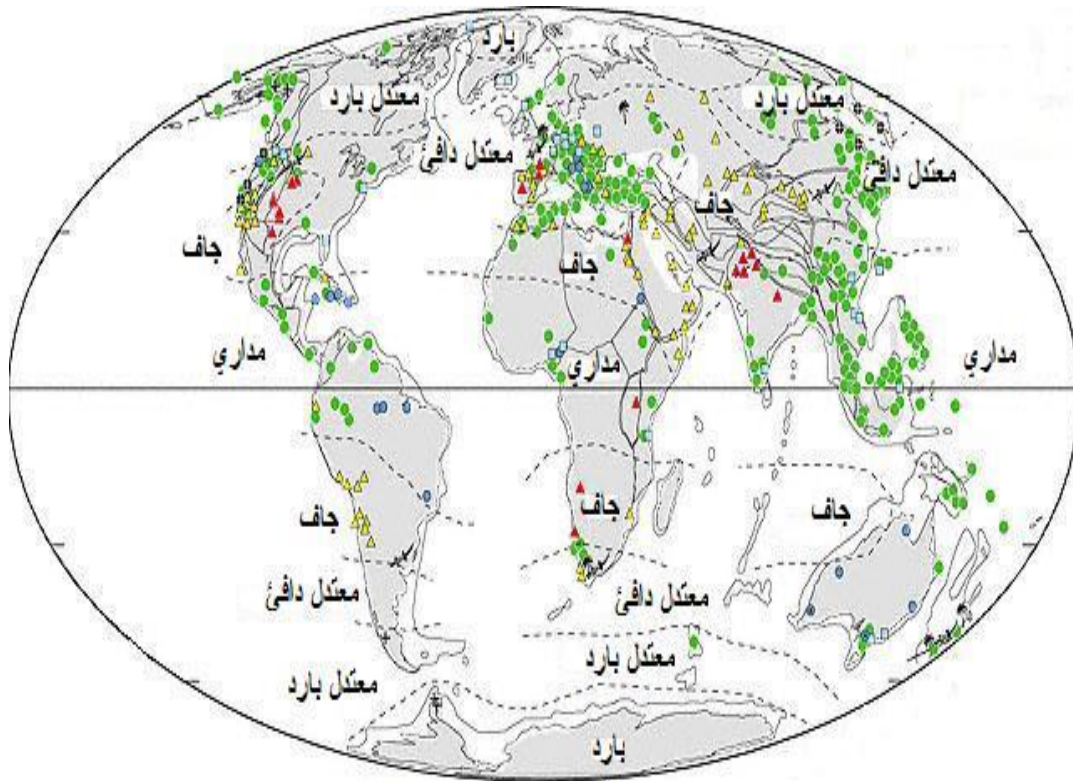


المناخ والأقاليم المناخية



مناخ الميوسين Miocene

تأليف

الأستاذ الدكتور قصي عبد المجيد السامرائي

٢٠٠٧

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

أَلَمْ تَرَ أَنَّ اللَّهَ يَرْجِي سَحَابًا ثُمَّ يُؤَلِّفُ بَيْنَهُ ثُمَّ يَجْعَلُهُ رُكَامًا فَتَرَى الْوَدْقَ
يَخْرُجُ مِنْ خِلَالِهِ وَيُنْزِلُ مِنَ السَّمَاءِ مِنْ جِبَالٍ فِيهَا مِنْ بَرَدٍ فَيُصِيبُ بِهِ مَنْ
يَشَاءُ وَيَصْرِفُهُ عَنْ مَنْ يَشَاءُ يَكُاثٌ سَنَا بَرْقُهُ يُذْهِبُ بِالْأَبْصَرِ * يُقَلِّبُ اللَّهُ اللَّيْلَ
وَالنَّهَارَ إِنَّ فِي ذَلِكَ لَعِبْرَةً لَأُولِي الْأَبْصَرِ *

سورة النور

الآيات ٤٣ و ٤٤

شكر وتقدير

لا يسعني وأنا انهي هذا الكتاب إلا أن أتقدم بالشكر والعرفان لكل من قدم لي يد العون بكلمة أو استشارة أو معلومة أو خارطة أو شكل أو جدول. إن الجهد المبذول في هذا الكتاب لم يكن ممكناً أن يتم ويخرج الكتاب بهذا الشكل لولا الدعم المتواصل أولاً من عائلتي، زوجتي، وولداي وابنتاي. فقد وفروا لي كل ما احتاجه من راحة ووقت الذي كان غالباً على حساب الوقت المخصص لهم، فلهم مني كل الحب والتقدير والشكر. ولا يفوتني أن أشكر عائلتي، والذي رحمة الله الذي وافته المنية أثناء إعداد الكتاب ووالدتي وأخوتي وأخواتي وعوائلهم رعاهم الله وحفظهم من كل مكروه يحقق ببلدي جراء الاحتلال.

كما أتقدم بالشكر الجزيل المتواصل لأساتذة قسم الجغرافية، كلية الآداب، جامعة بغداد على المساعدة والتشجيع لإخراج هذا الكتاب، وأدعو الله ألعلي القدير أن يحفظهم ويرعاهم من الشرور. كما أتقدم بشكري إلى طالبتي من اليمن في كلية التربية عمران سؤينة حسين ساري التي قامت برسم عدد من الأشكال والخرائط لهذا الكتاب. شكري وتقديري يمتد ويتواصل إلى جميع الأخوة الذين عرفتهم في اليمن، أدعو الله أن يوفق الجميع.

المحتويات

الصفحة	الفصل أو المبحث
١٣ - ٢٣	الفصل الأول: المناخ
١٣	١-١ تعريف المناخ
١٤	٢-١ تطور علم المناخ
١٩	٣-١ الفروع الرئيسية للمناخ
٢٢	٤-١ مصطلحات المناخ
٢٤ - ٣٤	الفصل الثاني: العوامل المؤثرة في المناخ
٢٥	١-٢ العامل الخارجي: الإشعاع
٣٠	٢-٢ العوامل الداخلية
٣٠	١-٢-٢ الدورة العامة للغلاف الغازي
٣٢	٢-٢-٢ دورة الكتل الهوائية
٣٢	٣-٢-٢ التضاريس
٣٣	٤-٢-٢ اليابس والماء
٣٤	٥-٢-٢ التيارات البحرية
٣٥ - ٧٦	الفصل الثالث: التوزيع الجغرافي لأهم عناصر المناخ والعوامل المؤثرة فيه
٣٦	١-٣ التوزيع الجغرافي للإشعاع
٤٠	٢-٣ التوزيع الجغرافي لدرجة الحرارة
٤٩	٣-٣ التوزيع الجغرافي للتساقط
٥٥	٤-٣ التوزيع الجغرافي للضغط الجوي والدورة العامة للرياح
٦٦	٥-٣ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية
٧٠	٦-٣ التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية
٧٧ - ١١٠	الفصل الرابع: التصنيف المناخي
٧٨	١-٤ مفهوم التصنيف المناخي وشروطه
٨٠	٢-٤ لماذا التصنيف المناخي
٨١	٣-٤ مفهوم المناخ القاري والمناخ البحري
٨٣	٤-٤ أنواع التصنيفات المناخية
٩٥	٥-٤ مناخ قارة افترضية
١٠١	٦-٤ تصنيف المناخ لكوبن
١١١ - ١٤٦	الفصل الخامس: إقليم المناخ الاستوائي
١١٢	١-٥ مفهوم الإقليم المناخي
١١٣	٢-٥ أقاليم المناخ الاستوائي والمداري A
١١٥	١-٢-٥ المناخ الاستوائي المطير Af
١٢١	٢-٢-٥ المناخ الموسمي Am
١٢٧	٣-٢-٥ مناخ السفانا Aw
١٣٣	٣-٥ مناخ خلية هادلي
١٣٧	٤-٥ الشواذ المناخية للأقاليم الاستوائية
١٤٧ - ١٧٣	الفصل السادس: إقليم المناخ الجاف وشبه الجاف
١٤٨	١-٦ المناخ الجاف وشبه الجاف
١٥٠	٢-٦ المناخ الجاف الحار
١٥٦	٣-٦ المناخ شبه الجاف الحار
١٥٨	٤-٦ المناخ الجاف البارد
١٦٠	٥-٦ المناخ شبه الجاف البارد
١٦٢	٦-٦ المناخ الصحراوي الساحلي
١٦٤	٧-٦ الشواذ المناخية للأقاليم الجافة وشبه الجافة

١٧٣ - ٢٠٩	إقليم المناخ المعتدل الرطب	الفصل السابع:
١٧٥	المناخ المعتدل ذي الأمطار الصيفية	١-٧
١٧٩	مناخ البحر المتوسط	٢-٧
١٨٩	المناخ المعتدل المطير	٣-٧
١٩٤	مناخ خلية روزبي	٤-٧
١٩٧	الشواذ المناخية لأقاليم المناخ الرطب	٥-٧
٢١٠ - ٢٣٣	أقاليم المناخ البارد والقطبي والجلي	الفصل الثامن:
٢١١	المناخ البارد المطير	١-٨
٢١٤	المناخ البارد ذي الأمطار الصيفية	٢-٨
٢١٦	الشواذ المناخية للمناخ البارد الرطب	٣-٨
٢٢١	مناخ التندرا	٤-٨
٢٢٣	المناخ المتجمد	٥-٨
٢٢٦	مناخ الخلية القطبية	٦-٨
٢٢٩	مناخ المرتفعات	٧-٨
٢٣٤ - ٢٦٠	التحديات المناخية	الفصل التاسع:
٢٣٥	تعريف وتحديد أسباب التبدلات المناخية	١-٩
٢٤٦	كيفية الكشف عن مناخ الماضي	٢-٩
٢٤٧	المناخ عبر العصور الجيولوجية	٣-٩
٢٥٣	نماذج التبدل المناخي	٤-٩
٢٥٥	أثر التأثير الاسترجاعي على المناخ	٥-٩
٢٥٦	أثر التبدل المناخي على مظاهر الحياة	٦-٩
٢٥٩	التنبؤ بالمناخات المستقبلية	٧-٩
٢٦١ - ٢٨٩	السيطرة على المناخ ومناخ المدينة	الفصل العاشر:
٢٦٢	الآثار السلبية للنشاط البشري على المناخ	١-١٠
٢٦٣	محدودية عمل الإنسان في مجال السيطرة على المناخ	٢-١٠
٢٦٩	مناخ المدينة كنموذج	٣-١٠
٢٩٠ - ٢٩٣		المصادر

الأشكال والخرائط

الصفحة	العنوان	التسلسل
١٥	توزيع مناطق المناخ على الكرة الأرضية كما يراها الإغريق.	الشكل ١-١
١٧	الدورة العامة للرياح كما تصورها هالي.	الشكل ٢-١
٢٠	الأقسام الرئيسية للمناخ مع طرق التحليل ومقياس دراسته.	الشكل ٣-١
٢٦	الموازنة الإشعاعية للأرض وتبين كمية الأشعة الداخلة والخارجة	الشكل ١-٢
٢٨	الإشعاع العمودي والإشعاع المائل.	الشكل ٢-٢
٣١	الدورة العامة للغلاف الغازي مع الخلايا المكونة لها.	الشكل ٣-٢
٣٣	توزيع مصادر الكتلة الهوائية على قارة افتراضية.	الشكل ٤-٢
٣٨	توزيع الإشعاع الشمسي لشهر حزيران والذي يمثل الصيف.	الخريطة ١-٣
٣٩	توزيع الإشعاع الشمسي لشهر كانون الأول الذي يمثل الشتاء.	الخريطة ٢-٣
٤١	توزيع الإشعاع الشمسي السنوي على العالم.	الخريطة ٣-٣
٤٤	التوزيع الفصلي لدرجة الحرارة لشهر تموز.	الخريطة ٤-٣
٤٦	التوزيع الجغرافي الفصلي للحرارة في شهر كانون الثاني.	الخريطة ٥-٣
٤٧	توزيع المعدل السنوي لدرجة الحرارة في العالم.	الخريطة ٦-٣
٤٨	التوزيع الجغرافي للمدى الحراري السنوي على العالم.	الخريطة ٧-٣
٥١	المجموع الفصلي للأمطار في ستة أشهر الصيف.	الخريطة ٨-٣
٥٢	المجموع الفصلي للأمطار في ستة أشهر الشتاء.	الخريطة ٩-٣
٥٤	توزيع المجموع السنوي للأمطار.	الخريطة ١٠-٣
٥٦	توزيع معدل الضغط الجوي السنوي على سطح الأرض.	الخريطة ١١-٣
٥٨	توزيع الضغط الجوي لشهر تموز.	الخريطة ١٢-٣
٦٠	توزيع الضغط الجوي لشهر كانون الثاني.	الخريطة ١٣-٣
٦٢	توزيع الضغوط والرياح العامة والتيارات الصاعدة والهابطة.	الشكل ١٤-٣
٦٣	الرياح الموسمية واتجاهات هبوبها في الصيف والشتاء.	الشكل ١٥-٣
٦٤	طبقات الجو العليا والمستويات التي يتم فيها قياس الضغط.	الشكل ١٦-٣
٦٥	الأمواج العليا ويظهر الانبعاج والأخدود.	الشكل ١٧-٣
٦٧	نموذج للتيار النفث كما يظهر في المستوى ٣٠٠ مليبار.	الشكل ١٨-٣
٦٩	التوزيع الفصلي للكتل الهوائية في شهر تموز.	الخريطة ١٩-٣
٧١	التوزيع الفصلي للكتل الهوائية في شهر كانون الثاني.	الخريطة ٢٠-٣
٧٢	تأثير الرياح على حركة التيارات البحرية.	الشكل ٢١-٣
٧٤	التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية بنوعها	الخريطة ٢٢-٣
٧٥	حركة التيار الاستوائي الراجع والذي يكون ظاهرة النينو	الخريطة ٢٣-٣
٨٦	توزيع الجفاف على العالم حسب دي مارتون.	الخريطة ١-٤
٨٨	الأقاليم المناخية حسب اوستن ملير.	الخريطة ٢-٤
٩٦	توزيع درجة الحرارة على القارة الافتراضية.	الشكل ٣-٤
٩٧	توزيع الأمطار على القارة الافتراضية.	الشكل ٤-٤
٩٩	الأمطار حسب فصول سقوطها على القارة الافتراضية.	الشكل ٥-٤
١٠٠	توزيع الأقاليم المناخية كما تظهر على القارة الافتراضية.	الشكل ٦-٤
١٠٢	توزيع الأقاليم المناخية حسب تصنيف كوبن.	الخريطة ٧-٤
١٠٣	الحدود الرئيسية للحرارة كما وضعها كوبن.	الشكل ٨-٤
١١٣	الحدود المناخية للإقليم الاستوائي	الخريطة ١-٥
١١٦	التوزيع الجغرافي للإقليم المناخي الاستوائي المطير والموسمي.	الخريطة ٢-٥
١١٨	مقطع من المحيط الهادي، وفيه التيار الاستوائي الشمالي والجنوبي والمرتد.	الخريطة ٣-٥
١١٩	دورة ولكر الأول يبين الحالة الاعتيادية والثاني يبين حالة النينو	الخريطة ٤-٥
١٢٠	الشكل الأول الحالة الاعتيادية للرياح الشرقية والثاني حالة النينو	الخريطة ٥-٥
١٢٤	عين الإعصار وتظهر واضحة على شكل منطقة خالية من الغيوم.	الشكل ٦-٥
١٢٦	مناطق تكون الأعاصير المدارية ومساراتها في العالم.	الخريطة ٧-٥
١٣١	الأولى تقدم الرياح الموسمية والثانية عودة الرياح الموسمية	الخريطة ٨-٥

