جغرافية المناخ

(١)

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

منشـــورات جـــامعـــة دمشـــق

كلية الآداب والعلوم الإنسانية

كلية الآداب والعلوم الإنسانية
المكتبة

جغرافيـــة المنـــاخ

(١)

الدكتور علي حسن موسى

أستاذ في قسم الجغرافية

جامعة دمشق

١٤٢٥ـ ١٤٢٦هـ

٢٠٠٤ـ ٢٠٠٥م

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

محتويات الكتاب

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

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

ـــ 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 جغرافيّة من العودة إلى المناخ. وليس هناك ما هو ألصق 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 ختام دراستنا المناخية التحليلية هذه، والتي أُعقبت بعرض لأهم الظاهرات الجوية الضوئية والكهربائية والبصرية والصوتية.

وإذ أقدم هذا الكتاب في جغرافية المناخ إلى طلبة قسم الجغرافية بجامعة دمشق، فإني لآمل 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 ٢٠٠٤/١/٢٠م

Damascus University

الباب الأول

الغلاف الجوي

الفصل الأول: طبيعة الجو وتركيبه.

الفصل الثاني: بنية الجو.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

طبيعة الجو وتركيبه

ـــ تحديد الغلاف الجوي

ـــ خصائص الجو

ـــ تركيب الجو

ـــ مراحل تكون الغلاف الجوي

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

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 بمركباته، 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 ـــ 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 (١٠,٠٠٠كم)، 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 سوييتي (١٠ـــ١٠٠)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. وأيضا ظاهرة الفجر القطبي (أوروا) التي تبدو بصورة ستائر مضيئة متدلية نحو سطح الأرض من ارتفاعات تتراوح بين (١٠٠ــ١٠٠٠)كم.

ثانياً ــ 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 لعناصره المختلفة.

ويتصف هواء الغلاف الجوي بالخصائص التالية:

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

٢ــ 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.

٣ــ خضوع جزيئات الهواء لعمليتي التمدد والتقلص الحراريتين. حيث تتمدد بفعل التسخين، وتتقلص بفعل التبريد، وهذا ما يجعلها تنتشر بفعل تمددها، وتتضاغط بفعل تقلصها، مما يجعل كثافة الهواء أقل في المناطق الحارة من المناطق الباردة.

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

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

٦ــ 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.

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

٨ــ خضوع الهواء لقوانين الغازات المختلفة، كما في قوانين العطالة، وقانون الغازات العام، وقوانين الطبيعة الحرارية والتحريكية (الترموديناميكيه).

ثالثاً ــ قوانين الغاز الرئيسة:

تتمثل المتغيرات الرئيسة في الغلاف الجوي بـــ : 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:

١ــ قانون شارل (Sharle's)[1]:

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 طرداً 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).

أو

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

حيث:

$\text{حج}_{\text{ح}}$ = الحجم عند درجة الحرارة (ح).

ح = درجة الحرارة (مطلقة).

$\text{حج}_{\text{صفر}}$ = الحجم عند درجة الحرارة صفر مطلقة (٢٧٣).

$\text{ح}_{\text{صفر}}$ = درجة حرارة الصفر المطلق (٢٧٣).

ويمكن كتابة القانون السابق بالصورة التالية:

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

---

(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 طرداً مع درجة حرارته المطلقة؛ أي[1]:

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

أو:

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

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).

٢ـ قانون بويل (Boyl's) [2]:

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

$$\text{حج} = \frac{\text{ثا}}{\text{ض}}$$

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 و كثافته، وفق الآتي:

$$\left[\frac{ض}{ث} = ثا \right]$$

٣ــ قانون الغازات العام:

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

$$[ض \times حج = ح \times ثا]$$

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

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

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

$$[ض = ثا \times ث \times ح]$$

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.

٤ــ قانون دالتون (J.Dalton):

إن الهواء خليط من الغازات يخضع لقانون الكيميائي البريطاني جون دالتون (١٧٦٦ــ١٨٤٤م) للضغوط الجزئية، الذي يقر: "أن الضغط الكلي المبذول من

قبل خليط 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 ماالحتل الغاز لوحده الحجم الذي يحتله الخليط"[1].

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

$$\left[ث_ر = \frac{ك_ا + ك_ر}{حج} = ث + ث_ر \right]$$

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

$$ض_ر = ثا_ر \times ث_ر \times ح$$

$$ض_ا = ثا_ا \times ث_ا \times ح$$

حيث: ثا ر = ثابت الغاز لبخار الماء.

ثا ا = ثابت الغاز الجاف.

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

ث ر = الكثافة التي ستشغلها الكتلة نفسها من بخار الماء كما لو كان يشغل الحجم (حج) لوحده.

ومن قانون دالتون للضغوط الجزئية: [ض = ض ج + ض ر]

حيث: ض = الضغط الكلي.

ض ج = ضغط الهواء الجاف.

ض ر = ضغط بخار الماء.

---

(1) Reed ; P. 50-51.

وبدمج العلاقات الثلاث السابقة، ينتج:

$$\text{ث}_{ر} = \frac{\text{ض} - \text{ض}_{ر}}{\text{ثا}_{1} \times \text{ح}} + \frac{\text{ض}_{ر}}{\text{ثا} \times \text{ح}}$$

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

حيث: $\gamma = 0,622$

ويمكن أن تكتب المعادلة الأخيرة على الشكل التالي:

$$[\text{ض} = \text{ثا}_{1} \times \text{ث}_{ر} \times \text{ح}_{\text{ف}}]$$

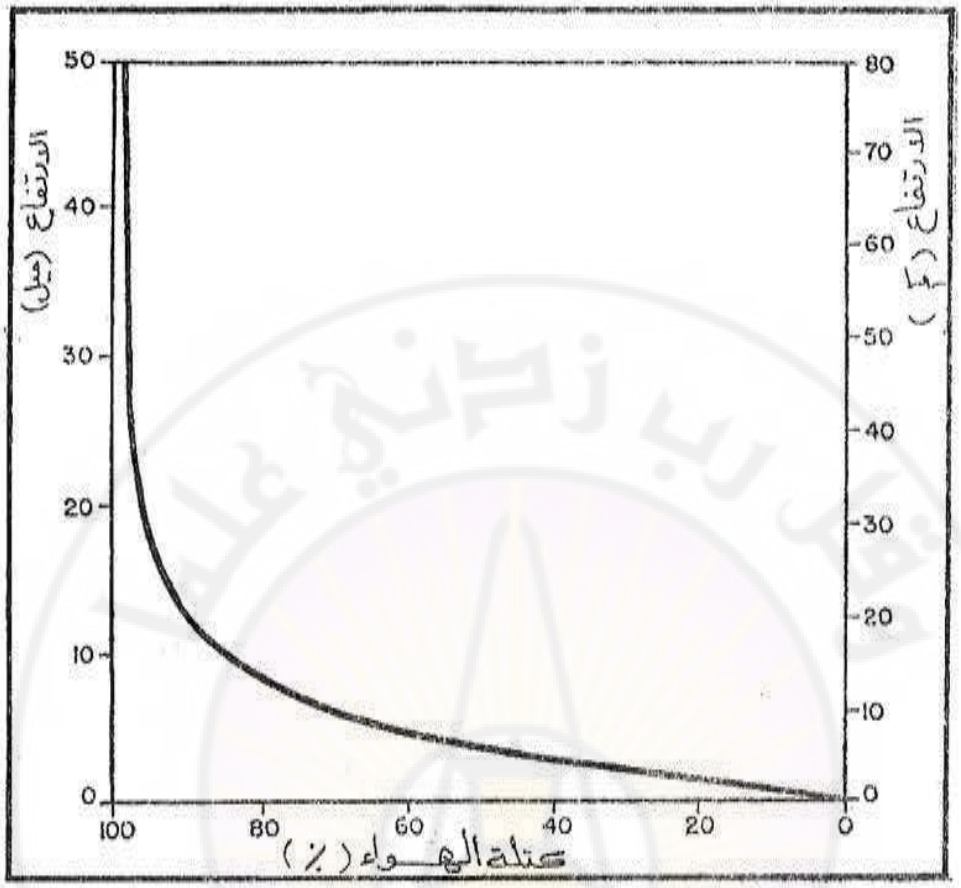
حيث: $\text{ح}_{\text{ف}}$ = درجة الحرارة التقديرية أو الفيرتولية (Virtual)، وتعطى بالعلاقة:

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

رابعاً ـــ 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 (١٠٠٠غ)، وإذا ما حسبنا إجمالي وزن الهواء فوق مساحة الأرض البالغة نحو (٥١٠) مليون كم^{2}، لكان الناتج كتلة إجمالية للجو تبلغ نحو (٥٠)^{15} طن.

وتتناقص كتلة الجو تناقصاً ملحوظاً مع تزايد الارتفاع، بخاصة في المستويات الأولى من الغلاف الجوي الواقعة دون ٢٠كم -شكل (١)-، حيث تتناقص كثافة الجو المتوسطة من ١,٢كغ/م^{3} عند سطح الأرض إلى ٠,٧كغ/م^{3} عند ارتفاع ٥٠٠٠م. فحوالي نصف كتلة الجو ترقد دون مستوى ٥كم، بينما نجد أن ٩٧٪ من كتلة الجو دون ٢٩كم، و٩٩٪ منها دون ٣٥كم.



الشكل رقم (١)

التوزع الشاقولي لكتلة الجو

خامساً ــ 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؛ الأوكسجين، النتروجين، الأورغون، النيون، الهليوم، الهيدروجين ...الخ، غير أن بعضها الآخر تتصف بعدم ثبات نسبها وبتغيرها من مكان إلى مكان، ومن فصل إلى فصل، ومن زمن إلى آخر، ومن هذه الغازات

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

١ــ 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)، والأوكسجين 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
أوكسجين	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، ولاتتعدى كميته (٠,٠٠٠١) من الكمية العامة له[١]، وكثافة الأوكسجين أكبر قليلاً من كثافة الهواء عموماً. وهو يدخل في تركيب الماء، ويذوب فيه بنسب بسيطة مشكلاً بذلك مصدر الحياة للأحياء المائية. ويساعد الأوكسجين على جميع عمليات الاحتراق. والمصدر الرئيسي للأوكسجين، العمليات النباتية اليخضورية 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 يذوب في الماء بدرجة بسيطة ولا يساعد على الاحتراق.

٢ـ المكونات الهوائية ذات النسب المتغيرة:

وتتمثل هذه المكونات في ثلاثة مركبات غازية أساسية، هي: بخار الماء (H_2O) وثاني 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 وثاني أوكسيد الكربون) أرضياً، فإن التغير في نسبها جميعاً الزماني والمكاني سببه أرضي. وإذا كانت نسب بعض تلك المكونات (بخار الماء والأوزون) قد أصابها التغيير بشكل كبير في القرون الثلاثة الماضية، وبخاصة في القرن العشرين، فإن نسبة بخار الماء ذات تغير زماني قليل، واختلاف فصلي ومكاني كبير. كما أن تلك المكونات ليس بالطارئة على الجو، وإنما وجدت فيه منذ بداية تشكله، ولكن نسبتها هي التي في تغير بالزيادة أو النقصان.

---

(١) يقدر الوزن الاجمالي للأوكسجين في الجو بنحو ($١٠^{١٥}$) طن.

أ ـــ 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 والنتح 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)، فإنّ 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 المتشكلة من تكاثف بخار الماء تتصف بعاكسيتها 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.

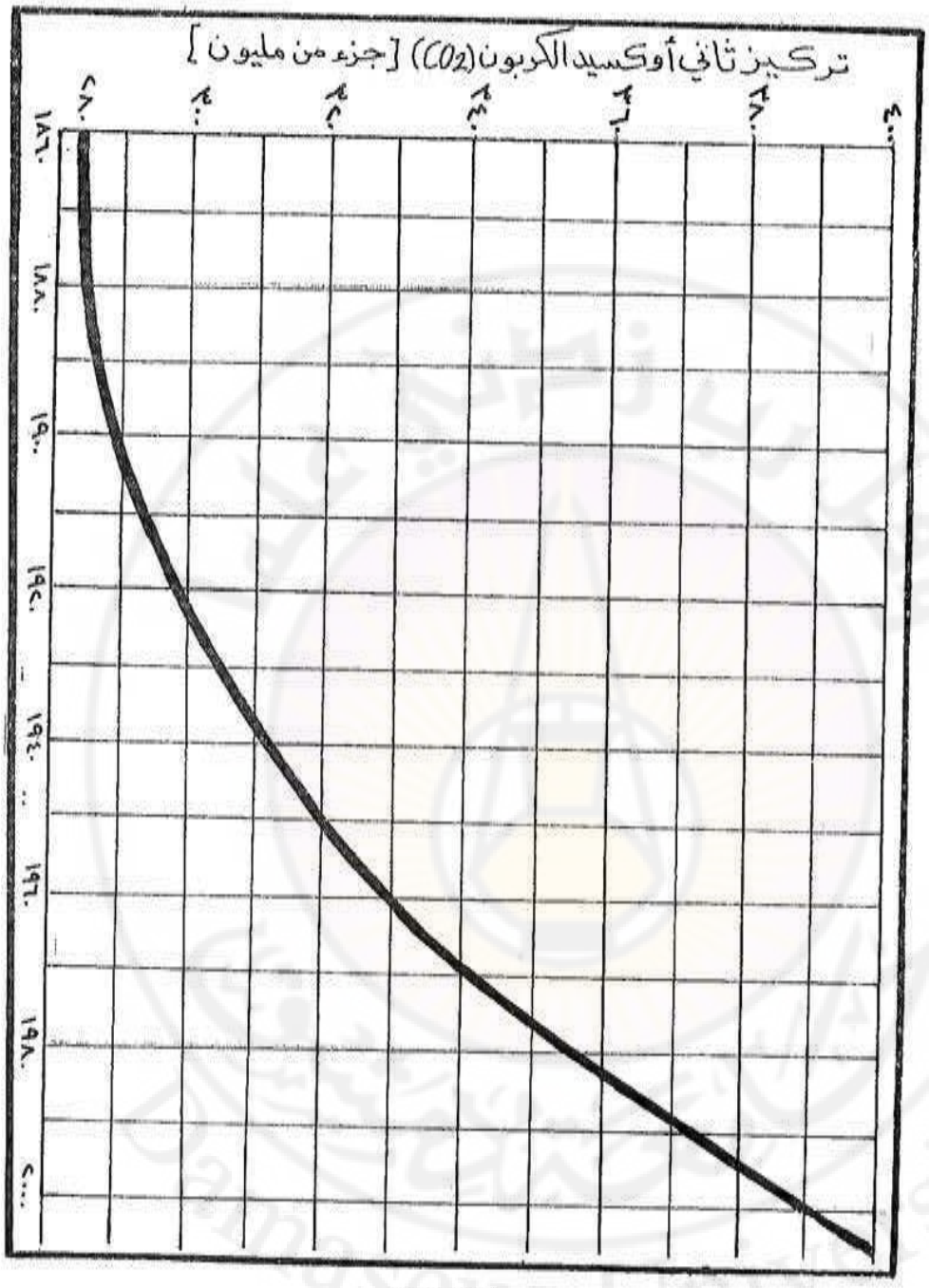
ب ـــ ثاني أوكسيد الكربون (CO_2):

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 وسائط 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 أوكسيد 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 أوكسيد الكربون المنطلقة في الجو التي لا تقل سنوياً عن (٢٥ × ١٠ ^{١١}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 أوكسيد الكربون أهمية حرارية، فهو يعد من أهم عناصر الدفيئة 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 (١,٧ــ٢,٥ميكرون، ٣ــ٥ ميكرون، ١٣ــ١٨ميكرون). ولقد ربط العلماء الارتفاع في درجات الحرارة بمقدار (٠,٤م°) في المتوسط لكل عشر سنوات بين عامي (١٨٨٠ــ١٩٤٠م) إلى التزايد في نسبة ثاني أوكسيد الكربون التي ارتفعت خلال النصف الأول من القرن العشرين بحدود (٩٪) من مجمل كميته. ويقدر العلماء أن زيادته في الجو بنسبة (١٠٪) تؤدي إلى ارتفاع الحرارة بمقدار (٠,٥م°)،



الشكل رقم (٢)

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

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

جـ ـ 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 (١٥ـ٣٥كم). ويتركب هذا الغاز من ثلاث ذرات أوكسجين، 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:

$$O + O \xrightarrow{Uv} O_2$$

وعلى الرغم من أن تحطم جزيئات الأوكسجين يحدث في الطبقة المحصورة بين سويتي ارتفاع (٨٠ـ١٠٠كم)، إلا أن تشكل غاز الأوزون يتم بصورة رئيسية فيما بين سويتي ارتفاع (٣٠ـ٦٠كم)، حيث تكون قوة التصادم بين الذرات (O) والجزيئات (O_2) كبيرة، مما يودي إلى اتحاد كل جزيء أوكسجين مع ذرة أوكسجين، متشكلاً بذلك غاز الأوزون:

$$O_2 + O + M \longrightarrow O_3 + M$$

حيث: M = قوة التصادم.

ذلك أن قوة التصادم (M) تقل كلما قلت كثافة الهواء، وبما أن كثافة الجو منخفضة بين سويتي ارتفاع (٨٠ـ١٠٠كم)، لذا فإن قوة التصادم ضعيفة. بينما نجد دون ذلك -عند مستوى ٣٥كم 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:

$$O_3 + O \longrightarrow O_2 + O_2$$

أو نتيجة لفعل الأشعة الزائدة عليه.

إن عمليات التحول الغازي من أوكسجين إلى أوزون، ومن أوزون إلى أوكسجين بفعل عمليات كيماضوئية (Photochemical) تحافظ على درجة التوازن تقريبا عند ارتفاع ٤٠كم، ولكن نسبة اختلاط الأوزون تكون على أشدها عند ارتفاع ٣٥كم، حيث أن كثافة الأوزون العظمى تتركز في الطبقات الأدنى وذلك بين (٢٠ــ٢٥)كم[1]. وهذا ناتج في معظمه عن الآلية الحركية في الجو التي تنقل الأوزون باتجاه الأسفل حيث تخريبه يكون أقل، وهذا ما يسمح بتجميع الغاز.

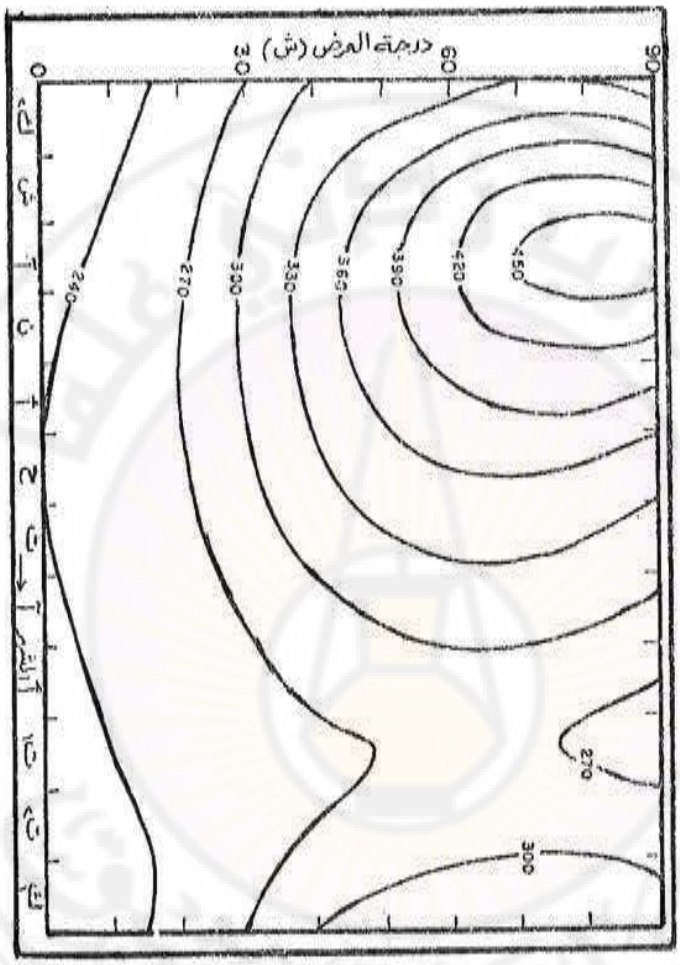
وتختلف كمية الأوزون الجوي باختلاف درجة العرض، ومع فصول السنة فحميه الاوزون تكون منخفضة فوق خط الاستواء ومرتفعة فوق العروض العليا، وذلك إلى الشمال من خط عرض ٥٠ شمالاً، وبوجه خاص في فصل الربيع -الشكل(٣)- حيث أن هذا التوزيع يكون مرتبطاً إلى حد كبير بالعمليات الكيماضوئية التي يصل نشاطها إلى أقصاه في شهر حزيران عند خط الاستواء. وحركة الأوزون من المستويات العليا إلى المستويات الأخفض (أي من٤٠إلى٢٠كم) 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 أنموذج 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 وتباياته 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^{-3} سم أوزون، عند درجة حرارة وضغط قياسيين)

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 أوكسيد الآزوت الذي يتفاعل معه محولاً إياه إلى أوكسجين جزيئي:

$$NO + O_3 \longrightarrow NO_2 + O_2$$
$$NO_2 + O \longrightarrow NO + O_2$$

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:

$$Cl + O_3 \longrightarrow ClO + O_2$$
$$ClO + O_3 \longrightarrow Cl + O_2$$

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 ٣مم تقريباً.

د ــ 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). وتتباين 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 ـــ حيث تكثر الرمال والكثبان الرملية ـــ التي تذروها الرياح. أما الرماد فمصدره البراكين التي تقذفه عند ثورانها. وتأتي الأملاح ـــ كاليود، وملح الطعام ... الخ ـــ من المناطق البحرية. وتشكل الشهب والنيازك مصدراً آخر للمواد الصلبة في الجو ـــ بخاصة في أجزائه العليا ـــ لأن أجزاء كبيرة من تلك الشهب تحترق عند دخولها الغلاف الجوي وتتفتت 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.

وللايروسول أهمية كبرى بالنسبة للظروف المناخية، فله أهمية واضحة بالنسبة للتكاثف 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 ـــ 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:

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

ب ـــ **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 ـ مرحلة الأوكسجين؛ وهي المرحلة التي ترافقت 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 تفكيك المركبات الكيمياوية وتحويلها إلى عناصر غازية أساسية في الجو انتظمت فيه تبعاً لثقالتها؛ فبخار الماء تفكك إلى أوكسجين وهيدروجين

$$(H_2O \longrightarrow H_2 + O)$$

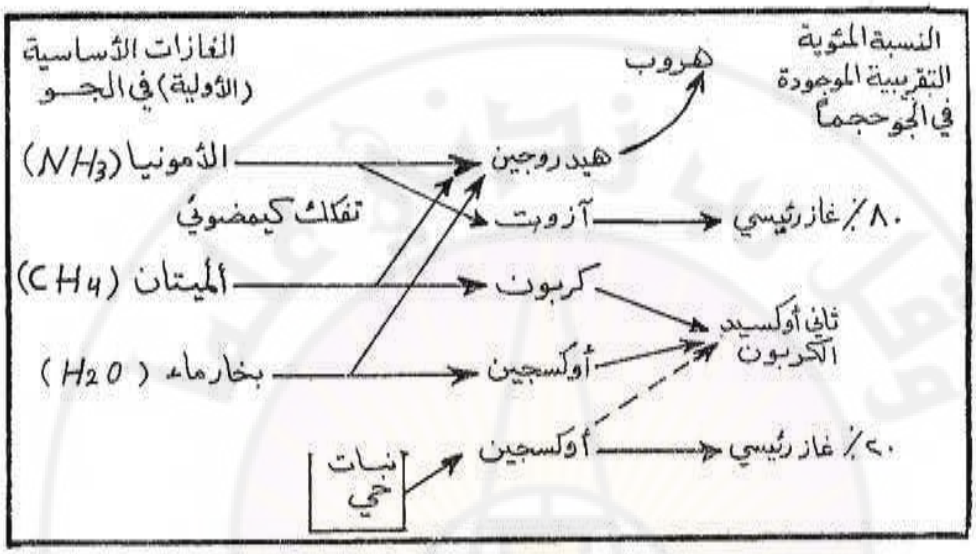
كما تفكك النشادر إلى هيدروجين ونتروجين (آزوت)

$$(NH_3 \longrightarrow N + 3H)$$

وكذلك غاز الميتان 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 (النتروجين، والأوكسجين) أقرب إلى سطح الأرض.

ويمكن القول إن الجو استقر نوعاً ما بصورته الحالية منذ عصر الكامبري من الزمن الجيولوجي الأول، أي منذ نحو ٥٠٠مليون سنة مضت. وقد ساهمت التفاعلات مابين الماء واليابس والهواء والأحياء النباتية والحيوانية على تحقيق التوازن مابين مركبات الغلاف الجوي، وإعادة تجددها. كمثال؛ تعمل تجوية الصخور واحتراق الوقود وتحلل النباتات وتنفس الحيوانات على استهلاك الأوكسجين وإطلاق ثاني أوكسيد الكربون (CO_2). بينما يدخل النتروجين 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

الكيمياوي 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 (النتروجين والأوكسجين) 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 أوربا (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 والبترول 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 (SOx)، وأكاسيد الآزوت (NOx)، والفحوم الهيدروجينية (الهيدروكربونات)، والمركبات الكلوروفلوروكربونية (CFCS)، والجسيمات الصلبة (الهباء).

الفصل الثاني

بنية الغلاف الجوي

ـــ مقدمة

ـــ التقسيم الحديث للغلاف الجوي.

ـــ التقسيم القديم للغلاف الجوي.

ـــ الغلاف الجوي القياسي.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

بنية الغلاف الجوي

ـــ مقدمة:

إذا كان من غير السهل معرفة سماكة الغلاف الجوي، إلا أنه من المعروف أنه يبدأ في التلاشي تدريجياً عند ارتفاع يتراوح بين (٣٠٠ـــ٥٠٠كم). وبوجه عام فإن معظم الغازات التي ذكرناها سابقاً والتي يتركب منها الهواء تختفي قبل الوصول إلى هذا الارتفاع باستثناء الغازات الخفيفة جداً كالهيدروجين الذري الذي يمكن أن يتواجد في الارتفاعات العليا (١٠٠٠٠كم 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 (٦كم)، كما أن حوالي ٢٥٪ من هذا الوزن يتمركز في الستة كيلومترات التالية، في حين نجد أن وزن كتلة الهواء في (٢٠كم) الأولى القريبة من سطح الأرض تشغل قرابة ٩٠٪ من مجمل وزن كتلة الهواء.

أولاً ـــ التقسيم الحديث للغلاف الجوي:

يقسم الجو شاقولياً إلى عدد محدود من الطبقات الأفقية، وذلك استناداً إلى التمركز الكثافي للغازات، بحيث يمكن تمييز عدة طبقات غازية رئيسة وفرعية وهي الآتية [1]:

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

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

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

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

ب ــ طبقة الأوكسجين الذري (O)؛ بين ارتفاع (٢٠٠ــ١١٠٠كم).

جـ ــ طبقة الهليوم (He)؛ بين ارتفاع (١١٠٠ــ٣٥٠٠كم).

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

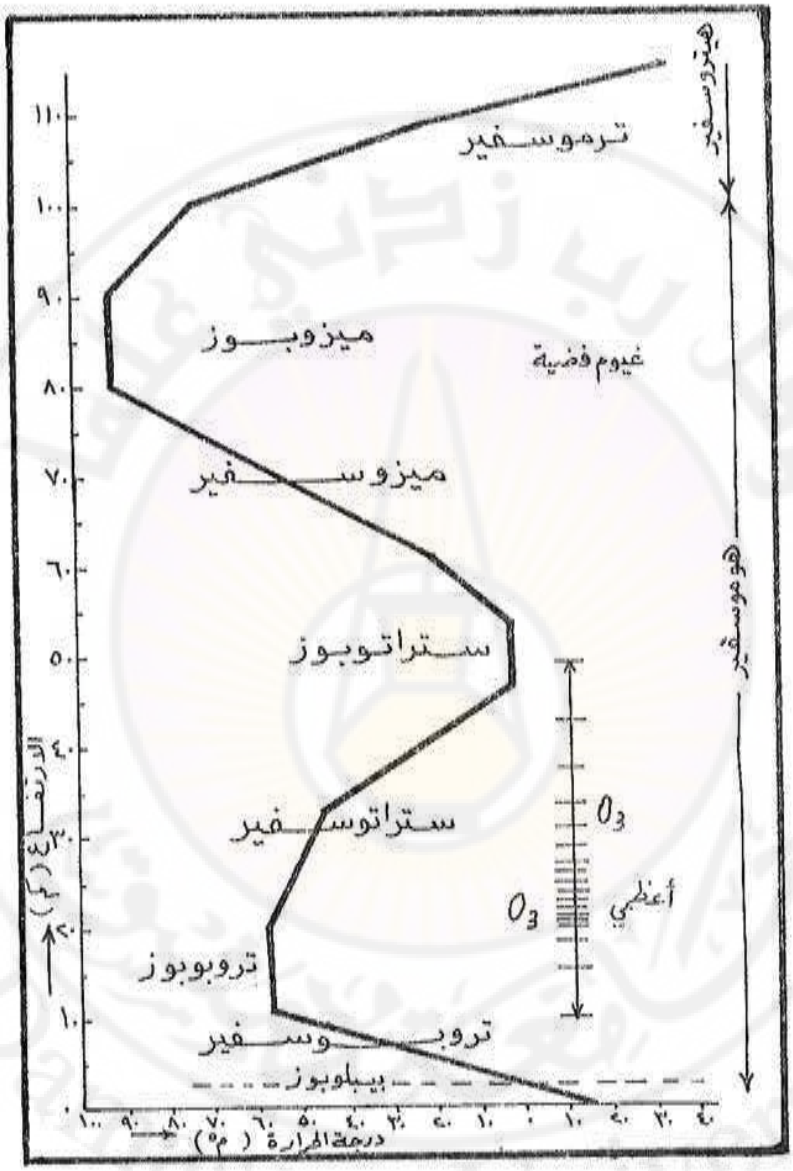
وبوجه عام يقسم الجو إلى ست طبقات رئيسة –شكل (٥)– هي الآتية:

١ــ طبقة التروبوسفير (Troposphere):

تدعى الطبقة الدنيا من الغلاف الجوي بالتروبوسفير، ووسطي ارتفاع هذه الطبقة عن سطح البحر (١٢كم). وارتفاع هذه الطبقة غير ثابت بل يختلف مع خط العرض وحسب الفصول، ففي العروض المنخفضة (الاستواء) يصل ارتفاع هذه الطبقة حتى (١٨كم) لينخفض عند القطبين إلى ٨كم، وهذه الطبقة هي الهامة والفعالة عند دراسة الطقس والمناخ، لكونها الميدان الذي تتمثل فيه مختلفة الظواهر الجوية ــ كالغيوم، والأمطار، والعواصف ...الخ ــ. ويقدر أن طبقة التروبوسفير تحتوي على مايعادل (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، ص٩١.



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، ٨٥٠مليبار، ٧٠٠مليبار، ٥٠٠مليبار، ٣٠٠مليبار، ٢٠٠مليبار، و١٠٠مليبار.

ويعرف الجزء القريب من سطح الأرض (صفر — ٣كم) 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 (٦°م) لكل ارتفاع قدره كيلومتر واحد. كما تقل كثافة الهواء، وينخفض الضغط مع الارتفاع ليصل عند سقفها إلى (١/١٠) عما هو عليه عند سطح البحر، غير أن سرعة الرياح تتزايد مع تزايد الارتفاع، لتصل إلى (١٤٤)كم/ساعة عند ارتفاع وسطي (١٢كم).

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) [1] وهي طبقة انقلاب (انعكاس) حراري.

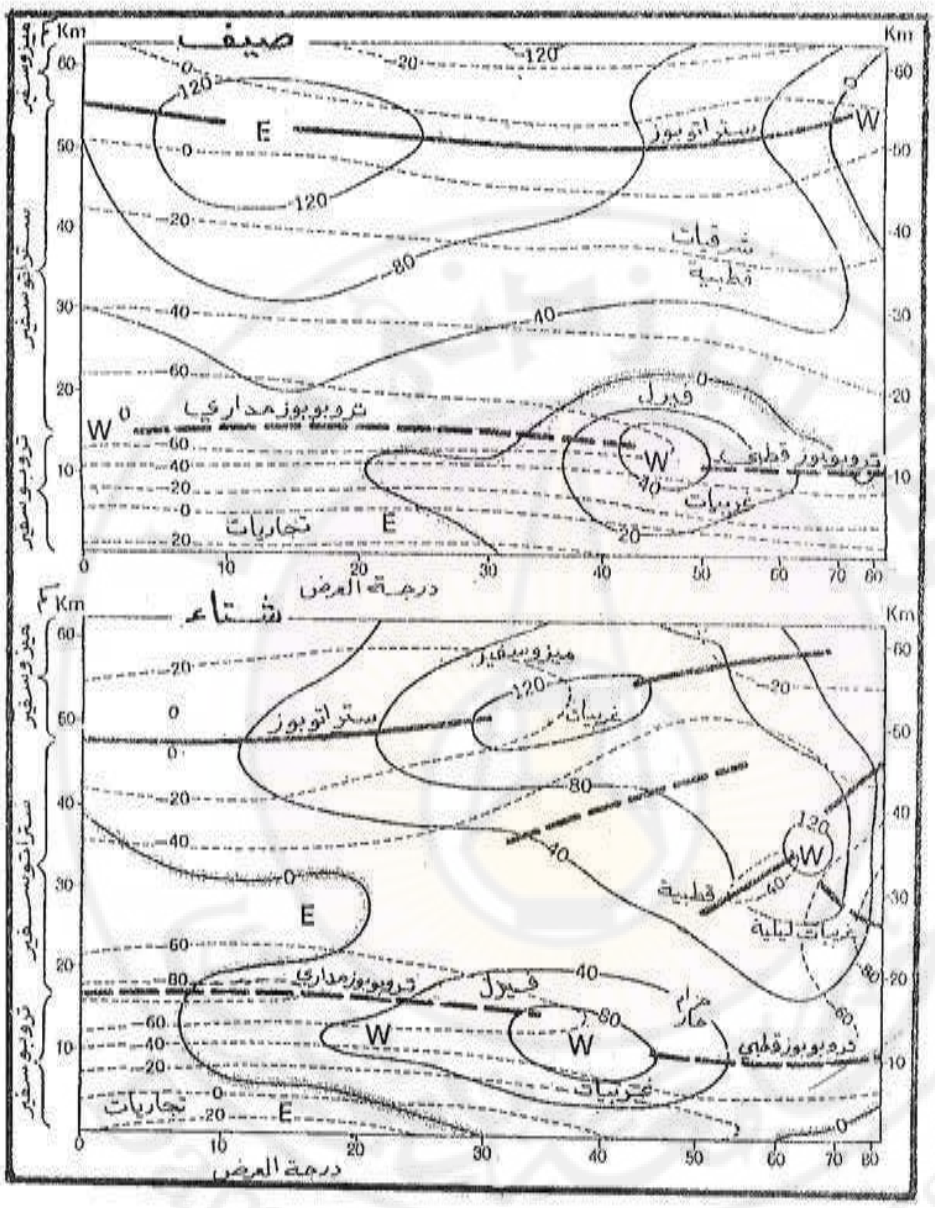
إن معدل التناقص الحراري الذي يشاهد في التروبوسفير هو معدل نسبي، إذ أنه قد يزيد أو ينقص وذلك حسب الظروف الجوية السائدة، كما أن معدل التناقص في الارتفاعات العليا يقل عن معدله في الارتفاعات الدنيا. ويخضع ارتفاع طبقة التروبوبوز لتبدلات كثيرة سواء أكان على مدار السنة أم بالنسبة لأماكن متباعدة تقع على درجات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

---

(١) يحدد المستوى الأدنى للتروبوسفير عند المنطقة التي يكون فيها معدل تناقص درجة الحرارة أقل من ٢°م/كم أو يساويه، كما أنه من المفروض عندئذ أن لا يزيد معدل التزايد عن ٢°م/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 (١٦ــ١٨)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 تبرد شديد وعملية هبوط، كل ذلك جعل ارتفاع طبقة التروبوبوز عند القطبين أقل من نصف ارتفاعها عند خط الاستواء (٦ــ٨كم عند القطبين).

إن معدل التناقص الحراري الشاقولي (الغراديان 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 معدله في الفصل البارد، ولهذا فإن سماكة التروبوسفير تقل في الشتاء وتزداد في الصيف (عند القطبين ٥كم شتاء، ١١كم صيفاً). ونتيجة للتناقص المستمر لدرجة الحرارة مع الارتفاع، فإن معدل درجة الحرارة في منطقة التروبوبوز يكون بحدود (-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 التربوسفير 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 بحدوث حركة هبوط ستراتوسفيرية.



الشكل رقم (٦)

معدل سرعة الرياح النطاقية (الخطوط المتصلة، بالعقدة)

ودرجة الحرارة (الخطوط المنقطعة، م°)

عن: «Barry & Chorley, 1972»

٢ــ طبقة الستراتوسفير (Stratosphere) [١]:

وهي الطبقة الجوية الرئيسة الثانية التي يمتد ارتفاعها من السطح العلوي للتروبوبوز، وحتى ارتفاع (٥٥كم) فوق سطح البحر، ويزداد سمك هذه الطبقة في العروض المتوسطة والعليا(٤٥كم تقريباً) ويقل في العروض المنخفضة (٣٢كم-٣٤كم). وعلى الرغم من أن معظم الأوزون يوجد في هذه الطبقة، والذي تكون كثافته القصوى عند ارتفاع (٢٢كم)، 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 (٣٠ــ٣٥كم) 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 (ـ٨٠°م) 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 (٥٠ــ٦٠) شمالاً منطقة حرارية متميزة تقارب درجات الحرارة فيها من (ـ٤٥°م) إلى (ـ٥٠°م). 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 ـــ 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 (٢٥كم) 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 (١٨ـــ٣٠كم) 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 ٢٠٠مرة مما هي عليه عند سطح الأرض، كما أن درجة الضغط تكون بين (٦٠ـــ١٠مليبار) عند ارتفاع (١٨ـــ٣٠كم).

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 ٢كم. وتتجمع في هذه الطبقة نسبة لابأس بها من غاز الأوزون.

وتتصف بمدوئها النسبي، وبكون درجة الحرارة فيها مرتفعة (تقارب من الصفر درجة مئوية).

٣ـــ 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 (٥٠ـــ٥٥كم) 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 لبلورات 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 لتحلل الغازات الشديدة والخفة الموجودة منها (هيدروجين وهيليوم)، فإن الضغط يكون منخفضاً جداً في الميزوسفير، إذ تتناقص قيمة الضغط من مليبار واحد عند ارتفاع (٥٠كم) إلى (٠,٠١مليبار) عند ارتفاع (٩٠كم)، والرياح السائدة غربية في الصيف وشرقية في الشتاء.

٤ـــ الترموسفير (Thermosphere):

من خصائص هذه الطبقة التي تنحصر بين ارتفاع (٨٠ـــ٥٠٠كم)، أن الكثافة الجوية فيها منخفضة جداً، وبالتالي فإن الضغط الجوي في هذه الطبقة لايزيد على (٠,٠١مليبار). ويتركب الجزء الأسفل من هذه الطبقة بصورة رئيسة من غازين هما النتروجين (N_2) والأوكسجين بشكليه الجزيئي (O_2) والذري (O)، بينما فوق(٢٠٠كم)، فإن الأوكسجين الذري هو الذي يغلب على النتروجين (N_2,N).

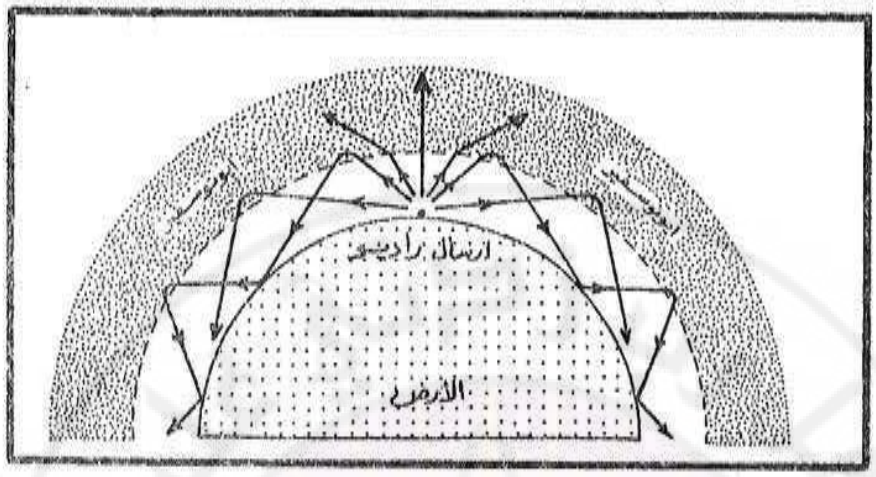
وتتصف درجة الحرارة بتزايدها مع الارتفاع، وهذا التزايد يعزوه بعضهم إلى امتصاص الأشعة فوق البنفسجية من قبل الأوكسجين الذري مما يزيد في الطاقة الحركية لهذا الغاز وبالتالي من ارتفاع درجة الحرارة التي تصل إلى (١٢٠٠)درجة مطلقة عند ارتفاع (٣٥٠كم)، ولهذه الدرجات أهمية خاصة إذ أن الأقمار الصناعية تجد صعوبة في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

وعلى ارتفاع (١٠٠كم) 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 الكهربية، مما يؤدي إلى تغير الخصائص الكهربية للغاز، وهذا ما يحدث بالنسبة لغازي الأوكسجين والنتروجين 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 تخترق الجزيئات المتأينة الجو وذلك من ارتفاع (٣٠٠كم) إلى (٨٠كم) مسببة ظهور الوهج القطبي والأسترالي (Aurora)، وقد يظهر الوهج القطبي أحياناً عند ارتفاع حتى (١٠٠٠كم).

وإذا كانت كلمة أيونوسفير تطلق على الطبقة الجوية التي يزيد ارتفاعها على (٨٠كم)، فإنها تستخدم في معظم الأحيان للدلالة على تلك الطبقة التي لها كثافة كهربائية عالية والمحصورة بين ارتفاع (١٠٠–٣٠٠كم) [1].

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



الشكل رقم (٧)

انعكاس موجات الراديو بواسطة الطبقة المتأينة (الأيونوسفير)

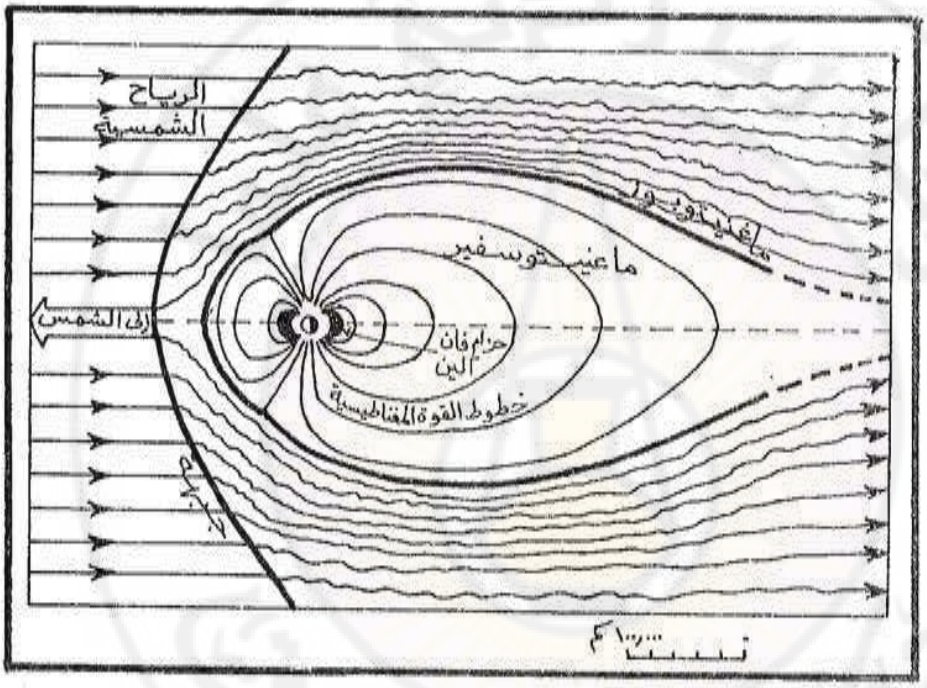
٥-٦- طبقة الأكسوسفير، والماغنيتوسفير Exosphere,Magnetosphere:

تمثل طبقة الأكسوسفير المنطقة المحصورة بين ارتفاع(٥٠٠كم) إلى(٧٥٠كم). 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 للهرب نحو الفضاء الكوني نتيجة لتخللها الشديد وحركتها السريعة، مما لايسمح بحدوث تلاق وتصادم بين جزيئات الغازات المختلفة. ويأتي الهيدروجين من تحطم الماء (H_2O) وغاز الميتان (CH_4) بالقرب من طبقة الميزوبوز الانتقالية.

$$CH_4 \longrightarrow 2H_2 + C$$
$$H_2O \longrightarrow H_2 + O$$

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 (١٠٠٠ـــ٢٠٠٠م°).

هذا وتتزايد الجزيئات المتأينة في الأكسوسفير. وفوق ذلك وعند ارتفاع يتجاوز (٢٠٠٠كم) في الماغنيتوسفير توجد إلكترونات (سالبة) وبروتونات (موجبة) فقط. إن هذه الجزيئات المشحونة تكون مركزة في حزمتين عند ارتفاع (٤٠٠٠كم و٢٠٠٠كم)، وتعرف هذه الحزم بحزم فان اللين Van Allen –كما هو موضح في الشكل التالي (٨)–.



الشكل رقم (٨)

الماغنيتوسفير، والماغنيتوبوز

ثانياً: التقسيم القديم للغلاف الجوي:

لم يكن العرب القدماء بمنأى عن المعرفة بالجو وبنيته 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[1]، 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 [2]:

١ــ 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 (١٢كم)–، 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) مابين 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 ٢٧ــ٣٤.

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.

٢ــ 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 دونها (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 سويتي (١٢ــ٨٠كم) عن سطح الأرض، ولكن الزمهرير الذي يعني شدة البرد لا نجده سوى في طبقة الميزوسفير؛ حيث تتراوح درجة الحرارة مابين الصفر المئوي عند قاعدتها ونحو (-٩٠°م) عند قمتها.

"وأما الحوادث التي في سمك كرة الزمهرير -كما يذكرها إخوان الصفا- فهي الشهب وانقضاض الكواكب (أي الكرات النارية) التي ترى في الليالي. وأما هيولاها 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 المنطفئ، 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 الجدب.

وأما كيفية تشكل هذه الدخانات، إذا صعدت إلى هناك واشتعلت فيها النار، فإنها إذا اعتبرت بالفكر، وجدت تارة كأنها أعمدة مخروطة قائمة قاعدتها مما يلي كرة النار ومخروطها مما يلي وجه الأرض. ودليل ذلك أنه إذا اشتعلت النار فيها ترى عظيمة الاشتعال، ثم لاتزال تصغر وتنحرط وتقل حتى تنطفئ، فيتخيل للناظرين أنها نار هوائية تنـــزل 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.

٣ــ 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 (٨٠ــ٥٠٠كم)، ويمكن أن يضاف إليها الطبقة الخارجية (الأكسوسفير) وما يليها، حيث تصل درجة الحرارة في أعلى طبقة الترموسفير إلى أكثر من(٢٠٠٠°م).

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 بإقرانهما 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 مابين 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 الهواء، وطبقة حارة يابسة وهي التي يطلق عليها (أرسطو) اسم النار.

ـــ الغلاف الجوي القياسي:

هو غلاف جوي نظري، لاوجود له تماماً في الواقع. وهو تمثيل نظري للمعدل العام لخصائص الغلاف الجوي في العروض الوسطى، وبالتحديد عند خط عرض ٤٥° 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 (I C A O) والممتد حتى سوية (٢٠كم)[1]. وهناك أيضاً الغلاف الجوي القياسي الأمريكي الذي يمتد حتى (٧٠٠كم).

والجدول التالي (٢) يبين أهم خصائص الغلاف الجوي القياسي حتى سوية ارتفاع (١٧كم)[2].

---

(1) Neiburger, M, and Othors; « 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/م^3)
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

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الباب الثاني

عناصر المناخ وطرق قياسها

الفصل الأول: عناصر المناخ

الفصل الثاني: أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

عناصر المناخ

ـــ تحديد مفهومي الطقس والمناخ.

ـــ عناصر الطقس والمناخ.

ـــ طبيعة علم المناخ وأقسامه.

ـــ علاقة المناخ بالأرصاد الجوية.

ـــ التطورات في علم المناخ.

ـــ دور المنظمة العالمية للأرصاد الجوية (W M O)

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

عناصـــر المنـــاخ

أولاً ــ 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، لايمكن 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 مابين الطقس وعلم الأرصاد الجوية، وبين المناخ وعلم المناخ من جهة، وفيما بين علم المناخ والأرصاد الجوية من جهة أخرى.

١ــ 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 المتحكمة 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.

٢ـ المناخ (Climate):

يعبر المناخ عن الحالة المتوسطة للجو في مكان ما خلال فترة زمنية طويلة تقارب من ٣٠سنة، إلى ٣٥سنة. 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 تضفي على المكان مظهراً جوياً 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 فأخرى. 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،٣٥سنة) على اعتبار إمكان أن يحدث فيها أشكال الطقوس كافة، معطية بذلك أنموذجاً مناخياً معيناً، فإن بعضهم الآخر يعد فترة ١١سنة كافية لأن تعطي صورة عن مناخ منطقة ما، وتربط هذه الدورة (دورة ١١سنة) 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 نعدها ممثلة لمناخ تلك المنطقة تمثيلاً حقيقياً لقصر الفترة التي تغطيها، والتي لا تتمثل فيها ألوان الطقس كافة.

ثانياً ــ عناصر الطقس والمناخ:

سواء أكان الأمر خاصاً بالطقس، أم المناخ، فإن كليهما يعبر عن حالة جوية. وهذه الحالة تعني مركباً جوياً، أي مظهراً 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، ريحي، مطير، مثلج ...الخ. إلا أن استخدام بعض التعابير المركبة (طقس خانق، جميل، قاس ...الخ) أقرب مايكون 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 والتوزع المكاني للعناصر الطقسية والمناخية. تلك العناصر التي هي وليدة تفاعل مجموعة من العوامل (درجة العرض، توزع اليابسة والماء، الارتفاع، التيارات البحرية، النبات، الإنسان...). والمخطط التالي يلقي ضوءاً على العلاقة بين العوامل والعناصر، ومايتمخض عنهما من أشكال مختلفة من الطقس والمناخ.

العوامل الجوية	العناصر الجوية		الناتج	
١ــ الموقع الفلكي (درجة العرض) ٢ــ توزع اليابس والماء ٣ــ الارتفاع ٤ــ الحواجز الجبلية ٥ــ التيارات المحيطية ٦ــ النبات والتربة ٧ــ الإنسان	ينتج عن تفاعل العوامل الجوية قيم معينة من العناصر	١ــ درجة الحرارة ٢ــ ضغط الهواء ٣ــ الرياح ٤ــ الرطوبة الجوية والتهطال	ينتج عنها	نماذج وأنواع مختلفة من الطقس والمناخ

ثالثاً ــ 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). ومجال علم المناخ رحب واسع، مما يُمَكن من تقسيمه إلى عدة أفرع حسب موضوعات معالجته، ومقياس المعالجة. فعلى أساس موضوعات المعالجة نميز مايلي:

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

ب ــ 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.

جـ ــ علم المناخ الشمولي (السينوبي) 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 ــ 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 ــ 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، التربي، النباتي ...الخ).

و ــ 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 رئيسة:

أ ــ 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 ــ 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).

جـ ــ علم المناخ الأصغري (Microclimatology)؛ أو ما يعرف بعلم المناخ المجهري، أو التفصيلي. والذي يهتم بدراسة المناخ القريب من سطح الأرض والملامس لها، وذلك ضمن منطقة صغيرة جداً. ويعد الكتاب الذي أصدره جيجر (Geiger.R) عام (١٩٥٠م) أول وأهم ما كتب في هذا المجال والذي عنوانه (المناخ قرب سطح الأرض)[1].

رابعاً ــ 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. ويمكننا 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 تضفي 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، وحركاته، وطبيعة حدوث الظواهر المختلفة وآليتها ... وما إلى ذلك، اعتماداً على القوانين الناظمة والمتحكمة 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 المتوافرة 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 كثر 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 ــ 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 مابين النهرين. غير أن مفهوم الطقس لم تتضح معالمه العلمية حتى القرن الخامس قبل الميلاد، حيث أعد (هيرودوت) كتاباً عام (٤٤٠ق.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 (٤٠٠ق.م)، بعنوان "الهواء، الماء، والمكان" أول كتاب في علم المناخ الوصفي. ويعتقد أن أول كتاب في الأرصاد الجوية هو كتاب (أرسطو) عام (٣٥٠ق.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 ـــ القرن العاشر الميلادي) معرفة الكثير عن الخصائص المناخية لمناطقها المختلفة، وأظهر علماؤها البارزون آثار التباينات المناخية على نشاط البشر وعاداتهم وتقاليدهم، بالإضافة إلى معالجتهم لبعض المسائل الخاصة بالجو، وخصائصه. وكان من هؤلاء؛ المسعودي، والبيروني، والبغدادي، 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(غاليلو Galileo)،

وفي عام (١٦٤٣م) اخترع (تورشيلي Torricelli) مقياس الضغط الجوي (البارومتر الزئبقي). وقد مكن هذا الاختراعان من إنشاء العديد من المراصد الجوية في أوربا، وشيوع استخدام المنهج العلمي في دراسة كل من الطقس والمناخ الذي بدأه (باكونBacon١٥٦١ــ١٦٢٦م)، وأعقبه في ذلك(ديكارت١٥٩٦ــ١٦٥٠م). وقد وضع (بويل Boyle ١٦٢٧ــ١٦٩١م) 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 (السينوبي). 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 (١٨٦٠ــ١٨٦٥م)، واكتشاف قانون بويز-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 الميتيورولوجية كانت عبارة عن دراسة مناخية، لكن بدخول خريطة الطقس التي سمحت بتمثيل الأحوال الجوية الآنية فوق منطقة شاسعة، فإن علمي الأرصاد الجوية (الميتيورولوجيا) والمناخ أخذا بالافتراق والابتعاد عن بعضهما. فعلم الأرصاد الجوية أصبح دراسة للطقس الجاري والتنبؤ بالطقس، اعتماداً على توزع 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 أُعيدت 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 (بيركنـــز V.Bjerkess) وزملائه. وفي عام (١٩١٧م) انتقل بيركز 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 أنجزها مدرسة برغن كان اكتشاف الجبهة الحارة عام (١٩١٨م) على أيدي (بيركنـــز، 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 (١٩٣٠ـــ١٩٤٠م) نشر كل من (كوبن Koppen وجيجر Geiger) كتابهما (علم المناخ Handbuch der Klimatologe)، المؤلف من خمسة أجزاء، ليحل بذلك بدلاً من كتاب (هان). وقد اهتم الجزء الأول بالمناخ العام، أما الأجزاء الأربعة الباقية فعالجت موضوعات المناخ الإقليمي. وفي عام (١٩٣١م) نشر الأمريكي (ثورنثويت) تصنيفاً مناخياً منافساً لتصنيف (كوبن) السابق له، ليعدله في عام (١٩٤٨م).

ولقد ركزت مدرسة بيرغن برئاسة بيركنـــز وزملائه على دراسة النظم الجوية الصغيرة. في حين ركزت مدرسة شيكاغو التي تزعمها عالم الأرصاد السويدي المشهور (روسبي C.G.Rossby) على الحركة العامة للغلاف الجوي. وقد تتلمذ على أيدي (روسبي) 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 مجالاتهما، يمكن تلخيصها فيما يلي:

١ــ ازدياد شبكة محطات الرصد الجوي في العالم.

٢ــ ازدياد المعرفة بالأجواء العليا، باستخدام أجهزة الراديوسوند 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 تقديم المعلومات حق ارتفاعات شاهقة[1]. ويعد القمر الصناعي الرصدي (تيروس،١ Tiros,1) الذي أطلقته 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، نوى Nooa، وجوس Goes). بالإضافة إلى الأقمار التي أطلقها الاتحاد السوفيتي السابق (كوزموس Cosmos،

(١) علي موسى "الرصد والتنبؤ الجوي". دار دمشق، دمشق، ١٩٨٦، ص١٨٧-٢٠٣.

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

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

٤ــ تطور وسائل الاتصال وتبادل المعلومات، مما أعطى دفعاً للتقدم في مجال التنبوات الجوية، وتحقيق مزيد من التطور في الدراسات الإقليمية والمحلية.

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

سادساً ــ دور المنظمة العالمية للأرصاد الجوية (W M O):

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 (W M O) في عام (١٨٧٣م)، التي أصبحت في (٢٣) آذار عام (١٩٥٠م) تعرف بمنظمة الأرصاد الجوية العالمية (W M O). 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 ــ الإسراع في عمليات التعاون واسع المجال بشأن إنشاء شبكات واسعة من محطات الأرصاد الجوية.

ب ــ 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.

جـــ ـــ 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 ـــ برنامج عالمي لمراقبة الطقس (W W W).

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

جـــ ـــ برنامج الأرصاد الجوية لتفاعل الإنسان مع بيئته (الدراسات التطبيقية).

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

ب ـــ 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.

جـــ ـــ إنشاء نظام اتصال للنقل السريع للمعلومات الرصدية، والتنبؤات، والتحذيرات.

د ـــ تدريب الراصدين الجويين لخلق كادر مؤهل أفضل تأهيل.

أما برنامج الأبحاث الجوية العلمي (G A R P) فهدفه تطوير الأسس الرياضية والفيزيائية الناظمة 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. وينبثق 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.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية

ـــ أجهزة ووحدات قياس الإشعاع

ـــ أجهزة ووحدات قياس درجة الحرارة.

ـــ أجهزة قياس الضغط الجوي ووحداته.

ـــ أجهزة قياس اتجاه الرياح وسرعتها.

ـــ أجهزة قياس الرطوبة النسبية، ونقطة الندى.

ـــ أجهزة قياس التبخر.

ـــ طرق قياس ارتفاع قواعد الغيوم، واتجاهها وسرعتها.

ـــ أجهزة قياس التهطال.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

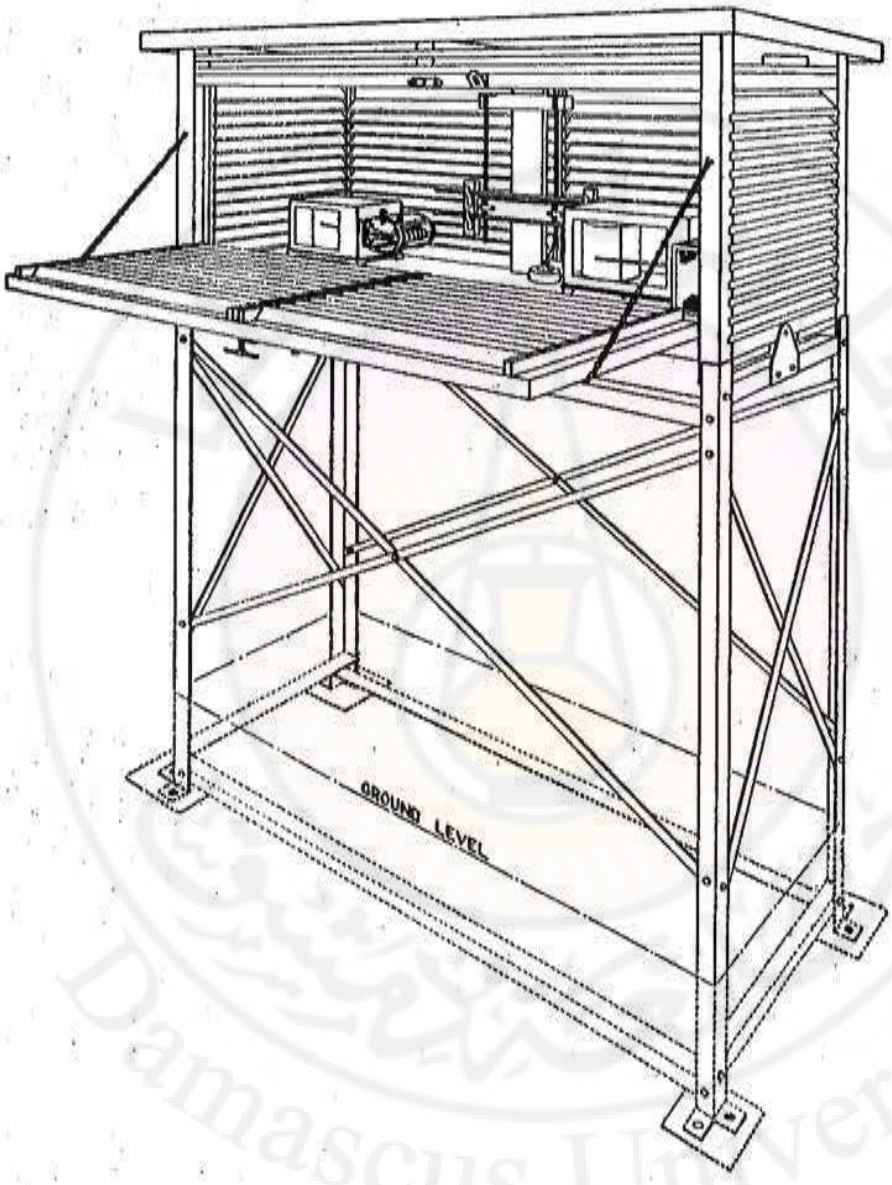
أجهزة ووحدات قياس العناصر المناخية

يرتكز المناخ بصورة رئيسة على القياسات التي تجريها محطات الأرصاد الجوية المتنوعة المزودة بالأجهزة الضرورية. غير أنه في الدراسات المناخية الأصغرية والتطبيقية لابد للدارس من أن يقوم بنفسه بإجراء القياسات للعناصر المناخية التي يراها ضرورية. ولذا فإنه لابد 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 سينوبية 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 (١٥٠سم).

والأجهزة التي تحتويها المحطة المناخية الرئيسة، تتمثل في الآتي:



الشكل رقم (٩)

مخطط لقفص الرصد الجوي وبداخله موازين الحرارة

١ــ أجهزة قياس السطوع والإشعاع الشمسي.

٢ــ أجهزة قياس درجة الحرارة.

٣ــ أجهزة قياس الضغط الجوي والرياح.

٤ــ أجهزة قياس الرطوبة، وكمية السحب وارتفاع قواعدها، والرؤية.

٥ــ أجهزة قياس الهطول.

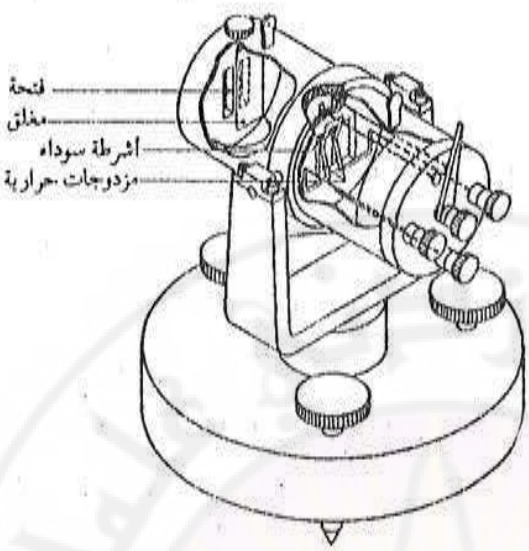
ولم تتوقف دراسة المناخ العام لمنطقة من سطح الأرض على القياسات السطحية للعناصر المناخية، بل تتعدى ذلك أحياناً إلى ضرورة المعرفة بالأحوال الجوية السائدة في مستويات ارتفاعات مختلفة من طبقة التروبوسفير، والطبقة التي فوقها (ستراتوسفير) عن طريق أجهزة الراديو سوند المحمولة بواسطة البالونات، والطيران، وما تقدمه 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 ــ أجهزة ووحدات قياس الإشعاع:

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

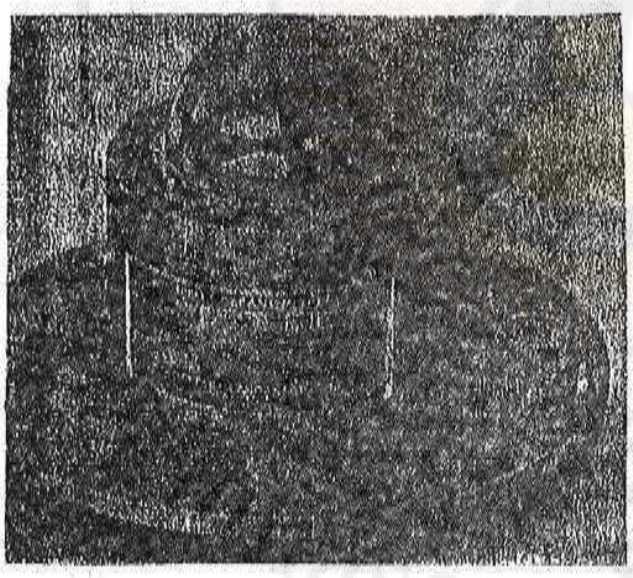
١ــ أجهزة قياس الإشعاع الشمسي المباشر الوارد عمودياً؛ وتعرف بالبيرهيليومترات (Pyrheliometers). ومن أهم أنواعها: جهاز أنغستروم -شكل (١٠-أ)-، وجهاز آبوت ذو القرص الفضي، وجهاز ميكالسون المعدني.

٢ــ أجهزة قياس الأشعاع الشمسي الكلي والسماوي، وتعرف بالبيرانومترات (Pyranometers). وتستخدم لقياس كامل الأشعة الشمسية الواردة من كل نصف الكرة الأرضية (الشمس والسماء)، أي قياس الأشعة المباشرة والمنتشرة معاً. ومن أهم أنواعها؛ جهاز ايبلي (Eppley Pyranometer) – شكل (١٠-ب)-، وجهاز مول ــ غورزنسكي، وجهاز بيلاني (Bellani) الذي يتميز



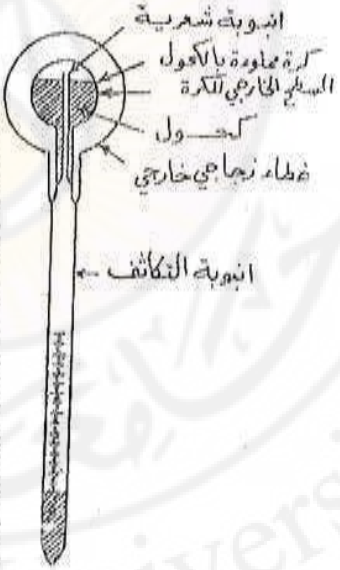
الشكل رقم (١٠-أ)

جهاز الفستروم



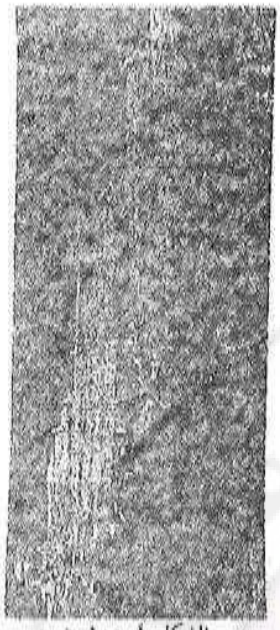
الشكل رقم (١٠-جـ)

جهاز ايلاني

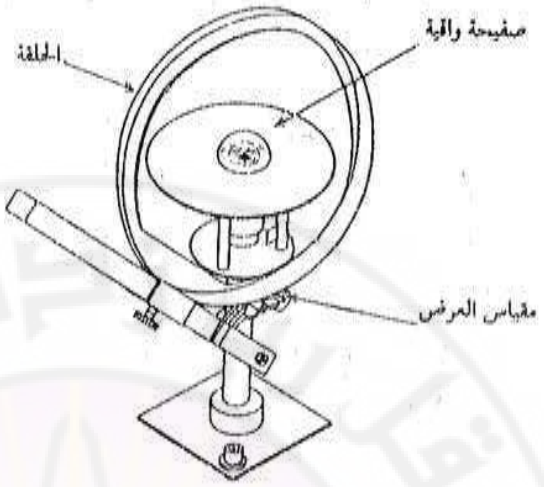


الشكل رقم (١٠-ب)

جهاز ايلي

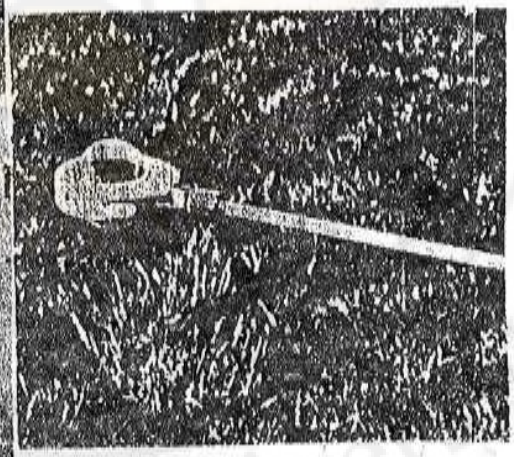


الشكل رقم (١٠-هـ)
أجهزة قياس الإشعاع الأرضي



الشكل رقم (١٠-د)
البيرانومتر ذي الحلقة

الشكل رقم (١٠-ز)
مسجل شدة الإشعاع الشمسي



الشكل رقم (١٠-و)
جهاز قياس صافي الأشعة

يتميز عن غيره من أجهزة البيرانومتر في كون سطح الاستقبال فيه كروياً وليس مستوياً -شكل (١٠-جـ)-. ويتم القياس فيه عن طريق قياس الطاقة التبخيرية للإشعاع الشمسي الذي يبخر 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]

٣ــ 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 (Pyrgeometers).

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

٥ــ 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:

$$[م = ثا (ح_ع - ح_س)]$$

حيث: م = صافي الإشعاع.

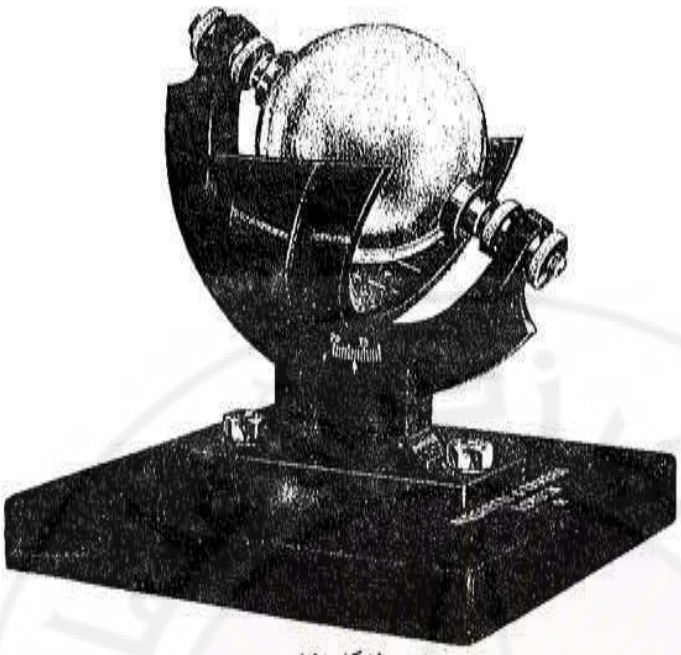
ثا = ثابت يعتمد على الخصائص الفيزيائية للجهاز والجو المحيط.

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 مابين 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 (Cample 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 (٩,٢سم) –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 بحدود (١,٥م).



الشكل (١١)

جهاز كامبل ــ ستوكس لقياس مدة سطوع الشمس الفعلية

ونتيجة لوفرة أجهزة قياس مدة سطوع الشمس قياساً بأجهزة قياس كمية الإشعاع الشمسي، وللعلاقة الوثيقة مابين 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 = ٢ حريرة/سم^2/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 [1]، 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 :

$$\left(Q = Q_A (0.29 \cos Q + 0.52 \frac{n}{N} \right)$$

ثانياً ــ أجهزة ووحدات قياس درجة الحرارة:

يستخدم في قياس درجة الحرارة أنواع عديد من أجهزة القياس؛ بعضها عيني، ممثلاً بموازين الحرارة المختلفة، وبعضها آلي ممثلاً بمسجلات الحرارة.

أ ــ الأجهزة العينية لقياس الحرارة:

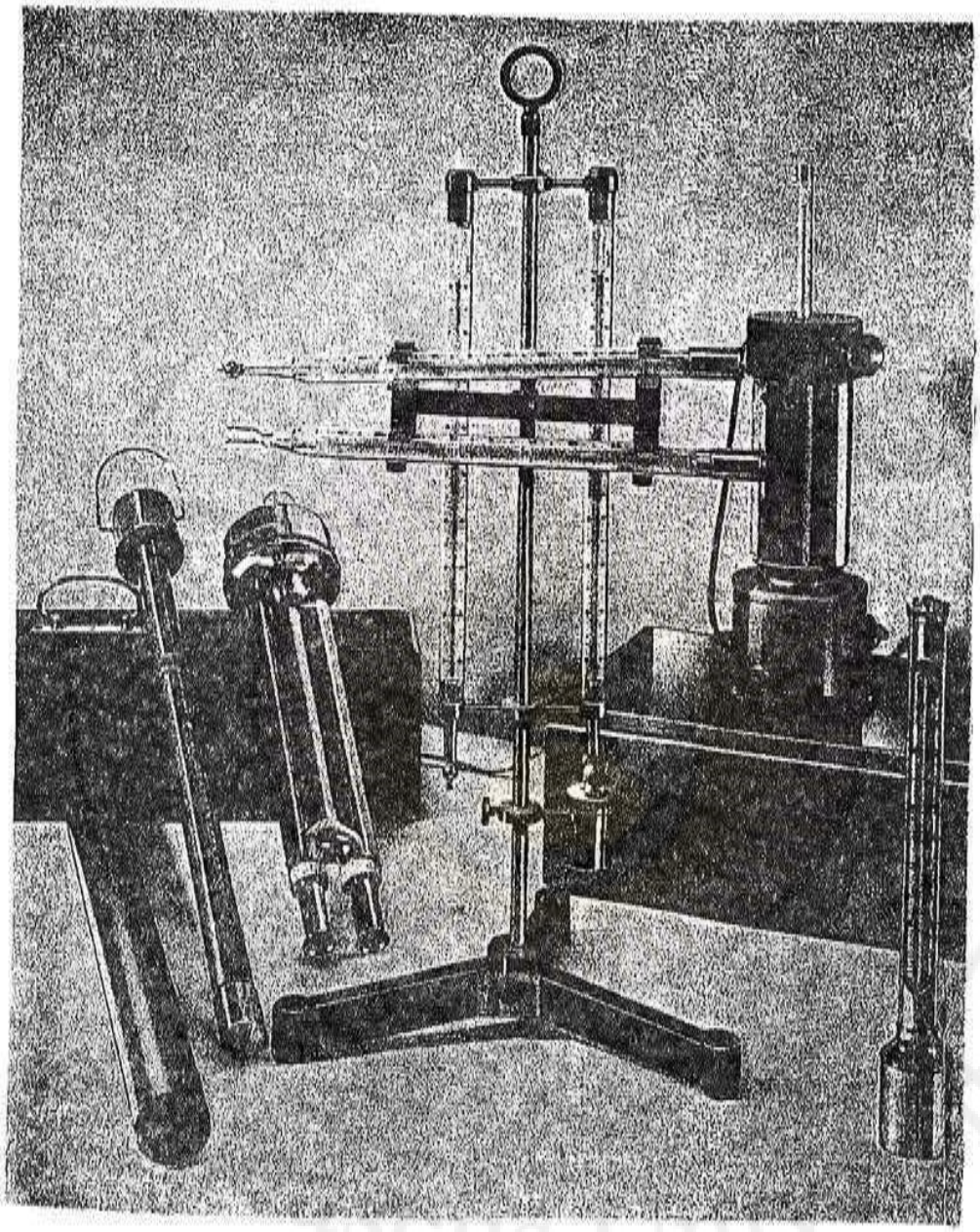
وهي مجموعة من موازين الحرارة الموضوعة في قفص الرصد الجوي -شكل (١٢)-، ممثلة في الآتي:

١ــ ميزان الحرارة الجاف:

وهو عبارة عن ميزان حرارة زئبقي عادي، مكون من أنبوبة مدرجة بالدرجة وأجزائها (مْ،فْ) 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

٢ـــ 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 و١٥درجة في أيام الصيف. وفي حال تساوي الحرارة الرطبة مع الجافة، فهذا مؤشر على تشبع الهواء ببخار الماء الذي أصبح يقوم مقام قطعة القماش المبللة.

٣ـــ 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.

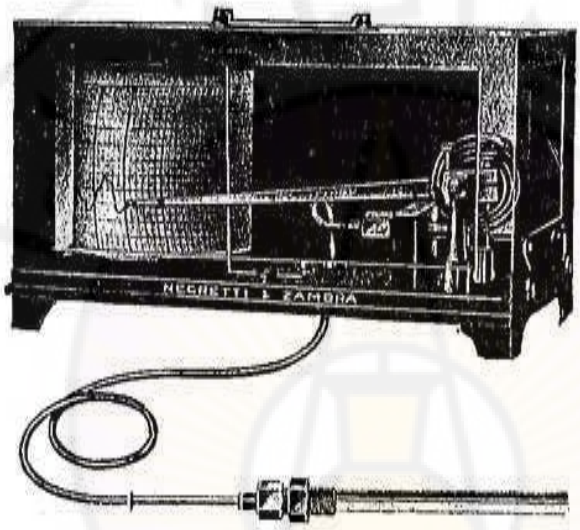
٤ـــ ميزان الحرارة الصغرى:

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.

٥ـــ 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 بحدود درجتين، بحيث يكون مستودعه إلى الأسفل. كما يوضع مسجل الحرارة أيضاً ضمن قفص الرصد.

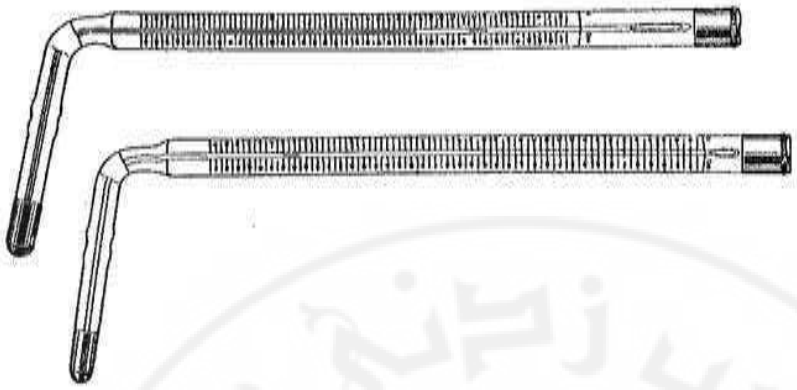


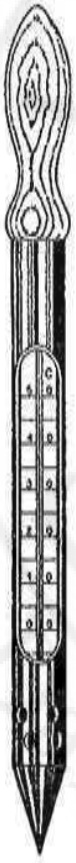
الشكل رقم (١٣)

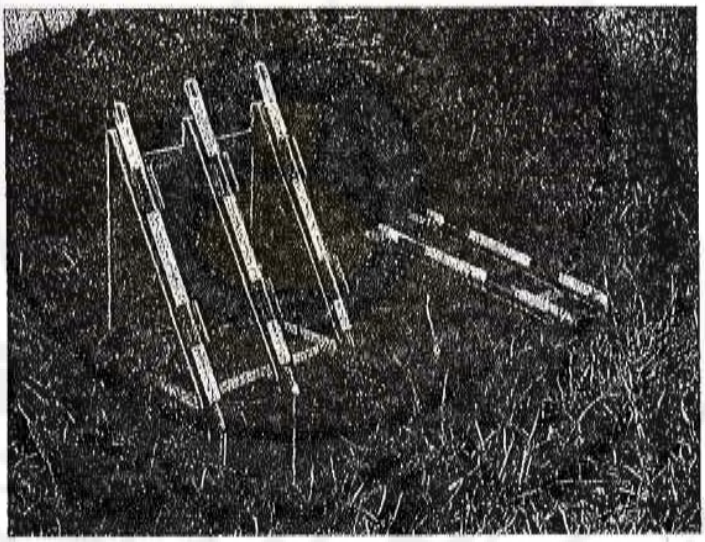
مسجل الحرارة ذو الازدواج المعدني

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، ٣٠٠سم)، يستخدم نوعين من موازين الحرارة –شكل (١٤)-: النوع الأول ذات الانحناء بساقها بزاوية قائمة، وتستخدم لقياس الأعماق القريبة من السطح (أقل من ٥٠سم)، والنوع الثاني هي الموازين المعلقة ذات الأطوال الكبيرة نسبياً التي تستخدم لقياس درجة حرارة الأعماق الكبيرة (٥٠ــ٣٠٠سم).







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 (-١٠°م) وحتى (١٠٠°م).

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

١ــ 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 متساوٍ، كل قسم يمثل درجة سلسيوس (°م،س،C). وينسب هذا المقياس إلى العالم السويدي أندريه سلسيوس الذي وصفه عام (١٧٣٦م).

٢ــ مقياس فهرنهيت (°ف):

واضع هذا المقياس العالم الألماني جبريل دانيال فهرنهيت (G.D.Fahrenheit) عام (١٧٢١ــ١٧٢٤م)، معتبراً درجة تجمد الماء الرقم (٣٢) ودرجة الغليان (٢١٢). والمسافة بين الحدين قسمت إلى (١٨٠) قسماً متساوياً عرف كل قسم بدرجة فهرنهيت (°ف، F^{o}).

٣ــ المقياس المطلق (مقياس كلفن):

واضع هذا المقياس العالم الاسكوتلندي (كلفن Kelvin) الذي عاش خلال الفترة (١٨٢٤ــ١٩٠٧م).وفيه اعتمد الرقم (٢٧٣,٢) كدرجة تجمد للماء النقي، والرقم (٣٧٣,٢) كدرجة غليان للماء.والفارق بين درجتي 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 الفهرنهيتي، وأيضاً مقياس كلفن يستخدمان في بعض الأحيان حتى الآن.

ومن السهولة بمكان **تحويل درجة الحرارة من مقياس إلى آخر:**

ـ ففي حال **التحويل من المقياس السلسيوسي إلى المقياس الفهرنهيتي**، نستخدم العلاقة التالية:

$$[\text{ف} = \frac{٩}{٥} (\text{س}) + ٣٢]$$

أو:

$$\text{ف} = ٣٢ + (١,٨ \times \text{س})$$

مثال:

$$١٠^{\circ}\text{س} = ٥٠^{\circ}\text{ف}$$

$$\text{ف} = \frac{٩}{٥} (١٠) + ٣٢ = \frac{٩٠}{٥} + ٣٢ = ٥٠^{\circ}\text{ف}$$

$$\text{ف} = ٣٢ + (١,٨ \times ١٠) = ٣٢ + ١٨ = ٥٠^{\circ}\text{ف}$$

ـ أما في حال التحويل المعاكس، **من المقياس الفهرنهيتي إلى المقياس السلسيوسي**، فنستخدم العلاقة التالية:

$$[\text{س}^{\circ} = \frac{٥}{٩} (\text{ف}^{\circ} - ٣٢)]$$

أو:

$$\text{س}^{\circ} = ٠,٥٥ (\text{ف}^{\circ} - ٣٢)$$

مثال:

$$٥٠\ \text{ف}^{\circ} = ١٠^{\circ}\text{س (م)}$$

$$\text{س}^{\circ} = \frac{٥}{٩} (٥٠ - ٣٢) = \frac{٥}{٩} \times ١٨ = ١٠^{\circ}\text{م}$$

$$\text{س}^{\circ} = ٠,٥٥ (٥٠ - ٣٢) = ٠,٥٥ \times ١٨ = ١٠^{\circ}\text{م}$$

ـــ أما في حال **التحويل من المقياس السلسيوسي 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 ـــ أجهزة قياس الضغط الجوي ووحداته:

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

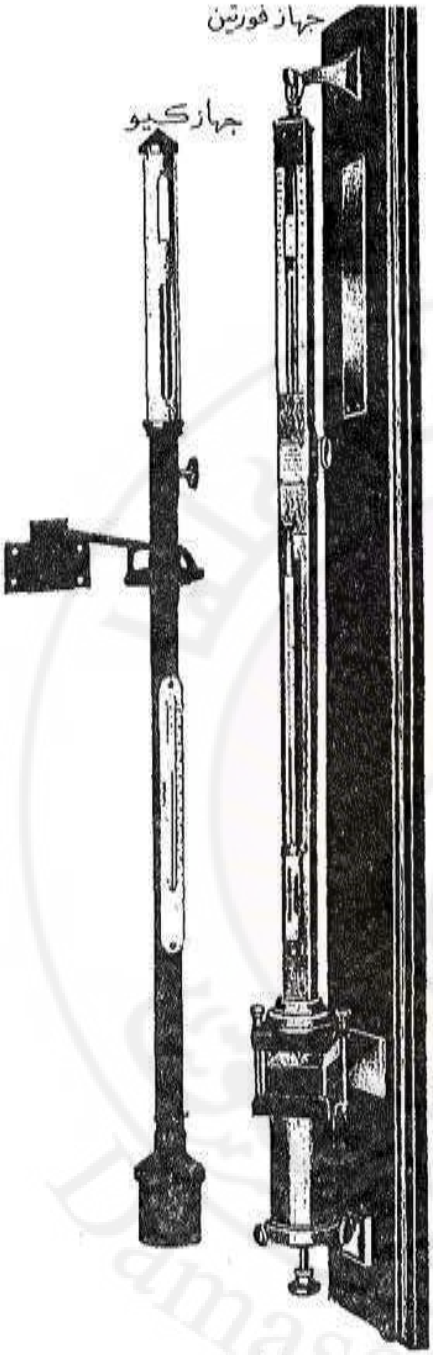
أ ـــ أجهزة قياس الضغط الزئبقية (البارومترات الزئبقية):

يعد جهاز تورشيلي أول جهاز قياس ضغط زئبقي في العالم ـشكل (١٥-أ)ـ، 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 ـشكل (١٥-ب)ـ. وأنموذج فورتين هو الأكثر شيوعاً. وبعد أخذ قراءات الضغط من أجهزة القياس الزئبقية لابد من إجراء تصحيح عليها بالنسبة للأحوال القياسية.

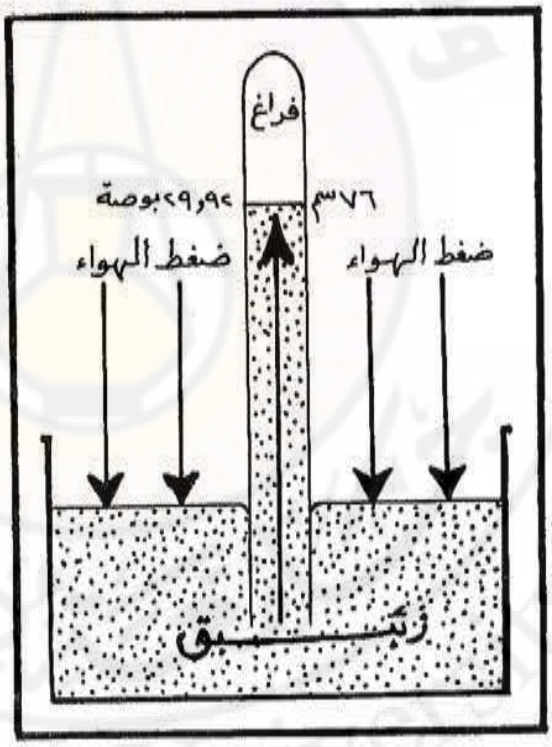
٢ـــ جهاز قياس الضغط المعدني:

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 (١٥-ب)

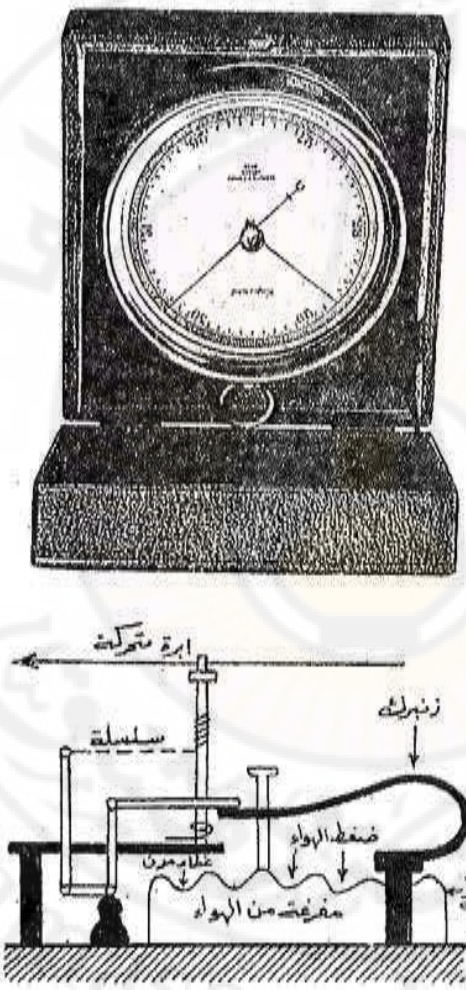
جهاز كيو الزئبقي لقياس الضغط وجهاز فورتين



الشكل رقم (١٥-أ)

مخطط لجهاز تورشيلي الزئبقي لقياس الضغط

ويتألف هذا الجهاز من علبة معدنية قابلة للتمدد، ومفرغة من الهواء، تتأثر جوانبها 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)—.

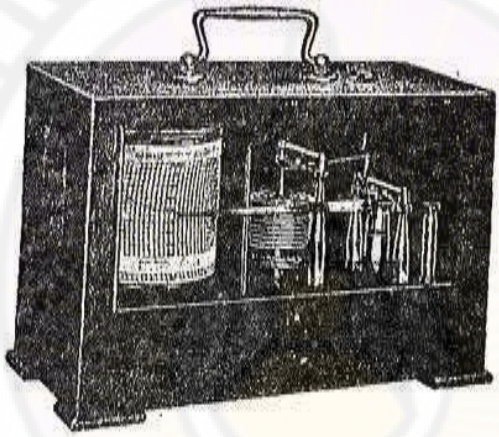


الشكل رقم (١٦)

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 مليمترية 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:

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

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

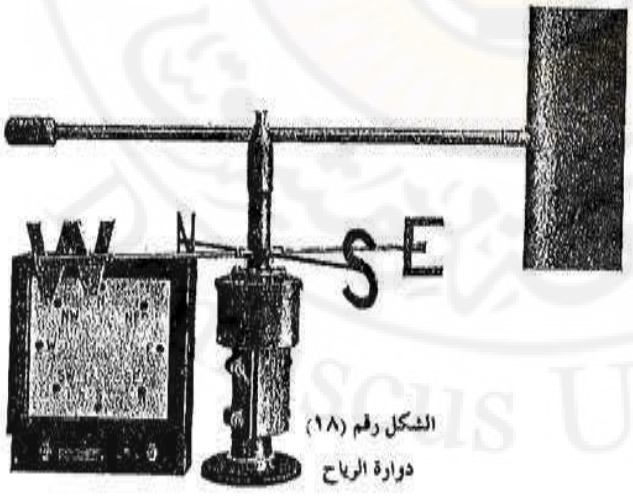
٣ــ **البوصة زئبق:** وهي مقياس للأبعاد تدل على قيمة ارتفاع الزئبق في أنبوب الزئبق، كما هو الحال في المليمتر الزئبقي. وتكافئ البوصة الواحدة ٣٣,٨٦ مليباراً. والبوصة = ٢٥,٤مليمتراً.

٤ــ **الهيكتوباسكال:** وهومن وحدات القياس التي باتت تستخدم بكثرة في العشرين سنة الماضية. والهكتو باسكال الواحد يساوي مليباراً واحداً. والباسكال = ١٠٠مليبار.

رابعاً ــ أجهزة قياس اتجاه الرياح وسرعتها:

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

أ ــ دوارة 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 ــشكل (١٨)ــ، وعندما تهب الرياح تندفع مؤخرة السهم نحو الجهة التي تتجه نحوها الرياح، بينما يشير السهم إلى جهة هبوب الرياح.



