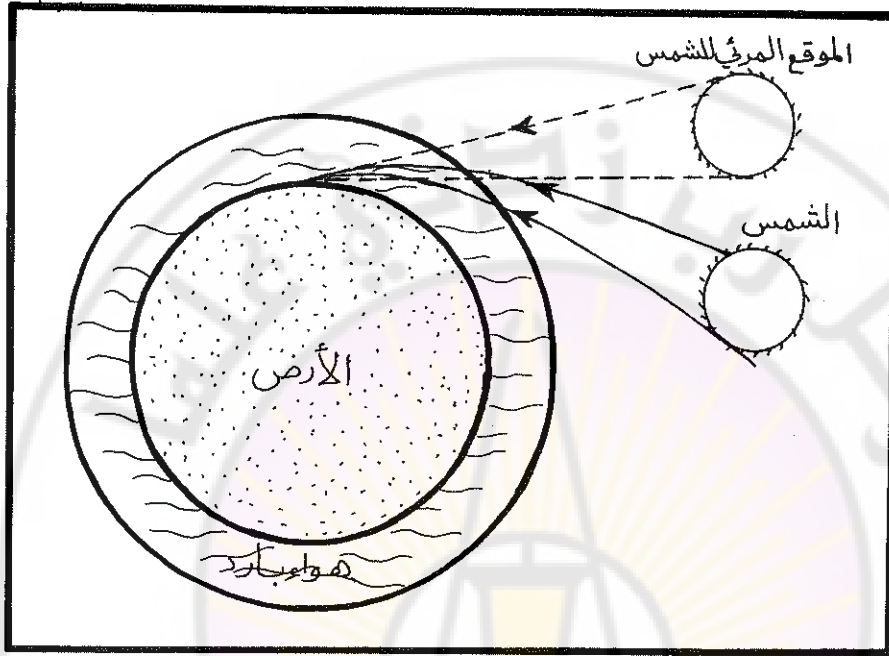
وأكثر أنواع السراب الأعلى شيوعاً هو المتشكل فوق سطح البحار في العروض العليا وأحياناً الوسطى، حيث تكون حرارة سطح البحار والمحيطات منخفضة بشكل غير عادي والهواء فوقها حار بصورة ملحوظة، مما يترتب على ذلك حدوث انكسارات متعددة وانعكاس كلي للأشعة المنبعثة من السفينة -أو غيرها- في طبقات الهواء الذي تقل كثافته بشكل ملحوظ مع الابتعاد عن سطح الأرض -بعكس ماهو في حالة السراب الأدنى-، مما يجعلنا نشاهد عندئذ صورة للجسم الموجود فوق سطح ماء البحر (سفينة ... أو غير ذلك) مقلوبة فوق الجسم الحقيقي، وأحياناً نشاهد صورة قريبة للصحة فوق الصورة المقلوبة مباشرة -شكل (١٨١)-.



الشكل رقم (١٨١)

آلية تشكل السراب الأعلى

ومما يمكن أن يذكر أيضاً أن ظاهرات السراب الأعلى، يمكنها أن تقود بنا إلى مشاهدة قرص الشمس - والقمر والنجوم - أعلى من مواقعها الحقيقية، وهذا ما يتجلى واضحاً في أثناء هبوط قرص الشمس تحت الأفق، ولكن يبقى الناظر إليها مشاهداً إياها فوق الأفق - شكل (١٨٢) -، وذلك نتيجة لانحناء الأشعة الضوئية باتجاه انحناء سطح الأرض، وهذا ما يشاهد عند الغروب والشروق، مستمرة تلك الظاهرة أقل من أربع دقائق - مما يجعل طول النهار كما يبدو أكبر من طول الليل في يومي الاعتدالين -، وقد يتجاوز ذلك في العروض القطبية.



الشكل رقم (١٨٢)

ظهور الشمس أعلى من موقعها الحقيقي عند الغروب

ثانياً — الظواهرات الجوية الصوتية:

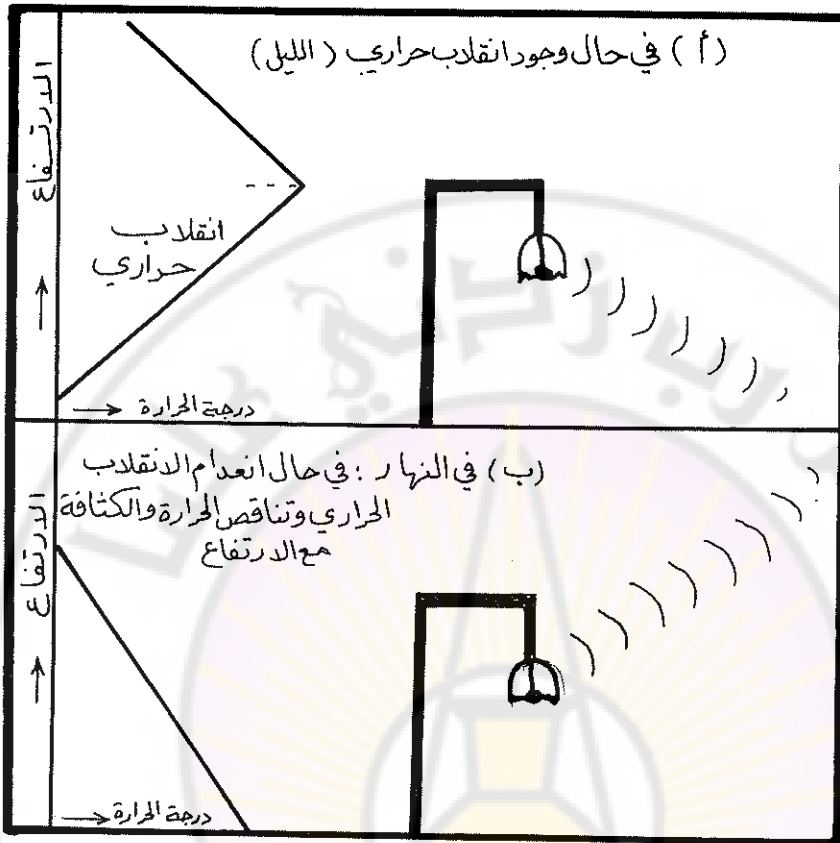
من أبرز الظواهرات الجوية الصوتية: صوت الرعد الذي ينتج في السحب الركامية المزنية نتيجة للتمدد الكبير للهواء المتسخن بسرعة فائقة إلى حدود كبيرة تصل إلى أكثر على (١٠٠٠م) على طول مسار التيار الكهربائي (الشحنات الكهربائية) المصدر لوميض البرق، كما أشرنا إلى ذلك سابقاً.

غير أن الأحوال الجوية السائدة من درجة حرارة ورياح تؤثر على قوة الصوت ومدى سماعه، خاصة إذا علمنا إن الصوت ينتقل في الهواء على شكل موجات اهتزازية وبسرعة وسطية نحو (٣٣٠م/ثا) عند درجة حرارة للهواء صفر

درجة مئوية. وتزداد سرعة الصوت نحو (٥,٠ م/ثا) عند تزايد درجة الحرارة درجة مئوية واحدة.

ويعتمد مدى انتشار الصوت وسماعه على تغير درجة الحرارة مع الارتفاع؛ فوجود ضغط جوي مرتفع وطبقة انقلاب حراري سطحية يؤدي إلى انتشار موجات الصوت بوجهة نحو الأسفل لتبقى بالقرب من سطح الأرض، ولتسمع بالتالي لمسافة أبعد، كما يحدث في الليل في أجواء الانقلاب الحراري السطحي، أو في حال كون السطح بارداً لتغطيته بغطاء ثلجي. أما في حال اختفاء الانقلاب الحراري واستمرار درجة الحرارة بالتناقص مع الارتفاع كما يحدث عموماً في النهار خاصة في حال سيادة ضغط جوي منخفض وحركة هوائية صاعدة، فإن موجات الصوت عندئذ تنتشر في وجهة نحو الأعلى، لتتناقص شدة الصوت بسرعة أفقياً إلى أن يتلاشى بعد مسافة قصيرة. ولذا فإن الصوت يسمع لمسافة أبعد وبشدة أكبر في الليل وفي أجواء الضغوط المرتفعة مما في النهار وفي أجواء الضغوط المنخفضة - شكل (١٨٣) -.

وينتقل الصوت عموماً لمسافة أبعد وبشدة أقوى إذا ما كانت موجاته تنتشر في اتجاه موافق لاتجاه الرياح، وذلك لقيام الرياح بحرف الموجات الصوتية نحو الأسفل باتجاه سطح الأرض، والعكس صحيح في حال انتشار الموجات الصوتية في اتجاه معاكس لاتجاه الرياح، مما يجعل مدى سماع الصوت أقل وشدته أخفض.



الشكل رقم (١٨٣)

اتجاه انتشار الصوت في ظروف حرارية مختلفة

الملاحق

- ١— أهم المصطلحات المناخية.
- ٢— نماذج من صور الغيوم.
- ٣— وحدات القياس.
- ٤— درجات الحرارة بالمقياس المتوي وما يكافئها بالفهرنهايت.