١٣٣	التوزيع الجغرافي للإقليم الرطب-الجاف Aw.	الخريطة ٩-٥
١٣٤	موقع خلية هادلي من الدورة العامة للرياح والمناخات المرافقة.	الشكل ١٠-٥
١٣٧	مواعيد تقدم الرياح الغربية الاستوائية والجبهة الاستوائية إلى الجنوب والشرق فوق البرازيل في فصلي الربيع والصيف	الخريطة ١١-٥
١٣٨	التباين السنوي للأمطار في ثلاث محطات في حوض الأمازون، بيوبس Obidos، بالم Balem، اوبيدوز Obidos	الشكل ١٢-٥
١٣٩	المنطقة الجافة في شرق البرازيل.	الخريطة ١٣-٥
١٤١	كمية الأمطار السنوية على طول الساحل الغربي الأفريقي.	الخريطة ١٤-٥
١٤٢	صورة بالأقمار الصناعية حسب مسقط مركبتور تظهر الإقليم الاستوائي في شرق ووسط المحيط الهادئ	الشكل ١٥-٥
١٥١	التوزيع الجغرافي للصحاري الحارة في العالم.	الخريطة ١-٦
١٥٣	نسبة تذبذب الأمطار في مناطق العالم المختلفة.	الخريطة ٢-٦
١٥٤	صورة لعاصفة غباريه تبين إن الجبهة الباردة أثارت كميات من التراب	الشكل ٣-٦
١٥٥	صورة عبر الأقمار الصناعية لعاصفة ترابية امتدت من فوق الصحراء الكبرى إلى المحيط الأطلسي ولمسافة كبيرة	الشكل ٤-٦
١٦٠	التوزيع الجغرافي للصحاري الباردة والمناطق شبه الجافة الباردة	الخريطة ٣-٦
١٦٤	الصحاري الساحلية (الضباب) حيث تظهر مرافقة للتيار البحري البارد	الخريطة ٤-٦
١٦٧	منحنى بياني للأمطار السنوية رسم حسب دوائر العرض لخمس محطات تقع في صحاري ساحلية في العروض المدارية	الشكل ٥-٦
١٦٨	شكل بياني مركب من ١٧ محطة للمجموع السنوي للأمطار في الأراضي المنخفضة غرب الانديز	الشكل ٦-٦
١٧٠	الضغط الجوي ومنظومة الرياح خلال واحدة من الفترات المطيرة الغير اعتيادية في صحراء بيرو	الشكل ٧-٦
١٧١	التباين السنوي للتساقط في محطة شبه مدارية صحراوية	الشكل ٨-٦
١٧٧	رسم تخطيطي لغيمة تراكمية مزنية ويظهر فيها التيار الصاعد والهابط والدوامات المكونة للبرد	الشكل ١-٧
١٧٨	صورة لغيمة رعدية عليها مواقع الشحنات السالبة والموجبة وكيفية تكون البرق بين داخل الغيمة أو بين الغيمة والأرض	الشكل ٢-٧
١٨٠	التوزيع الجغرافي للإقليم المعتدل الرطب ذي الأمطار الصيفية.	الخريطة ٣-٧
١٨٤	مراحل تكون المنخفض الجوي يبدأ بجبهة ثابتة وينتهي بمنخفض جبهوي	الشكل ٤-٧
١٨٥	الشكل أ يوضح الجبهة الدافئة وتسلق الهواء الدافئ فوق الهواء البارد، الشكل ب يوضح الجبهة الباردة وقلع الهواء البارد للهواء الدافئ.	الشكل ٥-٧
١٨٧	توزيع مناطق تكون المنخفضات الجوية ومساراتها ومناطق تأثيرها	الخريطة ٦-٧
١٨٨	مواقع وجود مناخ البحر المتوسط حول الحوض وفي مناطق بعيدة	الخريطة ٧-٧
١٩١	التوزيع الجغرافي للإقليم المعتدل الرطب بنوعية القاري والبحري.	الخريطة ٨-٧
١٩٥	موقع خلية روزبي من الكرة الأرضية.	الشكل ٩-٧
١٩٨	درجة الحرارة بالمووية والأمطار بالمليمتر في محطة سان فرانسيسكو لكل يوم من سنة ١٩٥٤	الشكل ١٠-٧
١٩٩	فصول تساقط أكبر كمية من الأمطار في الأراضي المحاذية للمتوسط	الخريطة ١١-٧
٢٠٠	الطرق الرئيسية للمنخفضات الجوية الشتوية في حوض البحر المتوسط	الخريطة ١٢-٧
٢٠٠	اتجاه حركة الرياح في حوض البحر المتوسط في ك ٢ وتموز	الخريطة ١٣-٧
٢٠٢	الأمطار الشتوية أغزر من الأمطار الصيفية في منطقة واسعة من المناخ المعتدل الرطب في جنوب شرق الولايات المتحدة	الخريطة ١٤-٧
٢٠٤	معدل كل خمسة أيام من الأمطار موزعة على السنة لخمس محطات في اليابان شبه المدارية	الشكل ١٥-٧
٢٠٤	اضطراب ضعيف لبداءة الصيف في المنطقة المدارية من شرق آسيا	الخريطة ١٦-٧
٢٠٦	خطوط المطر المتساوي تبين موقع المنطقة المعتدلة التساقط.	الشكل ١٧-٧
٢٠٦	التباين الشهري للأمطار في محطة سكيوم في ولاية واشنطن.	الشكل ١٨-٧
٢٠٧	الضغط والرياح وحرارة المحيط على طول ساحل المحيط الهادئ للولايات المتحدة الأمريكية في منتصف الصيف	الشكل ١٩-٧

٢٠٨	التكرار السنوي للمنخفضات الجوية في أوروبا ومركز ضغط واطى	الخريطة ٧-٢٠
٢١٥	التوزيع الجغرافي للإقليم المناخي البارد الرطب، وذى الأمطار الصيفية.	الخريطة ٨-١
٢١٩	كميات الأمطار ودرجات الحرارة في محطة مناخها معتدل قاري، ذات الصيف القصير البارد	الشكل ٨-٢
٢٢٣	التوزيع الجغرافي لمناخ التندرا ET.	الخريطة ٨-٣
٢٢٥	المعدل السنوي لدرجة الحرارة في جزيرة كرينلند.	الخريطة ٨-٤
٢٢٦	التوزيع الجغرافي للمعدل السنوي لدرجة الحرارة للقارة القطبية الجنوبية	الخريطة ٨-٥
٢٢٧	التوزيع الجغرافي للمناخ القطبي بنوعية المتجمد والتندرا.	الخريطة ٨-٦
٢٢٨	موقع الخلية القطبية من الكرة الأرضية.	الشكل ٨-٧
٢٣٠	تدرج المناخ بالمنطقة الجبلية حسب الارتفاع.	الشكل ٨-٨
٢٣١	كيفية تكون رياح ألفوهن.	الشكل ٨-٩
٢٣٧	حركة القارات عبر العصور الجيولوجية حسب نظرية حركة الصفائح.	الخريطة ٩-١
٢٤٠	الشكل الدائري والشكل البيضوي لدوران الأرض حول الشمس.	الشكل ٩-٢
٢٤١	اختلاف ميلان محور الأرض.	الشكل ٩-٣
٢٤٢	اختلاف اتجاه محور الأرض.	الشكل ٩-٤
٢٧١	تأثير أبنية المدينة على تضخيم كمية الإشعاع الشمسي الواصل للأرض	الشكل ١٠-١
٢٧١	ارض الريف لخلوها من الأبنية تستلم كمية من الطاقة اقل من المدينة	الشكل ١٠-٢
٢٧٢	صورة بالأشعة تحت الحمراء لسيارة مشغلة تبين المناطق الساخنة	الشكل ١٠-٣
٢٧٥	خيمة الغبار فوق بعض المدن والناطقة من التسخين الشديد ووجود الملوثات في جو المدينة	الشكل ١٠-٤
٢٧٦	اختلاف درجات الحرارة بين محطة وسط المدينة ومحطة مطار المدينة	الشكل ١٠-٥
٢٧٧	الإشعاع الشمسي الواصل إلى المدينة اقل من الإشعاع الواصل إلى الضواحي وكذلك إلى الريف المجاور	الشكل ١٠-٦
٢٧٨	السير اليومي للحرارة في مدينة فيينا وضواحيها لشهري شباط وتموز	الشكل ١٠-٧
٢٨١	توزيع درجة الحرارة السنوية في مدينة واشنطن.	الخريطة ١٠-٨
٢٨٢	توزيع درجة الحرارة في مدينة سان فرانسيسكو في أمسية ربيعية.	الخريطة ١٠-٩
٢٨٧	توزيع الأمطار السنوية في مدينة واشنطن.	الخريطة ١٠-١٠
٢٨٨	توزيع مجموع الأمطار السنوية لمنطقة واشنطن العاصمة.	الخريطة ١٠-١١

المجداول

الصفحة	العنوان	الجدول
٢٧	قيمة زاوية سقوط الإشعاع على دوائر عرض مختلفة.	الجدول ١-٢
٢٩	طول النهار بالساعة حسب دوائر العرض المختلفة ولانقلابين.	الجدول ٢-٢
٤٥	المعدل السنوي لدرجة الحرارة حسب دوائر العرض.	الجدول ١-٣
٦٨	أنواع أكتل ألوهانية وصفاتها.	الجدول ٢-٣
٩١	معاني الرموز وقيمها والنوع المناخي المقابل لها.	الجدول ١-٤
٩١	قيمة قرينة الجفاف والفصل الجاف مع الرمز المعبر عنه.	الجدول ٢-٤
٩١	قيمة قرينة الرطوبة والفصل الرطب مع الرمز المعبر عنه.	الجدول ٣-٤
٩٢	قيمة فاعلية الحرارة والمناخ المعبر عن القيمة ورمزها.	الجدول ٤-٤
٩٢	قيم التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة والنوع المناخي المعبر عنها ورمزها	الجدول ٥-٤
٩٣	قيم نتائج المعادلة (معامل الرطوبة) والنموذج المناخي.	الجدول ٦-٤
٩٣	قيم معامل اعتدال المناخ ونوع المناخ المصاحب له.	الجدول ٧-٤
٩٤	شعور الإنسان بالراحة حسب درجة الحرارة.	الجدول ٨-٤
٩٤	قيم قرينة الراحة حسب معادلة ثوم.	الجدول ٩-٤
١١٧	معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمناخ استوائي	الجدول ١-٥
١٢٢	معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات استوائية Am	الجدول ٢-٥
١٢٩	معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات استوائية Aw	الجدول ٣-٥
١٤٩	كمية الأمطار المطلوبة في درجات الحرارة المختلفة وفي فصول تساقط مختلفة ليصبح الإقليم رطباً وكمية الأمطار المطلوبة للفصل بين الإقليم الجاف وشبه الجاف	الجدول ١-٦
١٥١	المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات صحراوية حارة	الجدول ٢-٦
١٥٧	المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات شبه جافة حارة	الجدول ٣-٦
١٥٩	المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات جافة باردة	الجدول ٤-٦
١٦١	المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات شبه جافة باردة	الجدول ٥-٦
١٦٣	المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات جافة باردة ساحلية	الجدول ٦-٦
١٧٥	معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات معتدلة أمطارها صيفية Cw	الجدول ١-٧
١٨١	معدلات درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات معتدلة أمطارها شتوية Cs	الجدول ٢-٧
١٩٠	معدلات درجة الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات مختارة للمناخ شبه المداري المعتدل الرطب (مناخ شرق القارات) Cfa	الجدول ٣-٧
١٩٢	معدلات درجة الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات مختارة لمناخ العروض الوسطى المعتدل الرطب (مناخ غرب القارات) Cfb	الجدول ٤-٧
٢١٢	معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية للمناخ البارد الرطب Df	الجدول ١-٨
٢١٦	معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لإقليم المناخ البارد ذي الأمطار الصيفية Dw	الجدول ٢-٨
٢١٧	بعض درجات الحرارة لبعض القارات في دوائر عرض مختارة.	الجدول ٣-٨
٢٢٢	معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية للتندرا ET.	الجدول ٤-٨

الجدول ٥-٨	معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية للمناخ المتجمد .EF	٢٢٤
الجدول ٦-٨	معدل درجة الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمناخ المرتفعات .H	٢٣٢
الجدول ١-٩	العصور الجليدية والفترات الدافئة خلال عهد البليستوسين، من الأحدث إلى الأقدم.	٢٥١
الجدول ١-١٠	الاختلاف بين معدل درجة الحرارة السنوي في المدينة عن الريف المجاور بالدرجة المئوية	٢٨٠
الجدول ٢-١٠	سرعة الرياح المطلوبة لتبديد الجزيرة الحرارية نسبة إلى عدد سكان المدينة	٢٨٠
الجدول ٣-١٠	الفرق في سرعة الرياح بين وسط مدينة لندن ومطارها.	٢٨٥

بسم الله الرحمن الرحيم

المقدمة

شهد علم المناخ في الفترة الأخيرة تطوراً ملحوظاً. فقد عمل ظهور الحاسوب وصور الأقمار الفضائية وتقدم العلوم على المساعدة في تفسير بعض الظواهر المناخية التي لم يكن لها تفسير حتى منتصف القرن العشرين. بالإضافة إلى التطور الكبير الذي تشهده الدراسات المناخية الشمولية والتي ساعدت على إعادة تفسير الكثير من الظواهر المناخية المستعصية. فالقول بأن هناك ترابط بين ما يحدث على سطح الأرض وما يظهر في طبقات الجو العليا أحدث ثورة في التفكير المناخي، حيث فتحت هذه الفرضية باباً واسعاً أمكن النظر من خلاله إلى الظواهر المناخية بشكل أفضل من السابق. كما إن الأسلوب الكمي في البحث هيئ السبل لفهم العلاقات التي تربط بين عناصر المناخ والكثير من الظواهر الحياتية. كل هذا التطور يستلزم إعادة الكتابة في موضوع المناخ بما يتلاءم مع هذا التطور، بالإضافة إلى حاجة المكتبة العربية الماسة إلى الكثير من الكتابات في موضوع المناخ بالذات وذلك لندرة الكتابات النوعية في هذا المجال الحيوي.

إن الكتابة في المناخ تلاقي صعوبة كبيرة ولكنها متعة بنفس الوقت، فالصعوبة تكمن في عدم الوصول إلى حلول لبعض المشاكل في المناخ مما يبقي الباب مفتوحاً للتطور. في حين أن المتعة تكمن في إن الاكتشافات الحديثة في هذا المجال فتحت نافذة مهمة نطل من خلالها على الطبيعة التي نعيش فيها لنفهمها أكثر.

يحتوي هذا الكتاب على استعراض سريع للعناصر المناخية، كالإشعاع الشمسي، والحرارة، والضغط الجوي، والرياح، والتساقط، والعوامل المؤثرة في هذه العناصر مثل الكتل الهوائية، والتيارات البحرية. وقد ركز الكتاب على التوزيع الجغرافي لهذه العناصر والعوامل المؤثرة على هذا التوزيع لإعطاء فكرة واضحة للقارئ عن هذا التوزيع مما يساعده على فهم أفضل للأقاليم المناخية التي هي هدف هذا الكتاب. كما احتوى الكتاب على استعراض التصنيفات المناخية وأنواعها، وقد تم التركيز على تصنيف كوبن. فقد شرح هذا التصنيف بإسهاب وذلك لأن شرح صفات هذه الأقاليم المناخية سيعتمد على ما جاء به كوبن. لذلك شرحت الأقاليم الرئيسية الخمسة التي جاء بها كوبن. كما تطرق الكتاب إلى أسباب التبدلات المناخية، وتأثيرها على الحياة البشرية. وأخيراً فقد ناقشنا في النهاية مناخ المدينة وتداعياته على الحياة ومناخ المنطقة بما يسهل تتبع ظهور الجزيرة الحرارية التي تشكل مشكلة كبيرة في الوقت الحاضر. ومن الله الهداية والتوفيق.

المؤلف

٢٠٠٧-٣-٢٦

الفصل الأول

المناخ

- ١-١ تعريف المناخ
- ٢-١ تطور علم المناخ
- ٣-١ الفروع الرئيسية للمناخ
- ٤-١ مصطلحات المناخ

المناخ

Climatic Definition

١-١ تعريف المناخ:

يتراوح تعريف المناخ Climate بين البسيط، فهو مجرد معدل حالة الطقس بعناصره المختلفة . وبين التعريف المطول، والذي يحتوي على تفاصيل كثيرة يحتويها المناخ، فهو معدل توزيع عناصر المناخ كالإشعاع الشمسي، والحرارة، والضغط، والرياح، والتساقط، والرطوبة، والكتل الهوائية. بل يضيف إليها البعض مظاهر مناخية كالتغيم والعواصف الترابية. كما إن المناخ يعتمد المدى والتباين لا ظهار طبيعة العنصر المناخي. وبالرغم من وجود بعض الاختلافات البسيطة في تعريف المناخ، إلا إن الباحثين يجمعون على أن المناخ هو معدل حالة الجو. فيعرفه نعمان شحاذه بأنه " الخصائص الرئيسية المميزة لحالة الجو في منطقة معينة ولمدة طويلة". ويعرفه جرفت ودرسكول بأنه "تركيب حالة الطقس وبأنه أكثر من معدل حالة الطقس، بل يتعداه إلى التباين في قيم العناصر وتوزيعها". بينما يجمع عدد كبير من الباحثين العرب المحدثين على أن المناخ هو معدل حالة الجو ولفترة زمنية طويلة. كما يعرفه أولفر على أنه مجموع حالات الطقس. وقد جاء في الانسكلوبيديا المناخية على أنه معدل الحالة الفيزيائية للجو مع الاختلافات الإحصائية في الوقت والمكان. ويعرفه تريورثا على أنه مجموع معدل حالات الجو بعناصره المختلفة. وبذلك نرى إن جميع التعاريف تتفق على أنه معدل الحالات الجوية ولفترة زمنية طويلة. وتركز البحوث الحديثة على أن المناخ ليس مجرد معدل حالة الطقس، بل يتعداه إلى تركيب وتحليل هذه المعدلات ولفترة زمنية طويلة.