الشكل رقم (١٨)
دوارة الرياح

ب ــ مسجل اتجاه الرياح؛ وهو عبارة عن دوارة رياح من النوع المسجل.

جـ ــ بالتقدير؛ وذلك من خلال ملاحظة حركة بعض الأشياء الدالة، كما في الأعلام والرايات، ودخان المداخن،وحركات أوراق الأشجار ...الخ.

٢ــ أجهزة قياس سرعة الرياح؛ وهي الآتية:

أ ــ مقياس سرعة الرياح ذو الفنجانين (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).

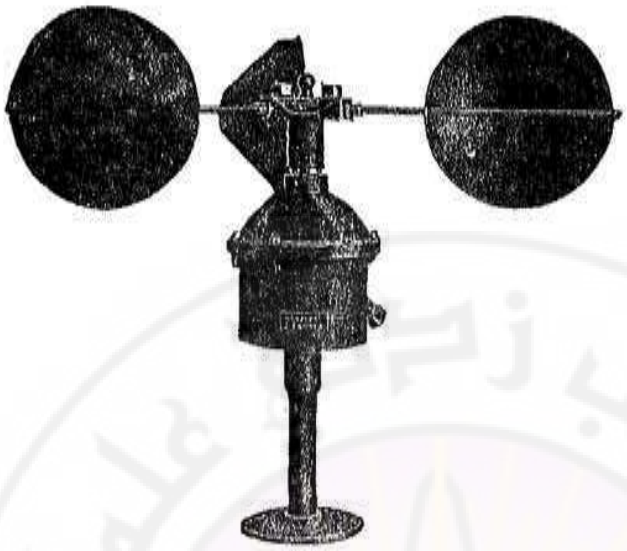
ويتناسب معدل دوران الفناجين طرداً مع سرعة الرياح. وتنتقل حركة دوران الفناجين إلى عداد (أو مؤشر) يدل على سرعة الرياح.

ب ــ 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.

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

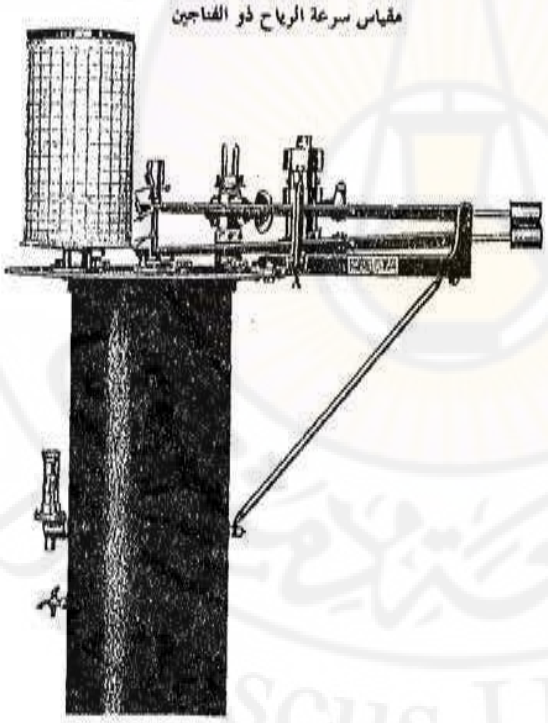
د ــ مسجل سرعة الرياح واتجاهها ذو أنبوبة الضغط؛ وهو جهاز يقوم بقياس سرعة الرياح وتحديد اتجاهها وتسجيل ذلك آلياً وباستمرار على مخطط يدور حول أسطوانة –شكل (١٩-ب)-.

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 داين)

الأشكال العامة الموجودة فوق سطح الأرض. ولقد ميز "بيفورت" ١٢نوعاً 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	٠ــ٠,٢	يرتفع الدخان رأسياً إلى أعلى
١	نسيم عليل	٠,٣ــ١,٥	يعرف اتجاه الرياح من حركة الدخان، وليس من دوارة الرياح
٢	نسيم خفيف	١,٦ــ٣,٣	يشعر بالرياح على الوجه، وأوراق الأشجار. كما وتتحرك دوارة الرياح
٣	نسيم لطيف	٣,٤ــ٥,٤	أوراق الأشجار والأغصان في حركة دائمة. كما وتتحرك الرايات
٤	نسيم معتدل	٥,٥ــ٧,٩	ترتفع الأتربة والأوراق المتناثرة ويحرك الأفرع الصغيرة.
٥	نسيم نشيط	٨,٠ــ١٠,٧	تبدأ الأشجار الصغيرة المورقة بالتمايل. وتتكون الموجات على سطح مياه البحيرات.
٦	نسيم قوي	١٠,٨ــ١٣,٨	تتحرك أغصان الأشجار الكبيرة. يسمع الصفير في أسلاك التلغراف. تستعمل المظلات بصعوبة.
٧	عاصفة غير مكتملة	١٣,٩ــ١٧,١	تتحرك كل أجزاء الشجر. يشعر الإنسان بالضيق عند الحركة بعكس اتجاه الريح.
٨	عاصفة	١٧,٢ــ٢٠,٧	تتكسر أغصان الأشجار الصغيرة.تعوق التقدم بصفة عامة.
٩	عاصفة شديدة	٢٠,٨ــ٢٤,٤	يحدث تلف بسيط في المباني وتقتلع المداخن وأحجارها.

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

١٠	زوبعة	٢٤,٥ــ٢٨,٤	نادراً ما تتعرض لها اليابسة. تقتلع الأشجار، وتحدث أضراراً في المباني.
١١	زوبعة هوجاء	٢٨,٥ــ٣٢,٦	نادرة الحدوث جداً، تصاحب بخسائر فادحة.
١٢	إعصار (هوريكين)	أكثر من ٣٢,٧	دمار شديد على نطاق واسع.

خامساً ــ أجهزة قياس الرطوبة النسبية:

من الأجهزة المستعملة في قياس الرطوبة النسبية:

١ــ 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.

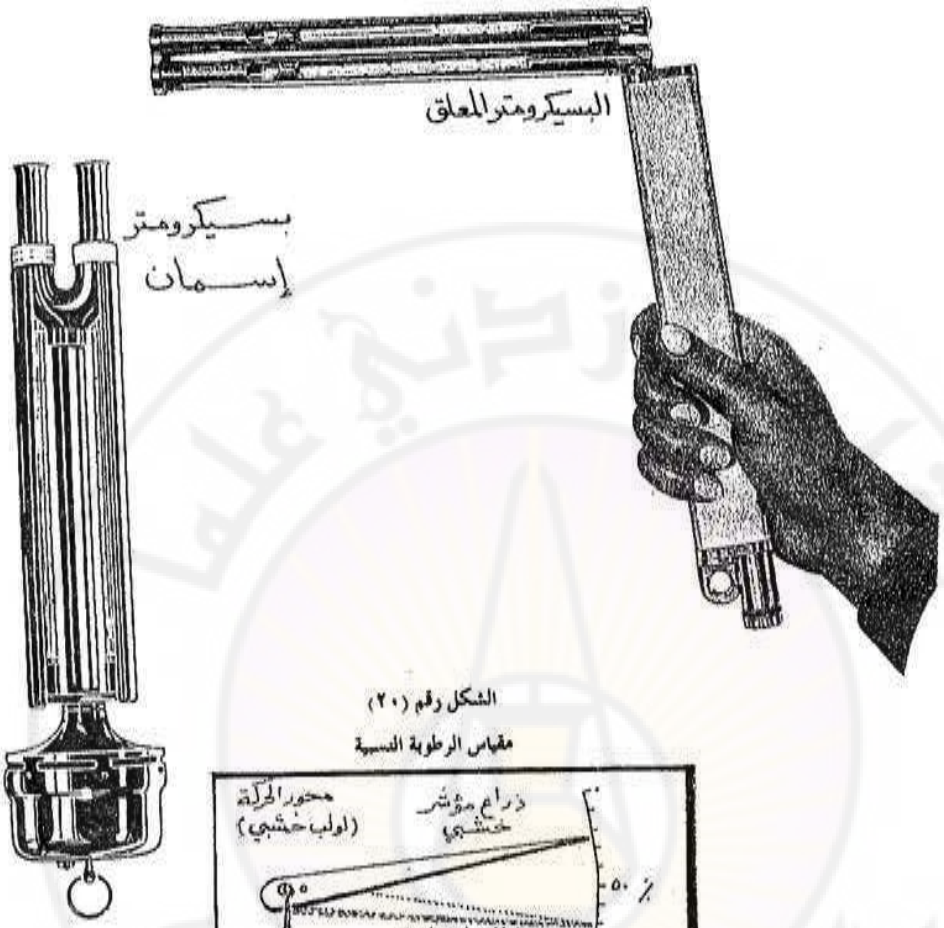
وهناك نموذجان من البسيكرومتر يستخدمان في محطات الأرصاد الجوية ــ شكل (٢٠)ــ، وهما:

أ ــ الأنموذج المعلق أو الدوار؛ وتتم تهويته بطريقة يدوية، بتدويره عدة دورات لاكتساب التهوية اللازمة.

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

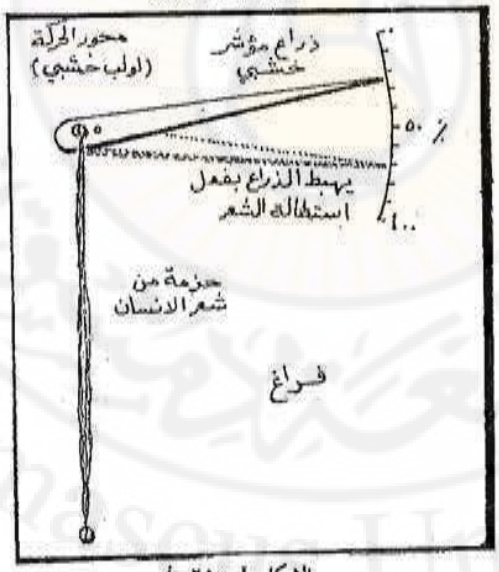
٢ــ الهيجرومتر الشعري (مقياس الرطوبة النسبية الشعري):

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 ــشكل (٢١ــأ)ــ.



الشكل رقم (٢٠)

مقياس الرطوبة النسبية



الشكل رقم (٢١ـأ)

مقياس الرطوبة الشعري (الهيجرومتر الشعري)

جدول (٤) حساب الرطوبة النسبية

درجة الحرارة الجافة°م	الفرق بين درجة الحرارة الجافة والرطبة (م°)												
	٠	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢
٠٠٠	١٠٠	٨١	٦٤	٤٦	٢٩	١٣							
٢	١٠٠	٨٤	٦٨	٥٢	٣٧	٢٢	٧						
٤	١٠٠	٨٥	٧١	٥٧	٤٣	٢٩	١٦						
٦	١٠٠	٨٦	٧٣	٦٠	٤٨	٣٥	٢٤	١١					
٨	١٠٠	٨٧	٧٥	٦٣	٥١	٤٠	٢٩	١٩	٨				
١٠	١٠٠	٨٨	٧٧	٦٦	٥٥	٤٤	٣٤	٢٤	١٥	٦			
١٢	١٠٠	٨٩	٧٨	٦٨	٥٨	٤٨	٣٩	٢٩	٢١	١٢			
١٤	١٠٠	٩٠	٧٩	٧٠	٦٠	٥١	٤٢	٣٤	٢٦	١٨	١٠		
١٦	١٠٠	٩٠	٨١	٧١	٦٣	٥٤	٤٦	٣٨	٣٠	٢٣	١٥	٨	
١٨	١٠٠	٩١	٨٢	٧٣	٦٥	٥٧	٤٩	٤١	٣٤	٢٧	٢٠	١٤	٧
٢٠	١٠٠	٩١	٨٣	٧٤	٦٦	٥٩	٥١	٤٤	٣٧	٣١	٢٤	١٨	١٢
٢٢	١٠٠	٩٢	٨٣	٧٦	٦٨	٦١	٥٤	٤٧	٤٠	٣٤	٢٨	٢٢	١٧
٢٤	١٠٠	٩٢	٨٤	٧٧	٦٩	٦٢	٥٦	٤٩	٤٣	٣٧	٣١	٢٦	٢٠
٢٦	١٠٠	٩٢	٨٥	٧٨	٧١	٦٤	٥٨	٥١	٤٦	٤٠	٣٤	٢٩	٢٤
٢٨	١٠٠	٩٣	٨٥	٧٨	٧٢	٦٥	٥٩	٥٣	٤٨	٤٢	٣٧	٣٢	٢٧
٣٠	١٠٠	٩٣	٨٦	٧٩	٧٣	٦٧	٦١	٥٥	٥٠	٤٤	٣٩	٣٥	٣٠
٣٢	١٠٠	٩٣	٨٦	٨٠	٧٤	٦٨	٦٢	٥٧	٥١	٤٦	٤١	٣٧	٣٢
٣٤	١٠٠	٩٣	٨٧	٨١	٧٥	٦٩	٦٣	٥٨	٥٣	٤٨	٤٣	٣٩	٣٥
٣٦	١٠٠	٩٤	٨٧	٨١	٧٥	٧٠	٦٤	٥٩	٥٤	٥٠	٤٥	٤١	٣٧
٣٨	١٠٠	٩٤	٨٨	٨٢	٧٦	٧١	٦٦	٦١	٥٦	٥١	٤٧	٤٣	٣٩
٤٠	١٠٠	٩٤	٨٨	٨٢	٧٧	٧٢	٦٧	٦٢	٥٧	٥٣	٤٨	٤٤	٤٠

٣ــ 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:

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

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

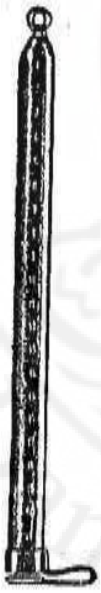
سادساً ــ أجهزة قياس التبخر:

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:

١ــ 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 ٢٢,٥سم، قطرها الداخلي لايزيد على ١١مم والخارجي على ١٤مم). 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

٢ــ 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 ــ أ ــ، Class- A) من أسطوانة من الحديد أو النحاس المغلفن، قطرها الداخلي ١٢٠,٧سم، وعمقها من الداخل ٢٥سم. وترتفع قاعدة هذا الوعاء عن سطح الأرض بحدود ٣ــ٥ سم بواسطة عوارض خشبية ــشكل (٢٢-ب)ــ، ويملأ بالماء حتى مستوى ٥سم من حافته العليا. ويوجد في الوعاء بئر لتهدئة ذبذبة المياه، قطره حوالي ١٠سم، وعمقه حوالي ٣٠سم، 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 ــ نموذج أ Class- A

٣ــ 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-جـ)-.

الشكل رقم (٢٢ــ جـ)
جهاز قياس التبخر ذو الكفة

٤ــ مسجل التبخر (الإيفبوغراف):

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

٥ــ جهاز اللايسيمتر Lysimeter:

جهاز يستخدم لقياس التبخر ــ 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.

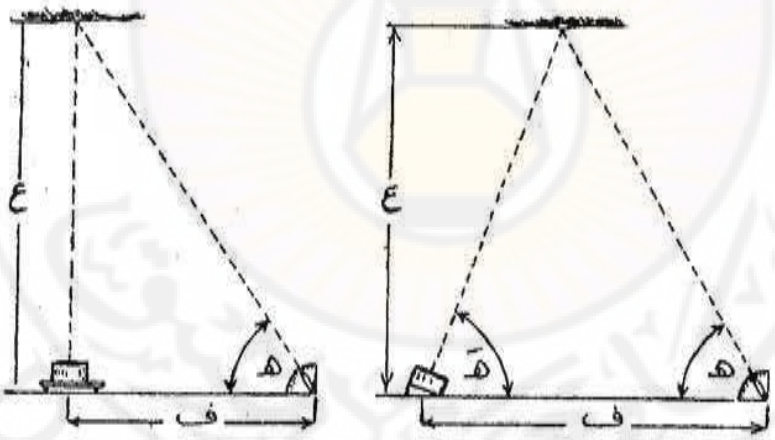
سابعاً ــ طرق قياس ارتفاع قواعد الغيوم، واتجاهها وسرعتها [١]:

يستخدم في قياس ارتفاع قواعد الغيوم طرق عديدة، منها:

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

ب ــ 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، ص١٦٩-١٧٣.

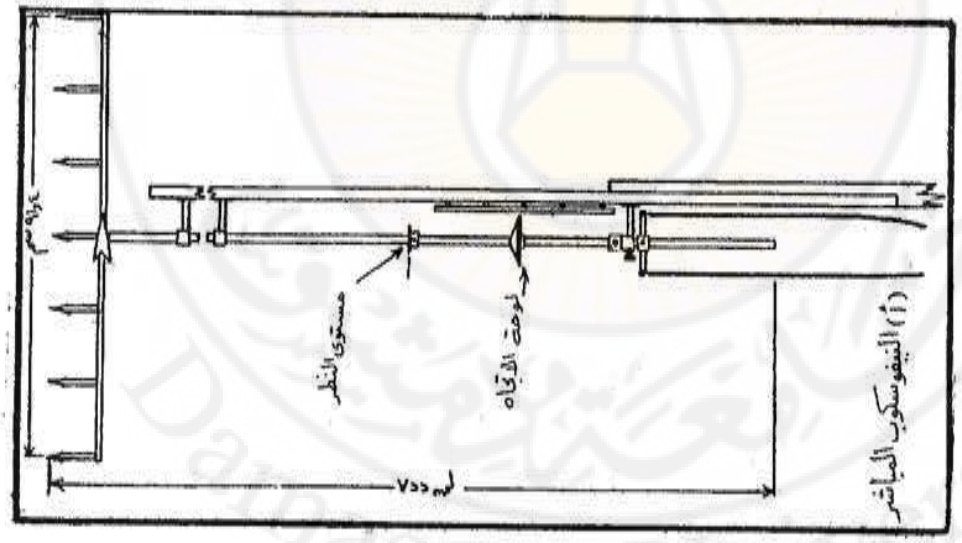
١ــ [ع = ل × ظل هـ] في حال كون الحزمة الضوئية الكاشفة شاقولية.

٢ــ $\left[ع = \frac{ل}{\text{ظل هـ} + \text{ظل هـَ}}\right]$ في حال كون الحزمة الضوئية الكاشفة مائلة بزاوية (هـَ).

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

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

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



الشكل رقم (٢٤-أ)

مقياس اتجاه الغيوم وسرعتها (النيفوسكوب المباشر)

(ب) نيفوسكوب الانعكاس

الشكل رقم (٢٤-ب)

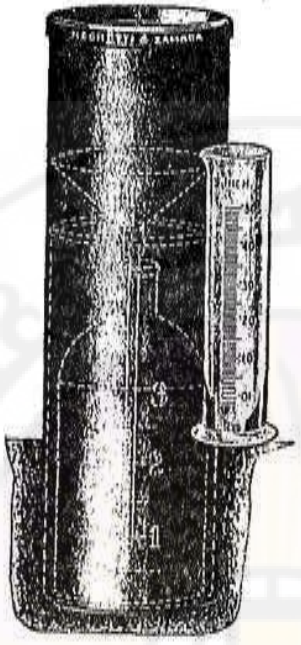
مقياس ارتفاع الغيوم وتحديد اتجاهها وسرعتها (نيفوسكوب الانعكاس)

ثامناً ــ أجهزة قياس التهطال:

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

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

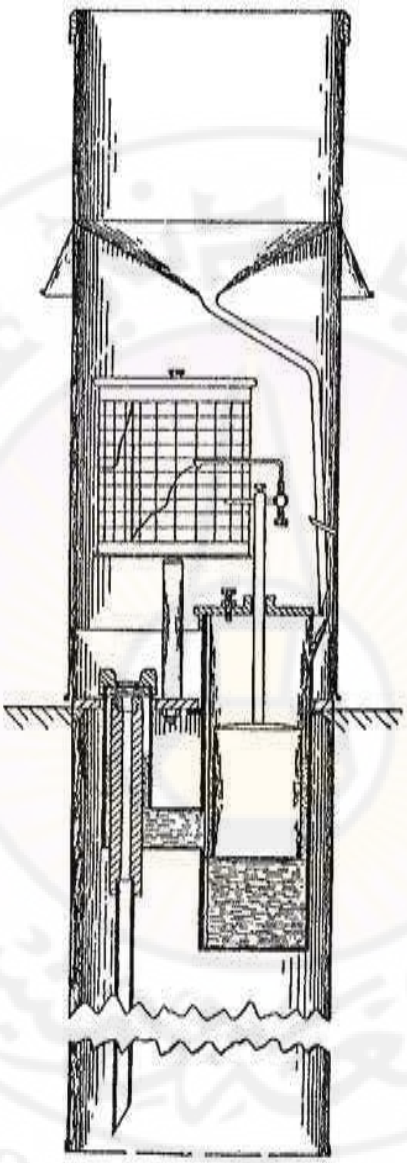
ولقياس الأمطار الهاطلة يتم تفريغ مياه الأمطار المتجمعة في العلبة الجامعة في أنبوب شفاف مدرج بالمليمترات وأعشارها وتؤخذ القراءة لأقرب (١,٠مم).



الشكل رقم (٢٥-أ)
مقياس المطر العادي

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

١ــ 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 الفواشة

-١٠٩-

٢ــ المسجل ذو الجيب المائل: ويتألف من جيبين صغيرين سعة الواحد منهما ٠,٢٥مم من الماء يقعان أسفل قمع تجميع. 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.

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

٢ــ قياس الثلج:

يمكن أن يقاس الثلج، إما باستخدام مجمع ذي سطح لا تقل مساحته عن (٢٠٠سم^{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 مليمتر واحد 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 (٢٥,٤مم).

الباب الثالث

درجة الحرارة ومصادرها

الفصل الأول: الطاقة الشمسية وتحولاتها.

الفصل الثاني: درجة الحرارة.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

الطاقة الشمسية وتحولاتها

أولاً ـــ الأشعة الشمسية:

ـــ الشمس مصدر الطاقة.

ـــ تصنيف الإشعاع.

ـــ القوانين الطبيعية الأساسية للإشعاع.

ـــ العوامل الرئيسية المحددة لكمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض.

ثانياً ـــ الإشعاع الأرضي.

ثالثاً ـــ الإشعاع الجوي.

رابعاً ـــ الموازنة الإشعاعية.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

الطاقة الشمسية وتحولاتها

أولاً ــ الأشعة الشمسية:

١ــ الشمس مصدر الطاقة:

الشمس عبارة عن كتلة ملتهبة من الغازات التي تزيد درجة حرارة سطحها عن (٦٠٠٠°م)، ولتصل في مركزها إلى نحو (٢٠)مليون درجة مئوية، والتي تطلق كميات هائلة من الطاقة الإشعاعية تنتقل عبر الفضاء بصورة موجات كهرطيسية بسرعة تعادل سرعة الضوء (٣٠٠ألف 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 ٨,٥دقيقة 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 ٥٦×١٠ ^{٢٦} حريرة (٦,٢٦×١٠ ^{٧} واط/م^{٢}) من الطاقة التي يصل منها إلى سطح الأرض فقط (٠,٠٠٠٠٠٠٥) 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 الكهرطيسية 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 الكاثودية (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 التغييرات والعمليات الفيزيائية والكيميائية التي تتم على سطح الأرض وفي جوها. فالشمس تمد مناطق اليابسة والسطوح المائية والغلاف الجوي بالطاقة[1]، وبينما تنتقل هذه الطاقة إلى كل من هذه المناطق، ومن منطقة إلى أخرى، فإن مكونات الأرض تتحرك، وعليه فإن شكل الأرض يتعرض للتغيير أيضاً. وتختزن الطاقة المستمدة من الشمس أحياناً فترة من الزمن قبل انطلاقها لإحداث تغيرات في البيئة المحيطة بنا.

٢ــ تصنيف الإشعاع:

يصنف الإشعاع الكهرطيسي (الشمسي ... وغيره) تبعاً لطول موجاته ومدى ترددها[2]، إلى الأنواع التالية المثبتة في الشكل (٢٦)، والواردة في الجدول التالي (٥).

---

(١) يمكن أن توجد الطاقة بصور مختلفة، كالآتي: أ ــ طاقة كامنة، ب ــ طاقة حركية، جـ ــ طاقة حرارية د ــ طاقة كيميائية، هـ ــ طاقة نووية مختزنة في نوى الذرات، و ــ طاقة إشعاعية

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

[طـ = سر / ت] حيث: طـ= طول الموجة وتقاس بالميكرون (١ميكرون = ٠,٠٠١مم) أو بالأنغستروم(أنغستروم = ٠,٠٠٠١ميكرون).

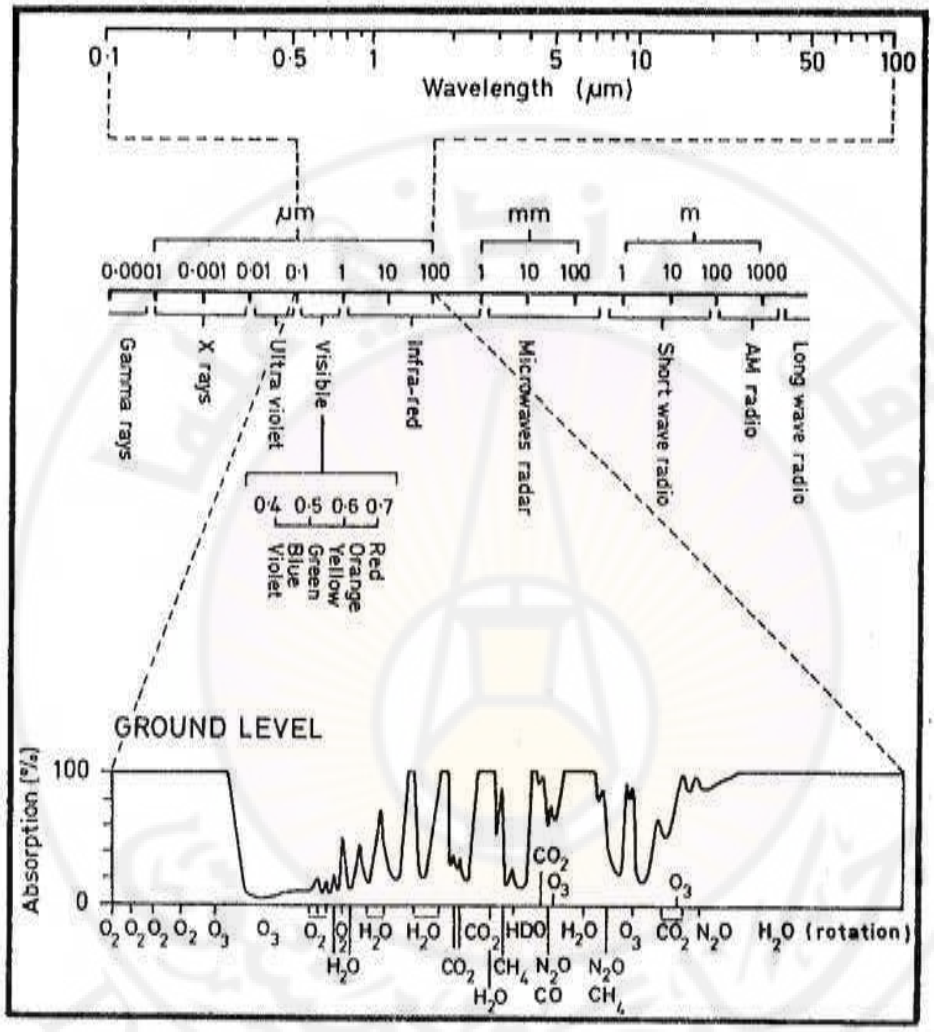
سر = سرعة الموجة وتساوي سرعة الضوء.

ت = التردد

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

[ت = ن / ز] حيث: ت= التردد، ن= عدد الموجات

ز = الزمن. وكلما تدنى 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)
١ـــ الأشعة الكونية (أشعة اكس، وأشعة غاما)	أشعة غاما دون٠,٠٠٠٣، وأشعة X من ٠,٠٠٠٣ إلى ٠,٠١	أكبر من ٣ × ١٠ ^١٧
٢-الأشعةفوق البنفسجية	٠,٠١ - ٠,٤٠	١٠ ^١٥ حتى ٣×١٠ ^١٧
٣ـــ الأشعة المرئية.	٠,٤٠ - ٠,٧٥	٤×١٠ ^١٤ حتى ١٠ ^١٥
٤ـــ الأشعة القريبة من تحت الحمراء	٠,٧٥ - ٤,٠	٨×١٠ ^١٣ حتى٤×١٠ ^١٤
٥ـــ الأشعة تحت الحمراء	٤,٠ - ١٠٠,٠	٣×١٠ ^١٢ حتى ٨×١٠ ^١٣
٦ـــ الأشعة دقيقة الموجة	١٠٠ - ١٠٠٠٠٠٠٠	٣×١٠ ^٧ حتى ٣×١٠ ^١٢
٧ـــ الأشعة اللاسلكية(راديو)	أكبر من ١٠٠٠٠٠٠٠	حتى ٣×١٠ ^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 (٠,٤٠٠-٠,٤٥٥ميكرون) إلى الأزرق (٠,٤٥٥-٠,٥٠٥ميكرون) فالأخضر (٠,٥٠٥-٠,٥٧٥ميكرون) فالأصفر (٠,٥٧٥-٠,٥٨٥ميكرون) فالبرتقالي

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

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

(٠,٥٨٥-٠,٦٢٠ميكرون) فالأحمر (٠,٦٢٠-٠,٧٦٠ميكرون)[1]. 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 (١ــ٥)ميكرون. وتشغل الأشعة تحت الحمراء ــ وهي أشعة غير مرئية ــ الحزمة الإشعاعية المحصورة ضمن المدى الموجي بين (٠,٧٥-١٠٠) 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 (٠,٠١-٠,٤٠ميكرون). 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 المتركز 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 المحطمة لهذا الغاز، فستكون النتيجة آثار مناخية جوية سلبية كبيرة.

والنسبة المتبقية من الطيف الشمسي (٢ــ٣٪) تتوزع على الأشعة الكونية (أقل من ٠,٠١ميكرون) الممثلة بأشعتي X (الأشعة السينية)، وغاما (Gamma) أقصر الموجات الإشعاعية طولاً (دون ٠,٠٠٠٣ميكرون) وأكثرها تردداً. والأشعة ذات الموجات الدقيقة (١٠٠-١٠٠٠٠ألف ميكرون) والأشعة اللاسلكية (أكبر من ١٠٠٠٠ألف ميكرون)، اللتان تتصفان بكبر طول موجاتهما؛ فهما من الإشعاعات ذات الموجات الطويلة، واللتان تستخدمان في مجال الاتصالات والاستطلاع (الراديو، البث بموجات قصيرة وطويلة، التلفزيون، الرادار).

ــ القوانين الطبيعية الأساسية للإشعاع:

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

١ــ قانون ستيفان ــ بولتزمان (Stefan-Boltzman Law)[1]:

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 طرداً مع القوة الرابعة لدرجة حرارته المطلقة، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$(ف) = ثا\ ح^{٤}$$

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

ثا = مقدار ثابت، ويعرف بثابت ستيفان بولتزمان،

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

= $١٠ \times ٥,٦٧^{-٨}$ واط/م^{٢}.

---

(١) جوزيف ستيفان؛ عالم طبيعة نمساوي. عاش خلال الفترة (١٨٣٥-١٨٩٣م) وقد أصبح أستاذاً للطبيعة في جامعة فيينا بعمر ٢٨سنة.

ح= درجة حرارة الجسم المطلقة (كلفن).

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

$$(ف) = \delta \text{ ثا ح}^4$$

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.

٢ــ قانون كيرشوف (Kirchhoff's Law)[1]:

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

$$\frac{\text{ق}}{\text{ص}} = \text{د(ل.هـ)}$$

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 (١٨٢٤ــ١٨٨٧). أصبح أستاذاً للطبيعة في جامعة بريسلاو وهو بعمر ٢٦سنة. وبالإضافة إلى اشتغاله بالإشعاع، فكان له اكتشافات في الكهرباء، والتحليل الطيفي. ويعود إليه اكتشاف السيزيوم والروبيديوم.

فإذا كانت قيمة ص=١ 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 (ص) أقل من الواحد، ولكن مقدارها ثابت لكل طول موجي فيسمى هذا الجسم بالرمادي.

٣ــ 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:

$$\left[\text{ط}_{\text{ع}} = \frac{\text{ثا}}{\text{ح}} \right]$$

حيث: $\text{ط}_{\text{ع}}$ = الطول الموجي للإصدار الأعظمي للإشعاع.

ح = درجة حرارة الجسم المطلقة (كل).

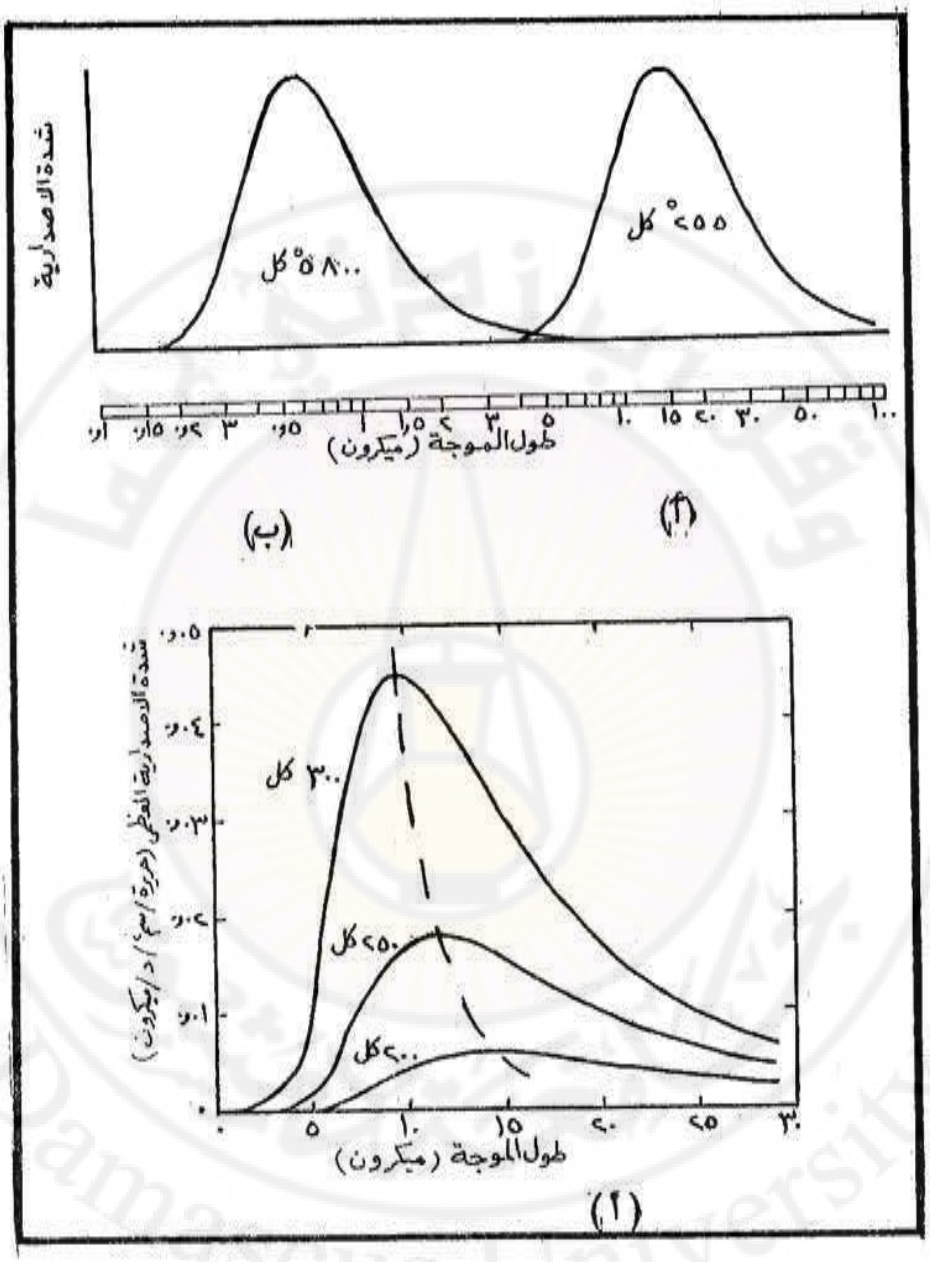
ثا = ثابت، وقيمته تساوي (٠,٢٨٩٧)سم/كلْ إذا كانت ($\text{ط}_{\text{ع}}$) بالسنتيمتر. أو تساوي (٢٨٩٧) ميكروناً/كلْ إذا كانت ($\text{ط}_{\text{ع}}$) بالميكرون.

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 (١٨٦٤ــ١٩٢٨م). 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:

$$\text{ط}_{ع} = \frac{٢٨٩٧}{٦٠٠٠} = ٠,٤٨ \text{ميكرون}$$

ولذا وصف الإشعاع الشمسي بأنه إشعاع قصير الموجة، بينما تعطي درجات الحرارة المخفضة لسطح الأرض والجو الأرضي (حرارة دون ٣٠٠°كل) معظم طاقتها في المدى الموجي بين (٤ــ١٠٠) ميكرون. ويكون البث الأعظمي للإشعاع الأرضي على أشده عند الطول الموجي (١٠) ميكرون، كما يتضح ذلك من تطبيق القانون:

$$\text{ط}_{ع} = \frac{٢٨٩٧}{٣٠٠} = ٩,٧ \text{ميكرون}$$

(حيث درجة الحرارة المتوسطة لسطح الأرض = ٣٠٠°كل)

ولذا يوصف الإشعاع الأرضي، بالإشعاع طويل الموجة.

٤ــ 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:

$$\text{ص} = \left[\frac{\text{جـ}_{١}}{\text{ط}^{٥} \left[\exp\left(\frac{\text{جـ}_{٢}}{\text{ط ح}} \right) - ١ \right]} \right]$$

حيث:

ص= كمية الطاقة (واط/م^{٢}/ميكرون) المنطلقة بطول موجي (ميكرون) من جسم بدرجة حرارة معينة (ح بالكلفن).

جـ$_{١}$= ٣,٧٤×١٠$^{-١٦}$ واط/م^{٢}= ٥,٣٦٢حريرة /سم^{٢}/دقيقة/ميكرون.

جـ$_{٢}$= ١,٤٤×١٠$^{-٢}$متر/كلفن.

ط = طول الموجة.

ح = درجة الحرارة المطلقة (كل)

exp = العدد النيبري، ويرمز له بـ (e) وقيمته العددية (٢,٠٣)

٥ـ 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 المعترض وثابت التناسب يشكل معامل امتصاص الوسط[١].وصياغة قانون (بير) على الشكل التالي[٢]:

$$[\ da\lambda = \frac{dE\lambda}{E\lambda} = -K\lambda p \operatorname{Sec} \Phi\, dz\ ]$$

حيث:

daλ = الامتصاصية النسبية عند الطول الموجي (λ).

dEλ = تغير شدة الإشعاع الساقط نتيجة الامتصاص من أجل الطول الموجي (λ).

Eλ = شدة الإشعاع الساقط.

Kλ= معامل الامتصاص للطول الموجي λ (ثابت).

P = كثافة الوسط.

---

(1) Hess, S.L: Op. Cit, P.3.
(2) Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Op. Cit, P.296.

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

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

٣ــ 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 (٥٦×١٠^{٢٦}) 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 (١,٩٤حريرة/سم^{٢}/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:

$$\text{ثا ش} = \frac{\text{الطاقة الشمسية المنبعثة}}{٤\pi \times \text{ف}^{٢}}$$

$$\text{ثا ش} = \frac{٥٦ \times ١٠^{٢٦}}{٤ \times ٣,١٤ \times (١,٥ \times ١٠^{١٣})^{٢}} = ٢\text{حريرة/ دقيقة}$$

٤ــ 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 ــ العوامل الفلكية.

ب ــ العوامل الجوية.

أ ــ 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:

١ــ 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 ــ عن الوضع العمودي بالنسبة للجسم الساقطة عليه ــ 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:

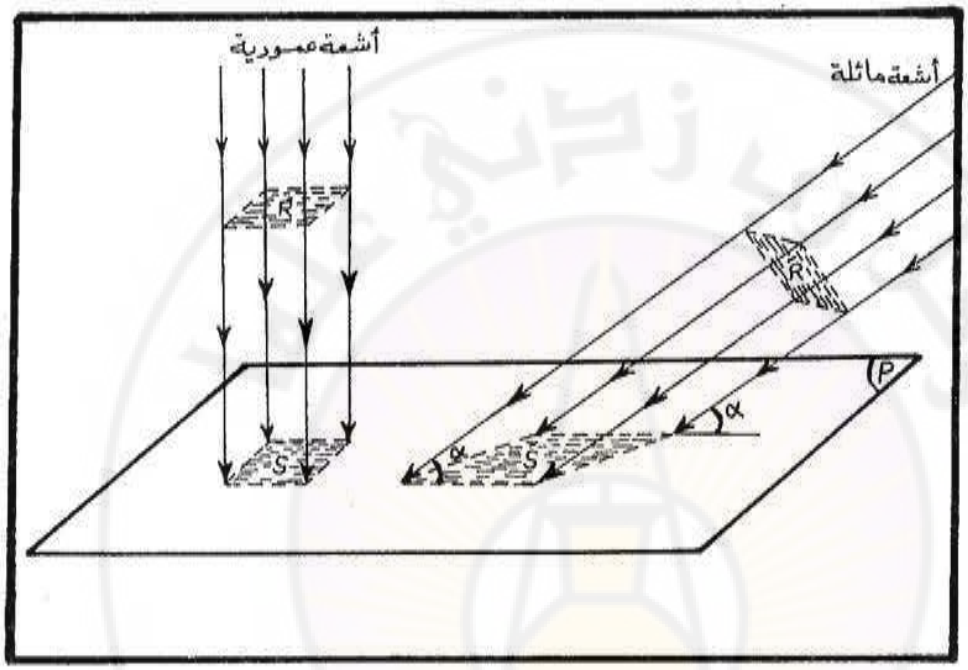
[ش = ثا ش × جب هـــ]

حيث:

ش = شدة الإشعاع الشمسي على سطح أفقي.

ثا ش = الثابت الشمسي (٢حريرة/سم^{٢}/دقيقة).

هـــ = 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:

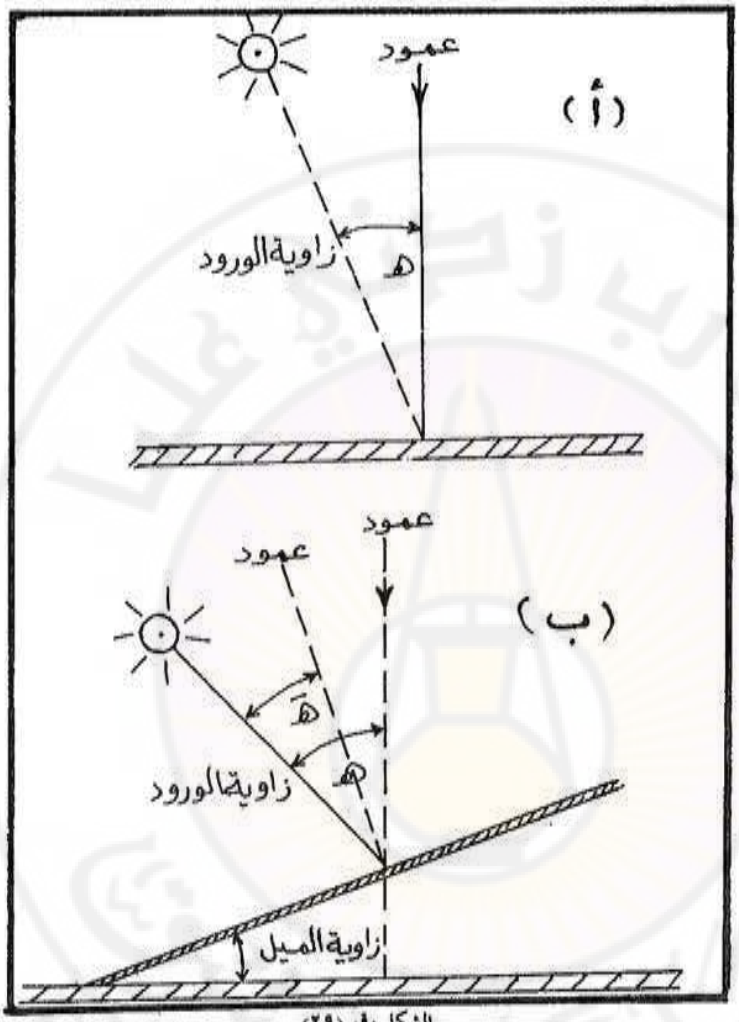
[ش م = ثا ش × تجب هـــ]

حيث:

ش م = شدة الأشعة المائلة.

ثا ش = الثابت الشمسي.

هـَ = 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 × تجب هـَ]

حيث:

ش م = شدة الأشعة على سطح مائل.

ش ف = شدة الأشعة على سطح أفقي.

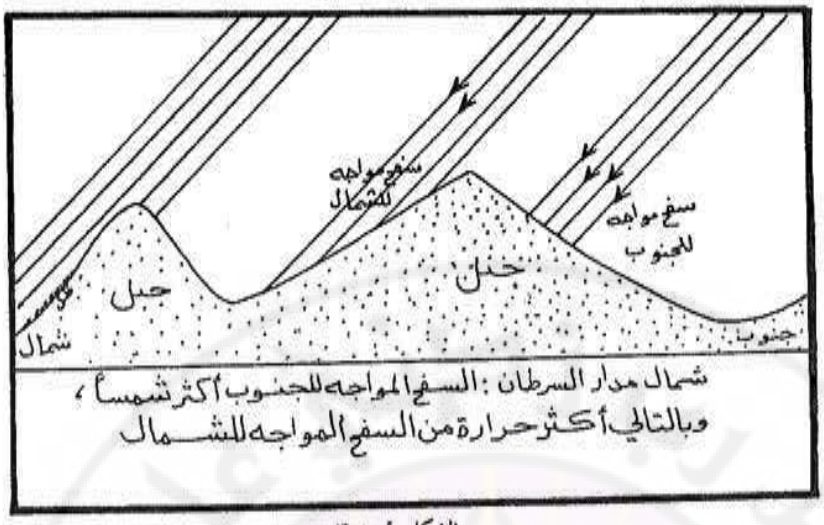
هـ = زاوية الورود (زاوية الميل).

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 التضريسي 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 مابين الواجهات التضاريسية يكون محدوداً، نتيجة لأن الأشعة الشمسية تكون في معظم أيام السنة قريبة من الوضع العمودي.

٢ـ 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)

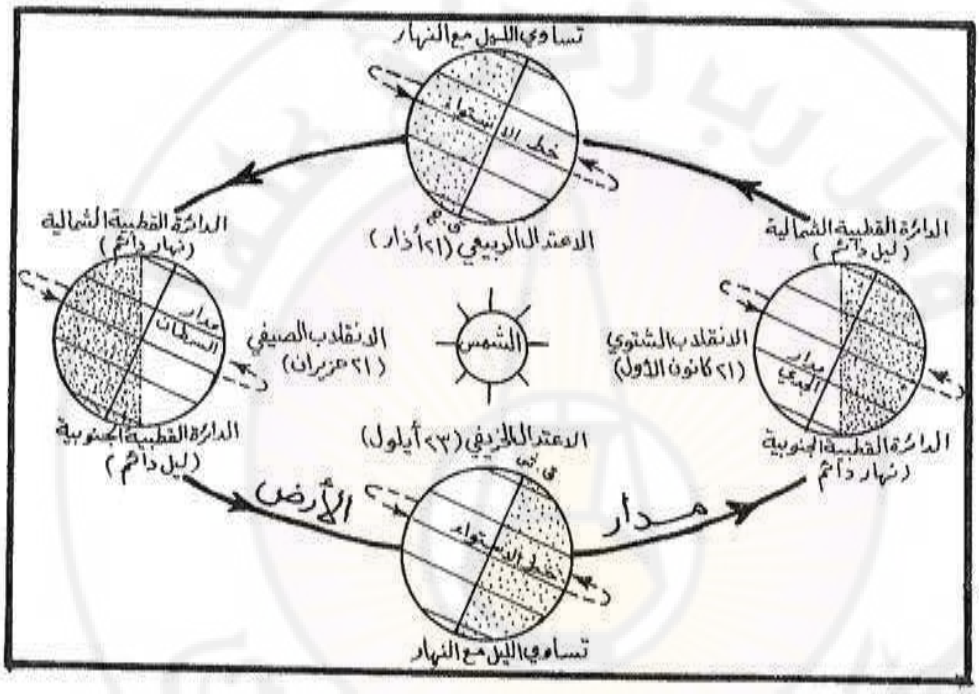
اختلاف المساحة التي تسقط عليها حزمة الأشعة الشمسية حسب وجهة المنحدر التضاريسي

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 ـــ في نصف الكرة الشمالي ـــ 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 والاعتداليين.

جدول رقم (٦)

درجة العرض	الانقلاب الشتوي	الاعتداليان الربيعي والخريفي	الانقلاب الصيفي
٩٠	٠	١٢ ساعة	٦ أشهر
٨٠	٠	١٢ ساعة	٤ أشهر
٧٠	٠	١٢ ساعة	٢ شهر
٦٠	٥ ساعة و٣٣ دقيقة	١٢ ساعة	١٨ ساعة و٢٧ دقيقة
٥٠	٧ ساعة و٤٢ دقيقة	١٢ ساعة	١٦ ساعة و١٨ دقيقة
٤٠	٩ ساعة و٨ دقيقة	١٢ ساعة	١٤ ساعة و٥٢ دقيقة

٣٠	١٠ ساعة و٤ دقيقة	١٢ساعة	١٣ساعة و٥٦دقيقة
٢٠	١٠ساعة و٤٨ دقيقة	١٢ساعة	١٣ساعة و١٢دقيقة
١٠	١١ساعة و٢٥دقيقة	١٢ساعة	١٢ساعة و٣٨دقيقة
صفر	١٢ساعة	١٢ساعة	١٢ساعة

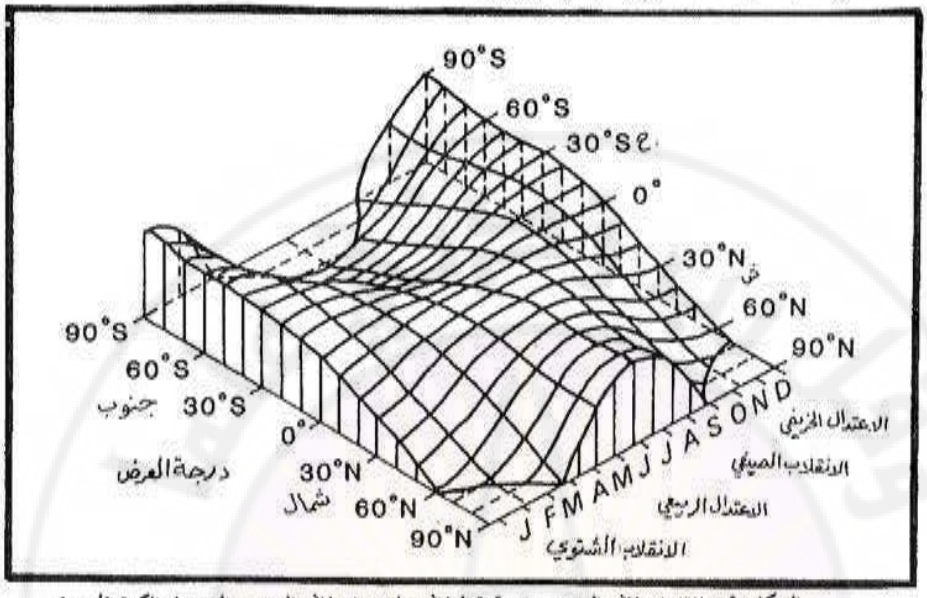


الشكل رقم (٣١)

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؛ حريرة/سم^2/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 ـــ فهو قريب باستمرار من ١٢ساعة ـــ لذا فإن كمية الأشعة التي تتلقاها تلك المنطقة ثابتة على مدار السنة، ليتزايد الاختلاف مابين 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 ـــ كمثال ـــ إلى (١٧) درجة وقت الظهيرة مع طول نهار يقارب من (١٥)ساعة.

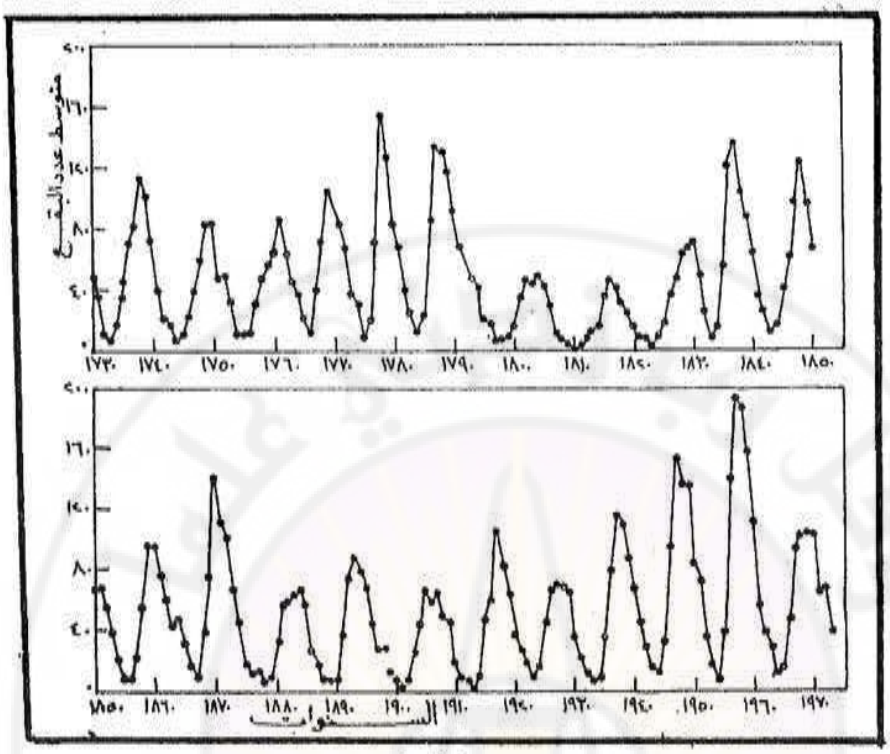
وعلى ذلك، فإنه عند دراسة كمية الأشعة المستقبلة في يوم ما في مكان معين، يجب الأخذ بعين الاعتبار العاملين معاً (ميل أشعة الشمس على الأفق، وطول فترة الإضاءة).

جدول رقم (٧):

التاريخ	درجة العرض								
	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

٣ــ 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 (± ١-٢٪)، 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 المضيئة (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

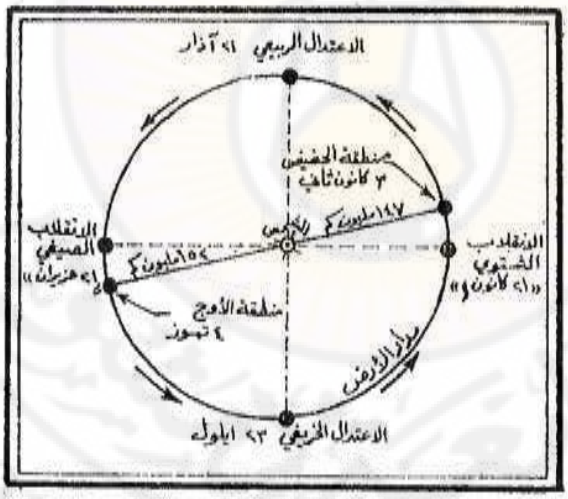
وفي وقت التبقع الشمسي الأدنى، تبدأ البقع الشمسية في الظهور عند خطي عرض (٣٥) شمال خط الاستواء الشمسي وجنوبه، وبمرور الوقت تتقدم دورة النشاط الشمسي، فيبدأ عدد البقع الشمسية في الزيادة أولاً، ثم يقل في منطقة عريضة تتحرك تدريجياً نحو خط الاستواء الشمسي. ويعد ظهور البقع الشمسية مرة ثانية عند خطي عرض (٣٥°)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

وهناك بعض التذبذبات الآنية في كمية الصادر 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.

٤ــ تباين 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[1]. وكما هو معروف فإن بعد الأرض عن الشمس ليس ثابتاً خلال السنة، بسبب مدار الأرض الإهليلجي.

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



الشكل رقم (٣٤)

مواقع الأرض في مدارها حول الشمس

---

(١) ريتالاك، ب.ج "موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة ــ المجلد الأول ــ علم الأرض". المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف، ١٩٧٢، ص١٩٦٨.

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 لاتتجاوز (٣٪):

$$\text{نسبة الاختلاف} = \frac{\text{البعد في الأوج} - \text{البعد في الحضيض}}{\text{متوسط بعد الأرض عن الشمس}}$$

$$= \frac{١٥٢ - ١٤٧}{١٥٠} = ٠,٠٣$$

ب ــ 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 جوياً 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 (٣١٪) من الإشعاع الواصل إلى سقف الغلاف الجوي، والباقي تتحكم فيه ثلاث عمليات جوية هي الانتشار والانعكاس والامتصاص. وتسمح عمليتا الانتشار والامتصاص لبعض من الأشعة الشمسية من الوصول إلى سطح الأرض بشكل أشعة غير مباشرة. وفيما يلي عرض للعمليات الجوية الثلاث:

١ــ الانتشار (Scattering):

المقصود بانتشار 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

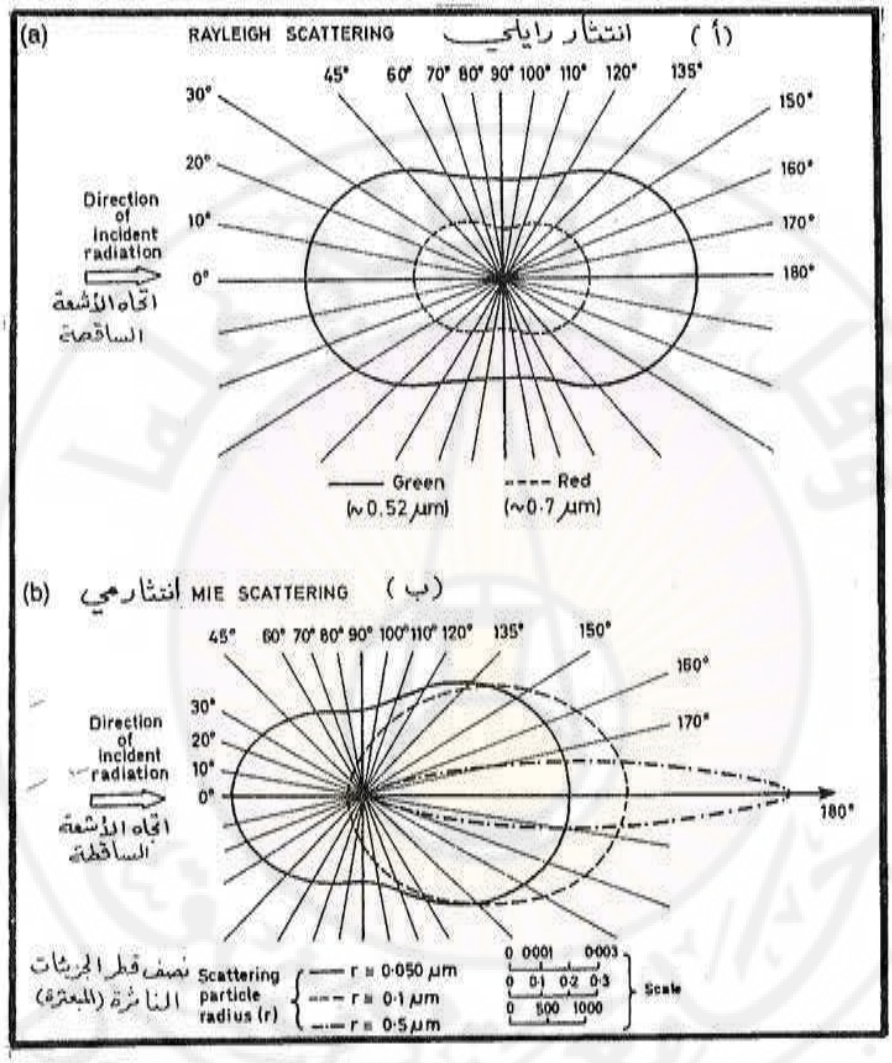
مثل هذا التأثير على الأشعة الشمسية. وليس لتشتت الأشعة من تأثير سوى تغيير اتجاه انتشار الطاقة الإشعاعية عندما يصطدم الإشعاع بالجسيمات التي في الجو.

ويتوقف الانتشار على النسبة بين نصف قطر الجسيمات في الجو وطول الموجات الإشعاعية، مما يمكن من التمييز بين نوعين من الانتشار، هما:

أ ــ **الانتشار الانتقائي**: ويحدث عندما تكون أنصاف أقطار الجسيمات أقل من أطوال الموجات الإشعاعية. وتتناسب 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 مايحدث 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 ماتحة 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 ــ **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 (١,٠-٢٥) 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 ــ انتثار رايلي، ب ــ انتثار مي

ويقدر وسطي نسبة الأشعة الشمسية المنتشرة بحدود (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.

٢ــ 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. وعلي الرغم من أن درجة عاكسية الأشعة الشمسية ليست واحدة بالنسبة للأطوال الموجية الإشعاعية كافة، إلا أنها لا تبدو واضحة كما هو الحال في عملية الانتشار. 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[1].

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

أ ــ طبيعة السطح العاكس

ب ــ زاوية سقوط الإشعاع الشمسي.

جـ ــ 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) ميكروناً 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 (الألبيدو) سطح الأرض للإشعاع الشمسي.

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

طبيعة السطح	مدن نسبة العاكسية (الألبيدو) ٪
غابات	٣-١٠
حقول خضراء	٣-١٥
أرض جافة، ومحروثة	٢٠-٢٥
أرض حرداء	٧-٢٠
حشائش	١٥-٣٠
رمال	١٥-٢٥
ثلج جديد	٨٠
ثلج قديم	٥٠-٧٠
جليد	٥٠-٧٠
جليد البحر	٢٥-٦٠
ماء: ارتفاع الشمس فوق الأفق أكبر من ٤٠°	٢-٤
ماء: ارتفاع الشمس فوق الأفق بين ٣٠-٥°	٦-٤٠
مدن	١٤-١٨

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 القاتمة. وكلما كانت التربة أكثر رطوبة، كانت عاكسيتها 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[1].

جدول رقم (٩):

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

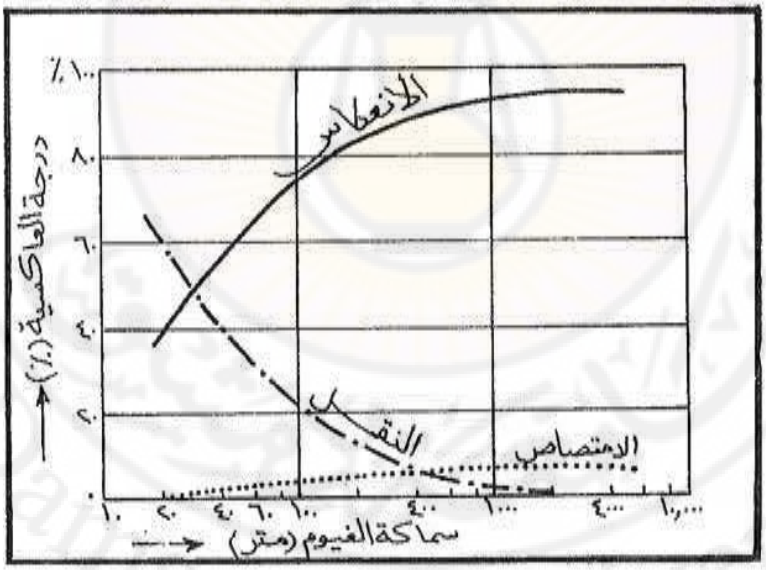
وتختلف درجة عاكسية الغيوم تبعاً لدرجة تغطية السماء بها، وسماكتها -شكل(٣٦)- ونوعها. ويقدر أن معدل ما تعكسه الغيوم نحو الفضاء من الأشعة الشمسية الواردة إليها بحدود (٢٥٪)، والجدول التالي (١٠) يبين درجة عاكسية الغيوم حسب أنواعها[2].

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

(1) Sellers, W.D; « Physical Climotalogy » 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 (١٥٠ــ٣٠٠م)	٥٩-٨٤
غيوم طبقية (ستراتوس) سماكتها ٥٠٠م 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

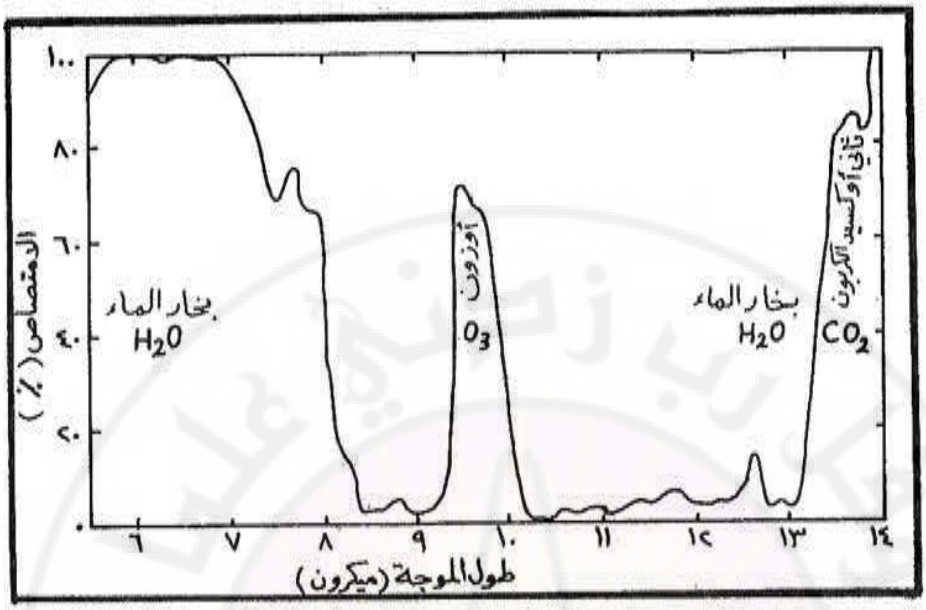
٣ـ الامتصاص (Absorption):

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) المتركز في طبقة الستراتوسفير، يقوم بامتصاص الجزء الأكبر من الأشعة فوق البنفسجية، بخاصة ما كان منها بطول موجي يقل عن (٠,٢٩) ميكروناً، 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 (٢٪) من مجمل الأشعة الواصلة إلى سقف الغلاف الجوي. كما أن بخار الماء يمتص جزءاً من الطاقة الشمسية يقدر بحدود (٦٪)، ونطاق امتصاصه قوي في الحزم الإشعاعية، (٠,٩-٢,١) ميكرون، و(٥,٥-٨ميكرون)، وفوق (٢٠) ميكروناً —شكل (٣٧)-. بينما يتركز نطاق امتصاص غاز ثاني أكسيد الكربون في الحزم الإشعاعية؛ (٤-٥,٥)ميكرون، وبين (١٣,٥-١٧)ميكروناً)، ويمتص تقريباً نحو (٦٪) من الطاقة الشمسية. غير أن مجال امتصاص بخار الماء وثاني أوكسيد الكربون يكون بارزاً بالدرجة الأولى في الأشعة الأرضية طويلة الموجة، لكنه محدود بالنسبة للأشعة الشمسية قصيرة الموجة ــ بخاصة فيما يخص غاز ثاني أوكسيد الكربون ــ التي أكثر من ٩٩٪ منها يقل طول موجاته عن ٤ميكرون.أما باقي مركبات الجو من غبار ودخان وأتربة وقطرات مائية (سحب) فتمتص بحدود (١١٪) من الأشعة الشمسية، وإن كانت الماصية الوسطى للغيوم نحو (٣٪). في حين نجد أن المركبات الرئيسية للجو ــ كالنتروجين والأوكسجين ــ هي غازات شفافة عموماً بالنسبة للإشعاع، ولذا فإنها لاتمتص شيئاً يذكر منه[1].

---

(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 ــ الإشعاع الأرضي:

إن أي جسم درجة حرارته فوق الصفر المطلق (-٢٧٣,٢م°) يبث طاقة تتناسب طرداً مع درجة حرارته طبقاً لقانون ستيفان ــ بولتزمان. والأرض التي تتسخن من الإشعاع الشمسي المباشر وغير المباشر والإشعاع الجوي، مرتفعة درجة حرارتها الوسطى إلى نحو (١٥م°)، مع تباين تلك الدرجة مابين 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 (٤ــ٥٠)ميكروناً، 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 ــ بولتزمان:

$$(ف) = \delta \times ث \times ح^{٤}$$

حيث:

δ = عامل إشعاعية الجسم الرمادي، وهو أقل من الواحد (δ = ١-الالبيدو).

والجدول التالي (١١) يبين عامل الإشعاعية (δ) للسطوح الأرضية المختلفة[1].

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

جدول رقم (١١):

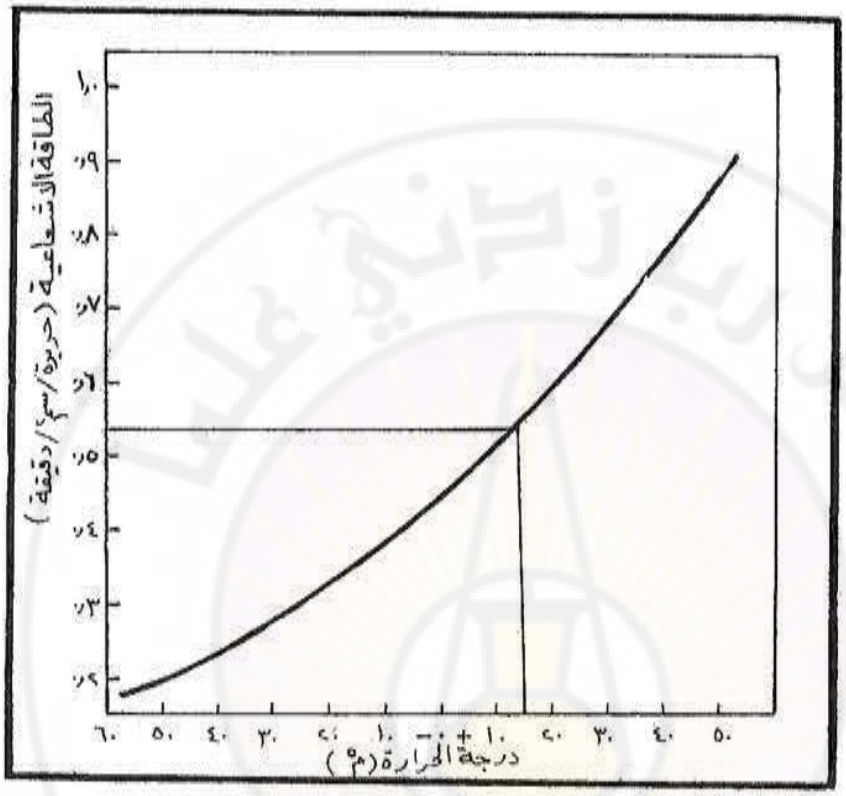
السطح	عامل الإشعاعية ٪
الماء	٩٢-٩٦
الثلج الجديد	٨٢-٩٩,٥
الرمل الجاف	٨٩-٩٠
الرمل الرطب	٩٥
أرض حرداء رطبة	٩٥-٩٨
صحراء	٩٠-٩١
حشائش عالية جافة	٩٠
شجيرات	٩٠
أرض شجرية	٩٠
جلد الإنسان	٩٥

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

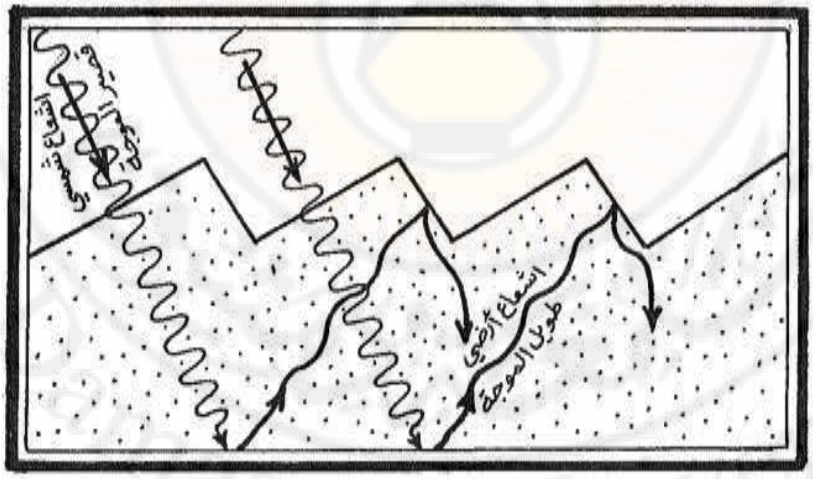
عن: «Riehl, 1978, P.33»

ثالثاً ـــ 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 أوكسيد 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 أوكسيد الكربون، ٣٪ بواسطة السحب)، ونحو (٢٪) في طبقة الستراتوسفير. فإن نسبة (٩٪) فقط من الأشعة الأرضية طويلة الموجة لايستطيع الجو امتصاصها وتهرب نحو الفضاء عبر نافذة إشعاعية رئيسية، تعرف بالنافذة الجوية المحصورة ضمن المدى الموجي (٨,٥-١١) ميكروناً، 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 (٣٠ــ٤٠°م) مما هو عليه الآن.

رابعاً ــ 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 وانبعاثه، 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 لايمتص الإشعاعات الأرضية كافة، حيث هناك حزم شعاعية تهرب نحو الفضاء (نوافذ).

ويمكن القول إن الجو وسطح الأرض في حالة توازن إشعاعي. وهذا ما يدل عليه ثبات درجة حرارتهما. فالإشعاع الوارد إلى الجو يعادل الإشعاع الخارج منه، والأشعة التي يمتصها 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 الأشعةالشمسية ممثلة بـ (١٠٠)وحدة، وأن معدل كميتها السنوية بحدود (٢٦٣) كيلولينلي (Kilo Lanley)، وهذا يكافئ نحو (٠,٥حريرة/سم^{2}/دقيقة)، لأمكن توزيعها على الشكل التالي –شكل (٤٠)–.

(٢) وحدة تمتص في طبقة الستراتوسفير (٥كيلو لينلي)

(١٥) وحدة يمتصها الجو من قبل مكوناته المختلفة(٤٠كيلو لينلي).

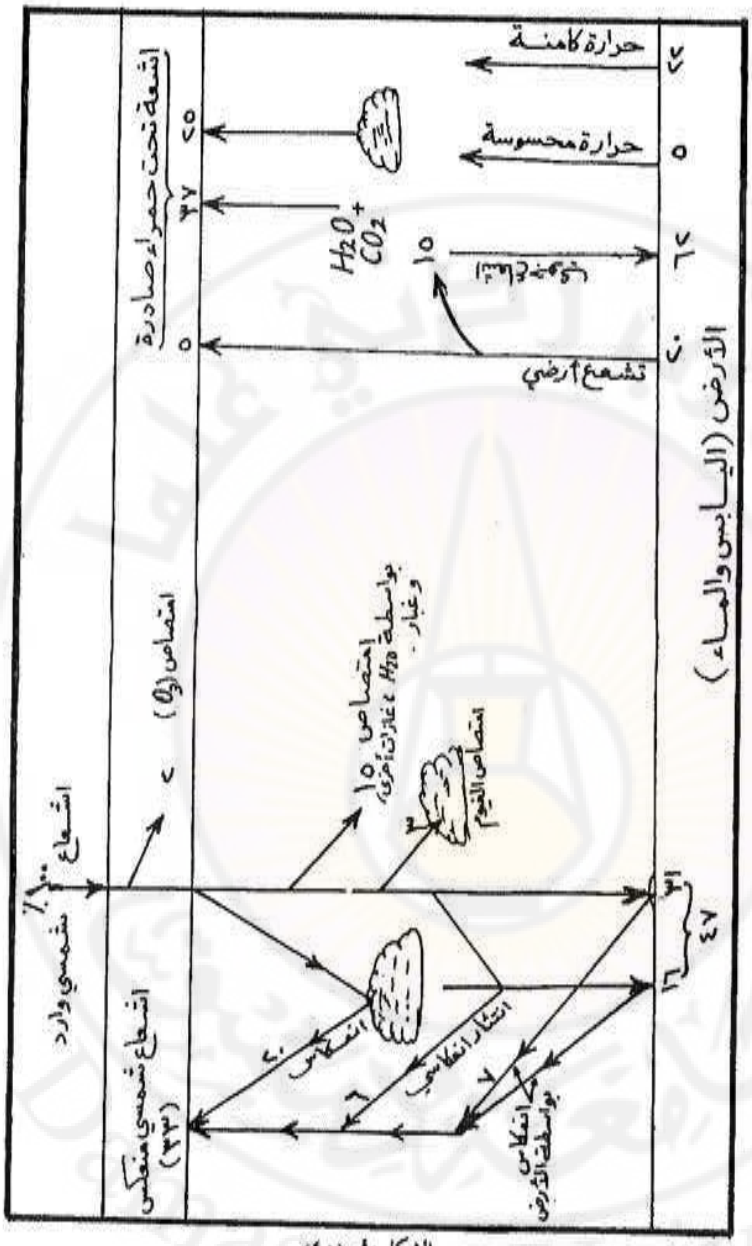
(٣) وحدة تمتص من قبل الغيوم.

(٢٠) وحدة تعكسها الغيوم إلى الفضاء الخارجي (٦٠كيلو لينلي).

(٧) وحدات يعكسها سطح الأرض نحو الفضاء (١٨كيلو لينلي).

(٦) وحدات تنتشر خارجاً نحو الفضاء عن طريق الانتشار بفعل مركبات الجو (١٦كيلو لينلي).

(٤٧) وحدة يمتصها سطح الأرض (١٢٤كيلولينلي) إما مباشرة (٣١ وحدة إشعاع شمسي =٨٢كيلو لينلي) أو غير مباشرة على صورة أشعة منتشرة (١٦وحدة = ٤٢كيلو 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 ـــ بالتشعع، حيث تقدر نسبة الفاقد بهذه الطريقة بحدود (٢٠٪) من الأشعة الشمسية الداخلة إلى الغلاف الجوي (٦٠ كيلو لينلي).

ب ـــ 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).

جـــ ـــ 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 ـــ الجو في حالة توازن إشعاعي. وإذا ما أخذنا قيمة الثابت الشمسي ومقداره (٢ حريرة/سم^{٢}/دقيقة)، وافترضنا أن مساحة مقطع الأرض الذي يتلقى الإشعاع الشمسي هو (πنق^{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 =

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

(٢٦٣ كيلو لينلي/سم^{٢}/سنة)[1]. وبما أن سطح الأرض يشع بمعدل (٠,٥٥) حريرة/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 لايحدث بهذه الطريقة، نتيجة لعدم نفاذية الغلاف الجوي للإشعاع الأرضي -مثل نفاذيته للإشعاع الشمسي-، فالجزء من الإشعاع الأرضي الذي يذهب إلى الفضاء الخارجي لايزيد على (٠,٢٥ 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 ــ في النهار الصاح:

$$[م = (ش + ت)(١ - ع) + (جـ - ر)]$$

أو :

$$[م = (ش + جـ + ت) - (ع + ر)]$$

حيث: م = الموازنة الإشعاعية.

ش = الإشعاع الشمسي المباشر.

ت = الإشعاع الشمسي المنتشر.

جـ = الإشعاع الجوي.

ع = الإشعاع الأرضي المنعكس.

ر = إشعاع الأرض الذاتي.

ب ــ في النهار عندما يكون الجو غائماً:

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

$$[م = (ج + ت) - (ع + ر)]$$

جـــ ـــ في أثناء الليل:

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

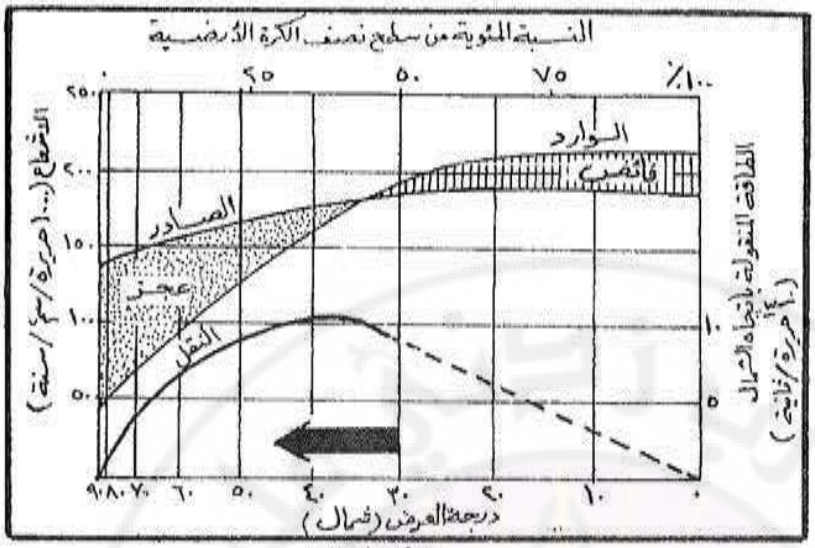
[م = ج – ر]

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[1].

ومن حساب كمية الإشعاع الصادر والوارد عند العروض المختلفة وجد أن المتوسط السنوي لكمية الطاقة المستقبلة 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 (١٥°م)، لذا فإن العجز بالطاقة في العروض العليا لابد 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)–.

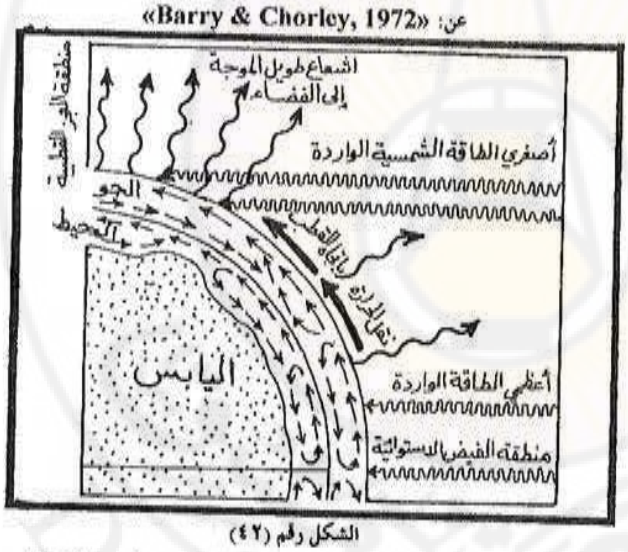
(1) Pagney, P; « La Climatologie ». Paris, 1973, P. 35.



الشكل رقم (٤١)

التوازن مابين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة

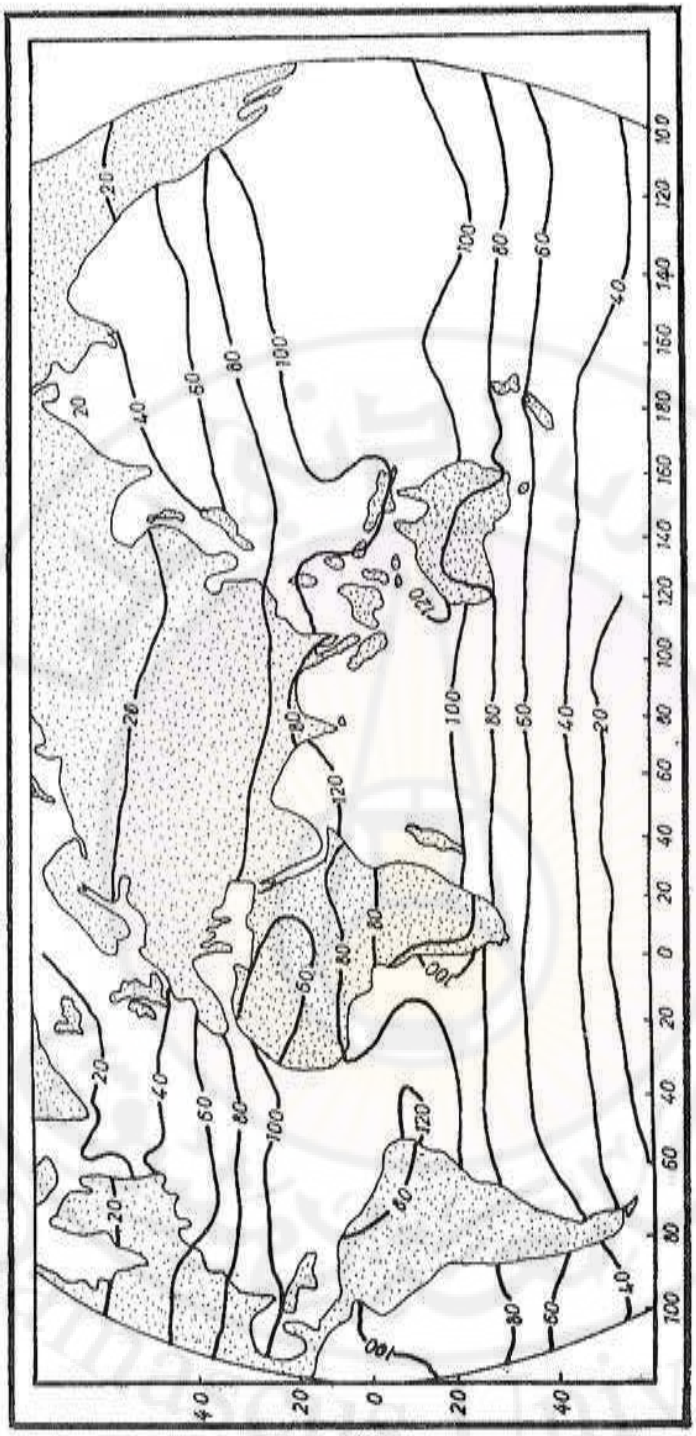
عن: «Barry & Chorley, 1972»



الشكل رقم (٤٢)

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

وتتراوح قيمة الموازنة الإشعاعية عند سطح الأرض مابين أقل من (١٠ حريرة/سم٢/دقيقة) في المنطقة القطبية، إلى أكثر من (١٠٠ حريرة/سم٢/دقيقة) في العروض المنخفضة، وبخاصة في البحار المدارية —شكل (٤٣)-.



الشكل رقم (٤٣)

موازنة الإشعاع الصافي السنوية

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

درجـــة الحـــرارة

ـــ مقدمة.

أولاً ـــ درجة الحرارة، وكمية الحرارة.

ثانياً ـــ مصادر تسخين سطح الأرض وجوها.

أ ـــ مصادر تسخين سطح الأرض.

ب ـــ مصادر تسخين الجو التروبوسفيري.

ثالثاً ـــ التوازن الحراري الأرضي والجوي.

رابعاً ـــ النظام اليومي والسنوي لدرجة الحرارة.

ـــ النظام اليومي لدرجة الحرارة.

ـــ النظام السنوي لدرجة الحرارة.

خامساً ـــ التوزع الأفقي والشاقولي لدرجة الحرارة.

ـــ التوزع الأفقي لدرجة الحرارة.

ـــ التوزع الشاقولي لدرجة الحرارة.

سادساً ـــ الاتجاه العام للحرارة في العالم.

سابعاً ـــ الأساليب الإحصائية للتعبير عن درجة الحرارة.

ثامناً ـــ الصقيع.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

درجـــة الحـــرارة

ـــ 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 ـــ بشكل مباشر وغير مباشر ـــ 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 ١,٥م فوق سطح الأرض).

أولاً ــ درجة الحرارة، وكمية الحرارة:

رغم الترابط الموجود مابين 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 (مْ، كلْ، فـْ) 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

لها 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؛

$$[\text{كح} = \text{ن} \times \text{ك} \times \text{ح}]$$

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 مابين كمية الحرارة ودرجة الحرارة:

$$[\text{كح} = \text{ك ن } (\text{ح}_2 - \text{ح}_1)]$$

حيث: ح_2= درجة حرارة الجسم النهائية.

ح_1 = درجة حرارة الجسم الأولية.

فلنفترض أن كتلتين مختلفتي الوزن (٥٠٠غ، ١٠٠٠غ) 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:

في الأولى = ٥٠٠ × ١(١٥–٥) = ٥٠٠٠حريرة.

في الثانية = ١٠٠٠ × ١(١٥–٥) = ١٠٠٠٠حريرة.

وبما أن للغازات حرارتين نوعيتين، إحداهما في حال الحجم ثابتاً (نح) والأخرى في حال الضغط ثابتاً (نض)، والأولى تكون أقل من الثانية[1]. فإنه لمن الممكن معرفة كمية الحرارة التي تتطلبها واحدة الكتلة لترتفع درجة حرارتهما من (ح١) إلى (ح٢) عندما يتغير كل من الحجم والضغط، وذلك باستخدام العلاقتين التاليتين[2]:

$$[\text{كح} = \text{ن}_{\text{ح}} (\text{ح}_2 - \text{ح}_1) + \text{ض} (\text{حجن}_{2} - \text{حجن}_{1})]$$

$$[\text{كح} = \text{ن}_{\text{ض}} (\text{ح}_2 - \text{ح}_1) + \text{حجن} (\text{ض}_2 - \text{ض}_1)]$$

حيث:

ح٢ = درجة الحرارة النهائية.

ح١ = درجة الحرارة الأولية.

ض = الضغط.

حجن٢ = الحجم النوعي عند درجة الحرارة (ح٢).

حجن١ = الحجم النوعي عند درجة الحرارة (ح١).

حجن = الحجم النوعي النظامي للهواء ومقداره

= ٧٧٥سم٣/غ أو ٠,٧٧٥م٣/كغ = ١/ض.

ثانياً ــ 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) ــ الحرارة النوعية للهواء الجاف عند حجم ثابت (ن ح) = ٧١٧كغ/كل.

ــ الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت (ن ض) = ١٠٠٣كغ/كل.

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

١ــ مصادر تسخين سطح الأرض:

يتلقى سطح الأرض طاقته الحرارية من ثلاثة مصادر، هي:

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

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

جـ ــ 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.

٢ــ 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 ــ الإشعاع الشمسي:

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

ب ــ الإشعاع الأرضي:

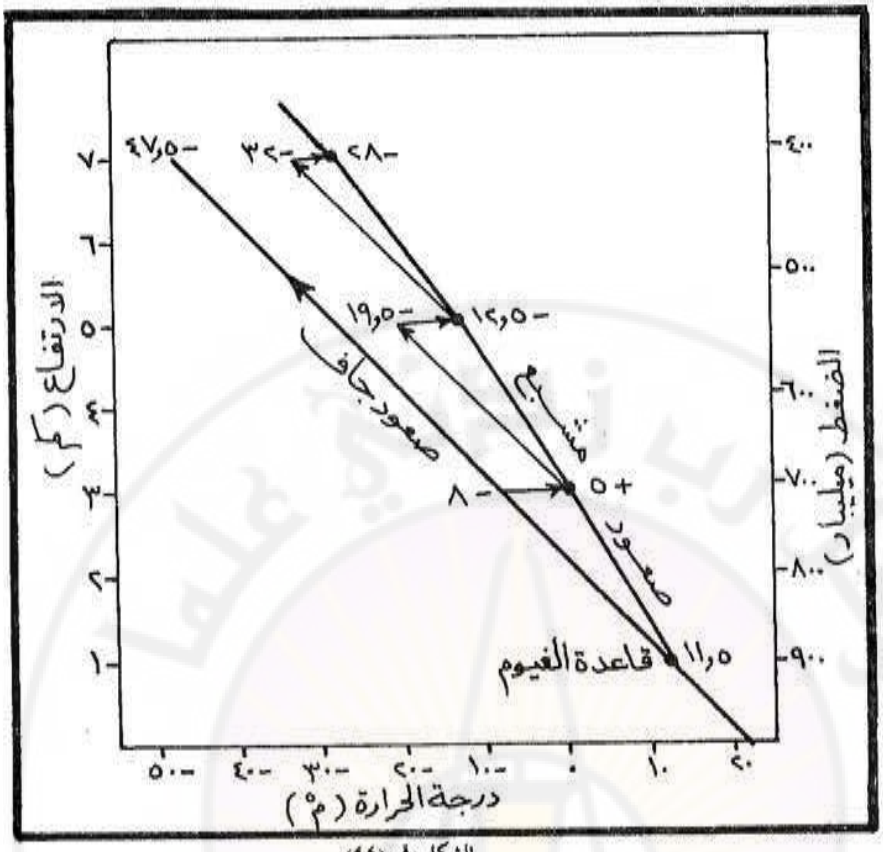
فيما إذا كان الإشعاع الأرضي هو الوحيد الذي ينقل الطاقة الأرضية إلى الجو، فإن قيمتها عندئذ تبلغ نحو (٠,٥٣) حريرة/سم^{٣}/دقيقة بالنسبة لدرجة الحرارة الوسطى لسطح الأرض التي تبلغ (١٥°م). وهذه القيمة التي تكافئ (٢٦٧) كيلو لينلي سنوياً تقريباً تشكل نحو (١٠٠٪) كمية الأشعة العابرة لسقف الغلاف الجوي. غير أن الإشعاع 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.