الملحق رقم (١)

أهم المصطلحات المناخية

- Absolute Humidity	رطوبة مطلقة
-Absolute Maximum Temperature	درجة الحرارة العظمى المطلقة
-Absolute Minumum Temperature	درجة الحرارة الصغرى المطلقة
- Absolute Temperature	درجة الحرارة المطلقة (كل)
- Absolute Zero	الصفر المطلق (-٢, ٢٧٣م)
- Absorption of Radiation	امتصاص الأشعة
- Actual Duration of Sunshine	مدة سطوع الشمس الفعلية
- Actual Evapotranspiration	التبخر النتح الفعلي
-Adiabatic Cooling	التبريد الذاتي (الكظوم)
-Adiabatic Heating	التسخن الذاتي (الكظوم)
-Advection Fog	ضباب التأفق
-Advection Frost	صقيع التأفق
-Advection Inversion	انقلاب (حراري) التأفق
-Aerosol	الهباء الجوي (العوالق الصلبة في الهواء)
-Air Conditional Instability	عدم استقرار شرطي للهواء
-Air Instability	عدم استقرار الهواء
-Air Mass	كتلة هوائية
-Air Pollution	تلوث الهواء
- Air Stability	استقرار الهواء
- Albedo	عاكسية، بياض

- Anabatic Winds	رياح سفحية صاعدة
- Ana-Front	جبهة نشطة
- Annual Temperature Rang	المدى السنوي لدرجة الحرارة
- Anticyclone	ضد إعصار، مرتفع جوي
- Anvil Clouds	غيوم سندانية
- Aractic Sea Smoke	دخان البحر القطبي (ضباب البحر)
- Artifical Stimulation of Rain	التحريض الصناعي للمطر
- Atmosphere	غلاف جوي (هوائي)
- Atmospheric Pressure	الضغط الجوي
- Atmospheric Radiation	الإشعاع الجوي
- Baroclinic	حالة جوية غير متوازنة
- Barometric Gradiant	تدرج ضغطي
- Barometric Slope	انحدار ضغطي
- Barometric Tendency	ميل ضغطي
- Barotropic	حالة جوية متوازنة
- Black Frost	صقيع أسود
- Blue Sky	سما زرقاء
- Breeze	نسيم
- Calm	هدوء، سكون، رهو
- Calorie	حريرة، سرعة
- Centrifugal Force	القوة الطاردة المركزية

- Centripital Force	القوة الجاذبة المركزية
- Chinook Wind	رياح الشينوك
- Climate	مناخ
- Climatology	علم المناخ
- Clouds	غيوم، سحب
- Cloud Seeding	بذر الغيوم
- Cloudiness	تغيم
- Cloudy	غائم
- Cold Front	جبهة باردة
- Cold Occlusion	امتلاء بارد
- Condensation	تكاثف
- Confluence	تقارب
- Convection	حملان
- Convergence	تجمع
- Coriolis Force	قوة كوريولس
- Cosmic Rays	أشعة كونية
- Crystallization	تبلور، ترسب
- Current	تيار
- Cyclogenesis	نشوء الأعاصير
- Cyclolysis	تخلل الأعاصير
- Cyclone	إعصار، منخفض جوي

- Cyclonic Circulation	حركة إعصارية
- Cyclostrophic Wind	رياح إعصارية دورانية
- Daily Minimum Temperature	درجة الحرارة الصغرى اليومية
- Daily Maximum Temperature	درجة الحرارة العظمى اليومية
- Deflection Force	قوة الانحراف (قوة كوريولس)
- Depression	منخفض جوي
- Desert	صحراء
- Dew Point	نقطة الندى
- Diffluence	تباعد
- Direct Solar Radiation	إشعاع شمسي مباشر
- Discontinuity Surface	سطح انفصال (جبهة)
- Divergence	تفرق
- Doldrums	الرهو الاستوائي
- Drizzle	رذاذ
- Drought	جفاف
- Dry Adiabatic Lapse Rate	معدل التناقص الذاتي الجاف
- Dust Storm	عاصفة غبارية
- Dynamic Climatology	علم المناخ الحركي
- Eddies	دوامات هوائية
- Electromagnetic Radiation	إشعاع كهرومغناطيسي
- Energy Budget	توازن الطاقة
- Equatorial Low Pressure	ضغط منخفض استوائي

- Equatorial Trough	أخدود استوائي
- Etesians	إيتيزيه (رياح)
- Evaporation	تبخر
- Evaporation Fog	ضباب التبخر
- Exosphere	الغلاف الجوي الخارجي
- Exothermic	تحول ناشر للحرارة
- Ferrel's Low	قانون فرل
- Foehn Wind	رياح الفوهن
- Fog	ضباب
- Freezing Point	نقطة التجمد
- Freezing Rain	مطر متجمد
- Frictional Force	قوة الاحتكاك
- Frontal Depression	منخفض جبهي
- Frontal Enversion	انقلاب جبهي (حراري)
- Frontal Rain	مطر جبهي
- Frost	صقيع
- Funnel Clouds	غيوم قمعية
- Gale	هوجاء (رياح)
- Gamma Rays	أشعة غاما
- Geostrophic Winds	رياح جيوستروفية
- Glaze	جليد شفاف

- Gradiant	تدرج، تدرج، غراديان
- Gradiant Wind	رياح الانحدار
- Graupel	برَد كروي
- Gravity Wind	رياح الجاذبية، رياح الثقالة
- Greenhouse Effect	مفعول البيت الزجاجي
- Ground Radiation	إشعاع أرضي
- Gust	نفحة، هبة ريحية
- Hail	برَد
- Halo	هالة (دائرة ضوئية)
- Haze	سلم (جو سديمي)
- Hetrosphere	غلاف غير متجانس
- High Pressure	ضغط مرتفع
- Hoar Frost	صقيع هش
- Homosphere	غلاف متجانس
- Horse Latitude	عروض الخيل
- Humidity	رطوبة جوية
- Hurricane	هوريكان (إعصار مداري)
- Hygroscopic Nuclei	نويات مسترطبة
- Ice Fog	ضباب جليدي
- Ice Pellets	حببات جليدية
- Indrafts	تيارات داخلية

- Infrared Radiation	أشعة تحت الحمراء
- Insolation	تشمس
- Intertropical Convergence Zon (ITCZ)	منطقة التجمع بين المدارية
- Intertropical Front	جبهة بين مدارية
- Ionosphere	غلاف متشرد (متأين)
- Isobar	خط الضغط المتساوي
- Isobaric Surface	سطح ضغطي
- Isotherm	خط الحرارة المتساوي
- Jet Stream	تيار نفاث
- Katabatic Wind	رياح سفحية صاعدة
- Kata-Front	جبهة خاملة
- Khamasin	رياح الخماسين
- Knot	عقدة (وحدة قياس السرعة)
- Land Breeze	نسيم البحر
- Latent Heat	حرارة كامنة
- Leeward	ظل الرياح
- Lenticular Clouds	غيوم عدسية
- Light	ضوء (أشعة مرئية)
- Lightning	برق
- Local Winds	رياح محلية
- Long-Range Forecast	تنبؤ طويل المدى

- Macroclimatology	علم المناخ العام
- Magnetopause	ماغيتوبوز
- Magnetosphere	الغلاف المغناطيسي
- Mamma Clouds	غيوم ثديية
- Maritime Air	هواء بحري
- Meridional Winds	رياح طولانية
- Mesopause	ميزوبوز (سقف الميزوسفير)
- Mesosphere	الغلاف الجوي الأوسط
- Meteorological Staellites	أقمار الرصد الجوي
- Meteorology	علم الأرصاد الجوية
- Mizzle	طلّ (رذاذ دقيق جداً)
- Mountain Breeze	نسيم الجبل
- Needle Ice	جليد إبري
- Net Radiation	صافي الأشعة
- Neutral Stability	استقرار محايد
- Northeast Trades	التجاريات الشمالية الشرقية
- Numerical Forecasting	تنبؤ عددي
- Occluded Front	جبهة ممتلئة
- Open Cyclon	إعصار (منخفض) ناضج
- Orographic Inversion	انقلاب حراري تضاريسي
- Outdrafts	تيارات هوائية خارجة

- Outgoing Radiation	إشعاع صادر
- Overcast	سماء ملبدة بالغيوم
- Ozonosphere	الغلاف الأوزوني
- Passat Wind	رياح الباسات (التجارية)
- Peplopause	سقف الطبقة الجغرافية المضطربة
- Photosynthesis	تمثيل (تركيب) ضوئي
- Planetary Winds	رياح كوكبية (الرياح الدائمة)
- Polar Easterlies	شرقيات قطبية
- Polar Front	جبهة قطبية
- Potential Evapotranspiration	تبخر نتح كامن (ممكّن، أعظمي)
- Precipitation	هطول، هطول
- Pressure Cell	حجرة (خلية) ضغط
- Prevailing Wind	الرياح السائدة
- Quasi-Stationary Front	جبهة شبه مستقرة
- Radiation Fog	ضباب إشعاعي
- Radiation Inversion	انقلاب حراري إشعاعي
- Radiation Scattering	انتثار الأشعة
- Rain	مطر
- Rainbow	قوس قزح
- Reflection	انعكاس
- Relative Humidity	رطوبة نسبية
- Rime	جليد هش