أما علم المناخ Climatology فانه العلم الذي يدرس ويصف ويحلل ويربط عناصر المناخ المشار إليها ولفترة قد تطول أو تقصر. فقد بدا علم المناخ وصفيًا، ثم تطور ليتحول إلى التحليل والربط. أما بالنسبة إلى الفترة الزمنية فقد كان التركيز سابقًا على أن الدراسات المناخية لا تصح إلا إذا كانت فترة الدراسة ثلاثون سنة أو أكثر. باعتبار إن المعدل يكون اقرب إلى الثبات واقرب إلى التعبير عن حالة المناخ إذا كان لفترة ثلاثين سنة، وهذا ما أطلق عليه الدورة المناخية Climatic cycle . ولكن بدأت تظهر في الآونة الأخيرة دراسات تعتمد على فترة اقصر. فبعد أن اقتنع الباحثون إن المناخ بعيد عن الثبات، وأن فترة الثلاثين سنة التي اعتمدت سابقًا تتباين معدلاتها بين كل ثلاثين سنة وأخرى، ظهرت دراسات مناخية تناولت فترة اقصر، مثل شهر، أو سنة، أو عدة سنوات. أن هذه التطورات التي أدخلت على الدراسات المناخية كان لها ما يبررها.

المناخ إذاً هو معدل تكرار الظاهرة وتوزيعها الجغرافي، بينما علم المناخ هو الوسيلة التي تدرس هذه الظاهرة وتحللها أي تحاول أن تجد لها تفسيرًا علميًا لتبايناتها. ومن هذا المنطلق نقول أن الدراسات المناخية هي دراسات جغرافية، وإن الجغرافي أقدر من غيره على إعطاء صورة شمولية لمناخ منطقة ما. فالنظرة الشمولية التي يمتلكها الجغرافي تؤهله أن يحلل عناصر المناخ ويربط بينها، ويجد لها التفسير المرتبط بالمكان الذي تحدث فيه. وبذلك يعد المناخ من فروع الجغرافية Geography المهمة والتي لأغنى لأي جغرافي عنها. فهو يؤثر في العديد من الظواهر الجغرافية المهمة وكذلك يتأثر بها.

يؤثر المناخ بشكل مباشر على النشاطات الاقتصادية للإنسان، كالزراعة والصناعة والنقل. كما يؤثر على توزيع السكان وطرز البناء ونوع الملابس. كما يؤثر المناخ بشكل مباشر في أشكال سطح الأرض والمياه والتربة والنبات الطبيعي. ويؤثر المناخ بشكل غير مباشر في العديد من النشاطات البشرية والطبيعية. بل لا نجانب الحقيقة إذا قلنا لا يوجد فرع من فروع الجغرافية البشرية والطبيعية لا يؤثر فيه المناخ بشكل مباشر أو بشكل غير مباشر. وعليه تصبح دراسات المناخ من الدراسات الأساسية لكل فرع من فروع الجغرافية، وكذلك للعلوم الأخرى لما لها من تأثير عليها.

Climatology Development

٢-١ تطور علم المناخ

شهد علم المناخ تطوراً كبيراً عبر العصور، وخاصة خلال العصر الحالي. فقد كانت دراسة المناخ ومنذ البداية تعتمد على الملاحظة والتتبع، ثم انتقلت إلى التسجيل والتحليل، ثم إلى التنبؤ. وفيما يأتي متابعة لأهم المحطات التي مرت بها الدراسات المناخية عبر العصور.

Classical -Climatology

١-٢-١ علم المناخ القديم

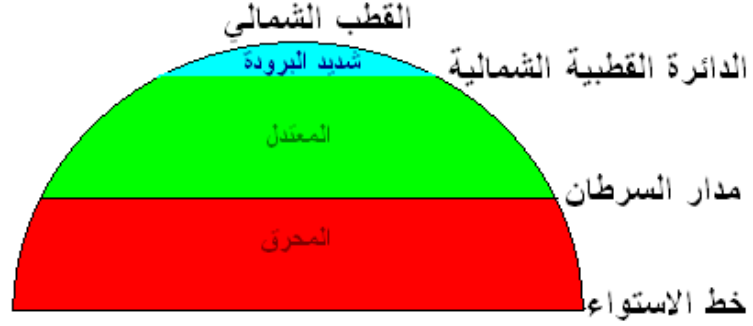
يمكننا أن نتصور إن الإنسان منذ أن وجد على هذه الأرض كان قد اهتم بالظواهر الجوية المحيطة به لما لها من تأثير مباشر على حياته. فلجوء الإنسان إلى ارتداء الملابس والبحث عن مسكن له هي من أولى المحاولات البشرية للتكيف مع مناخ المنطقة التي يسكنها. ثم تطورت العملية إلى مراقبة الظواهر الجوية Weather Phenomena Watch وما تسببه له من لحظات راحة أو انزعاج. فالأمطار واعتدال الحرارة والرياح الهابة على شكل نسيم كانت تسعده، بينما الأعاصير والفيضانات وارتفاع وانخفاض الحرارة الشديدين كانت تزعجه. ولأن الإنسان الأول كان عاجزاً عن تفسيرها فقد عمل على عبادتها اعتقاداً منه أن ذلك يجنبه أضرارها. لذلك ظهرت العديد من الآلهة المناخية، فقد عبد الإغريق (بوريس Boreas) إله الرياح وعبد المصريون (رع Ra) إله الشمس واعتبر جوبيتر Jupiter إله المطر عند الرومان، واعتبر (ثور Thor) إله الرعد عند الاسكندنيين. في حين قامت شعوب أخرى بتسجيل تكرار هذه الظواهر في محاولة أولية لفهمها ومن ثم التنبؤ بها. فالصينيون هم أول من سجل مواسم الفيضان منذ ٢٠٠٠ ق.م، وكان المزارعون الصينيين يراقبون حالة الجو ويحاولون فهم تأثيرها على مزروعاتهم. وبذلك تعتبر التسجيلات الصينية من أقدم التسجيلات المناخية على الإطلاق.

إن النظر إلى المناخ بشكل علمي ومنظم جاء على يد الإغريق. فقد قسم (بارميندس Parminides) في ٥٠٠ ق.م العالم إلى ثلاثة أقاليم حرارية وهي: أ- المنطقة المحرقة Torrid وهي المنطقة الاستوائية ب- المنطقة المعتدلة Temperate وهي منطقة حوض البحر المتوسط، ج- المنطقة الشديدة البرودة Frigid وهي مناطق شمال أوروبا والقطب (انظر الشكل ١-١). وكان بارميندس يعتقد أن المنطقة المحرقة خالية من السكان وأن المنطقة الشديدة البرودة سكانها متوحشين.

أول كتاب مناخي منهجي كان لأبقراط Hippocrates تحت عنوان (الهواء والماء والأماكن Air, Water, and Places) وذلك عام ٤٠٠ ق.م. ثم تلاه مؤلف أرسطو Aristoteles الموسوم الميتورولوجيا Meteorologica عام ٣٥٠ ق.م والذي اعتبر أول مؤلف في علم الأنواع الجوية. ثم توالى الفعاليات المختلفة لدراسة المناخ والأنواع الجوية حتى قام كيرهيستس Kyrhestes عام ١٠٠ ق.م بتصميم برج الرياح Tower of the Wind والذي يعد أول مرصد أنوائي في العالم. في حين لم يشهد علم المناخ في الفترة الرومانية أي تطور أو إضافات، واستمر الحال إلى بزوغ فجر الدولة العربية الإسلامية.

تعتبر إسهامات العرب المسلمين في علم المناخ إسهامات هامة. فالعرب المسلمون توفرت لهم فرصة التنقل بين أجزاء الدولة الإسلامية المترامية الأطراف والتي كانت تمتد من الصين إلى أسبانيا، ومن تركيا ووسط آسيا إلى جنوب السودان. هذه الأصقاع المترامية تحتوي على مناخات مختلفة. أما الفرصة الأخرى فهي إطلاعهم على التراث اليوناني الذي سبقهم وبذلك لم يبدعوا من الصفر. وكعادتهم فإن العلماء العرب زادوا ونقحوا وصححوا ما جاءهم من الإغريق. ولسنا هنا بصدد جرد شامل للتراث العربي الإسلامي في مجال المناخ ولكن سنتوقف عند أهم المحطات التي أسهمت في تطور هذا العلم.

أطلق العرب على المناخ لفظة نوء وجمعها أنواء، والنوء هو المطر. وبالرغم من أن معالجات موضوع المناخ كانت تأتي ضمناً أي ضمن المواضيع العامة، لكن لا يخلو التراث



الشكل ١-١: توزيع مناطق المناخ على الكرة الأرضية كما يراها الإغريق.

العربي الإسلامي من كتب مختصة مثل كتاب الأنواء للنضر بن شميل وبعض رسائل إخوان الصفا. جاءت المعالجات المناخية العربية متميزة، فقد استطاع العرب اكتشاف الرياح الموسمية واستخدموها لأغراض التجارة ولفترة طويلة من الزمن قبل أن يعرفها الآخرون. حتى أن كلمة (Monsoon) باللغة الإنكليزية هي تحريف كلمة موسمية. كما أن اسم الأعاصير المدارية في المحيط الهادي وعلى ساحل الصين (Typhoon) مأخوذة من كلمة (الطوفان) العربية.

وفند ابن حوقل النظرية اليونانية القائلة أن المناطق الاستوائية غير مسكونة نتيجة ارتفاع الحرارة فيها. فأتى عبور ابن حوقل خط الاستواء شاهد عدد كبير من الناس يسكنون في هذه المناطق. أما البلخي فقد وضع أول أطلس مناخي في العالم سنة ٩٢١م وسماه (كتاب الأشكال). جمع البلخي مادته العلمية لمناخ البلدان من كتب الرحلات وعندما وضعها معاً تمكن من إعطاء صورة عامة عن مناخ العالم المعروف آنذاك واستعملها في أطلسه. أما المسعودي فقد عالج العوامل المؤثرة على مناخ الأقاليم، واستطاع أن يبين العلاقة بين انطقة الضغط وحركة الشمس. كما ربط بين انطقة الضغط والرياح، وبذلك فسر أسباب هبوب الرياح الموسمية. وقد جاء تفسيره رائعا، حيث اعتبر الاختلاف في التسخين بين اليابس والماء هو المسئول عن هبوب الرياح الموسمية. كما استطاع أن يصف عملية التبخر من سطح الماء ثم تكاثفه في طبقات الجو العليا لتظهر الغيوم. قسم ألمقدسي العالم في سنة ٩٨٥م إلى (١٤) إقليمًا مناخيًا، وبذلك أضاف إلى التصنيف اليوناني (١١) إقليمًا جديدًا. فقد لاحظ ألمقدسي أن المناخ لا يتأثر فقط باختلاف دوائر العرض، بل كذلك بالنسبة إلى موقعه من شرق القارات أو غربها. فبالرغم من عدم معرفتهم بالتيارات البحرية آنذاك، إلا أنه لاحظ أن السواحل الشرقية للقارات أكثر مطراً وحرارة من السواحل الغربية. وبذلك أكد حقيقة أكدها هامبولت Humboldt بعد ٨٠٠ سنة. كما ذكر ألمقدسي أن النصف الجنوبي للأرض أكثر ماءً وإن النصف الشمالي أكثر يابسة. وقد وصف العرب مناخ البلدان وصفاً حياً مسهباً، وجاء هذا الوصف في العديد من كتب الرحالة.

ظهرت عند العرب معالجات لمناخات محلية Local Climates أو أساس نظري لبعض الظواهر المناخية. فقد عالج البيروني أثر جبال الهمليا في سقوط الأمطار الموسمية في الهند. وقد وضع أخوان الصفا الأسس النظرية للتكاثف وسقوط الأمطار. فقد ربط أخوان الصفا في رسالتهم الثامنة عشر بين ارتفاع الحرارة والتبخر، كما ناقشوا كيفية تكون السحب من بخار الماء، فذكروا أن بخار الماء عندما يرتفع إلى الأعلى يبرد فيتكاثف. كما استطاعوا أن يصنفوا التكاثف إلى نوعين، فقالوا أن البخار الذي لا يرتفع ويتكاثف قرب سطح الأرض يتكون منه الضباب أو الندى أو الصقيع. وإن البخار المتصاعد يتكاثف في الأعلى مكوناً الغيوم. كما تطرقوا إلى كيفية سقوط المطر ذاكرين أن قطرات الماء في الغيوم قبل سقوطها

تتكون من اتحاد عدد من الذرات المتكاثفة (وأحدث نظريات سقوط المطر تؤكد هذا الرأي). كما استطاعوا أن يفرقوا بين سقوط المطر وسقوط الثلج. كما فسروا اختلاف درجة الحرارة باختلاف زاوية سقوط الإشعاع الشمسي. وقد حاولوا معرفة سمك الغلاف الغازي باستخدام معادلات رياضية تعتمد على فترة بقاء الشفق في السماء. وقد قسموا الغلاف الغازي إلى ثلاثة طبقات هي : الأثير، والزمهرير، والنسيم. وتوصلوا إلى أن الأرض لا تسخن من الإشعاع الشمسي المباشر بل من الإشعاع الأرضي. أما ابن بطوطة فقد ذكر أن الحرارة في خط الاستواء اخفض من الحرارة في المناطق المدارية وهو بذلك يعتبر رائداً في هذا المجال. حيث أعطى برهاناً جديداً على خطأ نظرية اليونان عن خط الاستواء. أما ابن خلدون فقد ربط بين المناخ وعادات الشعوب وتصرفاتهم، وهو بذلك يعد من أوائل الحتميين الذين يؤمنون بأن الإنسان انعكاس لبيئته.

يلاحظ من هذا الاستعراض الموجز أن العرب عالجوا المناخ بطريقتين : الأولى، وصفية وهو ما احتوته كتب الرحالة وكتب البلدان، وهو عبارة عن نقل حي لمشاهداتهم عن المناطق التي مروا بها. والثانية، التحليل العلمي المرتبط باستخدام بعض الحسابات الرياضية لتفسير الظاهرة. ويمكن القول أن ما كان يفصل العلماء العرب فعلاً عن المناخ الحديث هو القياس الدقيق لعناصره الذي لم يتسنى ذلك للبشرية إلا بعد اكتشاف المحارير ومقاييس الضغط. وبذلك يمكن لأحفادهم الآن استغلال الفرصة للاستمرار على خطى أسلافهم.

Modern Climatology

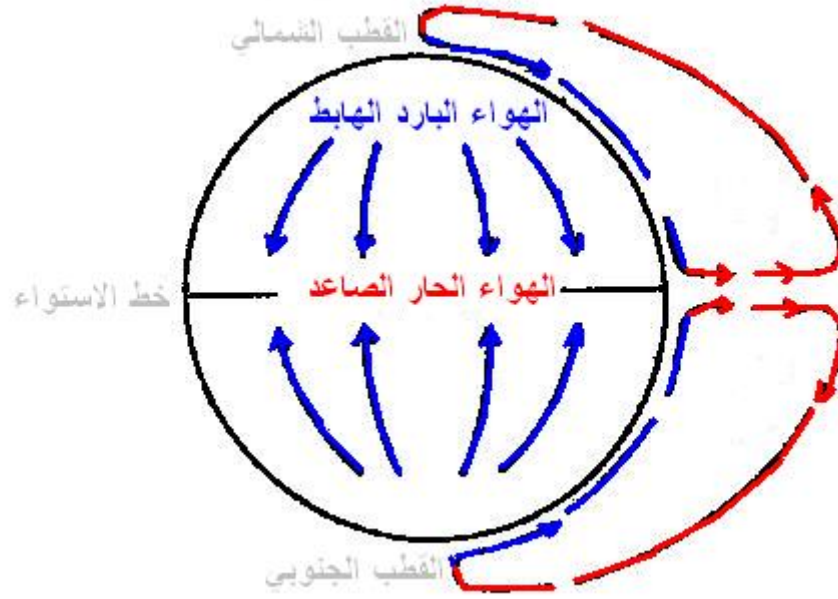
٢-٢-١ علم المناخ الحديث

لقد شهدت بداية النهضة الأوروبية ترجمة العديد من الكتب العربية إلى اللغات الأوروبية المختلفة. وبذلك استفادت أوروبا من الأفكار الجغرافية العربية وبالذات الأفكار المناخية بشكل مباشر. وقد أعقب هذه الفترة بداية التطوير الأوروبي للأفكار والنظريات المناخية وإضافة الجديد إليها. وقد ساعد الأوروبيين في هذا المجال :

- ١- اختراع عدد من الأجهزة التي تقيس عناصر المناخ. فقد وصف غاليليو المحرار Thermometer سنة ١٥٩٣م وبذلك استطاع سانتريو سنناري سنة ١٦١٢م من صناعة أول محرار معروف. كما استطاع تورشيلي أن يصنع البارومتر Barometer سنة ١٦٤٣م.
- ٢- اكتشاف عدد من القوانين الطبيعية المتعلقة بالغلاف الغازي. فقد استطاع بويل Boyle أن يكتشف العلاقة بين حجم الهواء وضغطه سنة ١٦٦١م مما ساعد على استخدامه في دراسة الغلاف الغازي.