جـ ــ 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[1]. والشكل (٤٤) يوضح آلية تسخين الجو أثناء التكاثف.

---

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



الشكل رقم (٤٤)

طريقة تسخين الجو أثناء التكاثف

د ــ التوصيل الحراري (Conduction):

يمثل التوصيل الحراري عملية انتقال الحرارة بالتماس من سطح الأرض إلى الهواء الملامس له. وبما أن الهواء موصل (ناقل) رديء للحرارة، لذا فإن السخونة 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/سم٢/دقيقة[1].

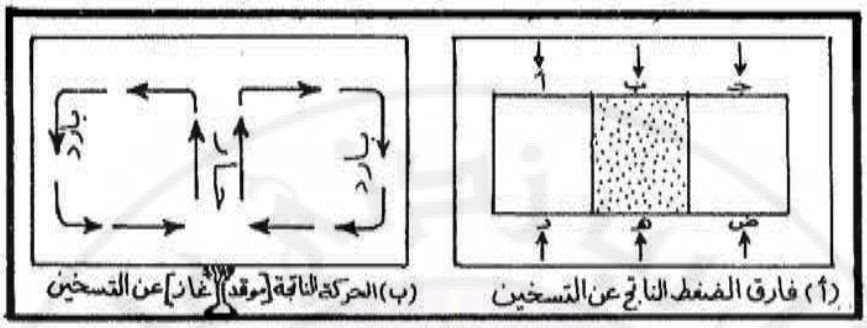
هـ ـ الحمل الحراري (Convection):

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 متمدداً 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،جـ) 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) Ibed, P. 50.



الشكل رقم (٤٥)

انتقال الحرارة 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 ـــ وبخاصة القريبة من خط الاستواء ـــ 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 الظهيرة 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 (٠,١٨ حريرة/سم^2/دقيقة).

و ــ تيارات الهواء الأفقية (Advection Currents):

ينجم عن التسخين المتفاوت 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 ــ 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 تضاغطه ونقصان حجمه وازدياد كثافته، وبالتالي تسخنه بمعدل يساوي تقريباً درجة مئوية واحدة لكل هبوط مقداره ١٠٠م. وتبدو عملية التسخين هذه واضحة في نظام رياح الفوهن. وهي عملية ديناميكية صرفة لا علاقة لها بأشعة الشمس.

ثالثاً ــ 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 ـــ عن طريق مصادر التسخين السابق ذكرها (طريقة،جـــ،د،هـــ) ـــ تقوم على تعويض خسارته الإشعاعية. وهكذا نجد أن التوازن الحراري عند سطح الأرض هو محصلة للأشعة الواردة من الشمس ـــ بشكل مباشر وغير مباشر ـــ 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، وكي 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 محافظ إلى درجة ما على ثبات تركيبه وخاصيته الحرارية، فالدورة الإشعاعية الحرارية لمنظومة سطح الأرض ـــ الجو مستمرة في العمل على التوازن الحراري لكليهما.

إن ما ذكرناه سابقاً عن عملية التوازن الحراري الأرضي ـــ 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 مابين٣٥° شمالاً وجنوباً والقطبين بعجز حراري.

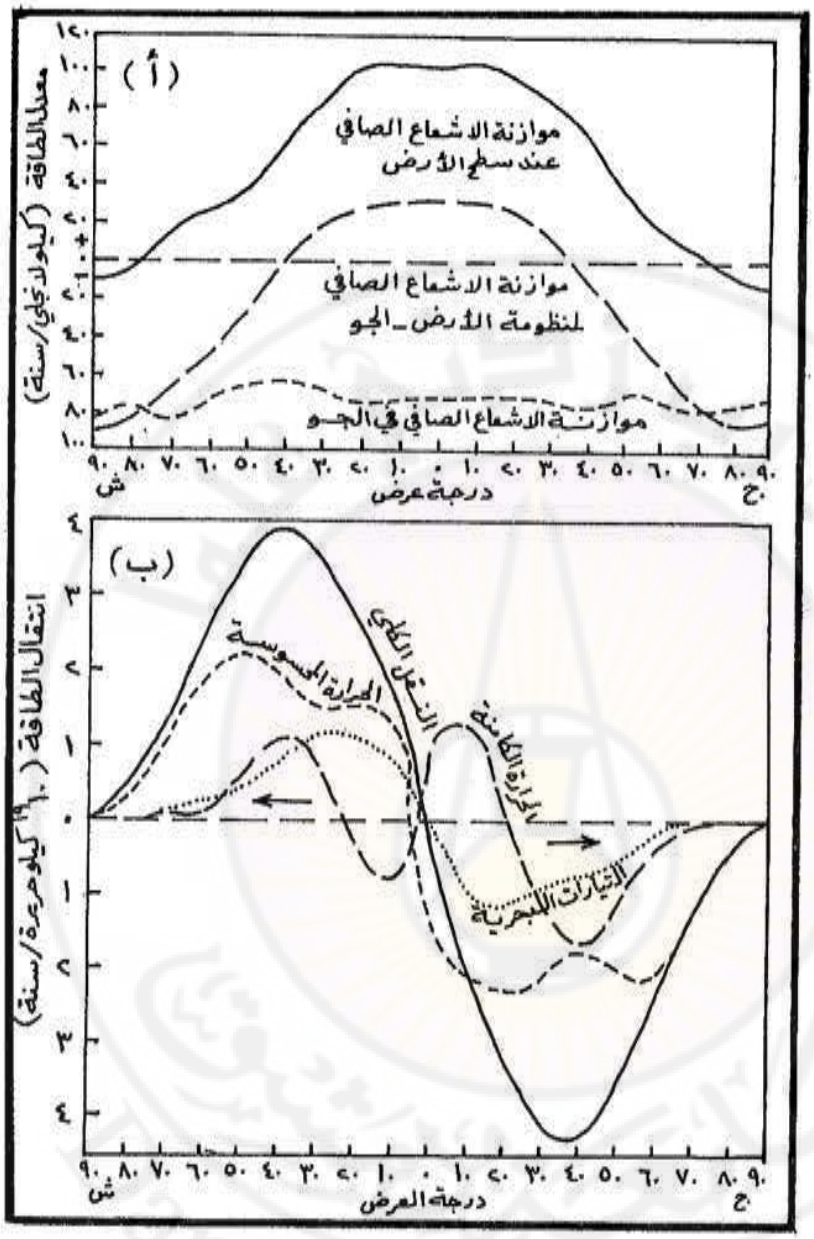
وهذا لايعني، أن الوفر الحراري في العروض المنخفضة سيتراكم باستمرار، والعجز الحراري في العروض المرتفعة سيتفاقم باستمرار، لأن أجزاء الكرة الأرضية مترابطة فيما بينها، ومتوازنة حرارياً. فدرجة الحرارة ثابتة على مستوى أجزاء سطح الأرض العرضانية المختلفة بفعل التيارات الهوائية الأفقية والشاقولية، والتيارات البحرية، التي تعمل على حدوث نقل للحرارة وتبادل لها مابين أجزاء سطح الأرض –شكل (٤٦)–. 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[1].

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

الجدول رقم (١٢):

درجة العرض	كمية الحرارة المتوافرة (١٠ ٩ كيلو جول/ثانية)	الكمية المنقولة
١٠-٠	١,١٠٩+	١,١٠٩
٢٠-١٠	٠,٩٤١+	٢,٠٥٠
٣٠-٢٠	٠,٥٤٤+	٢,٥٩٤
٤٠-٣٠	٠,١٦٧+	٢,٧٦١
٥٠-٤٠	٠,٤٠٣-	٢,٣٥٩
٦٠-٥٠	٠,٦٩٠-	١,٦٦٩
٧٠-٦٠	٠,٨٣٢-	٠,٨٣٧
٨٠-٧٠	٠,٦١٥-	٠,٢٢٢
٩٠-٨٠	٠,٢٢٢-	٠



الشكل رقم (٤٦)

موازنة الإشعاع الصافي عند سطح الأرض وفي الجو (أ)

ومعدل التوزع السنوي العرضاني لمركبات نقل الطاقة في منظومة الأرض- الجو (ب)

عن: «Sellers, 1965»

رابعاً ــ النظام اليومي والسنوي لدرجة الحرارة:

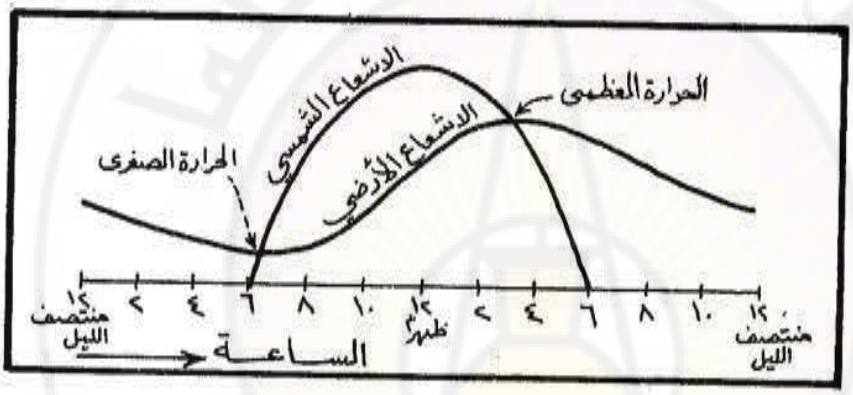
تسير درجة الحرارة وفق نظام معين من الانخفاض والارتفاع خلال يوم كامل وعلى مر السنة.

١ــ 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 (٢ــ٤) 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 (١٤ــ١٦) حيث يحدث التعادل. وبعد ذلك تبدأ مرحلة التبرد، 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 الظهيرة ... 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[1].

[1] عبد العزيز طريح شرف "الجغرافيا المناخية والنباتية" الطبعة السادسة، الاسكندرية، ١٩٧٤، ص٦٧.

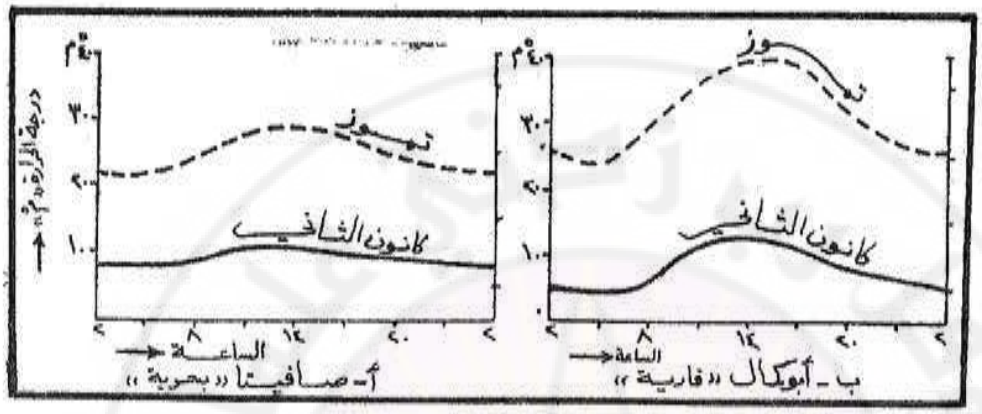
جدول رقم (١٣):

الساعة	الوحدات الحرارية المكتسبة من الشمس	الوحدات الحرارية المفقودة بالإشعاع الأرضي	الوفر ساعة	كل مجموع الوفر
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 مابين الليل والنهار (مابين 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 نجده 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، وقليلاً في العروض المرتفعة. غير أن المنحنى اليومي للحرارة نجده يسير على وتيرة واحدة طوال أيام السنة تقريباً في المنطقة القريبة من خط الاستواء، بينما نجد أن الفرق اليومي يتعاظم في العروض المعتدلة مابين الشتاء والصيف. كما يقل المدى اليومي للحرارة بالابتعاد عن سطح الأرض ليتلاشى تقريباً عند ارتفاع (٤كم) فوق سطح الأرض (٠,٣م)، ذلك أنه بالابتعاد عن سطح الأرض يقل التأثير الحراري الواصل عن طريق الحمل والتوصيل.

٢ــ النظام السنوي لدرجة الحرارة:

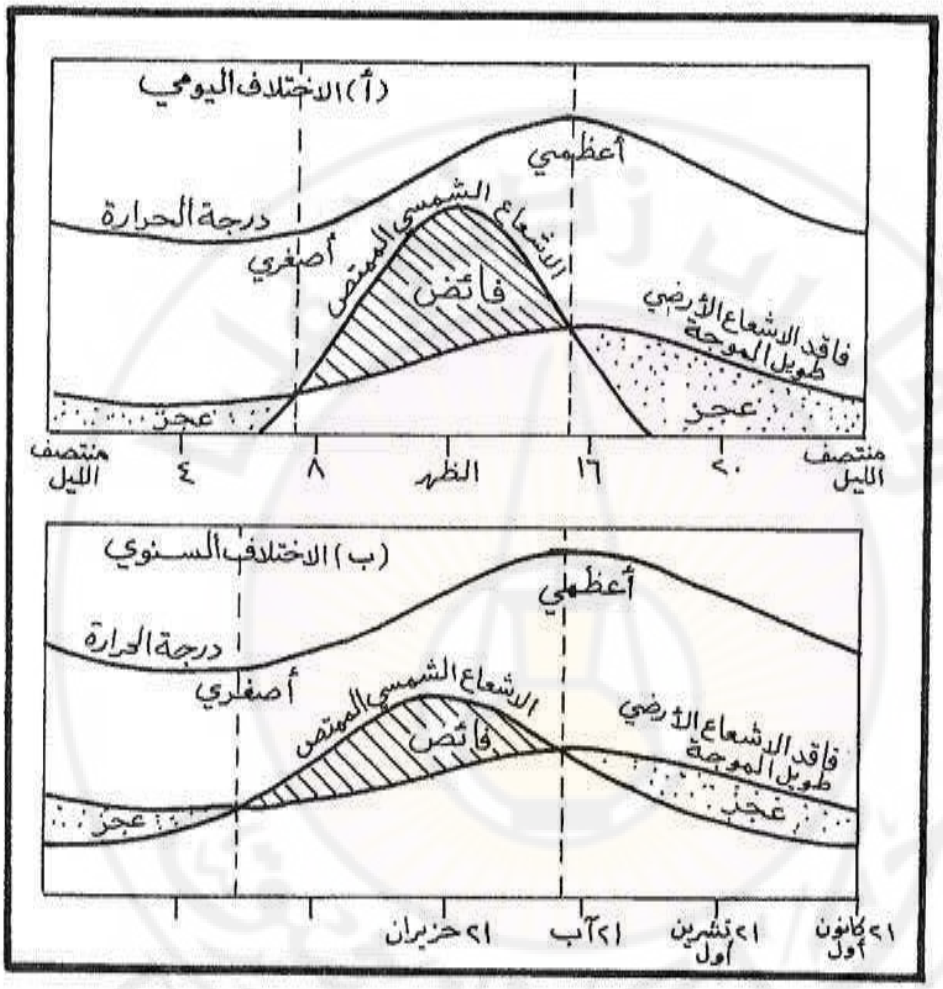
يكاد يكون المسار السنوي لدرجة الحرارة استجابة للمسار السنوي للإشعاع الشمسي، إلا أنه يبقى متأخراً عنه في العادة. فكمية الأشعة الشمسية تأخذ بالتزايد

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 (٣٠ــ٤٠) يوماً بعد فترة التشمس العظمى[1]. أيضاً نجد الشيء نفسه يحدث بالنسبة لدرجة الحرارة الصغرى السنوية التي تتأخر قرابة المدة نفسها عن فترة التشمس 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 لتوزع اليابس والماء واختلاف خصائص كل منهما، فإن منحنى الحرارة السنوي يختلف في المناطق البحرية عنه في المناطق القارية بسبب سرعة تسخن اليابسة وتبردها وقدرتها على امتصاص الأشعة. ونتيجة لضياع جزء من الطاقة بالتبخر 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 فقدها 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).

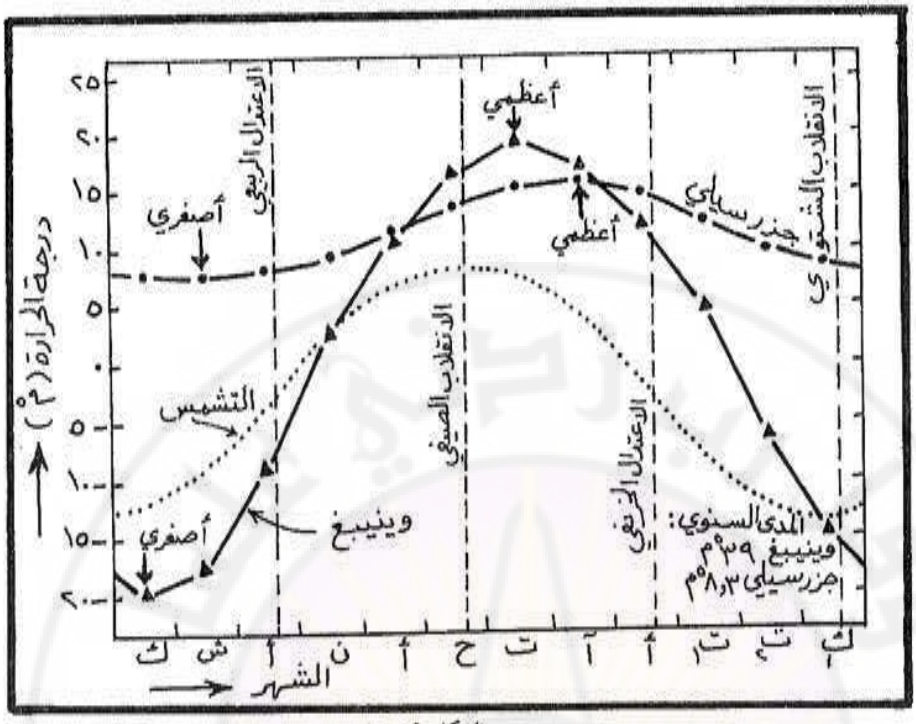
---

(١) تشير كلمة تشمس 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 ٥٠شمالاً، إحداهما بحرية؛ جزيرة سيلي (المملكة المتحدة)، والأخرى قارية؛ وينيبغ (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 شتاء وأقل صيفاً، ولذا فإن المدى الحراري السنوي أكثر انخفاضاً، فإذا كان هذا المدى لا يزيد على (١٠م°) في منطقة شمال الأطلسي، فإنه يتراوح بين (١٠ــ٢٠م°) في شمال إفريقية وجنوب أوربا 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 لايزيد الفارق بين حرارة أكثر الشهور حرارة وأشدها برودة على (٣م°)، ليصل إلى قرابة (٧م°) عند المدارين، وليأخذ بالتزايد أكثر كلما اقتربنا من القطبين ليبلغ 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 بحدود (٣٢°م)، بينما نجده لا يزيد على (١٢°م) عند العرض نفسه في النصف الجنوبي.

خامساً ــ التوزع الأفقي والشاقولي لدرجة الحرارة:

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

١ــ التوزع الأفقي لدرجة الحرارة:

لإدراك حقيقة التوزع 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 التوزع الأفقي بشكل بارز سواء ما يخص المتوسط السنوي أو الشهري ... أو غير ذلك.

أ ــ العوامل المتحكمة في التوزع الأفقي لدرجة الحرارة.

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

١ــ 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 لازدياد 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°)
ليبرفيل (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
بوردو (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 والناتجة 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، لاتبدو 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، لتضيق الشقة الفاصلة بينهما لحساب فصل دون آخر كلما اقتربنا من القطبين، حيث لانرى 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 الكبير الذي يقترب من الأفق طوال الصيف، وإلى استهلاك الجزء الكبير من تلك الأشعة في صهر طبقات الجليد، بالإضافة إلى العاكسية الكبيرة لتلك المناطق.

٢ــ توزع 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 كتلتي اليابس والماء، ويعود هذا الاختلاف إلى تباين في درجة التسخين، يمكن رده إلى عدة عوامل، هي[1]:

أ ــ 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 حرارته يمكن أن تحصل عليه اليابسة بثلاث أضعاف السرعة التي يحصل عليها الماء، كما يتبرد بثلاث أضعاف المدة التي يتبرد فيها اليابس.

ب ــ 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(٥٢٠ــ٥٨٠)متراً تحت مستوى سطح الماء. بينما نجد أن حوالي (٩٠٪) من الأشعة الشمسية ينحصر مجال تأثيرها في المتر الأول من اليابس.

جـ ــ 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 ــ 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 وتوزع حرارتها على حجم أكبر.

هـ ــ 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[1]، 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 ـــ بخاصة وأن هناك تقارباً في نسب الانعكاس عامة ـــ، ولكن التباين في درجة الامتصاص هو الأكثر أهمية.

و ـــ 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 مابين اليابس والماء من الجدول التالي (١٥) الذي يبين المتوسط السنوي لدرجة الحرارة لكتلتين إحداهما قارية وأخرى محيطية[1].

جدول رقم (١٥)

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

٣ـــ التضاريس:

يتصف يابس الكرة الأرضية بعدم تجانس سطحه، إذ تتعاقب فيه السهول الشاسعة ـــ أو محدودة الامتداد ـــ مع الجبال والهضاب والوديان، مما يترك انعكاساً واضحاً على درجة الحرارة. فدرجة الحرارة تتناقص مع الارتفاع عن سطح البحر، ولذا فإن الجبال ـــ وبخاصة المنفردة منها ـــ 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، وحصيلة هذا وذاك مدى يومي كبير لدرجة الحرارة.

٤ــ 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، كورشيفو، ألاسكا)، وإما أن تكون باردة تسبب خفض درجة حرارة السواحل التي تصادفها (تيار بنغويلا، لابرادور، كناري،بيرو، كاليفورنيا، أوياشيفو).

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 ــ كمثال ــ لوجدنا أن السواحل الغربية لإفريقية وشبه جزيرة إيبيريا أقل حرارة من السواحل المقابلة لها في شرقي الأمريكيتين، لمرور تياري كناري وبنغويلا الباردين أمام السواحل الأولى، وتياري 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 لأمريكا الشمالية. وهذا ما تبينه درجات الحرارة المتوسطة (١٩٣١ــ١٩٦٠) في كل من برست (ساحل شرقي) وتورباي (ساحل غربي ــ الأرض الجديدة، أي جزيرة نيوفوندلاند ــ)، كما هو وارد في الجدول التالي (١٧).

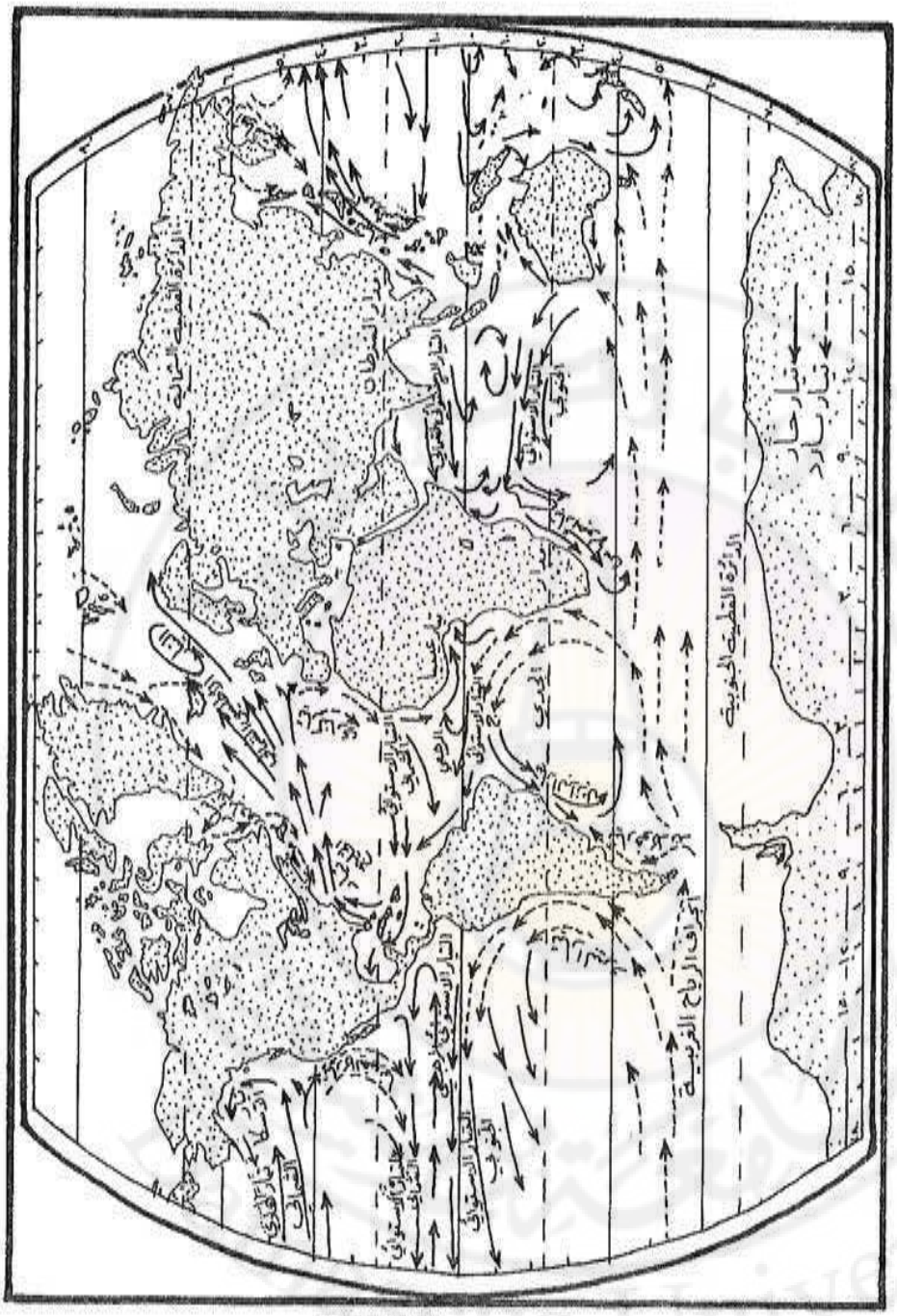
جدول رقم (١٧):

الفترة	المنطقة	
	برست	تورباي
كانون الثاني	-٦,١م°	-٢,٩م°
تموز	+١٦,١	+١٥,٧
السنة	+١٠,٨	+٥,١
المدى السنوي	١٠,٠	١٨,٦

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 لاتتجمد في أي شهر من السنة إلى الجنوب من خط عرض ٧٥شمالاً، بينما يصل التجمد حتى عرض ٥٠شمالاً في فصل الشتاء أمام الساحل الشرقي لأمريكا، لذا فإن خط الثلج الدائم يقع إلى الشمال من عرض (٨٠)شمالاً أمام الساحل الشمالي الغربي لأوربا، 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، لذافإن تدرج الحرارة على طول الساحل يكون بطيئاً (المتوسط السنوي في إيفني ٢٠م، وفي نامسوس ٤م، مع أن الثانية تبعد عن الأولى بحدود ٤٠٠٠كم إلى الشمال). أما السواحل الغربية فالتدرج الحراري فيها سريع (جاكسونفيل ٢٠م، هاليفاكس ٤م، والثانية تبعد عن الأولى بحدود ١٦٥٠كم)، 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. ويناظر تيار البيرو (همبولت) البارد على الساحل الأمريكي الجنوبي الغربي تيار بنغويلا على الساحل الغربي الجنوبي الإفريقي، وتيار كاليفورنيا البارد يوازي تيار كناري ـشكل (٥١)-.



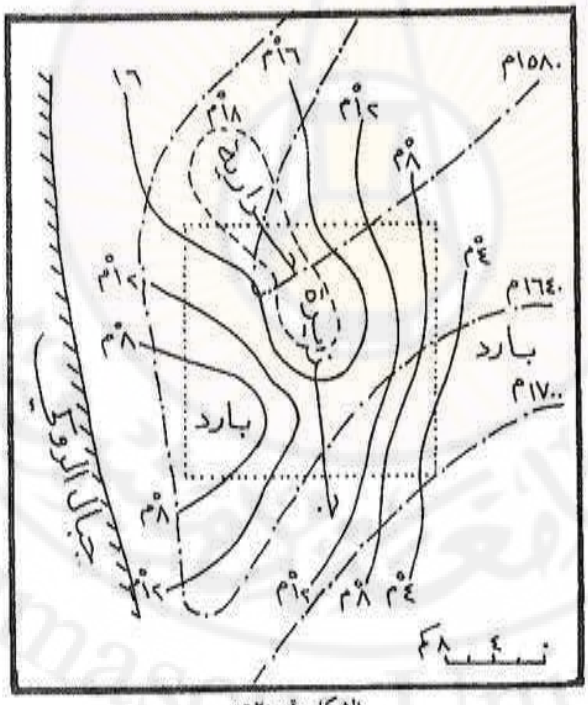
الشكل رقم (٥١)

التيارات البحرية

٥ـــ 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 وشتاء، وهذا ما يتضح من مقارنة درجة الحرارة بين المدينة والريف، حيث تكون درجة الحرارة في المدينة أعلى مما هي عليه في الريف صيفاً وشتاء. —شكل (٥٢)-.



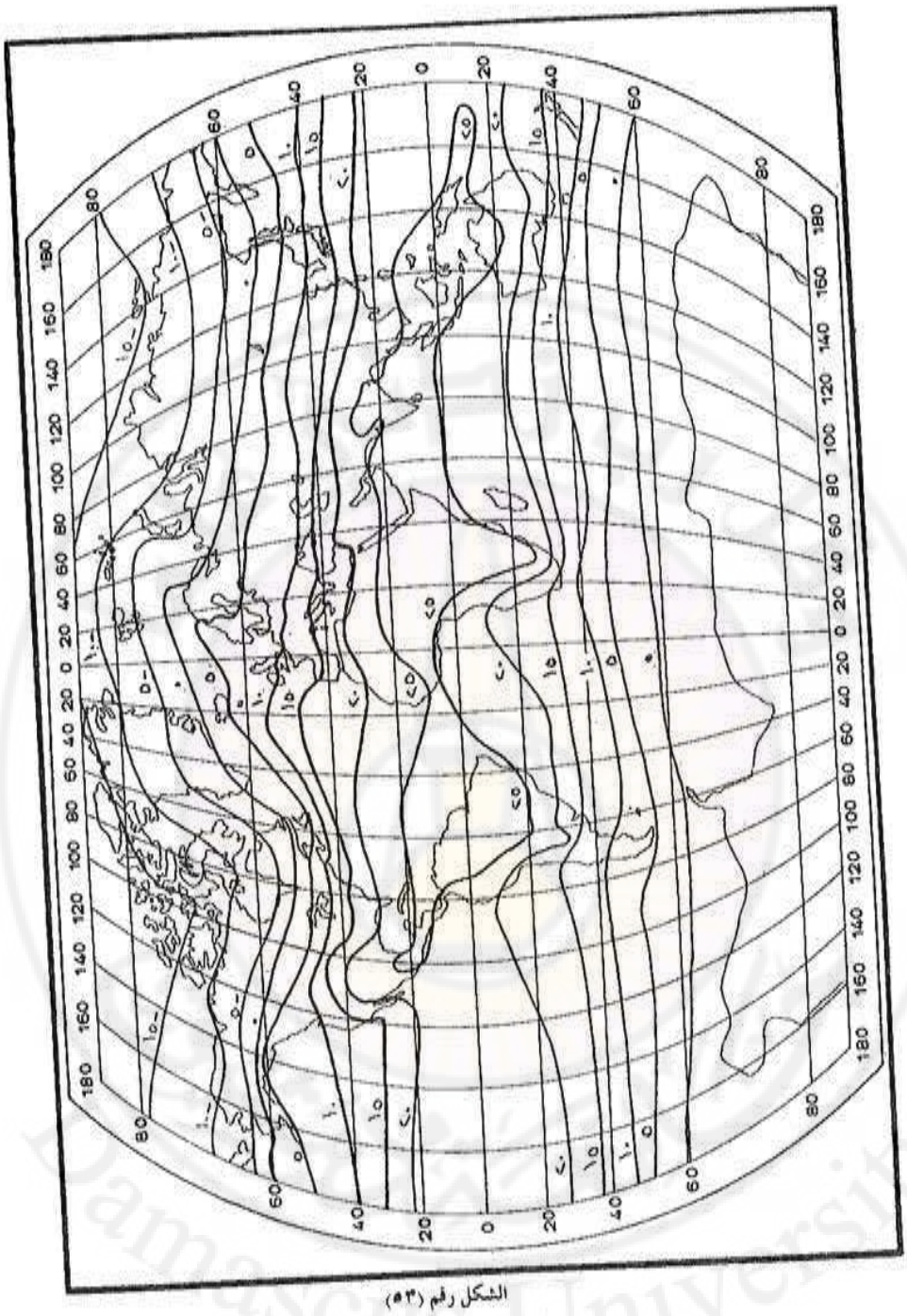
الشكل رقم (٥٢)

الجزيرة الحرارية في مدينة دلفر الأمريكية

ب ــ مظاهر التوزع 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 توزع 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 لامثيل 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 ٢٠°م، 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[1].

درجة العرض	درجة الحرارة السنوية (م°)	متوسط درجة الحرارة في شهر كانون٢ (م°)	متوسط درجة الحرارة في شهر تموز (م°)	المدى السنوي (م°)
٩٠شمالاً	٢٢,٧م-	٤١م-	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
١٠جنوباً	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.

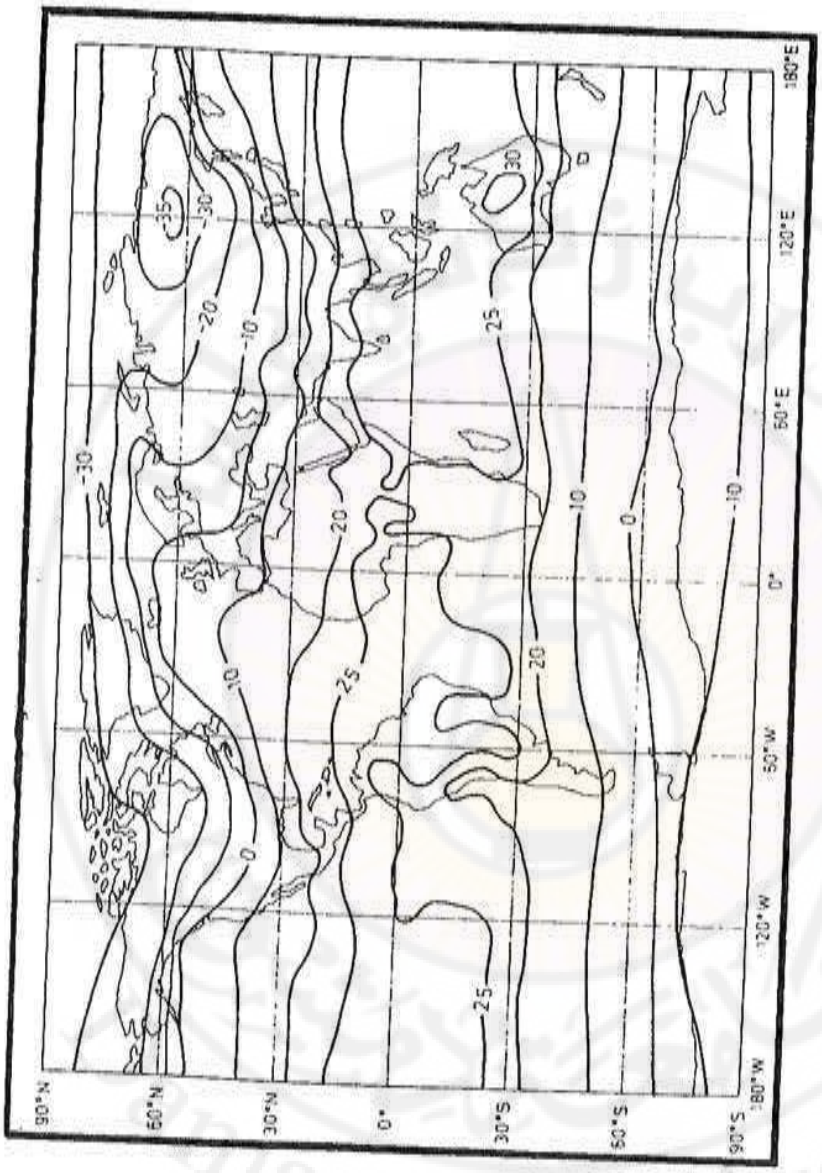
٥٠	٥,٧	٨,١	٣,٤	٤,٧
٦٠	٣,٢-	٢,١	٩,٢-	١١,٣
٧٠	١٣,٦-	٣,٥-	٢١,٣-	١٧,٨
٨٠	٢٦,٩-	١٤,٧-	٣٩,٤-	٢٤,٧
٩٠	٣٣,٠-	٢٢,٠-	٤٧,٧-	٢٥,٧

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 (١٩,٧°م) غير أن حرارة شهري كانون الثاني وتموز تبلغ (١٣,١°م و٢٥,٩°م) في طرطوس، و(٧,٣°م و٣٢,٥°م) في دير الزور. ولإعطاء صورة جيدة عن الحالة الحرارية يجب دراسة حرارة (١٢) شهراً. ولما كان شهرا 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 خارطتي خطوط الحرارة المتساوية لكل من شهري كانون الثاني وتموز، تتضح النقاط التالية:

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

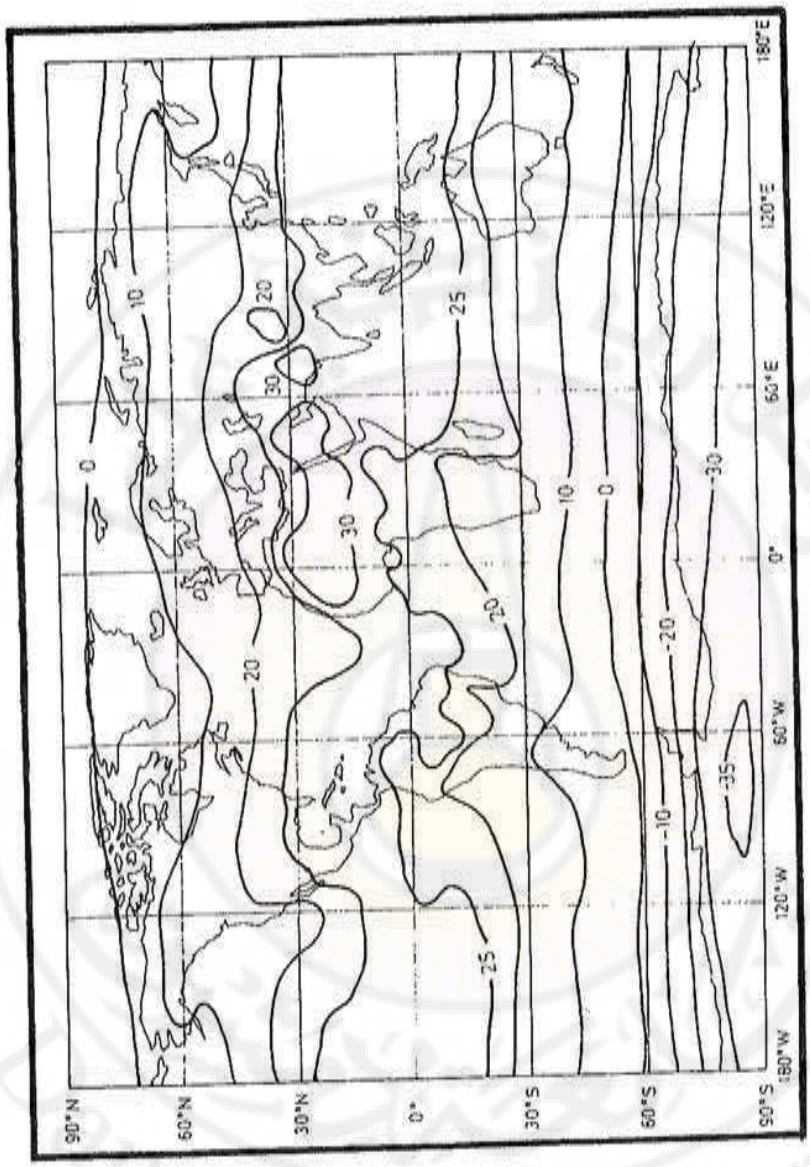
ب ـــ زحزحة خطوط الحرارة تكون أكبر فوق القارات مما هي فوق المحيطات بسبب التطرفات الكبرى في درجة الحرارة.

جـ ـــ 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-أ)

متوسط حرارة شهر كانون الثاني



الشكل رقم (٥٤-ب)

متوسط حرارة شهر تموز

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

هـ ـــ 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 المطلقتين) 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 -٨٨,٣°م على مقربة من القطب الجنوبي في القارة نفسها، و-٧٦°م في سيبيرية السوفييتية. بينما نجد أن أعلى درجات حرارة سجلت حتى الآن هي: ٥٧,٩°م في العزيزية (ليبيا) و٥٤°م في وادي الموت (كاليفورنيا).

جـ ـــ الشذوذ الحراري السطحي:

توضح خرائط خطوط الحرارة المتساوية توزع درجات الحرارة في العالم ـــ المعدلة إلى سطح البحر ـــ على أساس أبراز دور العاملين الرئيسيين المتحكمين في هذا التوزيع، وهما:

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

ب ـــ 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:

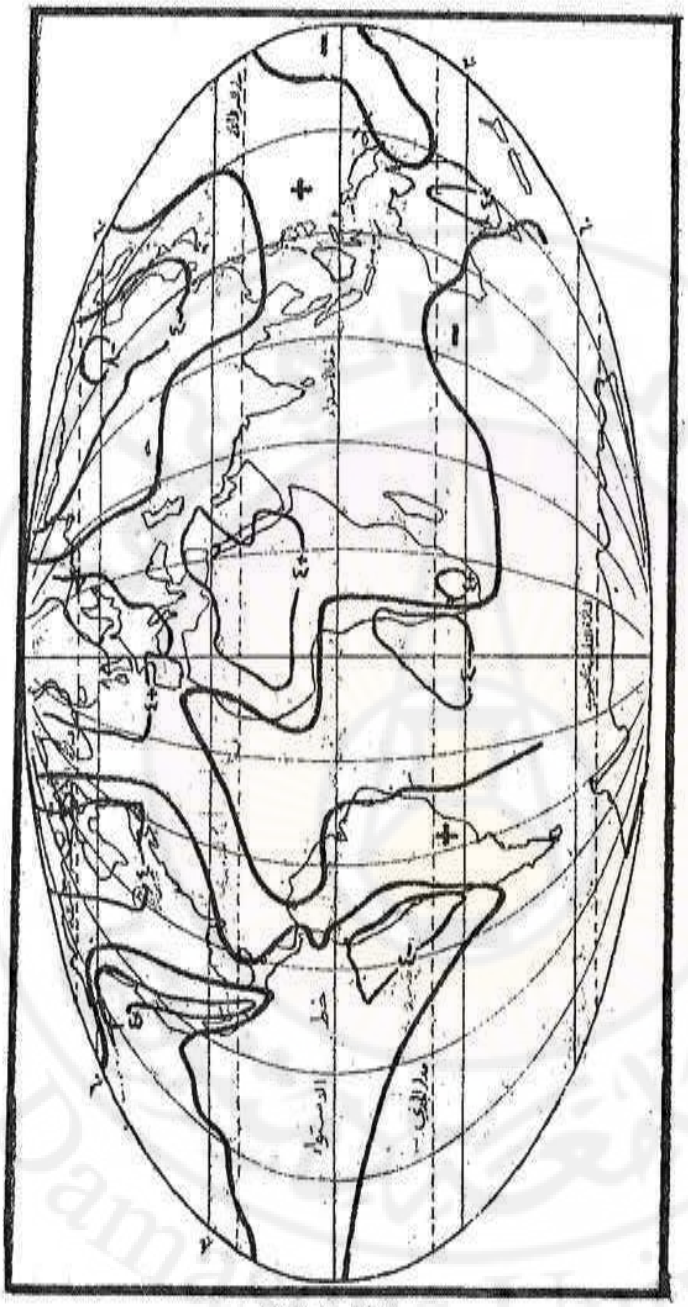
أ ـــ تحديد درجات الحرارة المتوسطة بالنسبة لخطوط العرض التي تبين توزيع درجات الحرارة اعتماداً على الإشعاع بالنسبة لسطح أرضي متجانس وعند مستوى سطح البحر.

ب ـــ وبالتالي تحديد الاختلافات مابين درجات الحرارة المتوسطة الملاحظة في مكان ما، ومتوسط درجات الحرارة بالنسبة لموقع هذا المكان من خط العرض.

إن الاختلاف مابين 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 (١٩°م)، في حين نجد أن متوسط درجة الحرارة بالنسبة لخط العرض هذا تبلغ ٢٢,٨°م (الشذوذ الحراري = ١٩- ٢٢,٨ = -٣,٨°). أيضاً فإن متوسط درجة الحرارة في القاهرة على عرض (٣٠) شمالاً يبلغ (٢١°م)، بينما متوسط حرارة درجة العرض ٢٠°م (الشذوذ = +١°م) —انظر الشكل التالي (٥٥) لخطوط الشذوذ الحراري السنوي المتساوية-.

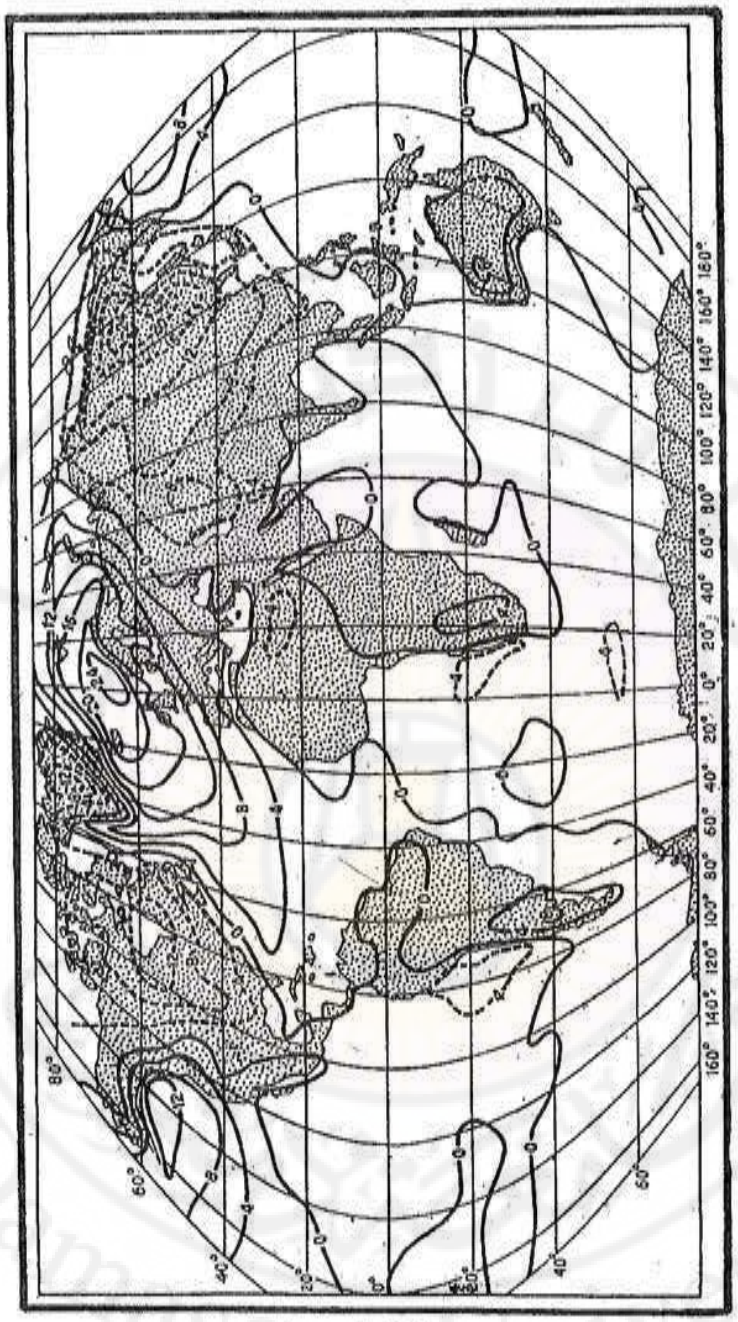
وتتركز الشذوذات الحرارية العظمى في نصف الكرة الشمالي نتيجة لكثرة تداخل كتل اليابسة والماء وعظم امتدادها، في حين يكون الشذوذ على أقله في نصف الكرة الجنوبي المتجانس نسبياً. ففي شهر كانون الثاني، يكون الشذوذ إيجابياً فوق المحيطات وسلبياً فوق القارات-شكل (٥٦-أ)-. وتتركز قيم الشذوذ الإيجابي العظمى على طول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



الشكل رقم (٥٥)

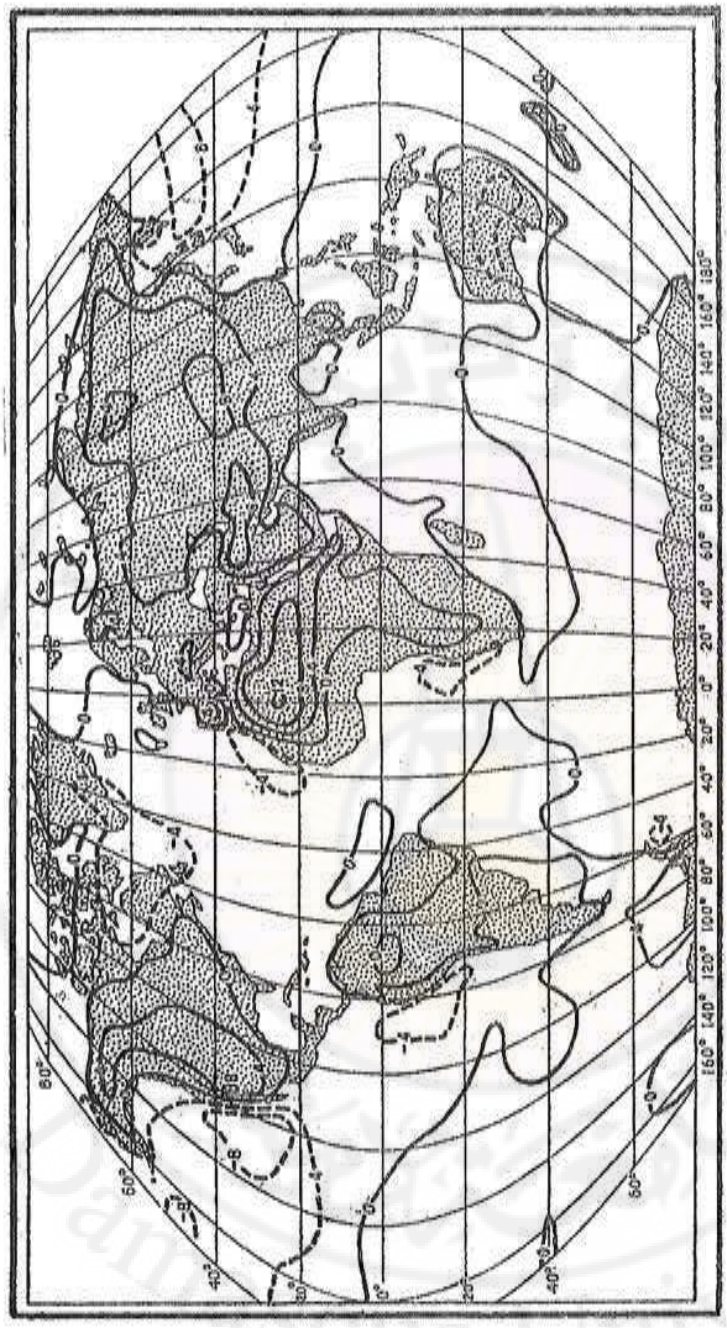
الشذوذ الحراري السنوي.

عن « Hann & De Martonne »



الشكل رقم (٥٦-أ)

الشذوذ الحراري في شهر كانون الثاني



الشكل رقم (٥٦-ب)

الشذوذ الحراري في شهر تموز

٢ــ التوزع الشاقولي لدرجة الحرارة:

أ ــ القاعدة العامة:

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

١ــ 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.

٢ــ 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 الصاحي، وفي الجو الرطب عن الجو الجاف، كما يختلف في الجو الهادئ عن المضطرب. علماً أن معدل التناقص العام لدرجة الحرارة مع الارتفاع هو بحدود (٦,٥°م) لكل (١٠٠م) ارتفاع، وهذا المعدل أكبر بحوالي (١٠٠٠)مرة من معدل التناقص على المستوى الأفقي.

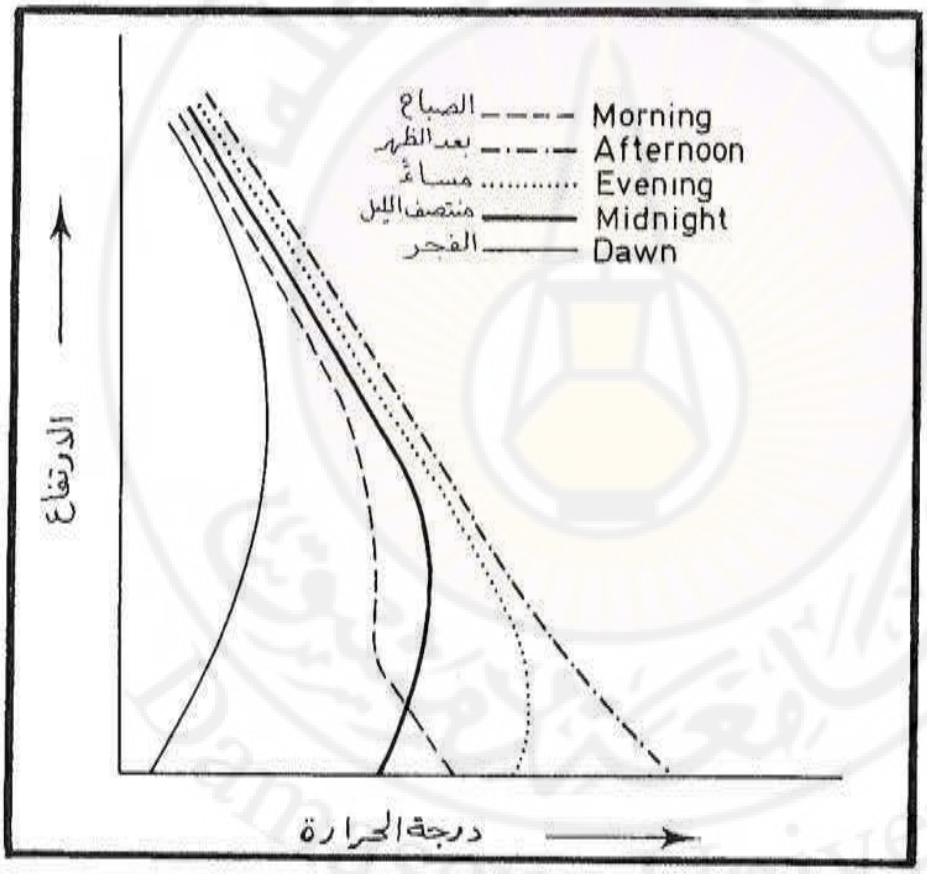
وعندما يتمدد غاز في الوسط المحيط به ــ كما حال ارتفاعه نحو الأعلى ــ فأنه يبذل جهداً ما، في حين أنه عندما ينكمش فإن الجهد المبذول يكون واقعاً عليه، فإذا كان (Δحج) هو التغير في حالة غاز من حيث الحجم عند ضغط (ض)، فإن الجهد المبذول (دش) بواسطة قوة الضغط، يعبر عنه بالعلاقة:

[دش = ض × Δحج]

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 ــ 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

١ــ 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 (٠,٩٨°م) لكل ارتفاع مقداره (١٠٠م). ويمكن حساب ذلك من العلاقة التالية[1]:

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

حيث:

$\Delta ح$ = فرق درجة الحرارة.

$\Delta ع$ = فرق الارتفاع.

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

$ح_{ن}$ = الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت وتساوي (١٠٠٣ جول/م^{٣}/كغ).

أو:

$$\left[ت_{ع} = - \frac{ج}{ح_{ن}}\right]$$

حيث $ت_{ع}$ = معدل التناقص الذاتي للحرارة مع الارتفاع.

---

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

ومنه:

$$\frac{\Delta ح}{١٠٠} = - = \frac{٩,٨}{١٠٠٣} \cdot \Delta ح = \frac{٩,٨ \times ١٠٠}{١٠٠٣} = ٩,٨ م°/١٠٠م$$

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

٢ــ 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 التبرد، حيث أن معدل التناقص للهواء المشبع بحدود (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:

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

حيث $ح_{ن}$ = الحرارة النوعية للهواء المشبع ببخار الماء عند ضغط ثابت وتساوي (١٩٥٢) جول/م°/كغ.

أي :

$$\frac{\Delta ح}{١٠٠} = - = \frac{٩,٨}{١٩٥٢}$$

ومنه:

$$\Delta ح = \frac{٩,٨ \times ١٠٠}{١٩٥٢} = ٠,٥°م/١٠٠م$$

وبوجه عام فإن العملية السابقة للهواء الصاعد لاتتم بالاتجاه المعاكس ـــ في حال هبوط الهواء ـــ لأن الهواء المشبع الذي فقد رطوبته وهو صاعد، سيتبع المنحنى الذاتي الجاف وهو هابط[1].

جـ ـــ 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:

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

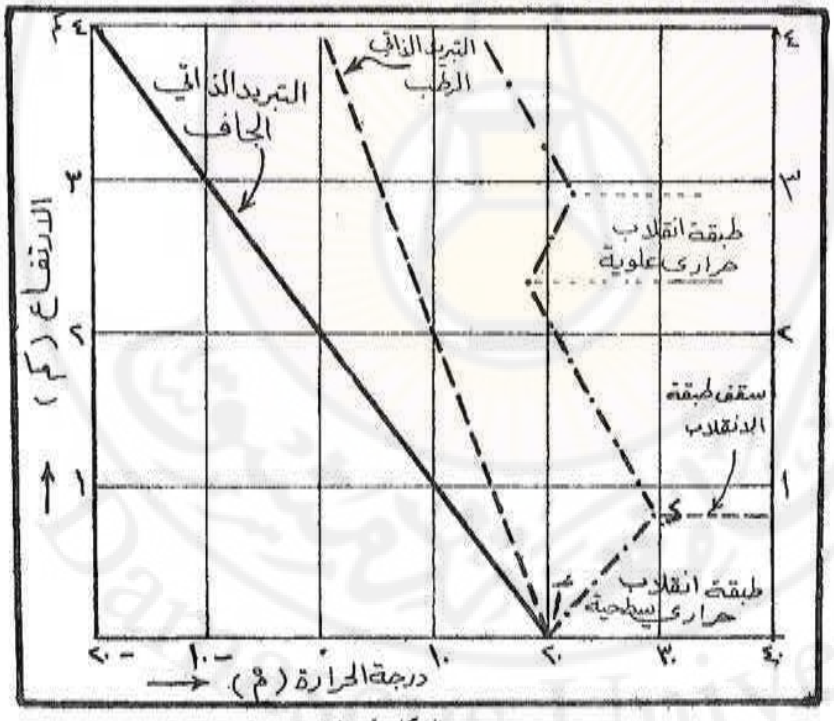
---

(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 تتبخر 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.

١ــ 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 القلاب وعدم وجوده

أ ــ الانقلاب السطحي (Surface Inversion):

هو الانقلاب الحراري الذي لايتعدى 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 بتباينات المختلفة وخصائصه المتميزة وتوزع اليابس والماء وتنقل الكتل الهوائية المختلفة،لذا نميز بين عدة نماذج من الانقلابات الحرارية السطحية:

١ــ الانقلاب الحراري الإشعاعي:

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

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

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

جـ ــ وجود رطوبة جوية منخفضة كي لا تمتص الإشعاع الأرضي.

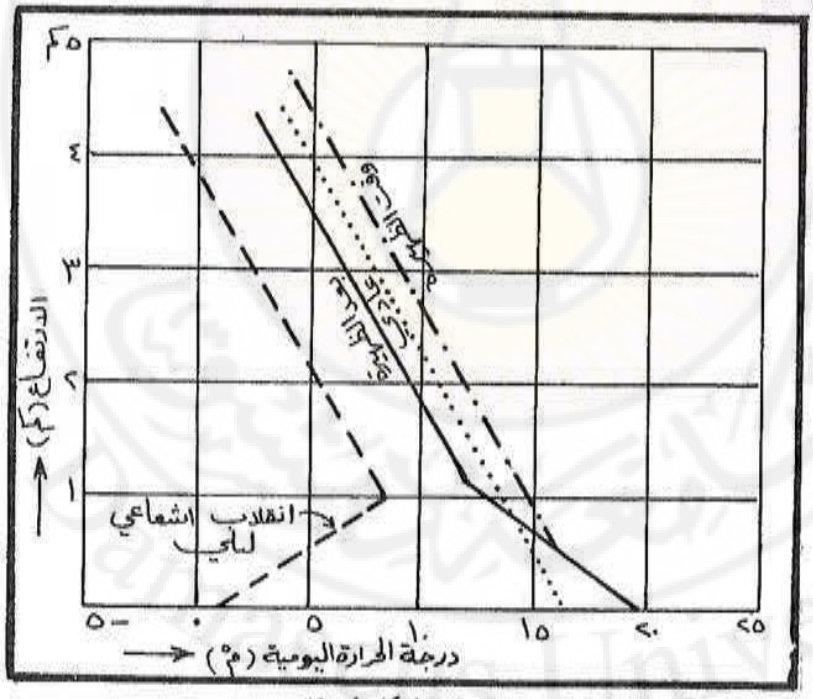
د ــ وجود ركود جوي، ذلك أن وجود رياح عالية السرعة تؤدي إلى خلط الهواء وتحركه أفقياً وبالتالي تمنع حدوث الانقلاب.

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

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 الأنموذج الانقلابي مابين 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 والمرتفعة، في حال استمرار سيطرة ضغط جوي مرتفع في مناطق النهار القصير شتاءً.

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

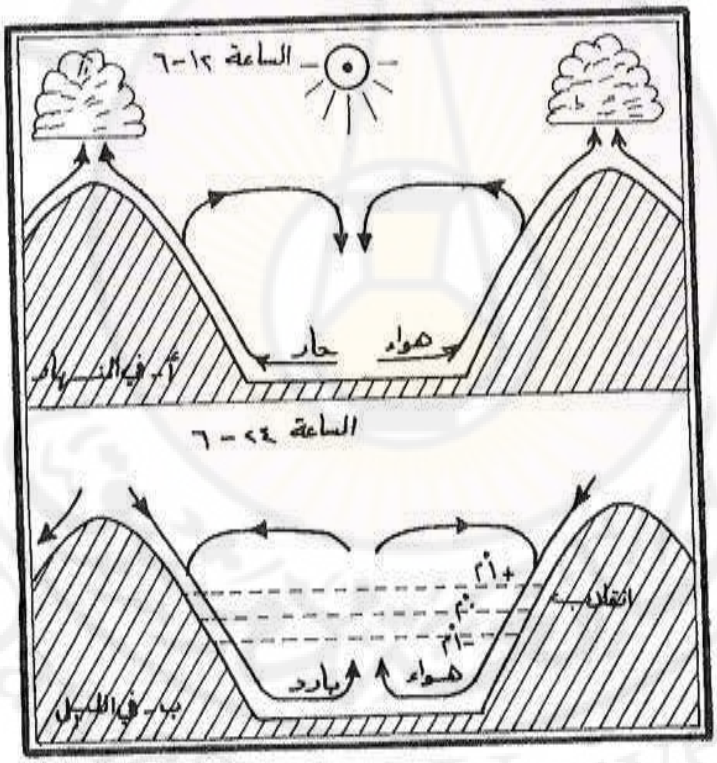


الشكل رقم (٥٩)

الانقلاب الحراري الإشعاعي

ب ــ 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 مابين حرارة قاع الوادي والمناطق السفحية المشرفة عليه إلى أكثر من ١٠م° ـشكل (٦٠)ـ.



الشكل رقم (٦٠)
انقلاب حراري تضاريسي

إن هذا التباين في درجة الحرارة ما بين قيعان الأودية والسفوح المشرفة عليها، يحدث بوجه خاص في الليالي الصحوة الهادئة، حيث تتبرد السفوح بفعل فقد الإشعاع الأرضي بسرعة أكبر من سرعة تبرد الأجزاء الأخرى الأخفض نتيجة لقلة 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 لايصح بالنسبة للمناخ الأصغري (المجهري)، ذلك أن المسافة التي ينحدر منها الهواء لاتسمح بتسخنه. 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 (-١٣,٧°م) في كليرمون فيران بفرنسا (ارتفاع ٤٠٣م)، لكنها لم تنخفض في الوقت نفسه إلى أقل من (+٣,٢°م) عند قمة جبل بوي دي دوم Pay-de-Mome (ارتفاع ١٤٦٥م)[1].

وقد لوحظت ظاهرة الانقلاب التضريسية في مناطق متعددة من سورية، ففي عام (١٩٥٠، و١٩٧٣) تكررت هذه الظاهرة في حوضة إدلب، حيث انخفضت الحرارة في المرة الأولى إلى مادون (-٢٠°م) في القاع، بينما لم تنخفض الحرارة عن (-١٢°م) 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.

٣ــ الانقلاب التآفقي (Advection Inversion):

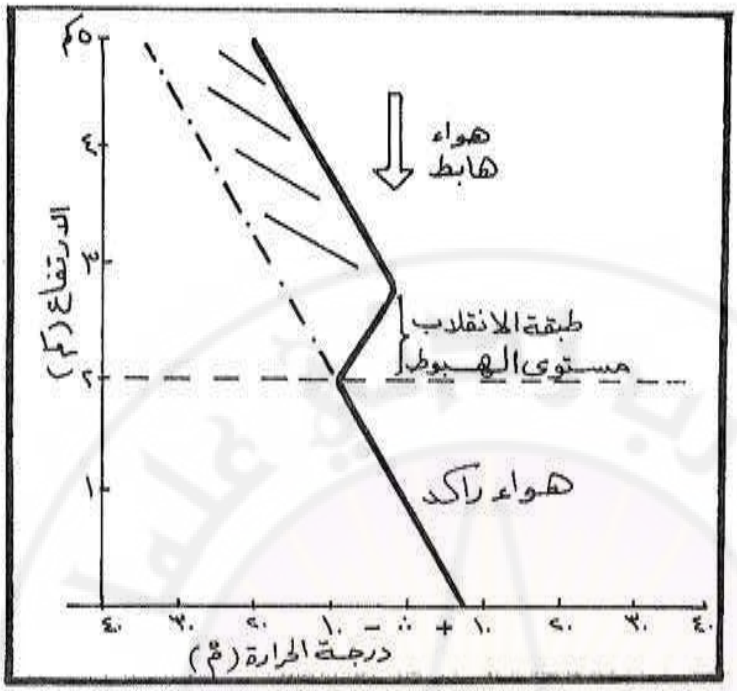
ويعرف أيضاً بالانقلاب الحراري المنقول. ويتشكل هذا الانقلاب في حال مرور هواء دافئ فوق سطح بارد، مما يؤدي إلى تسخن هذا السطح على حساب الجزء السفلي من الكتلة الهوائية المتماسة مع السطح، مما يجعل الجزء السفلي من الكتلة الهوائية أقل حرارة من جزئها العلوي. فكثيراً ما تهب على أوربا الغربية رياح بحرية دافئة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

ب ــ 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:

١ــ انقلاب حراري أنتيسكلوني:

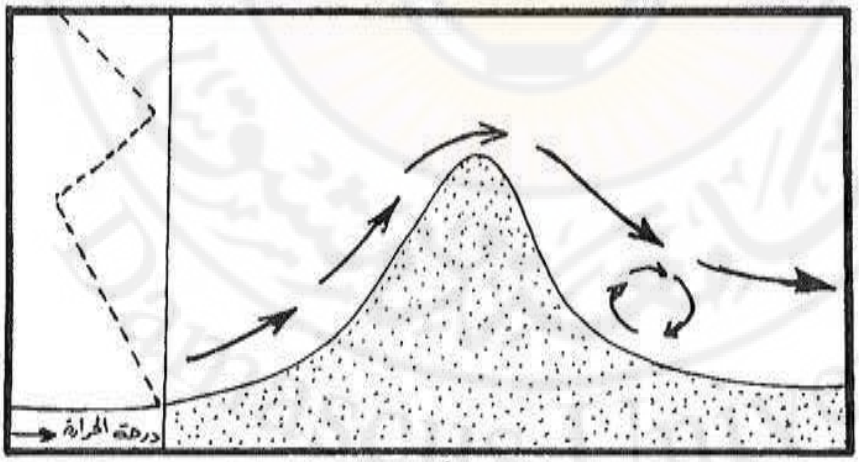
ويحدث هذا الانقلاب في مناطق الضغوط المرتفعة، بخاصة في منطقة الضغط المرتفع شبه المداري، وأيضاً في مناطق الضغط المرتفع الفصلية التي نجدها في قارات العروض المتوسطة شتاء، حيث تتصف مناطق الضغوط هذه بهبوط كتل كبيرة من الهواء ويرافق هبوط الهواء انضغاطه، وبالتالي تسخنه ذاتياً بمعدل يصل في بعض الأوقات إلى (١م) 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 (انتيسكلوني)

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

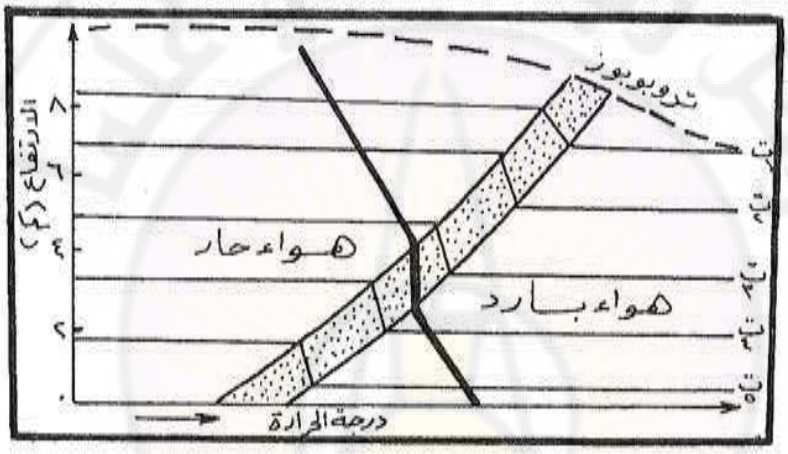


الشكل رقم (٦٢)

الأمواج الحاجزية، وما ينتج عنها من تغير في درجة الحرارة

٢ــ انقلاب حراري سيكلوني:

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



الشكل رقم (٦٣)

انقلاب حراري جبهي

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 تنتابه 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 ١٩٢ــ١٩٣.

٣ــ الانقلاب الحراري العلوي الحركي:

وهو الانقلاب الذي يتشكل في حال وجود رياح عالية السرعة-كما هو الحال في التيار النفاث- 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 تسخنها ذاتياً (أديباتياً) بمعدل درجة واحدة لكل مئة متر. أما بالنسبة للطبقات السفلى فإن الهواء يتعرض للارتفاع، لذا فإنه يتبرد بالدرجة نفسها تقريباً، وهذا يجعل حرارة الجزء العلوي من الطبقة عالية السرعة مرتفعة أكثر من الطبقتين العلوية والسفلية.

٦ــ الأهمية الجغرافية للانقلاب الحراري:

تمثل منطقة الانقلاب الحراري طبقة معيقة للهواء لاتسمح له بالصعود خارجها، لذا فإنها تبقيه دون سقفها. وبما أن نموذجي الانقلاب الحراري الإشعاعي والتضاريسي يتشكلان عادة في الأجواء الهادئة الصحوة 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 وسيتعاظم خطرها. 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)، وتجللت المدينة أثناءها بطبقة دخانية ضبابية (ضبخان) قاتمة اللون، شديدة الكثافة، ذهب ضحيتها نحو (٤٠٠٠) شخصاً، وقد تكررت هذه الكارثة الضبخانية في العاصمة البريطانية عدة مرات بعد

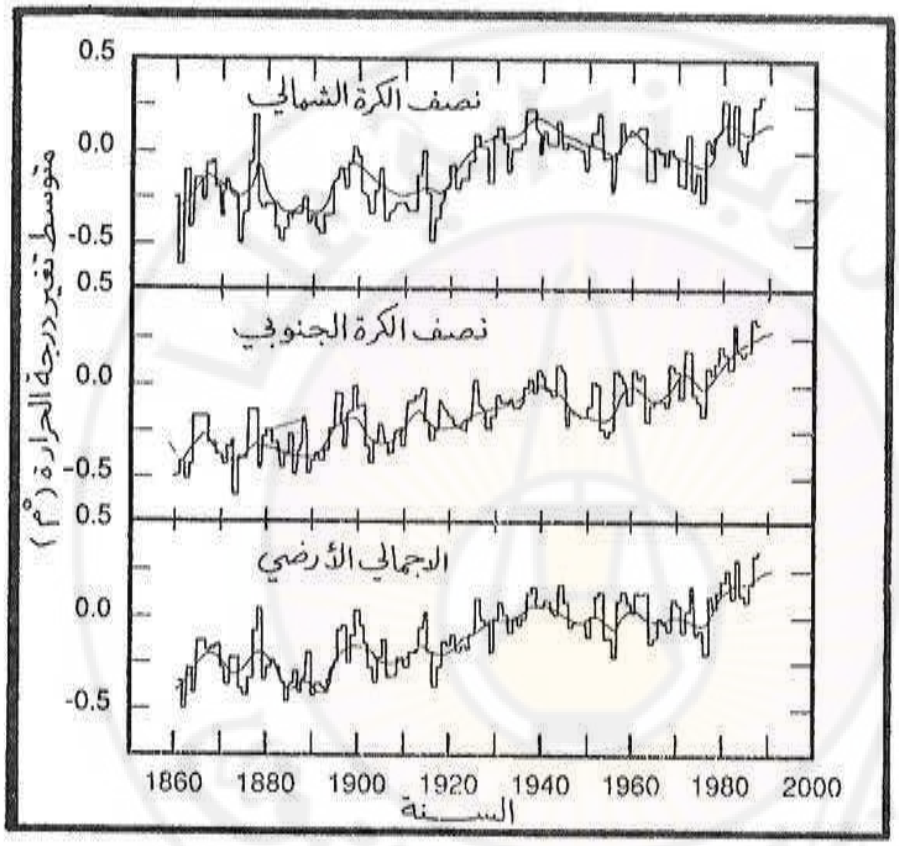
ذلك التاريخ (١٩٥٧، ١٩٥٦، ١٩٦٢...). وتحدث مثل هذه الكوارث سنوياً في العديد من المدن الأمريكية (نيويورك، لوس أنجلس ... وغيرها) والعالمية الأخرى.

سادساً ــ الاتجاه العام للحرارة في العالم:

إن الاتجاه العام لمسار درجة الحرارة في العالم وفي وحداته المكانية، هو انعكاس لمحصلة قوتين: أولهما؛ قوة عناصر الدفيئة الجوية (خاصية البيت الزجاجي) في التسخين التي تتعاظم يوماً بعد يوم نتيجة التزايد المستمر في مركباتها الغازية الرئيسية في الجو الأرضي المتمثلة في ثاني أكسيد الكربون وغاز الميتان وأكاسيد الآزوت ــ بخاصة أوكسيد النتروز (N_2O) ــ ومركبات الكلوروفلوروكربون ــ بجانب غاز الأوزون ــ 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 (٠,٣بليون طن سنوياً) عدا ما ينبعث من فعل الطبيعة (١,٨بليون طن سنوياً وسطياً)، وهي تعاكس في فعلها الدفيئة الجوية لكونها قوة تبريد وليست قوة تسخين.

ويرى العديد من العلماء أن القوة التي تقود إلى التسخين (الدفيئة الجوية) هي الأعظم فعالية، مما يجعل وجهة 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 الدفيئة تتزايد بنفس نسبها الحالية. غير أن علماء آخرين يرون أن العوالق الصلبة المتزايدة أيضاً في الجو، التي تتعاظم كميتها في فترات النشاط البركاني الكبرى، تعمل على تبريد الجو، مما يساهم في التخفيف من أثر الدفيئة 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 (١٩٤٠ــ١٩٧٥م) بمقدار ٠,٣°م تقريباً، لتتجه مرة أخرى نحو التزايد (١٩٧٥ــ١٩٩٠م) الذي قد ينعكس أو يستمر إلى حين.

سابعاً ــ 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:

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

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

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

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

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

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

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

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

٨ــ 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.

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

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

$$\left(\frac{\text{مجموع ٣٠ قراءة (حسب عدد أيام الشهر)}}{\text{عدد أيام الشهر}} \right)$$

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

$$\left(\frac{\text{مجموع ٣٠ قراءة (حسب عدد أيام الشهر)}}{\text{عدد أيام الشهر}} \right)$$

١٢ــ 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 ٢٥سنة (١٩٥٠ــ١٩٨٤)

$$\frac{\text{مجموع المتوسطات الشهرية خلال ٢٥سنة}}{٢٥}$$

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

١٤ــ المدى السنوي للحرارة؛ وهو عبارة عن الفرق مابين متوسط حرارة أكثر شهور السنة حرارة، وأشدها برودة.

ثامناً ــ 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 صقيعياً.

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 تبرد سطح الأرض إلى الدرجة التجمدية، نميز بين نوعين من الصقيع:**

أ ــ الصقيع الإشعاعي:

وهو الصقيع الناتج عن التبرد 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 لتشكل الصقيع الإشعاعي، مايلي:

أ ــ استقرار جوي، أي سيادة ضغط جوي مرتفع.

ب ــ ليل طويل نسبياً.

جـ ــ انعدام الغطاء الغيمي، وانخفاض كمية بخار الماء في الجو.

د ــ هدوء الهواء.

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

ويتصف الصقيع الإشعاعي بعدم شموليته، حيث تلعب الظروف المحلية دوراً كبيراً في تشكله، بخاصة مظاهر السطح التضريسية، 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. وبوجه 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 ــ الصقيع المنقول (صقيع التآفق):

ويحدث هذا الصقيع من جراء هبوب رياح شديدة البرودة ــ درجة حرارتها دون التجمد ــ فوق منطقة ما. وقد تتدنى 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، نميز بين نوعين من الصقيع:

أ ــ 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 ــ الصقيع الأسود:

وهو ما يعرف أيضاً بالصقيع الجاف، لعدم ترافقه بمظاهر مائية متجمدة. وقد يكون صقيعاً إشعاعياً، أو صقيعاً تآفقياً، 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.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الباب الرابع

قــوى الجــو وحركاتــه

الفصل الأول: الضغط الجوي

الفصل الثاني: الرياح

الفصل الثالث: حركة الجو العامة

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

الضغـــط الجـــوي

أولاً ـــ تحديد الضغط الجوي

ثانياً ـــ نماذج الضغط الجوي

ثالثاً ـــ منشأ الضغوط الجوية

رابعاً ـــ التوزع الشاقولي في الضغط الجوي

خامساً ـــ التوزع الأفقي للضغط

سادساً ـــ التغير اليومي للضغط

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

الضغـــط الجـــوي

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 ــ 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 ــ أو أية سوية أخرى ــ وحتى نهاية الغلاف الجوي. وتتأثر القوة التي يمارسها أي وزن على جسم ما بالجاذبية الأرضية، بالإضافة إلى قيمة الوزن[1].

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 لابد 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 (١٠٣٣غ).

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

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

الضغط الجوي القياسي = وزن عمود الزئبق × الجاذبية الأرضية.

= (كثافة الزئبق× حجم عمود الزئبق) × الجاذبية الأرضية

= (كثافة الزئبق× مساحة قاعدة عمود الزئبق× طول عمود الزئبق) × الجاذبية الأرضية.

= (١٣,٥٩٥١×١×٧٦) × ٩٨٠,٦٦٥

= ١٠٣٣,٢٣ × ٩٨٠,٦٦٥

= ١٠١٣٢٤٢,٦٩دينة.

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

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

وبما أن المليبار الواحد = ٠,٧٥٠مليمتراً زئبقياً = ٠,٠٢٩٥بوصة زئبقاً، لذا فإن قيمة الضغط الجوي القياسي = ١٠١٣,٢مليبار أو هيكتوباسكال = ٧٦٠ مليمتر زئبق = ٢٩,٩٢بوصة 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 ـــ 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[1]، تتكشف أنماط توزيعات الضغط، وتتحدد نماذجه، وتتوضح 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.

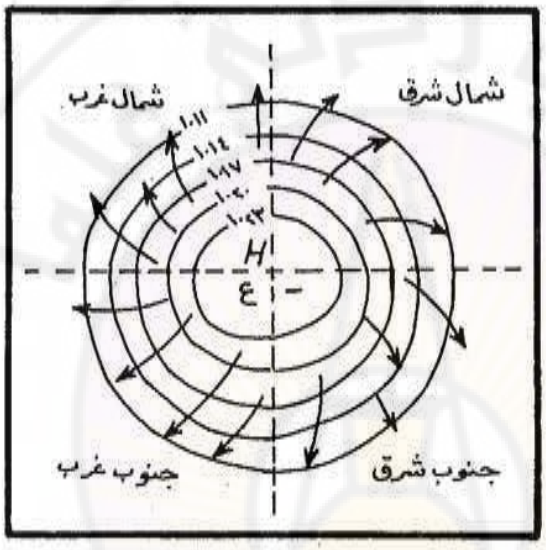
١ـــ الضغط المرتفع (High Pressure):

يعرف الضغط المرتفع أيضاً، بضد الإعصار (الأنتيسكلون)، 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)–. وتتحدد 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 دوامة الضغط المرتفع على فترة دوامة 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 مسايرة في اتجاهها لحركة عقارب الساعة في نصف الكرة الشمالي ـــ والعكس في نصف الكرة الجنوبي ـــ.

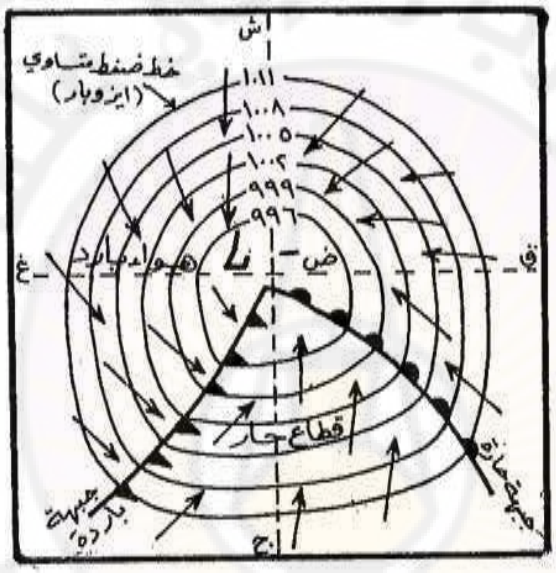


الشكل رقم (٦٥)
خطط لضغط مرتفع نموذجي (أنيسكلون في نصف الكرة الشمالي)

٢ـــ الضغط المنخفض (Low Pressure):

كثيراً ماتعرف 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 (١٠١٣,٢ملليبار). 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)

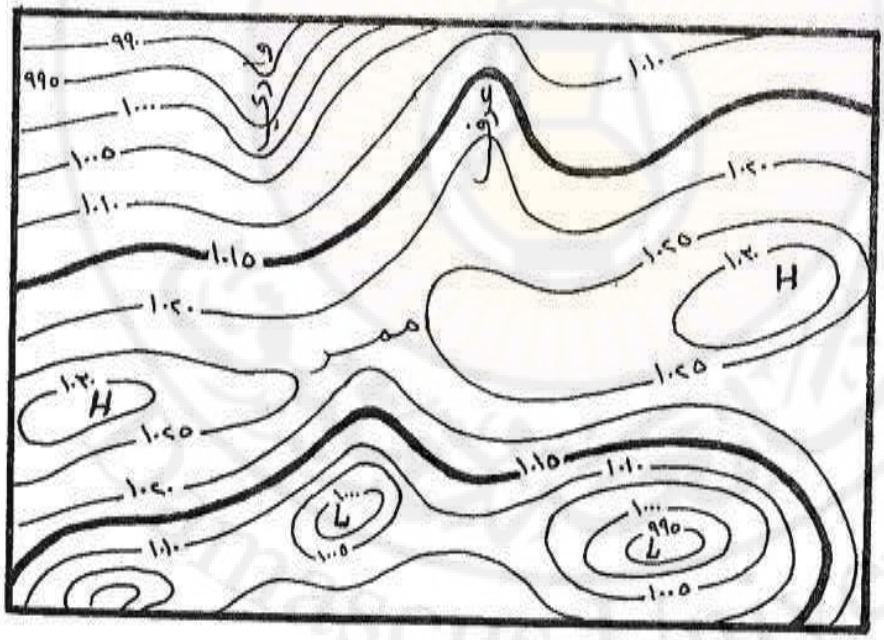
مخطط لضغط منخفض نموذجي (سيكلون) في نصف الكرة الشمالي

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. فأنه يتصف أيضاً بكونه مركز النشاط الجوي الفعال، حيث تكثر فيه التيارات الصاعدة، حتى لنجده 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 البحار باليابس ...وغيرها. ومن تلك الأشكال نذكر:

أ ــ **اللسان الجوي أو العرف الجوي (Ridge)**؛ أو كما يعرف أيضاً بالضهرة الجوية أو النتوء الجوي. وهو عبارة عن امتداد متطاول هيئة 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 ــ 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 مابين مركز قبرص للانخفاض الجوي والضغط المنخفض المتمركز فوق الخليج العربي.

جـ ــ الأخدود الجوي (Trough)؛ وهو امتداد متطاول لمنخفض جوي ضمن منطقة ضغط مرتفع، كحال البحار الدافئة شتاء الأخفض 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 ــ المنخفض والمرتفع الثانوي: كثيراً مايوجد 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 ــ 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.

١ــ المنشأ الحراري:

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

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

حيث: ث = كثافة الهواء.

ض = ضغط الهواء.

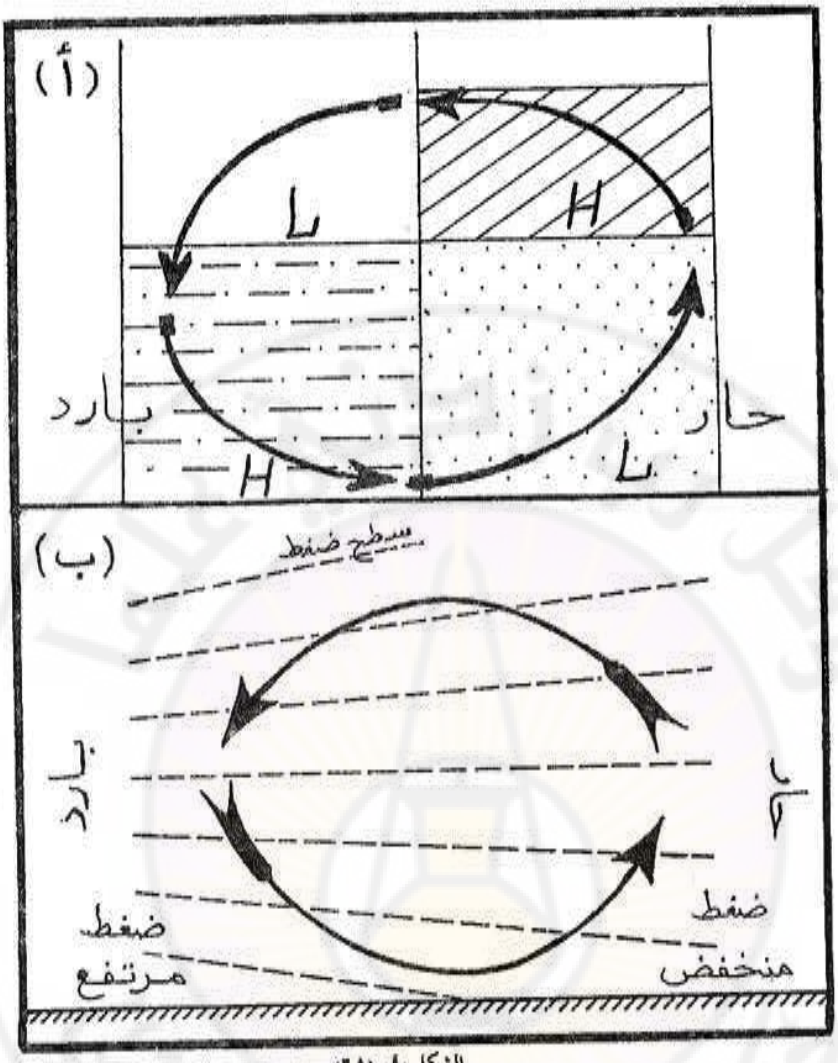
ح = درجة الحرارة.

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 ــ ضغوط منخفضة حرارية: وهي الضغوط الناتجة عن مفعول التسخين الشديد لسطح الأرض والهواء الملامس 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 ــ 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 التبرد الشديد لسطح الأرض. ومن الأمثلة عنها؛ الضغوط المرتفعة القطبية الدائمة فوق الحوض القطبي الشمالي، والقارة القطبية الجنوبية. وكذلك الضغوط المرتفعة الفصلية التي تتشكل بفعل التبرد الشديد فوق قارتي

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

٢ــ 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.

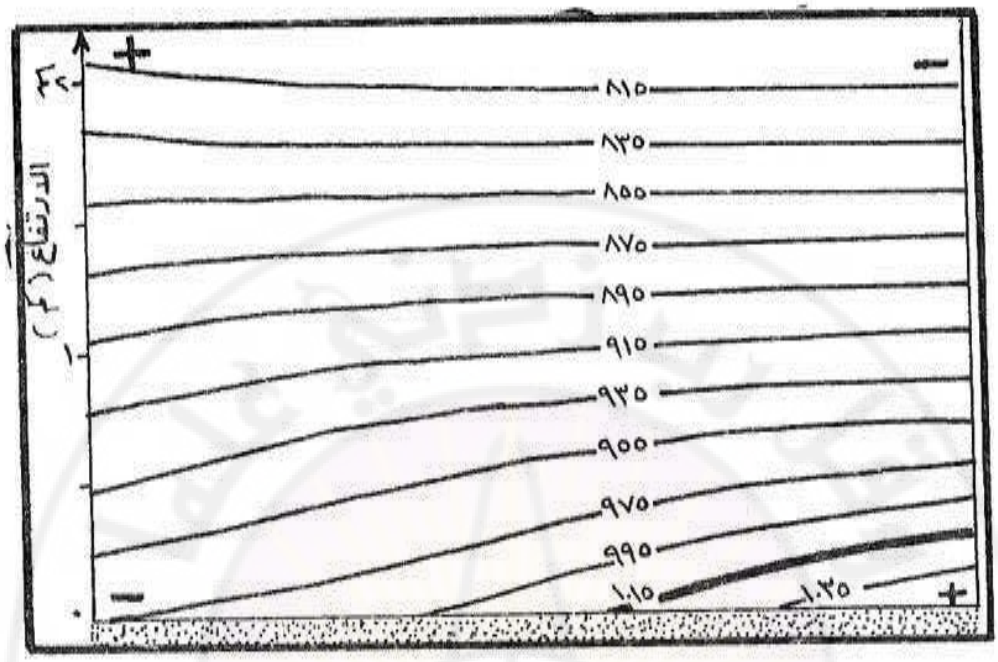
أما **الضغط المنخفض الحركي (الجبهي)**؛ فينشأ نتيجة اصطدام كتلتين هوائيتين إحداهما حارة والأخرى باردة، مما يترتب على ذلك اندساس الهواء البارد الأكثف تحت الهواء الحار الأخف رافعاً إياه نحو الأعلى، مترتباً على ذلك انخفاض في الضغط الجوي عند السطح.