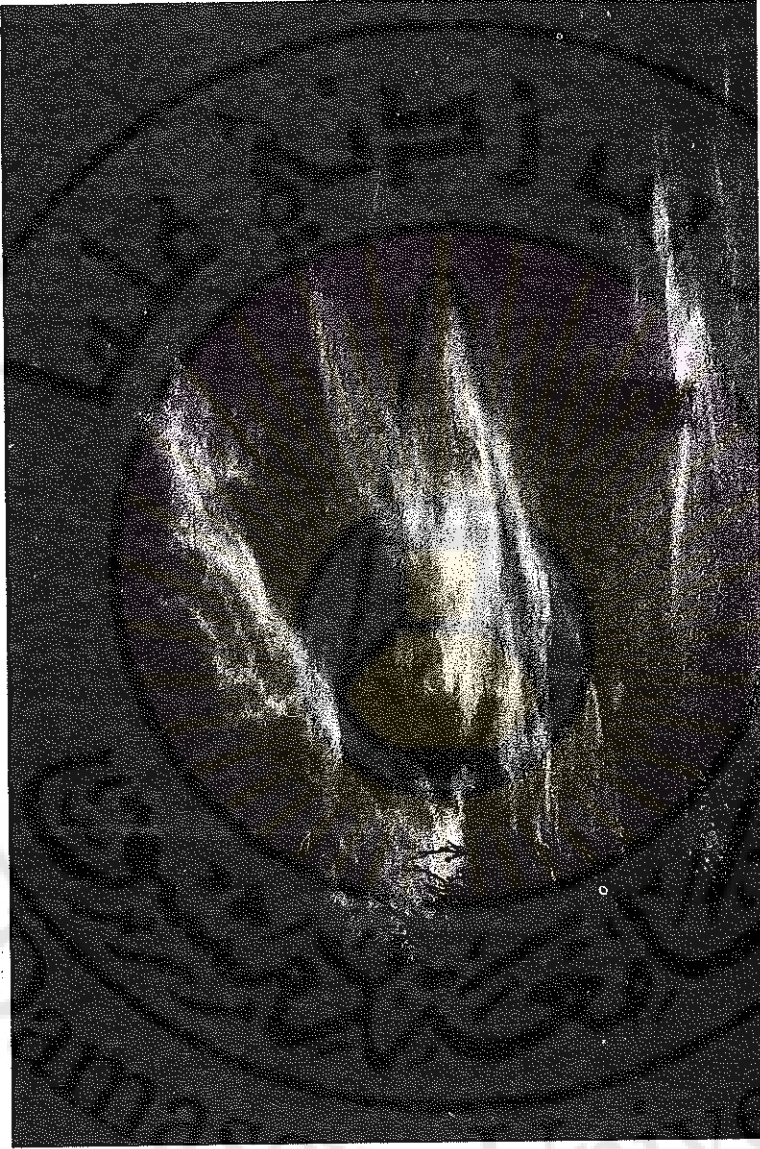
- Rotor Clouds	غيوم دوارة
- Sandstorm	عاصفة رملية
- Saturated Air	هواء مشبع
- Saturated Vapour Pressure	ضغط بخار الماء المشبع
- Saturation Deficit	نقص التشبع
- Sea Breeze	نسيم البحر
- Showers	زخات مطرية
- Simoom	سموم (رياح حارة متربة)
- Sky Radiation	إشعاع سماوي
- Sleet	شفشاف (تخطال نصف متجمد)
- Smog	ضباب دخاني
- Snow Flakes	شرائح ثلجية
- Soft Hail	برد هش
- Solar Constant	الثابت الشمسي
- Southeast Trades	التجاريات الجنوبية الشرقية
- Specific Heat	حرارة نوعية
- Specific Humidity	رطوبة نوعية
- Stationary Front	جبهة مستقرة
- Steam Fog	ضباب البخار
- Storm	عاصفة
- Stratospaus	ستراتوبوز
- Stratosphere	غلاف متطبق (ستراتوسفير)

- Sublimation	تسامي
- Supercooled Water	قطرات مائية فوق مبردة
- Swing of Wind	تأرجح الرياح
- Synoptic Climatology	علم المناخ الإجمالي (الشمولي)
- Temperature	درجة الحرارة
- Temperature Inversion	انقلاب حراري
- Terrestrial Radiation	إشعاع أرضي
- Thalweg	وادي جوي
- Thermal Anomaly	شذوذ حراري
- Thermal Depression	منخفض جوي حراري
- Thermal Wind	رياح حرارية
- Thermosphere	غلاف جوي حراري
- Thunderbolt	صاعقة
- Thunderstorm	عاصفة رعدية
- Tornado	تورنادو (إعصار)
- Tropical Cyclone	إعصار مداري
- Tropopause	سقف الغلاف الجوي المتغير
- Troposphere	الغلاف الجوي المتغير (تروبوسفير)
- Typhoon	تيفون (إعصار مداري)
- Ultraviolet Rays	أشعة فوق بنفسجية
- Updrafts	تيارات هوائية صاعدة
- Upslope Fog	ضباب التسلق

- Urban Climat	مناخ المدينة
- Valley Breeze	نسيم الوادي
- Veering of Wind	تقدم الرياح
- Vertical Current	تيار شاقولي
- Virga	فيرجا (تھطلال يتبخر قبل وصوله الأرض)
- Vortex Motion	حركة دوامية
- Warm Front	جبهة حارة
- Warm Sector	قطاع حار
- Water Spout	شاهقة مائية
- Wave Cyclone	إعصار موجي
- Weather	طقس
- Westerlies	الغريبات (الرياح الغربية)
- Wind Ward	مهب الرياح
- X Rays	الأشعة السينية
- Xerophytes	الجفافيات (النباتات الجافة)
- Year	سنة
- Zenith	سمت الرأس
- Zonal Wind	رياح نطاقية

الملحق رقم (٢)

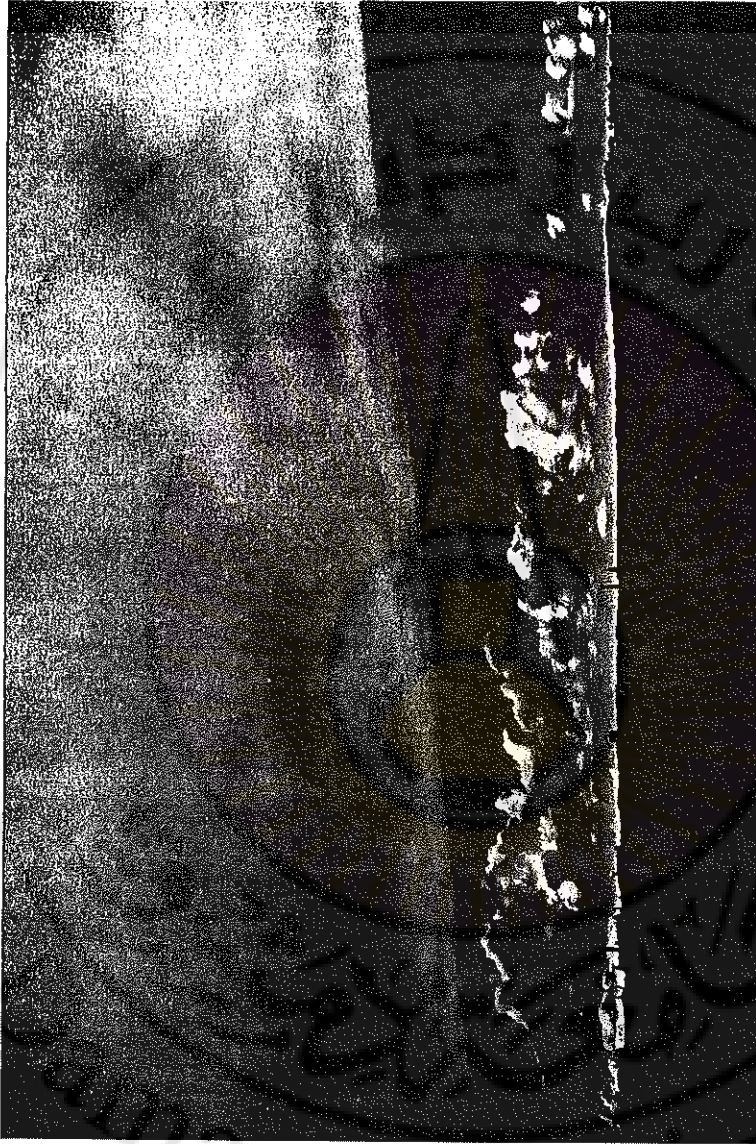
نماذج من صور الغيوم



الصورة رقم (١)

غيوم السمحاق (سيروس) على شكل ألياف

- ٥٦٥ -



الصورة رقم (٢)

غيوم السمحاق الطبقي (سيروستراتوس) ودونها غيوم ركامية



الصورة رقم (٣)

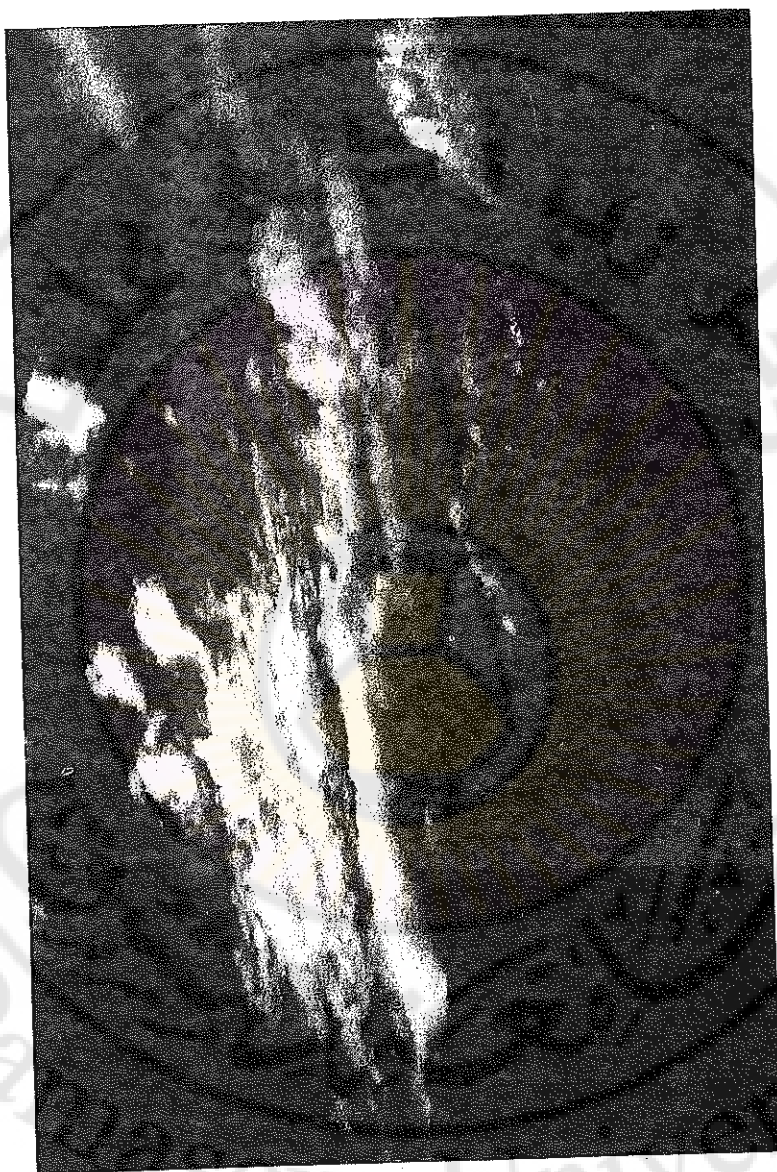
غيوم السمحاق الركامي (سيروكومولوس) بحينة القطن المندوف