أن لهذين العاملين فضلاً عن بداية ظهور محطات الرصد Meteorological Station دوراً كبيراً في تطور علم المناخ في مراحله الأولى وانتقاله من مجرد الملاحظة الوصفية إلى الوصف على أساس الحقائق والأرقام. فقد أنشئت أول محطة رصد في باريس سنة ١٦٦٤م والتي تحتفظ الآن بأطول تسجيل للحرارة في العالم. ثم أعقبها ظهور محطات في إيطاليا وألمانيا وبريطانيا وروسيا. المعلومات المجمع من هذه المحطات مع مشاهدات البحارة مكنت آدموند هالي Edmund Halley سنة ١٦٦٨م من إصدار خريطته التي وصف فيها الدورة العامة للرياح The General Circulation وركز فيها على الرياح التجارية والموسمية (انظر الشكل ٢-١).

تعاقبت بعد ذلك الاكتشافات. فقد اعتمد المقياس الفهرنهايتي Fahrenheit سنة ١٧١٤م والمووي Calicoes سنة ١٧٣٦م. وفي سنة ١٧٣٥م عدل هادلي Hadley من دورة هالي للرياح العامة وأوضح تأثير دوران الأرض على الدورة العامة للرياح. ثم أنشئت محطات للأرصاد الجوية في أوروبا وأمريكا الشمالية خلال القرنين الثامن والتاسع عشر. اكتشف مقياس الرطوبة Hygrometer سنة ١٧٨٣م الذي يعتمد الشعر لقياس الرطوبة، وظهر مقياس المطر Rain gage سنة ١٧٨٧م ليضيف معلومات وإحصاءات جديدة. وهكذا بختام القرن الثامن عشر كان عدداً من المحطات قد وفرت معلومات عن الحرارة والأمطار



الشكل ١-٢: الدورة العامة للرياح كما تصورها هالي.

والرطوبة. وبدا الباحثون بالعمل على تلخيص هذه البيانات وذلك باستخراج معدلاتها لتحليل هذه المعلومات والخروج بنتائج تخدم الوصف المناخي، ومن ثم رسم خرائط مناخية في فترات لاحقة. ففي مطلع القرن التاسع عشر بدأت تظهر نتائج هذه الدراسات. فقد ظهر تصنيف لامارك و هوارد Lamark and Howard للغيوم. كما ظهرت خريطة هامبولت التي تعد أول خريطة لخطوط الحرارة المتساوية في العالم. كما تم خلال نفس القرن أيضا تحسين الأجهزة المستخدمة في تسجيل البيانات المناخية، كما تم اعتماد مقاييس قياسية وذلك لتوحيد التسجيلات حتى يمكن الاستفادة من المعلومات المتوافرة من المحطات المختلفة. كما أضاف اكتشاف التلغراف الذي استخدم في تبادل المعلومات المناخية بين محطات الرصد بعداً جديداً لتطور المعرفة المناخية. استطاع العالم الألماني دوف Dove سنة ١٨٢٧م أن يضع أسساً لفهم العواصف Storms، فقد ذكر أن العواصف الجوية ناتجة عن التقاء الرياح القطبية بالرياح المدارية. ويعد أول من استخدم مصطلح المناخ الشمولي Synoptic Climatology، فقد استخدم مفهوم الكتل الهوائية Air Masses لتفسير اختلافات المناخ محلياً. كما استطاع أن يحسب الموازنة الإشعاعية Budget Radiation لمنطقة صغيرة من سطح الأرض. استطاع اسبي Espy أن يوضح حركة وتطور العواصف والكتل الهوائية. وأوجد كوريولس Caspard de Coriolis قوة الانحراف والمسماة باسمه Coriolis Force والتي تعمل على حرف الرياح عن اتجاهاتها نتيجة دوران الأرض حول نفسها. وظهرت نظرية بايوس بالوت Buys Ballot القائلة أن توزيع انطقه الضغط هي المسئولة عن سرعة واتجاه الرياح. ظهرت أول خريطة لتوزيع الأمطار في العالم سنة ١٨٤٥م من بيرجهاوس Bughouse، ثم ظهرت خريطة دوف سنة ١٨٦٢م والتي مثل فيها المعدل الشهري لدرجات الحرارة في العالم. وظهرت أول خريطة ضغط رسمها رينو Renou سنة ١٨٦٢م حيث مثل فيها توزيعات الضغط في غرب أوروبا.

أن تطور علم المناخ خلال القرنين الثامن والتاسع عشر جاء من خلال توفر معلومات رقمية من عدد كبير من محطات الرصد التي تم إنشائها خلال هذه الفترة. فقد وفرت هذه المعلومات الرقمية إمكانية إصدار خرائط التوزيعات للعناصر المناخية المهمة كالحرارة والضغط والأمطار. كما وفرت إمكانية المقارنة بين مناطق العالم المختلفة. ومع ذلك فإن

تطور علم المناخ كان بطيئاً وذلك لانعدام البيانات المناخية عن طبقات الجو العليا Upper Atmosphere، كما أن الأسس النظرية لتطور هذا العلم لم تتكامل بعد. وبذلك استمرت الكتابات المناخية تركز على الجانب الوصفي الذي لا يخلو من التحليل هنا أو هناك.

شهدت بداية القرن العشرين اختراع الطائرة، وتطور تبادل المعلومات بين مراكز الأرصاد واندلاع الحرب العالمية الأولى، مما أدى إلى تطور سريع في علم الأرصاد الجوية. كل هذا شجع ودفع على تطور علم المناخ الذي شهد قفزات كبيرة. فقد ظهرت مدرسة بيرغن Bergen التي أسسها بيركنز Berkenze سنة ١٩١٧م والتي ركزت اهتمامها منذ البداية على تفسير عدد من الظواهر الجوية. ففي سنة ١٩١٨م اكتشف بيركنز و سولبرج الجبهة الدافئة Warm Front، وفي سنة ١٩١٩م اكتشفا الجبهة القطبية Polar Front. اتاح اكتشاف هذه الجبهات إلى تفهم طبيعة نشأته وتطور المنخفضات الجوية في العروض المعتدلة. ثم تلا ذلك اكتشاف جبهة الامتلاء Eclouded Front في المنخفض الجوي من قبل بيرغرين Bergeron. وفي الولايات المتحدة استطاع روزبي Carl J. Rossby من جمع المعلومات المناخية من طبقات الجو العليا باستخدام الطائرات والبالونات.

أما في مجال علم المناخ، فقد استطاع كوبن Koppen سنة ١٩١٨م من نشر تصنيفه المناخي ذائع الصيت والذي قسم فيه العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية، أربعة منها تعتمد الحرارة والخامس اعتمد العلاقة بين الأمطار والحرارة، وقد استخدم النبات الطبيعي كأساس لهذا التصنيف. وظهر علم المناخ المركب Complex Climatology في روسيا على يد فيدروف سنة ١٩٢١م والذي اعتمد فيه على تكرار أنماط الطقس بدلا من المعدلات. وظهر علم المناخ الحركي (الديناميكي) Dynamic Climatology باعتباره دراسة إحصائية لأنماط الطقس وعناصره الرئيسية كالكتل الهوائية والجبهات. ثم بدأت بعد ذلك تظهر تصنيفات المناخ المختلفة. ويمكن القول أن الفترة بين الحربين العالميتين تميزت بظهور أكثر التصنيفات شيوعا. فبالإضافة إلى تصنيف كوبن، ظهر تصنيف ثورنثويت سنة ١٩٣٢م. واخذ هذا التصنيف صيغته النهائية سنة ١٩٤٨م. اعتمد ثورنثويت Thornthwaite على معادلته في حساب التبخر النتج لتقسيم العالم إلى أقاليم مناخية. كما صنف أوليفر Oliver سنة ١٩٧٢م العالم إلى ثلاثة أقاليم وحسب نوع الكتلة الهوائية السائدة.

أن ظهور الحاسوب وصور الأقمار الصناعية بعد الحرب العالمية الثانية أضافا بعدا جديدا إلى الدراسات المناخية. فقد ظهرت مدرسة شيكاغو بقيادة روسبي والتي ركزت على دراسة الدورة العامة للغلاف الغازي واختلافاتها وما يرتبط بها من أمواج Waves في طبقات الجو العليا، وعلاقة التيار النفث The Jet Stream بانتقال الطاقة بين العروض المختلفة. كل هذه الأمور ساعدت الباحثين فيما بعد على ابتكار النماذج المناخية Climatic Model ذات الأبعاد المختلفة. فقد ساعد وجود الحاسوب على ظهور مثل هذه النماذج. أن متابعة ورصد جميع التطورات التي حصلت في علم المناخ بعد الحرب العالمية الثانية موضوع يطول شرحه، ولسنا بصدد ذلك. يمكن القول أن علم المناخ وخلال النصف الثاني من القرن العشرين شهد قفزات واسعة وكبيرة. وقد تحول الاهتمام في الدراسات المناخية من الجانب الوصفي إلى الجانب التحليلي، ثم إلى الجانب التنبؤي. فقد ظهرت دراسات عديدة في الآونة الأخيرة تعمل على إيجاد الأسس العلمية للتنبؤ بالمناخ.

ولا بد من الإشارة قبل اختتام هذا المبحث إلى أن هناك منظمة عالمية متخصصة بالدراسات المناخية تابعة للأمم المتحدة وهي منظمة الأنواء العالمية (WMO) World Meteorological Organization ومقرها جنيف في سويسرا. وتعتبر هذه المنظمة نشطة في مجال جمع المعلومات وإصدار الدراسات المناخية المختلفة. كما بدأت تظهر على المستوى العالمي عدة مؤسسات غرضها دراسة المناخ في مناطق معينة من العالم ولفترة طويلة جدا. أما على المستوى الوطني فقد أنشئت الهيئة العامة للأنواء الجوية العراقية سنة ١٩٣٦م. وقبل إنشائها كانت هناك محطات في البصرة وبغداد والموصل. استمرت الهيئة

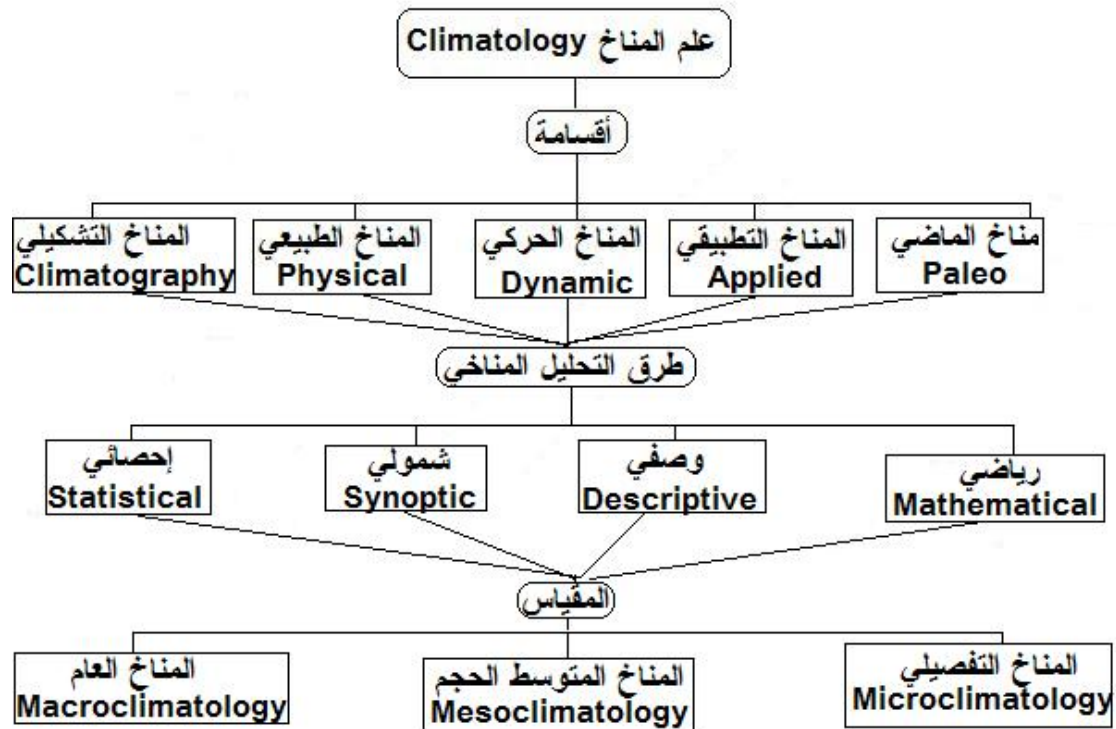
بالتوسع والتطور حيث تمتلك حالياً أكثر من ٤٠ محطة رصد، وعدد كبير من المحطات المطرية.

٣-١ الفروع الرئيسية للمناخ Main Climatic Branches

لا يمكن فهم تطور علم المناخ المعاصر بعد الحرب العالمية الثانية إلا من خلال فروعها العديدة. فقد ظهرت على الساحة العلمية كتابات مناخية يمكن تصنيفها ضمن مسارات محددة. والشكل رقم (٣-١) يوضح فروع المناخ المختلفة وطرق معالجتها والمقاييس التي تدرس بها.

يتضح من الشكل أن المناخ بفروعه المختلفة يتراوح بين الشكلي والتحليل البسيط للمعلومات إلى التطبيقي ومحاولة الاستفادة من نتائج الدراسات إلى تحليل الظواهر المعقدة في المناخ. وإن طرائق معالجة المعلومات يتراوح بين الوصفي التقليدي إلى التحليل الشمولي الذي يعتمد الخرائط أطقسية أساساً للعمل إلى استخدام الإحصاء والرياضيات في الكشف عن العلاقات بين العناصر والظواهر أو إيجاد قانون عام لها. ويُدرس المناخ ضمن ثلاثة مقاييس: الأول تفصيلي، حيث يبحث عن التفاصيل الدقيقة ضمن منطقة صغيرة كأن تكون حقلاً أو مدينة أو غابة... الخ. والثاني متوسط، حيث يمكن أن يدرس إقليمياً جغرافياً أو منطقة محددة تصل حدودها إلى قارة. والثالث عام، ويشمل الكرة الأرضية أو جزءاً كبيراً منها وكل الغلاف الغازي أو معظمه.

إن السبب في هذا التشعب في الدراسات المناخية يعود إلى أنه يمكن طرح أسئلة مختلفة عن الظاهرة الواحدة، وبذلك نحتاج إلى أساليب متعددة للإجابة عنها. فإذا أخذنا مثلاً



الشكل رقم ٣-١ : الأقسام الرئيسية للمناخ مع طرق التحليل ومقياس دراسته.

مناخ العراق، فيمكن طرح أسئلة مختلفة عنه. حيث يمكن طرح الأسئلة الآتية: ما هي مميزات المناخ في العراق؟ ما هي مسببات هذا المناخ؟ هل مناخ العراق متغير؟ هل هناك اختلافات

واضحة في المناخ بين مناطق العراق؟ كيف يمكن للمناخ أن يؤثر في الإنتاج الزراعي؟ هل يتطلب إنشاء المباني والمشاريع ضمن مناخ العراق تدابير خاصة؟ هذه أمثلة عن العديد من الأسئلة التي يمكن أن تطرح. لذلك فهناك فروعاً مختلفة من المناخ هي المسنولة عن الإجابة على هذه الأسئلة. وبذلك أصبحت الحاجة ملحة إلى تعدد فروع المناخ. وهذا استعراض لفروع المناخ الرئيسية وأساليب بحثها والمقاييس التي تبحث بها:

١- المناخ التشكيلي Climatology: يهتم بتحضير المعلومات الأساسية عن المناخ من أرقام وأشكال بيانية وخرائط توزيع من أجل تهيئة المعلومات الأساسية لوصف المناخ. فيمكن استخدام هذه المعلومات لوصف مناخ إقليم Regional Climatology أو دولة أو منطقة معينة. كما يمكن استخدامه للتصنيف المناخي Climatic Classification. ويمكن استخدام معلوماته الأساسية لأي فرع من فروع المناخ الأخرى. فهو يهتم بوصف المعلومات أكثر من إعطاء سبب لها. فخرائط توزيع الحرارة والضغط والأمطار والأشكال البيانية لتوزيع عنصر مناخي زمانياً هي أمثلة عن المناخ التشكيلي.

٢- المناخ الطبيعي Physical Climatology: يدرس فيزياء الغلاف الغازي مثل تبادل الطاقة والمكونات الفيزيائية للعناصر واستحداث معلومات رقمية من عناصر المناخ للمساعدة في دراسته. فأسباب الاختلاف الزماني والمكاني للعناصر المناخية هي من صلب المناخ الطبيعي.

٣- المناخ الحركي Dynamic Climatology: ويدرس قانون الحركة ضمن الغلاف الغازي وتبادل الطاقة الذي يسبب هذه الحركة. فهو يدرس مراكز الضغط الجوي المختلفة وتوزيعها والجهات الهوائية وحركة الهواء ومسبباتها. وتشمل الدراسة الجزء الأكبر من الأرض والغلاف الغازي. ويعتبر المناخ الشمولي Synoptic Climatology احد فروعه الأساسية.

٤- المناخ التطبيقي Applied Climatology: وهو الاستخدام العملي للمعلومات المناخية ومحاولة تطبيقها على مشاكل معينة ضمن موضوع معين مثل الزراعة والغابات والسياحة والصناعة والبناء وراحة الإنسان وغيرها. أي أنه محاولة إيجاد العلاقة بين المناخ وجوانب الحياة المختلفة أو المظاهر الطبيعية مثل أشكال سطح الأرض والتربة والنبات الطبيعي.