رابعاً ــ التوزع الشاقولي في الضغط الجوي:

تتأثر وحدة الكتل الهوائية في الاتجاه الرأسي 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 (Δض) تمثل معدل التغير الرأسي في الضغط الجوي الناتج عن فرق ارتفاع قدره (Δ ع)، فإن معادلة انحدار الضغط (تدرج الضغط، أو غراديان الضغط) الرأسي تكون على الشكل التالي:



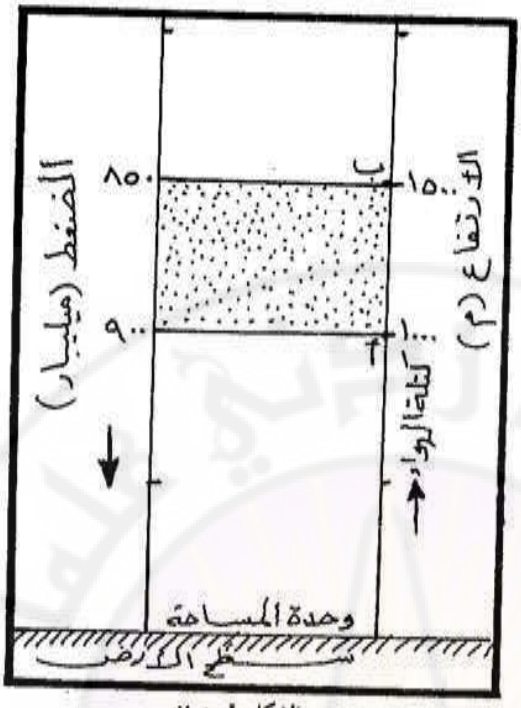
الشكل رقم (٦٩)

اختلاف قيمة الضغط مع الارتفاع

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

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

$$\frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ع}} = \frac{\text{ض}_1 - \text{ض}_2}{\text{ع}_1 - \text{ع}_2} = \frac{٩٠٠ - ٨٥٠}{١٠٠٠ - ١٥٠٠} = \frac{٥٠}{٥٠٠} = -٠,١ \text{ ملليبار/متر واحد}$$



الشكل رقم (٧٠)

تدرج (غراديان) الضغط الشاقولي

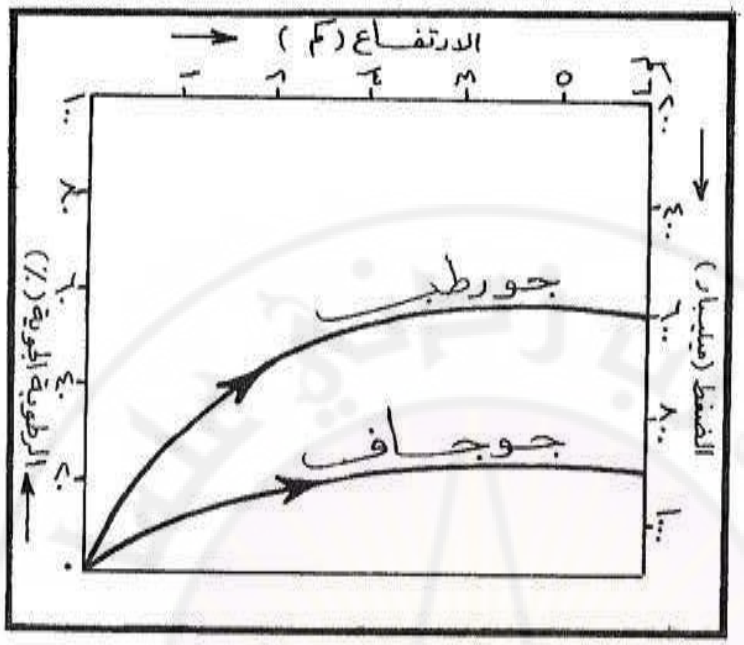
ويختلف معدل تغير الضغط مع الارتفاع، حيث يكون تدرج الضغط أسرع في الأجزاء الأقرب إلى سطح الأرض من الأجزاء الأبعد عنه، وذلك لكون كثافة الهواء تتناقص بمعدل أكبر في الأجزاء الأقرب إلى السطح، مع كون الأجزاء العليا من الجو تغلب عليها الغازات الأخف والأكثر تخلخلاً. والجدول التالي (١٩) يبين معدل تدرج الضغط مع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

جدول رقم (١٩):

الارتفاع	فرق الضغط (ملبار)	تدرج الضغط (ملبار/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.

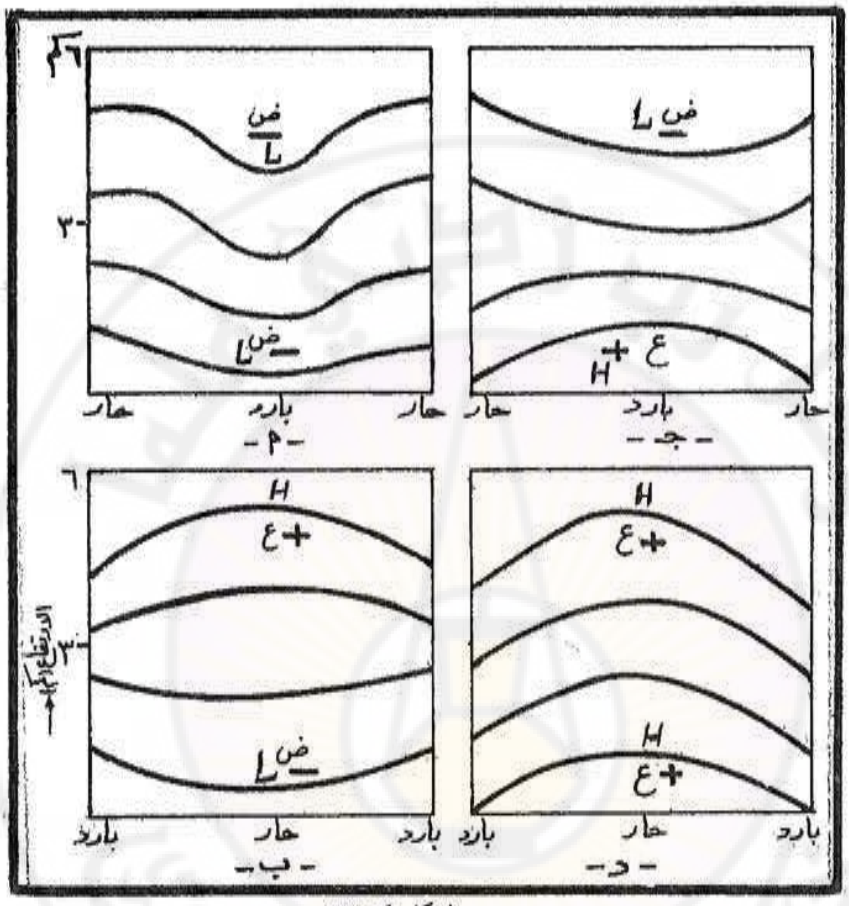


الشكل رقم (٧١)

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

إذ يتبين منه أن حجيرة 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 ٣٠٠٠م 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 حجيرة 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 ٢٥٠٠م، في حين أن الضغوط

المرتفعة الآلية الحارة ـــ في العروض الدافئة ـــ تتعاظم مع زيادة الارتفاع (د) كما هو الحال في حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري.



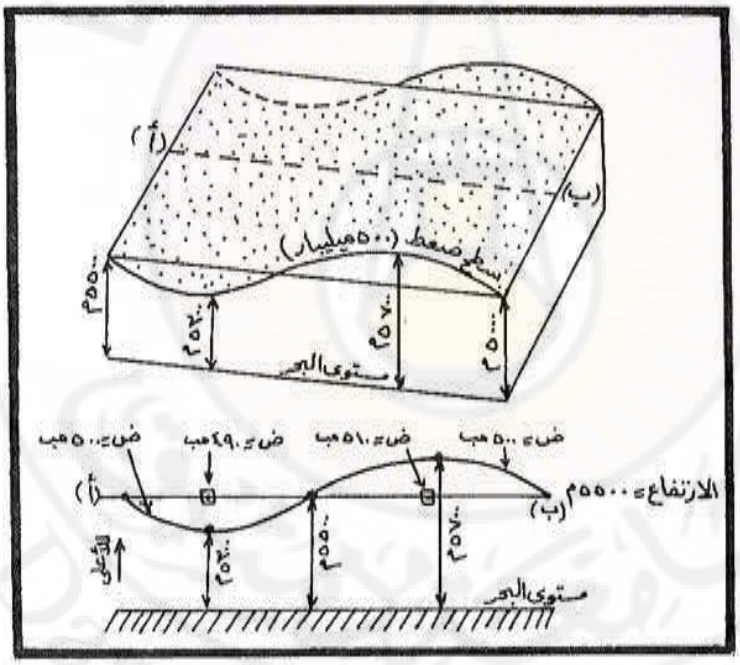
الشكل رقم (٧٢)

العلاقة مابين حالة الضغط السطحية (أسفل التروبوسفير)

والعلوية (أعالي 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 مليبار، 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)مليبار يقع على ارتفاع (٥٣٠٠م) فوق مكان، وفوق مكان آخر على ارتفاع (٥٧٠٠م)، مع وسطي ارتفاع له نحو (٥٥٠٠م). وعلى أساس التماوجات في سطوح الضغط يتم تحديد المرتفعات والمنخفضات الجوية العلوية، باستخدام واحدة الأمتار في ذلك.



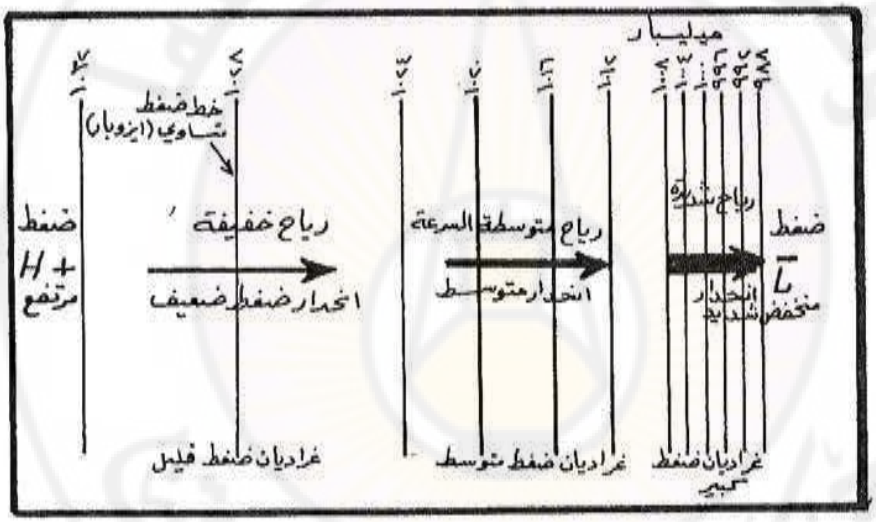
الشكل رقم (٧٣)

الشكل الذي يتخذه سطح ضغطي وتغير ارتفاعه عن سطح البحر

خامساً ــ التوزع الأفقي للضغط الجوي:

١ــ 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) والمنحدره، وسرعة الرياح

ويعبر تدرج الضغط الأفقي، عن معدل تغير الضغط في وحدة المسافة

$$\text{غ} = \frac{\Delta \text{ض}}{\Delta \text{ف}}$$

)، 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 ٢٧٠كم (خط نظر) وفرق الضغط الوسطي بينهما بحدود ١٨ملليباراً (١٠٠٥،١٠٢٣) ولذا فإن تدرج الضغط يساوي ٠,٠٧ملليبار/كم، ولما كانت الفاصلة بين خطي عرض تقدر بحدود ١١١كم، لذا فإن المسافة بين المدينتين تعادل ٢,٤درجة عرضية (١١١/٢٧٠)، ومنه نجد أن تدرج الضغط الأفقي يعادل (١٠٢٣-١٠٠٥)/٢,٤= ٧,٥ملليبار/درجة عرضية. وعادة فإن تدرج الضغط الأفقي يكون في الضغوط المنخفضة أكبر من الضغوط المرتفعة. ولقد وصل تدرج الضغط في يوم ٢٥أيار من عام (١٨٨١م) في أثناء سيطرة ضغط منخفض على الخليج العربي قيمة تعادل (٥٠,٨ملليباراً/ درجة عرضية)[1].

٢ـــ أحزمة الضغط الرئيسية:

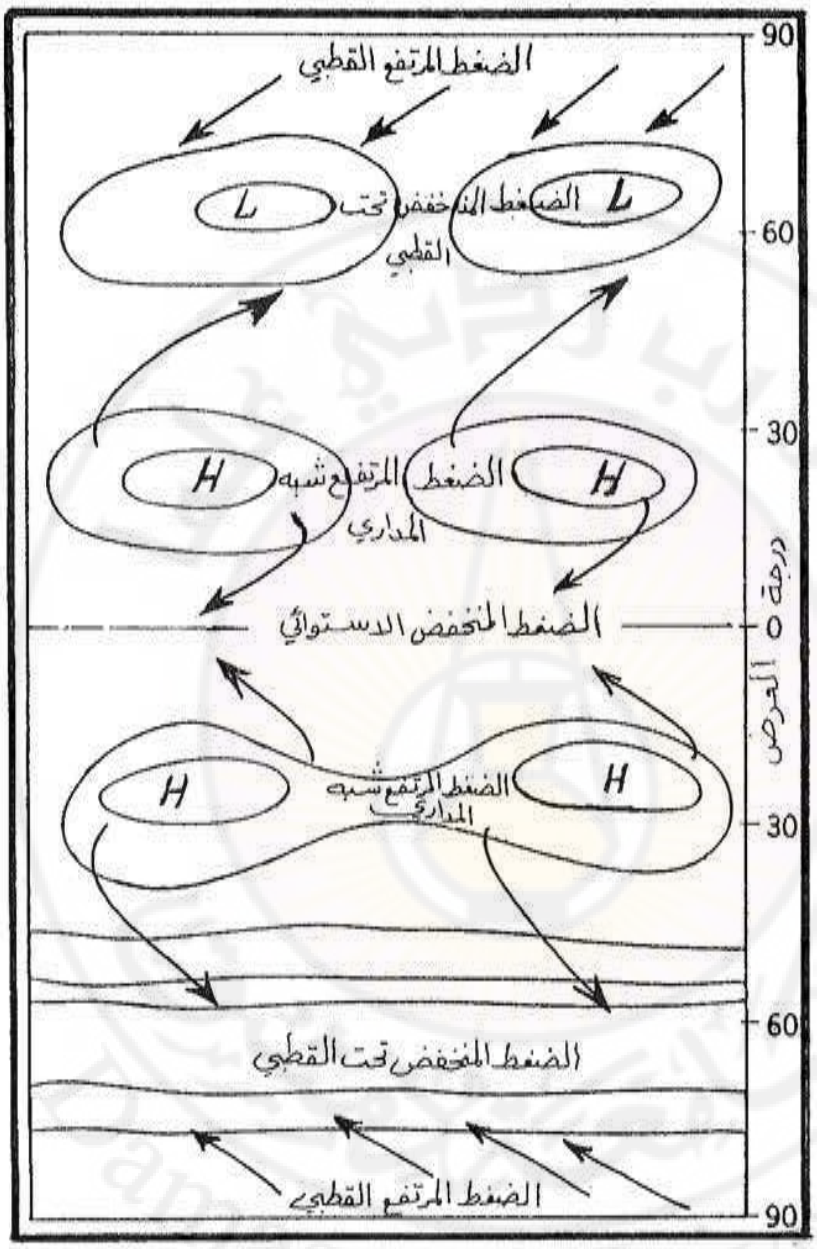
تعكس أحزمة الضغط الرئيسية، المحصلة السنوية العامة لتوزع منظومات الضغط الرئيسية. كما تعكس القوى المسببة لنشأة الضغوط المختلفة (حرارية، وحركية). حيث تتمثل فوق سطح الأرض أشكال متباينة من الضغوط تنتظم في شكل أحزمة (نطاقات) متصلة أحياناً ومجزأة أحياناً أخرى. وتلعب التناقضات الموجودة بين نصفي الكرة الأرضية، 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 العرضاني (مع خطوط الطول) أكثر من انتشارها الطولاني. 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 تودي إلى تمزق أحزمة الضغط إلى حجيرات (خلايا) أكثر من نصف الكرة الجنوبي.

(1) Peguy, ch. P; Op. Cit, p.106.

ولايمكن 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 (٥كم) 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 (٥كم) 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 مودياً 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 ــ 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 ـــ حزامي الضغط المنخفض عند الدائرتين القطبيتين ـــ مابين خطي عرض ٤٥ـــ٦٥شمالاً وجنوباً ـــ؛ وسبب وجودهما التيارات الصاعدة الناشئة من تقابل الهواء القطبي مع الهواء القادم من عروض الخيل.

كما ويمكن تمييز أربعة أحزمة من الضغط المرتفع:

أ ـــ حزاما الضغط المرتفع شبه المداري في نصفي الكرة، عند خط عرض ٣٠ـــ٣٥شمالاً وجنوباً، والتي كانت تعرف بعروض الخيل[1]. وسبب وجودهما هو هبوط الهواء عند هذه العروض.

ب ـــ حزاما الضغط المرتفع القطبيان؛ وسببهما 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 (٥ـــ١٥) درجة عرضية.

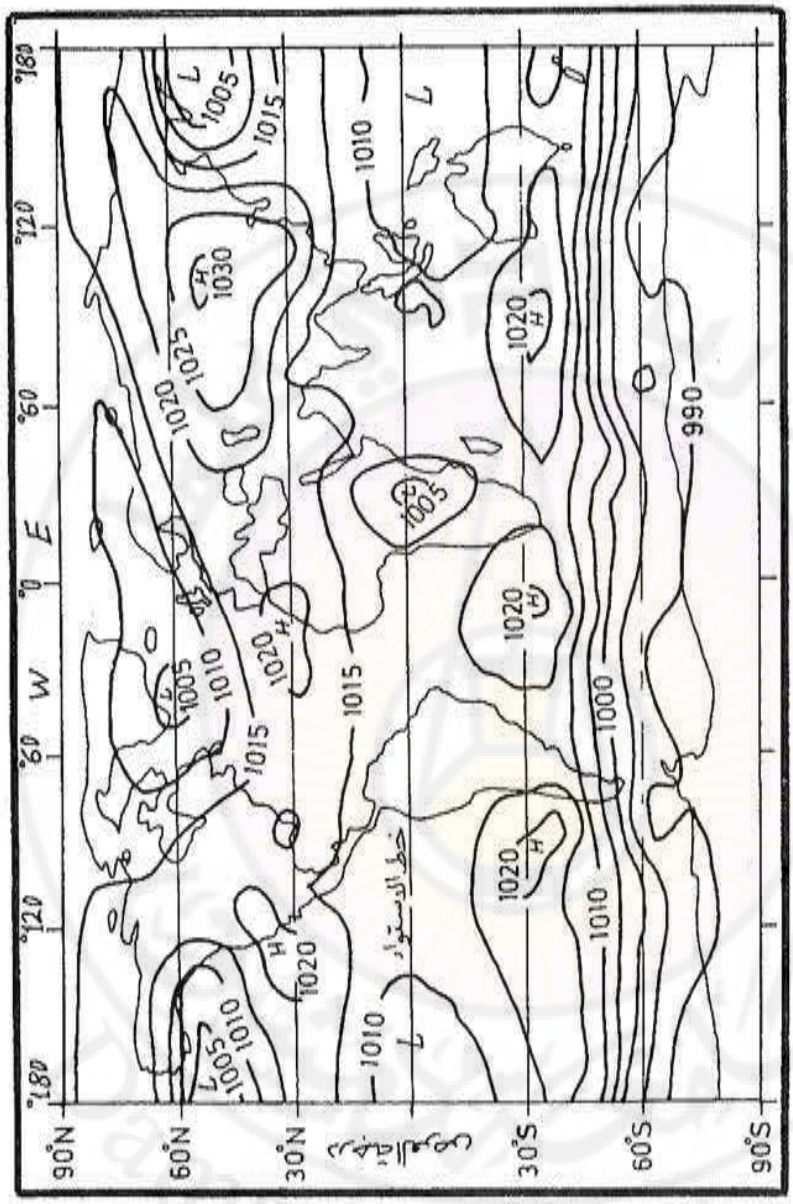
٣ـــ التوزع الفصلي للضغط:

إن التوزع النطاقي السابق ذكره لا يتحقق على سطح الكرة الأرضية، لاختلاف مظاهر السطح فيها من جهة، ولتداخل كتل اليابس والماء من جهة أخرى ـــ بجانب اختلاف الدرجات الفصلية الحرارية ـــ 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 ـــ ففي فصل الشتاء (كانون الثاني) نجد ما يلي –شكل (٧٦)-:

---

(١) تطلق عروض الخيل على المنطقة الواقعة بين خطي عرض (٣٠ـــ٣٥) 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 لديهم.



الشكل رقم (٧٦)

توزع مراكز العمل الجوية (الضغوط) في شهر كانون الثاني

١ــ يكون موقع أخدود 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.

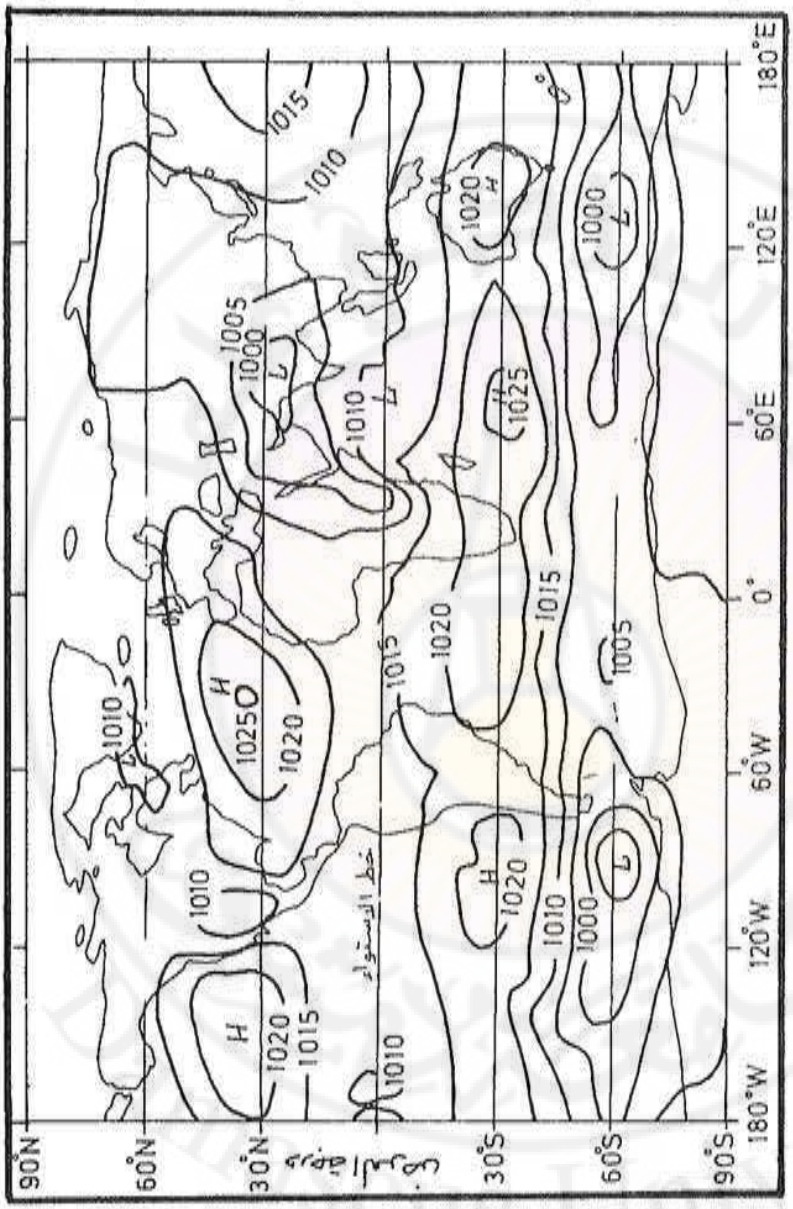
٢ــ تكون حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري واضحة بشكل بارز فوق محيطات النصف الجنوبي، وتصل إلى أقصى درجات تطورها عند الأجزاء الشرقية من تلك المحيطات التي تتدفق على طولها تيارات مائية باردة، حيث يمكن تمييز ثلاث حجيرات، إحداها فوق الأطلسي الجنوبي، والأخرى فوق الهادي الجنوبي، والثالثة فوق الهندي الجنوبي. 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.

٣ــ 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). الحجيرة الأولى هي حجيرة الضغط المنخفض الإيسلندي فوق المحيط الأطلسي الشمالي بالقرب من جزيرة إيسلندا. والثانية هي حجيرة الضغط المنخفض الألوشي شمالي المحيط الهادي عند جزر آلوشيان.

٤ــ تتكون بسبب برود اليابس الشمالي، منطقتان من الضغط المرتفع فوق كتلتي أوراسيا وأمريكا الشمالية. ولاتساع قارة أوراسيا الكبير، فإن الضغط المرتفع فوقها يكون أكثر انتشاراً وأشد قوة من ضغط أمريكا الشمالية (١٠٣٢ ملياراً فوق أوراسيا، ١٠٢٠ملياراً فوق أمريكا الشمالية).

ب ــ في فصل الصيف (تموز)؛ تنزحزح 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)

توزع مراكز العمل الجوية (الضغوط) في شهر تموز

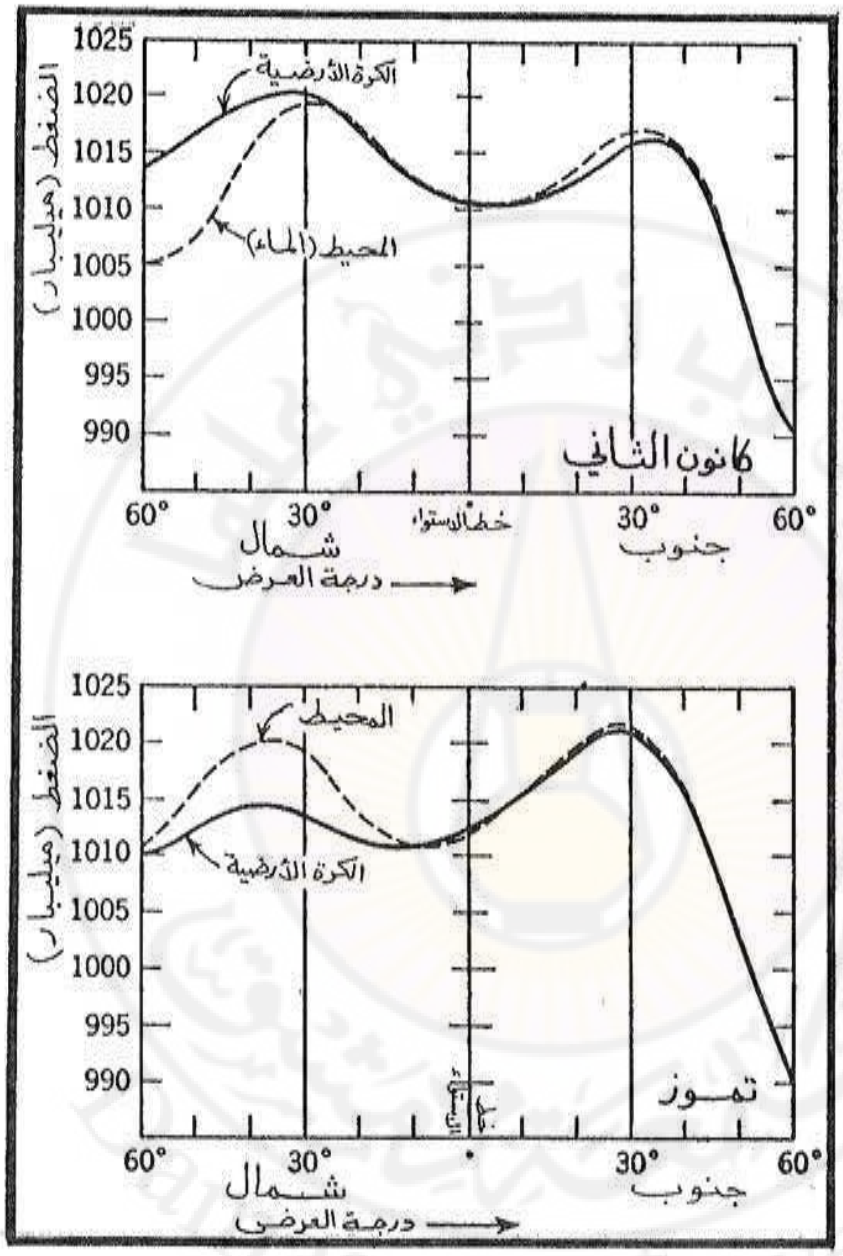
١ــ يتزحزح أخدود الضغط المنخفض الاستوائي مع حركة الشمس الظاهرية، لذا يكون موقعه إلى الشمال من خط الاستواء الجغرافي.

٢ــ 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.

٣ــ أيضاً فإن حزام الضغط المنخفض شبه القطبي يتسع في هذا الفصل فوق القارات ويكون عميقاً، ويتصف باستمراره في النصف الجنوبي، وتصبح الضغوط المنخفضة المتركزة 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 لأحزمة 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 (١/٢٥٠٠) من كتلة جو الأرض[1].

(1) Trewartha, G.T; Op. Cit, p. 60.



الشكل رقم (٧٨)

قطاعات طولانية للضغط عند مستوى سطح البحر

سادساً ــ التغير اليومي للضغط:

يتعرض الضغط الجوي لتغير يومي، وقد يكون هذا التغير منتظماً أو غير منتظم. وتتحقق 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 نهاري يحدث حوالي الساعة الرابعة عشرة، وحد أعظمي ليلي يحدث حوالي الساعة الخامسة.

وتكون التغييرات اليومية للضغط أكثر وضوحاً في العروض المنخفضة منها في العروض المرتفعة، وفي الأيام الصاحية أكثر من الأيام الغائمة وفي فصل الصيف أكثر مما في فصل الشتاء.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الـــريـــاح

ـــ مقدمة

أولاً ـــ مركبات الرياح.

ثانياً ـــ قوى الحركة الأفقية للهواء.

ثالثاً ـــ نماذج الرياح تبعاً لمستوى هبوبها والقوى المولدة لها.

ـــ الرياح السطحية.

ـــ الرياح العلوية.

ـــ رياح الانحدار.

ـــ التغير اليومي في الرياح السطحية.

رابعاً ـــ قانون بويز بالوت.

خامساً ـــ التفرق والتجمع والحركة الشاقولية.

سادساً ـــ أنواع الرياح السطحية.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الريـــاح

ـــ 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 مابين الأجزاء العليا والسفلى من الجو، ومابين خط الاستواء والقطبين، تعطي الطاقة اللازمة لتحول القدرة الحرارية إلى قدرة حركية.

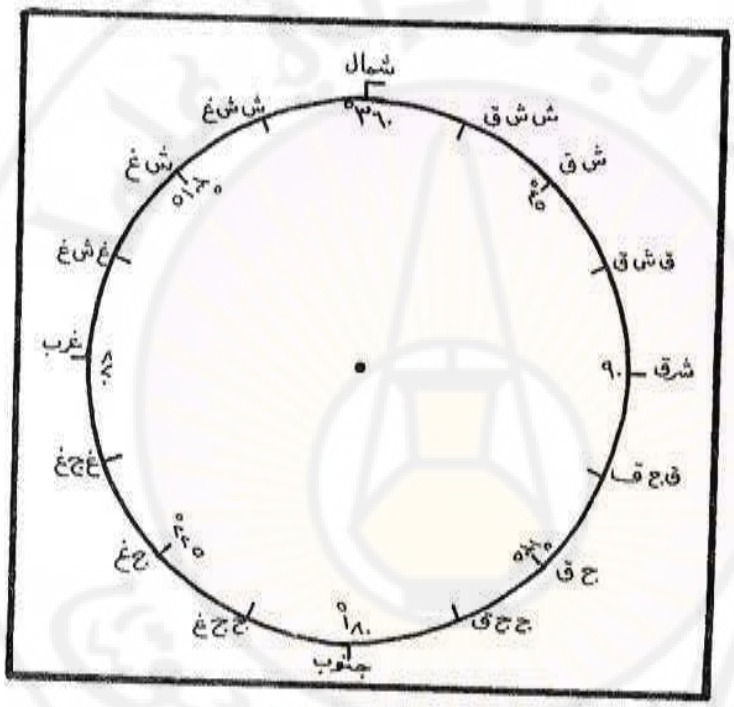
ومن النادر أن يكون جريان الهواء السطحي انسيابياً دون (١كم) فيما يعرف بطبقة الاحتكاك، نتيجة لشدة تضرس سطح الأرض، ووجود الكثير من المنشآت البشرية، والغطاء النباتي مختلف الكثافة والارتفاع، إذ تحدث عادة حركات غير انسيابية مع دوامات لها أشكال وأحجام شتى، وتتمثل الحركات غير الانسيابية في سرعات غير منتظمة واتجاه رياح غير ثابت، وتكون الحركة انسيابية للرياح فوق مستوى طبقة الاحتكاك.

أولاً ـــ مركبات الرياح:

الرياح عموماً هي كمية موجهة لها مقدار (سرعة) واتجاه، لذا يجب أخذ مركبتيها 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 ـــ وليس الاتجاه الذي تتجه نحوه ـــ. 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 ٣٦٠درجة) أو بدلالة نقط البوصلة. وهناك ٣٢ اتجاهاً رئيسياً وفرعياً –شكل (٧٩)–. والجدول التالي (٢٠) يبين اتجاه الرياح وما يكافئها من الدرجات المناظرة لنقط البوصلة الاثنين 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):

اتجاه البوصلة	المكافئ بالدرجات	اتجاه البوصلة	المكافئ بالدرجات
ساكن	—	جنوب	١٨٠,٠٠
شمال بالشرق	١١,٢٥	جنوب بالغرب	١٩١,٢٥
شمال شمال شرق	٢٢,٥٠	جنوب جنوب غرب	٢٠٢,٥٠
شمال شرق بالشمال	٣٣,٧٥	جنوب غرب بالجنوب	٢١٣,٧٥
شمال شرق	٤٥,٠٠	جنوب غرب	٢٢٥,٠٠
شمال شرق بالشرق	٥٦,٢٥	جنوب غرب بالغرب	٢٣٦,٢٥
شرق شمال شرق	٦٧,٥٠	غرب جنوب غرب	٢٤٧,٤٠
شرق بالشمال	٧٨,٧٥	غرب بالجنوب	٢٥٨,٧٥
شرق	٩٠,٠٠	غرب	٢٧٠,٠٠
شرق بالجنوب	١٠١,٢٥	غرب بالشمال	٢٨١,٢٥
شرق جنوب شرق	١١٢,٥٠	غرب شمال غرب	٢٩٢,٥٠
جنوب شرق بالشرق	١٢٣,٧٥	شمال غرب بالغرب	٣٠٣,٧٥
جنوب شرق	١٣٥,٠٠	شمال غرب	٣١٥,٠٠
جنوب شرق بالجنوب	١٤٦,٢٥	شمال غرب بالشمال	٣٢٦,٢٥
جنوب جنوب شرق	١٥٧,٥٠	شمال شمال غرب	٣٣٧,٥٠
جنوب بالشرق	١٦٨,٧٥	شمال بالغرب	٣٤٨,٧٥
		شمال	٣٦٠,٠٠

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 = ٠,٥١٥م/ثا).

ثانياً ــ قوى الحركة الأفقية للهواء:

إن الحركة الأفقية للهواء هي محصلة لفعل مجموعة من القوى هي كالآتي:

١ــ قوة تدرج (انحدار) الضغط:

إن الاختلافات المكانية في الضغط الراجعة إلى أسباب حرارية وحركية، هي القوة الأساسية المتحكمة 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:

$$\text{ق غ} = -\frac{1}{\text{ث}} \times \left[\frac{\Delta \text{ ض}}{\Delta \text{ ف}}\right]$$

حيث: ق غ = قوة تدرج الضغط.

ث = كثافة الهواء.

$\frac{\Delta \text{ ض}}{\Delta \text{ ف}}$ = تدرج الضغط الأفقي.

وإشارة (-) تشير إلى أن الرياح تتجه نحو منطقة الضغط الأخفض.

وكلما ازدادت قيمة تدرج الضغط الأفقي ــ أي تقاربت خطوط الضغط المتساوية من بعضها ــ كلما ازدادت سرعة الرياح. وإذا ما افترضنا أن هذه القوة هي الوحيدة المتحكمة في اتجاه الرياح وسرعتها، لاتجهت 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 طرداً مع تدرج الضغط، وحيث أن قيمة تدرج الضغط (انحداره) تكون ب الضغوط المنخفضة أكبر مما في الضغوط المرتفعة. لذا قام بعض العلماء بوضع علاقات نظرية ــ تجريبية لتقدير سرعة الرياح اعتماداً

على قيمة تدرج الضغط[1]. ففي حال الضغوط المنخفضة الضحلة التي تتحلق فيها خطوط الضغط المتساوية على شكل أقواس واسعة حول مركز المنخفض، فإن سرعة الرياح يمكن تحديدها بالعلاقة التالية:

[ر = ٦ × غ]

حيث: ر = سرعة الرياح (م/ثا).

غ = تدرج الضغط (مليبار/ درجة).

أما في حال كون المنخفضات عميقة وشديدة الانحدار ـــ بخاصة في المنخفضات صغيرة الحجم ـــ فإن سرعة الرياح تحسب عندها من العلاقة التالية:

[ر = ٤ × غ]

وفي نظام الضغوط المرتفعة؛ فإن سرعة الرياح تعادل سبعة أضعاف قيمة تدرج الضغط، أي:

[ر = ٧ × غ]

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 تتزايد سرعتها مع تزايد الارتفاع.

٢ـــ قوة الأرض الحارفة (قوة كوريوليس Coriolis Force)[2]:

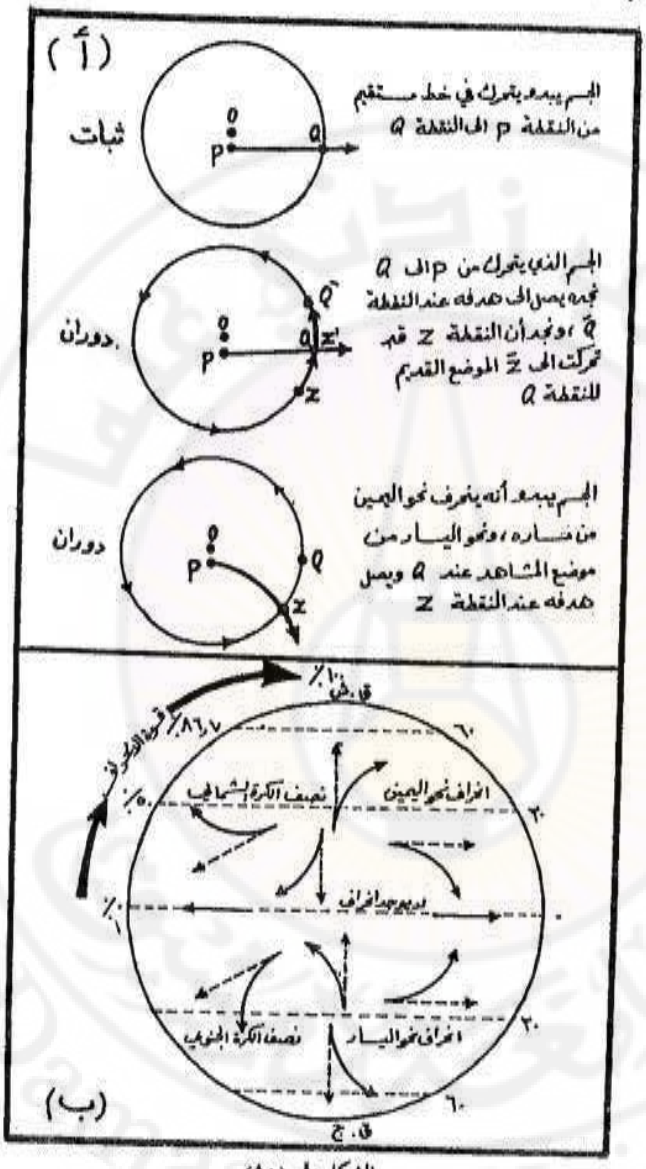
وهي القوة الناجمة عن دوران الأرض حول نفسها، حيث ينجم عن دوران الأرض حول نفسها من الغرب إلى الشرق تأثير على الرياح الهابة في مناطق الأرض المختلفة المتأثرة بهذا الدوران –شكل (٨٠-أ)-. فما أن تبدأ الرياح بالتحرك من مركز الضغط المرتفع تجاه مركز الضغط المنخفض، حتى تبدأ قوة كوريوليس فعلها حارفة الرياح إلى يمين خط انحدار الضغط –المتعامد مع خطوط الضغط المتساوية–

---

(1) Peguy, ch. P; Op. Cit, pp. 106-107.

(٢) جاسبار كوريوليس (١٧٩٢ـــ١٨٤٣م) 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 المرئي لدوران 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 لاتزيد ولاتنقص من سرعة الرياح، علما أن درجة فعالية قوة كوريوليس على حرف الرياح تتناسب طرداً مع زيادة سرعة الرياح، كما هو موضح في العلاقة التالية:

[ق ك = ٢ × ر × ز × جب Q]

حيث: ق ك = قوة كوريوليس.

ر = سرعة الرياح.

ز = السرعة الزاوية لدوران الأرض حول محورها

= (٧,٢٩ × ١٠ $^{-٥}$ راديان / ثانية)

جب Q = جب درجة عرض المكان.

ويعرف المقدار (٢زجب Q) بمعامل كوريوليس (م ك).

يستنتج مما تقدم أن قوة كوريوليس تنعدم عند خط الاستواء، حيث لايوجد 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. وتتزايد قيمة قوة الانحراف بتزايد درجة العرض كي تصل إلى أقصى قيمة لها عند القطبين (جب درجة ٩٠ = ١). والجدول التالي (٢١) يبين اختلاف قيمة معامل كوريوليس مع خط العرض، واختلاف قوة كوريوليس مع خط العرض ومع سرعة الرياح[1].

جدول رقم (٢١):

درجة العرض	معامل كوريوليس (م ك) بالثانية	قوة كوريوليس بالنسبة لسرعات الرياح (م/ثا)		
		٥م/ثا	١٠م/ثا	٥٠م/ثا
٠	٠	٠	٠	٠

(1) Neiburgr. M, & Others, Op. Cit,p. 103.

١٥	$١٠\times٣,٨^{-٥}$	٠,٠١٤	٠,٠٣٨	٠,١٤
٣٠	$١٠\times٧,٣^{-٥}$	٠,٠٣٦	٠,٠٧٣	٠,٣٦
٤٥	$١٠\times١٠,٣^{-٥}$	٠,٠٥٢	٠,١٠٣	٠,٥٢
٦٠	$١٠\times١٢,٦^{-٥}$	٠,٠٦٣	٠,١٢٦	٠,٦٣
٧٥	$١٠\times١٤,١^{-٥}$	٠,٠٧١	٠,١٤١	٠,٧١
٩٠	$١٠\times١٤,٦^{-٥}$	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.

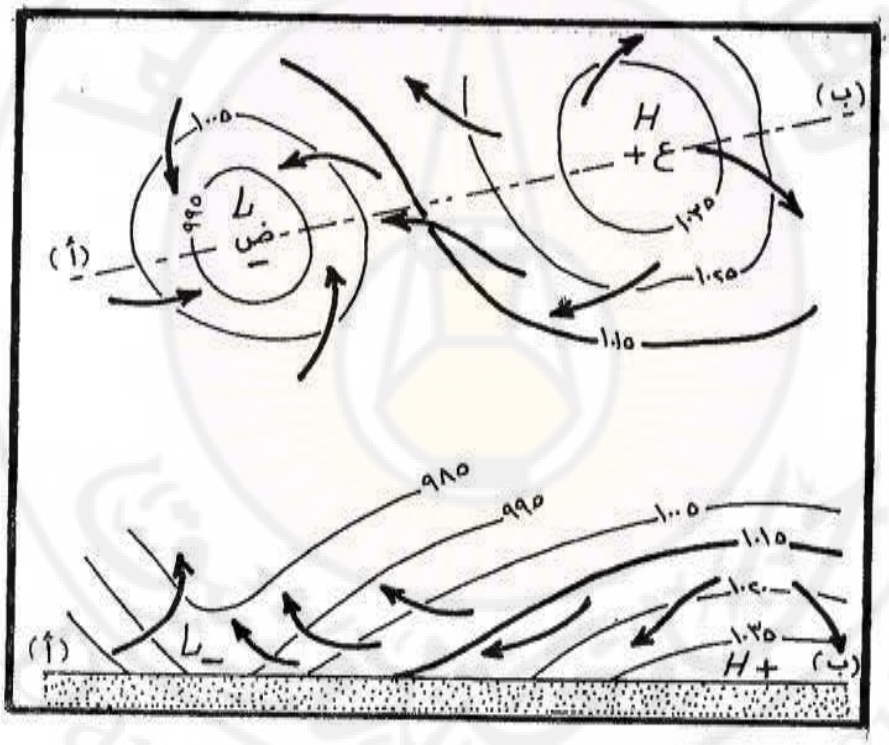
٣ـ قوة الاحتكاك (Frictional Force):

هي القوة الناجمة عن احتكاك الرياح بسطح الأرض، ناتجاً عن ذلك إنقاص سرعة الرياح لتهبط 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 لاتهب 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 (٢٥ـ٣٥) درجة فوق مناطق اليابسة، وبين (١٠ـ٢٠) 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 (٥٠٠ــ١٠٠٠م) 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

٤ـ قوة التسارع المركزي (Centripetal Accelaration):

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:

$$[\text{ق تع} = \frac{\text{ك ر}^{٢}}{\text{نق}}]$$

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:

$$[\text{ق ط} = -\frac{\text{ك ر}^{٢}}{\text{نق}}]$$

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، وتتوضح من خلال قانون نيوتن الثالث للحركة والذي ينص على أن "لكل فعل مساو له في المقدار ومعاكس له في الاتجاه".

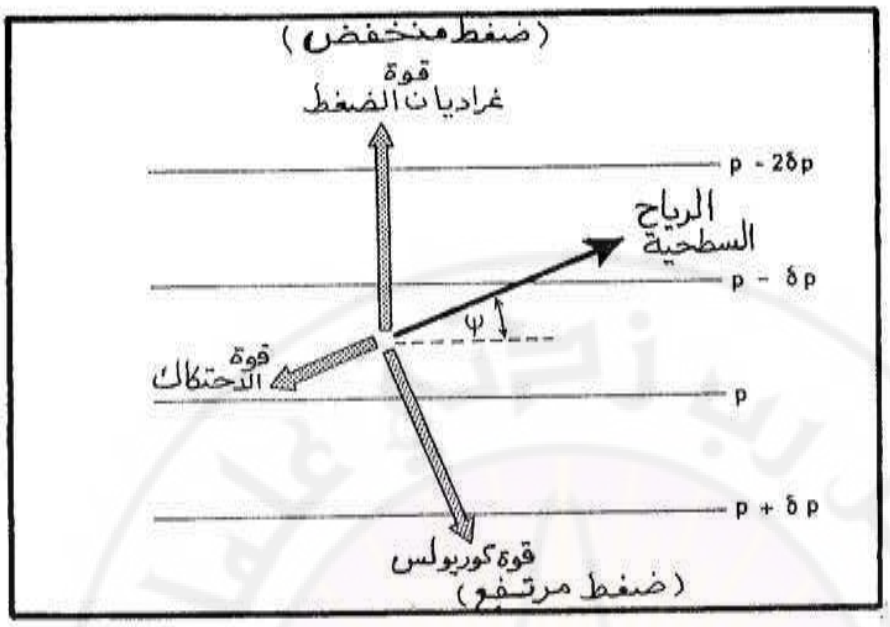
من سرعتها عند القطبين، حيث يبلغ معدل سرعتها عند خط الاستواء (١٦٧٠)كم/ساعة، وكلما ابتعدنا عن خط الاستواء قلت سرعتها؛ إذ تبلغ (٨٣٥)كم/ساعة عند خط عرض ٦٠° شمالاً، لذا فإن القوة الطاردة المركزية تقل في اتجاه القطبين، وتكون هذه القوة متجهة من محور الأرض إلى الخارج.

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 ــ نماذج الرياح تبعاً لمستوى هبوبها والقوى المولدة لها:

١ــ 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 مسايرة 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

٢ــ الرياح العليا (الجيوستروفية):

تعبر 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:

$$[\text{جست} = \frac{1}{\text{معامل كوريوليس} \times \text{ث}} \times \frac{\Delta\text{ض}}{\Delta\text{ف}}]$$

حيث: جست = سرعة الرياح الجيوستروفية.

ث = كثافةالهواء.

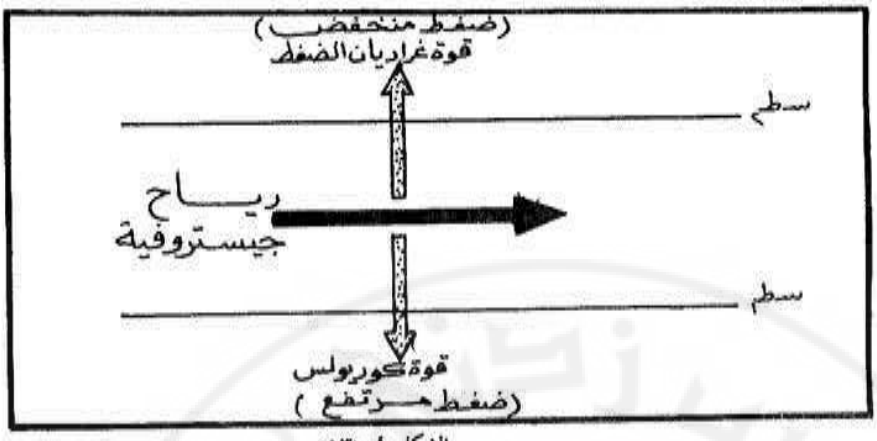
Δض= قيمة تغير الضغط.

Δف= 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 ١٥م/ثا عند خط عرض ٤٣درجة (منحدر الضغط ٣٤ مليبار/ساعة) يؤدي إلى رياح سرعتها فقط ١٠م/ثا (منحدر الضغط ٢٣مليباراً/ساعة) عند عرض ٩٠ درجة[1]. 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)–.

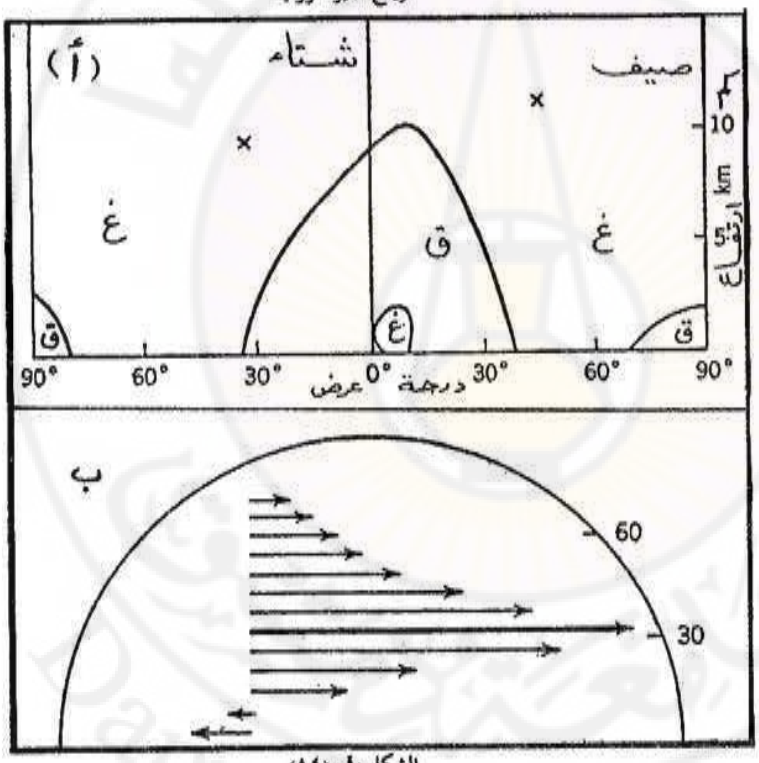
وفي أعالي طبقة التروبوسفير تشتد سرعة الرياح، وتزداد سرعتها في أماكن محددة ليبلغ وسطيها بين (٤٥–٦٧م/ثا)، ولتصل في أقصاها إلى ما يزيد على (١٣٥م/ثا). ونجد هذه السرعة القصوى متمركزة ضمن حزام واضح وضيق من الهواء وكأنه تيار مائي مندفع بسرعة، عند خط عرض (٣٠)شمالاً. ويعرف هذا التيار الهوائي المنطلق بسرعات عالية باسم التيار النفاث (Jet Stream).

(1) Barry, R.G & Chorley; Op. Cit,p.121.



الشكل رقم (٨٣)

الرياح الجيوستروفية



الشكل رقم (٨٤)

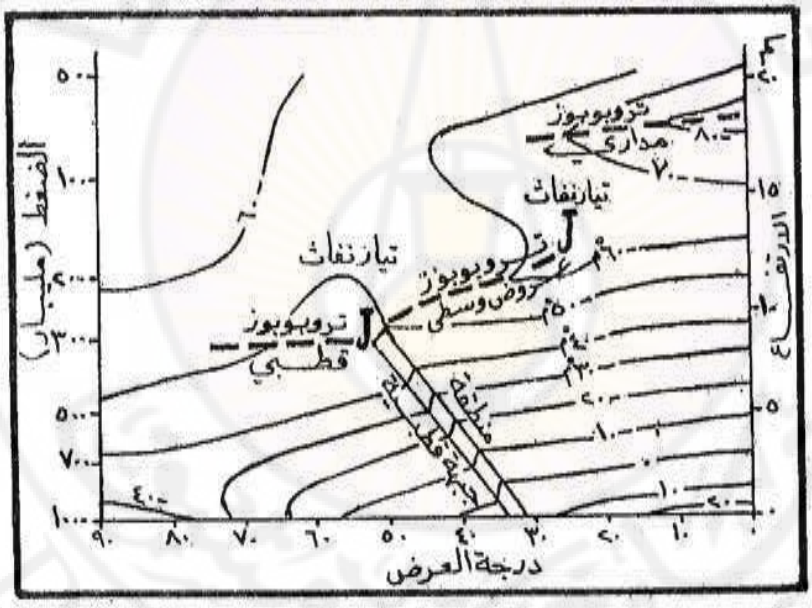
حركة الرياح في الارتفاعات العالية

أ ــ مقطع طولاني عبر أحزمة الرياح الأرضية: ق = شرقيات، غ = غربيات، × = تيار نفاث

ب ــ 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 ٥٠٠ــ٦٥٠كم، 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 لتمركز التدرج الحراري الأفقي الطولاني في نطاق ضيق لم يزل غير معروف تماماً[1].



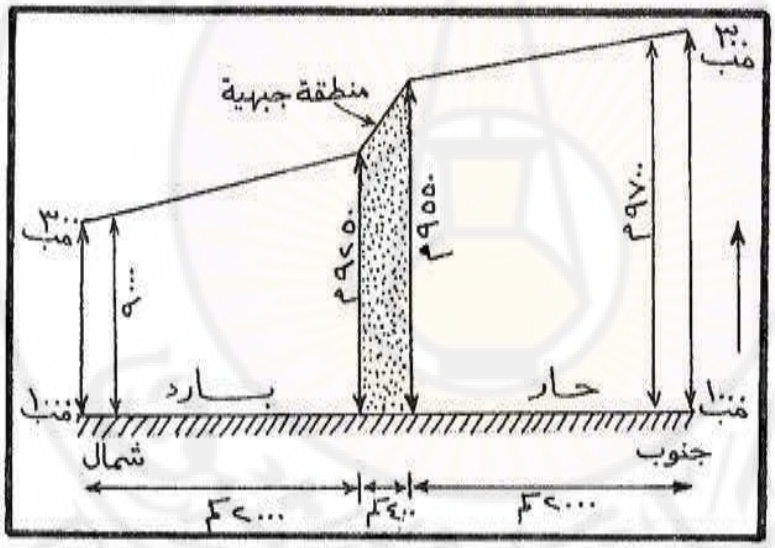
الشكل رقم (٨٥)

التوزع 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 التوزع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، يظهر أن هناك تيارين نفاثين 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 النفاثين السابقين، هناك تيارات نفاثة أخرى في نطاق الشرقيات المدارية العلوية.

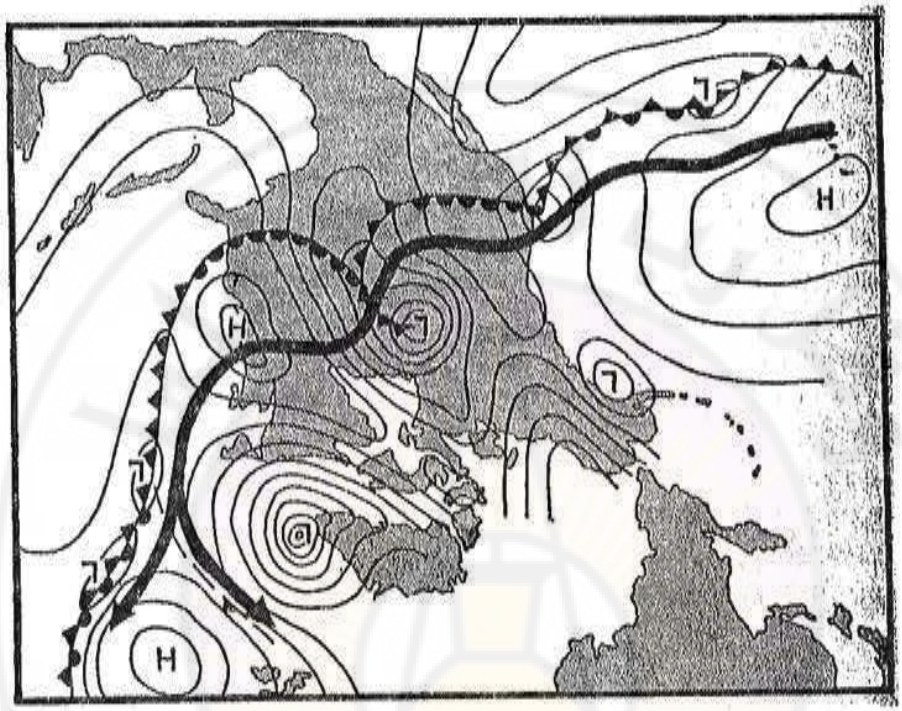


الشكل رقم (٨٦)

آلية تشكل التيار النفاث القطبي

وترتبط الاضطرابات الجوية السطحية مع التيارات النفاثة ارتباطاً وثيقاً. حيث نجد أن هناك تلازماً مابين موقع التيارات النفاثة والجبهة القطبية. وبالتالي فإن

وجود التيار النفاث عامل مساعد على تكوين الاضطرابات الجوية عند السطح –شكل (٨٧)–، مع ما يرافق ذلك من طقس مضطرب[1].



الشكل رقم (٨٧)

العلاقة بين التيار النفاث والاضطرابات الجوية السطحية

٣ــ رياح الانحدار (Gradiant Winds):

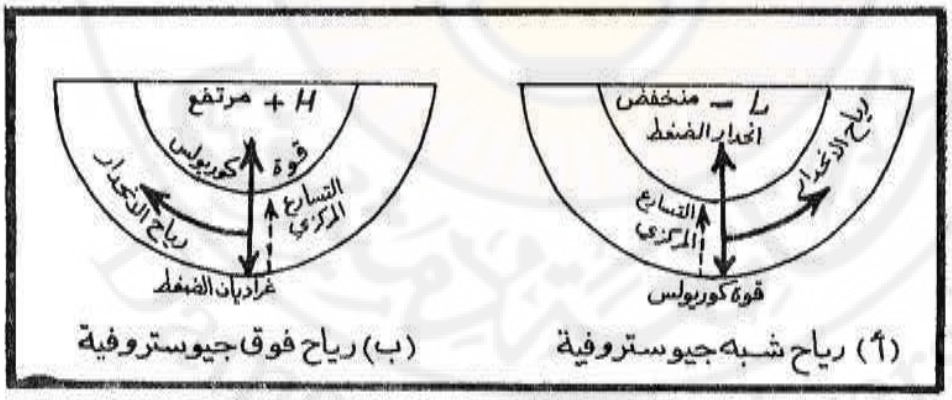
هي تلك الرياح غير المتأثرة بالاحتكاك التي تهب بشكل مواز لخطوط تساوي الضغط في نظامي الضغط المرتفع والضغط المنخفض، في حال كون قوة كوريوليس أقل من قوة تدرج الضغط أو أكبر منها –شكل (٨٨)–. فرياح الانحدار هي محصلة لفعل ثلاث قوى هي؛ قوة تدرج الضغط، قوة كوريوليس، والقوة الطاردة المركزية.

---

(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 منحن 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 (Subgeostraphic).

أما في نظام الضغط المرتفع –شكل (٨٨-ب)-، فإن قوتي تدرج الضغط والطرد المركزية تعاكسان معاً قوة كوريوليس، وينجم عن توازن تدرج الضغط والطرد المركزية مع قوة كوريوليس أن تتدفق رياح الانحدار بشكل منحن 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 برياح السيكلوستروفية (Cylostrophic الرياح الدورانية). ومثل هذه الرياح لابد أن يكون دورانها دائماً حول مركز الضغط المنخفض، وتأخذ قوة الطرد المركزية أهمية خاصة عندما تكون الرياح ذات سرعات عالية، وتتحرك بممرات منحنية جداً (حول منخفض عميق). وتحدث الرياح السيكلوستروفية في حالتين[1]:

أ ـــ في المنخفضات العميقة بالقرب من خط الاستواء، حيث تكون قوة كوريوليس منعدمة. ويحصل عندها التوازن بين القوة الطاردة المركزية وقوة تدرج الضغط.

ب ـــ في أعاصير البحر الضيقة، كالتورنادو.

ومن الممكن أن نعبر عن سرعة رياح الانحدار، بالعلاقة التالية[2]:

$$\text{ر غ} = \left[\frac{\text{٢ × جست}}{\text{معامل كوريوليس × نق}} \right] \left(\sqrt{\text{١ + } \frac{\text{٤ × جست}}{\text{معامل كوريوليس × نق}}} + \text{١} \right)$$

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، فأن (رغ > 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 othors; Op. Cit, p. 107.

إذا كانت:

سرعة الرياح الجيوستروفية = ٧,٥ م/ثا (عند خط عرض ٤٥).

معامل كوريوليس = ١٠,٣ × ١٠ $^{-٥}$

نصف قطر الانحناء = ٧٥٠كم (٧٥٠٠٠سم).

فتكون سرعة رياح الانحدار في الضغط المنخفض:

$$\text{ر غ} = \frac{٧,٥ \times ٢}{\sqrt{+١ + (٧٥٠٠٠ \times ١٠ \times ١٠,٣)/٧,٥ \times ٤ + ١}} = ٦,٩ \text{م/ثا}$$

وسرعتها في الضغط المرتفع (نق = -٧٥٠كم = - ٧٥٠٠٠سم):

$$\text{ر غ} = \frac{٧,٥ \times ٢}{\sqrt{+١ + (٧٥٠٠٠ \times ١٠ \times ١٠,٣)/٧,٥ \times ٤ - ١}} = ٨,٤ \text{م/ثا}$$

الرياح الحرارية (Thermal Wind):

هي تلك الرياح التي تهب بعيداً عن سطح الأرض، والتي حدد هبوبها في طبقة السماكة الجوية المعروفة (١٠٠٠ــ٥٠٠ميليبار)، كما يمكن هبوبها 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 الأخفض إلى يسارها والأكثر حرارة إلى يمينها في نصف الكرة الشمالي[1].

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 (١٠٠٠ــ٥٠٠ميليبار) كسماكة

---

(1) Lockwood, J.C; Op.Cit, p.99.

أكثر استخداماً في الدراسات الميتيورولوجية والمناخية، وتكون سماكة هذه الطبقة متناسبة طرداً 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:

$$[\ ع_{٢}-ع_{١}= \frac{ثا \times ح}{تع} \left(\frac{ض_{٢}}{ض_{١}}\right)\ ]$$

حيث: $ع_{٢}$ = ارتفاع قمة الطبقة الإيزوبارية.

$ع_{١}$ = ارتفاع قاعدة الطبقة الإيزوبارية.

ثا = ثابت الغاز للهواء الجاف.

ح = درجة الحرارة المتوسطة للطبقة الإيزوبارية.

تع = تسارع الجاذبية.

$ض_{٢}$ = الضغط عند قمة الطبقة الإيزوبارية.

$ض_{١}$ = الضغط عند قاعدة الطبقة الإيزوبارية.

وتحسب سرعة الرياح الحرارية من العلاقة:

$$[\ سر_{ح} = \frac{تع}{م\ ك} \times \frac{\Delta س}{\Delta ف}\ ]$$

حيث: $سر_{ح}$ = سرعة الرياح الحرارية.

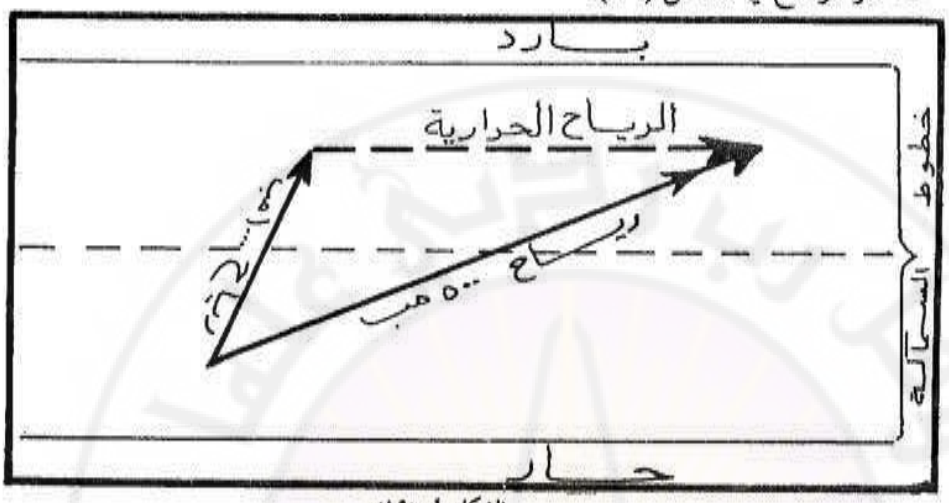
تع = تسارع الجاذبية.

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 (١٠٠٠ــ٥٠٠مب) كما هو موضح في الشكل (٨٩).



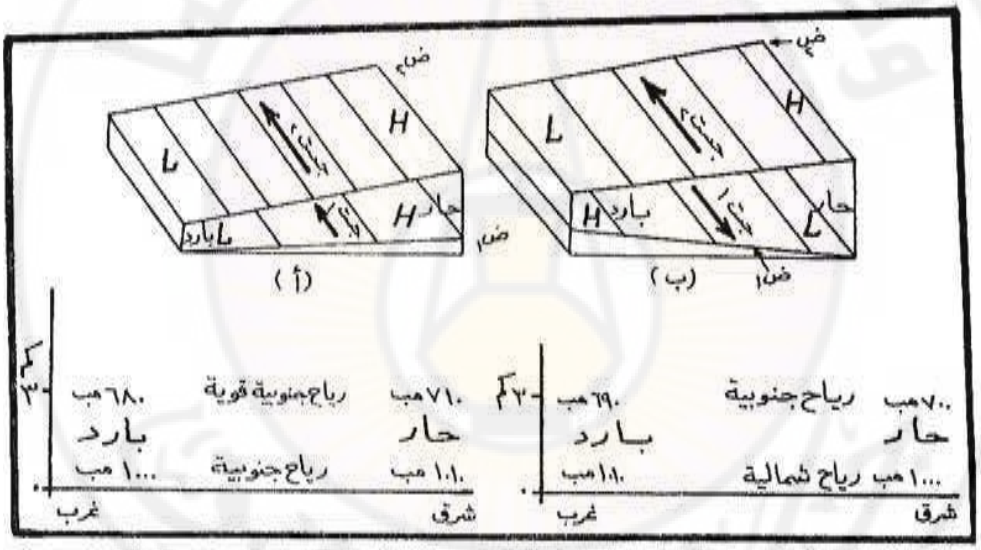
الشكل رقم (٨٩)

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 (١٠٠٠ــ٥٠٠مب) 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، لازدياد 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 قمتها يدعى بالقص الشاقولي للرياح الجيوستروفية المحسوبة، والمتناسب مع الغرادیان الأفقي للحرارة المتوسطة في الطبقة البينية. وهكذا يمكن القول أن الغرادیان الحراري المتحكم في اتجاه الرياح وسرعتها هو وراء تسمية تلك الرياح بالرياح الحرارية[٢].



الشكل رقم (٩٠-أ،ب)

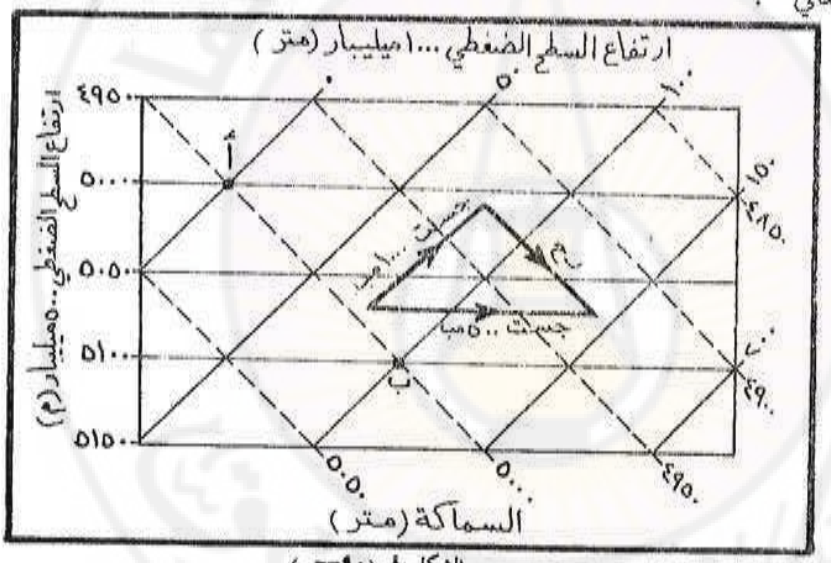
الرياح الحرارية في الوضع الباروتروبي

---

(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-جـ)-، وهذا ما يجعل درجة الحرارة والسماكة تختلفان على خطوط الضغط المتساوية، وبالتالي فإن نموذج الضغط يتغير مع الارتفاع وتتغير معه سرعة الرياح واتجاهها. والمحصلة بين سرعة واتجاه رياح المستويات الدنيا والعليا من طبقة السماكة هي ما تدعى بالرياح الحرارية، ومن ثم فإن اتجاه الرياح الحرارية —كما ذكرنا سابقاً- يكون موازياً لخطوط الحرارة المتساوية، وسرعتها متناسبة طرداً مع غراديان الحرارة، وبالتالي فهي تهب ومنطقة الهواء الأكثر حرارة إلى يسارها في نصف الكرة الشمالي[1].



الشكل رقم (٩٠-جـ)

الرياح الحرارية في الوضع الباروكليني

ـ التغير اليومي في الرياح السطحية:

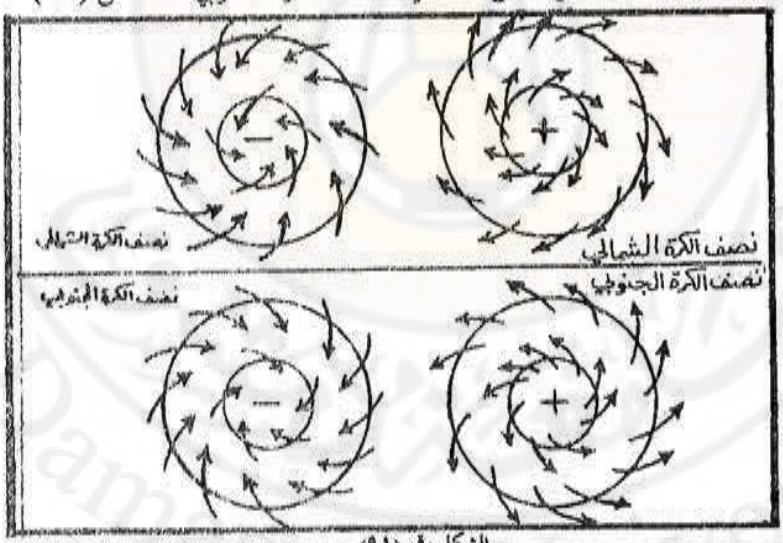
لايوجد نظام معين لسرعة الرياح واتجاهها عندما تكون الاضطرابات الجوية مسيطرة. أما إذا كان الجو هادئاً مستقراً، وسطح الأرض ذو طبيعة متجانسة، فإن

(1) Ibed, P. 171-173.

سرعة الرياح تتبع عندئذ نظاماً واضحاً، حيث تزداد سرعة الرياح في أثناء النهار لتصل إلى أشدها في ساعات ما بعد الظهيرة 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 ــ قانون بويز بالوت (Buys Ballot):

وضع عالم الأرصاد الهولندي بويز بالوت (١٨٢٧ــ١٨٩٠م) في عام (١٨٥٧م) قانوناً ينظم العلاقة مابين قوة تدرج الضغط وقوة كوريوليس[1]، 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 ـــ التفرق (Divergence) والتجمع (Convergence)، والحركة الشاقولية (Vertical.m):

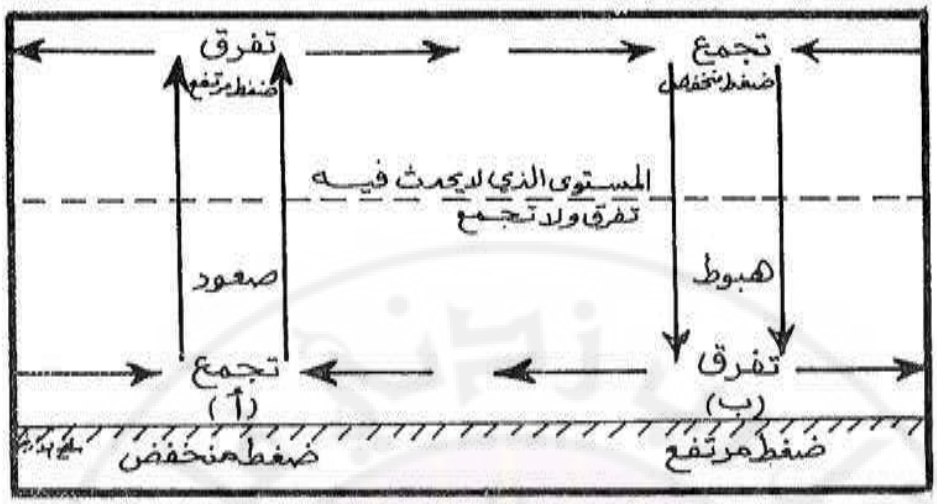
تشكل هذه العمليات الثلاث (التفرق، التجمع، والحركة الشاقولية) ركيزة أساسية في الدراسات المناخية الحديثة، التي تربط نظم الحركة الهوائية بالضغط الجوي على مقياس الكرة الأرضية، وعلى مقياس أجزاء صغيرة من العالم. فصعود كتلة من الهواء أو هبوطها، يعد عاملاً حركياً يرتبط به جريان الهواء الأفقي، ويؤثر أيضاً على 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 مسافي الحركة متجهاً بعيداً عن المنطقة المعتبرة. ويؤدي التفرق السطحي إلى حدوث حركة رأسية هابطة في الغلاف الجوي. هذا ويصاحب الضغوط المنخفضة تجمع في الطبقات السفلي 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

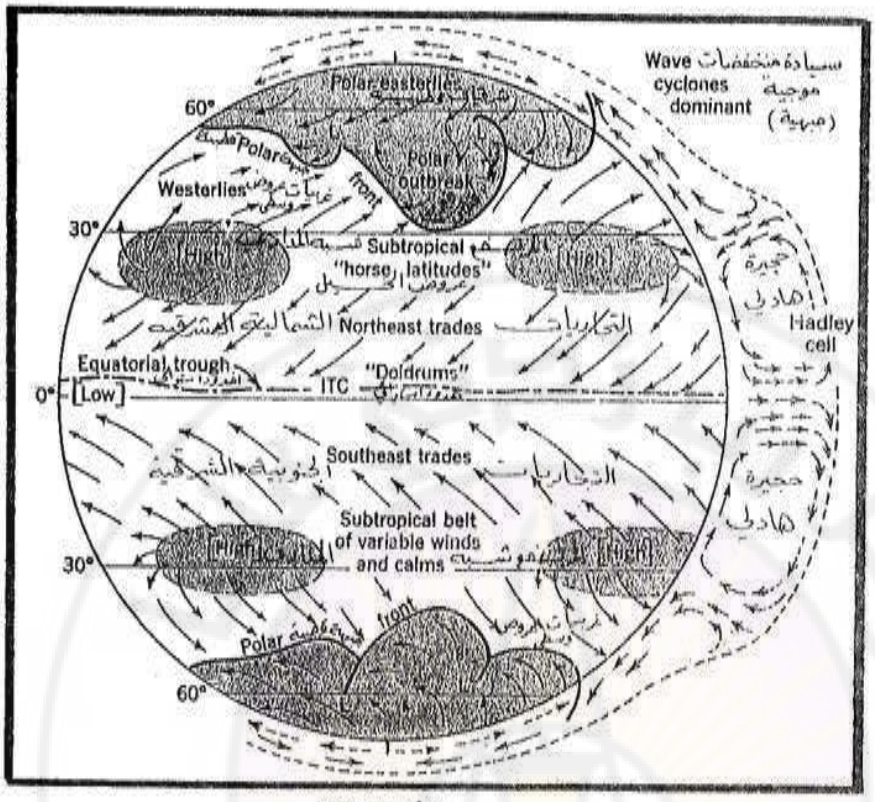
وحيث أن قوة كوريوليس تتناسب طرداً مع سرعة الرياح، لذا فإنها تكون صغيرة في بداية الأمر،وبالتالي فإن جريان الهواء لا يكون متزناً، ومع ذلك يمكن أن تحدث حركة رأسية بطيئة إلى أعلى فوق مساحة شاسعة، يمكنها أن تؤدي إلى تشكل كتل سميكة من الغيوم، مع ما يصاحبها من هطولات. على العكس من ذلك، فإن الارتفاع السريع في الضغط بالقرب من (ب) يؤدي إلى جريان الهواء نحو مناطق الضغط لمنخفض، مما يؤدي إلى نشوء حركة هابطة تمنع الغيوم من التشكل.

سادساً ــ أنواع الرياح السطحية:

تصنف الرياح السطحية حسب ديمومة هبوبها، وسعة انتشارها، في أربع مجموعات رئيسية، هي:

١ــ الرياح الدائمة:

وهي تلك الرياح التي تهب من أحزمة ــ أو حجيرات ــ الضغط المرتفع الرئيسية باتجاه أحزمة ــ أو حجيرات ــ الضغط المنخفض-شكل (٩٣)-، وتتميز تلك الرياح باستمرارية هبوبها على مدار السنة، ومنها:



الشكل رقم (٩٣)

الرياح الدائمة في نصفي الكرة الأرضية

أ ـ الرياح التجارية:

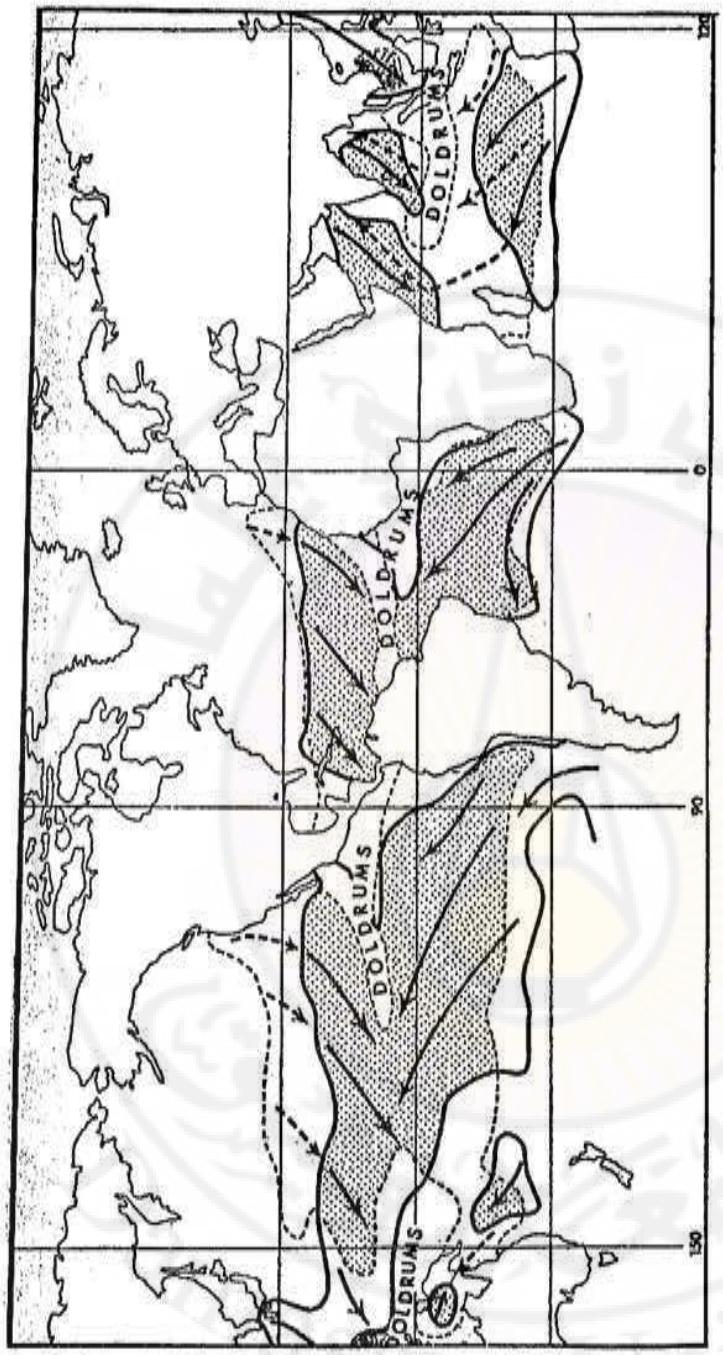
تعرف الرياح التجارية أيضاً باسم رياح الإليزيه (تسمية فرنسية)، كما تعرف باسم رياح الباسات (تسمية إسبانية). وعرفت بالتجارية، نظراً لأهميتها في التجارة، كونها كانت القوة المحركة للسفن التجارية مابين العالم القديم والعالم الجديد (الأمريكيتين).

وتتولد هذه الرياح من جوانب حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري المواجهة للعروض المنخفضة لتتجه نحو الأخدود الاستوائي (الضغط المنخفض الاستوائي). وبفعل قوة كوريوليس، فأن 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 ـــ بخاصة فوق المحيط الهادي الأوسط ـــ في منطقة تعرف بمنطقة التلاقي بين المدارية (I T C Z) 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 ثالثة تقع في المحيط الهندي والهادي الغربي. وفي الفترة من آذار حتى نيسان تمتد لمسافة (١٦٠٠كم) 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 ـــ الغربيات الاستوائية (Equatorial Westerlies): نتيجة لتعاكس فعل قوة الأرض الحارفة في نصفي الكرة الشمالي و الجنوبي، ولتحرك 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 نحوه، لذا فإن



الشكل رقم (٩٤)

مناطق الهدوء الاستوائية، ومناطق التلاقي (التقارب) بين المدارية (المناطق المنقطة)

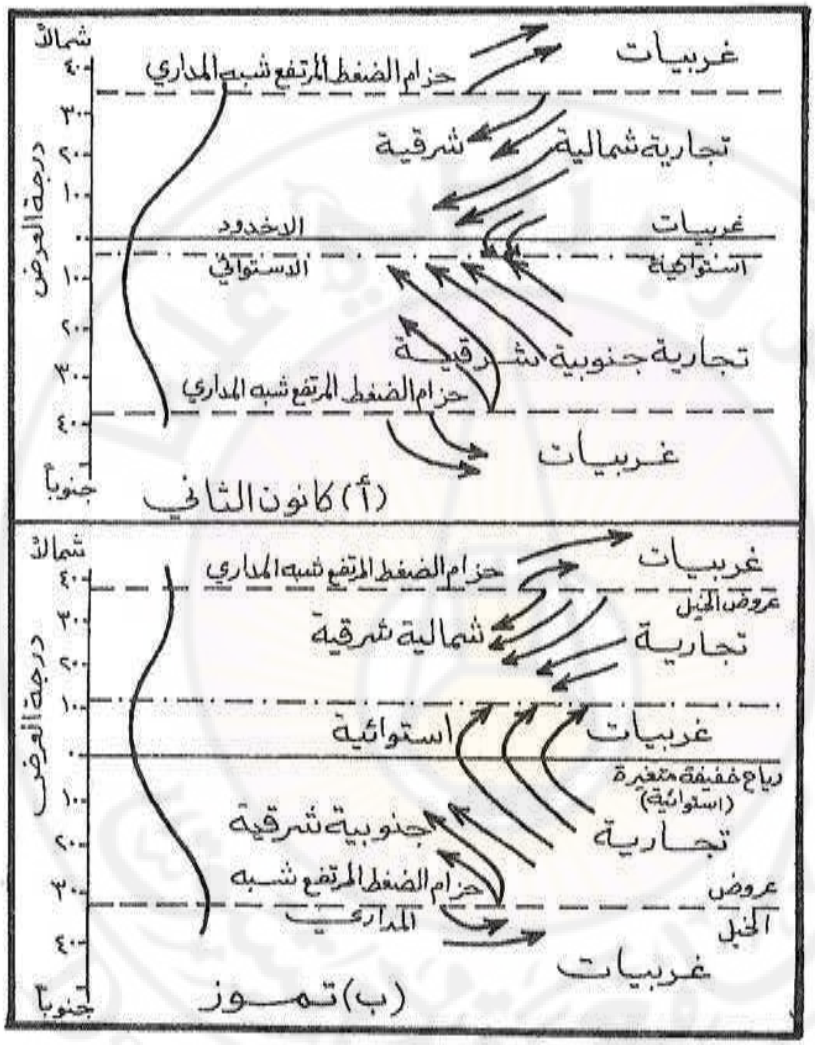
عن: «Crowe, 1949 - 1950»

على إحداها أن تجتاز 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 الغربيات التجارية الاستوائية باسم منطقة الغربيات الاستوائية التي قد تختفي في بعض المناطق التي يسودها الهدوء الاستوائي. والغربيات الاستوائية؛ رياح خفيفة السرعة، رطبة لكونها تمر فوق المنطقة الاستوائية ذات الغطاء النباتي الوفير والتربة الرطبة والحرارة المرتفعة التي تنشط من عملية التبخر والنتح.

جـ ــ غربيات 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 (٣٥ــ٦٥) 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 كالمنخفضات الجوية الجبهية، وغالباً ما يصاحبها طقس عاصفي مضطرب.

وتتميز الغربيات في نصف الكرة الجنوبي بكونها أكثر قوة وثباتاً باتجاهها مما في نصف الكرة الشمالي بسبب عظم مساحة الماء وقلة مساحة اليابس.

د ــ 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)

ترحرح أحزمة الضغط والرياح السائدة في العروض المنخفضة

الشرقي في نصف الكرة الشمالي، ومن الشرق الجنوب الشرقي في نصف الكرة الجنوبي. وتتصف بجفافها وشدة برودها 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.

٢ــ الرياح الموسمية (Monsoon Winds):

هي رياح فصلية تهب في مواسم محددة من السنة وبشكل دوري. فهي تمثل دورة منتظمة للهواء المتحرك مابين 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 ــ بخاصة في جنوب آسيا وجنوب شرقها ــ 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 مابين اليابسة والماء في نصفي السنة لتباين درجة التسخين مابين كتلتي 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 أغزر 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 التبرد الشديد للقارة، بينما تكون البحار الحارة الجنوبية مشغولة بضغط منخفض (المحيط 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)-.

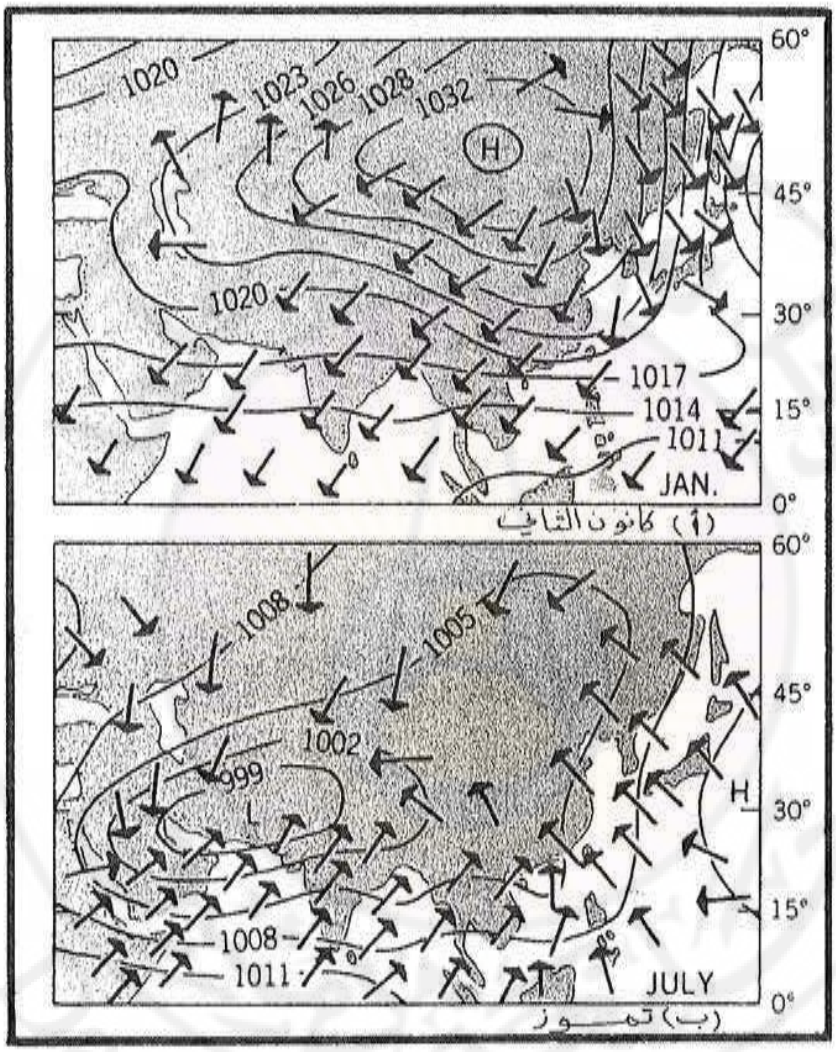
٣ــ الرياح المحلية (Local Winds):

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 ــ الرياح المرافقة للمنخفضات الجوية:

وهي على نوعين -شكل (٩٧)-:

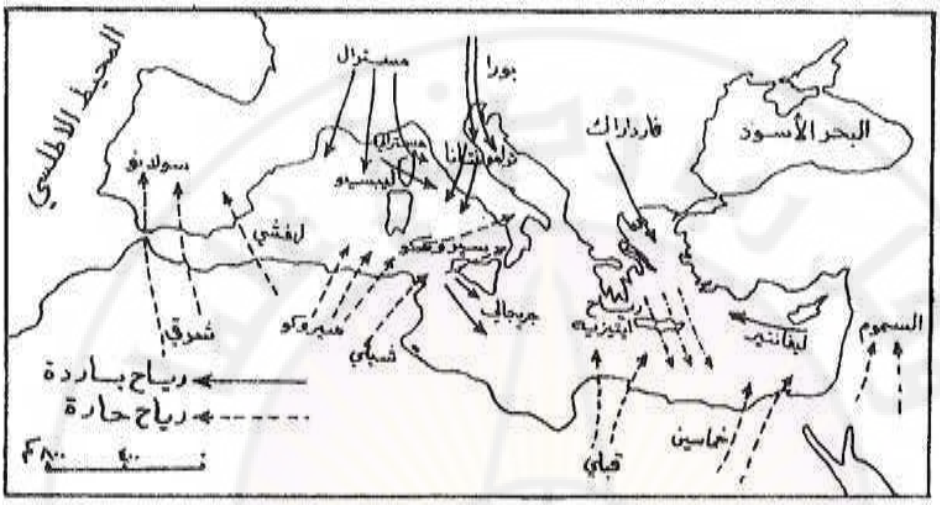
١ــ رياح حارة؛ تهب في مقدمة المنخفضات الجوية الجبهية، كرياح حارة جافة ومتربة غالباً، وهي جنوبية عموماً، يكثر ترددها في فصل الربيع وقليلاً في فصل الخريف، وتعرف بأسماء محلية في مناطق هبوبها: فهي تعرف بالخماسين في مصر لكون هبوبها يستمر قرابة خمسين يوماً من أيام الربيع في شهري نيسان وأيار،



الشكل رقم (٩٦)

الحركة الموسمية الآسيوية الشتوية (أ) والصيفية (ب)

كما تعرف باسم السيروكو في شمال شرقي الجزائر وصقلية وجنوبي إيطاليا التي تصلهما كرياح دافئة رطبة بعد عبورها البحر المتوسط،وفي سورية تعرف بالسموم، كما تعرف بالقبلي في ليبيا، وبالسولاتو في إسبانيا.