- ٥٦٧ -



الصورة رقم (٤)

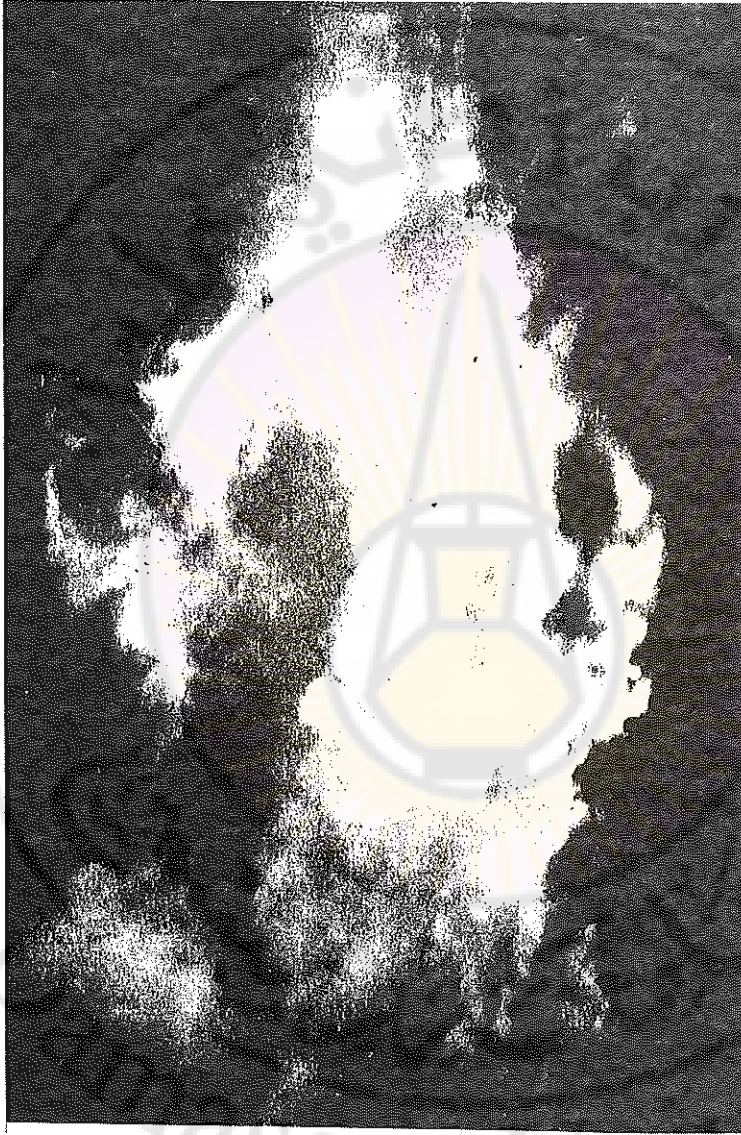
غيوم الطبقي المتوسط (الوستراتوس) ويبدو منها قرص الشمس



الصورة رقم (٥)

غيوم الركام المتوسط (التوكومولوس) ناتجة عن غيوم الركام

- ٥٦٩ -



الصورة رقم (٦)

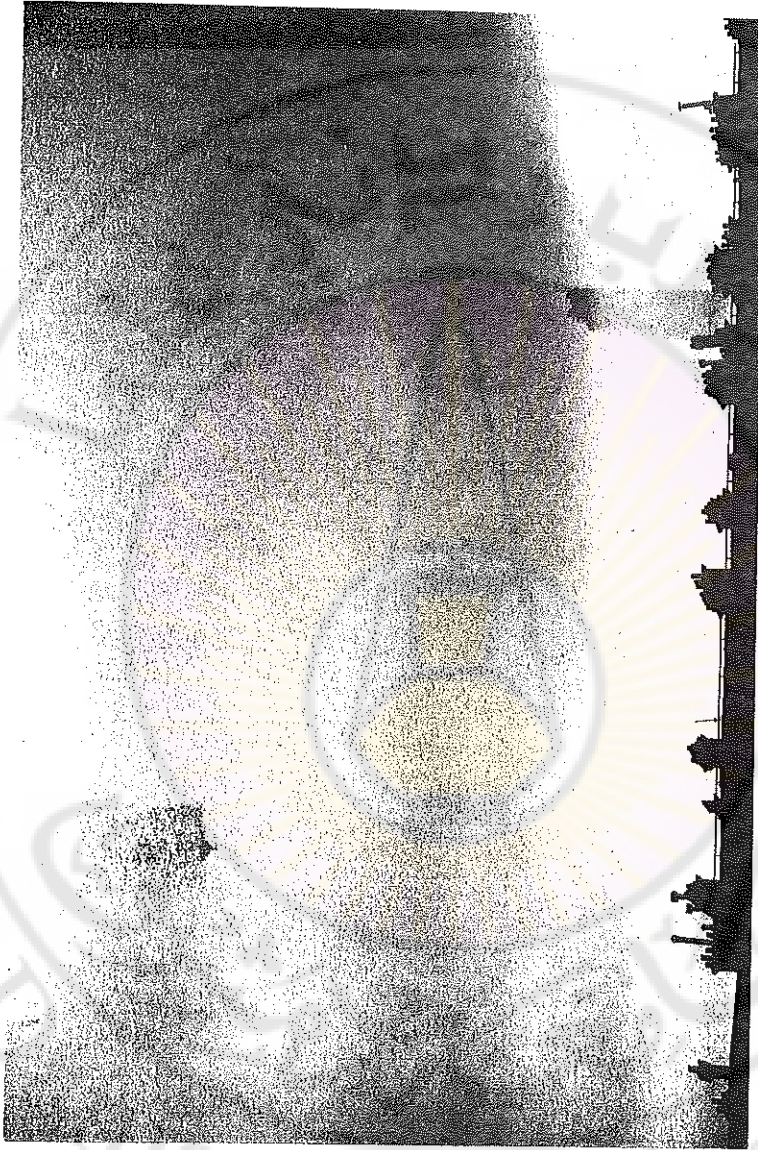
غيوم طبقية (ستراتوس) على شكل قطع مبعثرة

- ٥٧٠ -



الصورة رقم (٧)

غيوم الركام الطبقى (ستراو كومولوس) ناتجة من التشار غيوم الركام



الصورة رقم (٨)

غيوم المزن الطبقي (نيموستراتوس)



الصورة رقم (٩)

غيوم الركام (كومولوس) مبعثرة

- ٥٧٣ -



الصورة رقم (١٠)

غيوم الركام المزني (كومولونيموس)

- ٥٧٤ -

الملحق رقم (٣)

وحدات القياس

أولاً — وحدات القياس العامة:

١ — وحدات الوقت:

١ سنة أرضية = ٣٦٥,٢٥ يوم.

١ يوم = ٢٤ ساعة = ١٤٤٠ دقيقة = ٨٦٤٠٠ ثانية.

١ ساعة = ٦٠ دقيقة = ٣٦٠٠ ثانية.

١ دقيقة = ٦٠ ثانية.

٢ — وحدات الطول:

١ سم = ١٠ مم = ٠,٠١ م = ١٠^{-٤} ميكرومتر (مكرون) = ٠,٤ بوصة.

١ م = ١٠٠ سم = ٠,٠٠١ كم = ٦١٠^{-٦} ميكرومتر (مكرون) = ٣,٣ قدم.

١ كم = ١٠٠٠ م = ٠,٦٢ ميل.

١ ميكرون = ١٠^{-٦} م = ١٠^{-٤} سم = ٣,٩٤ × ١٠^{-٦} بوصة.

١ أنغستروم = ١٠^{-٨} سم = ١٠^{-٤} ميكرون.

١ بوصة = ٢٥,٤ مم = ٢,٥٤ سم = ١٢/١ قدم.

١ قدم = ٣٠,٥ سم = ٠,٣ م = ١٢ بوصة.

١ ميل = ١,٦ كم = ٥٢٨٠ قدم.

١ ميل بحري = ١,٦٥ ميل نظامي = ١,٨٥ كم.

١ ميل عربي = ١٩٧٣,٢ م.

درجة واحدة من درجات العرض = ١,١١١ كم = ٦٩,١ ميل = ٦٠ ميل بحري.

٣- وحدات السرعة:

- ١ م/ثا = ٣,٦ كم/سا = ٢,٢٤ ميل/ساعة = ١,٩٤ (٢) عقدة.
١ كم/سا = ٠,٢٨ م/ثا = ٠,٦٢ ميل/ساعة = ٠,٥٤ عقدة.
١ ميل/ساعة = ٠,٤٥ م/ثا = ١,٦ كم/سا = ٠,٨٧ عقدة.
١ عقدة = ١ ميل بحري/ساعة = ٠,٥١٥ م/ثا = ١,١٥ ميل/ساعة.

٤- وحدات المساحة:

- ١ سم^٢ = ٠,١٥٥ بوصة مربعة.
١ م^٢ = ١٠,٧٦ قدم مربع.
١ قدم مربع = ٠,٩٣ م^٢.
١ بوصة مربعة = ٦,٤٥ سم^٢.
١ كم^٢ = ٠,٣٨٦ ميل مربع.
١ هكتار = ١٠,٠٠ م^٢ = ٢,٤٧ فدان.
١ فدان = ٤٣٥٦٠ قدم مربع = ٠,٤٠٤٧ هكتار.
١ ميل مربع = ٢,٦ كم^٢.