٥- مناخ الماضي Paleo Climatology: هو فرع جديد من فروع المناخ يبحث في نوع المناخ الذي كان سائداً على الكرة الأرضية منذ وجودها ولحد ظهور التسجيلات المناخية. ويعتمد وسائل مختلفة عن الفروع الأخرى للمناخ. فهذا الفرع من المناخ يبحث عن دلائل لها صفة مناخية مثل بقايا النباتات القديمة المتحجرة أو أشكال سطح الأرض أو التربة أو اختلاف مستويات سطح البحر وغيرها من الوسائل التي ترشدنا إلى نوع المناخ الذي كان سائداً في الماضي.

ولابد من الإشارة إلى أن كل فرع من فروع المناخ السابقة تتضمن فروعاً ثانوية أخرى تبعا لطريقة البحث أو للمقياس المتبع في البحث. فالمناخ وكما هو واضح من الشكل (١-٣) له طرق بحث متعددة وهي:

١- طريقة البحث الوصفية Descriptive: وهي من أقدم الطرق المستخدمة في المناخ، وهي عبارة عن عملية تحويل الأرقام إلى وصف عام للمناخ فيه الكثير من الإجمال والتعميم.

٢- طريقة البحث الرياضية Mathematical: وهي من الطرق الحديثة التي تعمل على استخدام المعطيات الرقمية للظاهرة للخروج بقانون عام يحكم الظاهرة أو ظهورها.

٣- طريقة البحث الإحصائية Statistical: وهي من الطرق الحديثة كذلك والتي تبحث عن العلاقات الداخلية بين العناصر والعلاقات الخارجية بين العناصر والظواهر المختلفة. وهي تحاول إعطاء تفسير لحدوث الظاهرة من خلال علاقاتها.

٤- طريقة البحث الشمولية *Synoptic*: وهي الطريقة التي تستخدم المعطيات الطقسية وخاصة توزيع الضغط الجوي والمظاهر الجوية لتفسير سلوك ظاهرة جوية أو عنصر مناخي. وتعمل على ربط هذه الظواهر أو العناصر بما يحدث في طبقات الجو العليا. وهي من اعقد طرق البحث لان متطلباتها كثيرة.

أن جميع هذه الفروع وطرائقها المختلفة يمكن أن تدرس على مقاييس مختلفة. ولكن يجب الانتباه إلى أن بعض الفروع لا يمكن دراستها ضمن مقياس معين. فالمقياس التفصيلي *Micro* يهتم بالدراسة التفصيلية لمنطقة صغيرة جداً أو صغيرة ولا تتجاوز حدود مدينة أو غابة. وهذا النوع من الدراسات مطلوب في الدراسات التطبيقية. فبناء منزل أو رطوبة التربة أو معرفة مدى نجاح الإنتاج الزراعي أو الاستعانة بالمناخ لخدمة النشاط الصناعي وغيرها من المجالات التطبيقية تتطلب هذا النوع من المقاييس في البحث. أما بقية فروع المناخ فمن الصعب دراستها على هذا المقياس. أما المقياس المتوسط الحجم *Meso*، فهو الذي يهتم بمنطقة تتراوح مساحتها بين عدة كيلومترات إلى إقليم مناخي. وعلى العموم تكون التفاصيل فيه اقل، لذلك يحل التعميم مكان التفصيل. يمكن استخدام هذا المقياس للدراسات الحركية والطبيعية والوصفية، كما يمكن استخدامه في المناخ التطبيقي. أما المقياس الكبير *Macro* فيشمل الكرة الأرضية أو الغلاف الغازي أو اقل منهما بقليل أو هما معا. يستخدم هذا المقياس ضمن الدراسات الحركية الشمولية والطبيعية.

وقبل اختتام هذا المبحث لابد من الإشارة إلى أن فترة السبعينيات ولحد الآن تشهد تنامي المحاولات الجادة لإيجاد نماذج مناخية *Climatic Model* تحاكي المناخ السائد على مستوى منطقة أو على مستوى العالم. أن التقدم الهائل في سرعة الحاسوب وما قدمته الأقمار الصناعية من معلومات شجع الباحثين على الاستمرار بمحاولات بناء نماذج في الحاسبات تحاكي بعض أو كل مناخ منطقة معينة أو العالم. وبالرغم من أن العمل في هذه النماذج يتطلب جهداً ومالاً كثيرين، فإن النتائج التي تم الحصول عليها من هذه النماذج ولحد الآن تعتبر مشجعة، وأضافت إلى المعرفة المناخية الكثير. فعلى مستوى المنظومات الصغيرة، ساهمت هذه النماذج في حل عدد من الألغاز التي كانت تحيط بالمنخفضات الجوية والكتل الهوائية والأعاصير المدارية. وعلى مستوى العالم فقد استطاعت بعض هذه النماذج من تأشير العلاقة المتبادلة بين بعض الظواهر المناخية وفي مناطق متفرقة أو متباعدة.

أن الكثير من التركيز في الوقت الحاضر ينصب على اكتشاف العلاقة المعقدة بين اليابس والماء، بالإضافة إلى تأثير ما يعرف بغازات البيوت الزجاجية *Gases Green House* على الغلاف الغازي، ومحاولة اكتشاف مناخ الماضي لعدد من المناطق. حيث أن هناك إحساس قوي لدى الباحثين بأن هذا الاتجاه سيساعد على تقدم وتطور التنبؤ بالمناخ.

٤-١ أهم مصطلحات المناخ *Climatic Vocabulary*

أن أكثر العلوم استخداماً للأرقام هو علم المناخ. حيث أن المناخ يعتمد التسجيلات الرقمية للعناصر التي يتكون منها، لذلك فهناك ألان خزين هائل من الأرقام التي تم جمعها خلال العقود الماضية من آلاف محطات الرصد العاملة في الوقت الحاضر. التعامل مع هذه الأرقام ليس سهلاً، لذلك لابد من استخدام بعض الطرق الحسابية للتعامل معها ووضعها في صيغة تختصر هذه الأرقام وتعطي بنفس الوقت دلالة جيدة عنها. لذلك سوف نناقش عدداً من الاستخدامات لهذه الطرق الحسابية وبشكل تفصيلي لنعطي تصوراً عن كيفية استخدامها، وبنفس الوقت نبين طريقة اختلاف الدراسات المناخية عن الدراسات الطقسية، التي تتعامل مع الأرقام بشكل مجرد وبدون أن تجري عليها أي تحويل. فالدراسات الطقسية تعتمد التسجيلات المباشرة من الأجهزة وتبني عليها دراساتها أو وصفها لحالة الطقس. أما الدراسات المناخية فأنها تحتاج إلى تحويل هذه الأرقام إلى شكل آخر ليتسنى لها التعامل معها واختصارها.

أن أكثر المصطلحات استخداماً في مجال المناخ هي:

١- المعدل $The Average$: وهو استخراج الوسط الحسابي لمجموعة من الأرقام باستخدام المعادلة الحسابية البسيطة، مجموع الأرقام المراد استخراج معدلها مقسومة على عدد هذه الأرقام. فمثلاً إذا أردنا استخراج معدل الحرارة اليومية لمدينة بغداد فيمكن استخدام الحرارة العظمى + الحرارة الصغرى ÷ ٢. فإذا كانت العظمى ٤٦ م والصغرى ٢٦ م فالمعدل هو ٤٦ ÷ ٢٦ + ٧٢ ÷ ٢ = ٣٦ م. كما يمكن استخراج المعدل اليومي للحرارة باستخدام ثمانية قيم للحرارة لذلك اليوم ÷ ٨.

أما إذا أردنا استخراج المعدل الشهري للحرارة أو لأي عنصر مناخي، فيمكن استخراج مجموع معدلات الحرارة اليومية ÷ ٣٠ أو ٣١ حسب عدد أيام ذلك الشهر. ويمكن استخراج المعدل السنوي للحرارة بجمع المعدلات الشهرية للحرارة ÷ ١٢ (عدد أشهر السنة). أما المعدل الطويل الأمد، فمثلاً إذا أردنا استخراج المعدل السنوي الطويل الأمد (ثلاثين سنة مثلاً) فنجمع المعدلات السنوية لهذه السنوات ÷ ٣٠.

من ملاحظة الطريقة المستخدمة في استخراج المعدل، يمكن القول أن المعدل لا يعبر بشكل جيد عن العنصر المعني. فهو يعطي وصفاً عاماً لسير العنصر لكنه لا يعبر عن ارتفاع أو انخفاض العنصر، بل أن المعدل كثيراً ما يكون خادعاً. فقد يتساوى المعدل في محطتين ولكن حقيقة قيم العنصر تكون مختلفة. فالمعدل ٢٥ م قد يكون من عظمى ٤٠ م وصغرى ١٠ م أو من عظمى ٣٠ م وصغرى ٢٠ م. لذلك يفضل عند استخدام المعدل أن يستخدم المدى معه.

٢- المدى $The Range$: هو الفرق بين أعلى وأوطى قيمة مسجلة للعنصر المعني. فالمدى الحراري اليومي هو درجة الحرارة العظمى - درجة الحرارة الصغرى. فالمدى الحراري لمحطة بغداد في المثال السابق هو ٤٠ - ١٠ م = ٣٠ م. وبنفس الطريقة يمكن استخراج المدى الشهري والذي هو أعلى معدل يومي - أوطى معدل يومي. والمدى السنوي هو أعلى معدل شهري لتلك السنة - أوطى معدل شهري لنفس السنة. وهكذا عندما نقرن المدى بالمعدل تصبح الصورة أكثر وضوحاً في التعبير عن طبيعة ذلك العنصر. فالمعدل إذا كان من ٤٠ ÷ ١٠ = ٥٠ ÷ ٢ = ٢٥ م فالمدى يكون ٣٠ م، أما إذا كان المعدل من ٣٠ ÷ ٢٠ = ٥٠ ÷ ٢ = ٢٥ م فالمدى يكون ١٠ م. أن المدى يعني أن العنصر المناخي يزيد أو ينقص عن المعدل بمقدار النصف. أي أن المعدل ٢٥ م والمدى ٣٠ م فإن الدرجة العظمى تكون: المعدل + نصف المدى أي ٢٥ ÷ ١٥ = ٤٠ م أما الصغرى فتكون: المعدل - نصف المدى أي ٢٥ ÷ ١٥ = ١٠ م. وبذلك فإن صورة المعدل تحسنت كثيراً وأصبحت أوضح في التعبير عن العنصر المناخي.

٣- المجموع $The Total$: هناك عناصر لا يعني فيها المعدل شيئاً. فالأمطار لا نستخدم معدلها لأن معدل الأمطار لا يعني شيئاً بالنسبة للاستخدام. فمجموع الأمطار يكون أكثر تعبيراً عنها، لأن مجموعها يعبر عن كمية الماء الساقط خلال الفترة المعنية. فنحن بحاجة إلى معرفة الكمية الكلية للماء الساقط أو المفقود وبذلك نستعمل المجموع مع الأمطار والتبخر. ويستخدم المعدل للأمطار أو التبخر في حالة واحدة وهي إذا أردنا معرفة المعدل الطويل الأمد لمجموع الأمطار والتبخر.

٤- العظمى $Maximum$: وهو أعلى ما يسجل للعنصر في اليوم أو الشهر أو السنة. ومعدل العظمى لا يستخرج إلا من العظمى. وهذا التعبير من التعابير الشائعة الاستعمال خاصة مع المعدل وذلك لتبيان أعلى ما يمكن أن يصل إليه العنصر.

٥- الصغرى $Minimum$: وهو أوطى ما يسجل للعنصر في اليوم أو الشهر أو السنة. ومعدل الصغرى لا يستخرج إلا من الصغرى. وهو كذلك شائع الاستعمال خاصة مع المعدل وذلك لتبيان أوطى ما يمكن أن يصل إليه العنصر.

الفصل الثاني

العوامل المؤثرة في المناخ

- ١-٢ العامل الخارجي: الإشعاع
- ٢-٢ العوامل الداخلية
- ١-٢-٢ الدورة العامة للغلاف الغازي
- ٢-٢-٢ الكتل الهوائية
- ٣-٢-٢ التضاريس
- ٤-٢-٢ اليابس والماء
- ٥-٢-٢ التيارات البحرية

العوامل المؤثرة في المناخ

أن اختلاف المناخ بين وقت وآخر ومكان وآخر يعود إلى جملة من العوامل التي تؤثر فيه. هذه العوامل قسم منها يأتي من خارج الغلاف الغازي والقسم الآخر يعمل من داخل حدود الغلاف الغازي. كما أن هذه العوامل متباينة في تأثيرها، فمنها ما يؤثر على جميع العناصر، والتباين فيها يؤدي إلى تباين المناخ على مستوى الكرة الأرضية. ومنها ما يؤثر على عنصر أو عدة عناصر ويكون تأثيرها محلياً أي في منطقة وجودها. وفيما يأتي شرح مفصل لهذه العوامل والتي تقسم إلى عامل خارجي وعوامل داخلية:

٢-١ العامل الخارجي: External Factor

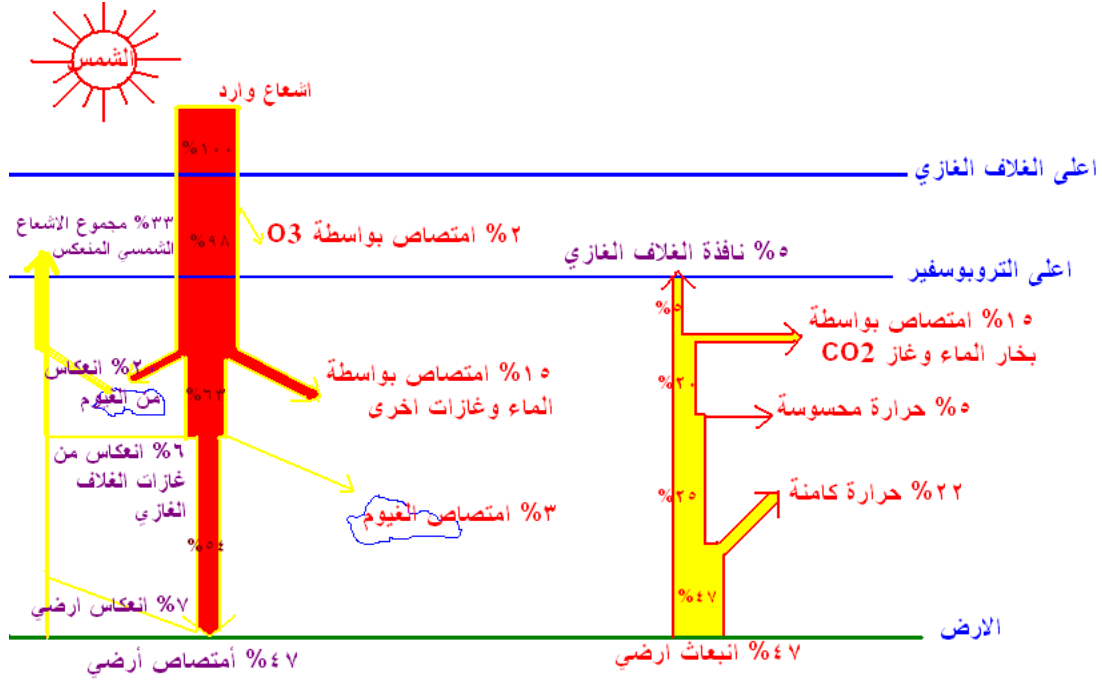
ويقصد به التأثير الحاصل في الغلاف الغازي من خارج حدود الغلاف الغازي.

٢-١-١ الإشعاع Radiation

الإشعاع الشمسي Solar Radiation هو مصدر الطاقة الأساسي للغلاف الغازي والأرض. والهواء لا يسخن من الإشعاع الشمسي المباشر لأن الهواء غير قادر على امتصاص الأشعة القصيرة الموجة Short Waves في حين يسخن الهواء من الإشعاع الأرضي لأنه طويل الموجة Long Waves فالأطوال الموجية للأشعة المنبعثة من الأجسام تتناسب عكسياً مع درجة حرارة الجسم. ولأن درجة حرارة السطح الخارجي للشمس 6000°C فإنها تبعث أشعة معظمها قصيرة الموجة، ومعدل الطول الموجي للإشعاع الشمسي هو $0,5$ ميكرون. بينما معدل درجة حرارة سطح الأرض 15°C فإنها تبعث أشعة ذات أمواج أطول ويتراوح معدل الطول الموجي للأشعة الأرضية Earth Radiation بين $8-10$ ميكرون. وهذه الأشعة هي التي يستطيع غاز ثاني أكسيد الكربون CO_2 وبخار الماء من امتصاصها لترفع حرارته. بينما يمكن لمعظم الإشعاع الشمسي أن ينفذ من خلال الهواء ليصل سطح الأرض.