الشكل رقم (٩٧)

الرياح المحلية المرافقة للمنخفضات الجوية

(الخماسين، السيروكو ...، المسترال، البورا...)

٢ــ 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 الفارداراك التي تهب شتاء على شمالي بحر إيجة، وسميت بهذا الاسم لسلوكها نهر فاردار.

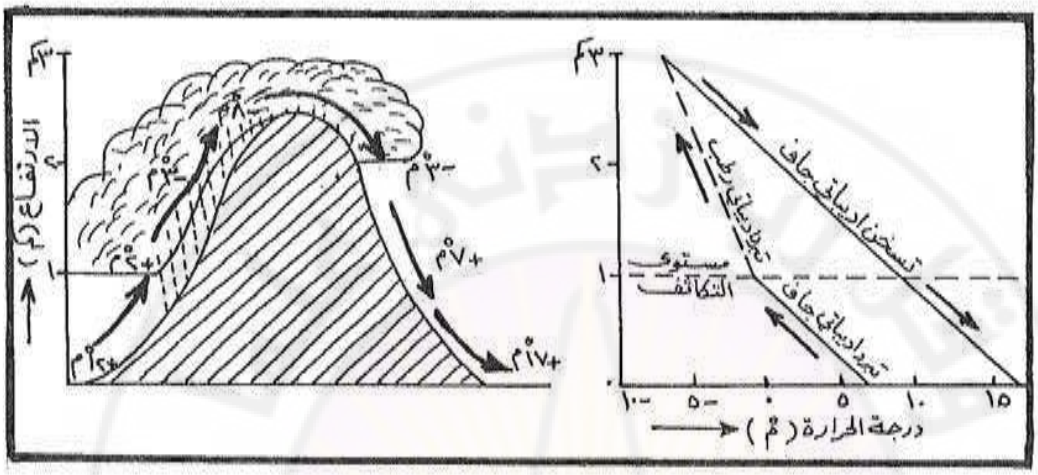
ب ــ الرياح العابرة لمنطقة جبلية:

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 الفوهن.**

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 تترطب بعبورها البحر المتوسط منجذبة بالضغوط 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 التبرد الذاتي يتبع المنحنى الرطب (٠,٥°م/١٠٠م). وما أن يعبر الهواء ذرا الجبال التي قد تكون مجللة 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 قطيرات ماء أعالي الغيم، مستنفذاً 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 ـــ حيث أن مستوى قاعدة الغيوم في الجهة المعاكسة لاتجاه الرياح تكون على ارتفاع أعلى مما هي عليه في الجهة المواجهة ـــ، ويستمر الهواء أسفل مستوى قاعدة الغيوم بالهبوط وبالتسخين وفق المعدل الذاتي الجاف (١°م/١٠٠م) 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 ـــ ١٥°م)، وأحياناً أكثر خلال عدة ساعات، بل قد يحدث هذا الارتفاع الحراري خلال عدة دقائق. وقد يترتب على ذلك حدوث حرائق في فصل الربيع ـــ والشكل التالي (٩٨) يبين آلية رياح الفوهن، والتغيرات المرافقة لها في درجة الحرارة والرطوبة الجوية ـــ.

غير أنه إذا كانت الرياح الصاعدة جافة أثناء صعودها واستمرت هكذا دون أن ينجم عن تبردها حدوث أي تكاثفات، فهبوطها على السفح الآخر لاتؤدي إلى

أي تغيرات في الحرارة، لأن معدل تناقصها وتزايدها واحد (معدل التناقص والتزايد الذاتي الجاف)، وبالتالي لايكون هناك ظاهرة فوهن.



الشكل رقم (٩٨)

رياح الفوهن، والتغيرات الحاصلة في درجة الحرارة

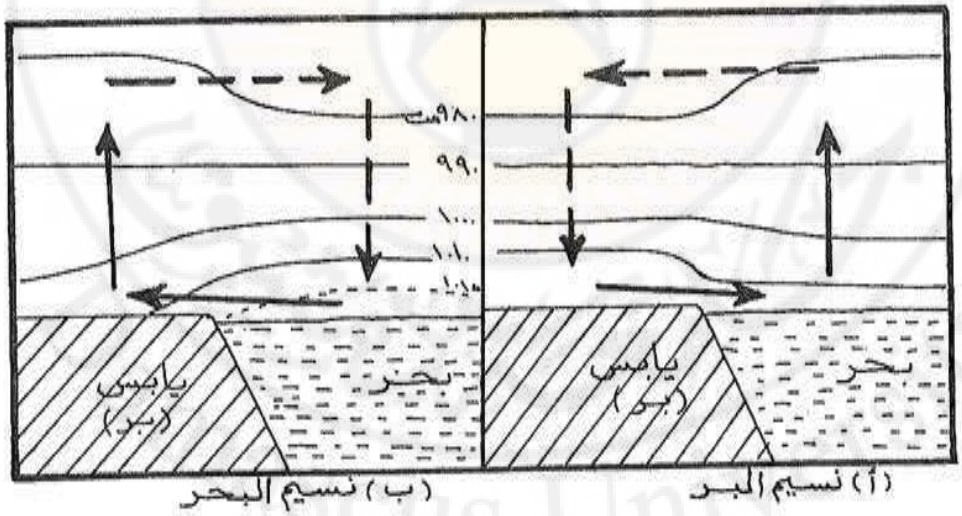
ويشابه رياح الفوهن الألبية، رياح الشنوك على السفوح الشرقية لجبال الروكي الأمريكية، ويكون اتجاهها جنوبياً غربياً بصفة عامة. وأكثر ما تهب رياح الفوهن والشنوك في فصلي الشتاء والربيع. وتسود الرياح من نمط رياح الفوهن في معظم بقاع العالم التي تتعرض فيها الجبال للرياح الرطبة، وتهبط على السفوح المعاكسة لها.

٤ــ 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 ــ نسيم البر والبحر:

يحدث في أيام الطقس الهادئ والسماء الصحوة، 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 فأن سطوح الضغط تكون أكثر تراصاً فوق اليابس منها فوق الماء، وهذا يعني أن الضغط بعيداً عن السطح (عند سوية ٣٠٠ ــ ٥٠٠م) 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 رأسيتان، إحداهما 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 ــ٢ ساعة)، وسرعته محدودة عموماً، فهي بحدود (٢م/ثا).

أما في النهار فيصبح اليابس أكثر حرارة من البحر لسرعة تسخن اليابس قياساً بالماء، مما يجعل الهواء المتسخن فوق اليابس يتحرك للأعلى مترتباً على ذلك انخفاض في الضغط عند السطح في حين يكون سطح الماء أبرد، والهواء الملامس له أبرد، والضغط عنده أكبر، حيث تكون سطوح الضغط فوق البحر متضاغطة على بعضها، بينما تكون متباعدة عن بعضها فوق اليابس، وهذا يعني أنه في المستويات المرتفعة نسبياً، يكون الضغط فوق البحر أعلى مما هو عليه فوق اليابس. ولذا فإن حركة الهواء عند السطح في ساعات النهار، تكون من البحر الأبرد والأكثر ضغطاً إلى اليابس 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 الظهيرة (١٤ ــ ١٦).

وعادة ما يكون نسيم البحر أكثر قوة من نسيم البر، حيث تبلغ سرعة نسيم البحر حوالي (٥م/ثا)[1]، ويمكن أن يصل تأثيره حتى مسافة (٢٠ ــ ٥٠كم) 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 ــ ١٠°م) خلال أقل من نصف ساعة[2].

وفي بعض الحالات تكون وجهة رياح الانحدار مضادة لوجهة نسيم البحر، مما يؤخر تطوره، وقد يمنع وصوله إلى اليابس. 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 الظهيرة، 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.

ولايقتصر هبوب نسيم البر والبحر على سواحل البحار والمحيطات، ولكنه يهب أيضاً على شواطئ البحيرات والأنهار الكبيرة.

ب ــ نسيم الجبل والوادي:

يحدث نسيم الجبل والوادي في المناطق المتباينة تضريسياً -شكل (١٠٠)-، ويمثل دورة عامة للهواء تتم خلال الأربع والعشرين ساعة.

ففي خلال **الليالي** الصحوة 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 ثقالته 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 سيحنح 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 مباشرةً 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 (٥م/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 لاتتجاوز 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

حـــركة الجـــو العامـــة

أولاً ـــ تعريف الدورة الهوائية العامة.

ثانياً ـــ العوامل المتحكمة في دورة الهواء العامة.

ثالثاً ـــ مظاهر دورة الهواء العامة.

رابعاً ـــ نماذج الدورة الهوائية العامة.

جامعة دمشق Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثالث

حركـــة الجـــو العامـــة

أولاً ـــ تعريف الدورة الهوائية العامة:

تمثل الدورة الهوائية العامة (General Atmospheric Circulation) في الغلاف الجوي، الحركات الهوائية الأفقية والشاقولية المتبادلة في المستويين العلوي والسطحي من طبقة التروبوسفير التي تتخذ بمجموعها شكل دورة على مستوى الكرة الأرضية يتحقق من خلالها تبادلات طولانية للهواء من خلال الخلايا الحركية متوسطة أو أصغرية الحجم الموجودة ضمنها.

ثانياً ـــ العوامل المتحكمة في دورة الهواء العامة:

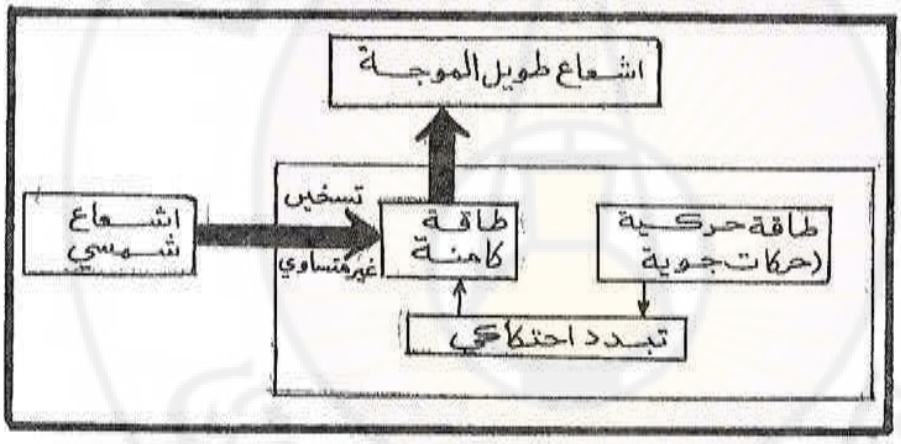
يتحكم في دورة الهواء العامة بمركبتيها الشاقولية والأفقية عدة عوامل تعمل متضامنة متضافرة مع بعضها. ولما كانت الدورة الهوائية العامة في الغلاف الجوي هي نتاج عدم التوازن في كل من؛ الإشعاع، الرطوبة الجوية، قوة الدفع، والكتلة مابين العروض المنخفضة والعروض المرتفعة، لذا فإن عدم التوازنات تلك تشكل طاقة حركية تعمل على تحريك جزيئات الهواء، بحيث تخلق نظاماً حركياً جوياً على مستوى الكرة الأرضية.

وهكذا يمكن القول أن أهم عاملين متحكمين في دورة الهواء العامة ومحركين لها هما:

١ـــ التسخين الأرضي غير المتكافئ:

تتميز العروض الواقعة بين خطي عرض ٣٥شمال 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 بين التغيرات في الطاقة ضمن منظومة الجو ــ الأرض

٢ــ 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 الدائرة (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 ٤٦٥م/ثا، لتتناقص مع تزايد درجة العرض (السرعة الدورانية عند خط عرض ٦٠ تبلغ ٢٣٠م/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 ٤٢° إلى خط عرض ٤٦°، فللحفاظ على قوة دفعه الزاوي ثابتة يجب أن تزداد سرعته بالنسبة إلى سطح الأرض بحدود ٢٩م/ثا. وعملياً فإن هذا التزايد في سرعة الهواء سيقاوم بقوى 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 تبددها 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 ٢٥٠ميليبار وذلك بين خطي عرض ٣٠شمالاً و٢٠جنوباً.

ويمكن أن يتم نقل قوة الدفع الزاوي من العروض المنخفضة إلى العروض المرتفعة بعدة طرق:

أ ـــ بواسطة الحركات في حجيرة هادلي في العروض المنخفضة.

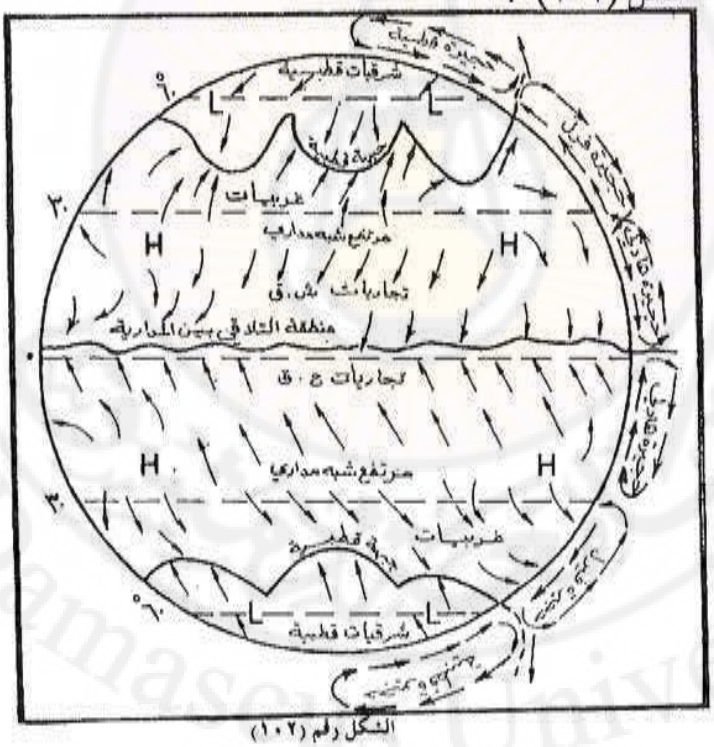
ب ـــ بواسطة الاضطرابات الجوية المتنقلة، بخاصة في التروبوسفير العلوي شبه المداري -كما أشرنا إلى ذلك سابقاً-.

جـ ـــ بواسطة أمواج الضغط التروبوسفيرية في المستويات العليا وما يرافقها من اضطرابات إعصارية سطحية (منخفضات جوية) وأضداد أعاصير (مرتفعات جوية).

ثالثاً ـــ 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 يحركان الهواء في المستويات الأفقية والرأسية. ففي المنطقة الاستوائية ذات الحرارة المرتفعة والضغط المنخفض الدائم يتحرك الهواء رأسياً نحو الأعلى نتيجة تمدده وانخفاض كثافته بفعل تسخنه الشديد من سطح الأرض المتسخنة، مما يترتب على ذلك تدفق الهواء أفقياً من نصفي الكرة (التحاريات) نحو الأخدود 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. وبابتعاده عن المنطقة الاستوائية يزداد تبرده مما يضطره تحت تأثير ثقالته أن يهبط عند العروض شبه المدارية مشكلاً الضغط المرتفع شبه المداري الذي يعد مصدر الرياح التجارية المتجهة نحو خط الاستواء وغربيات العروض الوسطى التي تتجه نحو عروض أعلى.

أما الينبوع البارد في المنطقة القطبية فهو يعمل على تبريد الهواء الجاثم فوقه، ومن ثم انكماش جزيئات الهواء المتبردة وتضاغطها على بعضها، مما يؤدي إلى ارتفاع الضغط عند السطح (الضغط المرتفع القطبي) الذي يدفع هواءه البارد بعيداً عنه على هيئة رياح شرقية شمالية شرقية ليصطدم مع الهواء الدافئ القادم من الضغط المرتفع شبه المداري (غربيات العروض الوسطى)، ولينجم عن اصطدامهما مع بعض ارتفاع الهواء الأدفأ نحو الأعلى متشكلاً تحته 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 المنطقةالقطبية 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 ــ نماذج الدورة الهوائية العامة:

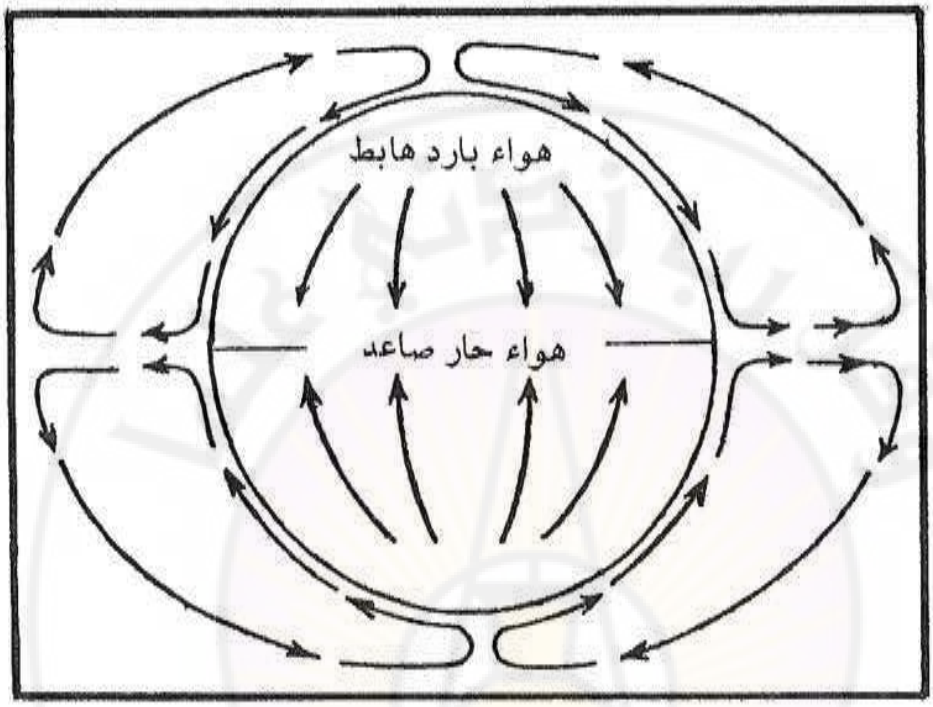
إن دورة الهواء العامة ليست بسيطة كما كان يعتقد سابقاً، وإنما هي معقدة جداً لتعدد العوامل التي تتدخل فيها، ونتيجة لعدم كفاية المعلومات الرصدية عن الجو على المستويين الأفقي والشاقولي وتعدد العوامل المتحكمة في دورة الهواء العامة، لم يتمكن العلماء حتى يومنا الحالي من وضع أنموذج كامل وتام للدورة الهوائية. غير أن مفاهيم الأمس عن دورة الهواء العامة تختلف عن مفاهيم العصر الحالي، مما يمكننا ذلك من التمييز بين مجموعتين من المفاهيم:

أ ــ المفاهيم القديمة:

وهي مفاهيم حرارية بحتة تفسر دورات الهواء في التروبوسفير ــ التي تشبه دورات نسيم البر والبحر ــ مابين منابع حرارية مختلفة. ودوراتها هيئة حجرات أو خلايا تعرف بالحجيرات الحملانية. وهي في العادة تقوم على أنموذج وحيد من الحجيرات. ويميز في هذه المفاهيم بين نموذجين، أحدهما نموذج الحركة على أرض ثابتة، والآخر نموذج الحركة على أرض دائرة.

١ــ 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) أو ل 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 حجيرة 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.

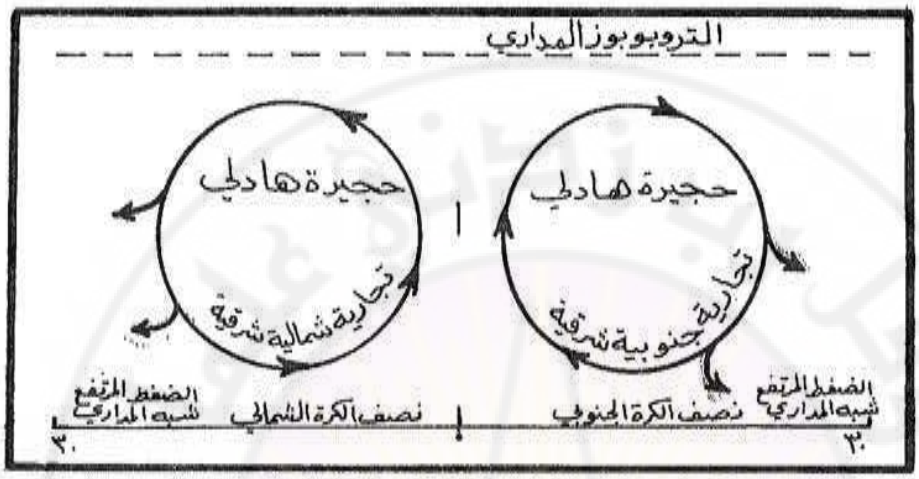


الشكل (١٠٣)

نموذج هالي الحراري للحركة الجوية على أرض ثابتة

٢ ــ 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 ــ في العام السابق نفسه ــ 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 مابين المدارين، وبذا تتواجد حجيرة 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

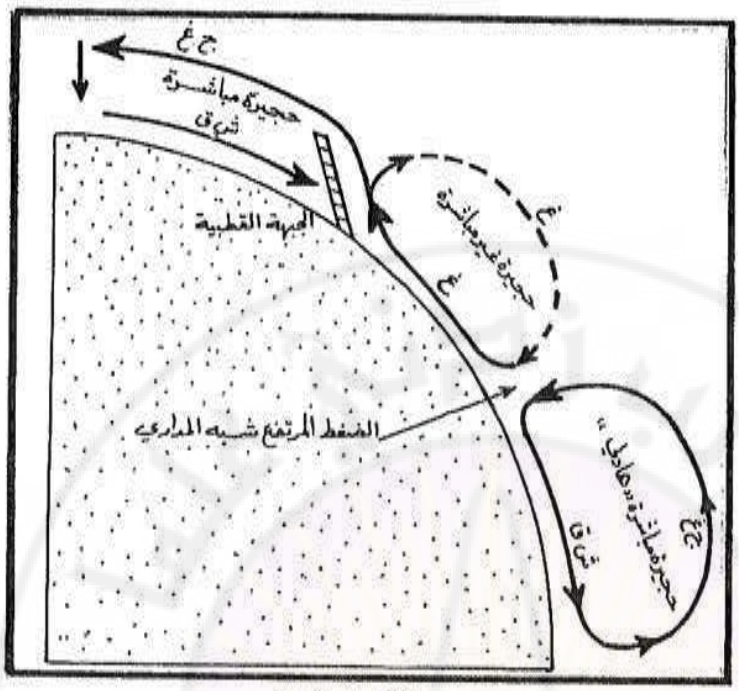
ب ــ المفاهيم الحديثة:

تعتمد بعض هذه المفاهيم على العامل الحراري–الحركي لتفسير دورة الهواء العامة التي تتخذ شكلاً متعدد الحجيرات، بينما يركز البعض الآخر منها الأحدث عهداً على العامل الحركي فقط.

١ــ المفاهيم الحرارية ــ الحركية: تركز هذه المفاهيم على العلاقة مابين 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 حجيرة حركة غربية استطاع العالم (روسبي) 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 (روسبي) سبب وجوده المرتبط عموماً بآلية تشكل الضغط المرتفع شبه المداري. والنماذج الحديثة لدورة الهواء العامة ذات حجيرات ثلاثة، نذكر منها:

١ــ أنموذج روسبي (Rossby): ركز (روسبي) 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 يبقي على حركة الرياح ــ كما أشرنا إلى ذلك سابقاً ــ. وقد أكد (روسبي) على ضرورة وجود حجيرة غربية سطحية ــ 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 حجيرة عروض وسطى غير مباشرة، والباقي يستمر تجاه القطب ليهبط مشكلاً حجيرة قطبية مباشرة. وهكذا، فإن أنموذج (روسبي) لدورة الهواء العامة يتألف من حجيرات ثلاث –شكل (١٠٥)–، هي :



الشكل رقم (١٠٥)

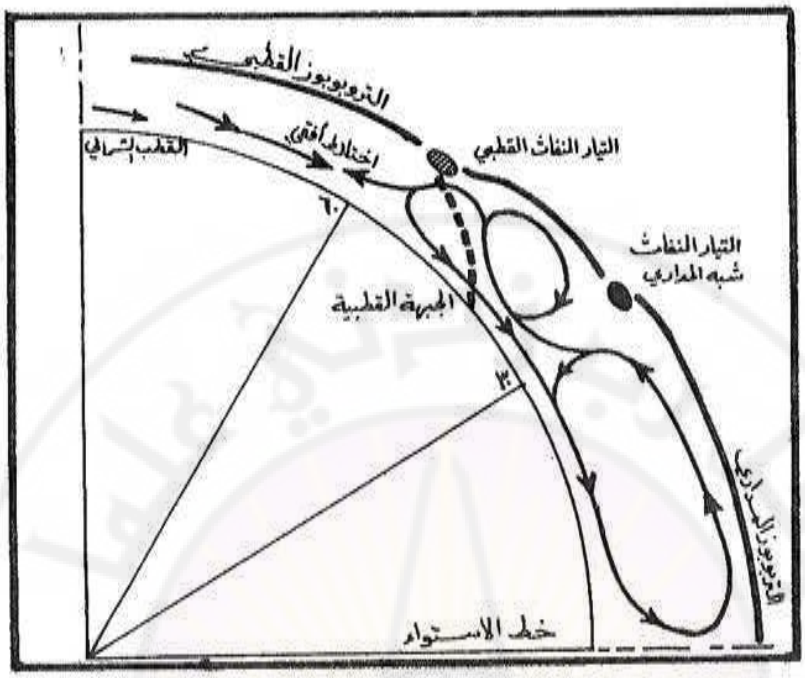
نموذج روسبي للحركة الجوية العامة

١ــ حجيرة مباشرة (حجيرة مدارية)، وهي نفسها حجيرة هادلي الممتدة بين خط الاستواء ودرجة عرض ٣٠.

٢ــ حجيرة غير مباشرة (حجيرة عرض وسطى) بين خطي عرض ٣٠-٦٠ درجة، وهي حجيرة حزام غربيات العروض الوسطى.

٣ــ حجيرة مباشرة (حجيرة قطبية) بين القطب وخط عرض ٦٠درجة تقريباً حيث يسود حزام الضغط المنخفض تحت القطبي والجبهة القطبية.

٢ــ 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 الحجيرات الثلاث الذي وضعه روسبي وغيره ممن سبقوه (فرل، توربير جيرون)، وهذا مافعله (بالمين) عام ١٩٥١م، حيث ميز في أنموذجه –شكل (١٠٦)– ثلاث حجيرات، هي:



الشكل رقم (١٠٦)

نموذج بالين للحركة الجوية العامة ذات الحجيرات الثلاثة

١ــ حجيرة مدارية مماثلة لحجيرة هادلي وبيرجيرون وروسبي.

٢ــ حجيرة فوق مدارية، أو ما يمكن أن تعرف باسم حجيرة جبهة قطبية.

٣ــ حجيرة قطبية في المناطق الموجودة تجاه القطب من المنخفض تحت القطبي.

وتتطابق الحجيرة المدارية مع ما ذكرنا سابقاً عن الدورة الهوائية في العروض المنخفضة. أما الحجيرة فوق المدارية فتتصف بكونها أكثر تعقيداً من الحجيرة المدارية، إذ تعقد الصورة الطبيعية الانتقالية للجبهة القطبية. بالإضافة إلى أن دورة الحجيرة المتوسطة (الحجيرة فوق المدارية) أضعف إلى حدما من دورة الحجيرة المدارية. ويحدث بوجه عام مزج للهواء القطبي في الجزء الأسفل من الجبهة القطبية، بخاصة عند تحركها إلى المناطق شبه المدارية، مما يودي إلى تحلل الجبهات القطبية

المتحركة إلى المناطق شبه المدارية. كما شرح (بالمين) آلية وجود تيارين نفاثين؛ أحدهما مصاحب للجبهة القطبية، والآخر فوق العروض شبه المدارية.

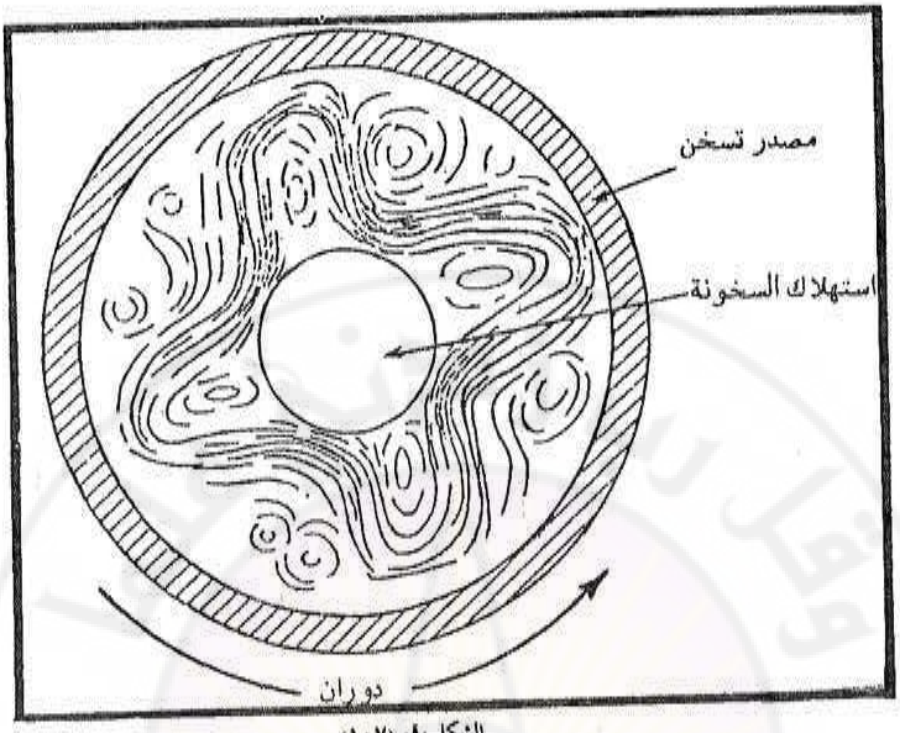
٢ــ المفاهيم الحركية للدورة الهوائية العامة:

أ ــ 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 يشكلان مصدراً للطاقة الحركية للماء، وتم وضع منبع التسخين عند أطراف الحوض (ممثلاً المنطقة الاستوائية)، بينما وضع منبع التبريد في مركز الحوض (ممثلاً 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 حجيرة حملانية بسيطة تعمل على إعادة توزع 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 ستتحزأ 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 روسبي، فولتز (Fultze)، وهايد (Hide)، وسابن (Sabin)،وفالر (Faller).



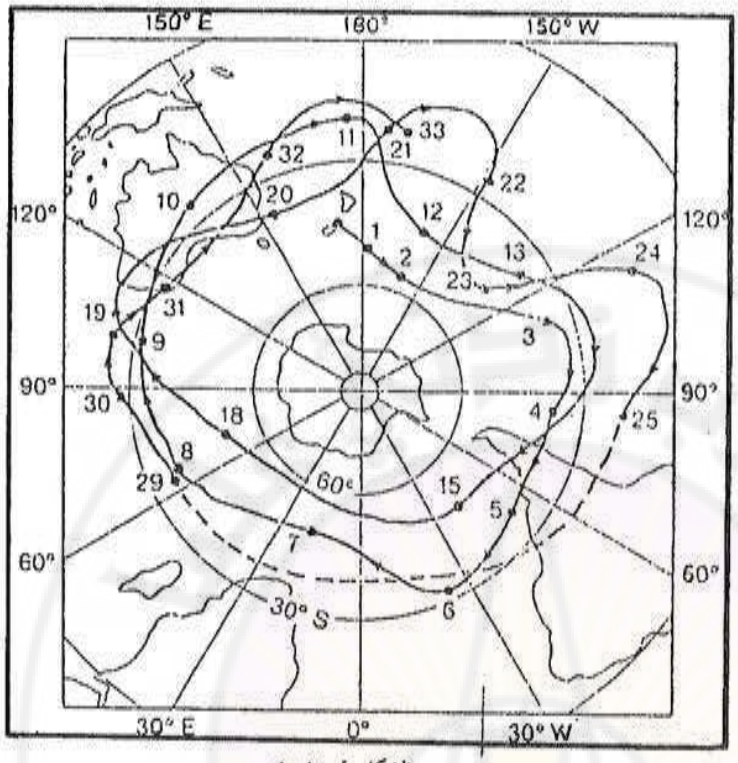
الشكل رقم (١٠٧)

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 ٣٣يوماً حول القطب الجنوبي بقوة الرياح الغربية السائدة على ارتفاع نحو ١٢٠٠٠م. 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 ــ الغربيات العلوية:

تسود الرياح الغربية الجيوستروفية في الجزء العلوي من التروبوسفير (فوق ٥كم) في العروض الوسطى من نصفي الكرة، مستمدة طاقتها الحركية من التدرج الضغطي الموجود بين خطي عرض (٣٥-٥٥) درجة شمال خط الاستواء وجنوبه،

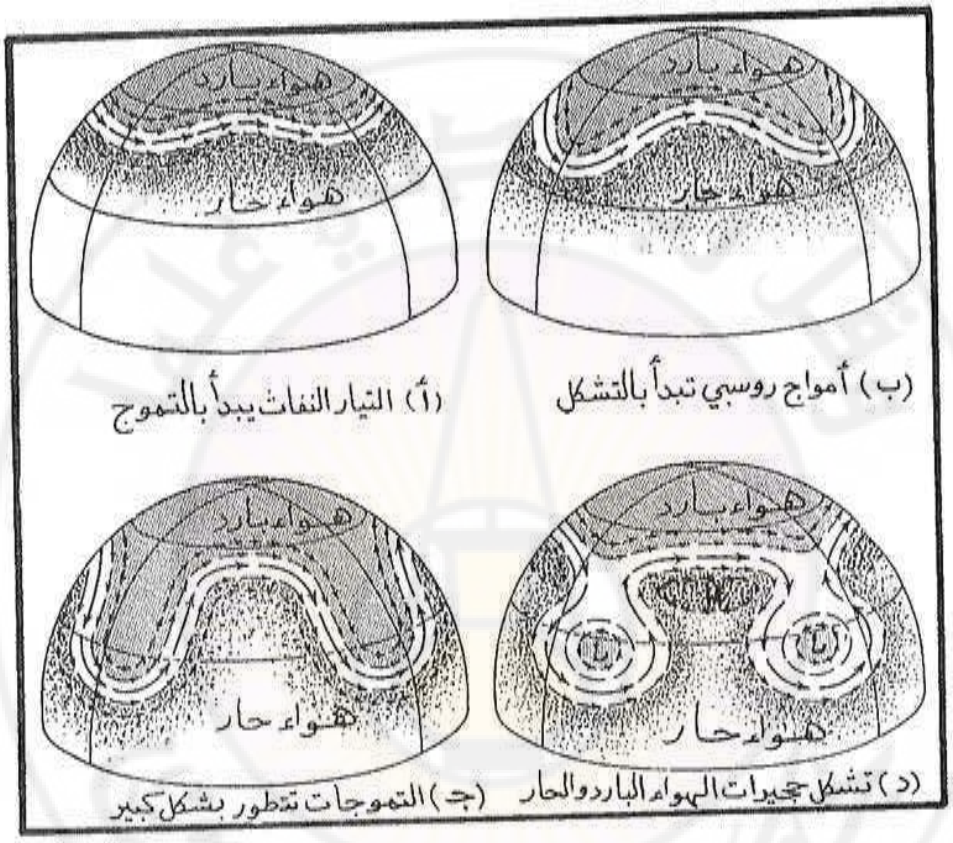


الشكل رقم (١٠٨)

نماذج تجارب البالون للحركة فوق العروض المعتدلة والقطبية

الذي يحدد سرعته للرياح ودرجة نطاقيتها. 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 القرينةالنطاقية على أعظمها، حيث يصل التدرج الأفقي في الضغط إلى أكثر من (٨) ملليبار/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 ــ الجيرية لمربيات العروض الوسطى

١ــ حركة سريعة للمنخفضات نحو الشرق.

٢ــ تبادل طولاني قليل للكتل الهوائية.

٣ــ تطور شديد في الضغوط المرتفعة شبه المدارية والمنخفضات الايسلندية.

٤ــ تزحزح المنخفضات الايسلندية لتتمركز 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، وللهواء المداري نحو القطبين –شكل (١٠٩-ب)-. وكلما تباطئت 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 النهاية من مراحل تطور التيار الغربي **بالنطاقية المنخفضة** التي تترافق بالمظاهر التالية:

١ــ تدرج حراري ــ شرقي ــ غربي شديد.

٢ــ المظهر الحصيري 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.

٣ــ تزحزح المنخفضات الايسلندية والآلوشية غرباً إلى الغرب من مواقعها الأصلية.

٤ــ تطور المرتفعات الجوية الحاجزية.

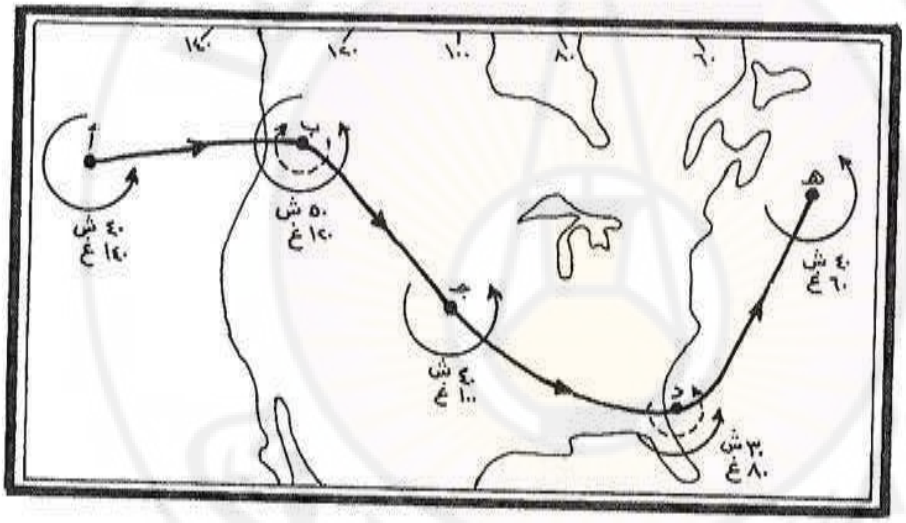
وتعزى نشأة الأمواج العلوية إلى مبدأ المحافظة على الدورانية المطلقة للرياح (Absolute Vorticity) التي هي نتاج الحركة الدورانية للأرض والحركة الدورانية للرياح بالنسبة للأرض عند أية سرعة للرياح فوق سطح الأرض؛ ذلك أن الدورانية لا ترتبط فقط بحركة الهواء حول الإعصار أو ضد الإعصار (الدورانية النسبية)، وإنما 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، والناتج 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 ٤٠درجة 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 ـــ أي حركة لا إعصارية ـــ 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 اللإعصاري للمحافظة على الدورانية المطلقة. وسيصبح التدفق الهوائي عند النقطة (جـــ) 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 روسبي)، حيث نسبت تلك الحركة الموجية إليه، وأصبحت تعرف باسمه.



الشكل رقم (١١٠)

آلية تشكل الحركة الموجية العلوية

ـــ النماذج العددية لدورة الهواء العامة:

تشبه نماذج الحركة الجوية كافة النماذج المعروفة في حياتنا اليومية ـــ طبيعية أو غير ذلك ـــ من كونها تمثل تبسيطاً غير كاف 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 المتحكمة 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 الحواسب الآلية (Computers) عالية السرعة، لتقدم بذلك صورة عن نتائج التفاعل بين العديد من المتغيرات في إظهار سلوك الجو ا لعام.

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) ـــ 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) ـــ 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 احتثت الغابة المدارية ... وتساؤلات أخرى كثيرة ذات أهمية كبيرة بالنسبة لمستقبل المجتمع البشري بالإجابة عنها يمكن التوصل إلى فهم أكبر لعمل المنظومة الجوية.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

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.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

الكتـــل الهوائيـــة

أولاً ـــ تعريف الكتلة الهوائية.

ثانياً ـــ مصادر الكتل الهوائية وشروط تشكلها.

ثالثاً ـــ أنواع الكتل الهوائية.

رابعاً ـــ التغيرات في الكتل الهوائية.

خامساً ـــ استقرارية الكتل الهوائية.

سادساً ـــ تأثير الكتل الهوائية على الأحوال الجوية.

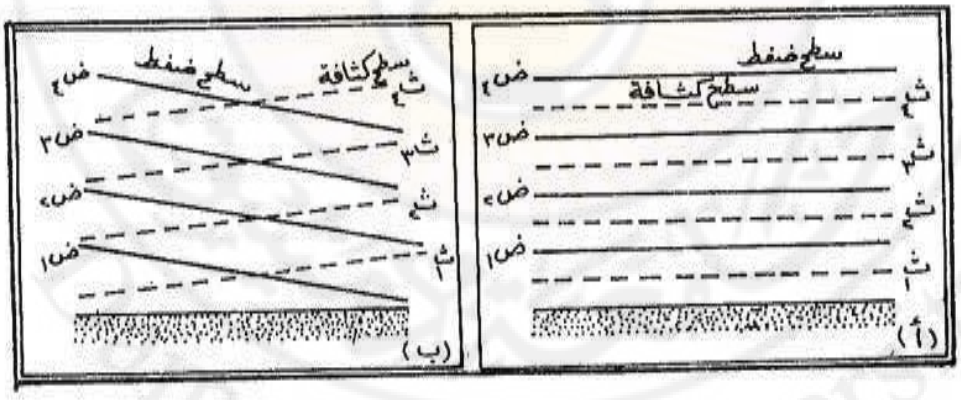
Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الكتـــل الهوائيـــة (Air Masses)

أولاً ــ 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 تتوازى 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^2 لتتجاوز أحياناً المليون كم^2. كما أن سماكتها قد تصل إلى بضعة آلاف الأمتار (٣٠٠٠م 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 ـــ طبيعة منطقة المنبع.

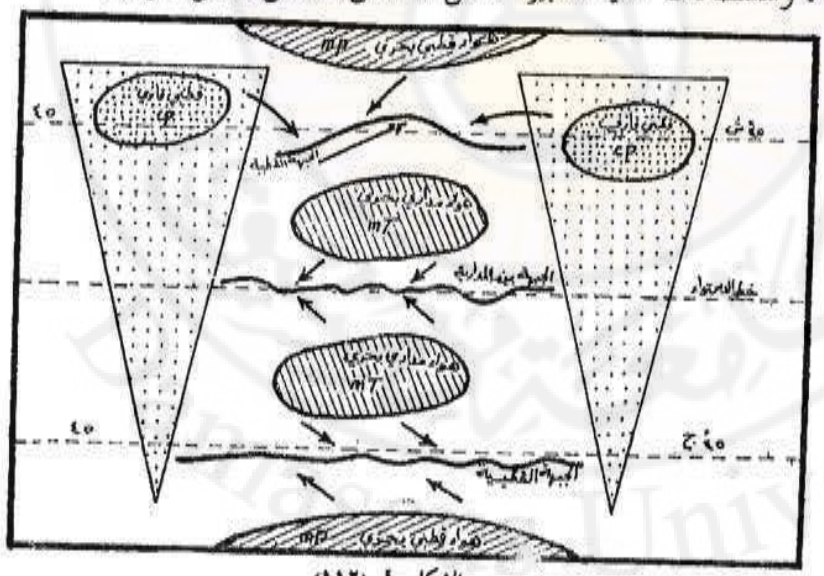
ب ـــ التغيرات التي تعتريها في أثناء تحركها مسافات طويلة.

جـ ـــ عمر الكتلة الهوائية.

ثانياً ـــ 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:

١ـــ 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، والمسطحات المائية الكبيرة أفضل الأماكن لتشكل الكتل الهوائية.



الشكل رقم (١١٢)

تمثيل نظري للكتل الهوائية ومنابعها، وللجبهات على قارات افتراضية

٢ــ بقاء الهواء جاثماً فوق المنطقة فترة من الوقت كافية لأن تجعله يكتسب المميزات المناخية نفسها لهذه المنطقة.

٣ــ استقرار الجو وهدوءه وعدم وجود تغيرات أو اضطرابات جوية. حيث أن مناطق الاضطرابات الجوية لا تصلح مطلقاً لتشكل الكتل الهوائية.

٤ــ أن تكون المنطقة، إما سطحاًمن اليابس متسع الامتداد، أو سطحاً مائياً شاسعاً، وذلك لتوحيد الصفات الطبيعية للكتلة الهوائية.

٥ــ 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 أوربا)، ومناطق الجليد الدائم في الحوض القطبي الشمالي، وكذلك القارة القطبية الجنوبية. وأيضاً فأن 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 تتشكل 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 ــ كمثال ــ ليس أكثر من تغير وقتي وسطحي ومحلي يصيب الجزء القريب من السطح من الكتلة الهوائية الضخمة السائدة.

ثالثاً ــ أنواع الكتل الهوائية:

تصنف الكتل الهوائية حسب طبيعة منطقة منابعها على أساس العاملين التاليين الرئيسيين:

أ ـــ درجة الحرارة؛ التي تحددها الخصائص الحرارية لمنطقة المنبع، والتي تولد أنموذجين رئيسيين من الكتل الهوائية؛ إحداهما باردة ـــ وقد تكون قطبية (P) أو متجمدة (CA, CAA)ـــ، والأخرى حارة، وهي مدارية النشأة (T).

ب ـــ 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:

١ـــ كتلة هوائية مدارية (حارة) قارية (cT).

٢ـــ كتلة هوائية مدارية (حارة) بحرية (mT).

٣ـــ كتلة هوائية قطبية (باردة) قارية (cP).

٤ـــ كتلة هوائية قطبية (باردة) بحرية (mp).

٥ـــ كتلة هوائية متجمدة شمالية (CA).

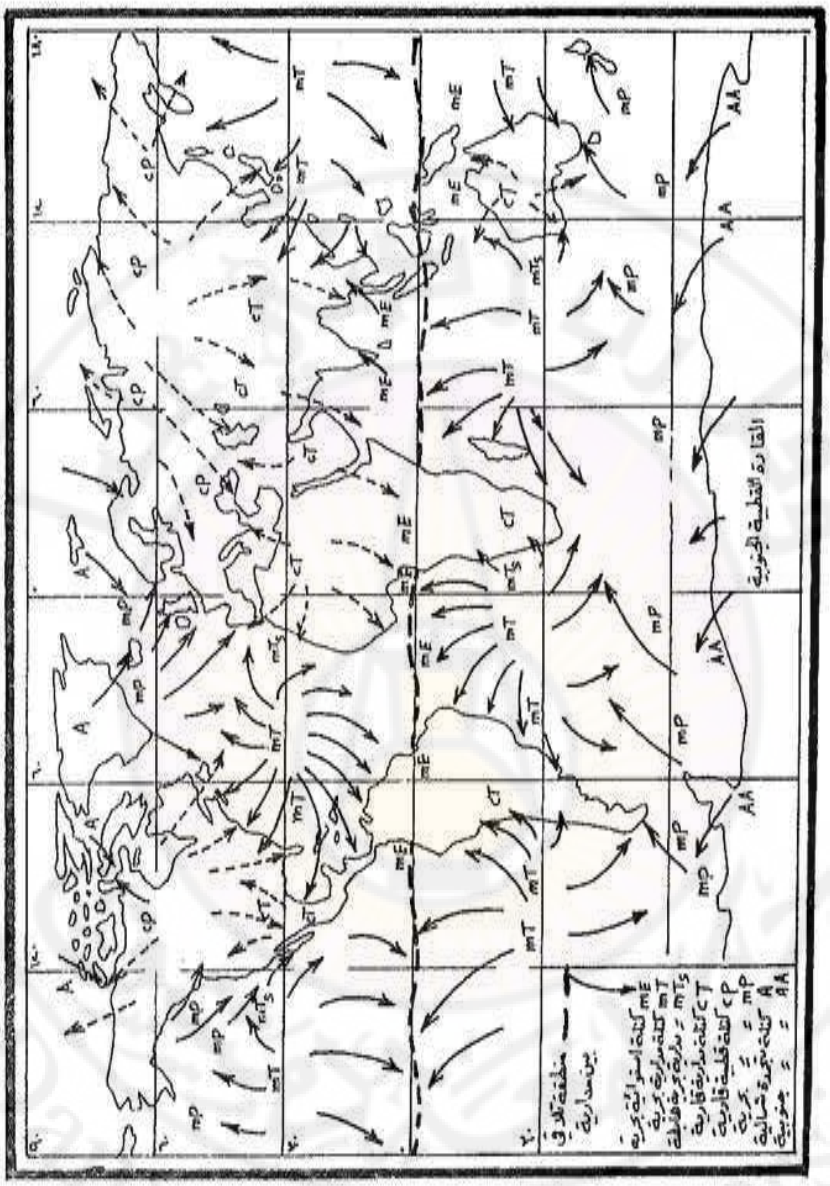
٦ـــ كتلة هوائية متجمدة جنوبية (CAA).

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:

١ـــ 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)

توزع الكتل الهوائية ومنابعها

أ ــ **الكتلة القطبية (p)**؛ وهي إما أن تكون قارية المنشأ أو بحرية:

١ــ 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 ببرودها الشديدة، وبجفافها الكبير.

٢ــ الكتلة القطبية البحرية (mp)؛ ومصدرها المحيط الأطلسي الشمالي، والمحيط الهادي الشمالي، والمحيط الجنوبي. وتتصف هذه الكتلة بانخفاض حرارتها (-٢٣°م عند مستوى ٥٠٠مليبار، و+٥°م عند مستوى ٨٥٠مليباراً في شهر كانون الثاني)، وبارتفاع درجة رطوبتها، وينجم عن هذه الكتلة هطول الأمطار والثلوج في فصل الشتاء في المناطق التي تهب عليها.

ب ــ **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:

ــ الأولى؛ الكتلة المتجمدة الشمالية (CA)، والتي مصدرها الحوض القطبي الشمالي المغطى بنظام ضغط مرتفع.

ــ 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 تشكلهما وتلاحمهما، 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 ٥٠٠مليبار: cp =-٣٣°م، CA= -٤٢°م. مستوى ٨٥٠مليباراً: cp=-١٨°م، CA =-٣١°م).

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 بقائه مصدراً دائماً للهواء القطبي.

٢ــ الكتل الهوائية الحارة:

وهي كتل من الهواء تنبعث من حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري ــ التي تشكل منابع لها ــ والمتمركزة فيما بين خطي عرض (٢٥ــ٣٥) درجة شمال خط الاستواء وجنوبه، حيث يحدث تراكم للهواء من الأعلى في هذه العروض، مترتباً عن ذلك تضاغط 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 ــ كتلة هوائية مدارية قارية (cT): وتنشأ هذه الكتلة إما في الأجزاء القارية من حجيرات الضغط المرتفع شبه المداري ــ كما هو الحال في هارمتان أفريقيا الشمالية ــ، أو تكون مرتبطة بمناطق الرياح المتغيرة الخفيفة المتأتية من الهبوط التروبوسفيري الأعلى فوق القارات الرئيسية في الصيف، كما هو الحال فوق آسيا الوسطى[1]. وتكون هذه الكتلة بوجه عام مرتفعة الحرارة وشديدة الجفاف ومحملة بالأتربة في فصل الصيف (٢٢°م عند مستوى ٨٥٠ملليباراً)، أما في الشتاء فتكون جافة ودافئة نسبياً (١٩°م عند مستوى ٨٥٠ملليباراً).

ب ــ 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، بينماتكون 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 ٨٥٠ملليباراً) ودرجة رطوبتها العالية، بخاصة في الأجزاء المنخفضة منها فوق المحيطات. كما وتتميز بتطبقها المستقر (الثابت). وقد يصحبها تشكل غيوم طبقية خلال حركتها نحو المناطق الأبرد في العروض الأعلى بعيداً عن منابعها.

رابعاً ــ التغيرات في الكتل الهوائية:

تتصف الكتل الهوائية بصورة عامة بتحركها، إذ أنها لا تبقى في مناطق تشكلها سوى فترة من الزمن، لتنتقل إلى مناطق أخرىفي 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. وستتعرض أجزاؤها السفلى وهي في حركتها هذه خلال مسيرها 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.

١ــ نماذج التغيرات:

من الممكن تمييز أنموذجين من التغيرات التي تطرأ على الكتلة الهوائية في أثناء حركتها، هما:

أ ــ تغيرات حرارية ــ حركية (ترموديناميكية):

إن أي كتلة هوائية تتعرض للتسخين من قاعدتها في حال انتقالها من سطح بارد إلى آخر أحر ــ أو أنها تتسخن بواسطة التسخين الإشعاعي ــ، كما أن أي كتلة هوائية تتعرض للتبريد من الأسفل عند انتقالها نحو منطقة أشد برداً من منطقة منبعها ــ أو أنها تتبرد بالإشعاع ــ، 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 ــ 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 يتحور ببطء قبل أن يمكننا إطلاق عليه اسم هواء مداري.

٢ــ 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 والحارة:

١ــ 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 مزني) ممطر بغزارة أحياناً. أما الهواء المتحرك شرقاً من البحر الأبرد نحو أوربا الأحر صيفاً، فيسخن ويصبح غير مستقر. ومشابهاً لما ذكر في الهواء الجليدي القاري (CA) بعد عبوره مناطق البحار في العروض العليا متحولاً إلى هواء جليدي بحري (mA) أو قطبي بحري (mp).

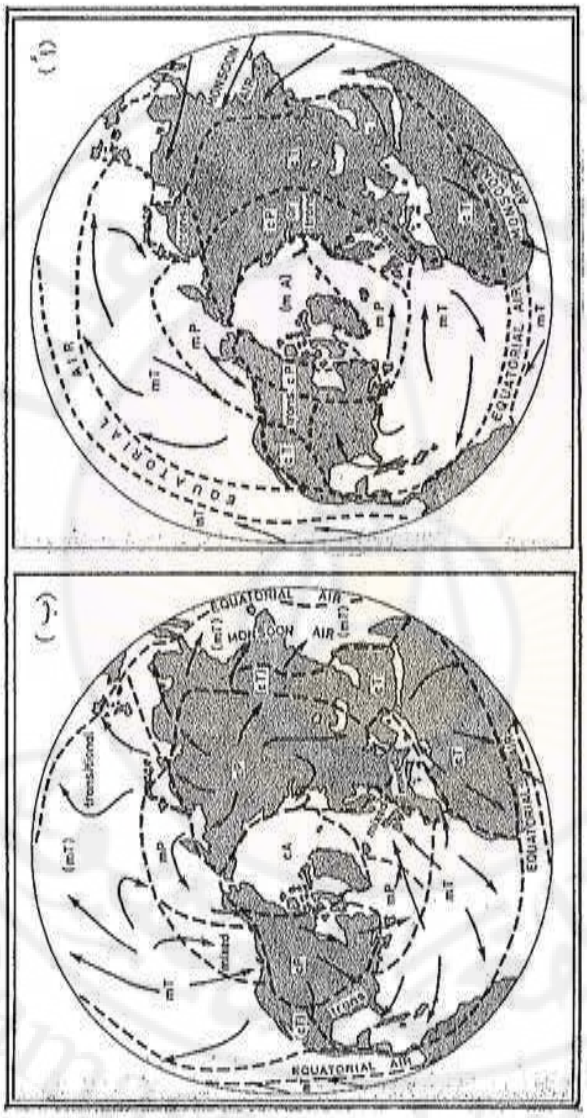
وعندما ينتقل الهواء القطبي القاري (cp) جنوباً فوق اليابس في أثناء الشتاء في أمريكا الشمالية الوسطى –كمثال– ترتفع درجة حرارته، ويميل نحو حالة عدم الاستقرار، وإن كانت كمية الرطوبة المكتسبة قليلة، ويرافقه في مرحلة التحول هذه غيوم ضحلة مبعثرة من نوع الركام التي نادراً ما تسبب هطول أمطار غزيرة حتى في فترة بعد الظهيرة 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 ــ 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، فأنه سيتعرض للتبريد التدريجي، وسيصبح بالتالي أكثر استقراراً في طبقاته المنخفضة. فالهواء المداري البحري (mT) المتصف برطوبة عالية، ينجم عن تبرده من الأسفل ــ رغم جنوحه نحو الاستقرار ــ 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 الطبقية

(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 الانطالية، والرئيسة في نصف الكرة الشمالي: في الصيف (أ) والشتاء (ب)

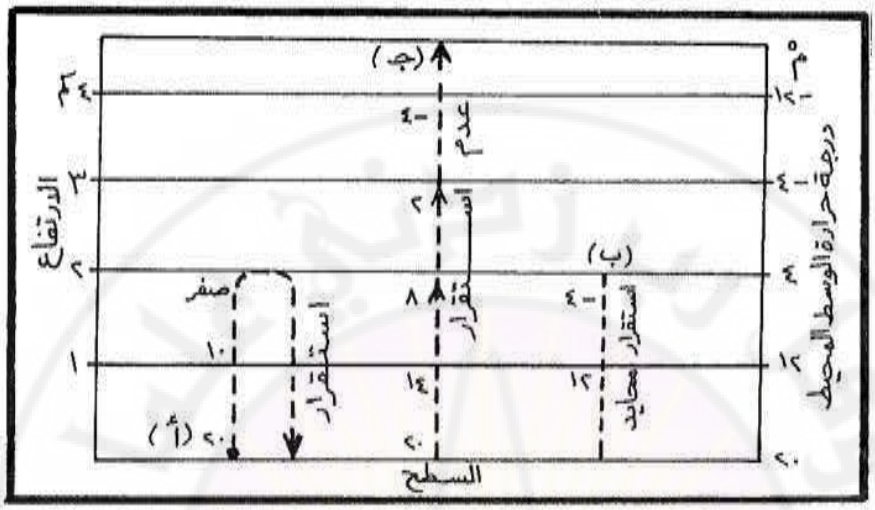
ويتصف الهواء المداري القاري (cT) الذي يتولد من تلك الأجزاء من الضغط المرتفع شبه المداري الواقعة فوق الأجزاء شبه المدارية الجافة في الصيف، بكونه حاراً جافاً جداً، وغير مستقر في أجزائه المنخفضة، مما قد يتولد عن ذلك في بعض الأحيان حدوث عواصف ترابية. وقد يكتسب الهواء المداري القاري في إفريقيا الشمالية في 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 ــ 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 توقف عند المستوى (ب) الذي أجبر على الارتفاع عليه ولم يتجاوزه —شكل (١١٥)- فيكون الجزيء الهوائي متعادلاً أو حيادياً (Neutral). أما إذا استمر الهواء في الارتفاع إلى أعلى متجاوزاً المستوى (ب) الذي أُجبر على الارتفاع إليه ليبلغ 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 مستقراً، 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 الحراري 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 (٦°م/كم ارتفاع)، مع **معدلي التناقص الذاتي (الأديباتي) الجاف** (٩٨,٠°م/كم ارتفاع) **والرطب** (٥,٠°م/كم ارتفاع)، وهما معدلان ثابتان عموماً. واستقرارية الهواء ظاهرة متيورولوجية هامة جداً، لتأثيرها الكبير على كمية ونموذج التكاثف (غيوم، ضباب)، بجانب ظواهر الطقس الأخرى المرتبطة بها كالأمطار والبرد والثلوج والعواصف ...إلخ.

وحالات الاستقرارية الجوية الثلاث، هي:

١ــ الاستقرار (Stability):

يكون الجو مستقراً عندما يكون الهواء متطبقاً 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 هواءها في طبقته السفلى سيتبرد ويبقى ملامساً لهذا السطح ــ مع انتقال البرودة ببطء شديد نحو الأعلى ــ، ولا تحدث فيها أية اضطرابات جوية، لأن الهواء متطبق 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:

١ــ في حال حدوث تبريد حراري ليلي لسطح الأرض، وبخاصة في الأيام الصحوة، يرافقه انقلاب حراري.

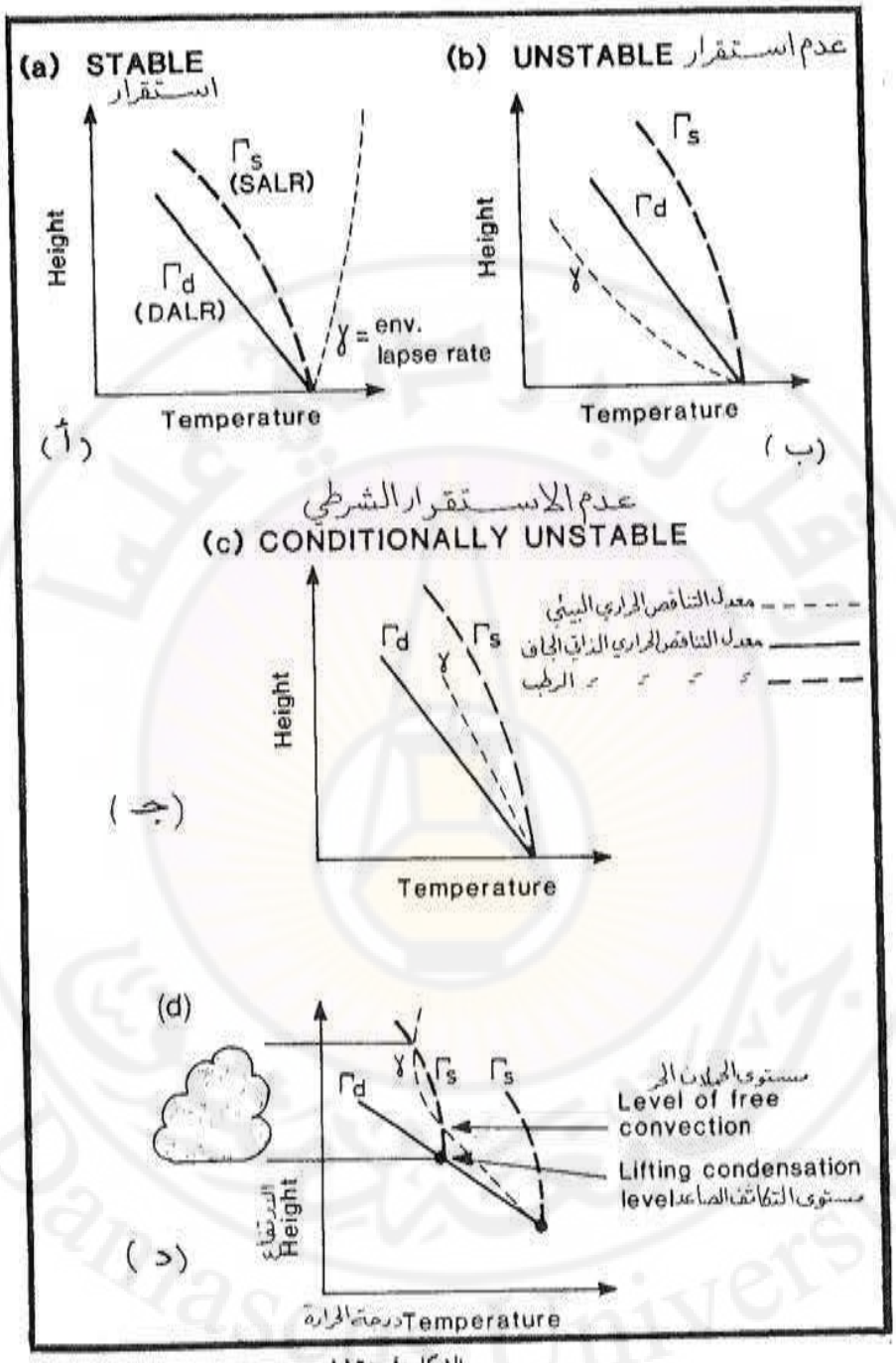
٢ــ في حال مرور كتلة حارة فوق سطح بارد.

٣ــ في حال وجود مناطق ضغط جوي مرتفع، لأن حركة الهواء تكون عندئذ متضاغطة. ويساعد الجو المستقر في الهواء الرطب على تشكل الضباب والغيوم الطبقية.

وهناك حالة من الاستقرار، تعرف بالاستقرار المحايد، تحدث عندما ينطبق منحنى التناقص الحراري الشاقولي البيئي على منحنى التبريد الذاتي للهواء الجاف أو الرطب.

٢ــ عدم الاستقرار (Unstablity):

يعبر عدم الاستقرار عن الحالة التي يكون فيها الهواء متطبقاً بعكس كثافته



الشكل رقم (١١٦)

حالات الاستقرار الجوي (أ)، وعدم الاستقرار (ب)، وعدم الاستقرار الشرطي (جـ،د)

(الأقل كثافة في الأسفل)، وسعياً 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، فتنخفض 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-جـ)-. ومثل هذا الوضع يتحقق في الحالات الأربع التالية:

١ــ زيادة التسخين الحراري لسطح الأرض.

٢ــ عبور هواء بارد فوق سطح حار.

٣ــ تصادم هواء حار مع آخر بارد.

٤ــ 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.

٣ــ 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. وبهذا 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-جـ،د)–. فعدم الاستقرار هذا مشروط برطوبة الهواء.

سادساً ــ 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 أوربا 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.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الجبهـــات الجويـــة

أولاً ـــ تعريف الجبهة الجوية.

ثانياً ـــ شروط تشكل الجبهات الجوية.

ثالثاً ـــ خصائص منطقة الجبهة الجوية.

رابعاً ـــ أنواع الجبهات:

ـــ الجبهات الكبرى.

ـــ الجبهات الصغرى.

جامعة دمشق Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الجبهـــات الجويـــة (الهوائيـــة)

تشكل الجبهات الجوية، إحدى مناطق عدم الاستقرار الجوي الشديدة في العالم، لما تشهده من حركات صعود هوائية عنيفة أحياناً واضطرابات في الأحوال الجوية تقود إلى أشكال مختلفة من الطقوس، والتي تبرز فعاليتها في العروض الوسطى من نصفي الكرة.

أولاً ـــ تعريف الجبهة الجوية:

الجبهة الجوية، أو الجبهة الهوائية؛ عبارة عن سطح تماس أو انفصال بين كتلتين هوائيتين مختلفتين في صفاتهما ـــ بخاصة في درجة الحرارة والرطوبة ـــ ومتعاكستين في اتجاههما، بحيث يقود هذا التعاكس إلى تقابلهما وتصادم بعضهما ببعض. فعندما تلتقي ـــ أو تتصادم ـــ 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 الجوية في المستقبل القريب.

ثانياً ـــ شروط تشكل الجبهات:

لا بد لتشكل الجبهات من توافر شرطين رئيسيين في آن واحد، وهما:

أ ـــ التناقض في درجة الحرارة والرطوبة بين كتلتين هوائيتين. حيث تكون إحداهما أشد برودة وبالتالي أعظم كثافة من الأخرى.

ب ـــ الحركة الجوية العامة التي تسهم في تحقيق التلاقي والتصادم بين الكتلتين الهوائيتين.

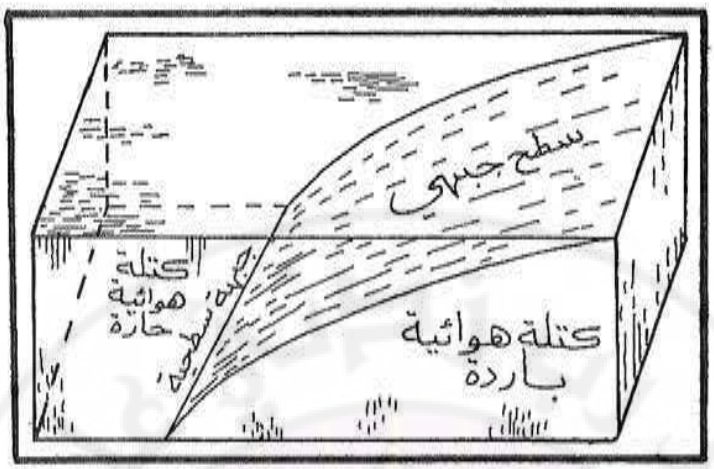
وهكذا فإن ضعف الجبهات أو تحللها يعود إلى قلة التناقض أو التباين في درجة الحرارة والرطوبة بين الكتلتين الهوائيتين. كما أن وجود نظام حركة جوية

لايحقق التلاقي المطلوب يؤدي إلى تحلل الجبهات. فاستقرار جبهة فوق سطح متجانس 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 وبالسرعة 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 والسرعة الملحوظة. في حين نجد أن انخفاض سرعة الرياح التجارية إلى درجة كبيرة ـــ حتى مرحلة السكون في بعض الأماكن ـــ جعل الكثير من العلماء يستبعدون وجود شيء اسمه الجبهة المدارية فيما بين الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية، وإنما ينادون بوجود منطقة تتلاقى ـــ أو تتقارب ـــ فيها الرياح في نطاق الضغط المنخفض الاستوائي يطلق عليها اسم منطقة التجمع بين المدارية (ITCZ).

ثالثاً ـــ 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 مايلاحظ من تغيرات درجة الحرارة والرطوبة في أثناء عبور منطقة الانتقال هذه لإحدى مناطق الكرة الأرضية. وتختلف سعة الجبهة من (٨٠ـــ٢٠٠كم)، وكلما قلت سعة الجبهة ازداد معدل تغير درجة الحرارة في وحدة المسافة (غراديان الحرارة) الذي يمكن أن يبلغ قرابة (١٢ـــ١٨°م) في مسافة قدرها ٨كم (١,٥ـــ٢,٢°م/كم). كما أن الامتداد الأفقي للجبهة يزيد على (١٠٠كم) ليبلغ آلاف الكيلومترات في الجبهات الكبرى ـشكل (١١٧)ـ. في حين يبلغ الامتداد الشاقولي بضعة كيلومترات ليصل في معظم الحالات حتى سقف التروبوسفير.



الشكل رقم (١١٧)

سطح الفصال هوائي (جبهي)

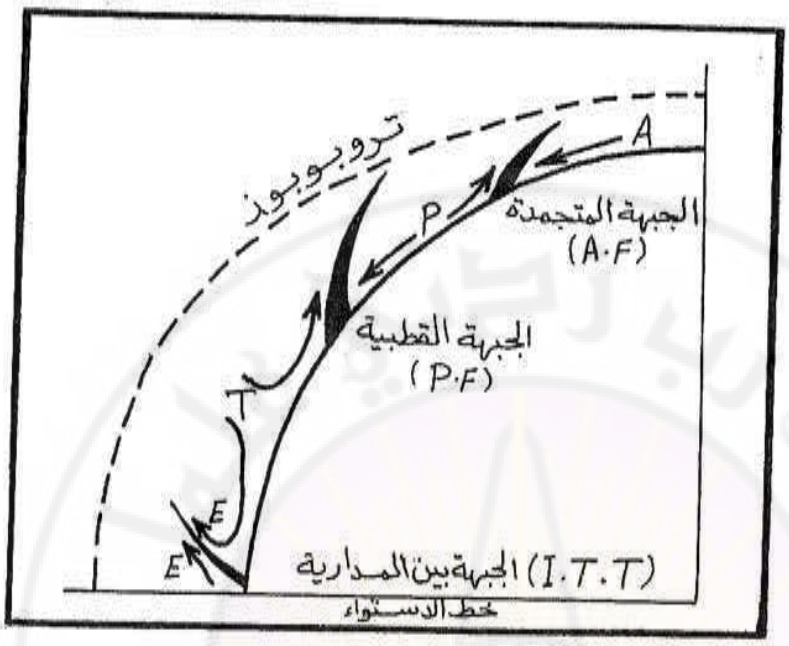
وبصورة عامة، فإن الجبهات لاتتخذ وضعاً أفقياً، وإنما تميل باتجاه الهواء البارد، نتيجة للحركة الدورانية للأرض من جهة ولقوة ثقالة الجاذبية من جهة أخرى. ويزداد ميلاها بالابتعاد عن خط الاستواء. كما تتميز باضطراب الجو الشديد فيها. وهي في حالة حركة دائمة، إذ نادراً ماتستقر في مكان واحد فترة طويلة، لكون الصراع دائماً بين الكتل الهوائية المكونة لها؛ ذلك أنه لابد 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 ــ 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 الجبهي. وتشكل الجبهات الصغرى جزءاً من الجبهات الكبرى.

١ــ الجبهات الكبرى:

يمكن تمييز ثلاث جبهات رئيسية ــشكل (١١٨)ــ:

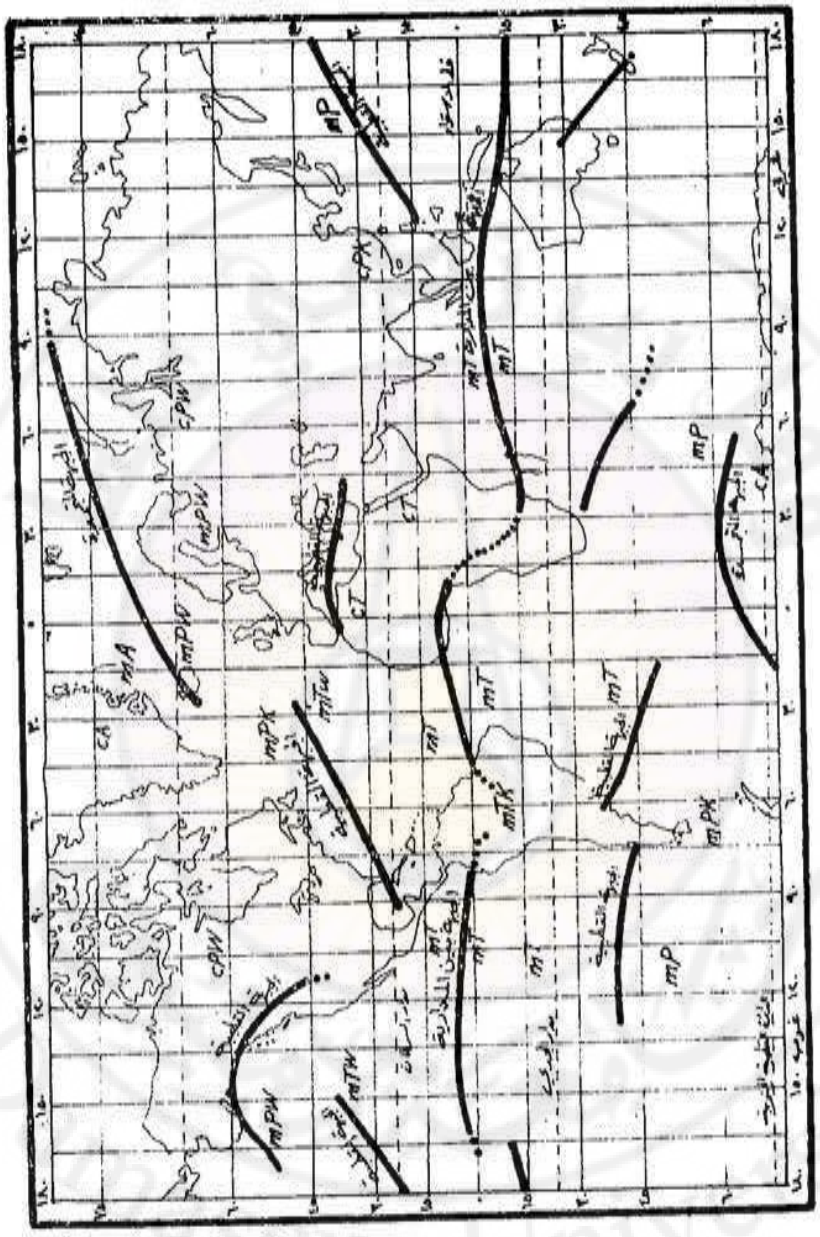


الشكل رقم (١١٨)

قطاع راسي بين المناطق الجبهية الرئيسية في نصف الكرة الشمالي

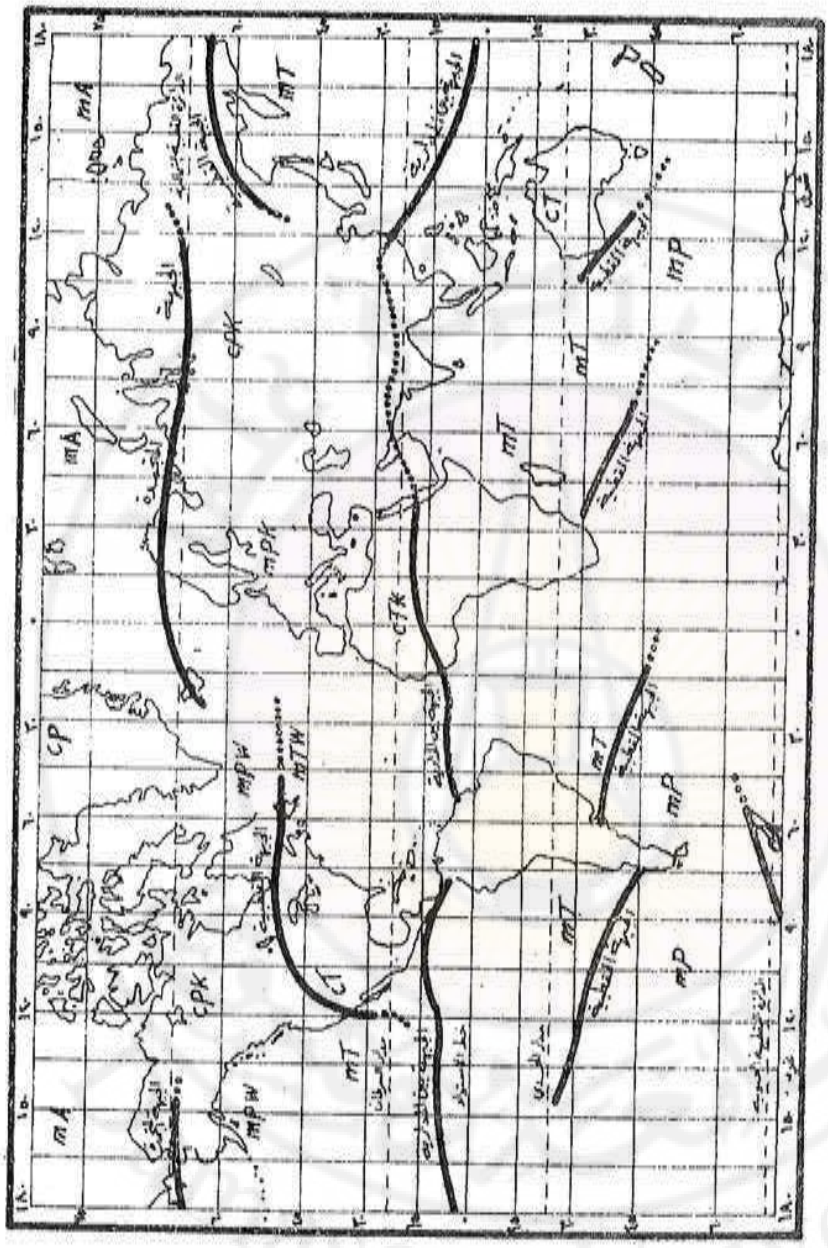
أ ــ الجبهة بين المدارية (Intertropical Front): وهي الجبهة التي تفصل بين الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية، ونتيجة لعدم وجود تباين بين الكتلتين الهوائيتين، فإن كثيراً من العلماء لا يسلمون بوجود مثل هذه الجبهة، وإنما يقرون ــ كما أسلفنا الذكر سابقاً ــ بوجود منطقة تقارب بين مدارية.

ب ــ الجبهة القطبية (Polar Rront): وهي من أهم الجبهات الجوية، كونها المكان الأكثر ملاءمة لنشوء التموجات والمنخفضات الجبهية المرتبطة بها. وتتشكل 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).



الشكل (١١٩-أ)

الكتل الهوائية والجبهات في شهر كانون الثاني



الشكل (١١٩-ب)

الكتل الهوائية والجبهات في شهر تموز

جـ ـــ 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 ٦٠شمالاً، ويمتد مركز عملها بين إيسلندا وسبتزبرغ شتاء، 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 ـــ 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 ـــ جبهة الأليزية: تفصل بين الهواء البحري والأليزيه الصحراوية.

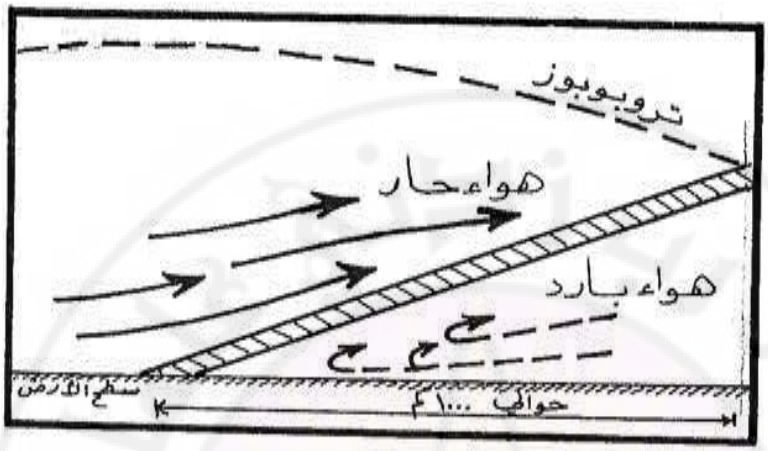
جـ ـــ الجبهة الأوربية الإفريقية: تفصل بين الهواء المتوسطي والهواء الصحراوي، وموقعها في شمالي إفريقية.

د ـــ الجبهة الأكيتانية: وهي جبهة فصلية، تظهر في الصيف فاصلة بين الهواء الأطلسي البارد والهواء القاري المتسخن.

٢ـــ 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 إحداهما منفرداً، إلا أن الفاعلية العظمى لهما تتحقق في حال تواجدهما معاً مشكلين سوية المنخفض الجبهي.

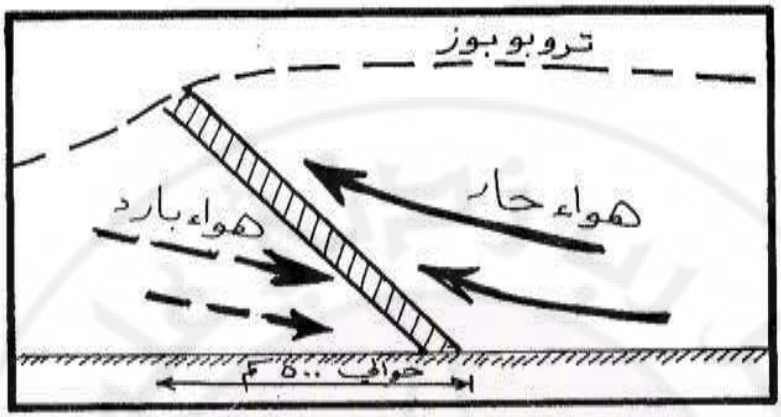
أ ـــ **الجبهة الحارة:** وهي عبارة عن سطح انفصال بين الهواء الحار والهواء البارد.وتتشكل في حال تقدم الهواء الحار فوق منطقة، ليحل محل الهواء البارد المتراجع أمامه –شكل (١٢٠)–. وفي هذه الحالة فإن سطح الانفصال الجبهي يميل تجاه الهواء البارد بزاوية قدرها ٠,٥ ـــ ١درجة (ميل ١/١٠٠ ـــ ١/٢٠٠).



الشكل رقم (١٢٠)

الجبهة الحارة

ب ــ 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 ١ــ٢ درجة (١/٥٠ــ١/١٠٠). ولذا فإن الهواء الحار يصعد بقوة أكبر من صعوده في الجبهة الحارة، ومن ثم فإن الطقس المرافق للجبهة البادة أشد اضطراباً.



الشكل رقم (١٢١)

الجبهة الباردة

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثالث

اضطرابـــات العروض الوسطى

أولاً ـــ آلية تشكل المنخفضات الجوية الجبهية.

ثانياً ـــ مراحل تطور المنخفض الجبهي.

ثالثاً ـــ الخصائص البنيوية والحركية للمنخفض الجبهي.

رابعاً ـــ ظواهر الطقس المرافقة لمنخفض جبهي ناضج.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثالث

اضطرابـــات 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 (٣٠ــ٦٠)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 ــ آلية تشكل المنخفضات الجوية الجبهية:

تتصف الجبهات الكبرى ــ كالجبهة القطبية ــ بكثرة التموجات عليها، هذه التموجات ماهي إلا بداية تشكل المنخفضات الجبهية. وتعزى تلك التموجات إلى ثلاثة عوامل:

١ــ اختلاف الكثافة بين الكتلتين الهوائيتين، مما ينجم عنه تولد أمواج تعرف بأمواج الثقالة.

٢ــ عدم تواصل الكتلتين الهوائيتين لأسباب طبوغرافية، مما ينتج عنه أمواج تعرف بأمواج القص.

٣ــ 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 ــ أو حتى في الستراتوسفير ــ ومن ثم تؤدي إلى اضطرابات في الجو

الأسفل. بينما يشير البعض الآخر إلى أن الموجة الجبهية تنشأ في الطبقات السفلى من الجو بسبب التضاد الحركي الحراري بين كتل الهواء، وأن ما يحدث من تغيرات في الجو الأعلى ليس سوى نتيجة لهذه التموجات[1]. وهكذا تولدت نظريتان تعالجان موضوع تشكل المنخفضات الجبهية، هما:

١ــ نظرية الجبهة القطبية:

وهي ما تعرف بالنظرية الموجية الجبهية التي نادى بها علماء الأرصاد النرويجيين، وأخص بالذكر منهم؛ جاكوب بيركنس (١٨٩٧ــ١٩٧٥م)، ووالده فيلهيم بيركنس (١٨٦٢ــ١٩٥١)، وهلفور سولبرغ (١٨٨٥ــ ...)، وتور بيرجيرون (١٨٩١ــ ...). ففي خلال الحرب العالمية الأولى كان النرويجيون منعزلين عن تقارير الطقس للمناطق المجاورة، وبخاصة المحيطات، وللتغلب على هذا القصور أُنشئت شبكة كثيفة من محطات الرصد. ونتيجة لإعداد خرائط طقس سينوبية 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[2]. ومنذ ذلك الوقت، تم اكتشاف جبهات أخرى لكل منها احتمالات تكون انخفاضاته، تلك الانخفاضات التي تتكون عند التواء تموجي على الجبهة.

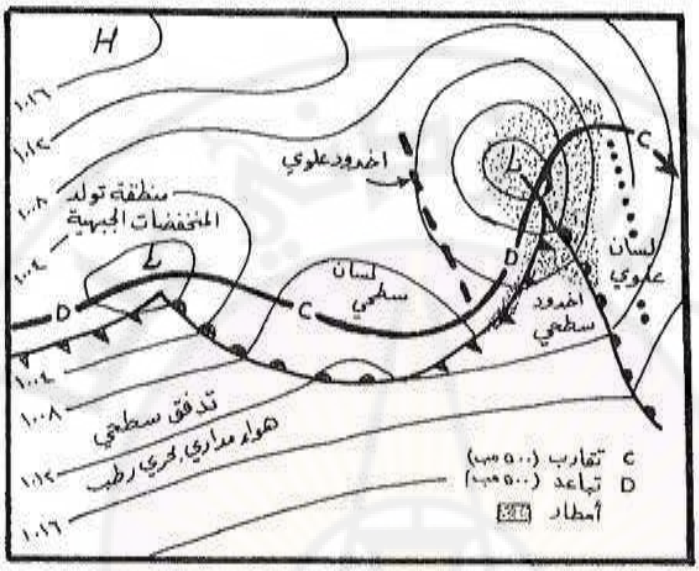
٢ــ نظرية التحريض العلوي:

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، بتشكل 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[1].

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 بمعزل 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 (٣ــ٨ موجات على مستوى الكرة الأرضية). وتتشكل المنخفضات الموجية السطحية عادة تحت مقدمة الأخاديد الموجية العلوية، بينما تتشكل مرتفعات جوية خلف الأخاديد.

ثانياً ــ مراحل تطور المنخفض الجبهي:

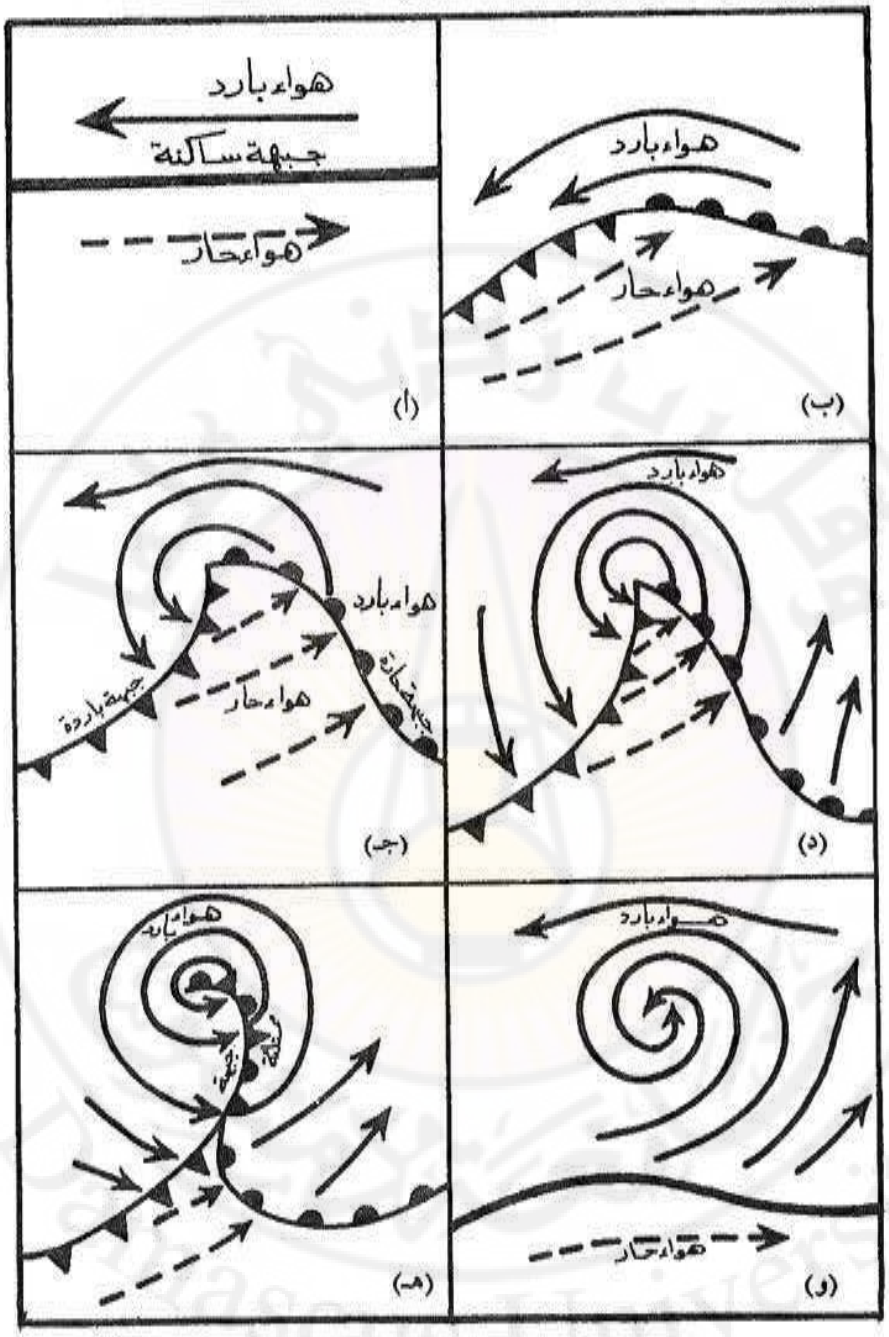
تعد المنخفضات ظواهر متطورة تولد وتنمو وتنضج ثم تموت سالكة دورة حياتية متشابهة فيما بينها، غير أن الفرق بين هذه الظاهرات المتطورة والكائنات الحية، أن هذه الظاهرات يمكن لها أن تجدد شبابها بعد هرمها وبذلك تعاود نشاطها وفعاليتها. وبوجه عام يمر المنخفض الجوي في دورته الحياتية بأربع مراحل رئيسية:

١ــ 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 لايبقى موازياً في حركته لخط الجبهة، بل نجده يميل نحو خط الجبهة ليشكل زاوية تختلف درجتها حسب موقع الجبهة. وتبعاً لدرجة تأثر الهواء بالعوامل التي تودي 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 لتشكل المنخفض من منطقة إلى أخرى من مناطق الجبهة.