٥- وحدات الحجم:

- ١ سم^٣ = ٠,٠٦١ بوصة مكعب.
١ م^٣ = ٣٥,٣ قدم مكعب.
١ قدم مكعب = ٠,٢٨ م^٣.
١ بوصة مكعب = ١٦,٣٩ سم^٣.
١ ميل مكعب = ٤,١٧ كم^٣.
١ لتر = ١٠٠٠ سم^٣ = ٠,٢٦٤ غالون.
١ غالون = ٢٣١ بوصة مكعب = ٠,٣٧٨٥٣ لتر.

٦- وحدات الكتلة:

١ غرام = ٠,٣٥٣ أونس.

١ كغ = ١٠٠٠ غ (حجم لتر واحد من الماء) = ٢,٢٠ باوند (الب).

١ طن = ١٠٠٠ كغ.

١ باوند (الب) = ٠,٤٥٤ كغ.

٧- وحدات الكثافة:

١ غ/سم^٣ = ١ طن/م^٣.

٨- وحدات الحرارة:

١م (سيلسيوس) = ١,٨ ف = ١ كل.

١ ف = ٩/٥ م = ٩/٥ كل.

٩- وحدات قياس العمل (Work) والطاقة (Energy):

١ حريرة (غرام/ حريرة) = ٤,١٨٦٨ جول = ٤١,٨ مليون أرغة.

١ أرغة = ٠,٠٠٠٠٠٠١ جول.

١ جول = ٠,٢٣٩ حريرة = ١٠٠ مليون أرغة.

١ لانجلي (لينلي) = ١ حريرة/سم^٢ = ٤,١٨٦ × ١٠٤ جول/م^٢.

١ واط = ١ جول/ثانية = ١,٣٤ × ١٠^{-٣} قوة حصان.

١ قوة حصان = ٧٤٦ واط.

١ حريرة/سم^٢/دقيقة = ٦٩٧٥ كيلو واط/م^٢ = ٠,٠٦٩٧٥ واط/سم^٢.

١٠- وحدات قياس القوة (Force):

— قوة نيوتن واحدة تدل على تسارع كتلة مقدارها ١ كغ بحدود ١م/ثانية مربع.

— الدينة؛ هي القوة اللازمة لتحريك غرام واحد من المادة مسافة سنتيمتر واحد خلال ثانية واحدة.

— ١ مليار = ١٠٠ نيوتن/م^٢ = ١٠٠٠ دينة = ٠,٠٠١ بار.

— ١ نيوتن = ١٠٠٠٠٠ دينة.

— ١ بار = ١٠ نيوتن/م^٢ = ١٠ دينة/سم^٢.

١١ — وحدات قياس الضغط:

— المليبار، المم زئبق، بوصة زئبق، الهيكوباسكال.

١ ضغط جوي = ١٠١٣,٢٥ مليار = ٧٦٠ مم زئبق = ٢٩,٩٢ بوصة زئبق

= ١٤,٧ الب/سم^٢ بوصة = ١٠١٣,٢ هيكوباسكال.

ثانياً — بعض الثوابت الطبيعية:

— تسارع الجاذبية (عند مستوى البحر وخط عرض ٤٥) = ٩٨٠,٦ سم/ثا^٢مربع

= ٩,٨١ م/ثا^٢مربع.

— السرعة الزاوية لدوران الأرض = ٧,٢٩ × ١٠^{-٥}.

— الثابت الشمسي = ١,٩٤ لينلي (لانجلي)/دقيقة = ١,٣٥ كيلو واط/م^٢.

— ثابت الغاز العام = ٨٣١٤٤ × ١٠^{-٣} جول/درجة/كيلو مول.

— ثابت الغاز للهواء الجاف = ٢٧٨,٠٤ جول/درجة/كغ.

— ثابت الغاز لبخار الماء = ٤٦١ جول/درجة/كغ.

— ثابت ستيفان-بولتزمان = ٥,٦٦٩٦ × ١٠^{-٨} واط/م^٢/درجة.

— ثابت بلانك = ٦,٦٢٦٢ × ١٠^{-٣٤} جول ثانية.

— الوزن الجزيئي للهواء الجاف = ٢٨,٩٧.

— الوزن الجزيئي للماء = ١٨,٠١٦.

— كثافة الهواء الجاف عند درجة حرارة صفر درجة مئوية وضغط ١٠٠٠ مليار

= ١,٢٧٥ كغ/م^٣.

— كثافة الماء السائل عند درجة حرارة صفر مئوية = ١٠٠٠ × ١٠^{-٣} كغ/م^٣.

- كثافة الجليد عند درجة حرارة صفر مئوية = $0,917 \times 10^3$ كغ/م³.
- الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت = 1004 جول/درجة/كغ.
- الحرارة النوعية للهواء الجاف عند حجم ثابت = 717 جول/درجة/كغ.
- الحرارة النوعية لبخار الماء عند ضغط ثابت = 1952 جول/درجة/كغ.
- الحرارة النوعية لبخار الماء عند حجم ثابت = 1463 جول/درجة/كغ.
- الحرارة النوعية للماء السائل عند درجة صفر مئوية = 4218 جول/درجة/كغ.
- الحرارة النوعية للجليد عند درجة صفر مئوية = 2106 جول/درجة/كغ.



الملحق رقم (٤)

درجات الحرارة بالمقياس المتوي وما يكافئها بالفهرنهايت

سنتيغراد فهرنهايت (°م) (°ف)	سنتيغراد فهرنهايت (°م) (°ف)	سنتيغراد فهرنهايت (°م) (°ف)	سنتيغراد فهرنهايت (°م) (°ف)
٢٦,٦ ٣-	٦٤,٤ ١٨	١٠٢,٢ ٣٩	١٤٠ ٦٠
٢٤,٨ ٤-	٦٢,٦ ١٧	١٠٠,٤ ٣٨	١٣٨,٢ ٥٩
٢٣,٠ ٥-	٦٠,٨ ١٦	٩٨,٦ ٣٧	١٣٦,٤ ٥٨
٢١,٢ ٦-	٥٩,٠ ١٥	٩٦,٨ ٣٦	١٣٤,٦ ٥٧
١٩,٤ ٧-	٥٧,٢ ١٤	٩٥,٠ ٣٥	١٣٢,٨ ٥٦
١٧,٦ ٨-	٥٥,٤ ١٣	٩٣,٢ ٣٤	١٣١,٠ ٥٥
١٥,٨ ٩-	٥٣,٦ ١٢	٩١,٤ ٣٣	١٢٩,٢ ٥٤
١٤,٠ ١٠-	٥١,٨ ١١	٨٩,٦ ٣٢	١٢٧,٤ ٥٣
١٢,٢ ١١-	٥٠,٠ ١٠	٨٧,٨ ٣١	١٢٥,٦ ٥٢
١٠,٤ ١٢-	٤٨,٢ ٩	٨٦,٠ ٣٠	١٢٣,٨ ٥١
٨,٦ ١٣-	٤٦,٤ ٨	٨٤,٢ ٢٩	١٢٢,٠ ٥٠
٦,٨ ١٤-	٤٤,٦ ٧	٨٢,٤ ٢٨	١٢٠,٢ ٤٩
٥,٠ ١٥-	٤٢,٨ ٦	٨٠,٦ ٢٧	١١٨,٤ ٤٨
٣,٢ ١٦-	٤١,٠ ٥	٧٨,٧ ٢٦	١١٦,٦ ٤٧
١,٤ ١٧-	٣٩,٢ ٤	٧٧,٠ ٢٥	١١٤,٨ ٤٦
١٧,٧- صفر	٣٧,٤ ٣	٧٥,٠ ٢٤	١١٣,٠ ٤٥
٠,٤- ١٨-	٣٥,٦ ٢	٧٣,٤ ٢٣	١١١,٢ ٤٤
٣,٣- ١٩-	٣٣,٦٨ ١	٧١,٦ ٢٢	١٠٩,٤ ٤٣
٤,٠- ٢٠-	٣٢,٠ صفر	٦٩,٨ ٢١	١٠٧,٦ ٤٢
٢٢,٠- ٣٠-	٣٠,٢ ١-	٦٨,٠ ٢٠	١٠٥,٨ ٤١
٤٠,٠- ٤٠-	٢٨,٤ ٢-	٦٦,٢ ١٩	١٠٤,٠ ٤٠



فهرس الأشكال

الصفحة	موضوع الشكل	رقم الشكل
٢١	التوزع الشاقولي لكتلة الجو	١
٢٦	منحنى التزايد في كمية (CO_2) في الجو خلال الفترة (١٨٦٠-٢٠٠٠م)	٢
٢٩	اختلاف كمية الأوزون (O_3) الشهرية باختلاف درجة العرض في نصف الكرة الشمالي	٣
٣٣	تشكل الغازين الرئيسيين في الجو الحالي	٤
٣٩	مخطط طبقات الجو الرئيسة	٥
٤٢	معدل سرعة الرياح النطاقية ودرجة الحرارة في طبقات الجو الثلاث الأولى	٦
٤٧	انعكاس موجات الراديو بواسطة الطبقة الجوية المتأينة	٧
٤٨	الماغنيتوسفير، والماغنيتوبور	٨
٧٦	مخطط لقفص الرصد الجوي وبداخله موازين الحرارة	٩
٧٩-٧٨	نماذج من أجهزة قياس عناصر الموازنة الإشعاعية	١٠
٨٢	جهاز كامبل-ستوكس لقياس مدة سطوع الشمس الفعلية	١١
٨٤	موازين درجة الحرارة الهواء	١٢
٨٦	مسجل الحرارة ذو الازدواج المعدني	١٣
٨٧	موازين درجة حرارة التربة	١٤
٩١	أ- مخطط لجهاز تورشيلي الزئبقي لقياس الضغط	١٥
٩١	ب- جهاز كيو لقياس الضغط وجهاز فورتين	
٩٢	مقياس الضغط المعدني ومخطط له	١٦
٩٣	مسجل الضغط الجوي	١٧
٩٤	دوارة الرياح	١٨