يمكن تشبيه الأرض بحبة رمل قياساً إلى الشمس التي ستكون على شكل مصباح كهربائي بحجم كرة القدم. المسافة بين المصباح وحبة الرمل $91,5$ متر. لذلك فإن نسبة ما يصل من الإشعاع إلى حبة الرمل سيكون قليلاً جداً. وهكذا فإن الأرض التي تبعد عن الشمس بمعدل 150 مليون كم سوف تستلم كميات قليلة جداً من الإشعاع الشمسي تقدر بـ $2,6 \times 10^{18}$ سرعة / دقيقة. هذه الكمية الكلية التي تستلمها الأرض خلال دقيقة تساوي الطاقة التي تنتج من مكائن توليد الكهرباء خلال سنة. ويمكن القول أن كمية الطاقة الواصلة أعلى الغلاف الغازي ثابتة، لذلك يطلق عليها (الثابت الشمسي Solar Constant). معدل قيمة الثابت الشمسي السنوي هو $1,94$ سرعة/سم²/دقيقة. هذه المعلومات تم أخذها من قياس المركبات الفضائية وصواريخ القياس والمناطق الجبلية ذات الارتفاعات الكبيرة. إن كمية الإشعاع الشمسي الواصلة إلى سطح الأرض يختلف بين يوم وآخر وبين فصل وآخر، ولكنها كمعدل يقدر بحوالي 47% من كمية الأشعة الواصلة إلى أعلى الغلاف الغازي. أي أن الغلاف الغازي يستطيع أن يمتص أو يعكس حوالي 53% من الأشعة الداخلة من خلاله (الشكل رقم ٢-١). وفي النهاية، فإن كمية الأشعة التي تمتصها الأرض سوف تنبعث من جديد إلى الفضاء لتقوم بتسخين الهواء.

أن ما يصل من إشعاع شمسي إلى سطح الأرض لا يتوزع بشكل متساوي عليها وذلك لأن الأرض كروية، وهي تدور حول الشمس بمدار إهليجي شبة بيضوي. لذلك تستلم المناطق الاستوائية والمدارية كمية عالية من الطاقة بينما العروض الوسطى والقطبية تستلم كميات من الطاقة أقل. أن اختلاف التوزيع هذا يعود إلى العوامل الآتية:



After: Wright 1983.

الشكل ١-٢: الموازنة الإشعاعية للأرض وتبين كمية الأشعة الداخلة والخارجة وما يعكس أو يمتص أو ينتشر في الغلاف الغازي.

١- زاوية سقوط الإشعاع الشمسي The Angle of Sun's Ray

لأن الأرض تدور حول الشمس بمدار شبه دائري (بيضوي)، كما أن محور الأرض مائل بمقدار $23,5^\circ$ فإن سقوط الإشعاع الشمسي وقت الظهيرة يكون عمودياً على دائرة عرض واحدة ثم تزداد الأشعة ميلاناً كلما ابتعدنا عن دائرة العرض تلك. فلكياً هناك مواعيد ثابتة لموقع الشمس بالنسبة لدائرة العرض المعنية في وقت معين من السنة. فالشمس تكون عمودية على خط الاستواء في ٢١ آذار و ٢٣ أيلول من كل عام. وتكون الشمس عمودية على مدار السرطان في ٢٢ حزيران وعلى مدار الجدي في ٢٢ كانون الأول. فعندما تكون الشمس عمودية على خط الاستواء فإن زاوية سقوط الإشعاع على خط الاستواء تكون 90° وتقل الزاوية بالابتعاد عن خط الاستواء شمالاً وجنوباً (الجدول ١-٢).

يتضح من الجدول أن زاوية سقوط أشعة الشمس على خط الاستواء تتراوح بين العمودية في الاعتدالين إلى شبه عمودية في الانقلابين. أما مداري السرطان والجدي فتكون الشمس عمودية عليها مرة واحدة في الانقلاب الصيفي ثم تصبح شبه عمودية في الاعتدالين ومائلة في الانقلاب الشتوي. أما الدائرتان شبه قطبية فتكون الشمس مائلة عليهما في الانقلاب الصيفي ومائلة جداً في الاعتدالين وتختفي عنهما في الانقلاب الشتوي. أما القطبان فإن أعلى ارتفاع للشمس يكون في الانقلاب الصيفي والذي لا يتجاوز $23,5^\circ$ وتختفي الشمس عن القطبين لستة أشهر. أن هذا الاختلاف في زاوية السقوط يؤدي إلى اختلاف كمية الطاقة الواصلة إلى كل دوائر العرض.

إن الفرق في كمية الطاقة بين الإشعاع العمودي والإشعاع المائل يعود إلى أن الإشعاع العمودي يتركز على مساحة محدودة بينما الإشعاع المائل ينتشر على مساحة واسعة. وبذلك فإن كمية الطاقة على وحدة المساحة في الإشعاع العمودي تكون أكبر. كما أن الإشعاع العمودي يقطع مسافة في الغلاف الغازي أقل من المسافة التي يقطعها الإشعاع المائل، وبذلك يتعرض الإشعاع المائل للتشتت Scattering والامتصاص Absorption والانعكاس Reflection أكثر مما يتعرض له الإشعاع العمودي (الشكل رقم ٢-٢). وكمثال على ذلك

الجدول ٢-١: قيمة زاوية سقوط الإشعاع على دوائر عرض مختلفة في فصول السنة.

دائرة العرض			
الاعتدالين ٢١ آذار و ٢٣ حزيران ٢٢ كانون الأول أيلول			
٩٠°	٠°	٢٣,٥°	٠°
٨٠°	١٠°	٢٣,٥°	٠°
٧٠°	٢٠°	٤٣,٥°	٠°
٦٦,٥°	٢٣,٥°	٤٧°	٠°
٥٠°	٤٠°	٦٣,٥°	١٦,٥°
٤٠°	٥٠°	٧٣,٥°	٢٦,٥°
٣٠°	٦٠°	٨٣,٥°	٣٦,٥°
٢٣,٥°	٦٦,٥°	٩٠°	٤٣°
١٠°	٨٠°	٧٦,٥°	٥٦,٥°
٠°	٩٠°	٦٦,٥°	٦٦,٥°
١٠°	٨٠°	٥٦,٥°	٧٦,٥°
٢٣,٥°	٦٦,٥°	٤٣°	٩٠°
٣٠°	٦٠°	٣٦,٥°	٨٣,٥°
٤٠°	٥٠°	٢٦,٥°	٧٣,٥°
٥٠°	٤٠°	١٦,٥°	٦٣,٥°
٦٦,٥°	٢٣,٥°	٠°	٤٧°
٧٠°	٢٠°	٠°	٤٣,٥°
٨٠°	١٠°	٠°	٣٣,٥°
٩٠°	٠°	٠°	٢٣,٥°

After: Trewartha, 1980.

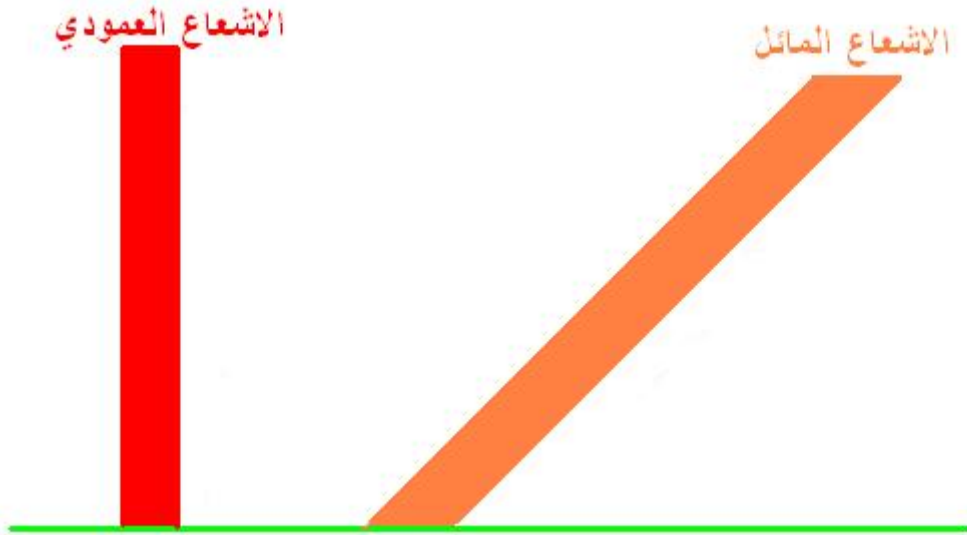
يمكن مقارنة قوة الإشعاع بين وقت الظهيرة والغروب. فعند الظهيرة تكون قوة الإشعاع اكبر لأنها أقل ميلاناً وبذلك تتركز الأشعة على مساحة أقل وتقطع غلاف غازي اقصر. أما عند الغروب فالأشعة المائلة تنتشر على مساحة أوسع وتقطع غلاف غازي يزيد عن ثلاثة أضعاف الغلاف الغازي الذي تقطعه الأشعة عند الظهيرة. وهكذا تكون قوة الإشعاع ظهراً اكبر من قوة الإشعاع عند الشروق والغروب.

من هذه الحقيقة ومن مراجعة الجدول (٢-١) يتضح لنا أن كمية الأشعة على خط الاستواء والمدارين هي اكبر منها عند الدائرتين والقطبين. وبذلك يكون هنالك فائض في الطاقة طوال العام في المنطقتين الاستوائية والمدارية. ونقص في الطاقة طوال العام في المنطقتين شبه القطبية والقطبية.

Length of Daylight

٢- طول النهار

يختلف طول النهار باختلاف دائرة العرض كذلك. حيث أن ميلان المحور يؤدي إلى ظهور نهار طويل في احد نصفي الكرة ونهار قصير في النصف الآخر (الجدول ٢-٢). أن طول النهار يكون ثابتاً تقريباً على خط الاستواء طوال العام، حيث يكون النهار ١٢ ساعة. ويطول النهار باتجاه النصف الذي تكون الشمس عليه عمودية ويقصر النهار باتجاه النصف الذي تكون الشمس عنه بعيدة. يلاحظ من الجدول أن فترة النهار تكون ستة أشهر بلا انقطاع فوق القطب الشمالي إذا كانت الشمس عمودية على النصف الشمالي، والعكس صحيح. وبذلك فإن لاختلاف طول النهار أثر واضح في كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى منطقة ما وتختلف طول الفترة التي يكون فيها النهار ٢٤ ساعة. فعند دائرة عرض ٦٧° يستمر النهار ٢٤



الـ

شكل ٢-٢: الإشعاع العمودي والإشعاع المائل حيث ينتشر الإشعاع المائل على مساحة أكبر من الإشعاع العمودي.

ساعة لفترة شهر وعند دائرة عرض ٧٠° شهرين وعند دائرة عرض ٧٨° أربعة أشهر وعند القطب ستة أشهر. أن طول النهار يعني طول الفترة التي تستلم فيها الأرض الإشعاع الشمسي. وبذلك تزداد الطاقة صيفا عندما يكون النهار طويلاً، وتقل شتاءً عندما يكون النهار قصيراً.

Sky Clearance

٣- صفاء السماء

يتعرض الإشعاع الشمسي قبل وصوله إلى سطح الأرض إلى كل العمليات المؤثرة فيه من امتصاص وانعكاس وتشتت. لذلك لا يمكن أن تصل كل كمية الإشعاع الشمسي الواصلة إلى أعلى الغلاف الغازي إلى سطح الأرض (انظر الشكل ٢-١). وتعتمد الكميات الممتصة والمنعكسة من الأشعة في الغلاف الغازي على سمك الغلاف الغازي الذي تخترقه الأشعة وعلى كمية الغيوم أو الغبار الموجود في الهواء. فكلما كانت كمية الغيوم أو الغبار كبيرة كلما كان الامتصاص والانعكاس أكبر.

أما تشتت الأشعة في الغلاف الغازي فأنه يعتمد على تركيبة الغلاف الغازي من الغازات. لذلك فإن كمية الامتصاص والانعكاس والتشتت تعتمد على حالة الغلاف الغازي وعلى زاوية سقوط الأشعة. أي أن كمية الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض تختلف حسب اليوم والفصل.

تقدر كمية الأشعة الشمسية القصيرة الموجة المنعكسة والمشتتة في الغلاف الغازي من قبل الغيوم وذرات الغبار الصغيرة وجزيئات الهواء وسطح الأرض بحوالي ٣٤٪ من مجموع الإشعاع الشمسي الواصل إلى أعلى الغلاف الغازي. قسم بسيط منها يعود إلى الأرض على شكل إشعاع مشتت. أن هذه الكمية المفقودة لا تستعمل إطلاقاً في تسخين الهواء أو الأرض أو الماء. وهناك ١٩٪ من الإشعاع الشمسي الداخل إلى الغلاف الغازي يسخن الهواء مباشرة، وذلك عن طريق امتصاصه من قبل بخار الماء الموجود في الهواء وكذلك عن طريق تكوين الأوزون. والباقي ٤٧٪ يصل إلى سطح الأرض بشكل مباشر وقليل جداً من الأشعة المشتتة. هذه النسبة تمتص مباشرة من قبل الأرض لتسخن الأرض حيث بعدها تبدأ الأرض بإشعاع الطاقة التي تعمل على تسخين الغلاف الغازي. وكما أشرنا سابقاً، فإن الغلاف الغازي لا يمتص إلا القليل من الأشعة الشمسية القصيرة الموجة. وبذلك فإنه يعتمد في

الجدول ٢-٢: طول النهار بالساعة حسب دوائر العرض المختلفة وللاتقلابين.

دائرة العرض	الانقلاب الصيفي	الانقلاب الشتوي
٩٠°	٢٤	٠
٨٠°	٢٤	٠
٧٠°	٢٤	٠
٦٦,٥°	٢٤	٠
٦٠°	١٨:٨	٥:٥٢
٥٠°	١٥:٥٦	٨:٤
٤٠°	١٤:٤٠	٩:٢٠
٣٠°	١٣:٤٨	١٠:١٢
٢٠°	١٣:٥	١٠:٥٥
١٠°	١٢:٢٨	١١:٣٢
٠°	١٢:٧	١٢:٧
١٠°	١١:٣٢	١٢:٢٨
٢٠°	١٠:٥٥	١٣:٥
٣٠°	١٠:١٢	١٣:٤٨
٤٠°	٩:٢٠	١٤:٤٠
٥٠°	٨:٤	١٥:٥٦
٦٠°	٥:٥٢	١٨:٨
٦٦,٥°	٠	٢٤
٧٠°	٠	٢٤
٨٠°	٠	٢٤
٩٠°	٠	٢٤

After: Trewartha, 1980.

تسخينه على الإشعاع الأرضي. حيث يقوم غاز ثاني أكسيد الكربون CO₂ وبخار الماء بامتصاص معظم الإشعاع الأرضي المنبعث ليسخن الغلاف الغازي.

٤-نسبة العاكسية

Albedo

يؤثر هذا العامل على كمية الإشعاع الشمسي بنسبة صغيرة إذا حسب من سطح الأرض، وبنسبة كبيرة إذا ما حسب من الغلاف الغازي. إن مفهوم نسبة العاكسية يعتمد على أن جميع الأجسام في الطبيعة تعكس وتشتت جزءاً من الإشعاع الساقط عليها وتمتص ما تبقى من هذا الإشعاع. ولأن الطبيعة لا تحتوي على أجسام سوداء أو بيضاء فيزيائياً (الجسم الأسود الفيزيائي يمتص ١٠٠٪ والجسم الأبيض الفيزيائي يعكس ١٠٠٪)، فدائماً هناك كمية منعكسة أو مشتتة من الإشعاع والباقي ممتص. إن كمية الممتص أو المنعكس من الإشعاع من قبل الجسم يعتمد كلياً على خشونة سطح الجسم وعلى لون الجسم. فالألوان التي تقترب من الأبيض تعكس أكثر مما تمتص. بينما الأجسام القريبة من الأسود فإنها تمتص أكثر مما تعكس. فمثلاً عاكسية الثلج ٩٣٪ بينما عاكسية التربة بين ٧-٢٠٪ والسطح الخشن أكثر عاكسية من السطح الأملس. كما تؤثر على العاكسية كمية الرطوبة في الجسم، فعاكسية التربة الرطبة أقل من عاكسية التربة الجافة. واليك أمثلة عن عاكسية عدد من الأجسام في الطبيعة، فالثلج الحديث السقوط تتراوح عاكسيته بين ٩٠-٧٥٪، والثلج القديم ٧٠-٥٠٪، والرمال ٢٥-١٥٪، والغابات ١٠-٣٪، والحشائش ٣٠-١٥٪، والتربة ٢٠-٧٪.

مما سبق يلاحظ أن عامل ألعاكسية هو عامل محلي أكثر منه إقليمي. وبذلك فإن فقدان الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض بواسطة هذا العامل لا تتعدى ٦٪ من مجموع الإشعاع الشمسي الواصل إلى الغلاف الغازي. وإذا أضفنا عاكسية الغلاف الغازي، فإن هذا العامل يصبح مهماً في التأثير على كمية الإشعاع الشمسي الواصلة إلى سطح الأرض، حيث ترتفع النسبة إلى أكثر من ٢٠٪.

من الاستعراض السابق لطبيعة الإشعاع والعوامل المتحكمة في شدته يلاحظ أن عامل الإشعاع الشمسي هو عامل مهم جداً في التأثير على المناخ. حيث أن هذا العامل يؤثر بشكل مباشر على توزيع درجة الحرارة. والحرارة هي العنصر المحرك لجميع العناصر الأخرى. بل أن بعض الباحثين يقولون أن المناخ هو انعكاس لتوزيع الإشعاع الشمسي على سطح الأرض. في الفصل القادم سنوضح توزيع الإشعاع الشمسي على سطح الأرض وحسب الفصول.