٢ــ مرحلة النضج (Open Stage):

ما أن تبدأ الموجات الصغيرة بالتشكل حتى تأخذ بالكبر والاتساع والتوغل فوق سطح الانفصال، مما يودي إلى تكون منطقة من الضغط المنخفض فوق هذا



الشكل رقم (١٢٣)

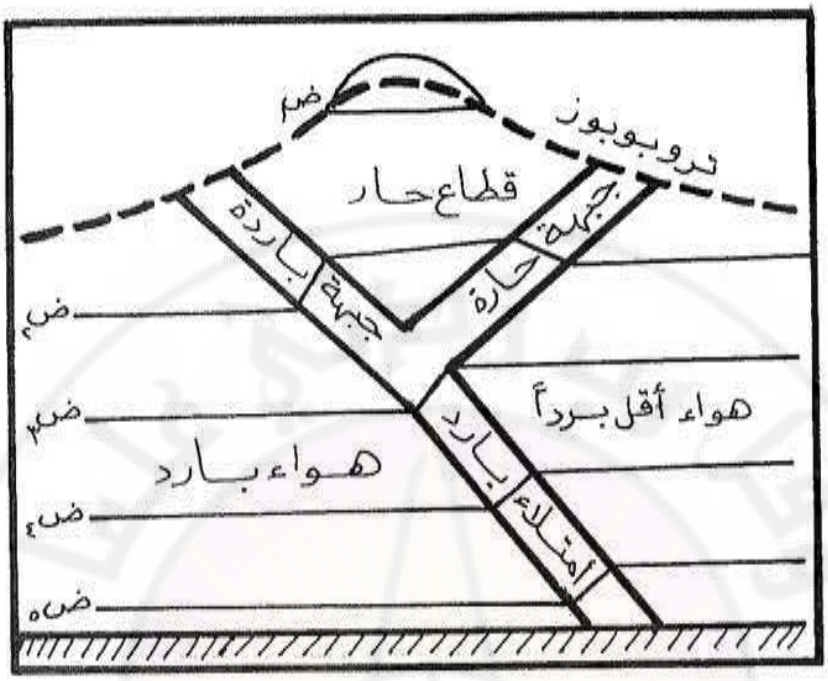
مراحل تطور المنخفض الجوي الجبهي

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-جـ،د)، وليصبح عندئذ المنخفض في مرحلة النضج متوضحة فيه بشكل بارز كافة عناصره المكونة له، من جبهتيه الحارة ـــ في المقدمة ـــ والباردة ـــ في المؤخرة ـــ 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 ٢٤ساعة من بداية تطوره، وهو في حركته شرقاً ـــ مع حركة الجو العامة السائدة ـــ يؤدي إلى أشكال مختلفة من الطقوس.

٣ـــ 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 (٨كم/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، فسيضطر عندئذ الهواء الخلفي الأكثر حرارة للصعود فوق الهواء الأمامي الأبرد، مما يترتب على هذا التناقض

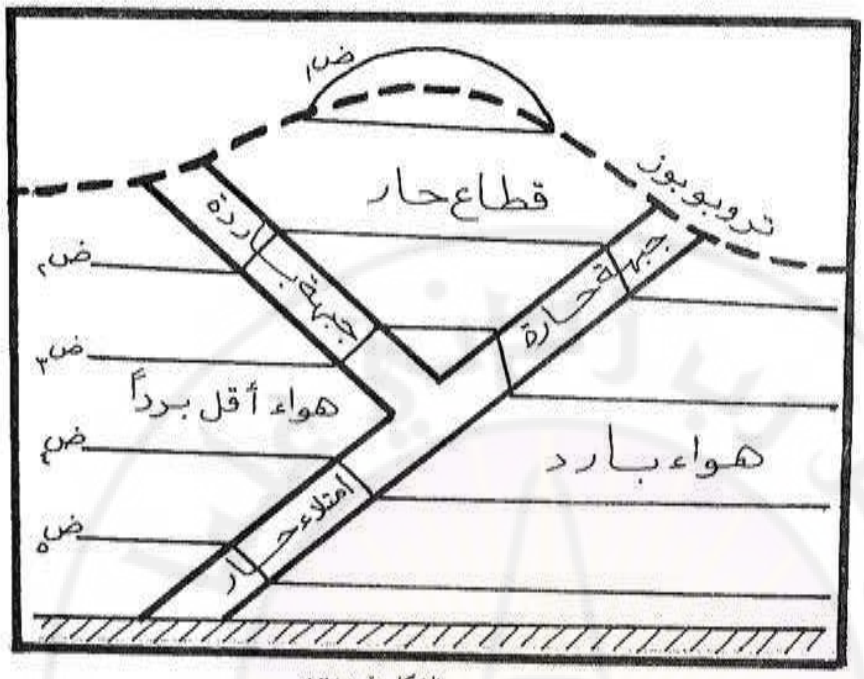


الشكل رقم (١٢٤)

قطاع عرضاني لامتلاء بارد في المنخفض الجبهي

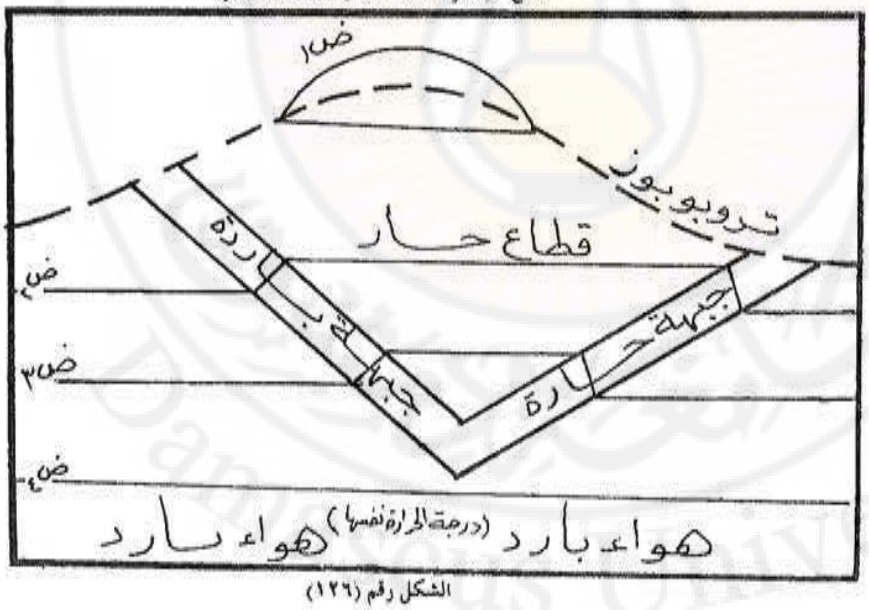
حدوث تجدد في فعالية المنخفض (منخفض متجدد) مسبباً اضطراباً جديداً في الطقس –شكل (١٢٥)–. وتعرف المرحلة هذه من مراحل التطور باسم **الامتلاء الحار** (Warm Occlusion). في حين إذا كان الهواء البارد في مقدمة الجبهة الحارة، وفي مؤخرة الجبهة الباردة متجانساً في أثناء تلاقيه مع بعضه –عند حدوث الملء– فعندئذ يبقى 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 عرضاني لامتلاء حار في المنخفض الجبهي



الشكل رقم (١٢٦)

قطاع عرضاني لامتلاء متجانس في المنخفض الجبهي

٤ــ 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 ٢٤ساعة، 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 ــ 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 ١,٥مليون كم^{٢})، بينما نجد أن بعض المنخفضات لا تشغل مساحة تزيد على ١٠٠ألف كم^{٢}. ويمكن أن تصل السماكة الشاقولية للمنخفض إلى (٩ــ١٢كم). ويزيد قطر المنخفض في كثير من الأحيان على ١٥٠٠كم.

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 ــ شرقية، متراوحة مابين الاتجاه الجنوبي الغربي والشمال الغربي. وتعزى هذه الحركة إلى عاملين اثنين، هما:

أ ــ حركة الرياح العامة في التروبوسفير التي تكون غربية في العروض الوسطى.

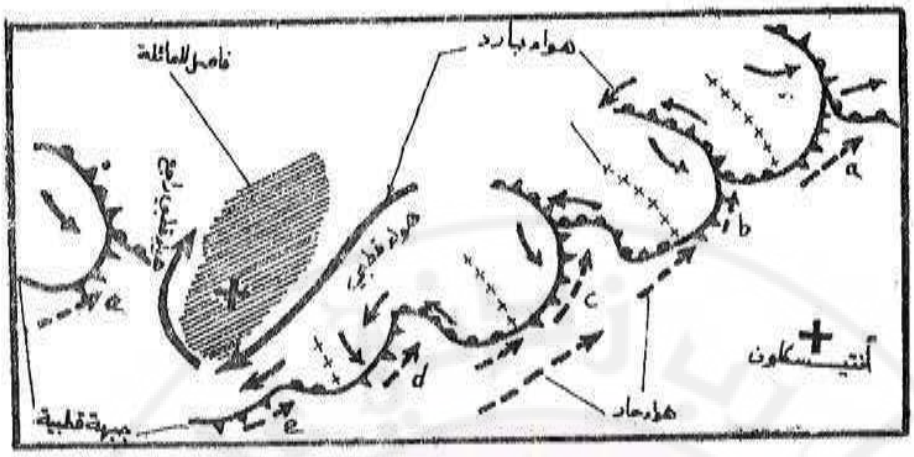
ب ــ بالنظر إلى النظرية الموجية، فإن المنخفض من الأنموذج الموجي يتحرك بعيداً عن الهواء الحار الذي تكون حركته نحو اليمين في نصف الكرة الشمالي، ونحو اليسار في نصف الكرة الجنوبي.

والقول بحركة المنخفض لاينطوي 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 (٣٠كم/ساعة) في فصل الصيف، و(٥٠كم/ساعة) في فصل الشتاء. وهكذا يمكن القول إن متوسط سرعة المنخفض تتراوح بين (٢٥ــ٤٠كم/ساعة)، وإن كانت حدود السرعة تنحصر بين ٥٠٠ــ٢٠٠٠كم في اليوم (٢٠ــ١٠٠كم/ساعة) كقيمتين متطرفتين.

وتبدو المنخفضات بشكل إهليلجي أو بيضوي مع ضيق في النهاية المتجهة نحو خط الاستواء. ويكون طول المحور الطولي (جنوب غرب ــ شمال شرق) ضعف طول محوره العرضي (شمال غرب ــ 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 (٣ــ٤) أعضاء. ولكل منخفض وضعيته الخاصة ودرجة تطوره ونموه وموقعه على خط الجبهة الرئيسي، ذلك أن المنخفضات الأكثر حداثة في تشكلها والأقل نمواً تكون أكثر بعداً نحو الجنوب (نحو خط الاستواء) من المنخفضات الأقدم في تشكلها 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)

عالمة 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)-:

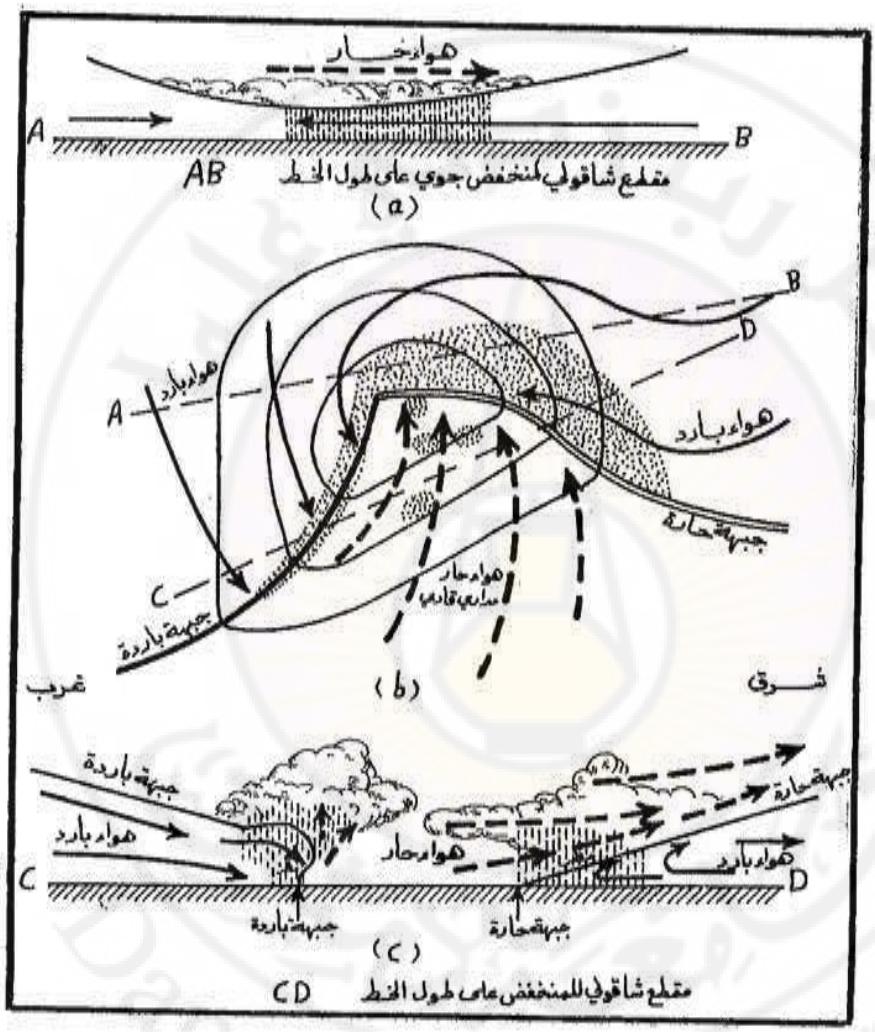
١ــ قطاع من الهواء البارد في المقدمة.

٢ــ جبهة حارة.

٣ــ قطاع حار في الوسط.

٤ــ جبهة باردة (بين القطاع الحار وبين الهواء البارد الخلفي).

٥ــ قطاع من الهواء البارد في المؤخرة.



الشكل رقم (١٢٨)

منخفض جوي ناضج، وقطاعات منه

١ــ 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.

٢ــ 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 ١درجة(حوالي ١/١٠٠ إلى ١/٢٠٠). ونتيجة لميل الجبهة الضعيف هذا فإن الغيوم تبدأ في التكاثر في الجو قبل أن تصل منطقة الجبهة إلى سطح الأرض بحوالي (١٢) ساعة.

٣ــ القطاع الحار؛ الذي هو عبارة عن كتلة هوائية متجانسة محصورة بين الجبهتين الحارة والباردة، وتكون غيومه من النوع الطبقي وأمطاره من النوع الهادئ المستمر.

٤ــ الجبهة الباردة؛ وتتصف بكونها أكثر ميلاً وانحداراً من الجبهة الحارة، حيث تتراوح درجة ميلها بين ١- ٢درجة (أي بين ١/٥٠ــ١/١٠٠)، إذ ترتفع الجبهة الباردة بمعدل كيلومتر واحد في مسافة أفقية بحدود (٥٠ــ١٠٠)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 مزني وسمحاق).

٥ــ 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 نجده يترافق بأشكال مختلفة من الطقس مع ميل نحو الصحو والبرودة.

رابعاً ــ 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 تذيعه 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 تغير المنخفض لخط سيره أو ملئه أو تلاشيه أو تجدده 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 الظاهرات الجوية التي تسبقه، منها:

أ ـــ هبوط في الضغط الجوي.

ب ـــ ارتفاع متزايد في درجة الحرارة.

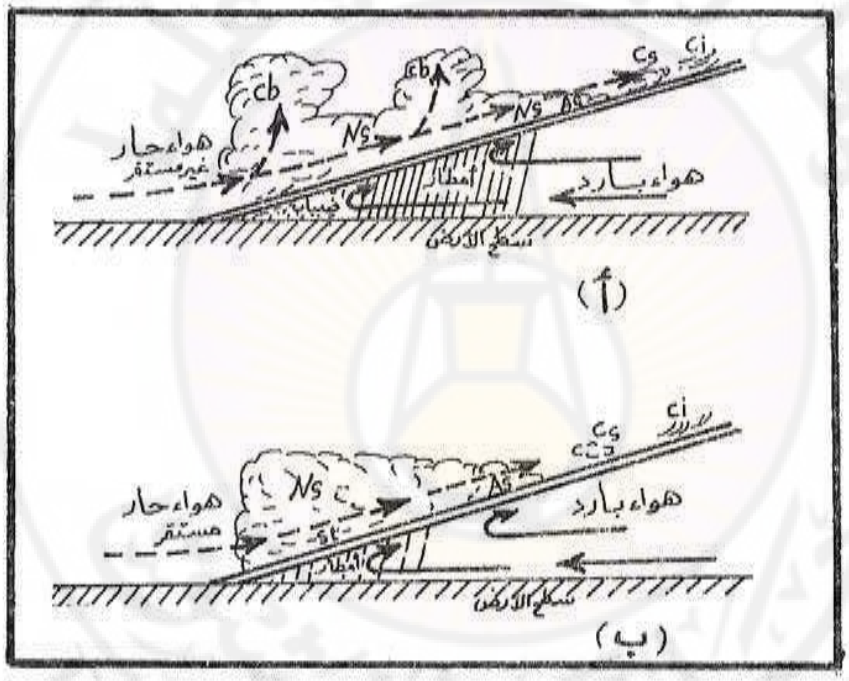
جـ ـــ هبوب رياح جنوبية أو جنوبية شرقية -في نصف الكرة الشمالي-.

د ـــ 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، لونها يميل إلى البياض وتكون شفافة، لذا فإن الشمس تظهر من خلالها وهي المعروفة باسم غيوم السمحاق (السيروس Ci). ويلي هذه الغيوم نوع آخر يأخذ شكل طبقة رقيقة شفافة لاتحجب أشعة الشمس، ولكنها تشكل حول قرصها هالة دائرية سببها انعكاس الأشعة على حزيئات 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 (١٠٠٠ــ١٥٠٠م) ناجماً عنها أمطاراً غزيرة.

يلي مرور الجبهة الحارة، **القطاع الحار**، ولا يحتوي هذا القطاع على غيوم جبهية، بل أن غيومه داخلية من النوع المتطبق (ستراتوس). ويتصف الطقس باستقراره وتحسنه عما كان عليه قبل مرور القطاع الحار.

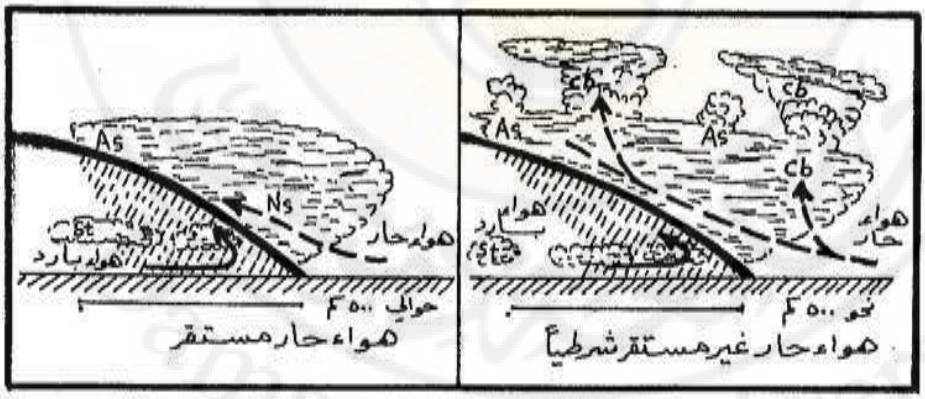


الشكل رقم (١٢٩)

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

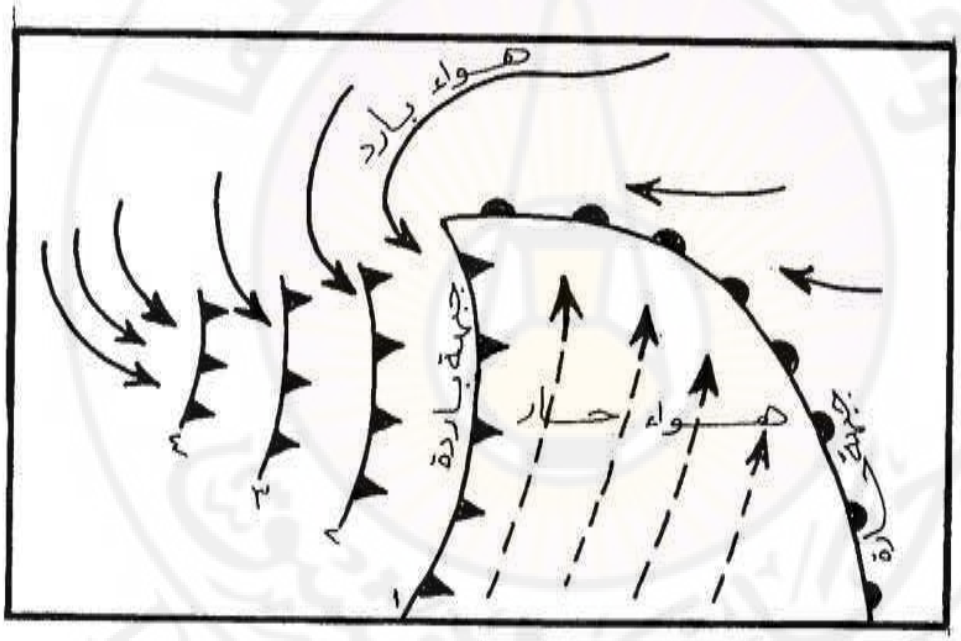
فجائي، إذ تبدأ بالهبوب من الاتجاهات الشمالية (نصف الكرة الشمالي) ولذا تكون باردة في فصل الربيع وشديد البرودة في الشتاء. وإذا كان المنخفض شديد العمق وشبه ثابت تقريباً (مستقراً فترة طويلة)، فإن الهواء القطبي الشديد البرودة يمكنه أن يصل في فصل الشتاء حتى العروض المتوسطة التي يسود فيها المنخفض. وفي هذه الأثناء يشتد هبوب الرياح كما ذكرنا وتهطل 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 المزني (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 المزني، وهي غيوم ذات قاعدة دكناء تهطل منها الأمطار بغزارة شديدة مسببة سيولاً في بعض الأحيان، وهي غيوم العواصف الرعدية وهطول البرد. وإن ارتفاع الهواء العنيف الذي يشكل غيوم الركام المزني 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)-.



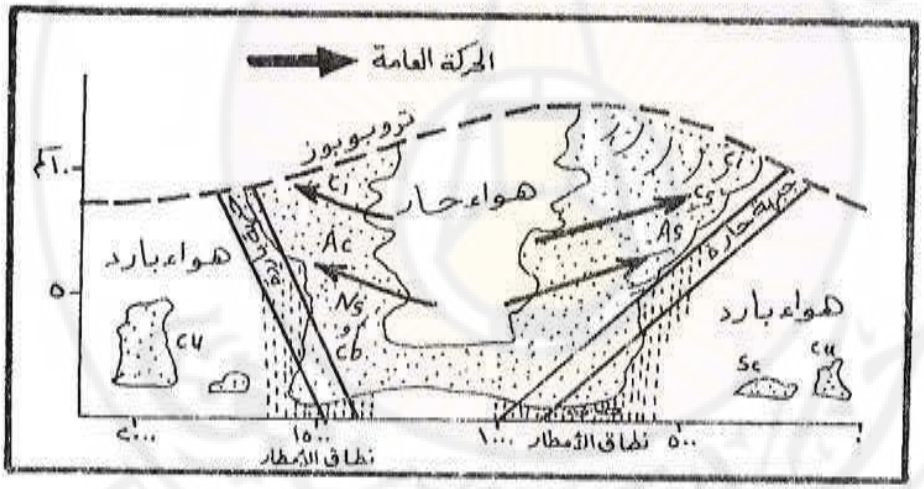
الشكل رقم (١٣١)

منخفض متعدد الجبهات الباردة

وينجم عن الجبهات الثانوية في القطاع البارد الخلفي حدوث عدم استقرار جبهي، 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 الجبهي** باختلاف سرعة كل من الكتل 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 المندس بسرعة تحت هواء القطاع الحار، فإن الهواء الحار يصعد نحو الأعلى، وتقوى بذلك الحركة الشاقولية ضمن القطاع الحار –شكل (١٣٢)–، وتزداد غزارة الأمطار وكميتها الهاطلة، ونكون عندئذ أمام جبهة نشطة (Ana-Front).

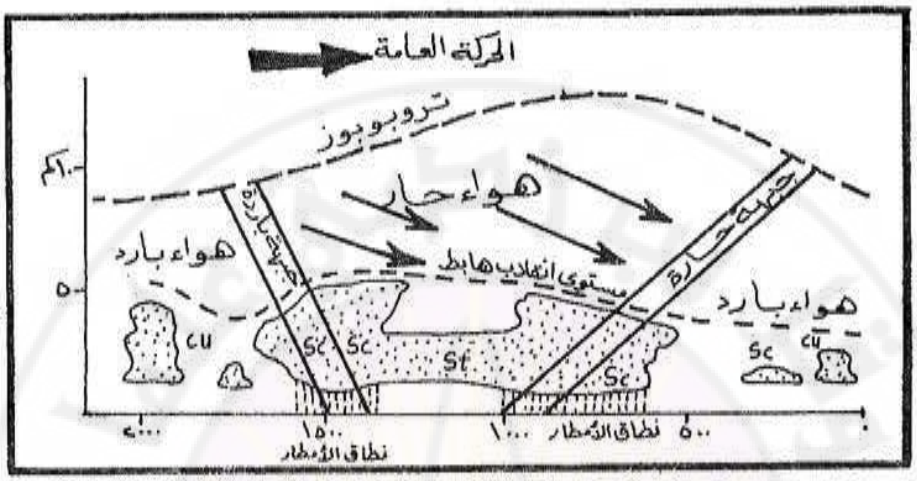


الشكل رقم (١٣٢)

جبهة نشطة (منخفض ذو فعالية 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، لاتعطي أمطاراً غزيرة، والضوء

نفسه ينطبق على الجبهة الباردة، وتكون الجبهة عندئذ عاملة (Kata-Front) -شكل (١٣٣)-.



الشكل رقم (١٣٣)

جبهة عاملة (منخفض ذو فعالية جبهية ضعيفة)

وعلى هذا الأساس يمكن تفسير اختلاف غزارة الأمطار الجبهية، وما بعد الجبهية المرتبطة باختلاف فعالية كل من القطاع الحار وأسافين الهواء البارد.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الرابع

اضطرابـــات العروض المنخفضـــة الجويـــة

أولاً ــ الاضطرابات الخفيفة ــ المتوسطة الشدة.

١ــ الاضطرابات الموجية.

٢ــ المنخفضات الموسمية.

ثانياً ــ الاضطرابات الجوية العنيفة.

١ــ الأعاصير المدارية.

٢ــ أعاصير التورنادو.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الرابع

اضطرابـــات العروض المنخفضـــة الجويـــة

رغم ما توصف به العروض المنخفضة من الكرة الأرضية بهدوء واستقرار جوها ورتابته، حتى لنجد بعض المناخيين يعتبرون أحوال الجو الآنية (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 ــ الاضطرابات الخفيفة ــ المتوسطة الشدة:

يميز في هذه الاضطرابات نوعين: أحدهما علوي (الاضطرابات الموجية)، والآخر سطحي (المنخفضات الموسمية).

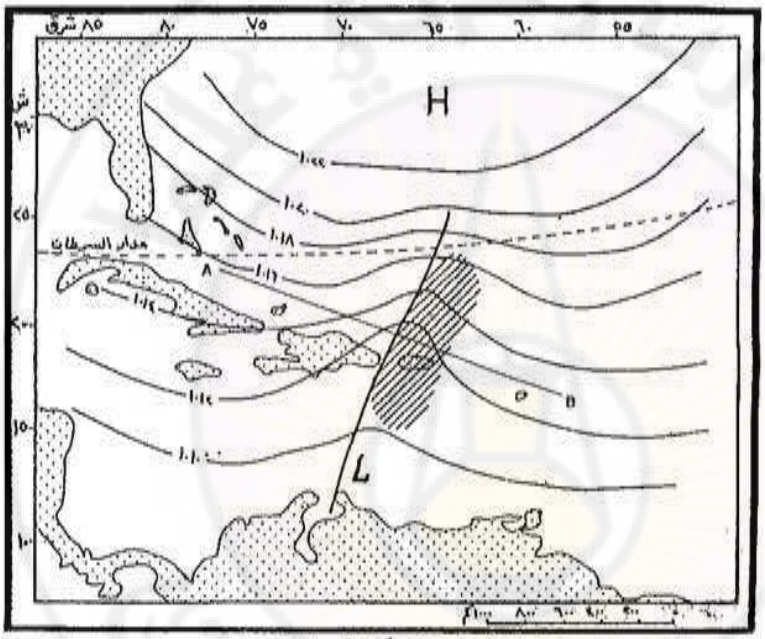
١ــ الاضطرابات الموجية:

تنشأ هذه الاضطرابات في الشرقيات العلوية، لكون مسار تلك الشرقيات ليس مساراً انسيابياً صرفاً، بل إنه مسار تموجي، ويتراوح طول الموجة الواحدة بين (٢٠٠٠ــ٤٠٠٠كم)، وتقارب فترة تموجاتها من (١ــ٢أسبوع). وتتصف الموجة بأخدود ضغط ضعيف ينحدر عادة نحو الشرق مع الارتفاع. وتتشكل غيوم الركام المزني وتهطل الزخات الرعدية خلف خط الأخدود. كما تتميز الأمواج الشرقية بعدم ثباتها بل نجدها تتنقل بمعدل سرعة تتراوح بين(١٥ــ٢٠كم/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

الكاريبي إلى حدوث اضطراب كل (٣ــ٥أيام)، 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 وسديم قليل. وعند الاقتراب من خط الأخدود تحدث بعض الأمطار بشكل زخات أحياناً تسببها غيوم الركام والركام المزني –شكل (١٣٤)–.



الشكل رقم (١٣٤)

الموجة الشرقية فوق جزر البحر الكاريبي (المنطقة المهشرة 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[1].

(1) Ayoade, J.O; Op. Cit, p.93.

٢ــ المنخفضات الموسمية (Monsoon Depression):

ليست الأنظمة الضغطية المنخفضة كافة في المناطق المدارية من الأنموذج 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[1].

وتحدث تلك المنخفضات بمعدل مرتين كل شهر، عندما يكون الأخدود 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 الهاطلة في أثناء هبوب الرياح الجنوبية الغربية الرطبة. ورغم الدور الكبير للعامل الحراري في نشأة المنخفضات الموسمية، إلا أنه يساهم في نشأتها التفاعل مابين العوامل الكوكبية والإقليمية عند السطح وفي التروبوسفير العلوي.

ثانياً ــ 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 (١٥ــ٤٥) درجة شمال خط الاستواء وجنوبه، ويعرف بالتورنادو.

أ ــ 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.

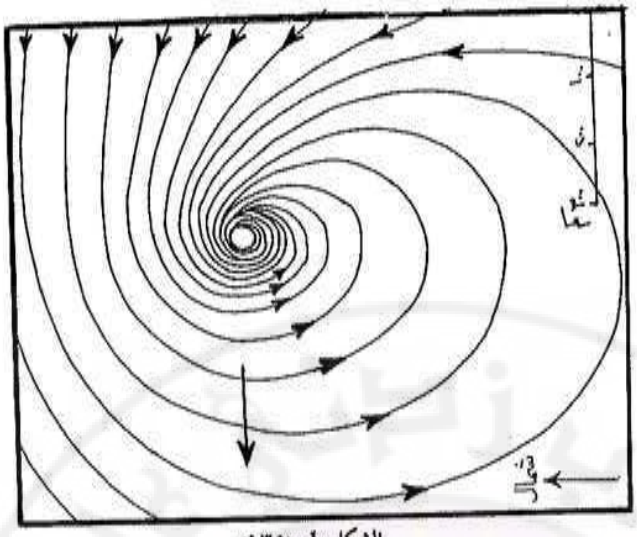
وتأخذ الأعاصير المدارية أسماء محلية في أماكن حدوثها؛ فهي تعرف بالهوريكان (Hurricane) في الأطلسي الشمالي وفي الهادي الشرقي، وبالتيفون (Typhoon) في المحيط الهادي الشمالي الغربي، وبالويلي ويلي (Willy-Willy) في أستراليا، وبالباغيو (Baguio) في جزر الفيلبين، وبالسيكلون (Cyclone) في المحيط الهندي.

ولقد عرفت هذه الأعاصير منذ قديم الأزمان بآثارها التدميرية، ومازالت مثار الرعب للناس في مناطق حدوثها، لما يصاحبها من اضطرابات شديدة في الطقس، وطغيان لمياه البحار على اليابس المجاور، مع ما يترتب على ذلك من أضرار في الممتلكات والأرواح.

أ ــ خصائص الإعصار المداري:

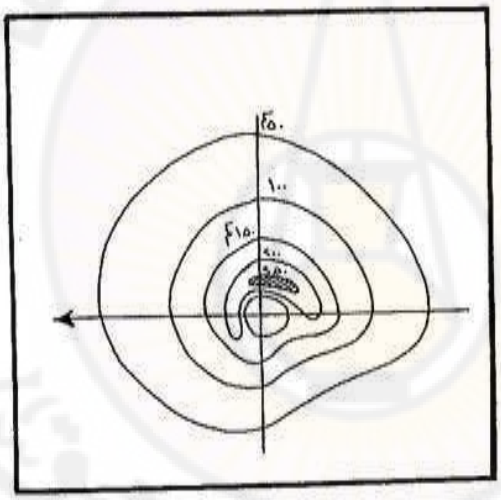
يمثل الإعصار المداري منطقة اضطراب شديد في الجو. ويعزى هذا الاضطراب إلى الانخفاض الكبير والحاد في الضغط الجوي، حيث يمكن أن ينخفض الضغط الجوي في مركز الإعصار في بعض الأعاصير إلى ما دون (٩٥٠)ملليبار، مع شدة في انحدار الضغط تدل على عمق المنخفض الشديد، وبالتالي فعاليته الكبرى التي تعمل على تغيير مظاهر الحالة الجوية برمتها السائدة قبله.

ويتراوح قطر الإعصار المداري بين ١٠٠كم إلى أكثر من ١٥٠٠كم. كما يتصف بحركة الهواء الدورانية فيه المتميزة بشدتها -شكل (١٣٥)-، التي تبلغ سرعة تزيد على (١٥٠كم/ساعة) غير أن سرعة الانتقال الأفقي للإعصار تتراوح بين (١٥ــ٣٠)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 التجاريات الشرقية في العروض المنخفضة.



الشكل رقم (١٣٥)

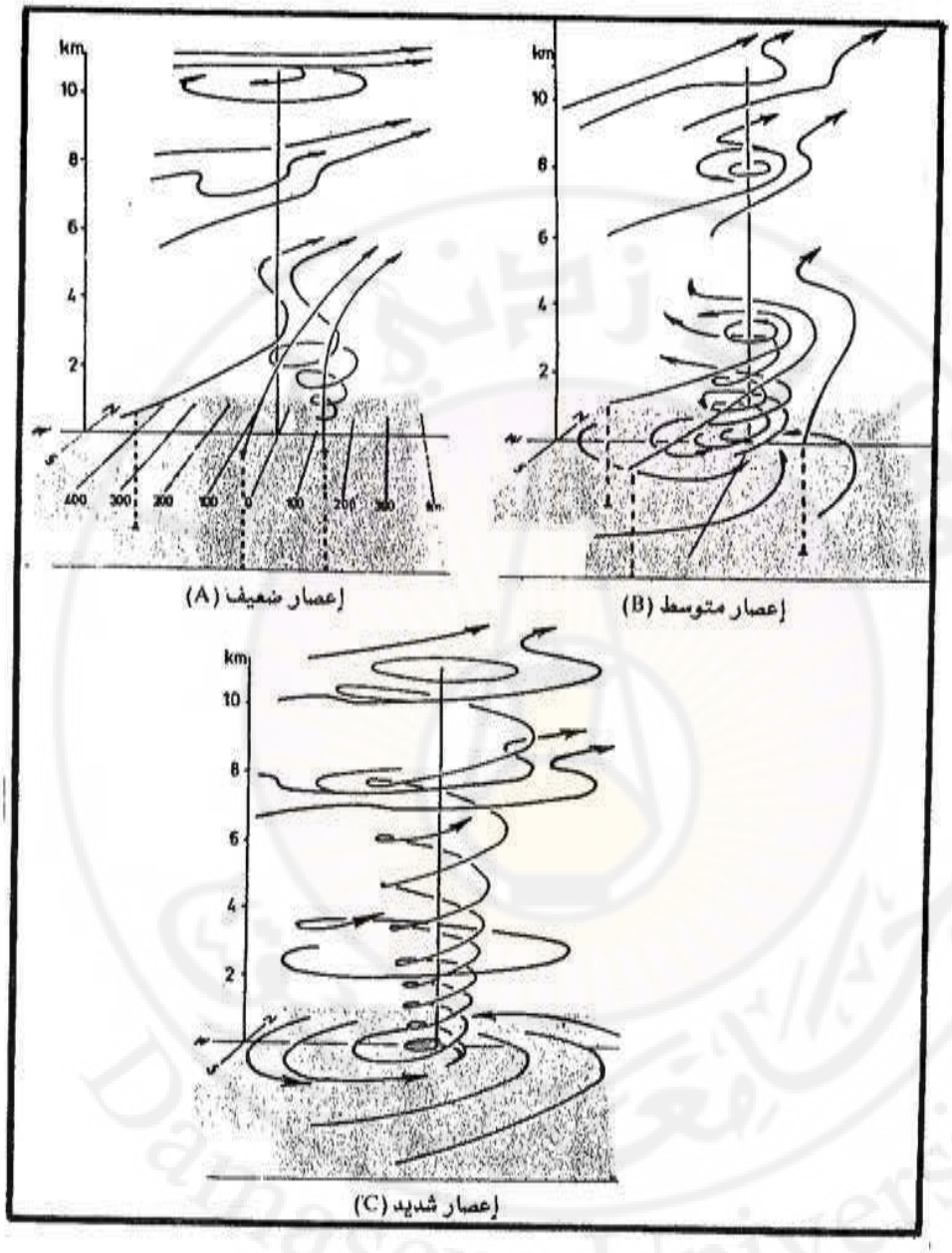
الحركة الدوامية للهواء في إعصار مداري



الشكل رقم (١٣٦)

نموذج لتوزع سرعات الرياح في إعصار مداري المبينة حركته في الشكل (١٣٥). عن: «Riehl, 1978»

وتمر الأعاصير المدارية بمراحل تطورية، تبدأ باضطراب جوي بسيط، فمنخفض، 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.



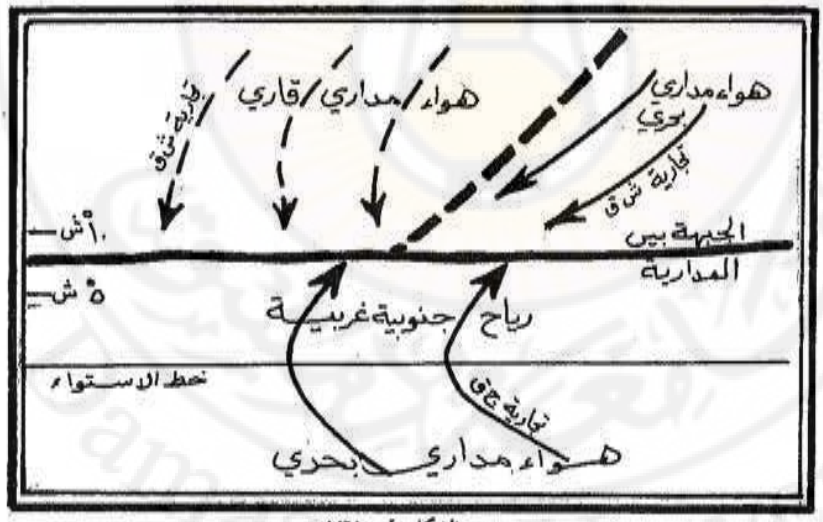
الشكل رقم (١٣٧)

مراحل تطور الإعصار المداري

ب ــ 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[1]، 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 لتشكل الإعصار المداري. عن «Horroks, 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[1]:

أ ـــ مياه محيطية ضخمة ذات درجة حرارة سطحية تزيد على ٢٦,٧°م، لتؤمن للهواء الذي فوقها الحرارة والرطوبة.

ب ـــ 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.

جـ ـــ 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 ـــ 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 تشكلها ينحصر في البحار الدافئة التي تزود الهواء باستمرار بمصدر دائم وغزير من بخار الماء، حيث أن الأعاصير تضمحل وتتلاشى عندما تتحرك فوق اليابس، أو تتحرك فوق سطوح مائية باردة. وينحصر تشكل الأعاصير المدارية في النصف الحار من السنة.

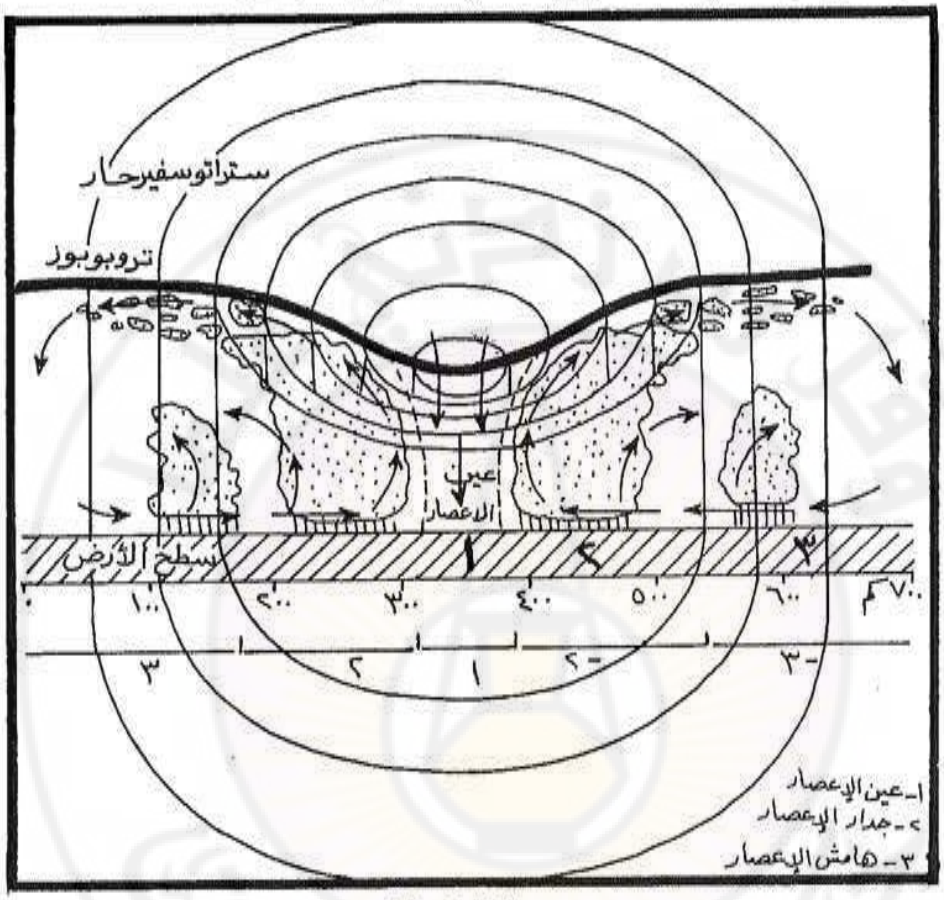
جـ ـــ بنية الإعصار المداري:

يتركب الإعصار المداري من ثلاثة أجزاء رئيسية –شكل (١٣٩)–، هي:

١ـــ عين الإعصار: وهي المنطقة المركزية الدائرية من الإعصار التي يتراوح قطرها بين (١٠ـــ٥٠كم)، 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

٢ــ 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 (١٠٠كم)، ويصل امتدادها الشاقولي حتى سقف التروبوسفير (١٢ــ١٦كم). وتمثل هذه المنطقة أشد أجزاء الإعصار عنفاً واضطراباً، حيث تشكل منطقة الرياح الإعصارية التي تصل سرعتها في بعض

الأحيان إلى أكثر من (٣٠٠كم/ساعة)، وتكون التيارات الهوائية الصاعدة فيها في أقصى درجات نشاطها المعروفة. وينجم عن الغيوم الحملانية ذات النمو الرأسي الشديد (غيوم الركام المزني) هطول الأمطار بغزارة كبيرة، ليصل معدلها في اليوم الواحد إلى (٥٠٠)مليمتراً أحياناً.

٣ــ 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 السمحاق، والسمحاق الطبقي، التي يتواجد تحتها بعض الكتل من غيوم الركام. ومثل هذا الجو قد يسبق وصول الإعصار المداري بحوالي ٢٤ساعة، ويستمر عقب تجاوزه بحوالي ٢٤ساعة أيضاً.

د ــ مناطق تشكل الأعاصير المدارية وترددها:

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 ملاءمة لتشكلها[1]. وأكثر العروض ملاءمة لنشوء هذه الأعاصير وتطورها، هي العروض الواقعة فيما بين (٥ــ٣٠) شمال خط الاستواء وجنوبه. وليست أجزاء البحار كافة الواقعة في تلك العروض مناطق صالحة لتشكل 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 ــشكل (١٤٠)ــ:

١ــ الجزء الغربي الشمالي من المحيط الأطلسي (حزيران ــ تشرين الثاني، ١٤إعصار):

---

(١) لا يوجد تفسير واضح لسبب ذلك.

الشكل رقم (١٤٠)

مناطق تشكل الأعاصير المدارية. عن: «Riehl, 1978»

أ ــ منطقة جزيرة رأس فيردي (آب ــ أيلول).

ب ــ شرق جزر الأنتيل الكبرى وشمالها بما في ذلك فلوريدا وساحل الأطلسي الجنوبي من الولايات المتحدة (حزيران ــ تشرين ١).

جـ ــ البحر الكاريبي الشمالي (حزيران ــ تشرين ٢).

د ــ البحر الكاريبي الجنوبي الغربي (حزيران ــ تشرين ٢).

هـ ــ خليج المكسيك (حزيران ــ تشرين ٢).

٢ــ المحيط الهادي الشمالي من ساحل المكسيك الغربي (حزيران ــ تشرين الأول، ٦أعاصير).

٣ــ المحيط الهادي الشمالي الغربي،وبخاصة بحر الصين وجزر الفلبين، واليابان الجنوبية. ومتوسط عدد الأعاصير السنوية (٢٢)إعصاراً (أيار ــ كانون الأول).

٤ــ المحيط الهندي الشمالي (نيسان ــ كانون الأول، ١٥إعصاراً).

أ ــ خليج البنغال (نيسان-كانون الأول، ١٣إعصاراً في السنة).

ب ــ بحر العرب، بحدود إعصارين سنوياً خلال فترتين من السنة، الأولى؛ نيسان-حزيران، والثانية؛ أيلول-كانون الأول.

٥ــ المحيط الهندي الجنوبي الشرقي فيما بين خطي طول (١٠٠ــ ١٢٠) شرقاً، بمعدل أربعة أعاصير سنوياً، تحدث في أواخر فصل الصيف، وأوائل الخريف.

٦ــ المحيط الهندي الجنوبي الغربي، من مالاغاشي شرقاًحتى خط طول (٩٠) شرقاً، بمعدل أربعة أعاصير سنوياً (تشرين الثاني ــ نيسان).

٧ــ المحيط الهادي الجنوبي، من أستراليا الشرقية حتى خط طول (١٤٠) غرباً، بمعدل إعصارين في السنة (كانون الأول ــ نيسان).

هـ ــ أوجه الاختلاف بين الأعاصير المدارية، ومنخفضات العروض الوسطى الجبهية:

تختلف الأعاصير المدارية عن منخفضات العروض الوسطى الجبهية من عدة وجوه، رغم أن كلاً منهما يشكل منطقة ضغط منخفض، ويصاحب كليهما طقس مضطرب تختلف شدة الاضطراب فيما بينهما، ومن أهم أوجه الاختلاف:

١ــ خطوط الضغط المتساوية أكثر انتظاماً ودائرية في الأعاصير المدارية، مما في منخفضات العروض الوسطى.

٢ــ تدرج الضغط وانحداره أكثر حدة والرياح أكثر قوة في الأعاصير المدارية.

٣ــ الأمطار أكثر غزارة وشدة في أطراف الأعاصير المدارية وليس في مركزها الهادئ الصحو.

٤ــ درجة الحرارة متشابهة نسبياً حول مركز الإعصار المداري في أي اتجاه. بينما تتصف باختلافها الواضح مابين أجزاء المنخفض الجبهي.

٥ــ لا يحتوي الإعصار المداري على أية جبهات، في حين تشكل الجبهات الهيكل الرئيسي للمنخفضات الجوية الجبهية في العروض الوسطى.

٦ــ الشكل العام للرياح دوامي أكثر ما يكون في الأعاصير المدارية.

٧ــ تتركز الأعاصير المدارية في الفصل الحار، على عكس المنخفضات الجبهية المتوسطة التي تشتد فعاليتها في الفصل البارد.

٨ــ حركة الأعاصير المدارية من الشرق نحو الغرب، معاكسة لوجهة حركة المنخفضات الجبهية في العروض الوسطى التي تكون من الغرب نحو الشرق.

٩ــ حجم الإعصار المداري أقل من حجم المنخفض الجوي الجبهي.

١٠ــ تنشأ الأعاصير المدارية فوق البحار فقط، بينما تشكل المنخفضات الجبهية فوق اليابس والبحار.

و ــ آثار الأعاصير المدارية وطرق الحد منها:

إن الآثار التي تحدثها الأعاصير المدارية ناجمة عن: ١ــ الرياح الشديدة التي قد تقتلع الأشجار وتخرب المباني، ملحقة تدميراً يكاد يكون شاملاً، ٢ــ الأمطار الغزيرة المسببة للسيول العنيفة والفيضانات المدمرة التي تحول اليابس الذي يتعرض لها إلى بحار من الماء، ٣ــ 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 ــ لويزيانا في يومي (١٧ــ١٨) من شهر آب عام (١٩٦٩م)، بلغت سرعة الرياح في أثناء ذلك حوالي ٩٠م/ثا، مترتباً على ذلك وفاة قرابة ٢٥٦شخصاً، وخسائر مادية قدرت بحوالي ١,٥بليون دولار. كما أن الإعصار الذي أصاب بنغلاديش في يومي (١١ــ١٢) تشرين الأول من عام (١٩٧٠م)، أدى إلى وفاة أكثر من ٣٠٠ألف شخص، وألحق أضراراً مادية في الممتلكات تجاوزت بليون دولار. وفي شهر تشرين الثاني من عام (١٩٧٧م)، أصاب ساحل ولاية أندهرا براديش الهندية إعصار ترتب عليه ارتفاع في مياه البحر مقداره ستة أمتار، وقد توغلت فعاليته حتى (٢٠كم) في الداخل، مؤدياً إلى وفاة حوالي ٥٥ألف شخص، وتشريد حوالي ٢مليون من السكان، وتخريب مساحة ١,٢مليون هكتار من الحاصلات الزراعية، التي عطلت أرضها عن الزراعة لمدة ثلاث سنوات بفعل الأملاح البحرية التي تراكمت فوقها[٢].

وبما أن الأعاصير المدارية، لاتتبع 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 ـــ بالدرجة الأولى ـــ 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[1]. 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 (١٩٦٢ـــ١٩٦٣م). غير أن التجارب الخمس التي أجرتها على إعصار ديبـــي (Debbie) في يوم (١٨ـــ٢٠) آب عام (١٩٦٩م) حققت نجاحاً كبيراً، حيث انخفضت سرعة الحركة الهوائية بعد تلك التجارب من (١٨٠كم/سا) إلى (١٣٠كم/سا)[2].

ب ـــ أعاصير التورنادو (Tornado):

التورنادو؛ إعصار جوي شديد الاضطراب، من أكثر الأعاصير الجوية قوة وتدميراً لما يعترض طريقه. وقوته وعنفه متأتيان من امتداده الأفقي المحدود الذي لايتجاوز قطره ١كم (من ١٠٠ـــ١٠٠٠م)، ومن شدة انخفاض الضغط فيه الذي

---

(1) Riehl, H; Op. Cit, p.228.
(2) Gentry, R.C « Hurricane Debbie Modefication Experiments ». Science, 168, 1970, pp. 473-475.

تتدنى قيمته إلى أقل من (٨٠٠مليبار)، مما يترتب عليه انحدار 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 (١٠٠م/ثا)، لتصل أحياناً إلى (٢٠٠م/ثا)، بحيث يؤدي إلى تحطم أي شيء يقع في طريقه، حتى أجهزة قياس سرعة الرياح فإنها تتحطم، مما يجعل سرعة الرياح تقدر تقديراً.

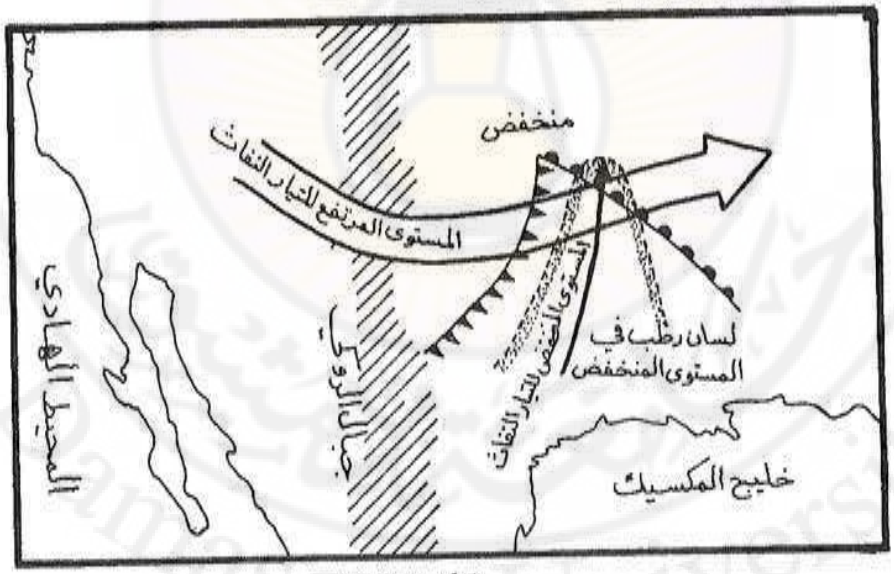
ويبدو إعصار التورنادو، كسحابة قمعية ممتدة إلى الأسفل من قاعدة سحابة عاصفة رعدية (ركاميةمزنية) —شكل (١٤١)—، تستغرق في امتدادها وبلوغها سطح الأرض دقائق قليلة تكون خلالها قد تحركت كيلومتراً واحداً أو كيلومترين. وبمجرد أن تلمس هذه السحابة القمعية الأرض يحدث الدمار الشديد.

الشكل رقم (١٤١)

صورة لإعصار تورنادو

وتتحرك أعاصير التورنادو باتجاه الشمال الشرقي في نصف الكرة الشمالي، بمعدل سرعة انتقال تقارب من ٢٠م/ثا ـــ لذا يجب التمييز مابين حركة التورنادو التي تقارب ٢٠م/ثا، وسرعة حركة الهواء الدورانية حول مركزه التي قد تبلغ ٢٠٠م/ثا [1] ـــ. ويترافق مرور التورنادو بانخفاض سريع وشديد في الضغط، لا تستطيع سوى أبنية قليلة تحمله، حيث يترتب عن التباين الشديد في الضغط مابين 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 تزل 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 يستمدها من الطاقة الكهربائية الفائضة التي تتراكم في الإعصار بفعل شدة البرق[1]. والتورنادو التي تحدث مرتبطة بالعواصف الرعدية المنتشرة تكون فترة حياتها عادة قصيرة، ومسالكها مشوشة غير منتظمة. أما تلك التي تكون مرتبطة بخطوط العواصف أو الجبهات الباردة فإنها تستمر لفترة أطول، وتكون ذات مسالك أطول (٢٠ــ٥٠كم) 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 شتاء، التي تخلو منها. ذلك أن مناطق حدوثها تكاد تنحصر بين خطي عرض (١٥ــ٤٥)شمال خط الاستواء وجنوبه.

وتعرف أعاصير التورنادو التي تحدث فوق البحار باسم الشواهق المائية (Water Spouts)، مشكلة خطراً كبيراً على الإبحار بالسفن وغيرها. وفي المناطق الجافة الحارة، فإن التورنادو تقوم برفع جزيئات التربة المفككة وسحبها دون أن تودي 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

الرطوبـــة الجويـــة وتحولاتهـــا

الفصل الأول: التبخر والتبخر النتح.

الفصل الثاني: الرطوبة الجوية.

الفصل الثالث: التكاثف ومظاهره.

الفصل الرابع: التهطال.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

التبخـــر، والتبخـــر النتـــح

أولاً ـــ آلية التبخر وطرق انتقال نواتجه.

ثانياً ـــ العوامل المحددة لكمية التبخر.

ثالثاً ـــ التوزع الجغرافي للتبخر.

رابعاً ـــ التبخر النتح الممكن، وطرق حسابه.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

التبخـــر، والتبخـــر النتـــح

أولاً ـــ 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 ـــ كما هو معروف ـــ يشير إلى عملية تحول الماء السائل إلى صورته الغازية (بخار الماء). غير أنه بمعناه المجازي يستخدم أحياناً ليشمل في الطبيعة التحول المائي ـــ بحالتيه السائلة والصلبة ـــ إلى شكله الغازي. ويميز عادة مابين مفهومي 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 التبخيرية الرئيسية، فإن الماء المتبخر يتطلب وسيلة أو أكثر لنقله إلى الجو وتوزعه فيه، ويمكن أن يتم ذلك بالطرق التالية:

أ ـــ بالانتشار؛ ويتم ذلك في حال كون ضغط بخار الماء أقل من الضغط الإشباعي.

ب ـــ بالحمل؛ ويتم ذلك ما دامت درجة حرارة الهواء أقل من درجة حرارة سطح التبخر.

جـ ـــ 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 توزع بخار الماء على سماكة كبيرة من الجو.

ثانياً ــ العوامل المحددة لكمية التبخر:

تتوقف كمية المياه المتبخرة وسرعة عملية التبخر على جملة من العوامل، نذكر من أهمها:

١ــ درجة جفاف الهواء: حيث أن معدل التبخر يتناسب طرداً مع نقص التشبع ببخار الماء (نقص التشبع = ضغط بخار الماء المشبع – ضغط بخار الماء الفعلي).

٢ــ 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 فأن الهواء يتسخن من الأسفل بتماسه مع الماء الحار ليصبح أقل استقراراً وليزداد اضطرابه، وبالتالي يزداد التبخر من سطح الماء. ولهذا السبب يكون التبخر من سطح المحيطات في فصل الشتاء أكثر مما هو في فصل الصيف[1].

٣ــ 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، فأن حجم المسطح المائي، وحركة الماء، وملوحته ــ حيث يقل التبخر بازدياد الملوحة ــ 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 ــ التوزع 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، فأن معدل التبخر من اليابسة يزيد عما هو عليه من المحيطات. ليتمركز النطاق الأعظمي للتبخر من المحيطات فيما بين خطي عرض (١٥ــ٢٠°) شمالاً وبين (١٠ــ٢٠°) جنوباً في منطقة هبوب الرياح التجارية.

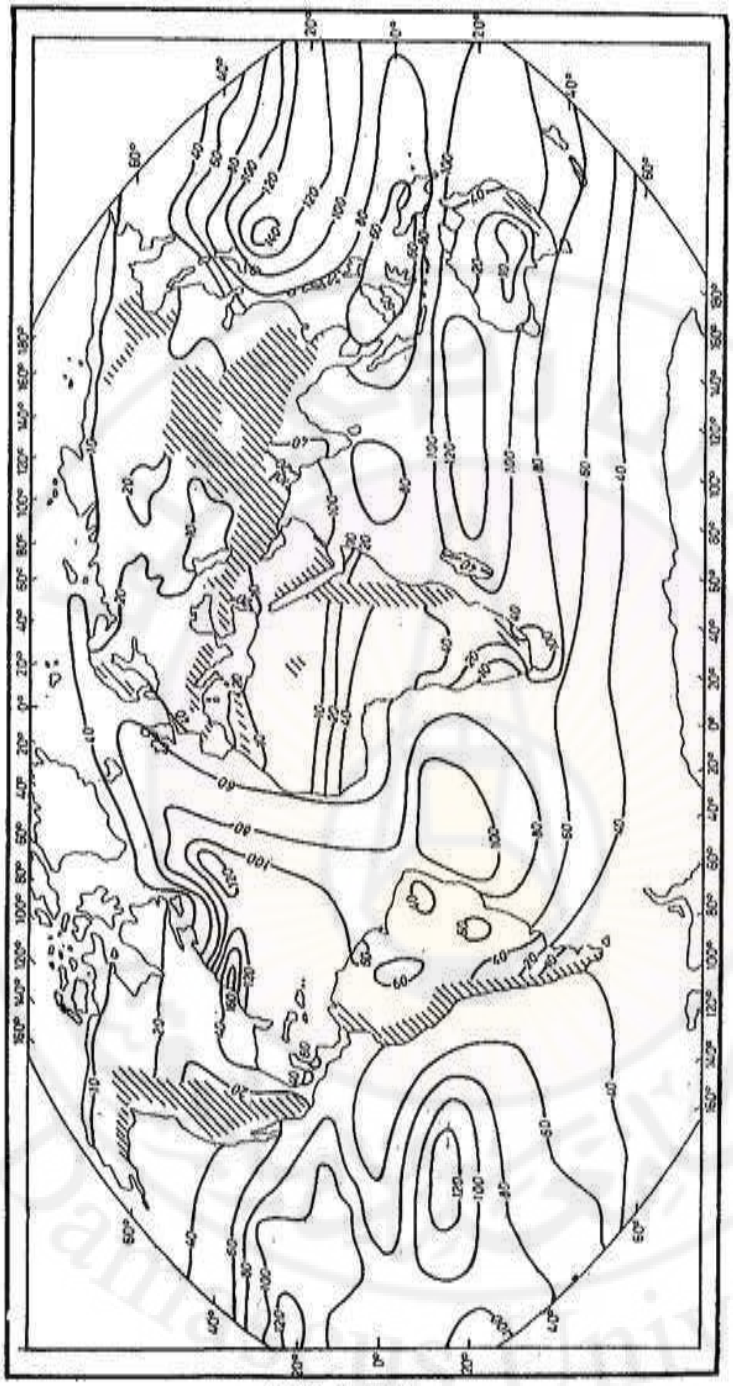
وتعود قيم التبخر الأخفض فوق المحيطات في المنطقة الاستوائية، مما هي عليه في المنطقة المدارية، إلى ثلاثة أسباب هي:

١ــ سيادة الهدوء الاستوائي والرياح خفيفة السرعة والأخفض بكثير من سرعة الرياح التجارية في المنطقة المدارية.

٢ــ الهواء الاستوائي ذو رطوبة وفيرة، حيث يكون ضغط بخار الماء قريباً من نقطة الإشباع، لكون الرطوبة النسبية عالية.

٣ــ التشمس في المنطقة الاستوائية أقل منه في حزام التحاريات بسبب كثرة الغطاء الغيمي في المنطقة الاستوائية. وخلف المنطقة العرضية (١٠ــ٢٠°)شمالاً وجنوباً، فإن التبخر من المحيطات يقل باضطراد لتناقص درجة الحرارة في هذا الاتجاه.

أما أعظمي التبخر فوق اليابسة، فنجده متركزاً حول خط الاستواء نتيجة التشمس المرتفع نسبياً، والنتح الوفير من الغطاء النباتي الأخضر. ليتناقص التبخر بعد ذلك مع تزايد درجة العرض، وإن كنا نجد أن التبخر في المنطقة العرضانية (٣٠ــ٥٠جنوباً) ذو معدل أكبر من المنطقة العرضانية (٢٠ــ٣٠جنوباً) نتيجة لتقلص مساحة اليابسة الشديد فيما بين خطي عرض (٣٠ــ٥٠) جنوباً. وفي نصف الكرة الشمالي فأنه على الرغم من التناقص في كمية التبخر مع تزايد درجة العرض، إلا



الشكل رقم (١٤٣)

المعدل السنوي للتبخر

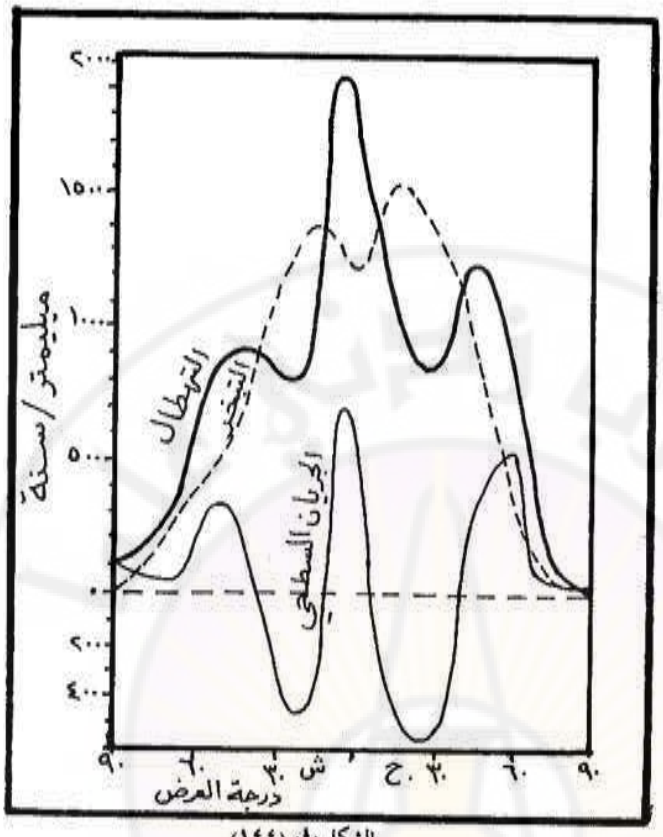
أن المنطقة العرضانية (٥٠ــ٦٠) تشهد نشاطاً محسوساً في تبخرها، نتيجة لشدة الاضطرابات الجوية، والحركة الغربية القوية للهواء –شكل (١٤٤)–[1].

والجدول (٢٢) يبين التوزع النطاقي لمعدل التبخر السنوي في نصفي الكرة الشمالي والجنوبي (التبخر بالسنتيمتر).

جدول رقم (٢٢):

درجة العرض	٦٠-٥٠	٥٠-٤٠	٤٠-٣٠	٣٠-٢٠	٢٠-١٠	١٠-٠
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)

التوزع العرضاني السنوي للتبخر، والتهطال، والجريان السطحي

رابعاً ــ التبخر النتح الممكن، وطرق حسابه:

١ــ الفرق بين التبخر النتح الممكن، والتبخر النتح الفعلي:

إن **التبخر النتح الممكن** (Potential Evapotranspiration) ــ أو التبخر النتح الكامن، أو التبخر النتح الأعظمي أو طاقة التبخر النتح ــ 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 ـــ إلا في ظل ظروف خاصة ـــ، وإنما قيمة مثالية، تعكس قدرة (طاقة) الجو التبخيرية في ظل ظروف بيئية مثالية، من حيث الرطوبة، ونوعية الغطاء النباتي ...الخ. وحسب هذا المفهوم، فأنه من الضروري أن تتوافق عندئذ كمية المياه المتبخرة من أحواض التبخر مع القيمة التي يعبر عنها التبخر الممكن ـــ بغض النظر عن النبات، على افتراض أن التربة عارية من النبات، ولكنها مشبعة بالماء ـــ، 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[1].

أما **التبخر النتح الفعلي** (Actual Evapotranspiration) فيشير إلى كمية المياه المتبخرة فعلياً من التربة والمنتوحة 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، فأن 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[2]. 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].

٢ــ الطرق الرياضية التجريبية لحساب التبخر، والتبخر النتح الممكن:

من أهم الطرق التجريبية لحساب التبخر، والتبخر النتح الممكن، هي:

أ ــ طريقة بنمان.

ب ــ طريقة ثورنثويت.

جـ ــ طريقة إيفانوف.

وفيما يلي عرض مختصر للطرق الثلاثة:

أ ــ 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 كالآتي[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، وتعادل قيمته حوالي (٠,٦٦).

Ea = قوة الهواء التبخيرية، وهي تساوي:

$$Ea = 0.35 (e_s - e_a) (1 + u_2\ 0.01)$$

حيث:

e_s = ضغط بخارالماء المشبع (مم).

e_a = ضغط بخار الماء الفعلي (مم).

u_2= سرعة الرياح عند ارتفاع ٢م.

ويمكن حساب التبخر النتح الممكن بضرب الناتج من العلاقة السابقة (Eo) بمعامل التعديل (f) الذي وضعه (بنمان)، والذي تختلف قيمته حسب الفصول (f = ٠,٦ في الشتاء، ٠,٧ في الاعتداليين، ٠,٨ في الصيف).

بحيث نجد أن علاقة بنمان للتبخر النتح الممكن (Et) تأخذ الصورة المبسطة التالية:

$$[Et = Eo \times f]$$

ب ــ طريقة ثورنثويت (Thornthwiate, C.W)[1]:

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 (مْ)

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.

$$i = \left(\frac{1}{5}\right)^{1.514}$$

$$a = 0,6751 \times 10^{-6} I^{3} - 0,7711 \times 10^{-4} I^{2} + 0,17921 \times 10^{-2} I + 0,49239$$

وحيث أن طول النهار يختلف من شهر إلى آخر، كما تختلف شهور السنة في طولها ـــ فهي ليست دائماً ثلاثين يوماً ـــ، 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.

جـ ـــ 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[1]:

$$[ت = 0,0018 (25+ح)^{2} \times (100-هـ)]$$

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.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الرطوبـــة الجويـــة

أولاً ـــ صور الماء وتحولاته.

ثانياً ـــ مصادر الرطوبة الجوية.

ثالثاً ـــ أهمية الرطوبة الجوية.

رابعاً ـــ طرق التعبير عن الرطوبة الجوية.

خامساً ـــ التوزع الجغرافي للرطوبة الجوية.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الرطوبـــة الجويـــة

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 ــ صور الماء وتحولاته:

يوجد الماء في الغلاف الجوي ــ وبخاصة في الأجزاء السفلى منه ــ 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، ونتحه من النباتات، ثم يعود هذا الماء المتبخر ثانية إلى الأرض بأشكال متعددة (أشكال التهطال السائل والصلب)، وهكذا، بحيث تتمثل دورة مائية مابين 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 ــ صورة صلبة (جليد).

ب ــ صورة سائلة (ماء).

جـ ــ 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:

١ــ التبخر (Evaporation): وهي العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورته السائلة على صورته الغازية.

٢ــ التكاثف (Condensation): وهي العملية التي يتم بواسطتها تحول الماء من صورته الغازية (بخار الماء) إلى صورته السائلة، وهي عملية معاكسة لعملية التبخر.

٣ــ **التجمد (Freezing)**: هي عملية تحول الماء من صورته السائلة إلى صورته الصلبة (جليد).

٤ــ **الانصهار أو الذوبان (Melting)**: والمقصودبهذه العملية، هو تحول الماء من الحالة الصلبة إلى الحالة السائلة، وهي عملية معاكسة للتجمد.

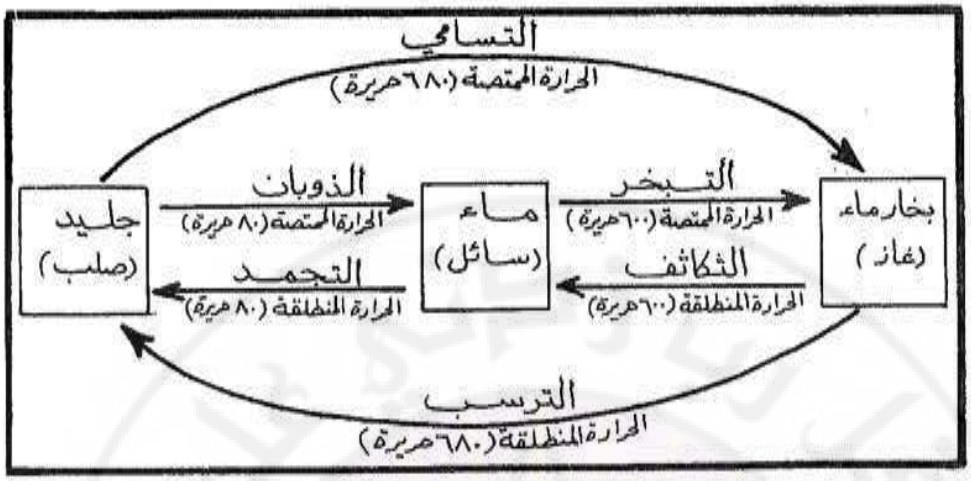
٥ــ **التسامي (Sublimation)**: وهي عملية تحول الماء من صورته الصلبة (جليد) إلى صورته الغازية (بخار الماء) مباشرة دون المرور بالحالة السائلة.

٦ــ **الترسب (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 (٨٠حريرة) تتحرر عند تجمد غرام واحد من الماء السائل. ولما كانت كل من عمليتي التسامي والترسب تشتملان على اختزال مرحلتين في مرحلة واحدة –شكل (١٤٥)–، لذا فإن الطاقة المستخدمة والمبذولة في أي من العمليتين تعادل مجموع الطاقة المستخدمة والمبذولة في كلتا العمليتين (٦٠٠+٨٠=٦٨٠حريرة)[1].

(1) Riehl, H; Op. Cit, pp. 77-78.



الشكل رقم (١٤٥)

صور تغير الماء من حالة إلى أخرى

ثانياً ــ 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 والمسطحات 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 بحدود 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 شجيرة عباد الشمس بحدود ليتر 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 (٤٠٥٠م٢) من نبات القطن بالنتح بحدود ٥٠طن من الماء يومياً[١].

وهكذا نجد أن بخار الماء الجوي هو محصلة بخار الماء المتبخر من اليابسة والمسطحات المائية بمختلف أحجامها، والمنتوح من النبات. ويعرف بمجموع ما يتبخر من الأجسام سابقة الذكر بالتبخر النتح (Evapotranspiration) للدلالة على مجمل كمية بخار الماء المتصاعدة نحو الجو.

ثالثاً ــ 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)–.

وتتمثل أهمية بخار الماء الجوي في النقاط الست التالية:

١ــ بخار الماء مصدر أشكال التكاثف والتهطال كافة. وتشكل كمية بخار الماء في حجم معين من الهواء مؤشراً للطاقة الكامنة في الجو للتهطال الممكن.

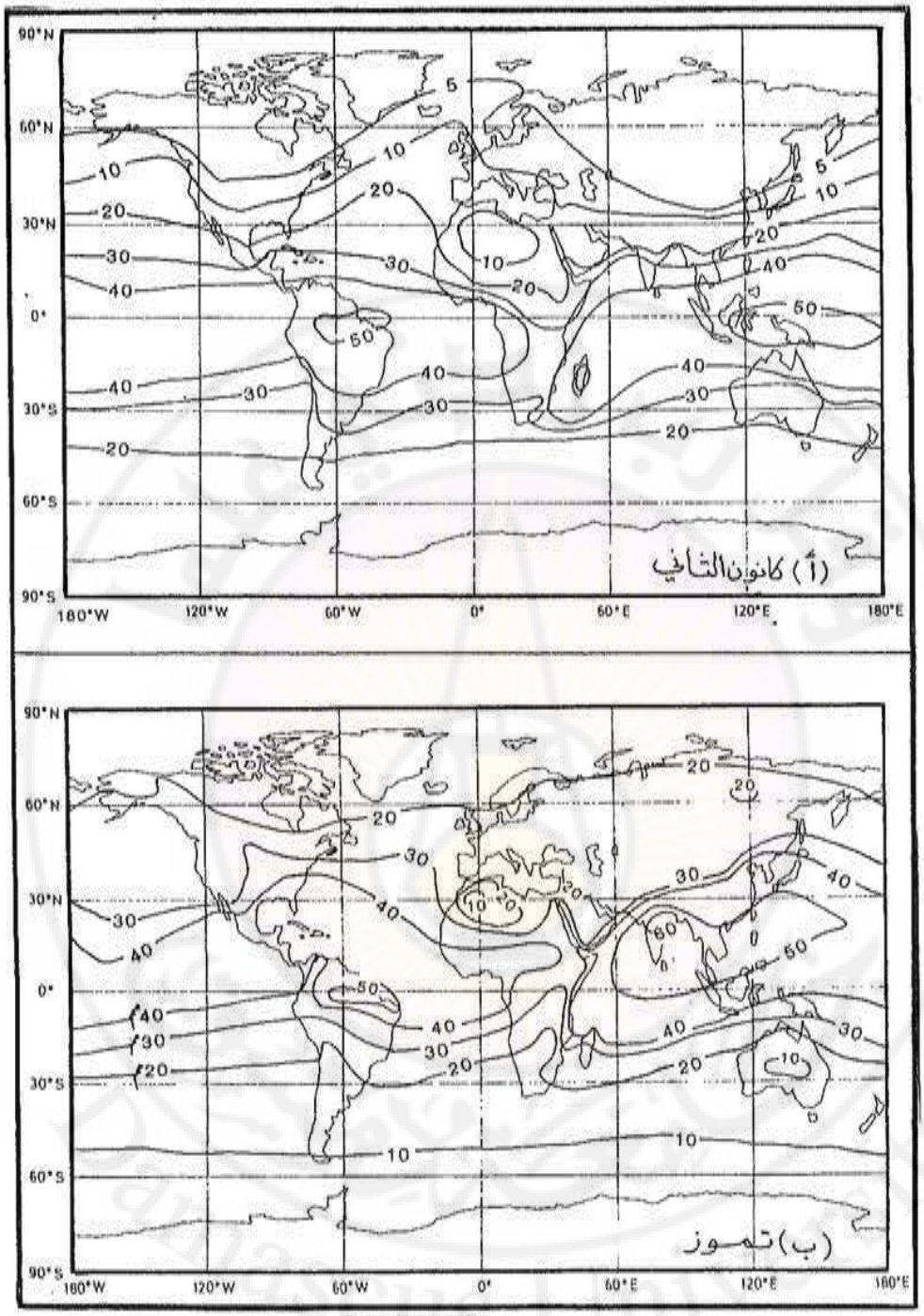
٢ــ يلعب بخار الماء دوراً أساسياً في تنظيم حرارة الجو ــ الأرض، ويبرز تأثيره واضحاً على درجة حرارة الهواء.

٣ــ 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.

٤ــ يؤثر بخار الماء، والحرارة المنطلقة في أثناء التكاثف على استقرارية الجو.

---

(١) عماد الدين الشيشيني، أحمد فتحي يونس "مبادئ فسيولوجيا النبات". الاسكندرية، ١٩٦٥، ص٩٠.



الشكل رقم (١٤٦)

متوسط كمية بخار الماء الجوي في شهري كانون الثاني (أ) وتموز (ب)

٥ــ 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.

٦ــ لايشبه بخار الماء الغازات الجوية الأخرى، كونه يمكن أن يتحول إلى سائل أو صلب ضمن مدى درجات حرارة جوية عادية.

رابعاً ــ طرق التعبير عن الرطوبة الجوية:

يعبر عن الرطوبة الجوية بطرق متعددة، هي الآتية:

١ــ 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 الجزيئية المتولدة من كل غازمن الغازات الموجودة في الغلاف الجوي. وعندما يتبخر الماء ويصعد إلى الجو يبدأ بممارسة ضغطه الجزيئي، الذي يتناسب طرداً مع كمية البخار الجوي، حيث أن الضغط الكلي (ض) عندئذ يساوي ضغط الهواء الجاف (ض ا) مضافاً إليه ضغط بخار الماء (ض ر)؛ أي:

$$[ض = ض_{ا} + ض_{ر}]$$

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:

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

حيث: $\text{ض}_ر$ = ضغط بخار الماء.

$\text{ك}_ر$ = كتلة بخار الماء.

$\text{ثا}_ر$ = ثابت الغاز لبخار الماء.

ح = درجة الحرارة.

أو من العلاقة:

$$[\text{ض}_ر = \frac{\text{نسبة المزج}}{\text{نسبة المزج} + ٠,٦٢١٩٨} \times \text{ض}]$$

٢ ــ الرطوبة النوعية (Specfic.H):

وهي عبارة عن نسبة كتلة بخار الماء الموجودة في كتلة من الهواء الرطب، معبراً عنها بعدد الغرامات من بخارالماء التي يحتويها الكيلوغرام الواحد من الهواء الطبيعي، أي:

$$\text{الرطوبة النوعية} = \left[\frac{\text{كتلة بخار الماء}}{\text{كتلة الهواء الرطب}} \right]$$

٣ــ 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:

$$\text{نسبة المزج} = \left[\frac{\text{كتلة بخار الماء}}{\text{كتلة الهواء الجاف}} \right]$$

$$\text{نسبة المزج} = \left[\frac{\text{الرطوبة النوعية}}{\text{١ - الرطوبة النوعية}} \right]$$

ولذا نجد أن الرطوبة النوعية يمكن أن تحسب من نسبة المزج من العلاقة التالية:

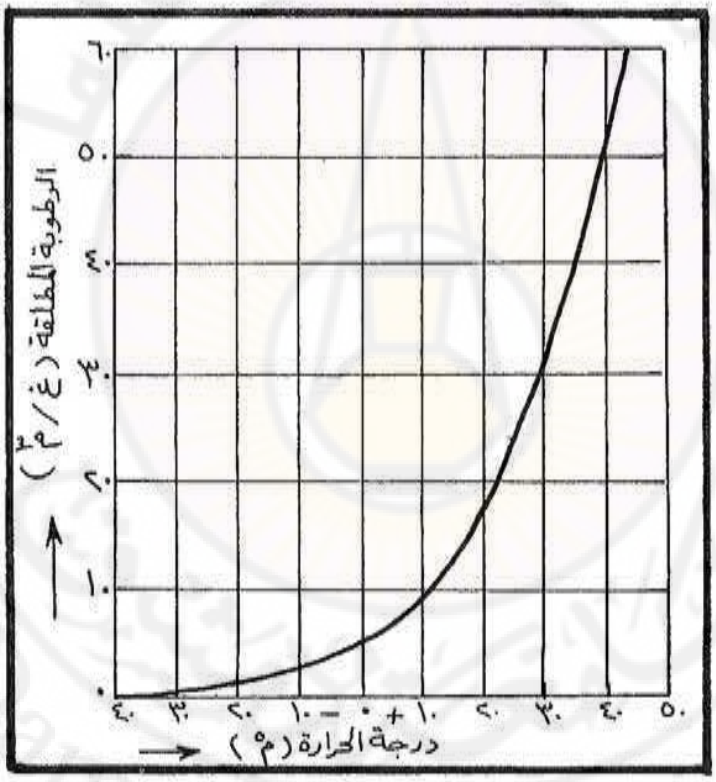
$$\text{الرطوبة النوعية} = \left[\frac{\text{نسبة المزج}}{\text{١+ نسبة المزج}} \right]$$

٤ــ الرطوبة المطلقة (Absolute. H):

تشير الرطوبة المطلقة إلى كتلة بخار الماء الموجود في واحدة الحجم من الهواء (غ/م^3). كأن نقول إن المتر المكعب الواحد من الهواء (الهواء الرطب) يحتوي ٣٥غراماً من بخار الماء. ويمكن معرفة ذلك بأخذ متر مكعب واحد من الهواء الطبيعي وتبخير مائه ثم وزن الماء المتبخر لمعرفة وزنه. وتعبر الرطوبة المطلقة عن كمية بخار الماء الموجودة فعلياً في الجو، ولذا فهي المؤشر الحقيقي لطاقة الجو التهطالية. 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°)										
١٥-	١٠-	٥-	صفر	١٠	١٥	٢٠	٢٥	٣٠	٣٥	٤٠
كمية بخار الماء (غ/م٣)										
١,٦	٢,٣	٣,٤	٤,٨	٩,٤	١٢,٨	١٧,٣	٢٢,٩	٣٠,٣	٣٩,٦	٥٠,٦



الشكل رقم (١٤٧)

العلاقة بين الرطوبة المطلقة القصوى، ودرجة الحرارة. عن: «Strahler, A.N, 1978»

٥ـــ الرطوبة النسبية (Relative. H):

تعد الرطوبة النسبية مقياساً مناسباً للرطوبة، حيث تعبر عن درجة اقتراب الهواء من التشبع ببخارالماء. 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:

$$\text{[الرطوبة النسبية ٪} = \frac{\text{ضغط بخار الماء الفعلي}}{\text{ضغط البخار المشبع عند درجة الحرارة نفسها}} \times ١٠٠\text{]}$$

فلو فرضنا أن ضغط البخار الفعلي عند درجة حرارة (٢١°م) يساوي ٢٠ملليباراً، وأن ضغط بخار المشبع عند الدرجة نفسها هو ٢٥ملليباراً، فأن الرطوبة النسبية عندئذ تساوي:

$$\frac{٢٠}{٢٥} \times ١٠٠ = ٨٠٪$$

أيضاً، فإن الرطوبة النسبية تدل على العلاقة بين الرطوبة المطلقة الحقيقية والرطوبة المطلقة التي تحقق الإشباع في درجة الحرارة نفسها، أي أن:

$$\text{[الرطوبة النسبية ٪} = \frac{\text{الرطوبة المطلقة الحقيقية}}{\text{الرطوبة المطلقة القصوى}} \times ١٠٠\text{]}$$

فإذا فرضنا أن كمية بخار الماء في متر مكعب من الهواء هي ٦٠غراماً وأن هذا المتر المكعب من الهواء يستطيع أن يحتوي على ١٠٠غرام من بخار الماء (في درجة الحرارة نفسها)؛ فأن الرطوبة النسبية عندئذ تساوي:

$$\frac{٦٠}{١٠٠} \times ١٠٠ = ٦٠٪$$

٦ــ 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 لماء 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.

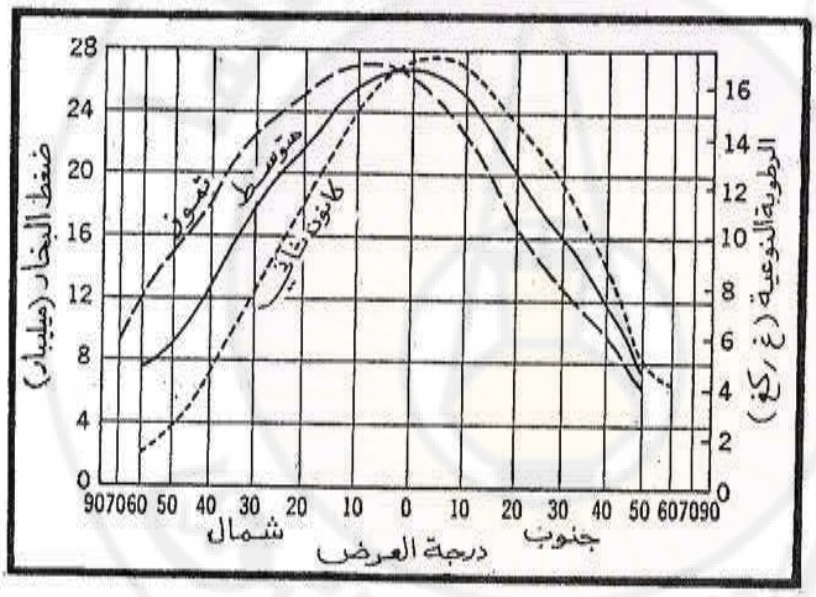
خامساً ــ التوزع الجغرافي للرطوبة الجوية:

يخضع توزع الرطوبة الجوية إلى كل من درجة حرارة الهواء ونشاط عملية التبخر التي تزود الهواء ببخار الماء والمرتبطة بدرجة وثيقة بدرجة الحرارة.

فالرطوبة المطلقة والنوعية ترتبطان بكمية المياه المتبخرة والمضافة إلى الجو، ولذا فأن المناطق الاستوائية ذات الرطوبة الأرضية الوفيرة،والتبخر والنتح النشيطين يجعلان الرطوبة الجوية وفيرة، لتتناقص الرطوبة النوعية وكذلك المطلقة مع تزايد درجة العرض –شكل (١٤٨)–، ليبرز 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

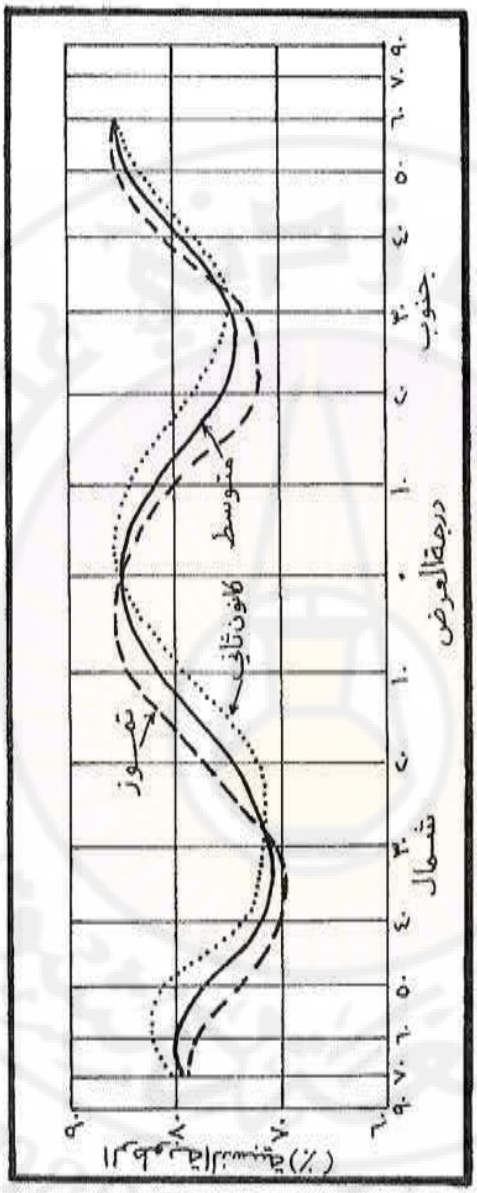
جوية هابطة، وتسجل فيه أخفض قيم الرطوبة النسبية. وابتداء من خط عرض (٣٠) شمالاً وجنوباً باتجاه القطبين، تأخذ الرطوبة النسبية بالتزايد —شكل (١٤٩)– نتيجة لتناقص درجة الحرارة في هذا الاتجاه. وفي حال التوزع الفصلي للرطوبة النسبية، فأن نصف السنة الصيفي في العروض المنخفضة (بين ٣٠شمالاً وجنوباً) يسجل أعلى معدلات الرطوبة النسبية، بينما في العروض الواقعة خلف خط عرض (٣٠) شمالاً أو جنوباً، فأن 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 الظهيرة.