١٩	أ - مقياس سرعة الرياح ذو الفناجين	٩٦
	ب - مسجل سرعة الرياح واتجاهها (نموذج داينسز)	٩٦
٢٠	مقياس الرطوبة النسبية: (أ) - النموذج المعلق. (ب) - نموذج اسمان.	٩٩
٢١	أ - مقياس الرطوبة النسبية الشعري	٩٩
	ب - مقياس الرطوبة النسبية	١٠١
٢٢	أ - جهاز بيثي لقياس التبخر	١٠٢
	ب - وعاء التبخر الأمريكي - نموذج أ Class A -	١٠٣
	ج - جهاز قياس التبخر ذو الكفة	١٠٤
٢٣	طريقة قياس ارتفاع قاعدة الغيوم أثناء الليل باستخدام الكاشف الضوئي	١٠٥
٢٤	أ - مقياس اتجاه الغيوم وسرعتها (النيروسكوب المباشر).	١٠٦
	ب - مقياس ارتفاع الغيوم وتحديد اتجاهها وسرعتها (نيروسكوب الانعكاس)	١٠٧
٢٥	أ - مقياس المطر العادي	١٠٨
	ب - مخطط لمسجل المطر ذو الفواشة	١٠٩
٢٦	الطيف الشمسي	١١٧
٢٧	النهاية العظمى لبث الإشعاع لكل من الأرض (أ) والشمس (ب)	١٢٣
٢٨	اختلاف شدة الأشعة الشمسية الساقطة على سطح الأرض باختلاف زاوية ميل الأشعة	١٢٨
٢٩	شدة الأشعة الشمسية على سطوح أفقية (أ) ومائلة (ب)	١٢٩
٣٠	اختلاف المساحة التي تسقط عليها حزمة الأشعة الشمسية حسب وجهة المنحدر التضاريسي	١٣١
٣١	أوضاع الأرض في مدارها حول الشمس	١٣٢
٣٢	اختلاف الشمس عند قمة الغلاف الجوي باختلاف العرض والشهر في الكرة الأرضية. والكميات الكبيرة من الإشعاع التي يتلقاها القطبين في الصيف نتيجة لاستمرارية النهار لمدة أكثر من (٢٤) ساعة	١٣٣
٣٣	دورة البقع الشمسية	١٣٥

١٣٦	موقع الأرض في مدارها حول الشمس	٣٤
١٣٩	انتثار الأشعة الشمسية	٣٥
١٤٣	درجة العاكسية والامتصاص ونقل الإشعاع الشمسي بواسطة الغيوم	٣٦
١٤٥	فعالية بخار الماء في الامتصاص الإشعاعي	٣٧
١٤٨	العلاقة بين درجة حرارة سطح الأرض ومعدل بثها للإشعاع	٣٨
١٤٩	فعالية البيت الزجاجي	٣٩
١٥٢	الموازنة الإشعاعية عند سطح الأرض وفي الجو	٤٠
١٥٦	التوازن مابين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة	٤١
١٥٦	نظام الحركة في الجو والمحيطات الضروري للحفاظ على التوازن الحراري للكرة الأرضية	٤٢
١٥٧	موازنة الإشعاع الصافي السنوية	٤٣
١٦٧	طريقة تسخين الجو أثناء التكاثف	٤٤
١٦٩	انتقال الحرارة بطريقة الحملان	٤٥
١٧٤	موازنة الإشعاع الصافي عند سطح الأرض وفي الجو (أ)، ومعدل التوزع السنوي العرضاني لمركبات نقل الطاقة في منظومة الأرض-الجو (ب)	٤٦
١٧٦	منحنى الإشعاع الشمسي والأرضي خلال يوم كامل	٤٧
١٧٨	المدى اليومي للحرارة في منطقتين إحداهما (أ) بحرية، والأخرى (ب) قارية	٤٨
١٨٠	تأخر حلول أعظمي الحرارة وأصغريها بالنسبة لأعظمي الإشعاع وأصغريه	٤٩
١٨١	الدورة السنوية للحرارة في محطتين عند عرض (٥٠) شمالاً: إحداهما بحرية، جزيرة سيلبي (المملكة المتحدة)، والأخرى قارية، وينينغ (كندا)	٥٠
١٩٠	التيارات البحرية	٥١
١٩١	الجزيرة الحرارية في مدينة دنفر الأمريكية	٥٢
١٩٣	المتوسط السنوي لدرجة الحرارة	٥٣
١٩٦	أ- متوسط حرارة شهر كانون الثاني	٥٤
١٩٧	ب- متوسط حرارة شهر تموز	

٢٠٠	الشدوذ الحراري السنوي	٥٥
٢٠١	أ- الشدوذ الحراري في شهر كانون الثاني	٥٦
٢٠٢	ب- الشدوذ الحراري في شهر تموز	
٢٠٤	التغير الشاقولي في درجة الحرارة	٥٧
٢٠٨	اختلاف الحالة الحرارية مع تزايد الارتفاع في حال وجود انقلاب وعدم وجوده	٥٨
٢١٠	الانقلاب الحراري الإشعاعي	٥٩
٢١١	انقلاب حراري تضاريسي	٦٠
٢١٤	انقلاب حراري هابط (أنتيسكلوني)	٦١
٢١٤	الأمواج الحاجزية وما ينتج عنها من تغير في درجة الحرارة	٦٢
٢١٥	انقلاب حراري جبهي	٦٣
٢١٨	الاتجاه العام لدرجة الحرارة منذ عام ١٨٦٠ وحتى عام ١٩٩٠ م	٦٤
٢٣٢	مخطط لضغط مرتفع نموذجي (أنتيسكلون) في نصف الكرة الشمالي	٦٥
٢٣٣	مخطط لضغط منخفض نموذجي (سيكلون) في نصف الكرة الشمالي	٦٦
٢٣٤	نماذج الضغوط	٦٧
٢٣٧	الاختلاف في الضغط وما يتولد عن ذلك من حركات أفقية وشاقولية	٦٨
٢٣٩	اختلاف قية الضغط مع الارتفاع	٦٩
٢٤٠	تدرج الضغط الشاقولي	٧٠
٢٤٢	منحنى تدرج الضغط حسب كون الجو رطباً أم جافاً	٧١
٢٤٣	العلاقة ما بين حالة الضغط السطحية والعلوية	٧٢
٢٤٤	الشكل الذي يتخذه سطح ضغطي وتغير ارتفاعه عن سطح البحر	٧٣
٢٤٥	العلاقة بين تدرج الضغط وانحداره وسرعة الرياح	٧٤
٢٤٨	أحزمة الضغط الرئيسية وحركة الرياح	٧٥
٢٥٠	توزع مراكز العمل الجوية (الضغوط) في شهر كانون الثاني	٧٦
٢٥٢	توزع مراكز العمل الجوية في شهر تموز	٧٧

٢٥٤	قطاعات طولانية للضغط عند مستوى سطح البحر	٧٨
٢٦٠	الجهات الرئيسية والفرعية معبراً عنها بالدرجات	٧٩
٢٦٤	التأثير المرنئي لدوران الأرض على مجرى جسم متحرك (أ) ووجهة انحراف الرياح بفعل ذلك (ب)	٨٠
٢٦٧	تقارب الرياح وتباعدها	٨١
٢٧٠	محصلة القوى المؤثرة على الرياح السطحية، والرياح الناجمة عن ذلك	٨٢
٢٧٢	الرياح الجيوستروفية	٨٣
٢٧٢	حركة الرياح في الارتفاعات العالية	٨٤
٢٧٣	التوزيع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، وموقع التيارين النفاثين	٨٥
٢٧٤	آلية تشكل التيار النفاث القطبي	٨٦
٢٧٥	العلاقة بين التيار النفاث والاضطرابات الجوية السطحية	٨٧
٢٧٦	رياح الانحدار	٨٨
٢٨٠	الرياح الحرارية	٨٩
٢٨١-٢٨٢	حركة الرياح في الوضعين الباروتروبي (أ،ب) والباروكليني للجو (ب)	٩٠
٢٨٣	حركة الرياح وفق قانون بويز بالوت	٩١
٢٨٥	التجمع والتفرق وما يصاحبهما من حركات عند السطح وفي أعالي التروبوسفير	٩٢
٢٨٦	الرياح الدائمة في نصفي الكرة الأرضية	٩٣
٢٨٨	مناطق الهدوء الاستوائي، ومناطق التلاقي بين المدارية	٩٤
٢٩٠	تزعزح أحزمة الضغط والرياح السائدة في العروض المنخفضة	٩٥
٢٩٣	الحركة الموسمية الآسيوية الشتوية (أ) والصيفية (ب)	٩٦
٢٩٤	الرياح المحلية المرافقة للمنخفضات الجوية	٩٧
٢٩٦	رياح الفوهن، والتغيرات الحاصلة في درجة الحرارة	٩٨
٢٩٧	نسيم البر والبحر	٩٩