٢-٢ العوامل الداخلية

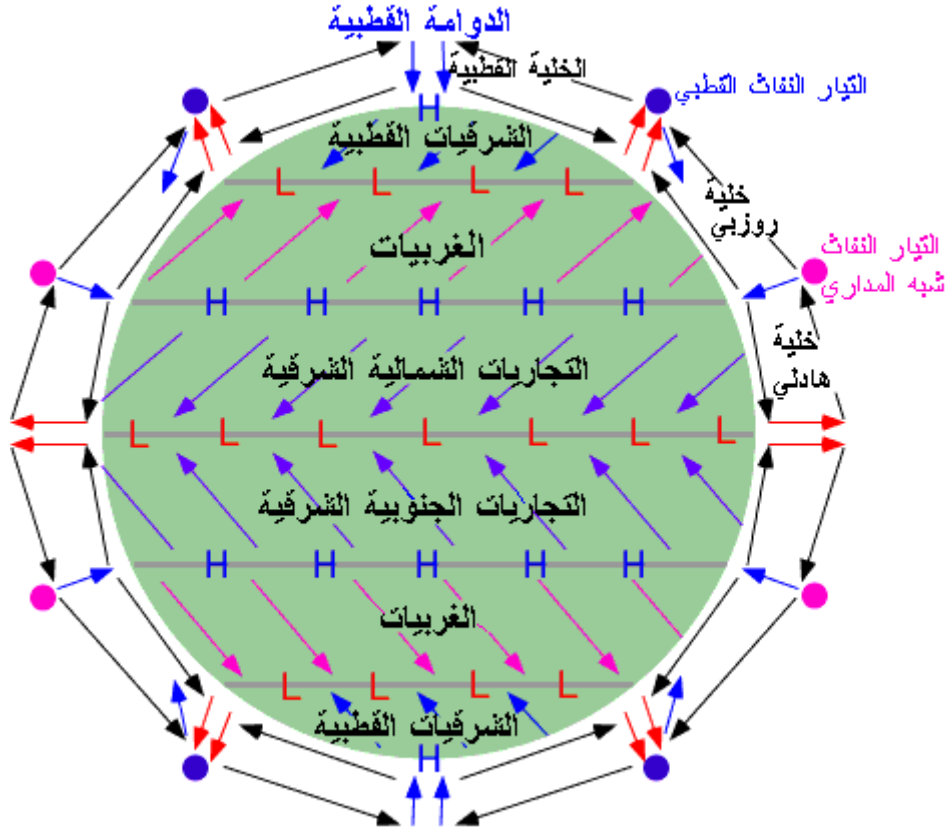
هناك مجموعة من العوامل التي تؤثر على المناخ مصدرها داخل الغلاف الغازي. وهذه العوامل جميعها تعمل بسبب تباين الإشعاع الشمسي الذي يؤدي إلى تباين في الحرارة، التي هي المحرك الأساسي لجميع هذه العوامل. وهذه العوامل هي:

٢-٢-١ الدورة العامة للغلاف الغازي

General Atmospheric Circulation

الدورة العامة للغلاف الغازي هي نتاج التباين في توزيع الإشعاع الشمسي الغير متساوي على سطح الأرض. فالتسخين الشديد على خط الاستواء يؤدي إلى تمدد الهواء فوق خط الاستواء مما يخلق منطقة ضغط منخفض دائم. الهواء المتصاعد فوق خط الاستواء يتجه في الأعلى باتجاه القطب. ونتيجة عملية التبريد الإشعاعي الذي يتعرض له فإنه يهبط فوق القطبين مكوناً منطقة ضغط عالي دائم. جاءت هذه النظرية على يد هادلي Hadley قبل قرنين من الزمن. ولكن توفر معلومات كثيرة خلال الفترة الماضية دعت فيرل Fierl ومن بعده روزبي Rossby إلى وضع نموذج للدورة العامة يختلف عن النموذج الذي اقترحه هادلي. وبذلك أصبحت دورة هادلي مقتصرة على توزيع الضغط وحركة الهواء بين خط الاستواء والمدارين.

النظرية الجديدة للدورة العامة للرياح تضيف خلية للعروض الوسطى وخليئة أخرى قطبية. وبذلك تتكون الدورة العامة من ثلاثة خلايا (الشكل ٢-٣). الخلية الأولى هي خلية هادلي Hadley Cell، حيث يرتفع الهواء فوق خط الاستواء بسبب التسخين الشديد والتقاء الرياح التجارية من نصفي الكرة مكوناً منطقة اللقاء الاستوائي ITCZ. الهواء المتصاعد فوق خط الاستواء ينشط في الأعلى إلى قسمين عند اصطدامه بالتروبوبوز Trpopause حيث يتجه شطر باتجاه مدار السرطان والآخر باتجاه مدار الجدي. الهواء في الأعلى وبعد أن يقطع مسافة يبدأ بالتبريد إشعاعياً. كما أن قوة الانحراف تبدأ بالتأثير عليه، بالإضافة إلى أن اختلاف السرعة بين الهواء وسرعة الأرض تحته تدفعه للتباطؤ. كما أن هناك هواء يأتي من الدائرة القطبية يصطدم بالهواء المتجه إلى القطب في الأعلى. كل هذه العوامل تؤدي إلى هبوط الهواء كمعدل فوق دائرة عرض ٣٠°. لتصبح هذه المنطقة (عروض الخيل) منطقة ضغط عالي دائم. فالهواء الهابط من الأعلى فوق المنطقة يكون حاراً جافاً. وعند اصطدامه بالسطح فإن قسم منه يتجه سطحياً باتجاه خط الاستواء ليكون الرياح التجارية Trade Wind الشمالية الشرقية في نصف الكرة الشمالي والجنوبية الشرقية في نصف الكرة الجنوبي.



الشكل ٢-٣: الدورة العامة للغلاف الغازي مع الخلايا المكونة لها.

الخلية الثانية هي خلية فيرل أو روزبي Rossby Cell حيث أن الرياح الغربية Westerly Wind (العكسية) تخرج من الضغط العالي شبه المداري باتجاه الدائرة القطبية. وهناك رياح قطبية Polar Wind تقابلها. اصطدام هذين النوعين من الرياح يكون الجبهة القطبية Polar Front حيث يرتفع الهواء المداري الحار إلى الأعلى مكوناً منطقة ضغط منخفض على السطح لتصبح منطقة منخفضات جوية ومرتفعات جوية متحركة. أما الخلية القطبية Polar Cell فإنها خلية سطحية حيث يهب إليها الهواء من الأعلى بسبب التبريد الشديد لتهب رياح سطحية شرقية Easterly Wind باتجاه الدائرتين.

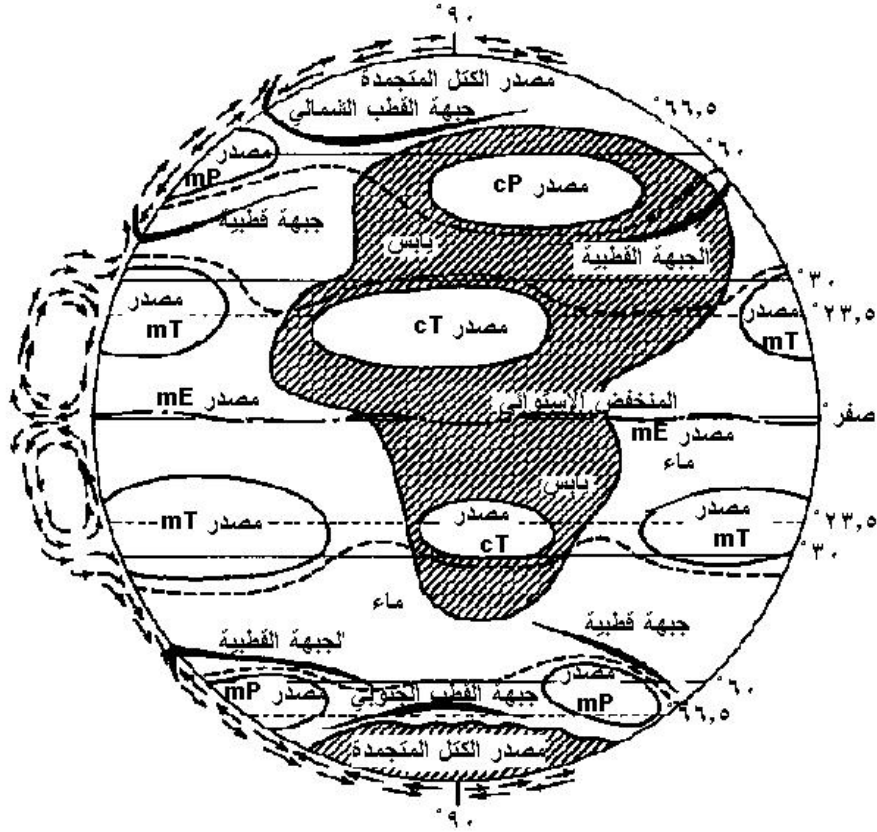
هذا التصور المثالي للدورة العامة يشترط أن تكون الأرض إما كلها يابس أو كلها ماء. كما تدخل عملية تحويرات فصلية. فجميع انطقة الضغط تتحرك إلى شمال مواقعها في تموز وإلى جنوب مواقعها في كانون الثاني. إذاً تتحرك مراكز الضغط مع حركة الشمس الظاهرية. وبذلك تتكون لدينا مناطق متباينة الضغط خلال الفصول، وهناك مناطق ثابتة الضغط خلال الفصول. أن هذا التباين في توزيع الضغوط والرياح ومناطق التقاء وتفرق الهواء أوجد مناخات مختلفة وتأثيرات متباينة. فالضغط العالي يؤدي إلى ارتفاع الحرارة وقلة الأمطار وسكون الهواء. أما الضغط الواطئ فيؤدي إلى انخفاض الحرارة وكذلك إلى زيادة الأمطار المتساقطة وإلى تباين في اتجاهات الرياح وسرعتها. في الفصل القادم سنشرح بالتفصيل توزيع الضغط وحركة الرياح العامة.

Air Masses

٢-٢-٢ الكتل الهوائية

الكتل الهوائية جسم ضخم من الهواء متجانس في حرارته ورطوبته، ويشترط في تكونها أن يكون الهواء ساكناً فوق منطقة النشوء لعدة أيام وأن تتكون في منطقة متجانسة ومنبسطة. تنشأ هذه الكتل فوق مناطق الضغط العالي المدارية والقطبية وفوق الماء أو

اليابس الشكل (٢-٤). تتحرك هذه الكتل فتؤثر على المناطق التي تصل إليها حاملة معها الصفات المناخية للمنطقة التي نشأت فوقها. فالتكرار العالي للكتل الهوائية المدارية Tropical فوق منطقة يعني ارتفاع درجة الحرارة. كما أن التكرار العالي للكتل القطبية Polar فوق منطقة يعني انخفاض درجة الحرارة. والتكرار العالي للكتل القارية Continental يعني الجفاف بينما التكرار العالي للكتل البحرية Maritime يعني الرطوبة والأمطار. لذلك فإن سيادة أي نوع أو التكرار العالي لأنواع من الكتل الهوائية يؤثر على المناخ بشكل مباشر.



After: Petterssen and others.

الشكل ٢-٤: توزيع مواقع نشوء الكتل الهوائية على قارة افتراضية.

Topography

٣-٢-٢ التضاريس

تلعب التضاريس دوراً واضحاً في التأثير على المناخ. فالارتفاع عن مستوى سطح البحر يؤثر على الحرارة. فكلما ارتفعنا ١٠٠ متر فوق مستوى سطح البحر انخفضت الحرارة (١م). فالارتفاع عن سطح الأرض يبعدنا عن مصدر التسخين (الإشعاع الأرضي) وبذلك تقل فرص اكتساب الهواء للأشعة الأرضية. كما أن الارتفاع يؤدي إلى قلة ضغط الهواء مما يساعد على تمدده وبذلك فإن كمية الطاقة الموجودة فيه تنتشر على مساحة أوسع فتقل كمية الطاقة في وحدة المساحة. فإذا كان متر مكعب من الهواء يحتوي على ٤ سرعات طاقة، فإن انتشاره بعد رفعه على مساحة ٤ متر مكعب يجعل كل متر مكعب منه يحتوي فقط على سرعة واحدة وبذلك تقل درجة حرارته كثيراً. يطلق على هذه العملية اسم (انخفاض درجة الحرارة الذاتي Adiabatic cooling) أي بدون أن يفقد أية كمية من الطاقة.

كما تؤثر التضاريس على الأمطار. فالمعروف أن اصطدام الهواء بالتضاريس يؤدي إلى رفعها مما يساعد على خفض درجة حرارتها. فإذا كان الهواء رطباً فإن بخار الماء فيه سوف

يتكاثف ويساعد ذلك على سقوط الأمطار. وبذلك فإن الأمطار في المناطق الجبلية هي أغزر من أمطار المناطق المجاورة لها. كما يمكن للجبال أن تكون مناطق لظل المطر. حيث أن السفوح المعاكسة لهبوب الرياح غالباً ما تكون في مناطق ظل المطر. أي أن الأمطار الساقطة عليها تكون قليلة.

وتؤثر التضاريس على الضغط، فينخفض الضغط بالارتفاع. كما تؤثر التضاريس على سرعة واتجاه الرياح. وتزداد الأشعة قوة كلما ارتفعنا إلى الأعلى. كل هذا يوضح إن للتضاريس تأثير كبير ومباشر على عناصر المناخ المختلفة. وبذلك نرى أن المناطق الجبلية ذات مناخ مختلف تماماً عن مناخ المناطق السهلية.

Water and Land

٢-٢-٤ اليابس والماء

الماء هو المصدر الأساسي لبخار الماء في الهواء، وبذلك فهو المصدر الأساسي للأمطار. وهكذا يمكن أن تسقط أمطاراً أغزر على المناطق الساحلية من المناطق الداخلية والبعيدة عن تأثير البحار. كما تؤثر البحار على درجة الحرارة، فالماء يكتسب الحرارة ويفقدها ببطء في حين أن اليابس يكتسب الحرارة ويفقدها بسرعة. والسبب في هذا التباين في التسخين بين الماء واليابس يعود إلى:

أ- **الحرارة النوعية Specific Temperature**: للماء حرارة نوعية أكبر من الحرارة النوعية لمكونات اليابس. فالسعة الواحدة ترفع حرارة غرام من الماء درجة مئوية واحدة. في حين ترفع السعة حرارة غرام من التربة أو الصخور خمسة درجات مئوية.

ب- **أن جزء كبير من الطاقة يستهلك في تحويل الماء من الحالة السائلة إلى الحالة الغازية (التبخّر) Evaporation**، في حين أن كل الطاقة الواصلة إلى اليابس تستخدم في التسخين.

ج- **تنفذ الأشعة Penetration في الماء إلى عمق ٦٠ متر** وبذلك تتوزع الطاقة على حجم كبير جداً، في حين يكون اليابس معتم فلا تستطيع الأشعة اختراق السنتيمتر الأول من التربة، وبذلك يتركز التسخين على السطح.

د- **تنقل الطاقة على اليابسة بالإشعاع والتوصيل**، ولأن الإشعاع لا ينفذ في اليابس المعتم والتوصيل بطيء، لذلك يتركز التسخين على مساحة صغيرة. بينما تنتقل الطاقة في الماء بالإشعاع والتوصيل والحمل. وهنا نركز على طريقة الحمل التي تنقل الطاقة إلى أعماق سحيقة في الماء وبذلك تنتشر الطاقة على مساحة واسعة.

لكل هذه الأسباب فإن الماء بطيء الاكتساب والفقدان للطاقة بينما اليابس سريع الاكتساب والفقدان للطاقة، وهذا بدوره يؤثر على درجة الحرارة. ولكن يجب الانتباه إلى أن تأثير الماء على الحرارة لا يكون واضحاً إلا من خلال المسطحات المائية الكبيرة كالبهار الكبيرة والمحيطات. البحار الضيقة والصغيرة والضحلة غالباً ما يكون تأثيرها محدوداً على درجة الحرارة. أن هذا التباين في درجة الحرارة بين اليابس والماء يوجد رياح محلية وتوزيع ضغطي محلي. لذلك فإن تأثير الماء على المناخ يكون واضحاً.