الشكل رقم (١٤٩)

التوزع النطاقي للرطوبة النسبية. عن : « **Trewatha, 1954** »

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثالث

التكـــاثف ومظاهـــره

أولاً ـــ شروط التكاثف.

ثانياً ـــ مظاهر التكاثف.

١ـــ التكاثف السطحي (الندى).

٢ـــ التكاثف القريب من السطح (الضباب).

٣ـــ التكاثف العلوي (الغيوم).

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثالث

التكاثـــف ومظاهـــره

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 جنينية 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 ــ شروط التكاثف:

لابد لحدوث التكاثف من توافر عدة شروط، هي:

١ــ رطوبة جوية.

٢ــ تبرد الهواء إلى نقطة نداه.

٣ــ توافر جسيمات غريبة في الجو تشكل ما يعرف باسم نويات تكاثف.

وفيما يلي شرح مقتضب لكل شرط من الشروط الثلاثة الرئيسية السابقة.

١ــ 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، وتفوق حد درجة تشبعه. وهذا ما نراه يحدث بصورة

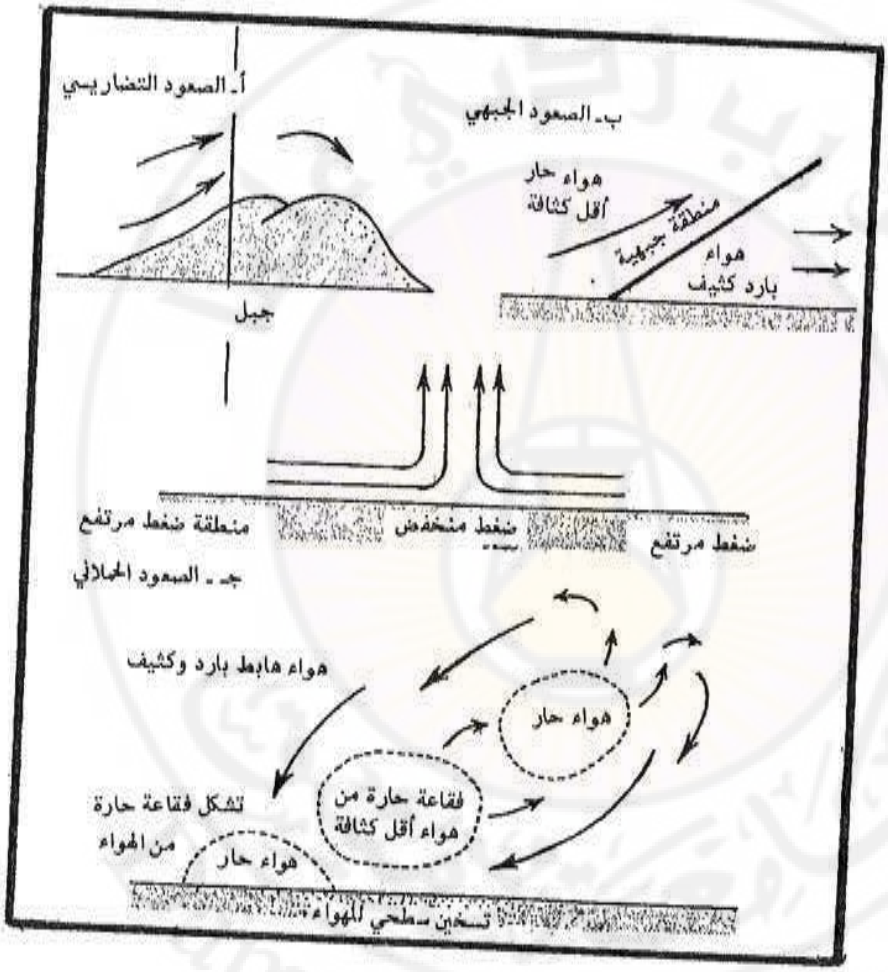
(1) Wallace, J.M & Hobbs, P.V; Op. Cit, p.158.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

هـ ـ التبرد نتيجة صعود الهواء للأعلى:

حيث أن صعود الهواء وارتفاعه للأعلى يؤدي إلى تبرده ذاتياً (أديباتياً) وبلوغه نقطة نداه، وبالتالي تكثف جزء من بخار مائه. ويتم صعود الهواء بطرق عديدة -شكل (١٥٠)-:



الشكل رقم (١٥٠)
طرق صعود الهواء الثلاثة

١ــ 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.

٢ــ 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.

٣ــ الصعود الجبهي: الذي يصاحب الجبهات الجوية الحارة والباردة، في المنخفضات الجوية الجبهية. وتعد حركة الصعود هذه، حركة قوية تودي إلى اضطراب شديد في الطقس.

٣ــ 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 لايحدث التكاثف حتى لو تجاوزت الرطوبة النسبية (٢٠٠٪)، وقد تصل إلى (٥٠٠٪ ــ ٧٠٠٪) حتى يحدث التكاثف ويقال للهواء الذي تفوق رطوبته النسبية حد التشبع (١٠٠٪) بالهواء 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 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

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

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 الشابوره (Mist).

وحسب تصنيف ويللت(Willett's) يميز بين نوعين رئيسيين من الضباب[1]:

أ ــ الضباب الداخلي؛ الذي يتشكل ضمن الكتلة الهوائية بواسطة عملية التبريد.

ب ــ الضباب الجبهي: المرافق لجبهات المنخفضات الجوية.

أ ــ 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 التبرد يمكن تمييز ثلاثة أنواع من هذا الضباب.

١ــ 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 يودي عندئذ إلى تكون الندى أو الصقيع فوق الأرض الباردة مزيلاً بذلك بخار الماء من الهواء القريب ومانعاً تشكل الضباب، ولذا فإن وجود حركة هوائية خفيفية ضرورية لانتشار التبرد في سماكة أكبر وبالتالي لتشكل الضباب. ويمكن تلخيص الشروط الملائمة لتشكل الضباب الإشعاعي فيما يلي:

---

(1) Willett, H.G; «Fog and Haze, Their Cause, Distribution, and Forecasting ». Monthly Weather Revew, Vol. 56, 1928,pp.435-467.

أ ـــ انقلاب سطحي في درجة الحرارة: وهو ضروري ليمنع الهواء المتبرد بالتشعع والتماس من الارتفاع كثيراً في الجو.

ب ـــ وجود حركة خفيفة في الهواء: لأن الهدوء المطلق لايساعد 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.

جـ ـــ 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 ـــ 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 الظهيرة. 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.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

١ــ عندما يمتد الغيم نحو الأسفل حتى السطح خلال مرور الجبهة. ويكون هذا الضباب محصوراً فوق التلال.

٢ــ 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.

٣ــ التكاثف العلوي:

يتمثل التكاثف العلوي، بالغيوم (Clouds). وتبدو الغيوم في طبقة التروبوسفير على شكل تجمعات مرئية من قطيرات 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 ــ بنية الغيوم:

تتكون الغيوم من مجموعة أو أكثر من العناصر التالية مرتبة في طبقات يعلو بعضها بعضاً:

١ــ قطيرات من الماء تزيد درجة حرارتها على الصفر المئوي.

٢ــ 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[1].

٣ــ خليط من قطيرات مائية فوق مبردة، وبلورات جليدية، حيث درجة الحرارة تتراوح بين (-١٠°م) إلى (-٤٠°م).

٤ــ بلورات من الجليد، تقل درجة الحرارة فيها عن -٤٠°م.

ويتوقف تشكل الغيوم من طبقة أو أكثر من هذه الطبقات على عوامل عديدة، أهمها: طبيعة الكتلة الهوائية التي تتشكل فيها الغيوم، التوزع الرأسي لدرجات الحرارة فيها، ومدى نمو تكوينها إلى أعلى.

ب ــ أنواع الغيوم:

استناداً إلى **طبيعة الكتلة الهوائية، ومدى نمو تكوين الغيوم**، يميز بين مجموعتين رئيسيتين من الغيوم:

١ــ الغيوم الطبقية: وهي الغيوم التي تتكون في الكتل الهوائية المستقرة، حيث تكون الحركة الصاعدة للهواء الرطب تدريجية وبطيئة، وتبدو هذه الغيوم على شكل صفائح أوطبقات تغطي مساحات كبيرة من السماء.

٢ــ 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 صاحية. وتظهر هذه الغيوم في السماء بأشكال وأحجام مختلفة مرتبطة بدرجة عدم الاستقرار.

واستناداً إلى **درجة حرارة طبقة الغيوم**، يميز بين ثلاث مجموعات من الغيوم[1] ــ 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)ملبار، وإلى دون ذلك في الارتفاعات الأعلى في طبقة التروبوسفير.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

ب ــ غيوم متوسطة	٤ــ الركام المتوسط (التوكومولوس Ac) ٥ــ الطبقي المتوسط (التوستراتوس As)	٢
جـ ــ غيوم منخفضة	٦ــ الطبقي (ستراتوس St) ٧ــ الطبقي الركامي (ستراتوكومولوس Sc) ٨ــ المزن الطبقي (نيمبوستراتوس Ns)	٠,٥
د ــ غيوم ذات نمو شاقولي	٩ــ الركام (كومولوس Cu) ١٠ــ الركام المزني (كومولونيمبوس Cb)	٠,٥ ــ التربوبوز

وتقسم تلك الأجناس إلى حوالي (١٤) نوعاً، وقد يتبع النوع الواحد أكثر من جنس، والأنواع هي الآتية:

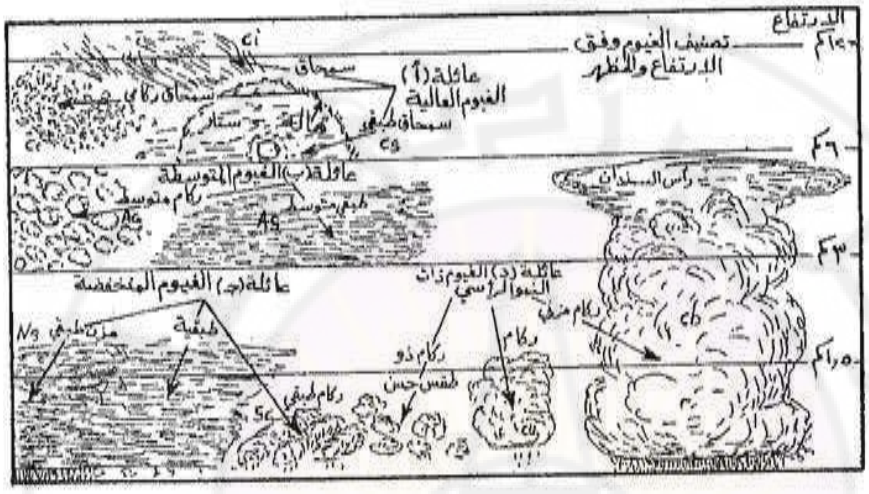
١ــ النوع الليفي.
٢ــ النوع المعقوف.
٣ــ النوع السميك.
٤ــ النوع القلعي.
٥ــ النوع الخصلي.
٦ــ النوع المنتشر (المنبسط).
٧ــ السديمي.
٨ــ النوع العدسي.
٩ــ المجزأ.
١٠ــ الصغير النمو رأسياً.
١١ــ المتوسط النمو رأسياً.
١٢ــ المتجمع.
١٣ــ العاري أو الأصلع.
١٤ــ النوع الشعري.

كما أن كل جنس ونوع يمكن أن يقسم إلى صنف أو أكثر من الأصناف التسعة التالية:

١ــ الصنف المعتم
٢ــ الشفاف
٣ــ نصف الشفاف
٤ــ المزدوج
٥ــ الشبكي
٦ــ الشعاعي
٧ــ المتموج
٨ــ الفقري
٩ــ المبروم

جـ خصائص الغيوم:

فيما يلي دراسة شكلية وبنيوية لمجموعات الغيوم الرئيسية –شكل (١٥٢)–:



الشكل رقم (١٥٢)

مجموعات الغيوم الرئيسية

١ــ مجموعة الغيوم العالية:

يتراوح وسطي ارتفاعها بين مستوى (٥٠٠٠)م والتروبوبوز. وارتفاعها ليس واحداً بل يختلف من منطقة إلى أخرى. ففي المناطق المدارية يتراوح مدى ارتفاعها بين (٦ــ٨)كم، وفي المناطق المعتدلة بين (٥ــ١٣)كم، بينما نجد أن هذا المدى ينخفض إلى (٣ــ٨)كم في المناطق القطبية. ويمكن تمييز ثلاثة أجناس من هذه الغيوم:

أ ــ غيوم السمحاق Ci (السيروس)[1]:

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 ــ غيوم السمحاق الركامي Cc (سيروكومولوس):

وهي تبدو على شكل طبقة رقيقة من الغيوم غير مظللة 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.

جـ ــ 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.

٢ــ مجموعة الغيوم المتوسطة:

ويتراوح ارتفاعها بين ٢٠٠٠ــ٦٠٠٠م (٢٠٠٠ــ٨٠٠٠م في المناطق المدارية، ٢٠٠٠ــ٧٠٠٠م في المناطق المعتدلة، ٢٠٠٠ــ٤٠٠٠م في المناطق القطبية). ويمكن تمييز جنسين في هذه المجموعة:

---

(٢) سيروس (Cirrus): كلمة لاتينية تعني خصلة من الشعر.

أ ــ 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، وتتشكل بفعل الاضطرابات الجوية أو تيارات الحملان الشاقولية.

ب ــ 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. لونها رمادي فاتح وتكون كثيفة وسميكة تحجب رؤية الشمس إلا من بعض الأجزاء الرقيقة، وهذه الغيوم من النوع الممطر والمثلج. وتتشكل هذه الغيوم غالباً في أثناء صعود بطيء للهواء المشبع إلى ارتفاعات عالية.

٣ــ مجموعة الغيوم المنخفضة:

ويتراوح ارتفاعها مابين مستوى سطح الأرض وارتفاع (٢)كم، ويمكن أن نميز ثلاثة أجناس من هذه الغيوم:

أ ــ الغيوم الطبقية St (ستراتوس)[١]:

وتتكون من قطرات مائية دقيقة جداً، وعندما تكون هذه الغيوم سميكة تحدث هطالاً 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. وتتشكل الغيوم الطبقية 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 ــ غيوم الركام الطبقي Sc (ستراتوكومولوس):

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. وتتشكل غيوم الركام الطبقي في كثير من الأحيان من غيوم الركام، أو الركام المزني أو قد تتحول إليهما.

جـ ــ غيوم المزن الطبقي Ns (نيمبوستراتوس):

وتظهر على شكل طبقة رمادية معتمة ذات قاعدة مشوهة، وهي سميكة لدرجة تحجب الشمس، ويصحبها غالباً غيوم منخفضة أكثر تتشكل تحت قاعدتها أو تختلط فيها أحياناً. وتتصف بالهطول المستمر سواء أكان الهطول مطراً أم ثلجاً، وهطولها غزير، يرافقها طقس رديء، لذا تعرف بغيوم الطقس الرديء.

٤ــ مجموعة الغيوم ذات النمو الشاقولي:

ويمكن أن تظهر قاعدتها في منطقة الغيوم المنخفضة (٥٠٠م) وتمتد شاقولياً إلى أعلى لتصل قمتها إلى منطقة الغيوم المرتفعة. ويميز جنسان من هذه الغيوم:

أ ــ غيوم الركام Cu (كومولوس)[1]:

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، وتتشكل عادة بواسطة

---

(١) كومولوس (Cumulus): كلمة لاتينية تعني ركام.

تيارات الحمل. ولا تترافق بأمطار غزيرة إلا عندما تكون الحركة الصاعدة قوية، كما يحدث في المنطقة الاستوائية.

ب ــ غيوم الركام المزني Cb (كومولونيمبوس):

وهي غيوم شديدة الكثافة والضخامة، 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.

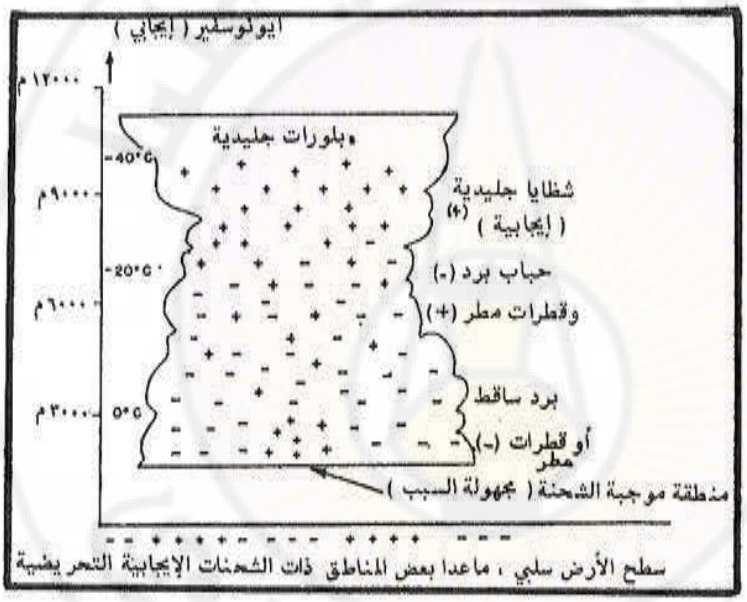
ويوجد في الغالب تحت قاعدة هذه الغيوم داكنة اللون، غيوم منخفضة مجزأة أو مندمجة أو غير مندمجة معها. وتتشكل هذه الغيوم ــ التي تبدو بشكل معتم مخيف ــ عادة من غيوم الركام كاستمرار لنمو هذه الغيوم العمودي، ويرافقها رعد وبرق وزخات شديدة من المطر أو الثلج أو البَرَد. ويكاد أن يكون سقوط البرد حكراً عليها.

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 لتشكل 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 ــ في مقدمتها ــ بعرض يتراوح بين ٢٠ــ٥٠كم، 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)–:

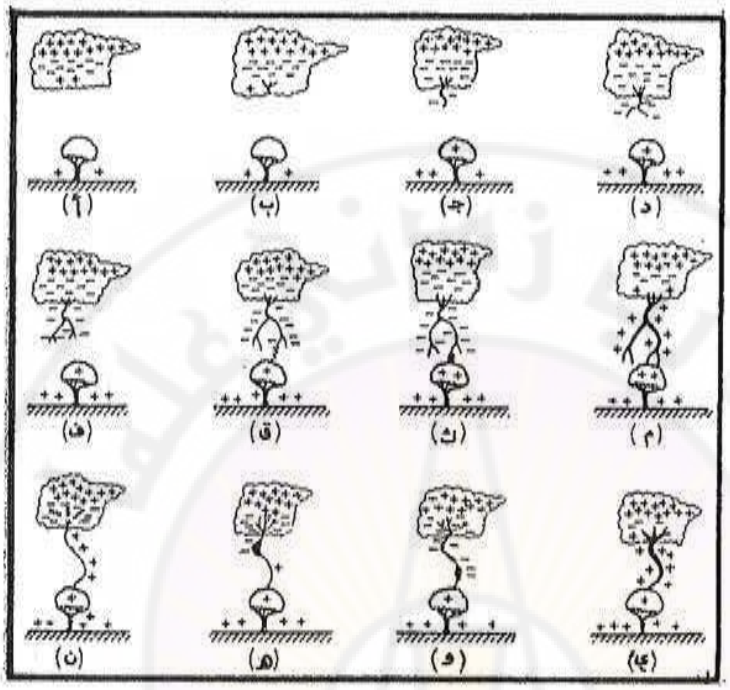
أ ـــ تكون قمة السحابة ذات شحنات كهربائية موجبة (+)، بينما تكون قاعدتها ذات شحنات سالبة (−).

ب ـــ يكون سطح الأرض عادة ذا شحنات كهربائية سالبة، ماعدا بعض المناطق الأرضية التي تشحن إيجابياً بفعل التحريض الذاتي من السحب الرعدية ـــ بخاصة من قواعدها حيث تكثر الشحنات السالبة ـــ، وتتمثل 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 الدفاع الشحنات من قاعدة السحابة نحو مناطق الشحنات الموجبة لسطح الأرض متولداً من جراء ذلك الصاعقة. عن: «Wallace & Hobbs, 1978»

وعندما يصل فارق الجهد الكهربائي (الكمون) بين المناطق ذات الشحنات المختلفة إلى قيمة كبيرة جداً يحدث تفريغ كهربائي؛ حيث تندفع الشحنات السالبة من أسفل السحابة بقوة هائلة نحو الشحنات الموجبة في قمة السحابة نفسها أو باتجاه سحابة أخرى، متولداً عن ذلك تفريغ كهربائي شديد ينتج عنه وميض كهربائي يعرف بالبرق، كما يمكن أن تندفع الشحنات السالبة بقوة هائلة من أسفل السحابة نحو مناطق الشحنات الموجبة المحرضة عند سطح الأرض مولدة بذلك تياراً كهربائياً ذا وهيج هائل يعرف باسم الصاعقة. ونظراً للمقاومة التي

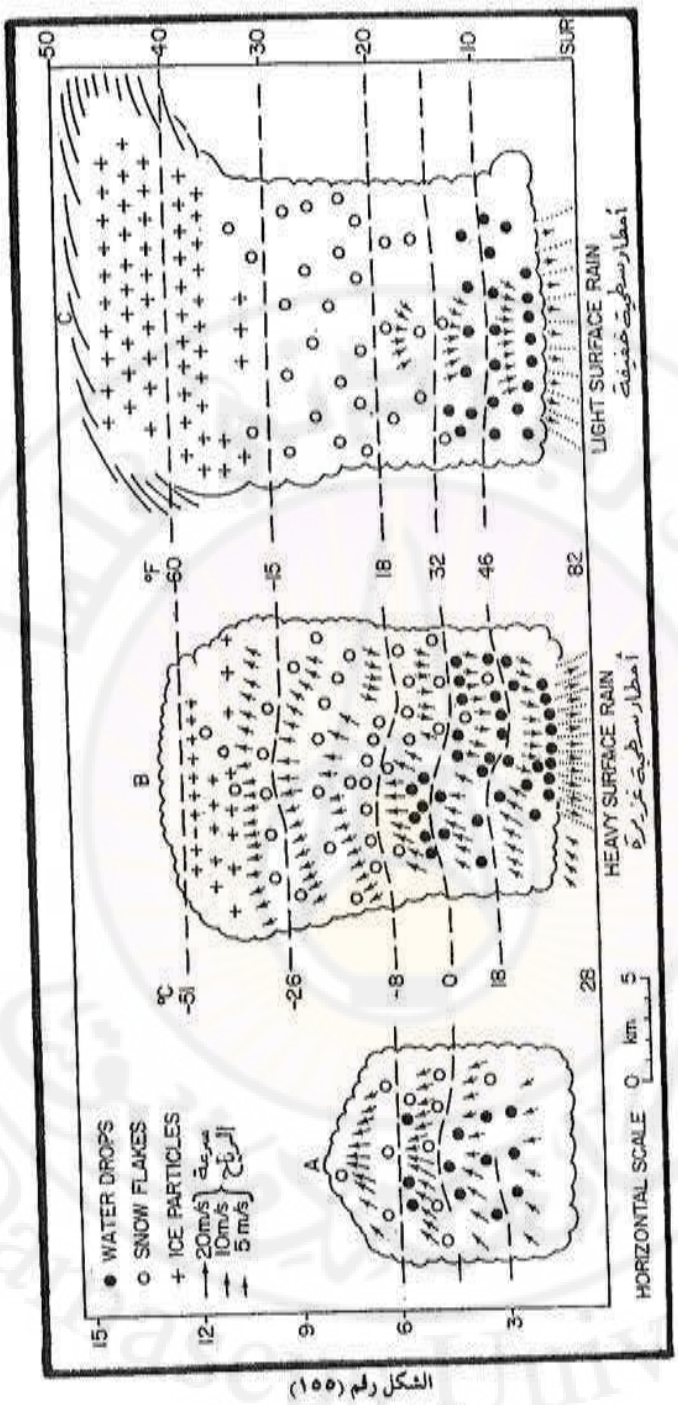
يصادفها التيار الكهربائي على طول مساره بين مناطق الشحنات السالبة والموجبة، تتولد حرارة مرتفعة جداً تسخن الهواء إلى درجة تقارب من ١٠٠٠٠°م، مما يؤدي إلى تمدد الهواء بسرعة فائقة محدثاً دوياً هائلاً يعرف بالرعد. ولما كانت سرعة الضوء أكبر بكثير من سرعة الصوت (سرعة الضوء = ٣٠٠ألف كم/ثا، وسرعة الصوت = ٣٣٠م/ثا)، لذا فإن سماع صوت الرعد يتأخر عن رؤية البرق بمعدل خمس ثوان تقريباً لكل ١,٥كم 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 حجيرة عاصفة أو أكثر. وقد تتكون حجيرة واحدة من بضع سحب ركامية نامية. وبصورة عامة، تميل الحجيرات المتجاورة إلى الاتصال والاندماج مع بعضها. وتعد كل حجيرة مركزاً للهطول والفاعلية الكهربائية والسرعات العالية الرأسية للهواء.

وتمر كل حجيرة عاصفة رعدية بثلاث مراحل نمو تطورية-شكل (١٥٥)-، هي كالآتي:

أ ـــ 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 ـــ مرحلة النضج؛ وتتصف هذه المرحلة بسيطرة التيارات الهوائية الصاعدة في وسط الغيمة وأعلاها، والتيارات الهابطة في أطراف الغيمة وأسفلها .. وكذلك بحدوث البرق والرعد، مع هطول غزير يصل إلى سطح الأرض. وتكون درجات الحرارة في التيارالهابط أقل نسبياً من تلك في الهواء المحيط.



الشكل رقم (١٥٥)

مراحل تطور نمو العاصفة الرعدية:

أ ــ مرحلة النشوء، ب ــ مرحلة النضج، جـ ــ مرحلة الانحلال (العلاشي)

جـ ـــ مرحلة الانحلال (التلاشي أو التبدد)؛ وفي هذه المرحلة يتلاشى التيار الصاعد كلية، ويسود التيار الهابط في الحجيرة بكاملها، ويكاد يتوقف الهطول نهائياً. كما أن شدة التيارات الهابطة تضعف، ويضعف معها النشاط الكهربائي. وما أن تعود درجة حرارة داخل الحجيرة إلى ما يقرب من قيمتها نفسها للهواء المحيط بها حتى تتلاشى الحجيرة وتصحو السماء تقريباً -مع بقاء قليل من الغيوم الطبقية-. وعند سطح الأرض تختفي دلالات العاصفة الرعدية كافة والتيارات الهابطة.

وتعد مدة الدورة الحياتية للعاصفة الرعدية بمراحلها المختلفة قصيرة جداً، فهي تقارب من ١ــ٢ساعة موزعة بشكل تقريبي وفق مايلي على المراحل الثلاث: ١٠ــ٢٠دقيقة لمرحلة النمو، ٢٠ــ٤٠دقيقة لمرحلة النضج، ٣٠ــ٥٠دقيقة 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 تعلل 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 (١٥ــ٣٧)يوماً، لكون هذه الأماكن تنطبق على الخط العام الذي

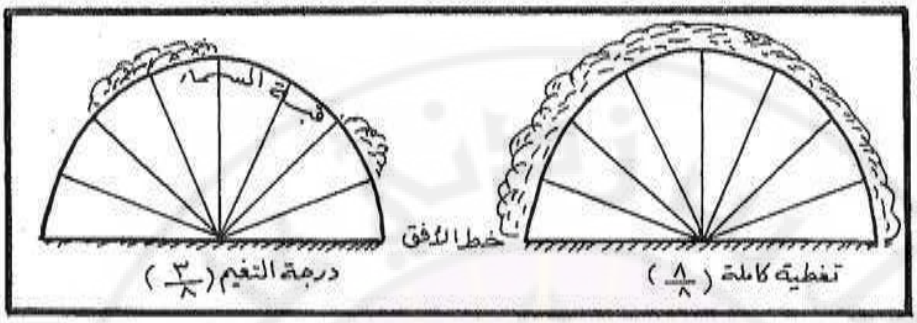
تتبعه المنخفضات الجوية الجبهية في عبورها لسورية بصفة عامة. أيضاً فإن هذه الأجزاء هي الأكثر تعرضاً للصاعقة من بقية أجزاء سورية. وتشكل الأماكن المنعزلة في الريف، مثل: بناء منعزل، شجرة منفردة، مكان أثري مرتفع، الأماكن الأكثر تعرضاً لإصابة الصاعقة من الأماكن المتجمعة في المدينة، ويمكن أن تتم الحماية من خطر الصاعقة بتركيب ما يعرف باسم مانعات الصواعق، كما أن الابتعاد عن البروزات الأرضية يجنب إلى درجة كبيرة خطر الإصابة بالصاعقة.

د ــ التغيم (Cloudiness):

يقصد بالتغيم 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 ــشكل (١٥٦)ــ. وتحسب درجة التغطية بصورة عامة اعتماداً على الملاحظة والتقدير الشخصي. فإذا كانت السماء صاحية، كانت درجة التغيم صفراً، وإذا كانت مغطاة بالغيوم، فدرجة التغيم عندئذ تساوي (٨/٨). ويمكن أن تكون السماء مغطاء 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 ٤٠ــ٧٠درجة عرض) لتصل إلى أكثر من (٨/٦) بخاصة في الأجزاء المحيطية. والجدول التالي (٢٧) يبين التوزع النطاقي للمتوسط السنوي للتغيم في نصف الكرة الشمالي، على أساس نسبة مئوية (١٠٠٪ تغطية كاملة، صفر صحو)[1].

(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 التغيم تتناقص بين خطي عرض (١٠ــ٤٠) 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 توزع التهطال ودرجة التغيم، حيث تمثل المناطق الأكثر مطراً أكثر المناطق تغيماً، والعكس صحيح. وهذا ما ينطبق على التوزع الفصلي، حيث يكون فصل الشتاء هو فصل التغيم الأعظمي في العروض

المعتدلة نتيجة لنشاط المنخفضات الجوية الجبهية، في حين يكون فصل الصيف الأكثر تغيماً في المناطق المدارية والموسمية.

ويرتبط التغير اليومي في التغيم بأصل الغيوم ونموذجها، فإذا كانت الغيوم السائدة ناشئة عن تسخين سطح الأرض (غيوم ركامية وركامية مزنية)، فإن الأعظمي اليومي يحدث في ساعات بعد الظهيرة. أما في الغيوم الطبقية التي تتشكل في ظروف جوية مستقرة، فإن أعظميها يحدث في ساعات الصباح الباكر، وأصغريها في منتصف النهار.

ـــ هل الغيوم كافة هُطّلٌ؟

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 الهطول من الغيوم ونوعه وشدته، بعوامل عدة، أهمها:

١ـــ درجة حرارة الغيوم:

إن الغيوم ذات درجة الحرارة التي تقل عن (-٤٠°م) والمكونة عموماً من بلورات جليدية فقط، لاينتج 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).

٢ـــ مكونات الغيوم:

يمكن تقسيم الغيوم حسب مكوناتها إلى ثلاثة أنواع:

(أ). **الغيوم الجليدية**؛ وهي المكونة فقط من بلورات جليدية، وتتواجد 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(-٤٠م) عند قمتها، وهذه الغيوم عادة ذات هطولات متنوعة صلبة وسائلة. وتتدرج ضمنها عموماً الغيوم متوسطة الارتفاع، والجزء العلوي من الغيوم المزنية الطبقية، كما يتضح ذلك بشكل جلي في العروض الوسطى.

(جـ). **الغيوم المائية**؛ وهي المكونة من قطيرات مائية فقط، ودرجة حرارتها عموماً فوق الصفر المئوي، 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، وبمدى وجود جسيمات غريبة في الجو التي تتشكل فيه تلك الغيوم والمعروفة تلك الجسيمات بنويات التكاثف.

٣ـ سماكة الغيوم:

تدل سماكة الغيوم على محتواها المائي والجليدي: فالغيوم الرقيقة العالية الغالبة لونها للبياض، لاهطول منها. والغيوم الرقيقة المنخفضة ذات المحتوى المائي الدقيق لايهطل منها سوى الرذاذ، وقد لا يهطل منها شيئاً. بينما تعكس الغيوم السميكة 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 (٢ـ٤)كم.

٤ـ 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، ويليها 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 الطبقية (St).

ولاتعكس حمرة الغيوم عند غروب الشمس إلا الانتشار 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[1].

٥ــ 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 المزني 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.

٦ــ سرعة حركة الغيوم الأفقية:

إذا كانت الغيوم سريعة في حركتها، قليلة في سماكتها، فهذا مؤشر على قلة حمولتها من الماء، وعدم إمكانية إدرارها للهطول. أما إذا كانت الغيوم بطيئة في حركتها، فذلك دليل على عظم حمولتها المائية، والمنتظر منها هطولاً وفيراً.

والجدول التالي (٢٨)، يبين أجناس الغيوم الهُطّلُ، ونوع (شكل) الهطول المدرة له، وصفاته العامة.

---

(١) علي حسن موسى؛ «المناخ في التراث العربي». دار الفكر، دمشق، ٢٠٠١، ص١٧٢ــ١٧٣.

جدول رقم (٢٨):

شكل الهطول	صفاته	الغيوم التي يهطل منها
مطر	قطرات مائية أنصاف أقطارها أكبر من (٠,٥)مم	Ac, Sc, As, Ns القلعية، Cu المتحمعة
رذاذ	قطرات مائية صغيرة، تقل أنصاف أقطارها عن (٠,٥)مم، وتكون متقاربة جداً من بعضها	St وأحياناً Sc
مطر متحمد (أو رذاذ متحمد)	مطر –أو رذاذ– يهطل، ولكنه يتحمد عند تماسه مع سطح الأرض أو قريباً منه، عندما تكون درجة الحرارة دون التحمد	نفس غيوم المطر والرذاذ
شرائح ثلجية	تجمعات من بلورات الجليد، يبدو معظمها متفرعاً	Cb, Sc, As, Ns
شفشاف(Sleet)	مطر مختلط مع بَرَد، أو مطر مختلط مع شرائح ثلجية، نتيجة لتعرض البرد أو الثلج إلى انصهار جزئي دون قاعدة الغيوم	نفس غيوم الثلج والبرد
كريات ثلجية	حبات غير شفافة، بيضاء، من الجليد، كروية أو مخروطية أحياناً، ذات أنصاف أقطار بين (٢—٥مم)	Cb في الطقس البارد
حبات ثلجية (تعرف أيضاً بالثلج الخشن أو المكور)	حبات صغيرة جداً من الجليد الأبيض المعتم، مسطحة أو متطاولة، ذات أنصاف أقطار أقل من ميليمتر واحد بوجه عام	Sc أو St في الطقس البارد
كريات جليدية	كريات شفافة أو شبه شفافة، كروية أو غير منتظمة الشكل. ذات أنصاف أقطار أقل من (٥)مم. ويوجد منها نموذجين:	

	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, As, Ns Cb
البرد	كرات صغيرة أو قطع من الجليد، ذات أنصاف أقطار تتراوح بين (٥ــ٥٠مم)، وأحياناً أكثر	Cb
مواشير جليدية	بلورات من الجليد غير متفرعة، تأخذ شكل إبر، أو كتل، أو صفائح	Sc, Ns, St(أحياناً تهطل في الجو الصاحي عندما يتشكل ضباب جليدي كثيف)

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الرابع

التـــهطال

أولاً ـــ آلية نمو مكونات الغيوم وحدوث التهطال.

ـــ نظرية بيرجيرون.

ـــ نظرية التصادم والالتحام

ثانياً ـــ أشكال الهطول.

ثالثاً ـــ التغيرات في أشكال الهطول خلال الهطول نحو سطح الأرض.

رابعاً ـــ صفات الهطول.

خامساً ـــ نماذج التهطال.

سادساً ـــ نظم التهطال.

سابعاً ـــ التوزع النطاقي للتهطال.

ثامناً ـــ مدى التغير في كمية الأمطار السنوي.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الرابع

التـــهطال (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 ــ 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 لاتسمح طبيعة مكوناتها بالنمو كي تزداد حجماً ووزناً يمكنها من الهطول، وهي تلك الغيوم العالية المعروفة بالغيوم السمحاقية 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 أُجريت 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.

١ــ نظرية بيرجيرون (Bergeron-Findeison Theory):

تلقي هذه النظرية الضوء على الطريقة التي يتم فيها حدوث التهطال 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 (-٥°م إلى —٢٥°م)، حيث يزيد فارق الضغط على (٠,٢)ملليبار. والجدول التالي (٢٩) بين ضغط البخار المشبع (ملليبار) فوق السطوح الجليدية والمائية[1].

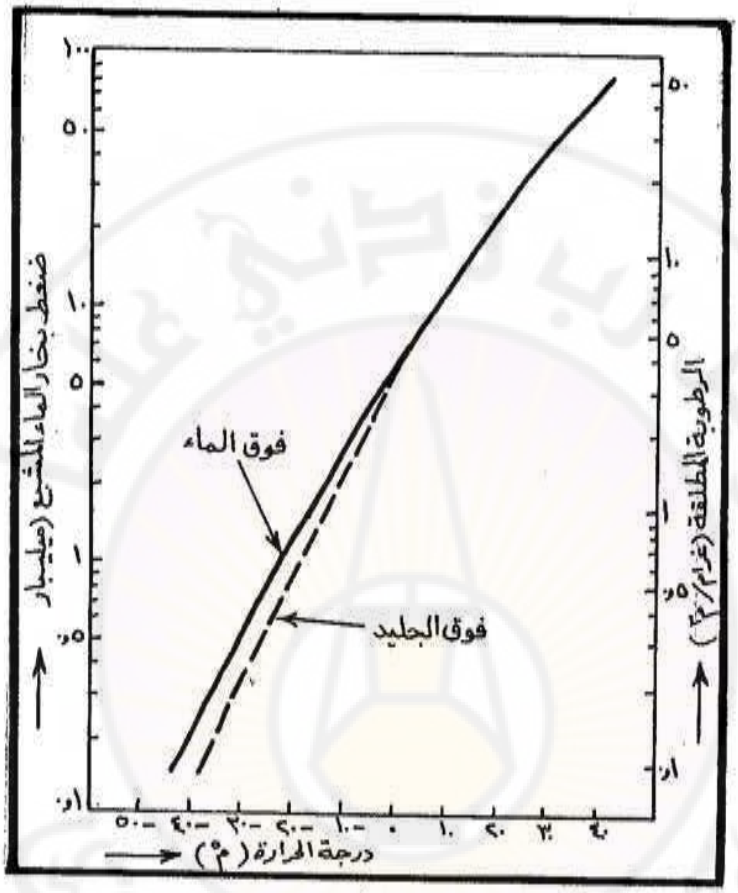
جدول رقم (٢٩):

الضغط (ملليبار)	درجة الحرارة (°م)				
	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 الهطول 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 (-١٠°م). 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، ليترسب عليها بصورة صلبة دون المرور بالحالة السائلة[1].



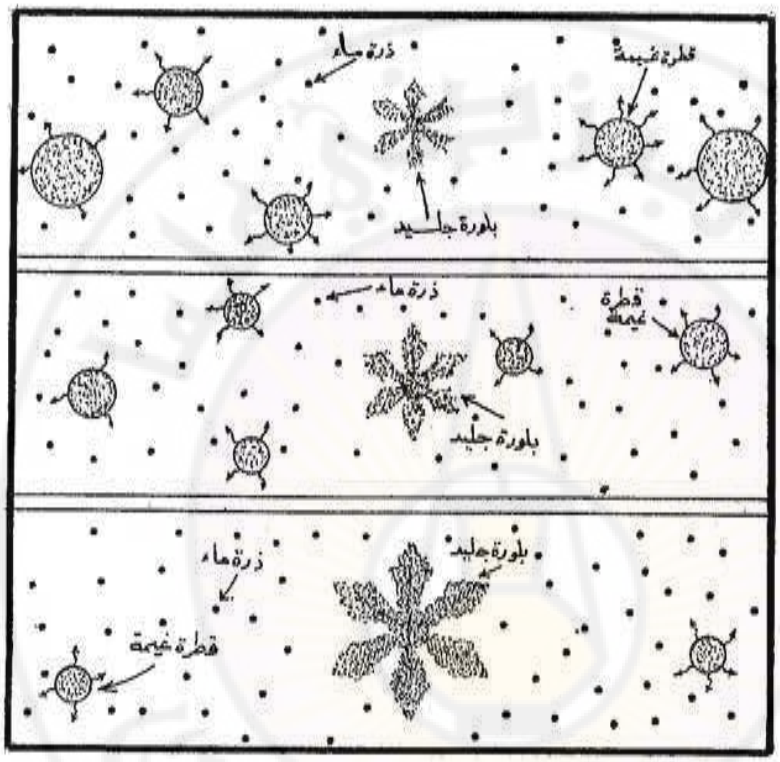
الشكل رقم (١٥٧)

الفرابط بين ضغط بخار الماء المشبع ودرجة الحرارة فوق سطوح مختلفة. عن: « Riehl, 1978 »

وبهذه الطريقة يزداد حجم بلورات الجليد داخل الغيوم تدريجياً على حساب قطيرات 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 وتتبخر بعضها، لينتقل البخار إلى البلورة الجليدية ويتجمد عليها مباشرة .. وهكذا.

قطرات الماء، كما أن نويات التجمد ضرورية لتشكل حزيئات الجليد عند درجات حرارة منخفضة جداً (بين —١٥م إلى —٢٥م). ويمكن لقطرات الماء الصغيرة فوق المبردة أن تبقى في الهواء النقي حتى درجة حرارة —٤٠م قبل أن يحدث لها تجمد ذاتي.



الشكل رقم (١٥٨)

آلية بيرجيرون لنمو مكونات الغيمة وحدوث الهطال

وبوجه عام فإن نويات التجمد أقل عدداً بكثير من نويات التكاثف. حيث يحتوي الليتر الواحد في الأحوال الاعتيادية قرابة ١٠نويات تجمد عند درجة حرارة —٣٠م. ونادراً ما يصل عدد نويات التجمد إلى أكثر من ١٠٠٠نوية في الليتر. وتتباين درجة نشاط نويات التجمد مع اختلاف درجة الحرارة ونوعية نوية التجمد، فالكاولينيت (معدن غضاري) يصبح نشيطاً عند درجة —٩م، وفي بعض

الأحيان عند درجة —٤°م، ويكون الانتقال البخاري المباشر أكثر كفاءة عند درجات الحرارة القريبة من —١٥°م.

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 التوزع الشاقولي لدرجات الحرارة بداخلها، وعلى التوزع 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 ٥°م 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[1].

(1) Barry, R.G & Chorley, R.J; Op. Cit, p. 92.

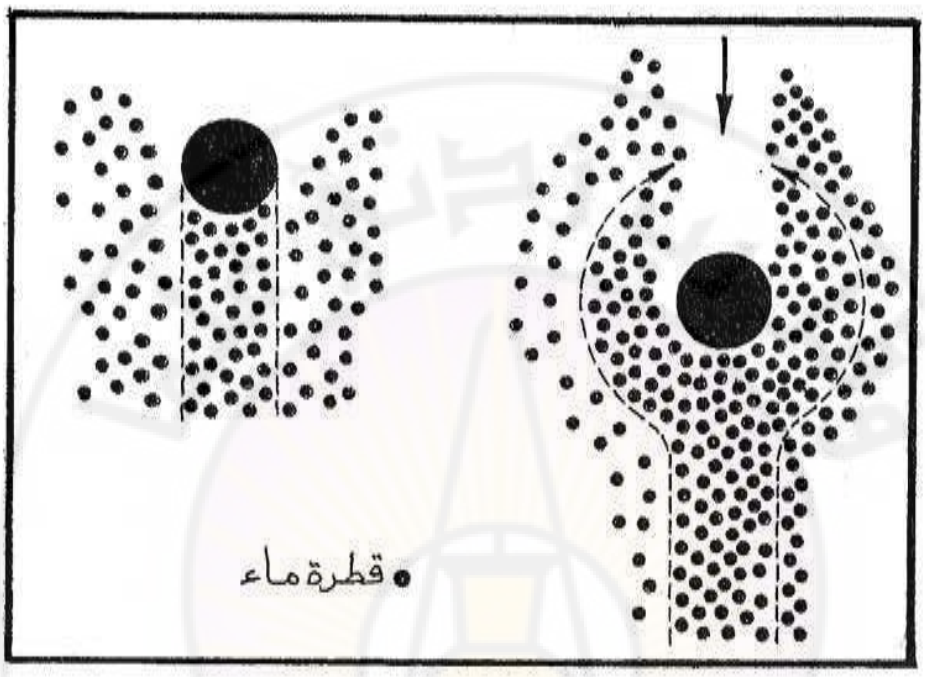
وتقوم الأمطار الصناعية من حيث المبدأ على نظرية بيرجيرون. حيث يتم بذر (حقن) الغيوم ذات القطرات المائية فوق المبردة التي درجة حرارتها بين —٥°م إلى —١٥°م، بنويات فعالة تقوم مقام نويات التجمد، كما هو الحال في أيود الفضة أو الجليد الجاف الذي يسمح بنمو بلورات الجليد وبالتالي يشجع التهطال، وتكون هذه العملية 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.

٢ــ 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 التحام بعضها ببعض، بفعل اصطدام القطيرات متفاوتة الأحجام خلال حركتها داخل االغيوم —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 تتهيأ الفرصة ليصطدم الكبير منها بالأصغر حجماً، وتلعب التيارات الصاعدة والهابطة في الغيمة دوراً فعالاً في تحقيق التصادم والالتحام. وعندما تكون القطيرات صغيرة جداً، فإنها لاتكون قادرة على الاصطدام ببعضها بعضاً (نصف قطر القطيرة أقل من١٩ ميكروناً) أما إذا تعدى نصف قطر بعض القطيرات ١٩ميكروناً، 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 (نق٢) مع القطيرات التي نصف قطرها (نق١) من العلاقة التالية[1]:



الشكل رقم (١٥٩)
آلية التصادم والالتحام لنمو مكونات الغيمة

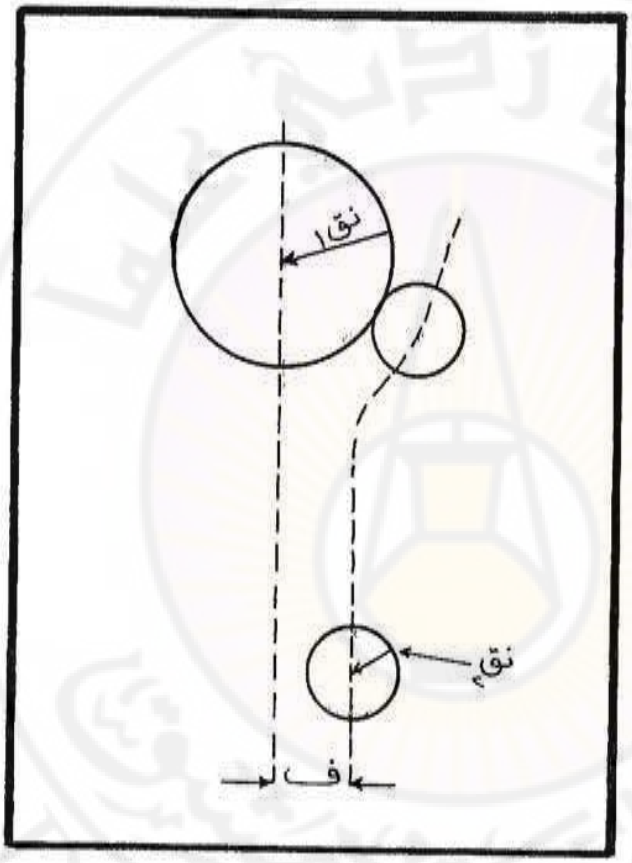
$$\text{فاعلية التصادم} = \left[\frac{\text{ف}^{٢}}{(\text{نق}_{١} + \text{نق}_{٢})^{٢}} \right]$$

حيث: ف = عامل التصادم الأعظمي.

والشكل (١٦٠) يوضح ذلك.

(1) Wallace, J.M & Hobbs, P.V, Op. Cit, p.174.

ويعد التصادم والالتحام ضروريين لنمو قطيرات 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)

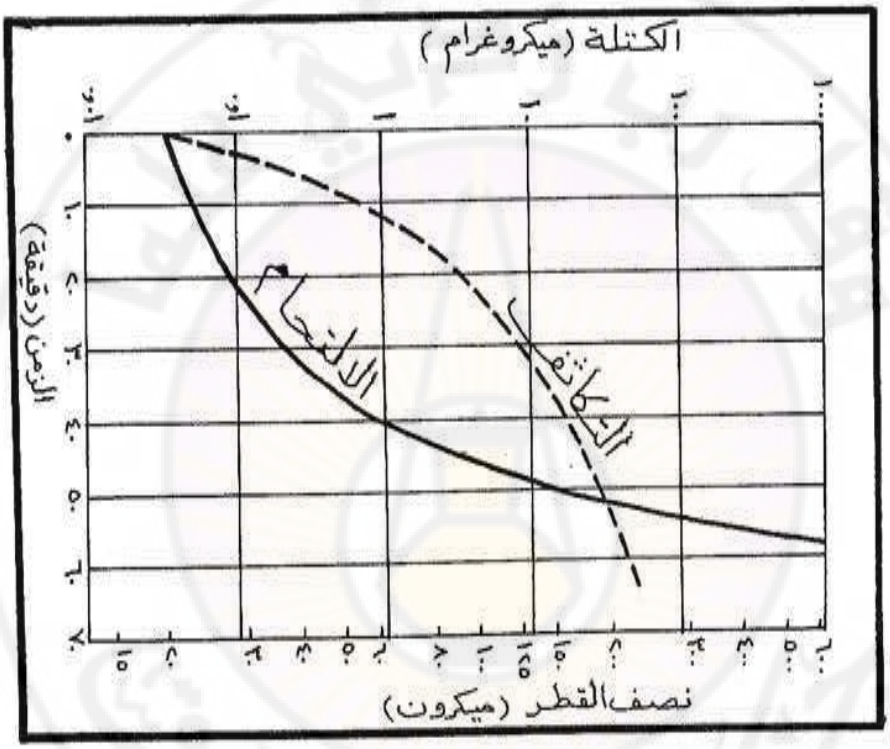
عامل التصادم الأعظمي (ف) لقطرة نصف قطرها (نق٢) مع قطرة جامعة نصف قطرها (نق١).

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 ١٩ميكروناً 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 ــ أشكال التهطال (Forms of Precipitatin):

يتخذ التهطال أشكالاً شتى؛ بعضها سائل، والآخر صلب. ومن التهطال السائل ما تكون قطيراته 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[1]:

١ــ الرذاذ (Drizzle):

تهطال بصورة قطيرات دقيقة من الماء لايتجاوز قطرها (٥٠٠)ميكرون. يهطل من الغيوم الطبقية (ستراتوس). والكمية التي يعطيها الرذاذ قليلة جداً، يقارب من ميليمتر واحد في الساعة.

٢ــ المطر (Rain):

لايختلف عن الرذاذ سوى في حجم قطيراته. فهو تهطال سائل تزيد قطر قطيرات مائه على ٥٠٠ميكروناً. وقد يكون المطر الهاطل خفيفاً أو متوسطاً، أو شديداً، حسب الكمية الهاطلة في وحدة الزمن، التي تتعلق بكبر 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 (٠,٥-٤مم) 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 الطبقية (نيمبوستراتوس) والطبقية المتوسطة (الالتوستراتوس). كما يمكنها أن تهطل في حالات خاصة بشكل زخات عنيفة لاتدوم سوى فترة قصيرة.

٣ــ 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) Americen Meteorlogical Socity; « 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 وسطح الأرض لا تزيد على ٤°م. ولذا نجد أن سقوط الثلج يندر في المناطق المدارية الدافئة ــ باستثناء الجبال شديدة الارتفاع ــ 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.

٤ــ البرد (Hail):

البرد؛ تهطال 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، ووفيرة 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 لتشكل 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 ـــ أو نصف شفاف ـــ. وتعزى هذه البنية الطبقية 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[1].

وتعزي الآراء القديمة تشكل حبات البرد وبنيتها الطبقية إلى عمليات الهبوط والصعود المتكررة التي تعتري حبات البرد الأولية ضمن غيوم الركام المزني التي تكثر فيها التيارات الصاعدة والهابطة، مما يجعل بلورات الجليد التي ترسبت عليها قطرات مائية فوق مبردة في المستوى العلوي من الغيمة تهبط بفعل ثقلها نحو الأسفل، وقد تصطدم وهي في طريقها بتيارات صاعدة قوية ـــ بعد أن تكون قد جمعت حولها قطرات مائية فوق مبردة بشكل جليد شفاف ـــ ترفعها نحو الأعلى إلى مستوى الغيمة شديدة البرودة ـــ حيث درجة الحرارة تتدنى دون (-١٢م) ـــ، 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 ـــ وفقاً لتلك الآراء ـــ ضمن مناطق محددة من الغيوم الركامية المزنية متصفة بنشاط شديد في تياراتها الصاعدة[2]، 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°م) وحتى (−٥٠°م)، مما يسمح لتلك القطرات السائلة بالتحمد على بلورات الجليد بسرعات متفاوتة متحولة بذلك إلى حبات من البرد التي تنمو بجمع المزيد من الماء المتحمد حولها وبلورات الثلج من جراء تصادمها مع بعض والتحامها، إلى الدرجة التي لايقوى فيها الهواء على حملها مضطرة إلى السقوط.

ويغلب سقوط البرد في الفترات من السنة التي تنشط فيها الحركات الصاعدة وتتشكل فيها غيوم الركام المزني، بخاصة في فصلي الربيع، والصيف ـــ في العروض المعتدلة والباردة ذات التهطال الصيفي ـــ. وفي سورية فإن أغلب البرد يحدث في فصل الربيع بمعدل لا يزيد على يومين في السنة إلا في المنطقة الساحلية (٤ـــ٥أيام سنوياً)[1]. وأكثر فترات النهار الملائمة لسقوط البرد هي فترات ما بعد الظهيرة. ويترتب 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 ـــ 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:

١ـــ درجة جفاف الهواء بين سطح الأرض وقاعدة الغيوم.

٢ـــ درجة حرارة الهواء بين سطح الأرض وقاعدة الغيوم.

٣ـــ مدى ارتفاع قاعدة الغيوم عن سطح الأرض.

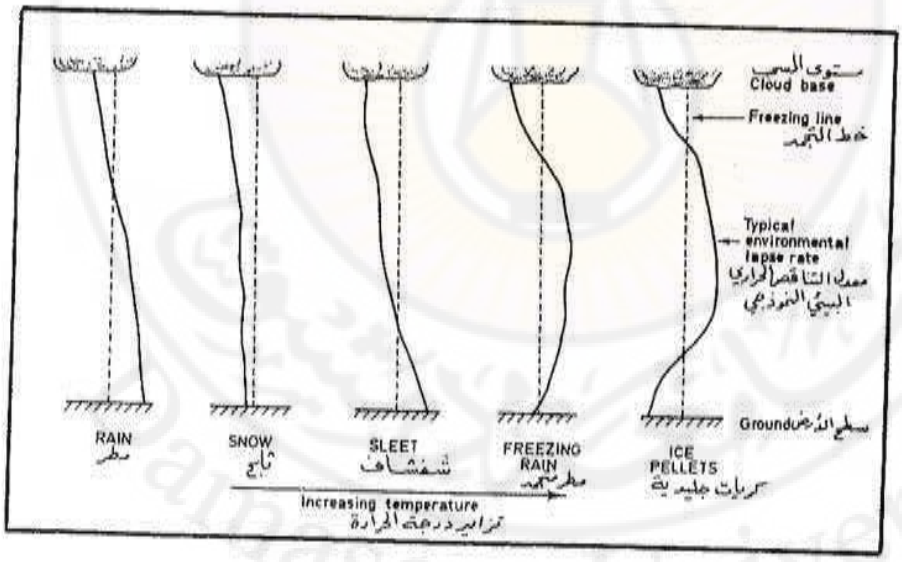
٤ـــ شكل الهطول (صلب أم سائل) وحجم مكوناته.

٥ـــ سرعة سقوط عناصر الهطول المختلفة.

---

(١) علي موسى "مناخ سورية"، مطبعة الحجاز، دمشق، ١٩٧٨، ص١٦٤.

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 محليطاً من الثلج والمطر، علماً أنه عند قاعدة السحب، أو المرتفعات الجبلية يكون هطولاً ثلجياً فقط وغزيراً –شكل (١٦٢)–. كما أن البَرَد 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 ويتبخر 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 ـــ كحال قواعد غيوم الركام المزني والمزن الطبقي ـــ كان التغير الذي يصيب الهطول محدوداً.



الشكل رقم (١٦٢)

اشكال الهطول التي تصل سطح الأرض اعتماداً على درجة الحرارة مابين سطح الأرض وقاعدة الغيوم

وكلما كان حجم مكونات الهطول 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 التهطال كبيرة الحجم، وسرعتها كبيرة، فالتغير فيها سيكون قليلاً سواء في شكلها أو حجمها وشدتها.

رابعاً ــ صفات التهطال:

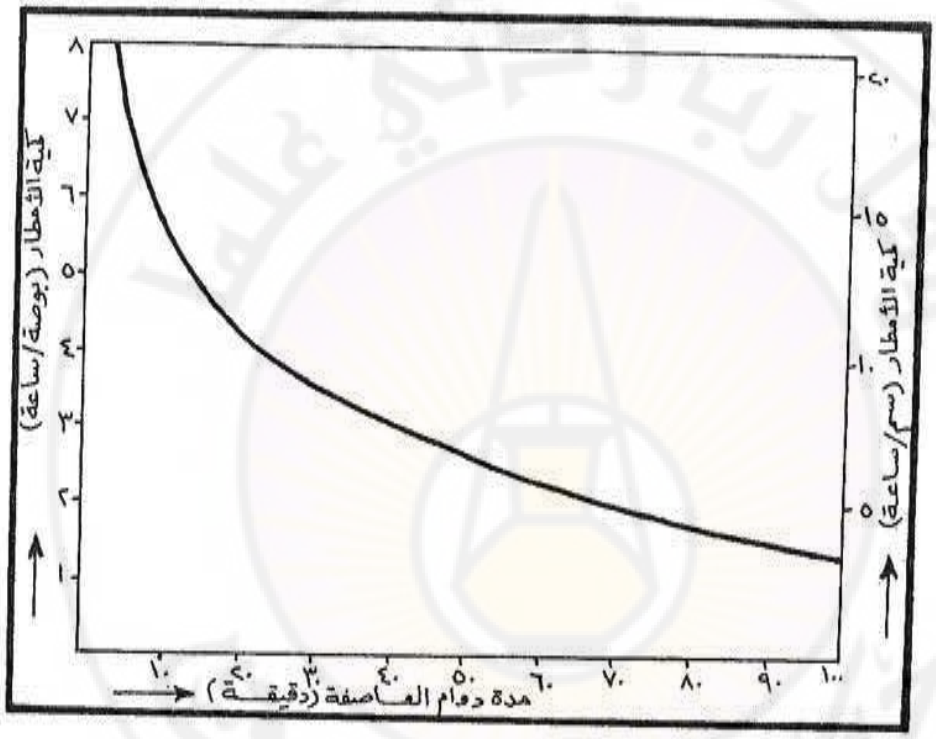
يتصف كل شكل من أشكال التهطال بصفة معينة، تتحدد من خلال الطريقة التي تتكون فيها قطيرات الماء وبلورات الجليد، ومن الظروف الجوية السائدة داخل الغيمة وخارجها. وبما أن الأمطار أهم تلك الأشكال، لذا فسنركز عليها فيما يلي من موضوعات خاصة بالتهطال. فالأمطار إما أن تهطل بشكل متقطع أو متواصل، بشكل خفيف أو شديد. 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 التهطال المطري. وفيما يلي عرض لأهم صفتين للأمطار، هما؛ غزارة الأمطار، والامتداد المساحي للهطول المطري.

أ ــ غزارة الأمطار:

المقصود بغزارة الأمطار؛ كمية الأمطار الهاطلة خلال فترة زمنية معينة (مم/ساعة، مم/يوم)، أي : [الغزارة = كمية الأمطار الهاطلة / الفترة الزمنية]

وتعد كمية الأمطار الهاطلة خلال فترة زمنية قصيرة (٢٤ساعة أو أقل) ذات أهمية جوية بالنسبة للهيدرولوجيين والمهندسين الذين يهتمون بالفيضانات، وما يتعلق بالعواصف المطرية التي تؤدي إلى أمطار غزيرة في فترة تقل عن٢٤ساعة، من آثار كبيرة على التربة ــ تتمثل في إزالة جزء منها ــ، 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 ـــ كما هو الحال في الهطول المصاحب للعواصف الرعدية ـــ منه لو هطلت في فترة زمنية طويلة ـــ كما يحدث في التهطال الناجم عن الغيوم الطبقية ـــ، وهذا ما يوضحه الشكل التالي (١٦٣).

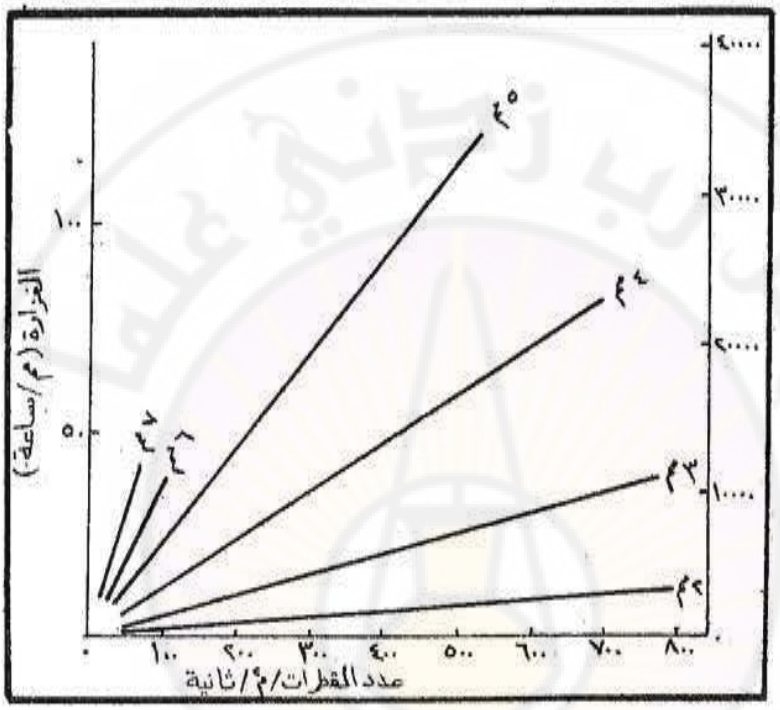


الشكل رقم (١٦٣)

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 الهاطلة أكثر من توافقها مع زيادة في عدد القطرات –شكل (١٦٤)–، فإذا كانت غزارة الأمطار: ٠,١، ١,٣، ١٠,٢ سم/ساعة (٠,٠٥، ٠,٥، ٤,٠ بوصة/ساعة)، فإن

هذه الأرقام من الغزارات تتوافق مع الأقطار التالية لقطرات المطر الهاطلة: ٠,١، ٠,٢، ٠,٣ سم على التوالي.



الشكل رقم (١٦٤)

علاقة غزارة الأمطار بعدد القطرات الهاطلة في وحدة المساحة

وتتناسب سرعة تساقط قطرات الماء طرداً مع حجمها وثقالتها، وعكساً مع قوة الدفع للأعلى من قبل التيارات الصاعدة. كما ترتبط بمدى مقاومة الهواء لحركة قطرات الماء ـــ فكلما ازدادت سرعة قطرات الماء ازدادت مقاومة الهواء لها ـــ. وتتناسب 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[1].

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 ١,٣سم 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 ١,٠سم قليلة، فهي تتراوح بين (٣٠ــ٤٠) يوماً في المنطقة الساحلية ومنطقة الجبال الساحلية، لتتدنى إلى أقل من ١٠أيام في الأجزاء الشرقية من سورية[2].

٢ــ الامتداد المساحي للعاصفة المطرية:

تختلف كمية الأمطار الهاطلة، ويختلف مدى انتشارها من منطقة إلى أخرى، ومن مكان إلى مكان. ويرتبط هذا بطبيعة الأمطار الهاطلة، وبمدة حدوث التهطال وغزارته. فالكمية العظمى من الأمطار الهاطلة خلال ٢٤ساعة 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 (٢٥,٦كم^{٢})	٩٨,٣	٣٨,٧
$١٠^{٢}$	٨٩,٤	٣٥,٢
$١٠^{٣}$	٧٦,٧	٣٠,٢
$١٠^{٤}$	٣٠,٧	١٢,١
$١٠^{٥}$	١٠,٩	٤,٣

وهكذا يتضح لنا، أنه في حال كون سعة المنطقة (٢٥,٤كم^{٢})، فإن كمية الأمطار الهاطلة فيها بحدود (٩٨,٣سم)، في حين نجد أنه لو تضاعفت سعة المنطقة خمس مرات لانخفضت كمية المطر إلى العشر تقريباً (١٠,٩سم). ذلك أن الأمطار تبتعد عن العمومية في تهطالها. 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 ــ نماذج التهطال:

تهطل الأمطار في حال ارتفاع الهواء المحمل بكمية مناسبة من بخار الماء صاعداً إلى أعلى متجاوزاً مستوى تكاثف بخار مائه ــ عندما تنخفض درجة حرارته إلى ما دون نقطة الندى ــ. 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.

١ــ الأنموذج الحملاني (Convectional 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 وتتكون 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 الهاطلة بهذه الطريقة على ثلاثة عوامل:

أ ــ نشاط التيارات الصاعدة.

ب ــ كمية بخار الماء المحمولة.

جـ ــ 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 المزني تكون ذات ارتفاع أعلى في المناطق المدارية منه في المناطق المعتدلة، إذ نجدها في بعض الأحيان تبلغ ١٦كم 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 المزني تكون ذات شدة عنيفة.

وتحدث الأمطار الحملانية بصورة رئيسية في المناطق المدارية وبخاصة القريبة 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.

٢ــ الأنموذج الجبهي (Frontal Type):

يحدث هذا الأنموذج من التهطال 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

تلاقيها وتقابلها أبعد من أن توصف بالتلاقي والتقابل، والأفضل تسميتها بمناطق التصادم الهوائية ـــ أو الجبهية ـــ. وتعد مناطق التصادم هذه، المكان المناسب لنشوء المنخفضات الجوية الجبهية وتطورها، حيث تنشط حركة صعود الهواء الدافئ فوق الهواء البارد الأكثف، وبالتالي تشكل الغيوم المختلفة. وتهطل الأمطار بدرجات متفاوتة من حيث الغزارة تبعاً لدرجة تطور المنخفض الجوي، ولاختلاف 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 التهطال الجبهي هو الغالب بين خطي عرض (٣٠ـــ٦٠) 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) ـــ غير الجبهي ـــ 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).

جـ ـــ الأنموذج التضاريسي (Orographic Type):

عندما تصطدم كتلة هوائية بعائق أرضي، فإما أن تلتف حوله وإما أن تصعد فوقه، وهذا مرتبط بدرجة ضخامة هذا العائق وأيضاً الكتلة الهوائية. وفي حال كون

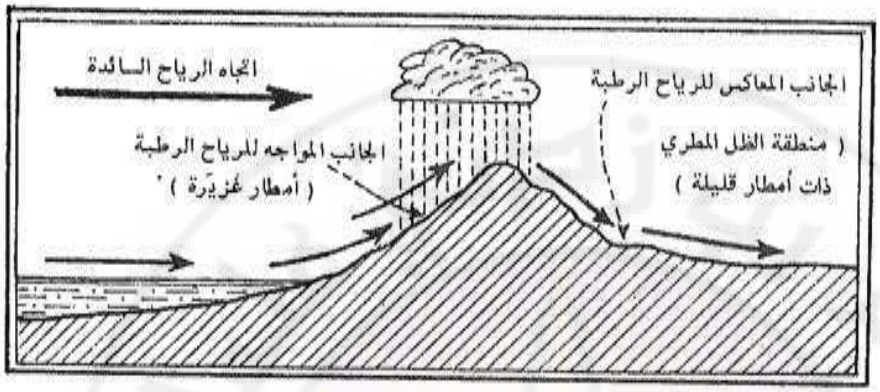
العوائق الأرضية حواجز جبلية أو حافات هضبية أو حتى تلال مرتفعة فإن الهواء الذي يهب بشكل عرضاني (متعارض معها) يضطر للصعود فوقها، وبالتالي يتكثف ما به من بخار ماء ليهطل على شكل أمطار أو ثلوج. على كل، فإنه ليس كل الرياح الهابة فوق هضبة أو جبل تنتج غيوماً إذ قد تكون قدرة الهواء على استيعاب بخار الماء غير 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 الطبقية، بينما تكون الغيوم الركامية صفة من صفات عدم استقرار الهواء، وإذا كان عدم الاستقرار يعتري 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 التهطال فيها تكون أقل بكثير من كمية التهطال 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

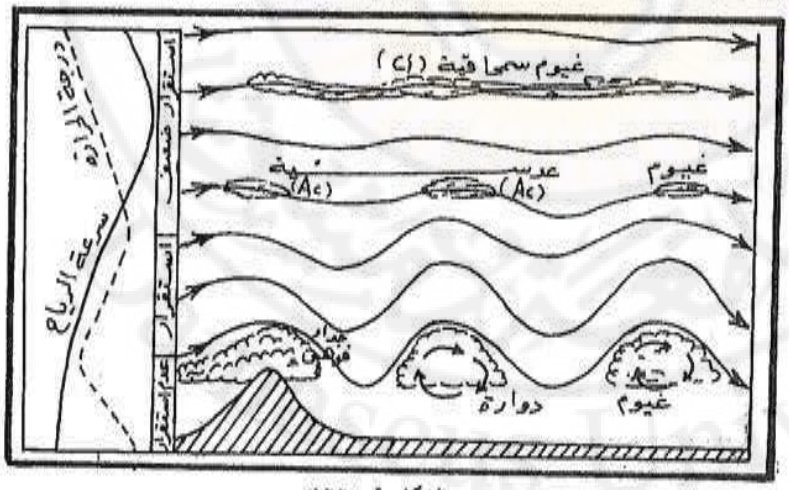
تبرز واضحة خلف ذرا تلك الحواجز، مساعدة على تشكل الغيوم عند أعراف الموجات وهطول بعض الأمطار –شكل (١٦٦).



الشكل رقم (١٦٥)

التهطال التضاريسي

وعلى الرغم من أن كمية الأمطار تتزايد عموماً مع تزايد الارتفاع، غير أن هذا التزايد يتوقف عند مستوى معين يعرف **بمستوى التهطال الأعظمي**، لأن حمولة الهواء الصاعد من البخار تأخذ بالتناقص نتيجة تحولها إلى مطر في أثناء الصعود.



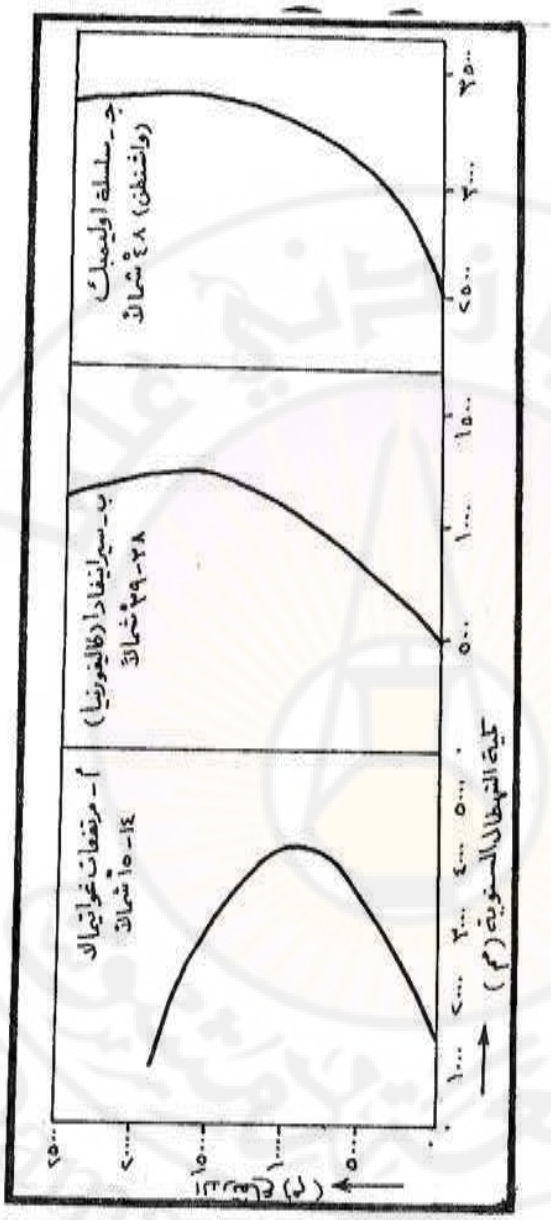
الشكل رقم (١٦٦)

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 حاوة، 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 الهاطلة مع تزايد الارتفاع في ثلاث مناطق في عروض مختلفة، يتبين الاختلاف مابين جبال العروض المنخفضة، والمعتدلة. ففي جبال غواتيمالان (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 غواتيمالان، حتى ارتفاع ١٥٠٠م في جبال نيفادا (كاليفورنيا) عند عرض (٣٨ــ٣٩)شمالاً، لتأخذ بالتناقص بعد ذلك بمعدل منخفض جداً، كما يظهر من الشكل السابق. وفي جبال أوليمبك (عرض ٤٨شمالاً) في ولاية واشنطن الأمريكية يقع مستوى التهطال الأعظمي عند ارتفاع يقارب من (٢١٠٠)م، 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 التهطال 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 ـــ أي مع فترة الصيف ـــ. أما في المناطق الأخرى، فأن قوة الرياح وزاوية تقابلها مع الحواجز الجبلية، وأيضاً التضاد مابين درجة حرارة اليابس والماء، هي التي تحدد فصل الأمطار التضريسية 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 الحراة 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 ـــ نظم التهطال (Precipitation Regimes):

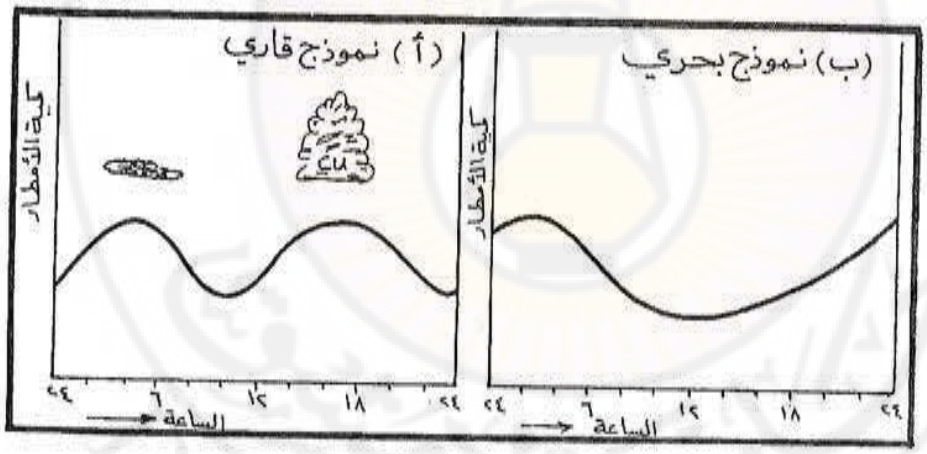
يتأثر التهطال بمجموعة من العوامل تحدد كميته وتوزعه على شهور السنة وفصولها. ويرتبط التهطال بدرجة التغيم التي تختلف مع اختلاف نماذج الضغوط، ونوعية الكتل الهوائية السائدة. كما أن التهطال يرتبط بالنظام الحراري السائد، وبدرجة حرارة الكتلة الهوائية ومصدرها (قاري أو بحري). ويلعب الموقع بالنسبة لخط العرض، ودرجة 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 دورالعوامل 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.

١ــ نظام التهطال اليومي:

سواء في العروض المنخفضة أم في العروض العليا فإنه من النادر أن يستمر التهطال لأيام متوالية، أوحتىخلال (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 منحنى التهطال اليومي مابين الأجزاء القريبة من البحار، والبعيدة عنها الواقعة في داخل القارات –شكل (١٦٨)–:

أ ــ النظام القاري:

يمكن تمييز أعظميين وأصغريين مطريين بوجه عام في المناطق القارية خلال يوم كامل –شكل (١٦٨–أ)–:



الشكل رقم (١٦٨)

منحنى سير التهطال اليومي

١ــ أعظمي مابعد الظهيرة: وما هذا الأعظمي سوى ترجمة للترابط الوثيق مابين التهطال ودرجات الحرارة المرتفعة التي تساعد على التبخر وتنشط من

حركات صعود الهواء. فأعظمي بعد الظهيرة (بين الساعة ١٤ــ١٧) مرده إلى التسخين الشديد، الذي ينجم عنه تشكل غيوم الركام والركام المزني، وهطول أمطار غزيرة، تكون مصحوبة أحياناً كثيرة بعواصف رعدية.

٢ــ أعظمي صباحي: وهو أقل فعالية من أعظمي بعد الظهيرة. ومرده إلى عمليات التبريد التي تحدث في ساعات الصباح الباكر. والغيوم التي تتشكل من جراء ذلك والتي تؤدي إلى التهطال هي غيوم متطبقة (ستراتوس).

٣ــ أصغري ليلي: ويتركز في ساعات الليل الأولى، في الفترة التي يكون فيها التبرد الليلي على أقله.

٤ــ أصغري نهاري: ويتركز في ساعات ماقبل الظهيرة (٨ــ١١)، حيث عملية التبرد الليلي تكون قد انعدمت، ودرجات الحرارة النهارية مازالت في مراحل ارتفاعها الأولى.

إن المسار السابق ذكره للتهطال 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 ــ النظام البحري:

يختلف نظام الأمطار اليومي في المناطق البحرية عنه في المناطق القارية، حيث يميز أعظمي واحد، وأصغري واحد:

١ــ 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.

٢ــ أصغري نهاري: يحدث هذا الأصغري في فترة ما بعد الظهيرة. 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 للجبهات. تلك الاضطرابات التي قد تخلق قمة من القمم في غير الفترات السابق ذكرها.

٢ــ نظام التهطال السنوي:

يعتبر نظام التهطال السنوي صورة مكبرة ــ إلى حد ما ــ 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 (جبهي) 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 مابعد 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.

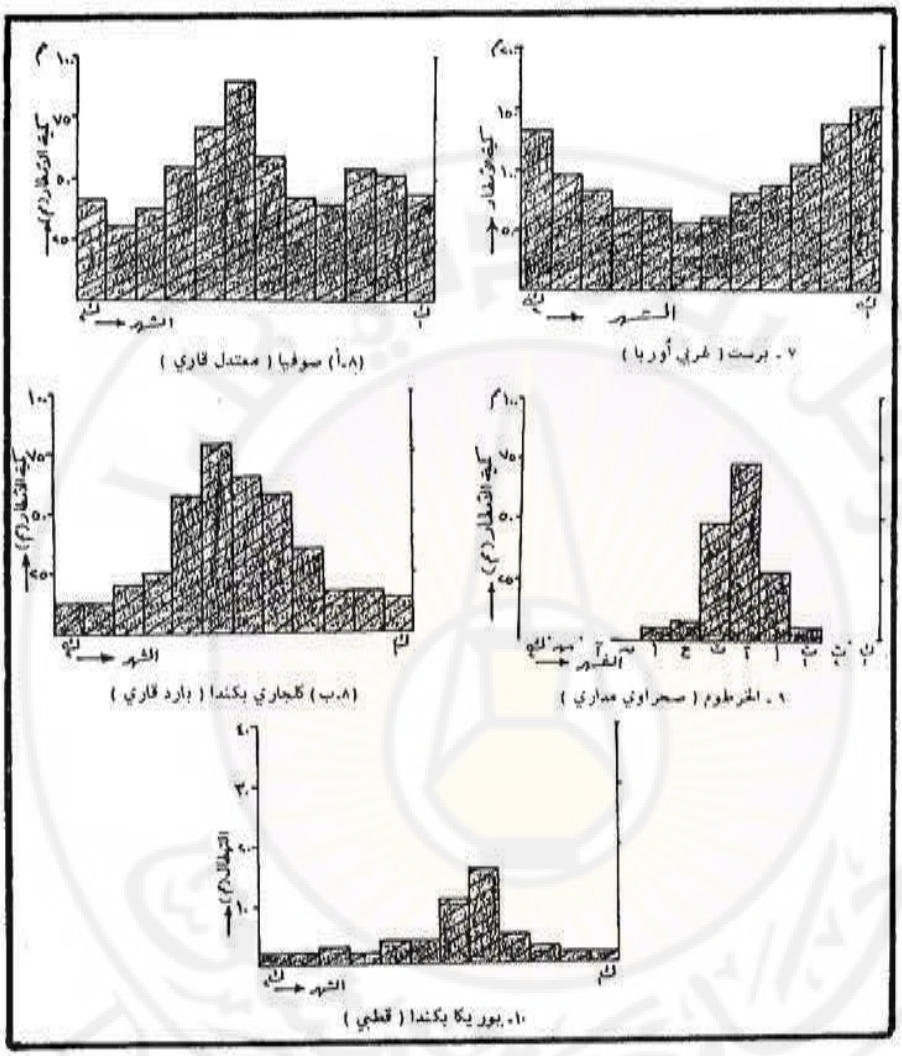
وإذا كانت بعض المناطق تهطل الأمطار فيها طوال أشهر السنة، فإن هناك مناطق أخرى تتلقى أمطارها في فترة محدودة من السنة ــ الجدول التالي (٣٢) يبين أنظمة المطر السنوية في مناطق مختلفة ــ. وهكذا تتعدد أنظمة التهطال السنوية وتتباين، بحيث يمكننا تمييز الأنظمة التالية –شكل (١٧٠)-:

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 ــ النظام الاستوائي:

يتميز هذا النظام الذي يسود بين خطي عرض (٣) جنوباً و(٥) شمالاً، باستمرارية الهطول طوال العام، نتيجة للنشاط المستمر للتيارات الصاعدة الناجمة عن التسخين الشديد الدائم. ولكن مع هذا فإن لمن الممكن تمييز فترتين أعظميتين للتهطال تتفقان مع ارتفاع درجات الحرارة إلى أقصاها في أعقاب فترتي الاعتداليين (تشرين أول، نيسان)، وفترتين أصغريتين يقل فيهما التهطال دون أن ينعدم، وتصاحب هاتان الفترتان ميل أشعة الشمس إلى أشدها عن الوضع العمودي، بحيث نجدها في أعقابهما (شهري تموز، وكانون الثاني). ولاتقل كمية التهطال عموماً في المناطق التي يسودها هذا النظام عن ١٥٠سم سنوياً، كما أنه من النادر أن تزيد على ٢٥٠ سم، إلا في الحالات التي تتدخل فيها تأثيرات غير استوائية.

ب ــ 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:

١ــ نظام مداري قاري: يتمثل هذا النظام في داخل القارات وغربيها ــ لكون الحركة الجوية العامة حركة شرقية ــ 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 أخدود الضغط الاستوائي والتهطال الحملاني الغزير. ويحدث هذا الأعظمي في نصف الصيف من السنة. على حين نجد أن الحد الأصغري للتهطال ــ أو بالأحرى الفصل الجاف الخالي من الأمطار ــ يتوافق مع سيطرة الرياح التجارية الجافة وابتعاد الأخدود الاستوائي. ويتراوح معدل التهطال السنوي في مناطق هذا النظام بين (٤٠ــ١٠٠)سم.

جدول (٣٢) يبين معدلات الأمطار (مم) في بعض المناطق ذات الأنظمة المطرية المختلفة

نظام المطر	المنطقة	كانون٢	شباط	آذار	نيسان	أيار	حزيران	تموز	آب	أيلول	تشرين١	تشرين٢	كانون١	السنة
	ليسبت	١٥	٥	٨	٥	٢,٥	٢,٥	٢,٥	١٠	٨	١٣	١٣	٢٥	١٠٩,٥
قطبي	بوريكا	٢	٢	٣	٢	٤	٤	١١	١٦	١١	٥	٣	٢	٦٥
	سكرة	٣	١١	١٩	١٥	٩	٤	١	٦	١٧	٨	١٩	٦	١٤٨
صحراوي	الخرطوم	–	–	–	١	٥	٧	٤٨	٧٢	٢٧	٤	–	–	١٦٤
داخل القارات	صوفيا	٤٢	٣١	٣٧	٥٥	٧١	٩٠	٥٩	٤٣	٤٢	٥٥	٥٢	٤٤	٦٢٢
معتدل وبارد	كيلوي	١٣	١٣	٢٠	٢٥	٥٨	٧٩	٦٤	٥٨	٣٨	١٨	١٨	١٥	٤١٩
غرب أوربا	برست	١٣٣	٩٦	٨٣	٦٩	٦٨	٥٦	٦٢	٨٠	٨٧	١٠٤	١٣٨	١٥٠	١١٢٦
حار رطب	هونكونج	٣٠	٦٠	٧٠	١٣٣	٣٣٢	٤٧٦	٢٨٦	٤١٥	٣٦٤	٣٣	٤٦	١٧	٢٢٦٥
متوسطي	بيروت	٢٠٢	١٤٧	١٠٢	٤٦	٢٠	١	–	–	٨	٤٢	١٤٠	١٦٠	٨٦٨
مناخي موسمي	يوسابي	٢	١	–	٣	١٦	٥٢٠	٧٠٩	٤١٩	٢٩٧	٨٨	٢١	٢	٢٠٧٨
مناخي بحري	هلفاتا	٥١	٣٦	٥٤	٥٣	١٥٦	١٣٠	٩٣	١٠٨	١٦٧	١٨٢	٧٢	٦٤	١١٦٧
مناخي قاري	الايش	–	–	–	٣	٢٠	٣٣	١٢١	١٤٥	٧٧	١٩	–	–	٤١٨
استوائي	اكلا	٦٥	١٤٠	٢٥٠	٢٢٠	٤٣٠	٤٧٠	٢٥٠	٢٣٠	٤٨٠	٦٢٠	٢٧٠	١٦٠	٣٥٨٥

٢ــ 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 (تهطال حملاني)، في حين ينتج تهطال الشتاء عن الرياح التجارية البحرية الرطبة (تهطال تضاريسي). ورغم ذلك فإن الأعظمي يتركز في فصل الصيف والأصغري في فصل الشتاء، والمعدل السنوي للتهطال بين (١٠٠ــ٢٠٠)سم، وامتداد هذا النظام لا يتعدى أيضاً خط عرض (١٨) شمالاً، أو جنوباً.

٣ــ 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 لاتقل كمية التهطال السنوية في معظم الأماكن عن١٠٠سم، لتبلغ قيمة عظمى حدية في العالم كله في بلدة تشيرابونجي الهندية الواقعة على السفوح الجنوبية من تلال خاسي، حيث معدل ما تتلقاه سنوياً يبلغ ١١٤٣٧مم.

جـــ نظام العروض المعتدلة:

يمكن تمييز الأنظمة التالية في هذه العروض:

١ــ النظام المتوسطي: ينسب هذا النظام إلى النظام المطري السائد في حوض البحر المتوسط. ويسود هذا النظام بشكل عام فيما بين خط عرض (٣٠ــ٤٠)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 خالياً من الأمطار.

٢ــ 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 إفريقية، وجنوب شرقي الولايات المتحدة، وشرقي استراليا.

٣ــ نظام غرب أوربا: 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 لأوربا، وسواحل أمريكا الشمالية والجنوبية خارج سيادة النظام المتوسطي، وذلك حتى خط عرض (٥٥ــ٦٠) شمالاً وجنوباً. والأمطار السنوية في مناطق سيادة النظام المطري هذا تتراوح بين (١٠٠ــ١٥٠)سم.

٤ــ نظام قاري: يتمثل في داخل قارات العروض المعتدلة الباردة والباردة (وسط أوربا 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 ــ النظام الصحراوي:

التهطال في المناطق الصحراوية قليل جداً، فهو لايتعدى سنوياً ٢٥سم، وإن كان يقل إلى ما دون ٥سم في كثير من المناطق (٣مم 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 السائدفي عروضها، ومراكز العمل الجوي السائدة، فقد يحدث في فصل الشتاء ــ كما في الأجزاء الشمالية من

الصحراء الكبرى ــ، وقد يحدث في فصل الصيف ــ كما في الأجزاء الجنوبية من الصحراء الكبرى.

هـ ــ النظام القطبي:

تخضع المناطق القطبية لسيطرة الضغوط المرتفعة فترة طويلة من السنة، لذا فالتهطال يكون قليلاً، وأعظميه يحدث صيفاً وأصغريه شتاءً فوق اليابسة، ليختلف الحال فوق المناطق البحرية، حيث يحدث الأعظمي في الشتاء.

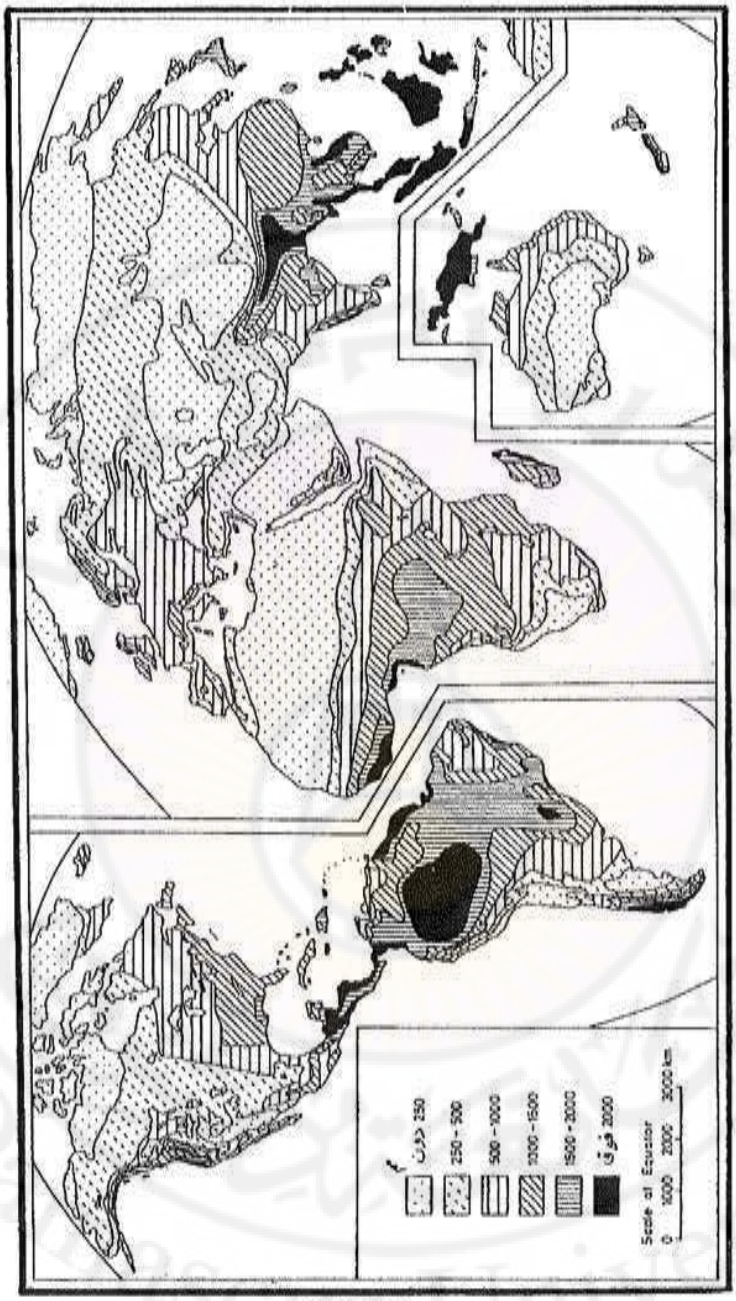
سابعاً ــ التوزع النطاقي للتهطال:

تتفاوت كمية التهطال السنوية تفاوتاً كبيراًمابين منطقة وأخرى على سطح الكرة الأرضية، -انظر خريطة توزع 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 ــ النطاق الاستوائي: وفيه تزيد كمية التهطال على ١٥٠سم وأمطاره مستمرة طوال العام.