١٠٠	نسيم الجبل والوادي	٣٠٠
١٠١	مخطط يبين التغيرات في الطاقة ضمن منظومة الجو — الأرض	٣٠٤
١٠٢	المظاهر العامة لدورة الهواء العامة	٣٠٧
١٠٣	نموذج هالي الحراري للحركة الجوية على أرض ثابتة	٣٠٩
١٠٤	نموذج هادلي للحركة الجوية	٣١٠
١٠٥	نموذج روسي للحركة الجوية العامة	٣١٢
١٠٦	نموذج بالمين للحركة الجوية العامة ذات الحجيرات الثلاثة	٣١٣
١٠٧	تجارب الحوض المائي للحركة الجوية على سطح متجانس	٣١٥
١٠٨	نماذج تجارب البالون للحركة فوق العروض المعتدلة والقطبية	٣١٦
١٠٩	الحركة الموجية-الحجيرية لغريبات العروض الوسطى	٣١٧
١١٠	آلية تشكل الحركة الموجية العلوية	٣٢٠
١١١	الوضع الذي يكون فيه الجو متوازناً (الوضع الباروتروبي) وغير متوازناً (الوضع الباروكليتي)	٣٢٧
١١٢	تمثيل نظري للكتل الهوائية ومنابعها وللجبهات على قارة افتراضية	٣٢٨
١١٣	توزع الكتل الهوائية ومنابعها	٣٣١
١١٤	الكتل الهوائية الانتقالية والرئيسية في نصف الكرة الشمالي: في الصيف (أ) والشتاء (ب)	٣٣٧
١١٥	مخطط يبين كيف يحدث الاستقرار وعدمه	٣٣٩
١١٦	حالات الاستقرار الجوي، وعدم الاستقرار، وعدم الاستقرار الشرطي	٣٤١
١١٧	سطح انفصال هوائي (جبهة)	٣٤٩
١١٨	قطاع رأسي للمناطق الجبهية الرئيسية في نصف الكرة الشمالي	٣٥٠
١١٩	أ-الكتل الهوائية والجبهات في شهر كانون الثاني	٣٥١
	ب-الكتل الهوائية والجبهات في شهر تموز	٣٥٢
١٢٠	الجبهة الحارة	٣٥٤

١٢١	الجبهة الباردة	٣٥٥
١٢٢	العلاقة بين تشكل مراكز العمل الجوي السطحية والتموجات الهوائية العلوية	٣٦١
١٢٣	مراحل تطور المنخفض الجوي الجبهي	٣٦٣
١٢٤	قطاع عرضاني لامتلاء بارد في المنخفض الجبهي	٣٦٥
١٢٥	قطاع عرضاني لامتلاء حار في المنخفض الجبهي	٣٦٦
١٢٦	قطاع عرضاني لامتلاء متجانس في المنخفض الجبهي	٣٦٦
١٢٧	عائلة من المنخفضات الجوية على طول الجبهة القطبية	٣٦٩
١٢٨	منخفض جوي ناضج وقطاعات منه	٣٧٠
١٢٩	جبهة حارة في حالة عدم الاستقرار، والاستقرار	٣٧٣
١٣٠	جبهة باردة في حالة الاستقرار، وعدم الاستقرار	٣٧٤
١٣١	منخفض متعدد الجبهات	٣٧٥
١٣٢	جبهة نشطة	٣٧٦
١٣٣	جبهة خاملة	٣٧٧
١٣٤	الموجة الشرقية فوق جزر البحر الكاريبي	٣٨٢
١٣٥	الحركة الدوامية للهواء في إعصار مداري	٣٨٥
١٣٦	نموذج توزيع سرعات الرياح العالية في إعصار مداري	٣٨٥
١٣٧	مراحل تطور الإعصار المداري	٣٨٦
١٣٨	النظرية القديمة لتشكيل الإعصار المداري	٣٨٧
١٣٩	بنية الإعصار المداري	٣٨٩
١٤٠	مناطق تشكل الأعاصير المدارية	٣٩١
١٤١	صورة لإعصار تورنادو	٣٩٦
١٤٢	آلية تشكل التورنادو	٣٩٧
١٤٣	المعدل السنوي للتبخير	٤٠٦
١٤٤	التوزيع العرضاني السنوي للتبخير، والتهطال، والجريان السطحي	٤٠٨

١٤٥	صور تغير الماء من حالة إلى أخرى	٤١٩
١٤٦	متوسط كمية بخار الماء الجوي في شهري كانون الثاني وحزيران	٤٢١
١٤٧	العلاقة بين الرطوبة المطلقة القصوى ودرجة الحرارة	٤٢٥
١٤٨	التوزيع النطاقي لكمية بخار الماء في الهواء (الرطوبة النوعية، وضغط بخار الماء)	٤٢٨
١٤٩	التوزيع النطاقي للرطوبة النسبية	٤٢٩
١٥٠	طرق صعود الهواء الثلاثة	٤٣٦
١٥١	أنواع الغيوم حسب درجة حرارتها	٤٤٦
١٥٢	مجموعات الغيوم الرئيسية أ- مجموعة الغيوم المرتفعة ب- مجموعة الغيوم المتوسطة الارتفاع، والمزن الطبقي ج- مجموعة الغيوم المنخفضة، وذات النمو الشاقولي	٤٤٩
١٥٣	توزيع الشحنات الكهربائية داخل غيمة عاصفة رعدية	٤٥٤
١٥٤	عملية اندفاع الشحنات الكهربائية من قاعدة السحابة نحو مناطق الشحنات الموجبة لسطح الأرض متولداً من جراء ذلك الصاعقة	٤٥٥
١٥٥	مراحل تطور نمو العاصفة الرعدية	٤٥٧
١٥٦	درجة تغطية السماء بالغيوم	٤٦٠
١٥٧	الترايط بين ضغط بخار الماء المشبع ودرجة الحرارة فوق سطوح مختلفة	٤٧١
١٥٨	آلية بيرجيرون لنمو مكونات الغيمة وحدث التهيال	٤٧٢
١٥٩	آلية التصادم والالتحام لنمو مكونات الغيمة	٤٧٥
١٦٠	عامل التصادم الأعظمي لقطرة مائية مع قطرة جامعة	٤٧٦
١٦١	نمو القطرات بالتكاثف والالتحام	٤٧٧
١٦٢	أشكال المطول التي تصل إلى سطح الأرض اعتماداً على درجة الحرارة ما بين سطح الأرض وقاعدة الغيوم	٤٨٢
١٦٣	العلاقة بين غزارة الأمطار ومدة العاصفة المطرية في واشنطن	٤٨٤
١٦٤	علاقة غزارة الأمطار بعدد القطرات الهاطلة في وحدة المساحة	٤٨٥

١٦٥	التهطل التضاريسي	٤٩٢
١٦٦	أماكن تشكل الغيوم الحاجزية الجبلية، والغيوم الدوارة	٤٩٢
١٦٧	العلاقة بين الارتفاع وتزايد كمية التهطل فوق منحدرات الجبال الغربية من أمريكا الوسطى والشمالية	٤٩٤
١٦٨	منحنى سير التهطل اليومي	٤٩٦
١٦٩	نظم الأمطار السنوية ونماذجها	٤٩٩
١٧٠	نماذج من الأنظمة المطرية السنوية في العالم	٥٠٠- ٥٠١
١٧١	توزع الأمطار السنوية في العالم	٥٠٧
١٧٢	التوزع النطاقي للتهطل	٥٠٨
١٧٣	معامل الاختلاف السنوي في الأمطار	٥١٠
١٧٤	هالة صغيرة حول الشمس	٥١٩
١٧٥	تشكل الهالة حسب تصور ابن رشد	٥٢٣
١٧٦	قوس قزح (قوسين داخلي وخارجي)	٥٢٨
١٧٧	طريقة تشكل قوس قزح الرئيسي (١) والثانوي (٢)	٥٢٩
١٧٨	آلية تشكل قوس قزح حسب تصور ابن رشد	٥٣٢
١٧٩	انكسار الأشعة الضوئية وانعكاسها داخل قطرات الماء المكونة لقوس قزح	٥٣٣
١٨٠	آلية تشكل السراب الأدنى	٥٤٥
١٨١	آلية تشكل السراب الأعلى	٥٤٧
١٨٢	ظهور الشمس أعلى من موقعها الحقيقي عند الغروب	٥٤٨
١٨٣	اتجاه انتشار الصوت في ظروف حرارية مختلفة	٥٥٠



فهرس الجداول

رقم الجدول	موضوع الجدول	الصفحة
١	أهم الغازات الداخلة في تركيب الهواء الجاف في الارتفاعات الأقل من ٢٥ كم	٢٢
٢	أهم خصائص الغلاف الجوي القياسي حتى سوية ارتفاع ١٧ كم	٥٣
٣	مقياس بيفورت لسرعات الرياح	٩٧
٤	حساب الرطوبة النسبية	١٠٠
٥	أنواع الأشعة حسب طول موجاتها ومدى ترددها	١١٨
٦	طول النهار في العروض المختلفة من نصف الكرة الشمالي في فترتي الانقلابين والاعتدالين	١٣١
٧	كمية الأشعة التي يتلقاها سطح أفقي من الجو الخارجي في فترات مختلفة من السنة وعند عروض مختلفة	١٣٤
٨	نسبة عاكسية سطح الأرض للإشعاع الشمسي	١٤١
٩	العلاقة بين نسبة الانعكاس ودرجة العرض في نصف الكرة الشمالي	١٤٢
١٠	درجة عاكسية الغيوم حسب أنواعها	١٤٣
١١	عامل الإشعاعية للسطوح الأرضية المختلفة	١٤٧
١٢	كمية الحرارة الفائضة عند العروض المختلفة وكمية المنقول منها	١٧٣
١٣	معطيات افتراضية توضح جزءاً من دورة الحرارة اليومية في يوم صحو	١٧٧
١٤	المتوسط السنوي لدرجة الحرارة في عدة أماكن من نصف الكرة الشمالي	١٨٣
١٥	المتوسط السنوي لدرجة الحرارة لكنتين إحداها قارية والأخرى محيطية	١٨٦
١٦	المتوسط الشهري والسنوي لدرجة الحرارة في محطات مختارة من جانبي المحيط الأطلسي	١٨٨
١٧	درجات الحرارة المتوسطة في كل من برست (ساحل شرقي) وتورباي (ساحل غربي)	١٨٨

١٨	متوسط درجة الحرارة السنوية والأشهر المتطرفة حرارياً بالنسبة لدرجة العرض	١٩٤
١٩	معدل تدرج الضغط مع الارتفاعات	٢٤١
٢٠	اتجاه الرياح ومايكافها من الدرجات المناظرة لنقط البوصلة الاثنان والثلاثون	٢٦١
٢١	اختلاف قيمة معامل كوريوليس مع خط العرض، واختلاف قوة كوريوليس مع خط العرض ومع سرعة الرياح	٢٦٥
٢٢	التوزع النطاقي لمعدل التبخر السنوي في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي	٤٠٧
٢٣	اختلاف ضغط بخار الماء المشبع باختلاف درجة الحرارة	٤٢٣
٢٤	طاقة الهواء على حمل بخار الماء عند درجات حرارة مختلفة	٤٢٥
٢٥	الحدود التقريبية لطبقات الغيوم في العروض المختلفة	٤٤٧
٢٦	مجموعات الغيوم الرئيسية وأجناسها	٤٤٧
٢٧	التوزع النطاقي للمتوسط السنوي للتغيم في نصف الكرة الشمالي	٤٦٠
٢٨	أجناس الغيوم الهطل، ونوع (شكل) الهطول المدرة له، وصفاته العامة	٤٦٤
٢٩	ضغط بخار الماء المشبع فوق السطوح الجليدية والمائية	٤٧٠
٣٠	اختلاف السرعات النهائية لقطرات الماء في الهواء مع اختلاف حجمها	٤٨٦
٣١	اختلاف كمية المطر مع مساحة المنطقة	٤٨٧
٣٢	معدلات الأمطار في بعض المناطق ذات الأنظمة المطرية المختلفة	٥٠٣

المراجع

١- المراجع باللغة العربية:

- ابن رشد «رسائل ابن رشد: كتاب الآثار العلوية». حيدر آباد، الهند، ١٩٤٧.
- ابن سينا «الشفاء: الطبيعيات - المعادن والآثار العلوية». تحقيق: عبد الحليم منتصر، وآخرون، القاهرة، ١٩٦٥.
- ابن منظور «لسان العرب». دار صادر، بيروت، ١٩٦٥.
- أبي علي المرزوقي الأصفهاني «كتاب الأزمنة والأمكنة: ج ١، ج ٢». حيدر آباد، الهند، ١٣٣٢هـ.
- الجمعية الكيميائية الأمريكية «مكافحة تلوث البيئة» ترجمة: أنور محمود عبد الواحد، القاهرة، ١٩٧٢.
- برجس، س، ر «الأرصاء الجوية لرواد البحار» ترجمة: ميشيل زكي رزق الله، القاهرة، ١٩٦٦.
- بيماراجو، س، بانث «كتاب مسائل دراسية لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الثالثة». المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف، ١٩٦٩.
- حسن سيد أحمد أبو العينين «أصول الجغرافية المناخية» مؤسسة الثقافة الجامعية، الاسكندرية، ١٩٨٧.
- خليل عبد القادر خليل، عبد الفتاح محمد العاملي «الأرصاد الجوية للطيران» بيروت، ١٩٦٥.
- ريتا للاك، ب. ج «موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة - المجلد الثاني». المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف.
- سعود يوسف عياش «تكنولوجيا الطاقة البديلة». عالم المعرفة، عدد ٣٨، شباط، الكويت، ١٩٨١.

- شاهر جمال آغا «علم المناخ والمياه - الجزء الأول - علم المناخ». دمشق، ١٩٧٨.
- لوي اهدلي «علم المناخ والأرصاد الجوية». دمشق، ١٩٧٣.
- عبد العزيز طريح شرف «الجغرافية المناخية والنباتية». الاسكندرية، ١٩٧٤.
- عبد الرحمن حميدة «علم المناخ». دمشق، ١٩٦٩.
- علي حسن موسى «التلوث الجوي». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٠.
- علي حسن موسى «مناخ سورية» دمشق، ١٩٧٩.
- علي حسن موسى «المناخ العملي» دمشق، ١٩٧٩.
- علي حسن موسى «الرصد والتنبؤ الجوي» دمشق، ١٩٨٦.
- علي حسن موسى «التبخر النتح الممكن ومدلولاته الحيوية والمناخية» مجلة جامعة دمشق، عدد ٧، ١٩٨٧.
- علي حسن موسى «الوجيز في المناخ التطبيقي» دمشق، ١٩٨٢.
- علي حسن موسى «المناخ والأرصاد الجوية» دمشق، ١٩٨٧.
- علي حسن موسى «المعجم الجغرافي المناخي». دار الفكر، دمشق، ١٩٨٠.
- علي حسن موسى «العواصف والأعاصير». دار الفكر، دمشق، ١٩٨٩.
- علي حسن موسى «الأوزون الجوي». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٠.
- علي حسن موسى «الاستمطار». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٤.
- علي حسن موسى «البقع الشمسية ودورها في التغيرات المناخية». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٩.
- علي حسن موسى «المناخ في التراث العربي». دار الفكر، دمشق، ٢٠٠١.
- علي عبد الوهاب شاهين «محاضرات في جغرافية المناخ والنبات» جامعة بيروت العربية، ١٩٦٥.
- عمر فروخ «تاريخ العلوم عند العرب». دار العلم للملايين، بيروت، ١٩٧٠.

- فهمي هلال أبو العطا «الطقس والمناخ». دار المعرفة الجامعية، الاسكندرية، ١٩٩٤.
- محمد فتحي طه «استمطار السحب» محاضرات الموسم الثقافي السادس، القاهرة، ١٩٦٠.
- محمد علي الزالقي «الأرصاد الجوية والطيران» حلب، ١٩٧٣.
- محمود حامد محمد «الميتيورولوجيا، أو ظواهر الجو في الدنيا ومصر خاصة» القاهرة، ١٩٤٠.
- ناير شو «قصة الطقس» مترجم، القاهرة، ١٩٥٦.
- نعمان شحادة «علم المناخ» عمان، ١٩٨٣.
- نعمان شحادة «المناخ العملي» عمان، ١٩٨٢.

٢- المراجع باللغة الأجنبية:

- Anthens, R.A; «Meteorology». Prentice-Hall, 1997.
- Ayoade, J.O; «Introduction to Climatology for the Tropics». New York, 1983.
- Barry, R.G & Chorley, R.J; «Atmosphere, Weather and Climate». London, 1972.
- Blair, T & Fite, R.C; «Weather Elements». New York, 1965.
- Branigan, J.J & Jarret, H.K; «The Mediterranean Lands». London, 1975.
- Budyko, M.I; «The Earth's Climate: Past and Future». Academic Press, 1982.
- Chandler, T.J; «The Air us». London, 1967.
- Clover, J & Mc Culloch, J.S.G; « The Empirical Relation between Solar Radiation and Hours». q.J.Roy, Met. Soc, 84, 1985, pp.172-175.
- Conrad, V & Pollak, L.W; «Methods in Climatology». Harvard University Press, 1950.
- Crowe, P.R; «Concepts in Climatology». Longman, 1971.
- Decan, E.J; «Physical Processes Near the Surface of the Earth». World Survey of Climatology, vol.2, General Climatology, 2.Elsver Publishing Company, Amstrdam, 1969.

- Estinne,P. & Godard,A; «Climatologie». Paris, 1972.
- Gabler,R.E and Others; «Essentials of Physical Geography». New York, 1977.
- Geiger,R; «The Climate Near the Ground». Harvard University Press, 1950.
- Gentry,R.C; «Hurricane Debbie Modification Experiments». Science, 198, 1970, pp.473-475.
- Golgate,S.A; «Tornadoes: Mechanism and Control». Science, 157, 1967, pp.1431-1434.
- Griffiths,J.F; «Applied Climatology». Oxford University Press, 1970.
- Harwits.B & Austin,M.J; «Climatology». New York, 1944.
- Henderson-Sellers,A & Robinson,P.J «Contemporary Climatology». Longman, England, 1988.
- Hess,S.L; «Introduction to Theoretical Meteorology». New York, 1980.
- Hobbs,J.E; «Applied Climatology». London, 1980.
- Horrocks,N.K; «Physical Geography and Climatology». London, 1966.
- Kendrew,W.G; «The Climate of the Continents». Oxford, 1953.
- Krishnamurti; «Monsoon Dynamics». Basel, 1978.
- Lockwood,J.G; «Causes of Climate». London, 1979.
- Miller,A.A; «Climatology». London, 1955.
- Neiburger,D,Edinger,J.G & Bonner,W.D; «Under Standing Our Atmospheric Environment». San Francisco, 1973.
- Pagney,P; «La Climatologie». Paris -1973.
- Pagney.P; «Les Climats de la Terre». Paris, 1970.
- Palmen,S; «The Role of Atmospheric Disturbances in the General Circulation». Quart,J.R,M.S, vol, 77, 1951, pp.337-354.
- Peguy.ch,p; «Precis de Climatologie».Paris, 1970.
- Penman, H.L; «Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass». Proceeding of the Royal Society, Series,A. 193, 1948, pp.120-145.
- Rihel,H; «Introduction to the Atmosphere». New York, 1978.
- Sellers,W.D; «Physical Climatology». Chicago, 1965.
- Smith,K; «Principles of Applied Climatology». New York, 1975.

- Strahler, A.N & Strahler, A.H; «Modern Physical Geography». New York, 1978.
- Stone, W.C & Others; «Geographic Fundamentals». London, 1975.
- Tarbuck, E.L & Lutgens, F.K; «Earth Science». Ohio, 1967.
- Thornthwaite, C.W; «An Approach Toward a Rational Classification of Climate». Geogr. Rev, vol, 38, 1948, pp.59-93.
- Trewartha, G.T; «Introduction to Climate». New York, 1954.
- Wallace, J.M & Hobbs, P.V; «Atmospheric Science». New York, 1977.
- Willett, H.G; «Fog and Haze, Their Cause, Distribution, and Forecasting». Monthly Weather Review, vol. 56, 1928.
- W.M.O; «International Cloud Atlas». Geneva, 1956.
- W.M.O; «Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices». No. 8, Tp.3.

المدقق اللغوي

أ.د. علي أبو زيد

حقوق الطبع والترجمة والنشر محفوظة

لمديرية الكتب والمطبوعات