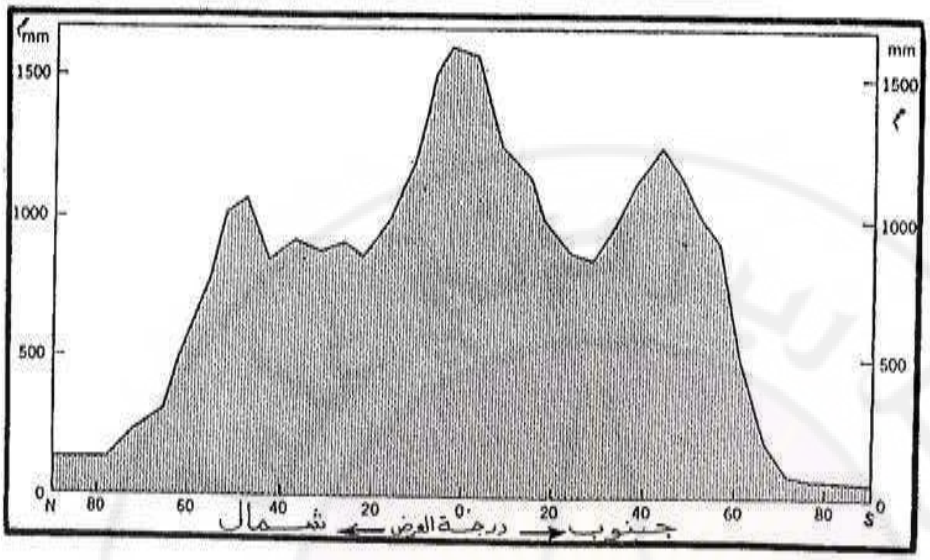
ب ــ نطاقي العروض المعتدلة بين (٤٠ــ٥٥)درجة عرض: حيث تسود الرياح الغربية طوال السنة. وفي هذين النطاقين لاتقل كمية الأمطار السنوية عموماً عن ١٠٠سم. وتتركز الأمطار الغزيرة في الأجزاء الواقعة بالقرب من المسطحات المائية، كساحل أوربا الغربية وسواحل أمريكا الشمالية الغربية.

كما يمكن تمييز أربعة نطاقات تقل فيها كمية التهطال قلة ظاهرة، وهذه النطاقات هي:



الشكل (١٧١)

توزع الأمطار السنوية في العالم



الشكل رقم (١٧٢)

التوزع النطاقي للتهطال

١ــ نطاقي العروض المدارية وشبه المدارية: وذلك بين خطي عرض (٢٠ــ٤٠) في نصفي الكرة، وهما نطاقا سيطرة الرياح التجارية الجافة في جزء كبير من السنة، وفيهما تسود الصحاري المدارية وشبه المدارية (الصحراء الكبرى، صحارى أواسط آسيا، صحراء أستراليا) حيث تتدنى كمية المطر إلى أقل من ٥٠سم (أقل من ٢٥سم في أجزاء كبيرة).

ويستثنى من ذلك سواحل القارات الشرقية التي تتلقى كميات تهطال كبيرة بفعل الرياح الموسمية الرطبة، والأجزاء الساحلية الغربية حيث النظام المتوسطي.

٢ــ النطاقان القطبيان: وفي هذين النطاقين يقل التهطال قلة ظاهرة، بحيث تنخفض كميته إلى حدود تتدنى عما توجد في صحارى العروض المعتدلة، فهي تنخفض إلى أقل من ١٠سم في بعض الجهات وإن كانت تتراوح بصورة عامة بين (١٠ــ٢٥)سم في معظم أنحاء هذين النطاقين (الشمالي والجنوبي).

ثامناً ــ 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[1]:

$$\left[ع = \sqrt{\frac{مجـ (س - س̄)^2}{ن}} \right]$$

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.

مجـ = المجموع.

أما المقياس الأكثر استخداماً فهو معامل الاختلاف ــ أو كما يعرف بمعامل التغير النسبي ــ، الذي يحسب من العلاقة التالية:

$$\left[\text{معامل الاختلاف (٪)} = \frac{\text{الانحراف المعياري}}{\text{متوسط كمية الأمطار}} \times ١٠٠ \right]$$

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 توزع 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

الظاهـــرات الجويـــة الضوئيـــة والكهربائيـــة، والبصريـــة والصوتيـــة

الفصل الأول: الظاهرات الجوية الضوئية والكهربائية.

الفصل الثاني: الظاهرات الجوية البصرية والصوتية.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

مقدمة:

كثيرة هي الظاهرات الضوئية والبصرية التي تشاهد في الجو المحيط بنا، وتبدو بألوان مختلفة وأشكال متعددة. وبعض هذه الظاهرات مرتبط حدوثها بظاهرات 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 الظاهرات تحدث في ساعات النهار، لأنها تكون مرتبطة بالضوء الشمسي، وبعضها الآخر تحدث في ساعات الليل والقمر بدراً أو قريباً من ذلك لارتباطها بالضوء القمري، ولذا عرفت هذه الظاهرات بالظاهرات الجوية الضوئية (Photometers)، غير أن بعضها الآخر هو بمثابة تفريغات كهربائية تحدث في بعض أنواع السحب ذات الكهربائية العالية (سحب الركام المزني)، وبين قواعد تلك السحب وأماكن من سطح الأرض المختلفة في شحناتها 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 والانتشار هي المسؤولة عن كافة الظاهرات الضوئية -ماعدا تلك المرتبطة بالتفريغات الكهربائية-، في حال كان الجو غائماً أم صحواً. كما أن الظاهرات الجوية البصرية، التي رغم ارتباط حدوث بعضها (السراب) بالتغيرات الشاقولية الحادة في كثافة الهواء ودرجة الحرارة، إلا أنها من نتاج مايحدث للضوء من عمليات انكسار وانعكاس.

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الأول

الظـــاهرات الجويـــة الضوئيـــة والكهربائيـــة

أولاً ــ الظاهرات الجوية الضوئية

١ــ الهالة.

٢ــ قوس قزح.

٣ــ الإكليل.

٤ــ الألوان الموازية.

٥ــ المجد.

٦ــ حلقة القديس.

٧ــ التلألؤ.

٨ــ ظاهرة الشرر.

٩ــ الوميض الأخضر.

١٠ــ الفجر والشفق.

ثانياً ــ بعض الظاهرات الجوية الكهربائية

١ــ وهج سانت إلمو.

٢ــ الشفق القطبي.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الظـــاهرات الجويـــة الضوئيـــة والكهربائيـــة

أولاً ــ الظاهرات الجوية الضوئية (Photometeors):

إن الظاهرات الجوية الضوئية التي تشاهد في الجو التروبوسفيري، هي انعكاس لما يحدث للضوء الشمسي والقمري 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 الظاهرات من العودة إلى تلك العمليات التي تكمن فيها أسرار حدوثها.

والضوء الذي نحن بصدد الحديث عن ظاهراته، هو ذلك الحزمة من الطيف الإشعاعي الذي يتراوح طول موجاتها بين (٠,٤ــ٠,٧٥) ميكروناً، والمكونة عموماً من تدرجات لونية مختلفة تبعاً لأطوالها الموجية، متدرجة من اللون البنفسجي (أقصرها طولاً)، مروراً باللون الأزرق، فالأخضر، فالأصفر فالبرتقالي، وانتهاء باللون الأحمر (أطولها طولاً بموجاته).

وتتنوع الظاهرات الجوية الضوئية تنوعاً كبيراً، بقدر تنوع القوى المؤثرة على الضوء واختلاف استجابته لتلك القوى، التي يعمل بعضها على تحلله إلى ألوانه المختلفة، والبعض الآخرى 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.

وفيمايلي عرض لأهم الظاهرات الجوية الضوئية التي يمكن للإنسان أن يراها في بعض الأحيان.

١ــ الهالة (Halo):

تمثل الهالة مجموعة من الظاهرات 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 الهالة الأشكال التالية:

أ ــ الهالة الحلقية:

وهي الأكثر شيوعاً ومعرفة لدى الناس، والتي توصف الهالة بها. ولذا تعرف أيضاً بالدارة. والهالة والدارة بالمعنى نفسه، ولكن أكثر ما يقال دارة القمر وهالة الشمس. ويقال لدائرة القمر: الطُّفَاوَةُ.

وتقسم الهالة الحلقية إلى نوعين تبعاً لحجمها:

١ــ الهالة 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. والهالة الصغيرة هي الأكثر ظهوراً وتشكلاً عموماً، وخاصة حول القمر. ولكي تتكون الهالة الصغيرة لابد أن يدخل الضوء البلورة الجليدية في السحب الجليدية (السمحاق الطبقي) بزاوية (٦٦)درجة، حتى ينكسر الضوء بزاوية (٢٢) درجة.

٢ــ الهالة الكبيرة: وتتكون من حلقة كبيرة مضيئة نصف قطرها (٤٦)درجة، وهي عموماً أقل لمعاناً، وأقل ظهوراً من الهالة الصغيرة. وأكثر ما تتشكل حول الشمس، وقليلاً ما تظهر حول القمر. ومثل هذه الهالة لاتتشكل 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 والمتميزة برقتها هي الملائمة لتشكل نوعي الهالة (الكبيرة والصغيرة).

وبصورة عامة فإن الهالة المتشكلة حول القمر تبدو بلون أبيض، في حين يغلب التلون على الهالة المتشكلة حول الشمس. وأغلب الهالات تتشكل عموماً

الشكل رقم (١٧٤)
هالة صغيرة حول الشمس

عندما يكون القمر أو الشمس في وضعية المسامته. كما أنه في بعض الحالات القليلة تتشكل الهالتين (الصغيرة والكبيرة) معاً متحلقة الكبيرة حول الصغيرة.

ولقد عرفت الهالة الحلقية بنوعيها منذ القديم، 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 سحاب لطيف لايغطيه، 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 لايغم 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 المرآة وما يدخل فيها مما لايخيل، لايكون له إشراق ما يردّ الضوء ويعكسه إلى البصر، فيخيل أن خارجه وداخله أسود؛ فإن كل ما نقص من إشراقه عن الأبيض، ووضع في جنب الأبيض يرى أسود. وداخل الهالة يعرض له سبب آخر، وهو أن قوة الشعاع الذي للكوكب تخفي حجم السحاب الذي لايستره، فكأنه ليس هناك سحاب ولاشيء 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 الحدبة 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»[1]. 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، بكون السحاب كان أغلظ فشوش في أداء الضوء، وعرض ما يعرض للقوس[2].

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[3].

ففي كلام «ابن سينا» السابق توضيح لشكل الهالة ولونها، وآلية تشكلها حسبما يراه، ومقرناً تشكلها مع وجود سحب لطيفة رقيقة وسقوط الضوء القمري أو الشمسي عليها، معتبراً أن السحب الملائمة لتشكلها هي السحب المائية. وفي الحقيقة هناك أشكالاً متعددة من الهالة؛ فما كان منها دائرياً أو حلقياً فالسحب الجليدية الرقيقة هي المؤدية لتشكلها، وهي السحب المعروفة بسحب السمحاق الطبقي (سيرستراتوس)، أما ما كان منها بقعياً (بقعة ضوء) فيمكن أن تتشكل بوجود سحب مائية (سحب الطبقي المتوسط: الألتوستراتوس). وتتضح 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، ص٥٠.

(٣) المصدر السابق نفسه، ص٤٩.

بما 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).

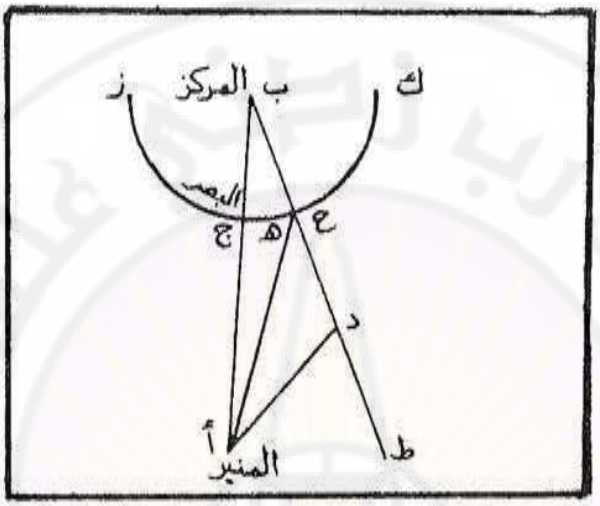
ويكاد كلام (ابن رشد) لايختلف كثيراً عما قاله (ابن سينا)، وغيره، ملامساً السبب الرئيسي في تشكل الهالة، الذي هو في رأيه يعود إلى انعكاس الضوء الوارد من القمر أو الشمس على سحب محددة، فهو يعبر عن ذلك بقوله: إن الهالة عبارة عن دائرة ضوئية تشاهد حول القمر وبعض الكواكب وأقلها حول الشمس. وتتشكل عندما يقوم بيننا وبين الجسم النير سحاب. 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[1]، كما يوضحه الشكل التالي (١٧٥).

ب ــ البقع الضوئية:

وهي نوع من الهالة، التي تتشكل بكثرة حول الشمس، وأحياناً حول القمر، مقترنة بوجود السحب الطبقية المتوسطة الشفافة أو نصف الشفافة (التوستراتوس)، التي تغلب فيها القطرات المائية على حساب البلورات الجليدية، والتي تتميز بكونها أكثر سماكة من سحب الهالة الحلقية.

---

(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 أدرنا (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 ــ الأعمدة الضوئية (Luminous Pillars):

وهي أعمدة براقة بيضاء، تبدو بشكل ذيل متقطع أو مستمر من الضوء، يشاهد غالباً شاقولياً فوق الشمس أو القمر أو تحتهما. وتتكون عموماً، عندما تمر الأشعة الضوئية عبر البلورات الجليدية التي يكون محورها الطويل بشكل عمودي.

د ــ الأقواس الضوئية:

وهي أقواس مضيئة براقة مرافقة للهالات الحلقية، ويميز فيها نوعين:

(١)ــ **الأقواس المماسة للهالات الحلقية:** والتي تتشكل فوق أعلى نقطة وأدنى نقطة من الهالة الكبيرة أو الصغيرة. وتكون عموماً صغيرة، ويمكن أن تختزل إلى بقعة ضوئية.

(٢) ــ **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 السمت، وهو عموماً لامعاً ملوناً بالأحمر من الخارج وبالبنفسجي من الداخل. أما القوس السفلي، فيبدو على شكل دائرة أفقية مسطحة قرب الأفق.

هـ ــ 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 ــ الشمس السفلى (Under Sun):

وهي تظهر شاقولياً تحت الشمس بشكل بقعة بيضاء براقة، مشابهة لخيال الشمس المتشكل على سطح مياه راكدة.

وعموماً، فإن الهالة الحلقية هي الأعم، وما تلك الظاهرات الضوئية الأخرى، سوى مرافقات لها لكونها نادراً ما تظهر منفردة.

ــ 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 وكينونته، واضمحلالها وتحللها يدل على حدوث الصحو لكونه دالاً على يبس الهواء. وكما تدل على المطر، تدل على هبوب الرياح، لأن المحلل لتلك الرطوبة إنما هو البخار الحار اليابس الذي هو مادة الريح»[1].

إن السحب المتكونة بفعلها الهالة إما أن تتحول إلى سحب طبقية متوسطة (التوستراتوس) مطيرة، ومن ثم إلى سحب مزنية 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 أباد، الهند، ١٣٣٢هـ، ج٢، ص١٠٩.

سحب مطيرة. أما في الحالة الثانية، فسحب الهالة من نتاج بقايا سحب الركام المزني المتحللة التي تقود أخيراً إلى سحب السمحاق[1].

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، وإنها هي التي مزقتها. والتي تكون من الهالات تحت الشمس، أدل على المطر من الهالات القزحية التي تكون قبالتها[2].

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 صحوة أو مطارة)[3].

٢ــ قوس قزح (Rainbow):

لقد عرف قوس قزح بأسماء عديدة في التاريخ العربي، من تلك الأسماء: **الداح**، ومن أمثالهم في ذلك «لايعرف الماح من الداح»، فالماح؛ صفرة البيض، والداح؛ قوس قزح. **والقسطاني أو القسطانة** من أسماء قوس قزح. كما أُطلق 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، ص٢٧٩.

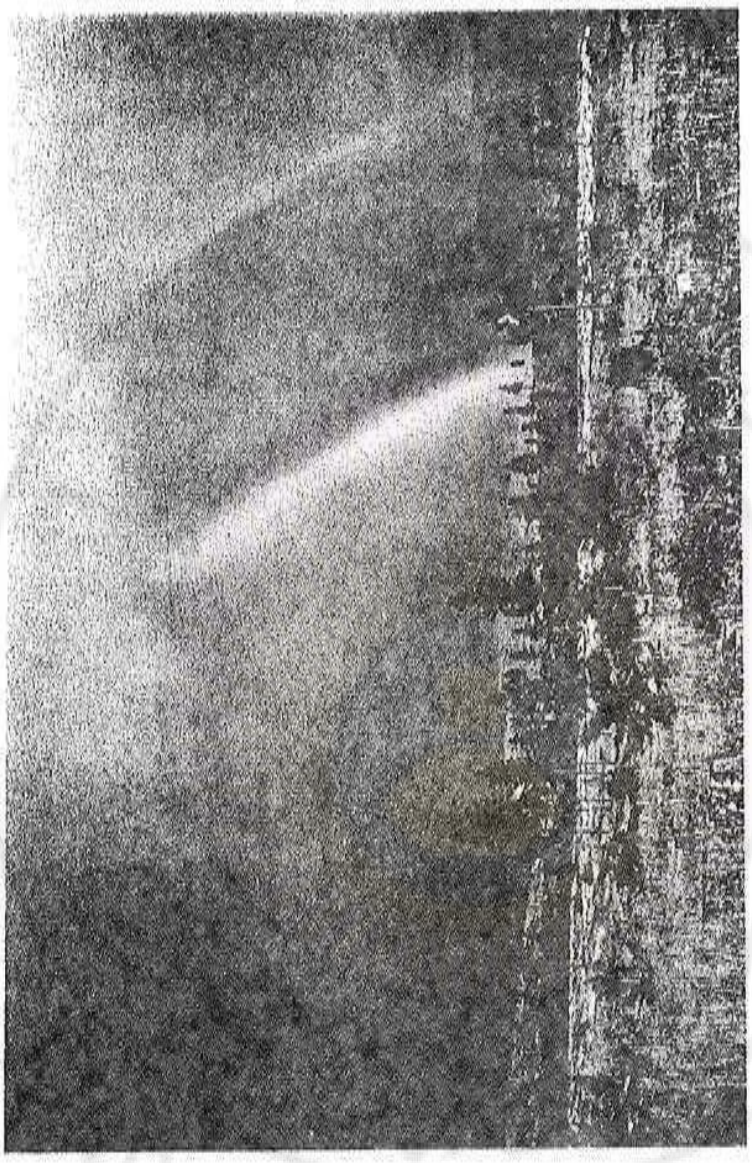
(٢) ابن سينا "المعادن والآثار العلوية"، ص٤٩.

(٣) علي حسن موسى، المرجع السابق، ص٢٨.

إن قوس قزح هو عبارة عن مجموعة من الأقواس اللونية متحدة المركز، متدرجة ألوانها من البنفسجي إلى الأحمر (البنفسجي ـــ الأزرق ـــ الأخضر ـــ الأصفر ـــ البرتقالي ـــ الأحمر) وهي الألوان التي يتألف منها الضوء المرئي. وتتشكل هذه الأقواس اللونية على ستارة من قطيرات الماء (قطيرات المطر الصغيرة، وقطيرات الرذاذ، وحتى الضباب) في الجو، بفعل انعكاس ضوء الشمس أو القمر أحياناً أو انكساره على تلك القطيرات، 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 ٤٠درجة) والأحمر من الخارج (نصف قطر ٤٢درجة)، 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 ٥٠درجة) في القوس الثانوي والأخضر من الخارج (نصف قطر ٥٤درجة) 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.

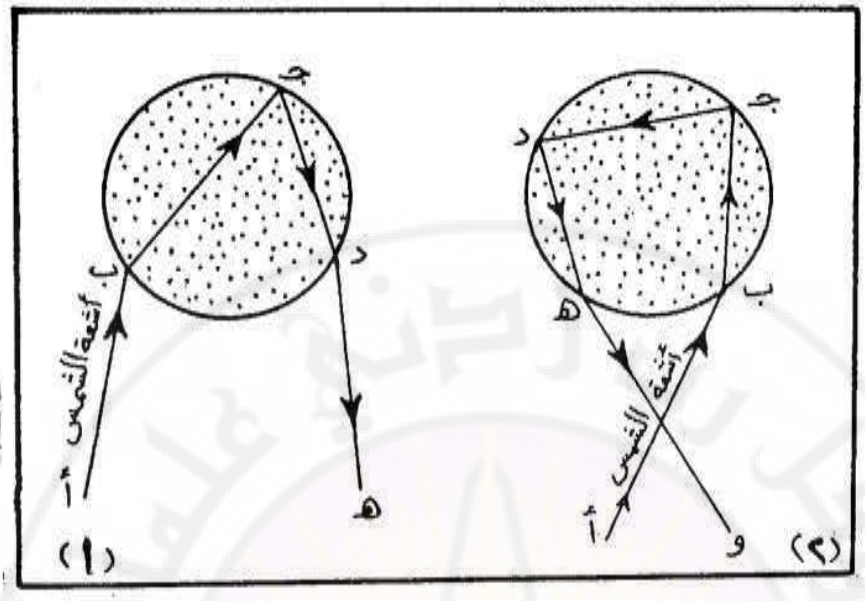
وقد أسهب (ابن سينا) في وصف قوس قزح المطري وآلية تشكله، حيث يرى أن قوس قزح يتشكل من انعكاس الأشعة الشمسية على قطيرات الماء الدقيقة الهاطلة من سحب غير ثقيلة في هواء رطب دون السحب. وأنه لرؤية ذلك القوس يجب أن يكون خلفه جسم عاتم غير شفاف لينعكس عليه ومن ثم لنراه، وهذا الجسم قد يكون جبلاً أو سحابة عاتمة كثيفة. وهكذا فإنه إذا لم يكون هناك جبل، فرؤيته تتطلب وجود سحابتين، إحداهما هاطلة لقطيرات الماء الخفيفة، والأخرى عاكسة للأشعة المرئية المتحللة إلى طيفها.

ويمكن أن يتشكل قوس قزح في حال وجود أية قطيرات 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 ـــ أي قوس قزح ـــ يتولد في أرجاء الماء إذا انتضح عن أجنحة الآلة المنصوبة في وجه الماء رَشٌّ 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 حواليها من رطوبة جو الحمام هذا الخيال، بل قد رأينا في الغدوات حول الشمس خيالاً هلالي 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 مضيء، 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 لايكون له شفيف ولون قوي فإنه يرى أرجوانياً ذا لون واحد. فالذي صح، هو أن مرآة هذا الأثر ليس هو بسحاب مظلم لايشف، بل هو جو رطب فيه أجزاء مائية رشية كثيرة مشفة، ولكنه يحتاج أن يكون خلفه مثل هذا السحاب أو جبل أو سترة أخرى من نفسه أو من غيره»[1].

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 لايكون أبيضاً، وإنما بلون حمرة وأرجوانية وغير ذلك حيث ألوان طيف الأشعة المرئية.

وكما هو ظاهر، فإن قوس قزح لايتشكل إلا والشمس مائلة عن الوضع العمودي ما لايقل عن (٤٥) درجة، لذا فإنه يرى من القوس نصف دائرة، لأن وضع القوس وضع مقاطع للأفق لامواز 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، ولايبلغ 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، ص٥٣.

نصف دائرة. وبما أن الجسم المضيء يكون ذا عَرْضٍ، فإن موضع الانعكاس منه يكون ذا عرضٍ أيضاً، وبالتالي تكون القوس الحاصلة نفسها ذات عرضٍ[1].

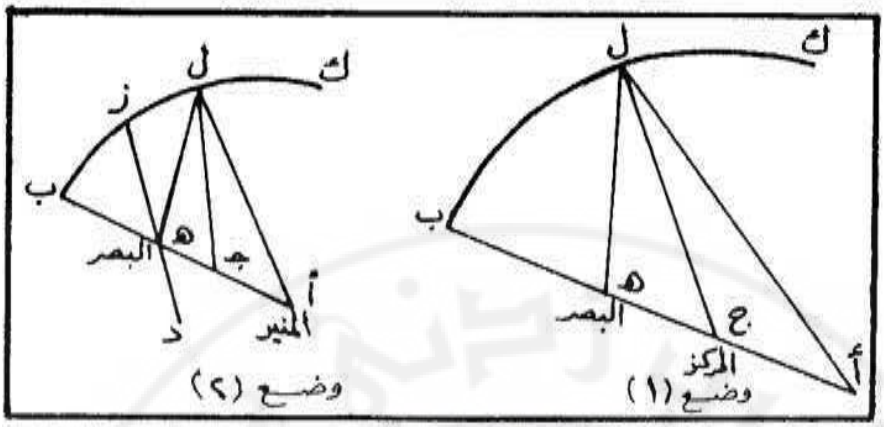
ولقد وصف (ابن رشد) أيضاً قوس قزح وصفاً دقيقاً، وعالج آلية تشكله، حيث قال فيه: «فأما هذا القوس فهي أبداً قبالة الشمس إذا كانت الشمس قريباً من آفاق الطلوع والغروب، وكان هناك سحاب مشّف متكاثف، وبخاصة في الأيام الطوال. وأما في الأيام القصار فقد تُرى النهار كله. وشكلها يرى مستديراً لكن لادائرة تامة، بل إما نصف دائرة وإما أصغر من نصف دائرة. وترى أبداً في هذا القوس ثلاثة ألوان: لون أحمر إلى الشقرة وهو الأعظم، وأخضر كراثي وهو الوسط وأحمر مسكي وهو الأصغر، وقد يرى في بعض الأحيان لون أصفر خفي بين الأعظم والأوسط. و لم 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 لايتشكل ولايرى إلا في مقابلة الشمس إذا كان هناك سحاب كثيف مشف، 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 وصفة ما؛ فهو أن يكون مقعر كرة، وذو صقالة (مشف)، وهذه الصقالة تكون في السحاب متى كان قريب الاستعداد إلى أن يستحيل ماء، ولذا ما ترى هذا القوس إذا بدا الرش اليسير»[2]. والشكل التالي (١٧٨) يوضح نظرية (ابن رشد) في تشكل قوس قزح وحجمه.

---

(١) عمر فروخ "تاريخ العلوم عند العرب". دار العلم للملايين، بيروت، ١٩٧٠، ص٣٩٣.

(٢) ابن رشد؛ مصدر سابق، ص٦٥-٦٧.



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 منكسر 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) وأدرنا (أ ب) كالمحور، فإن خط (أ ل) يحدث قطعة من دائرة، إما نصف دائرة وإما أكبر وإما أصغر.

وضع (٢): (أ) المنير. (جـ) 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).

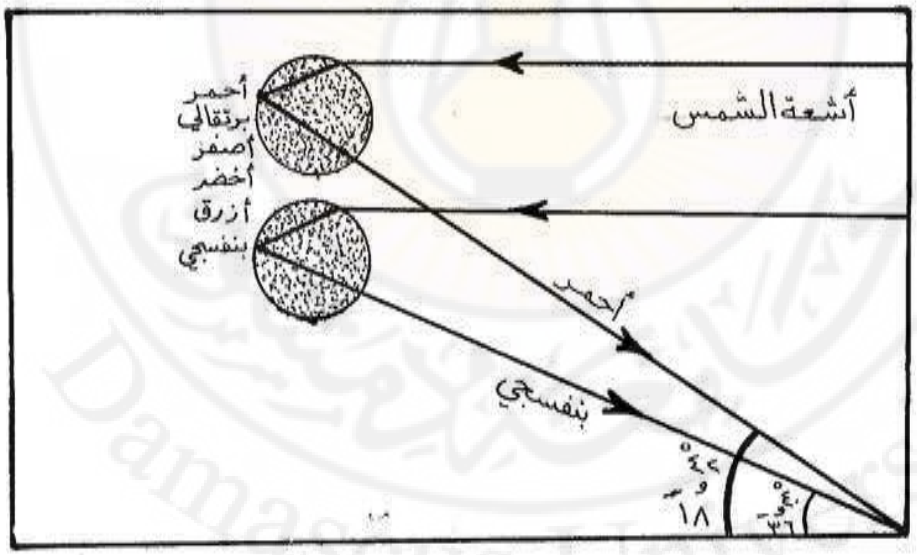
(هـ د) الفصل المشترك لسطح مثلث (أ ل هـ) ولسطح الأفق إذا افترضنا قاطعه، وباستمراره يلقى دائرة (ك ب) على نقطة (ز). (ج ل) العمود الواقع على كرة السحاب الذي يقسم زاوية الشعاع نصفين. وإن خط (هـ جـ) إذا كان المنير على هذا الوضع يكون فوق الأفق، وإن خط (هـ جـ) يكون تحت الأفق. ولما كان سطح دائرة الانعكاس قائماً 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 جـ). فإذا ثبت خط (أ ب) وأدير 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

وألوان قوس قزح أكثر من ثلاثة. والقوس لايتشكل كما يذكر البعض من انعكاس الضوء الشمسي على السحاب، وإنما من انعكاسه وانكساره على قطيرات الماء الساقطة من السحاب. والسحب المشفة عموماً ذات الصقالة ليست مؤهلة للهطول المطري، والقوس لايتشكل 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 تهطل. وليس أي هطول مطري والشمس مائلة يودي إلى تشكل قوس قزح، بل لابد من أن يكون دخول الإشعاع الضوئي إلى قطرات الماء بزاوية معينة حتى يكون الانكسار مناسباً، وليمكن عندها رؤية حزم الألوان التي تشكل القوس. وتتكسر الأشعة الضوئية بزوايا مختلفة حسب أطوالها الموجية؛ فالضوء الأحمر (الأطول موجة) ينكسر بزاوية (٤٢درجة و٣٦دقيقة)، واللون البنفسجي (الأقصر موجة) ينكسر بزاوية (٤٠° و٣٦')، 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 بدراً 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[1]:

١ــ (إذا قوست شرق وغرب فروش ونام على الدرب). بمعنى إذا كان قوس قزح منتصباً ممتداً من الشرق إلى الغرب، فهذا مؤشر على حدوث الصحو.

٢ــ (إذا قوست 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.

٣ــ (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، ص١٣٢.

٣ــ الإكليل (Corona):

وهو عبارة عن مجموعة من الحلقات الضوئية الملونة ــ نادراً ما يزيد عددها على ثلاث حلقات ــ 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 لايزيد 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 قطيرات مائية دقيقة (السحب المائية: الالتوستراتوس، الستراتوس ...الخ)، أو بلورات جليدية (غيوم السمحاق)، 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 الطبقية الرقيقة متوسطة الارتفاع (الالتوستراتوس). وبسبب ضوء الشمس الشديد فإن الأكاليل المتشكلة حولها تكون أقل وضوحاً للمشاهد.

٤ــ 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.

٥ــ ظاهرة المجد (Glory):

هي عبارة عن تتابع واحد أو أكثر من الحلقات الملونة، يراها الراصد حول ظله على سحابة تتركب أساساً من قطيرات 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 (Brocken 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[1].

٦ــ 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.

٧ــ 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 يخفض التلألؤ الرؤية بدرجة ملحوظة.

٨ــ ظاهرة الشرر (Scintillation):

تغيرات سريعة، تبدو بشكل نبضات ضوئية من النجوم أو منابع الضوء الأرضية. وتنشأ هذه التغيرات بفعل الذبذبات 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.

٩ــ 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 ــ 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 العشى؛ 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 الانتشار 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 ــ كالغرف المغلقة، والأراضي المستترة بالجبال، وكالأرض حينما يحجب السحاب عنها الشمس حجباً تاماً ــ. ويعلل«ابن الهيثم» ذلك بأن الهواء ليس تام الشفيف، بل فيه كثافة ما. من أجل ذلك لاينفذ ضوء

---

(١) علي غانم "الجغرافية المناخية" دار المسيرة، عمان، ٢٠٠٣، ص٢٥٦.

(٢) عمر فروخ؛ مرجع سابق، ص٣٩٣.

الشمس كله من خلال الهواء، بل يبقى منه جانب محجوزاً بذلك الشيء القليل من الهواء الأكثر كثافة وغير الشفيف 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»[1].

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[2]. 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 أباد، الهند، ١٣٥٧هـ، ص١١.

(٢) عمر فروخ؛ مرجع سابق، ص٣٩٤.

ثانياً ــ بعض الظاهرات الجوية الكهربائية (Electrometeors):

قد تكون ظاهرتي البرق والصاعقة الناتجتين عن تفريغات كهربائية في سحب العواصف الرعدية من أكثر الظاهرات الجوية الكهربائية المعروفة والمألوفة في العروض الوسطى والمنخفضة من الكرة الأرضية. غير أن هناك ظاهرات جوية كهربائية غير مقترنة بوجود السحب، حيث يتكرر حدوثها في الأجواء الصحوة. ومن تلك الظاهرات نذكر:

١ــ 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 مايبدو وهج سانت إلمو على هيئة الطيور أو الريش بلون بنفسجي أو مائل للخضرة، وبصورة واضحة في أثناء الليل.

٢ــ 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 لايبعد عنهما أكثر من ٢٥درجة.

وما هذه الظاهرة سوى تفريغ كهربائي للجزيئات المشحونة كهربائياً في الأجزاء العليا من الجو بين سويتي ارتفاع (١٠٠ــ٣٠٠كم) ــ وقد يصل إلى ١٠٠٠كم ــ 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 دورها 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 الصحوة 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[1].

---

(١) علي حسن موسى "الجغرافية الفلكية". دمشق، ٢٠٠٣، ص٢٨٨.

الفصل الثاني

الظـــاهرات الجويـــة البصريـــة والصوتيـــة

أولاً ــ السراب.

ثانياً ــ الظاهرات الجوية الصوتية.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الفصل الثاني

الظـــاهرات الجويـــة البصريـــة والصوتيـــة

تؤثر كثافة الهواء المتغيرة بالارتفاع عن سطح الأرض وبتغير درجة الحرارة الذي يلعب دوراً هاماً في حدوث العديد من الظاهرات الجوية البصرية، لما لذلك من تأثير على مسار الأشعة الضوئية بما يصيبها من انحناء وانكسار وانعكاس. كما يؤثر ذلك على مسار الأصوات محداً منها تارة، ومساعداً على سرعة انتشارها تارة أخرى.

وفيما يلي عرض لأهم الظاهرات الجوية البصرية والصوتية:

أولاً ــ السراب (Mirage):

السراب من الظاهرات الجوية البصرية المشهورة والمعروفة منذ القديم.

والسراب باسمه ومدلوله، عرفه العرب قديماً أكثر من غيرهم، ومنطقة سكناهم في بواديهم الشاسعة تعج صيفاً بهذه الظاهرة، التي طالما تحدث عنها الجغرافيون العرب، وأكثر الشعراء في وصفها. وأعطاها القرآن الكريم حقها بالتعريف والمدلول، بقوله تعالى: ﴿والذين كفروا أعمالهم كَسَرابٍ بِقِيعَةٍ، يحسبه الظمآن ماءً حتى إذا جاءه لم يجد شيئاً ...﴾.

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 ــ وهذا ما وصفه القرآن الكريم ــ، 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 يودي 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**[1]. كما ذكر البعض أن السراب الذي يتلألأ 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:

١ــ 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 أدفأ أو فوق طريق إسفلتي حار أو فوق صحراء حارة.

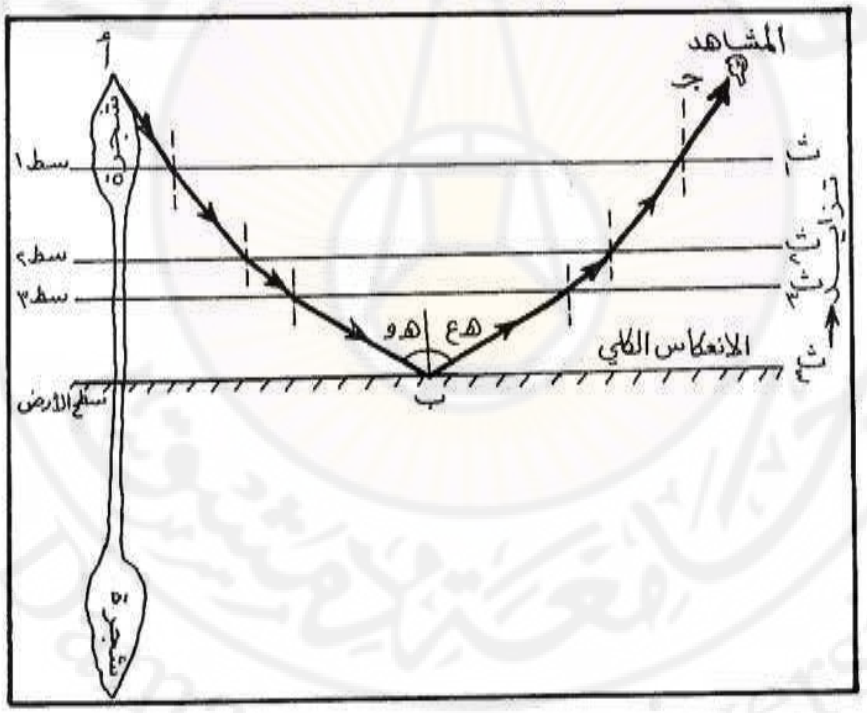
ويرى الناظر في هذا النوع من السراب جزءاً من الإشعاع الوارد من جسم بعيد (شجرة مثلاً) بشكل مباشر، ويرى الجزء الآخر وكأنه صادر عن صورة مقلوبة نحو الأسفل لذلك الجسم (خيال الجسم)، مما يخيل للناظر أن هناك ماء بجوار الجسم تنعكس فيه صورته. ويحدث ذلك من جراء انكسار الأشعة الصادرة عن ذلك انكسارات متتالية في طبقات الهواء القريبة من السطح حتى تصل إلى طبقة

---

(١) لسان العرب؛ ج ١٠/٢٠٠، ج٣/٢٦٠.

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 مابين الجسم والمشاهد بعكس انحناء سطح الأرض.



الشكل رقم (١٨٠)
آلية تشكل السراب الأدنى

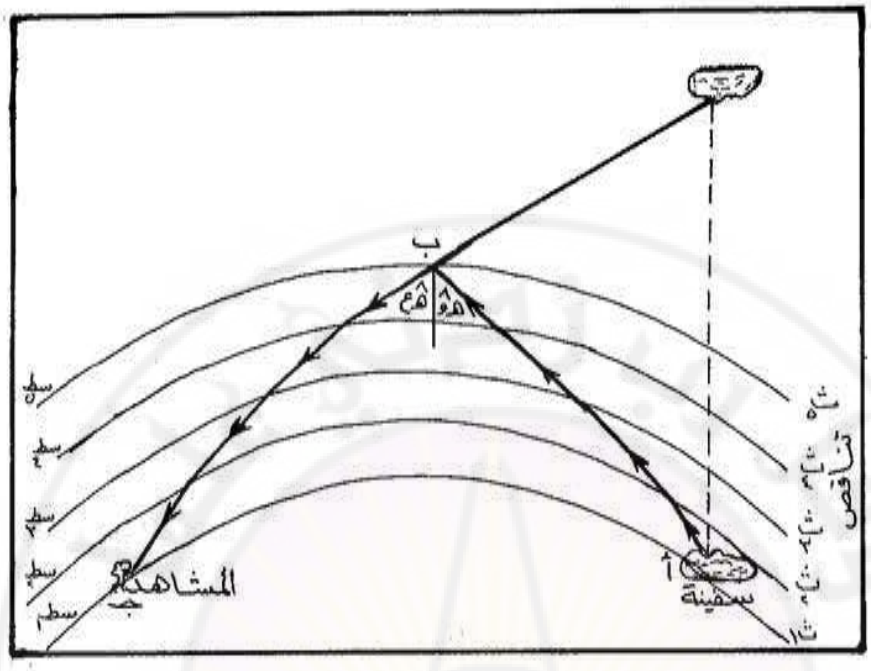
ويحدث السراب على الطرق الإسفلتية بطريقة مشابهة لسراب الصحراء، في الأيام المشمسة شديدة الحرارة، حيث يسخن الطريق كثيراً متكونة فوقه بالتماس معه طبقة قليلة الكثافة وحارة يليها مستويات أعلى أقل كثافة بسماكة لاتتجاوز أحياناً بضعة أمتار. ونتيجة لأن انحناء الأشعة الضوئية وانكسارها بعكس انحناء سطح الأرض في مثل هذه الظروف، فإن الناظر سيشاهد الطريق وكأنه مغطى بالماء لمسافة قصيرة أمامه. ولهذه 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.

٢ـ 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 الأغطية الثلجية والجليدية، مما يجعل انحناء الأشعة الضوئية موافقاً لاتجاه انحناء سطح الأرض.

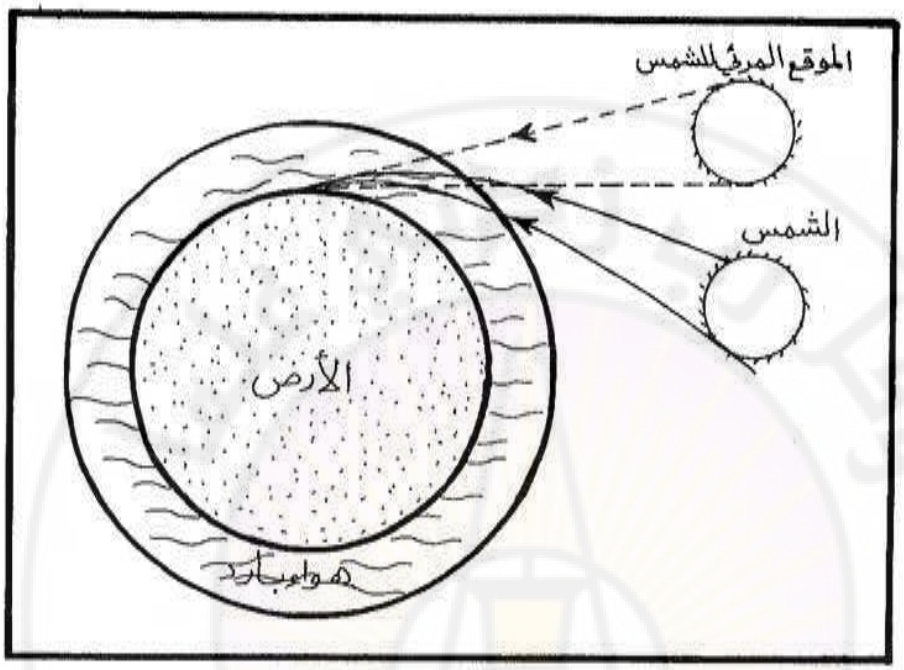
وأكثر أنواع السراب الأعلى شيوعاً هو المتشكل فوق سطح البحار في العروض العليا وأحياناً الوسطى، حيث تكون حرارة سطح البحار والمحيطات منخفضة بشكل غير عادي والهواء فوقها حار بصورة ملحوظة، مما يترتب على ذلك حدوث انكسارات متعددة وانعكاس كلي للأشعة المنبعثة من السفينة –أو غيرها– في طبقات الهواء الذي تقل كثافته 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 ــ الظاهرات الجوية الصوتية:

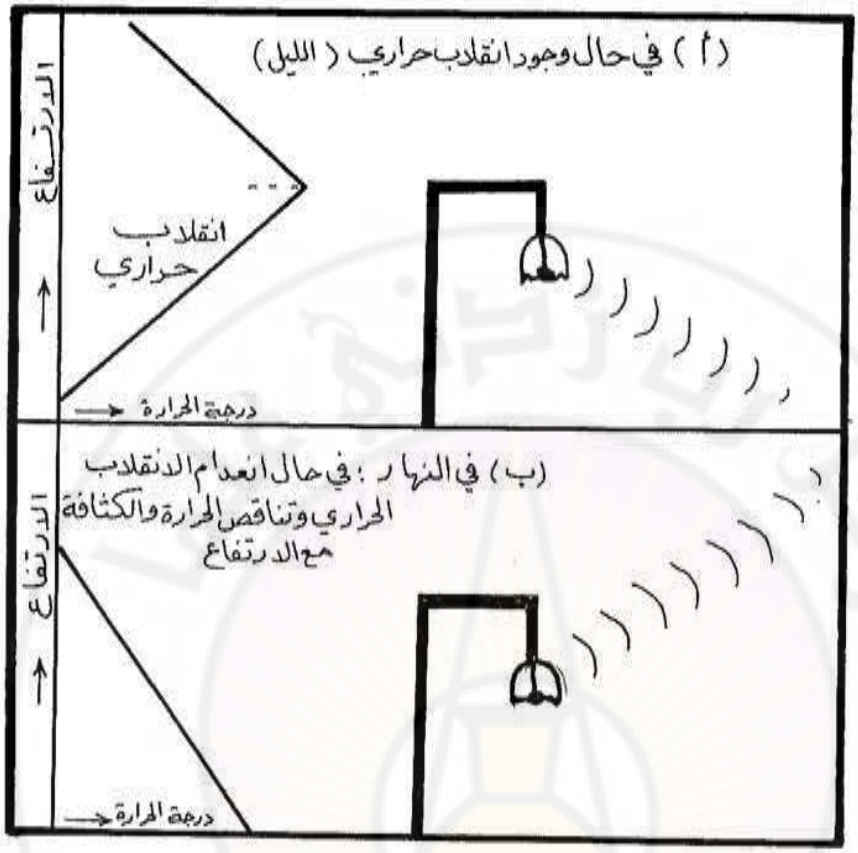
من أبرز الظاهرات الجوية الصوتية: صوت الرعد الذي ينتج في السحب الركامية المزنية نتيجة للتمدد الكبير للهواء المتسخن بسرعة فائقة إلى حدود كبيرة تصل إلى أكثر على (١٠٠٠م) على طول مسار التيار الكهربائي (الشحنات الكهربائية) المصدر لوميض البرق، كما أشرنا إلى ذلك سابقاً.

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 (٠,٥م/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 تنشر 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

الملاحـــق

١ـــ أهم المصطلحات المناخية.

٢ـــ نماذج من صور الغيوم.

٣ـــ وحدات القياس.

٤ـــ درجات الحرارة بالمقياس المئوي وما يكافئها بالفهرنهيت.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

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 (كلْ)
- Absolute Zero	الصفر المطلق (-٢٧٣,٢°م)
- Absorption of Radiation	امتصاص الأشعة
- Actual Duration of Sunshine	مدة سطوع الشمس الفعلية
- Actual Evapotranspiration	التبخر النتح الفعلي
-Adiabatic Cooling	التبرد 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	سماء زرقاء
- Breeze	نسيم
- Calm	هدوء، سكون، رهو
- Calorie	حريرة، سعرة
- 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	تحلل الأعاصير
- Cyclone	إعصار، منخفض جوي

- Cyclonic Circulation	حركة إعصارية
- Cyclostrophic Wind	رياح إعصارية دورانية
- Daily Manimum 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
- Difflunce	تباعد
- Direct Solar Radiation	إشعاع شمسي مباشر
- Discontinunity 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
- Electromagnatic Radiation	إشعاع كهرطيسي
- 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، تحدر، غراديان
- Gradiant Wind	رياح الانحدار
- Graupel	بَرَد كروي
- Gravity Wind	رياح الجاذبية، رياح الثقالة
- Greenhouse Effect	مفعول البيت الزجاجي
- Ground Radiation	إشعاع أرضي
- Gust	نفحة، هبة ريحية
- Hail	بَرَد
- Halo	هالة (دائرة ضوئية)
- Haze	سديم (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	حبات جليدية
- Indrafts	تيارات داخلة

- Infrared Radiation	أشعة تحت الحمراء
- Insolation	تشمس
- Intertropical Convergence Zon (ITCZ)	منطقة التجمع بين المدارية
- Intetropical 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	ماغينتوبوز
- 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	طَلّ (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 (ممكن، أعظمي)
- Precipitation	تهطال، هطول
- Pressure Cell	حجيرة (خلية) ضغط
- Prevailing Wind	الرياح السائدة
- Quasi-Stationary Front	جبهة شبه مستقرة
- Radiation Fog	ضباب إشعاعي
- Radiation Inversion	انقلاب حراري إشعاعي
- Radiation Scattering	انتشار 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 مترية)
- Sky Radiation	إشعاع سماوي
- Sleet	شفشاف (هطال 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)

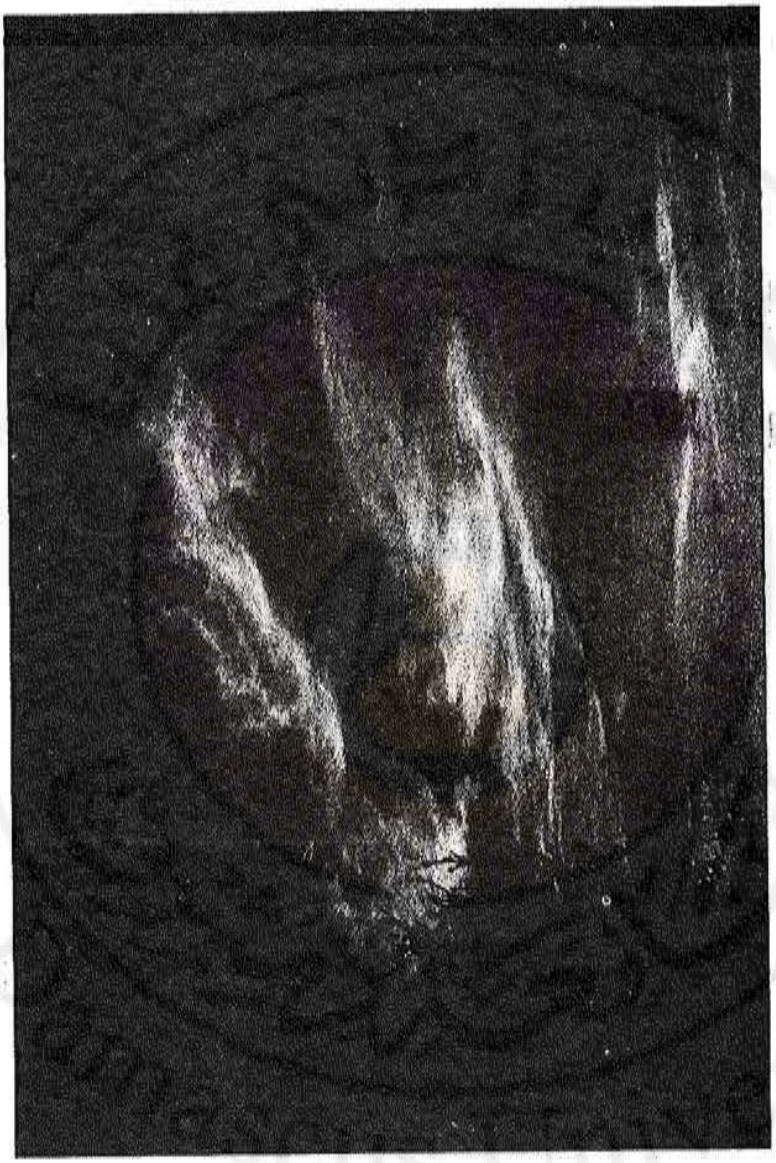
- Sublimation	تسامي
- Supercooled Water	قطرات مائية فوق مبردة
- Swing of Wind	تأرجح الرياح
- Synoptic Climatology	علم المناخ الإجمالي (الشمولي)
- Temperature	درجة الحرارة
- Temperature Inversion	انقلاب حراري
- Terrestrial Radiation	إشعاع أرضي
- Thalweg	وادٍ جوي
- Thermal Anomaly	شذوذ حراري
- Thermal 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 (هطال 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	الغربيات (الرياح الغربية)
- Wind Ward	مهب الرياح
- X Rays	الأشعة السينية
- Xerophytes	الجفافيات (النباتات الجافة)
- Year	سنة
- Zenith	سمت الرأس
- Zonal Wind	رياح نطاقية

Damascus University

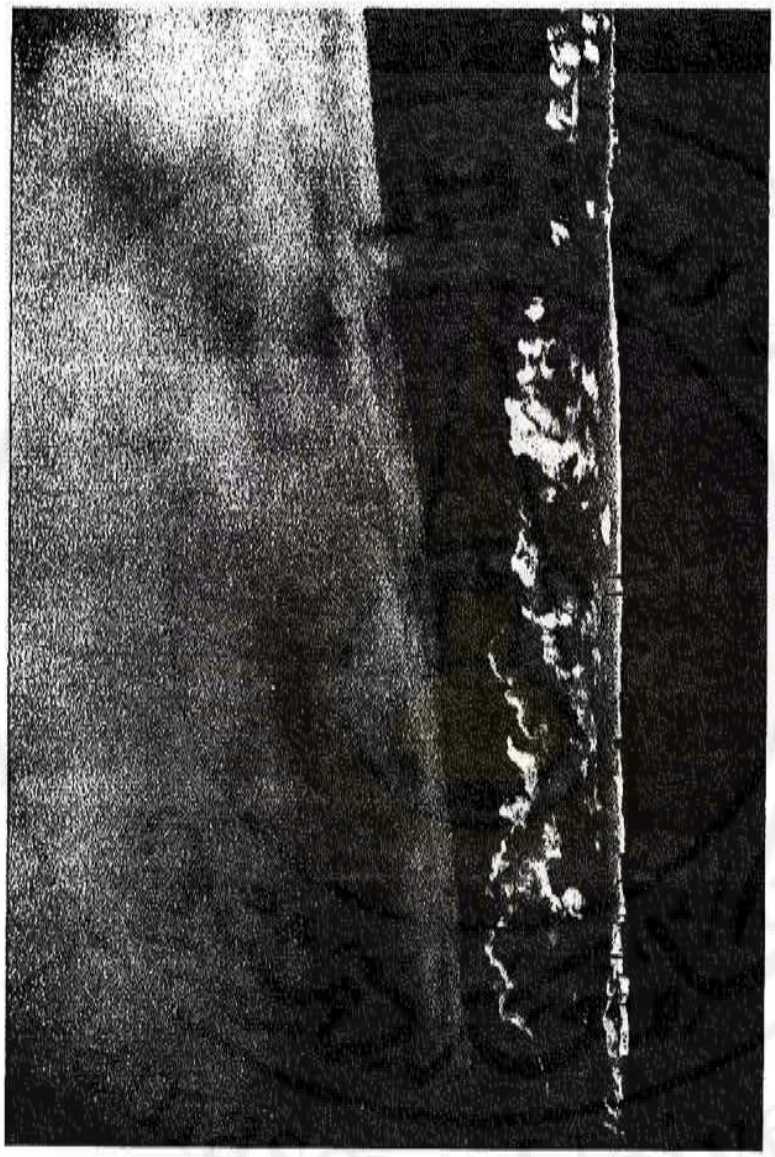
الملحق رقم (٢)

نماذج من صور الغيوم



الصورة رقم (١)

غيوم السمحاق (سيروس) على شكل ألياف

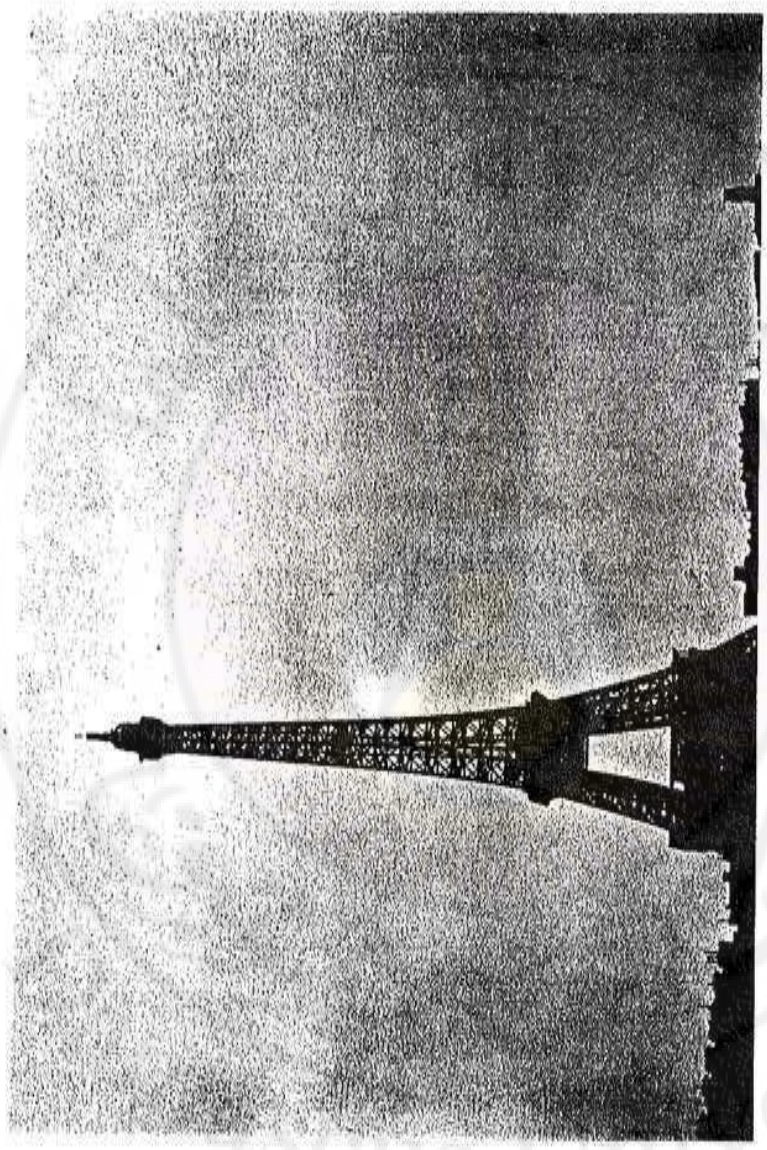


الصورة رقم (٢)

غيوم السمحاق الطبقي (سيروستراتوس) ودونها غيوم ركامية

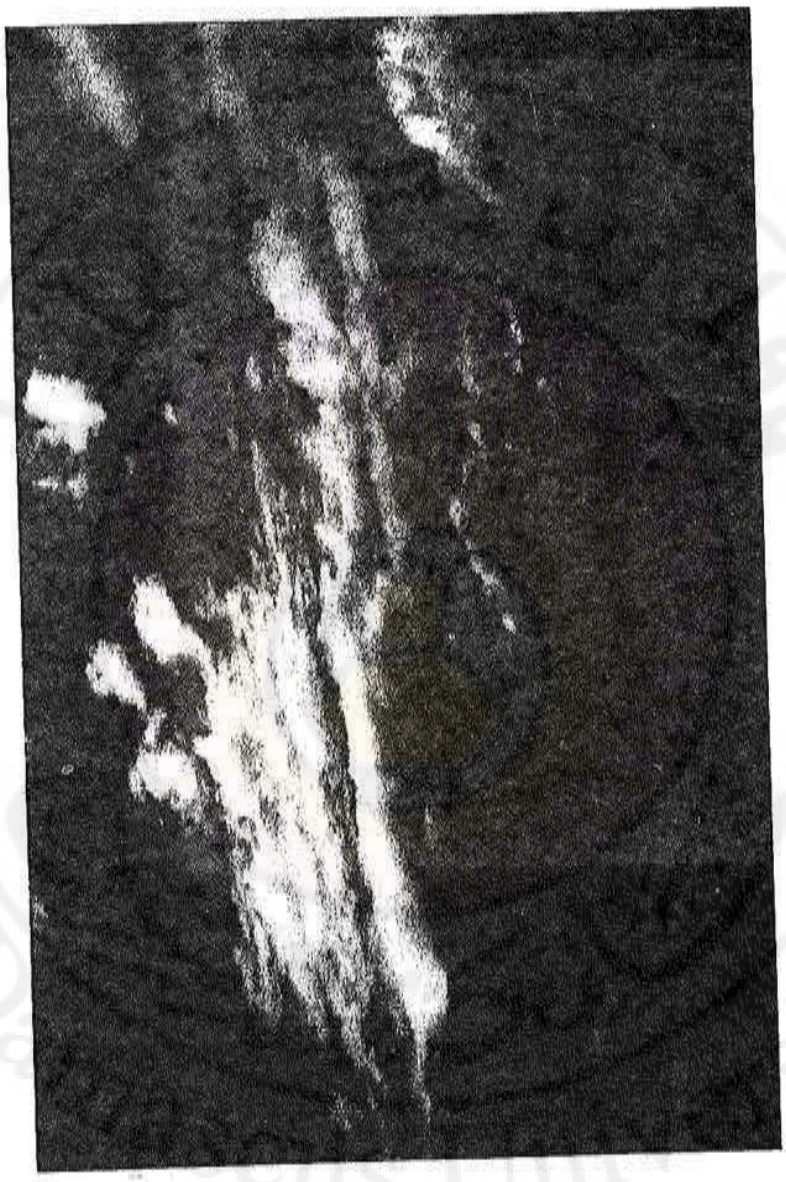
الصورة رقم (٣)

غيوم السمحاق الركامي (سيروكومولوس) تهيئة القطن المندوف



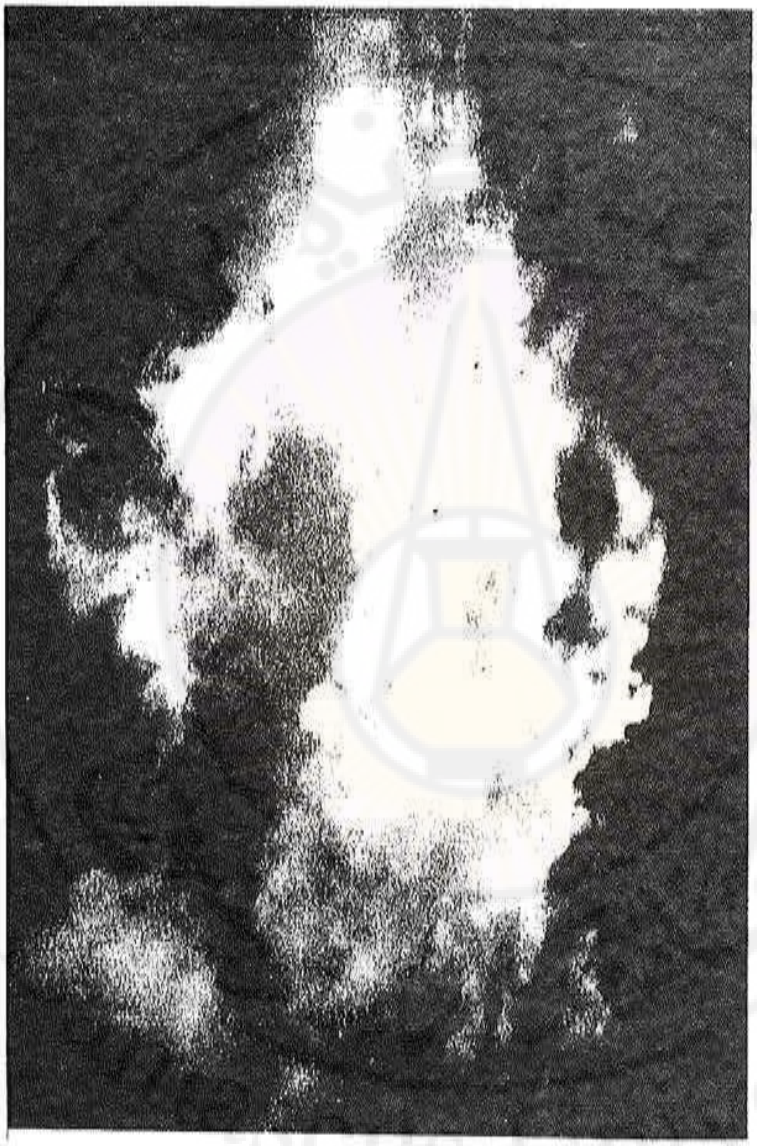
الصورة رقم (٤)

غيوم الطبقي المتوسط (التوستراتوس) ويبدو منها قرص الشمس



الصورة رقم (٥)

غيوم الركام المتوسط (التوكوموتوس) ناتجة عن غيوم الركام



الصورة رقم (٦)

غيوم طبقية (ستراتوس) على شكل قطع مبعثرة

الصورة رقم (٧)

غيوم الركام الطبقي (ستراتوكومولوس) ناتجة من انتشار غيوم الركام

الصورة رقم (٨)

غيوم المزن الطبقي (ليمبوستراتوس)

الصورة رقم (٩)

غيوم الركام (كومولوس) مبعثرة

الصورة رقم (١٠)

غيوم الركام المزني (كومولونيمبوس)

الملحق رقم (٣)

وحدات القياس

أولاً ــ وحدات القياس العامة:

١ــ وحدات الوقت:

١ سنة أرضية = ٣٦٥,٢٥يوم.

١ يوم = ٢٤ساعة = ١٤٤٠دقيقة= ٨٦٤٠٠ثانية.

١ ساعة = ٦٠دقيقة = ٣٦٠٠ثانية.

١ دقيقة = ٦٠ثانية.

٢ــ وحدات الطول:

١ سم = ١٠مم = ٠,٠١م = ١٠ ^{٤} ميكرومتر (ميكرون) = ٠,٤بوصة.

١ م = ١٠٠سم = ٠,٠٠١كم = ١٠ ٦ ميكرومتر (ميكرون) = ٣,٣قدم.

١ كم = ١٠٠٠م = ٠,٦٢ميل.

١ ميكرون = ١٠ $^{-٦}$م = ١٠ $^{-٤}$سم = ٣,٩٤ × ١٠ $^{-٥}$بوصة.

١ أنغستروم = ١٠ $^{-٨}$سم = ١٠ $^{-٤}$ميكرون.

١ بوصة = ٢٥,٤مم = ٢,٥٤سم = ١/١٢قدم.

١ قدم = ٣٠,٥سم = ٠,٣م = ١٢بوصة.

١ ميل = ١,٦كم = ٥٢٨٠قدم.

١ ميل بحري = ١,١٥ميل نظامي = ١,٨٥كم.

١ ميل عربي = ١٩٧٣,٢م.

درجة واحدة من درجات العرض = ١١١,١كم = ٦٩,١ميل = ٦٠ميل بحري.

٣ــ وحدات السرعة:

١ م/ثا = ٣,٦كم/سا = ٢,٢٤ميل/ساعة = ١,٩٤ (٢) عقدة.

١ كم/سا = ٠,٢٨م/ثا = ٠,٦٢ميل/ساعة = ٠,٥٤عقدة.

١ ميل/ساعة= ٠,٤٥م/ثا = ١,٦كم/سا = ٠,٨٧عقدة.

١ عقدة = ١ميل بحري/ساعة = ٠,٥١٥م/ثا = ١,١٥ميل/ساعة.

٤ــ وحدات المساحة:

١ سم^{٢} = ٠,١٥٥بوصة مربعة.

١ م^{٢} = ١٠,٧٦ قدم مربع.

١ قدم مربع = ٠,٩٣م^{٢}.

١ بوصة مربعة = ٦,٤٥سم^{٢}.

١ كم^{٢} = ٠,٣٨٦ميل مربع.

١ هكتار = ١٠,٠٠م^{٢} = ٢,٤٧فدان.

١ فدان = ٤٣٥٦٠ قدم مربع = ٠,٤٠٤٧هكتار.

١ ميل مربع = ٢,٦كم^{٢}.

٥ــ وحدات الحجم:

١ سم^{٣} = ٠,٠٦١بوصة مكعب.

١ م^{٣} = ٣٥,٣قدم مكعب.

١ قدم مكعب = ٠,٢٨م^{٣}.

١ بوصة مكعب = ١٦,٣٩سم^{٣}.

١ ميل مكعب = ٤,١٧كم^{٣}.

١ ليتر = ١٠٠٠سم^{٣} = ٠,٢٦٤غالون.

١ غالون = ٢٣١بوصة مكعب = ٠,٣٧٨٥٣ليتر.

٦ــ وحدات الكتلة:

١ غرام = ٠,٠٣٥٣أونس.

١ كغ = ١٠٠٠غ (حجم ليتر واحد من الماء) = ٢,٢٠باوند (الب).

١ طن = ١٠٠٠كغ.

١ باوند (الب) = ٠,٤٥٤كغ.

٧ــ وحدات الكثافة:

١ غ/سم^{٣} = ١طن/م^{٣}.

٨ــ وحدات الحرارة:

أْم (سيلسيوس) = ١,٨أْف= ١كلْ.

١فْ = ٥/٩ مْ = ٥/٩ كلْ.

٩ــ وحدات قياس العمل (Work) والطاقة (Energy):

١ حريرة (غرام/ حريرة) = ٤,١٨٦٨ جول = ٤١,٨مليون أرغة.

١ أرغة = ٠,٠٠٠٠٠٠١جول.

١ جول = ٠,٢٣٩حريرة = ١٠٠مليون أرغة.

١ لانجلي (لينلي) = ١حريرة/سم^{٢} = ٤,١٨٦ × ١٠٤ جول/م^{٢}.

١ واط = ١جول/ثانية = ١,٣٤ × ١٠$^{-٣}$قوة حصان.

١ قوة حصان = ٧٤٦واط.

١ حريرة/سم^{٢}/دقيقة = ٦٩٧٥كيلو واط/م^{٢}= ٠,٠٦٩٧٥واط/سم^{٢}.

١٠ــ وحدات قياس القوة (Force):

ــ قوة نيوتن واحدة تدل على تسارع كتلة مقدارها ١كغ بحدود ١م/ثانية مربع.

ــ الدينة؛ هي القوة اللازمة لتحريك غرام واحد من المادة مسافة سنتيمتر واحد خلال ثانية واحدة.

ـــ ١ مليبار = ١٠٠نيوتن/م^{٢} = ١٠٠٠دينة = ٠,٠٠١بار.

ـــ ١ نيوتن = ١٠٠٠٠٠دينة.

ـــ ١ بار = ١٠ ٤نيوتن/م^{٢} = ١٠ ٦دينة/سم^{٢}.

١١ـــ وحدات قياس الضغط:

ـــ المليبار، المم زئبق، بوصة زئبق، الهيكتوباسكال.

١ ضغط جوي = ١٠١٣,٢٥مليبار = ٧٦٠مم زئبق = ٢٩,٩٢بوصة زئبق = ١٤,٧الب/سم^{٢} بوصة = ١٠١٣,٢هيكتوباسكال.

ثانياً ـــ بعض الثوابت الطبيعية:

ـــ تسارع الجاذبية (عند مستوى البحر وخط عرض ٤٥) = ٩٨٠,٦سم/ثامربع = ٩,٨١م/ثا مربع.

ـــ السرعة الزاوية لدوران الأرض = ٧,٢٩ × ١٠$^{-٥}$.

ـــ الثابت الشمسي = ١,٩٤لينلي (لانجلي)/دقيقة = ١,٣٥كيلو واط/م^{٢}.

ـــ ثابت الغاز العام = ٨٣١٤٤ × ١٠ ٣ جول/درجة/كيلو مول.

ـــ ثابت الغاز للهواء الجاف = ٢٧٨,٠٤ جول/درجة/كغ.

ـــ ثابت الغاز لبخار الماء = ٤٦١جول/درجة/كغ.

ـــ ثابت ستيفان-بولتزمان = ٥,٦٦٩٦ × ١٠$^{-٨}$واط/م^{٣}/درجة.

ـــ ثابت بلانك = ٦,٦٢٦٢ × ١٠$^{-٣٤}$جول ثانية.

ـــ الوزن الجزيئي للهواء الجاف = ٢٨,٩٧.

ـــ الوزن الجزيئي للماء = ١٨,٠١٦.

ـــ كثافة الهواء الجاف عند درجة حرارة صفر درجة مئوية وضغط ١٠٠٠مليبار = ١,٢٧٥كغ/م^{٣}.

ـــ كثافة الماء السائل عند درجة حرارة صفر مئوية = ١٠٠٠ × ١٠ ^{٣}كغ/م^{٣}.

ـــ كثافة الجليد عند درجة حرارة صفر مئوية = ٠,٩١٧ × ١٠ ^{٣}كغ/م^{٣}.

ـــ الحرارة النوعية للهواء الجاف عند ضغط ثابت = ١٠٠٤ جول/درجة/كغ.

ـــ الحرارة النوعية للهواء الجاف عند حجم ثابت = ٧١٧ جول/درجة/كغ.

ـــ الحرارة النوعية لبخار الماء عند ضغط ثابت = ١٩٥٢ جول/درجة/كغ.

ـــ الحرارة النوعية لبخار الماء عند حجم ثابت = ١٤٦٣ جول/درجة/كغ.

ـــ الحرارة النوعية للماء السائل عند درجة صفر مئوية = ٤٢١٨ جول/درجة/كغ.

ـــ الحرارة النوعية للجليد عند درجة صفر مئوية = ٢١٠٦ جول/درجة/كغ.

Damascus University

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

الملحق رقم (٤)

درجات الحرارة بالمقياس المئوي وما يكافئها بالفهرنهيت

سنتيغراد (م°)	فهرنهيت (ف°)	سنتيغراد (م°)	فهرنهيت (ف°)	سنتيغراد (م°)	فهرنهيت (ف°)	سنتيغراد (م°)	فهرنهيت (ف°)
٦٠	١٤٠	٣٩	١٠٢,٢	١٨	٦٤,٤	٣-	٢٦,٦
٥٩	١٣٨,٢	٣٨	١٠٠,٤	١٧	٦٢,٦	٤-	٢٤,٨
٥٨	١٣٦,٤	٣٧	٩٨,٦	١٦	٦٠,٨	٥-	٢٣,٠
٥٧	١٣٤,٦	٣٦	٩٦,٨	١٥	٥٩,٠	٦-	٢١,٢
٥٦	١٣٢,٨	٣٥	٩٥,٠	١٤	٥٧,٢	٧-	١٩,٤
٥٥	١٣١,٠	٣٤	٩٣,٢	١٣	٥٥,٤	٨-	١٧,٦
٥٤	١٢٩,٢	٣٣	٩١,٤	١٢	٥٣,٦	٩-	١٥,٨
٥٣	١٢٧,٤	٣٢	٨٩,٦	١١	٥١,٨	١٠-	١٤,٠
٥٢	١٢٥,٦	٣١	٨٧,٨	١٠	٥٠,٠	١١-	١٢,٢
٥١	١٢٣,٨	٣٠	٨٦,٠	٩	٤٨,٢	١٢-	١٠,٤
٥٠	١٢٢,٠	٢٩	٨٤,٢	٨	٤٦,٤	١٣-	٨,٦
٤٩	١٢٠,٢	٢٨	٨٢,٤	٧	٤٤,٦	١٤-	٦,٨
٤٨	١١٨,٤	٢٧	٨٠,٦	٦	٤٢,٨	١٥-	٥,٠
٤٧	١١٦,٦	٢٦	٧٨,٧	٥	٤١,٠	١٦-	٣,٢
٤٦	١١٤,٨	٢٥	٧٧,٠	٤	٣٩,٢	١٧-	١,٤
٤٥	١١٣,٠	٢٤	٧٥,٠	٣	٣٧,٤	١٧,٧-	صفر
٤٤	١١١,٢	٢٣	٧٣,٤	٢	٣٥,٦	١٨-	٠,٤-
٤٣	١٠٩,٤	٢٢	٧١,٦	١	٣٣,٦٨	١٩-	٣,٣-
٤٢	١٠٧,٦	٢١	٦٩,٨	صفر	٣٢,٠	٢٠-	٤,٠-
٤١	١٠٥,٨	٢٠	٦٨,٠	١-	٣٠,٢	٣٠-	٢٢,٠-
٤٠	١٠٤,٠	١٩	٦٦,٢	٢-	٢٨,٤	٤٠-	٤٠,٠-

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

فهرس الأشكال

رقم الشكل	موضوع الشكل	الصفحة
١	التوزع الشاقولي لكتلة الجو	٢١
٢	منحنى التزايد في كمية (CO_2) في الجو خلال الفترة (١٨٦٠ــ٢٠٠٠م)	٢٦
٣	اختلاف كمية الأوزون (O_3) الشهرية باختلاف درجة العرض في نصف الكرة الشمالي	٢٩
٤	تشكل الغازين الرئيسيين في الجو الحالي	٣٣
٥	مخطط طبقات الجو الرئيسة	٣٩
٦	معدل سرعة الرياح النطاقية ودرجة الحرارة في طبقات الجو الثلاث الأولى	٤٢
٧	انعكاس موجات الراديو بواسطة الطبقة الجوية المتأينة	٤٧
٨	الماغيتوسفير، والماغنيتوبور	٤٨
٩	مخطط لقفص الرصد الجوي وبداخله موازين الحرارة	٧٦
١٠	نماذج من أجهزة قياس عناصر الموازنة الإشعاعية	٧٨-٧٩
١١	جهاز كامبل-ستوكس لقياس مدة سطوع الشمس الفعلية	٨٢
١٢	موازين درجة الحرارة الهواء	٨٤
١٣	مسجل الحرارة ذو الازدواج المعدني	٨٦
١٤	موازين درجة حرارة التربة	٨٧
١٥	أ- مخطط لجهاز تورشيلي الزئبقي لقياس الضغط ب- جهاز كيو لقياس الضغط وجهاز فورتين	٩١ ٩١
١٦	مقياس الضغط المعدني ومخطط له	٩٢
١٧	مسجل الضغط الجوي	٩٣
١٨	دوارة الرياح	٩٤

١٩	أ ـــ مقياس سرعة الرياح ذو الفناجين	٩٦
	ب ـــ مسجل سرعة الرياح واتجاهها (نموذج داينـــز)	٩٦
٢٠	مقياس الرطوبة النسبية: (أ) ـــ النموذج المعلق. (ب) أنموذج اسمان.	٩٩
٢١	أ - مقياس الرطوبة النسبية الشعري	٩٩
	ب — مقياس الرطوبة النسبية	١٠١
٢٢	أ — جهاز بيشي لقياس التبخر	١٠٢
	ب — وعاء التبخر الأمريكي —نموذج أ Class A-	١٠٣
	جـــ ـــ جهاز قياس التبخر ذو الكفة	١٠٤
٢٣	طريقة قياس ارتفاع قاعدة الغيوم أثناء الليل باستخدام الكاشف الضوئي	١٠٥
٢٤	أ — مقياس اتجاه الغيوم وسرعتها (النيفوسكوب المباشر).	١٠٦
	ب — مقياس ارتفاع الغيوم وتحديد اتجاهها وسرعتها (نيفوسكوب 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 التشمس 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

٣٤	موقع الأرض في مدارها حول الشمس	١٣٦
٣٥	انتشار الأشعة الشمسية	١٣٩
٣٦	درجة العاكسية والامتصاص ونقل الإشعاع الشمسي بواسطة الغيوم	١٤٣
٣٧	فعالية بخار الماء في الامتصاص الإشعاعي	١٤٥
٣٨	العلاقة بين درجة حرارة سطح الأرض ومعدل بثها للإشعاع	١٤٨
٣٩	فعالية البيت الزجاجي	١٤٩
٤٠	الموازنة الإشعاعية عند سطح الأرض وفي الجو	١٥٢
٤١	التوازن مابين الأشعة الشمسية الواردة والأشعة الأرضية الصادرة	١٥٦
٤٢	نظام الحركة في الجو والمحيطات الضروري للحفاظ على التوازن الحراري للكرة الأرضية	١٥٦
٤٣	موازنة الإشعاع الصافي السنوية	١٥٧
٤٤	طريقة تسخين الجو أثناء التكاثف	١٦٧
٤٥	انتقال الحرارة بطريقة الحملان	١٦٩
٤٦	موازنة الإشعاع الصافي عند سطح الأرض وفي الجو (أ)، ومعدل التوزع السنوي العرضاني لمركبات نقل الطاقة في منظومة الأرض-الجو (ب)	١٧٤
٤٧	منحنى الإشعاع الشمسي والأرضي خلال يوم كامل	١٧٦
٤٨	المدى اليومي للحرارة في منطقتين إحداهما (أ) بحرية، والأخرى (ب) قارية	١٧٨
٤٩	تأخر حدوث أعظمي الحرارة وأصغريها بالنسبة لأعظمي الإشعاع وأصغريه	١٨٠
٥٠	الدورة السنوية للحرارة في محطتين عند عرض (٥٠)شمالاً: إحداهما بحرية، جزيرة سيلي (المملكة المتحدة)، والأخرى قارية، وينيبغ (كندا)	١٨١
٥١	التيارات البحرية	١٩٠
٥٢	الجزيرة الحرارية في مدينة دنفر الأمريكية	١٩١
٥٣	المتوسط السنوي لدرجة الحرارة	١٩٣
٥٤	أ- متوسط حرارة شهر كانون الثاني	١٩٦
	ب- متوسط حرارة شهر تموز	١٩٧

٥٥	الشذوذ الحراري السنوي	٢٠٠
٥٦	أ- الشذوذ الحراري في شهر كانون الثاني	٢٠١
	ب- الشذوذ الحراري في شهر تموز	٢٠٢
٥٧	التغير الشاقولي في درجة الحرارة	٢٠٤
٥٨	اختلاف الحالة الحرارية مع تزايد الارتفاع في حال وجود انقلاب وعدم وجوده	٢٠٨
٥٩	الانقلاب الحراري الإشعاعي	٢١٠
٦٠	انقلاب حراري تضاريسي	٢١١
٦١	انقلاب حراري هابط (أنتيسكلوني)	٢١٤
٦٢	الأمواج الحاجزية وما ينتج عنها من تغير في درجة الحرارة	٢١٤
٦٣	انقلاب حراري جبهي	٢١٥
٦٤	الاتجاه العام لدرجة الحرارة منذ عام ١٨٦٠ وحتى عام ١٩٩٠م	٢١٨
٦٥	مخطط لضغط مرتفع نموذجي (أنتيسكلون) في نصف الكرة الشمالي	٢٣٢
٦٦	مخطط لضغط منخفض نموذجي (سيكلون) في نصف الكرة الشمالي	٢٣٣
٦٧	نماذج الضغوط	٢٣٤
٦٨	الاختلاف في الضغط وما يتولد عن ذلك من حركات أفقية وشاقولية	٢٣٧
٦٩	اختلاف قيمة الضغط مع الارتفاع	٢٣٩
٧٠	تدرج الضغط الشاقولي	٢٤٠
٧١	منحنى تدرج الضغط حسب كون الجو رطباً أم جافاً	٢٤٢
٧٢	العلاقة مابين حالة الضغط السطحية والعلوية	٢٤٣
٧٣	الشكل الذي يتخذه سطح ضغطي وتغير ارتفاعه عن سطح البحر	٢٤٤
٧٤	العلاقة بين تدرج الضغط وانحداره وسرعة الرياح	٢٤٥
٧٥	أحزمة الضغط الرئيسية وحركة الرياح	٢٤٨
٧٦	توزع مراكز العمل الجوية (الضغوط) في شهر كانون الثاني	٢٥٠
٧٧	توزع مراكز العمل الجوية في شهر تموز	٢٥٢

٧٨	قطاعات طولانية للضغط عند مستوى سطح البحر	٢٥٤
٧٩	الجهات الرئيسية والفرعية معبراً عنها بالدرجات	٢٦٠
٨٠	التأثير المرئي لدوران الأرض على مجرى جسم متحرك (أ) ووجهة انحراف الرياح بفعل ذلك (ب)	٢٦٤
٨١	تقارب الرياح وتباعدها	٢٦٧
٨٢	محصلة القوى المؤثرة على الرياح السطحية، والرياح الناتجة عن ذلك	٢٧٠
٨٣	الرياح الجيوستروفية	٢٧٢
٨٤	حركة الرياح في الارتفاعات العالية	٢٧٢
٨٥	التوزع العام لدرجة الحرارة والرياح في التروبوسفير، وموقع التيارين النفاثين	٢٧٣
٨٦	آلية تشكل التيار النفاث القطبي	٢٧٤
٨٧	العلاقة بين التيار النفاث والاضطرابات الجوية السطحية	٢٧٥
٨٨	رياح الانحدار	٢٧٦
٨٩	الرياح الحرارية	٢٨٠
٩٠	حركة الرياح في الوضعين الباروتروبي (أ،ب) والباروكليني للجو (ب)	٢٨١-٢٨٢
٩١	حركة الرياح وفق قانون بويز بالوت	٢٨٣
٩٢	التجمع والتفرق وما يصاحبهما من حركات عند السطح وفي أعالي التروبوسفير	٢٨٥
٩٣	الرياح الدائمة في نصفي الكرة الأرضية	٢٨٦
٩٤	مناطق الهدوء الاستوائي، ومناطق التلاقي بين المدارية	٢٨٨
٩٥	تزحزح أحزمة الضغط والرياح السائدة في العروض المنخفضة	٢٩٠
٩٦	الحركة الموسمية الآسيوية الشتوية (أ) والصيفية (ب)	٢٩٣
٩٧	الرياح المحلية المرافقة للمنخفضات الجوية	٢٩٤
٩٨	رياح الفوهن، والتغيرات الحاصلة في درجة الحرارة	٢٩٦
٩٩	نسيم البر والبحر	٢٩٧

١٠٠	نسيم الجبل والوادي	٣٠٠
١٠١	مخطط يبين التغيرات في الطاقة ضمن منظومة الجو ــ 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 روسبي 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 لغربيات العروض الوسطى	٣١٧
١١٠	آلية تشكل الحركة الموجية العلوية	٣٢٠
١١١	الوضع الذي يكون فيه الجو متوازناً (الوضع الباروتروبي) وغير متوازناً (الوضع الباروكليني)	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 ب- الكتل الهوائية والجبهات في شهر تموز	٣٥١ ٣٥٢
١٢٠	الجبهة ا لحارة	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 توزع سرعات الرياح العالية في إعصار مداري	٣٨٥
١٣٧	مراحل تطور الإعصار المداري	٣٨٦
١٣٨	النظرية القديمة لتشكل 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 للتبخر	٤٠٦
١٤٤	التوزع العرضاني السنوي للتبخر، 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	التوزع النطاقي لكمية بخار الماء في الهواء (الرطوبة النوعية، وضغط بخار الماء)	٤٢٨
١٤٩	التوزع 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 جـ-مجموعة الغيوم المنخفضة، وذات النمو الشاقولي	٤٤٩
١٥٣	توزع 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	الترابط بين ضغط بخار الماء المشبع ودرجة الحرارة فوق سطوح مختلفة	٤٧١
١٥٨	آلية بيرجيرون لنمو مكونات الغيمة وحدوث التهطال	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 الهطول التي تصل إلى سطح الأرض اعتماداً على درجة الحرارة مابين 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	التهطال التضاريسي	٤٩٢
١٦٦	أماكن تشكل الغيوم الحاجزية الجبلية، والغيوم الدوارة	٤٩٢
١٦٧	العلاقة بين الارتفاع وتزايد كمية التهطال فوق منحدرات الجبال الغربية من أمريكا الوسطى والشمالية	٤٩٤
١٦٨	منحنى سير التهطال 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 للتهطال	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

وقل رب زدني علما
جامعة دمشق
Damascus University

فهرس الجداول

رقم الجدول	موضوع الجدول	الصفحة
١	أهم الغازات الداخلة في تركيب الهواء الجاف في الارتفاعات الأقل من ٢٥كم	٢٢
٢	أهم خصائص الغلاف الجوي القياسي حتى سوية ارتفاع ١٧كم	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 والاعتداليين	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 لكتلتين إحداهما 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 ومايكافئها 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 المُطِلّ، 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

المراجـــع

١ــ المراجع باللغة العربية:

ــ ابن رشد «رسائل ابن رشد: كتاب الآثار العلوية». حيدر آباد، الهند،١٩٤٧.

ــ ابن سينا «الشفاء: الطبيعيات -المعادن والآثار العلوية-». تحقيق: عبد الحليم منتصر، وآخرون، القاهرة، ١٩٦٥.

ــ ابن منظور «لسان العرب». دار صادر، بيروت، ١٩٦٥.

ــ أبي علي المرزوقي الأصفهاني «كتاب الأزمنة والأمكنة: ج١، ج٢». حيدر آباد، الهند، ١٣٣٢هـ.

ــ الجمعية الكيماوية الأمريكية «مكافحة تلوث البيئة» ترجمة: أنور محمود عبد الواحد، القاهرة، ١٩٧٢.

ــ برجس،س،ر «الأرصاد الجوية لرواد البحار» ترجمة: ميشيل زكي رزق الله، القاهرة، ١٩٦٦.

ــ بيماراجو،س،بانت «كتاب مسائل دراسية لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الثالثة». المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف، ١٩٦٩.

ــ حسن سيد أحمد أبو العينين «أصول الجغرافية المناخية» مؤسسة الثقافة الجامعية، الاسكندرية، ١٩٨٧.

ــ خليل عبد القادر خليل، عبد الفتاح محمد العاملي «الأرصاد الجوية للطيران» بيروت، ١٩٦٥.

ــ ريتا للاك،ب.ج «موجز محاضرات لتدريب العاملين في الأرصاد الجوية من الفئة الرابعة -المجلد الثاني-». المنظمة العالمية للأرصاد الجوية، جنيف.

ــ سعود يوسف عياش «تكنولوجيا الطاقة البديلة». عالم المعرفة، عدد ٣٨، شباط، الكويت، ١٩٨١.

ـــ شاهر جمال آغا «علم المناخ والمياه – الجزء الأول – علم المناخ». دمشق، ١٩٧٨.

ـــ لوي اهدلي «علم المناخ والأرصاد الجوية». دمشق، ١٩٧٣.

ـــ عبد العزيز طريح شرف «الجغرافية المناخية والنباتية». الاسكندرية، ١٩٧٤.

ـــ عبد الرحمن حميدة «علم المناخ». دمشق، ١٩٦٩.

ـــ علي حسن موسى «التلوث الجوي». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٠.

ـــ علي حسن موسى «مناخ سورية» دمشق، ١٩٧٩.

ـــ علي حسن موسى «المناخ العملي» دمشق، ١٩٧٩.

ـــ علي حسن موسى «الرصد والتنبؤ الجوي» دمشق، ١٩٨٦.

ـــ علي حسن موسى «التبخر النتح الممكن ومدلولاته الحيوية والمناخية» مجلة جامعة دمشق، عدد٧، ١٩٨٧.

ـــ علي حسن موسى «الوجيز في المناخ التطبيقي» دمشق، ١٩٨٢.

ـــ علي حسن موسى «المناخ والأرصاد الجوية» دمشق، ١٩٨٧.

ـــ علي حسن موسى «المعجم الجغرافي المناخي». دار الفكر، دمشق، ١٩٨٠.

ـــ علي حسن موسى «العواصف والأعاصير». دار الفكر، دمشق، ١٩٨٩.

ـــ علي حسن موسى «الأوزون الجوي». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٠.

ـــ علي حسن موسى «الاستمطار». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٤.

ـــ علي حسن موسى «البقع الشمسية ودورها في التغيرات المناخية». دار الفكر، دمشق، ١٩٩٩.

ـــ علي حسن موسى «المناخ في التراث العربي». دار الفكر، دمشق، ٢٠٠١.

ـــ علي عبد الوهاب شاهين «محاضرات في جغرافية المناخ والنبات» جامعة بيروت العربية، ١٩٦٥.

ـــ 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 الزالق «الأرصاد الجوية والطيران» حلب، ١٩٧٣.

— محمود حامد محمد «الميتيورولوجيا، أو ظواهر الجو في الدنيا ومصر خاصة» القاهرة، ١٩٤٠.

— نابير شو «قصة الطقس» مترجم، القاهرة، ١٩٥٦.

— نعمان شحادة «علم المناخ» عمان، ١٩٨٣.

— نعمان شحادة «المناخ العملي» عمان، ١٩٨٢.

٢ــ 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 Meleorology». 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; «Cauces 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 -973.
- Pagney.P; «Les Climats de la Terre». Paris, 1970.
- Palmen,S; «The Role of Atmosperic 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 Approch 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 Forcasting». Monthly Weather Review, vol. 56, 1928.
- W.M.O; «International Cloud Atlas». Geneva, 1956.
- W.M.O; «Guide to Meteorological Instrunments and Observing Practices». No. 8, Tp.3.

Damascus University

المدقق اللغوي

أ.د.علي أبو زيد

حقوق الطبع والترجمة والنشر محفوظة
لمديرية الكتب والمطبوعات