Ocean Current

٢-٢-٥ التيارات البحرية

المقصود بالتيارات البحرية حركة الماء داخل الماء. لذلك يختلف تأثير التيارات البحرية على المناخ عن تأثير الماء بحد ذاته. فبالإضافة إلى تأثير الماء، فإن هناك سواحل تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة Warm Ocean Current ، وسواحل أخرى تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة Cold Ocean Current . تتميز السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة بأنها أغزر مطراً وأكثر حرارة وأخف ضغطاً من السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة، حيث تتميز بالجفاف وانخفاض الحرارة وارتفاع الضغط وظهور الضباب. لذلك نقول أن التيارات البحرية تؤثر على معظم عناصر المناخ في مناطق وجودها والمناطق المجاورة لها. لهذا السبب اختلف المناخ بين شرق القارات وغربها. ففي

العروض المدارية يكون مناخ شرق القارات دافئاً مطيراً، في حين إن مناخ غرب القارات ولنفس العروض بارداً جافاً يغطيه الضباب غالباً. أما في العروض العليا، فمناخ شرق القارات أكثر برودة وأقل تساقطاً، في حين إن غرب القارات أدفئ وأكثر تساقطاً. حتى إن موانئ غرب القارات في هذه العروض تبقى مفتوحة للملاحة طوال العام، بينما موانئ شرق القارات في هذه العروض تغلق طيلة الشتاء بسبب انجماد السواحل.

الفصل الثالث

التوزيع الجغرافي لأهم عناصر المناخ والعوامل المؤثرة في هذا التوزيع

- ١-٣ التوزيع الجغرافي للإشعاع
- ٢-٣ التوزيع الجغرافي لدرجة الحرارة
- ٣-٣ التوزيع الجغرافي للتساقط
- ٤-٣ التوزيع الجغرافي للضغط الجوي والدورة العامة للرياح
- ٥-٣ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية
- ٦-٣ التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية

التوزيع الجغرافي لأهم عناصر المناخ

والعوامل المؤثرة في هذا التوزيع

تتباين عناصر المناخ في توزيعها، ويعكس هذا التوزيع العوامل الجغرافية المؤثرة على هذه العناصر. فالعلاقة بين سطح الأرض وما فيه من يابس وماء وعناصر المناخ علاقة متداخلة ومتشابكة لذلك فإن كل عنصر من عناصر المناخ يتوزع على سطح الأرض بشكل يمثل هذه العوامل. لذلك تنخفض الحرارة في مناطق وترتفع في مناطق، بينما تقل الأمطار في مناطق أخرى وتزداد في مناطق قد لا تتطابق مع ارتفاع وانخفاض الحرارة. وهذا يعني أن العوامل المؤثرة على عناصر المناخ تختلف بين عنصر وآخر. لذلك يمثل هذا الاختلاف في التوزيع اختلاف المناخ من مكان إلى آخر.

٣-١ التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي

The Geographical Distribution of Solar Radiation

الشمس عبارة عن كتلة من الغازات الملتهبة، محيطها حوالي ١,٤ مليون كم وهي بذلك أكبر من الأرض ب ١٠٠ مرة. وتدور الشمس حول نفسها بفترة ٢٧ يوماً تقريباً. وتطلق الطاقة من الشمس نتيجة التفاعل النووي بين الغازات المكونة للشمس من الكربون والنيتروجين والنوبيين والهيدروجين مكوناً الهليوم. أن هذا التفاعل تنتج منه طاقة هائلة، لذلك تقدر درجة حرارة الشمس من الداخل بملايين الدرجات المؤوية. وتقدر درجة حرارة الشمس من الخارج ب ٦٠٠٠ ك. وهي بذلك تشبه الجسم الأسود في إشعاعها. والشمس تشع بكل الأطوال الموجية، ولكن معدل إشعاعها يكون بالطول الموجي ٠,٥ ميكرون.

تنتقل الطاقة من الشمس إلى الأرض بالإشعاع Radiation. وبعد دخول الإشعاع الغلاف الغازي يضاف التوصيل Conduction والحمل Convection إلى طرق انتقال الطاقة. فالتوصيل لا يعمل إلا من خلال الأجسام الصلبة القابلة للتوصيل، أما الحمل فأنه يعمل فقط في السوائل والغازات. لذلك فإن أهم طريقة لانتقال الطاقة تكون بالإشعاع. فجميع الأجسام التي تكون درجة حرارتها أعلى من (صفر ك) تشع بأطوال موجية تتناقص كلما ارتفعت حرارتها. ولأن الشمس جسم ملتهب ذا حرارة مرتفعة فإنه يشع بأطوال موجية مختلفة معدلها ٠,٥ ميكرون. لذلك فإن الإشعاع الشمسي يمكن أن يصل إلى أعلى الغلاف الغازي من الشمس حاملاً طاقة مقدارها ٢ سعرة/سم^٢/دقيقة وتعادل ١٣٩٥ واط/م^٢. هذه الكمية من الطاقة تسمى الثابت الشمسي. أن كمية الثابت الشمسي Solar Constant تختلف باختلاف بعد الأرض عن الشمس. ولأن دورة الأرض حول الشمس ليست دائرية تماماً بل أفضل ما توصف بأنها بيضوية. لذلك ففي كانون الثاني يكون بعد الأرض عن الشمس حوالي ١٤٧,٥ مليون كم، فتستلم الأرض طاقة أكبر مما تستلمها في تموز عندما يكون بعد الأرض عن الشمس حوالي ١٥٢,٥ مليون كم. وتقدر كمية الطاقة الزائدة في كانون الثاني ب ٦٪ عنها في تموز.

في الفصل الثاني تمت مناقشة العوامل المؤثرة على توزيع الإشعاع الشمسي. ومن هذه العوامل يتضح لنا أن عمودية الشمس على أحد نصفي الكرة يعطي ذلك النصف كمية أكبر من الطاقة في ذلك الفصل، وذلك لأن الزاوية العمودية، والنهار الطويل يسمحان لذلك النصف باستلام كمية أكبر من الإشعاع الشمسي. وبذلك يختلف توزيع الطاقة بين فصل وآخر لأي نصف. وحيث أن عمودية الشمس على أي من النصفين يتبعها اختلاف في طول النهار، فإن ذلك يؤدي بالضرورة إلى زيادة الإشعاع في نصف على النصف الآخر. أما العاكسية فإنها تختلف باختلاف زاوية السقوط حيث أن الماء على سبيل المثال تزداد عاكسيته بنسبة كبيرة إذا قلت زاوية السقوط عن ٤٥ شتاءً. وتختلف نسبة التغميم باختلاف الفصول لأن هناك فصول مفضلة لسقوط الأمطار وتكون المنخفضات الجوية. وعليه يصبح توزيع الإشعاع كما يأتي:

٣-١-١ التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي في حزيران

The Geographical distribution of Solar Radiation in June

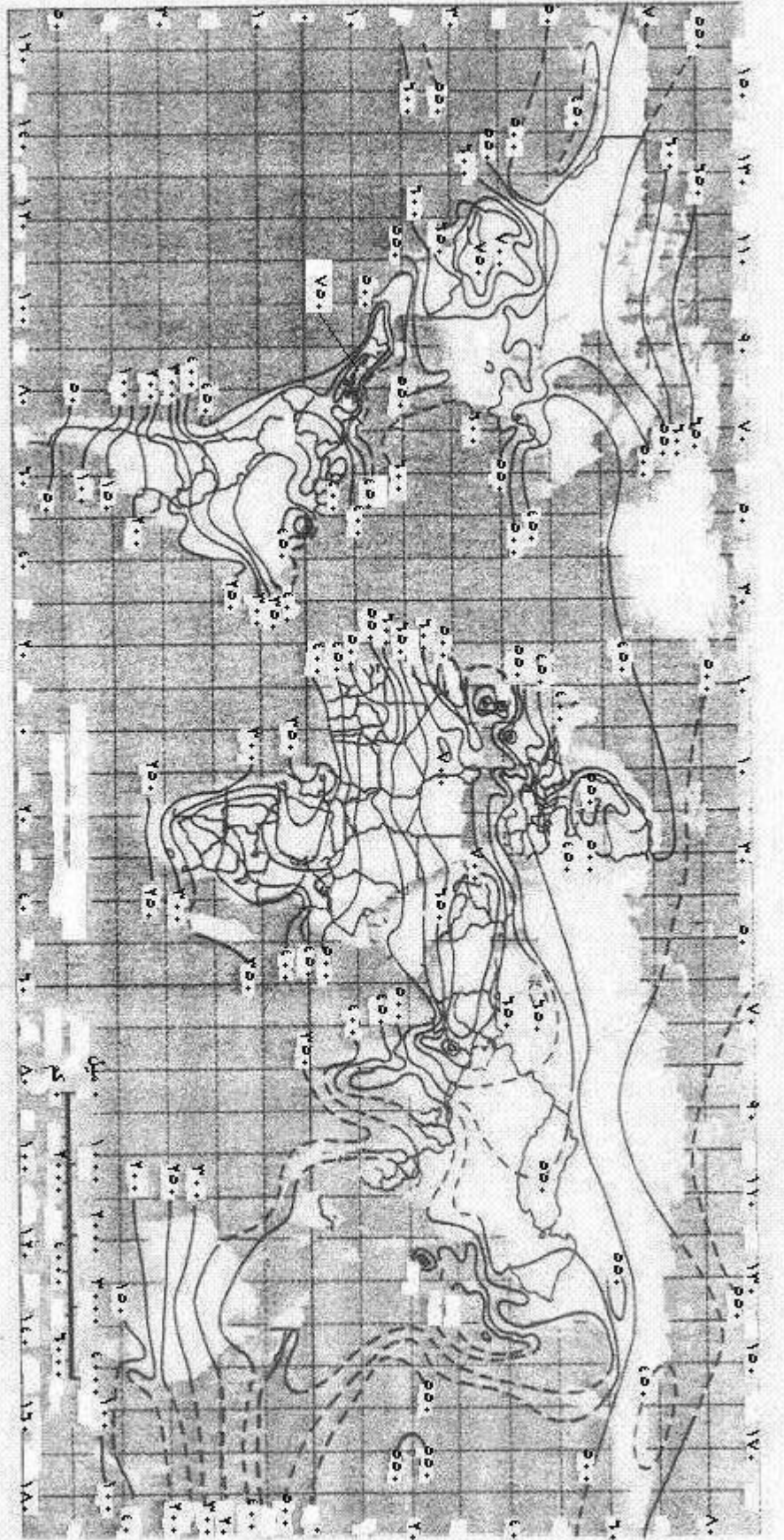
في ٢١ حزيران تكون الشمس عمودية على مدار السرطان. وبذلك يستلم النصف الشمالي أكبر كمية ممكنة من الإشعاع الشمسي بسبب عمودية زاوية السقوط وطول النهار. أما النصف الجنوبي فأنه يستلم أقل كميات الطاقة. الخارطة رقم (٣-١) تبين أن أعلى كمية إشعاع تسجل فوق صحراء أريزونا في الولايات المتحدة الأمريكية وقدرها ٧٥٠ سم^٢/يوم. أما خط ٧٠٠ سم^٢/يوم فأكبر امتداد له في آسيا حيث يبدأ هذا الخط من سواحل البحر المتوسط ليشمل بلاد الشام والعراق وإيران إلى أفغانستان ويمر بجنوب تركيا. ومنطقة أخرى في أمريكا الشمالية تشغل معظم الولايات الغربية للولايات المتحدة الأمريكية، وأخيراً منطقة صغيرة في الجزائر. وبذلك يكون أعلى إشعاع مسجل خلال هذا الفصل بين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° شمالاً. وتتراوح القيم بين ٥٠٠ - ٧٥٠ سم^٢/يوم. أن هذا الاختلاف في القيم بين المناطق يعود إلى اختلاف كثافة الغيوم. ففي المناطق الكثيفة الغيوم وخاصة شرق القارات تقل القيم. ولابد من الإشارة إلى أن المنطقة القطبية تشهد ارتفاعاً كبيراً لقيم الإشعاع الشمسي في هذا الفصل وذلك بسبب طول النهار الذي تستمر فيه الشمس مشرقة على المنطقة القطبية لمدة ٢٤ ساعة ولستة أشهر. فمثلاً تستلم مناطق أقصى شمال كندا ٦٥٠ سم^٢/يوم وبذلك يعوض طول النهار عن ميلان زاوية السقوط في هذا الفصل في القطب. وبهذا تحتل المناطق شبه المدارية بين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° شمالاً والمناطق القطبية بين دائرتي عرض ٨٠° - ٩٠° شمالاً المرتبة الأولى في كمية الإشعاع الشمسي المستلم. بينما تحتل المناطق المدارية وشبه القطبية المرتبة الثانية وخط الاستواء المرتبة الثالثة حيث يستلم كمية تتراوح بين ٥٠٠ - ٤٠٠ سم^٢/يوم.

أما في النصف الجنوبي فإن انحدار التناقص في كمية الإشعاع الشمسي يكون أكبر من النصف الشمالي. حيث تتغير قيم الإشعاع بشدة خلال منطقة صغيرة. فتستلم المنطقة المدارية الجنوبية قيم بين ٤٠٠ - ٣٠٠ سم^٢/يوم. ثم المناطق شبه المدارية بين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° جنوباً قيم بين ٢٥٠ - ١٠٠ سم^٢/يوم. وأقل من ١٠٠ سم^٢ في المناطق شبه القطبية. في حين لا يستلم القطب الجنوبي إشعاعاً في هذا الفصل بسبب الليل القطبي الطويل.

٣-١-٢ التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي في كانون الأول

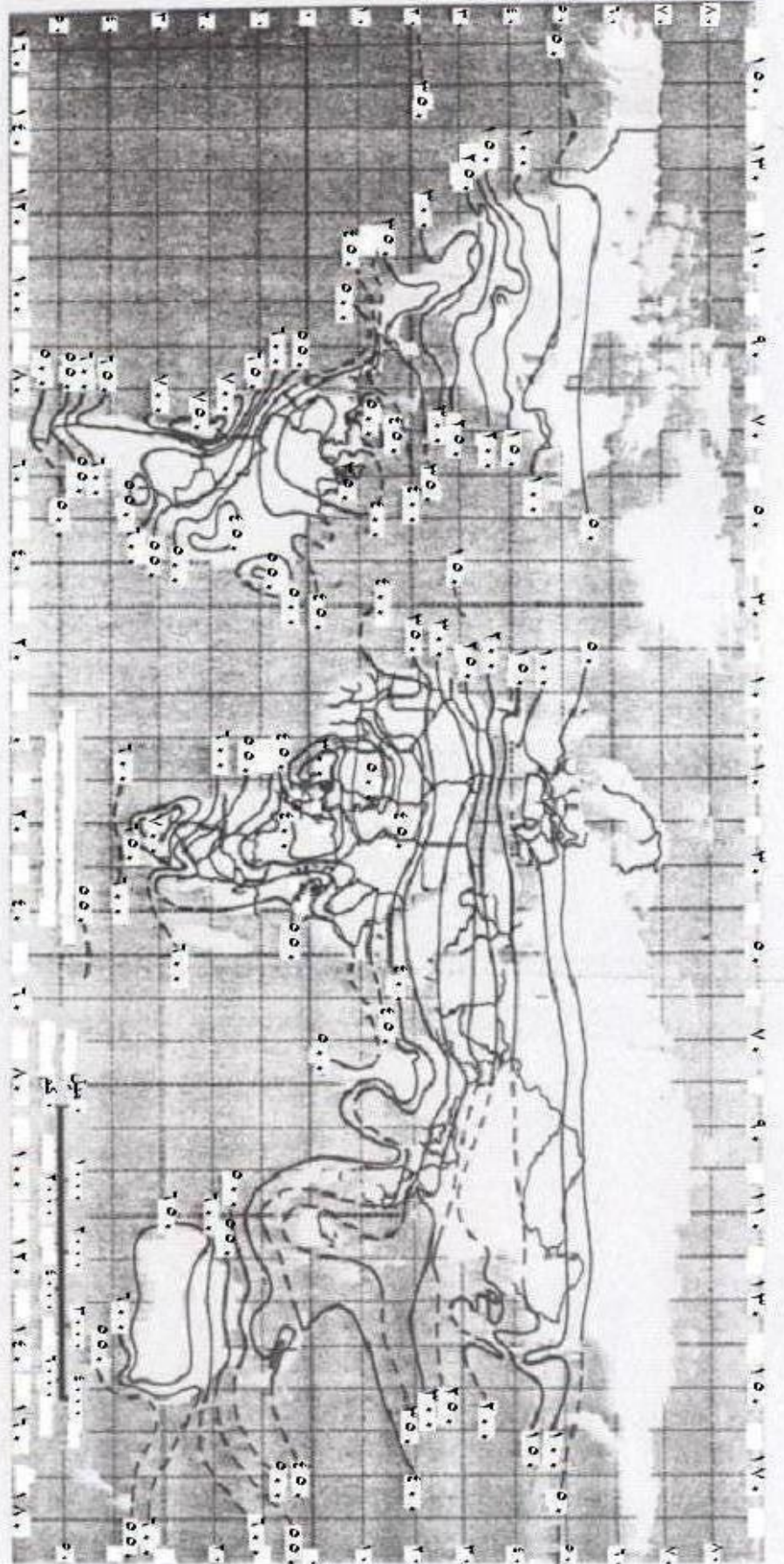
The Geographical Distribution of Radiation in December

في ٢١ كانون الأول تكون الشمس عمودية على مدار الجدي. وبذلك تتغير صورة التوزيع بشكل معاكس تماماً، الخريطة رقم (٣-٢). فتظهر مناطق ٧٥٠ - ٧٠٠ سم^٢/يوم بين دائرتي عرض ٢٠° - ٣٠° جنوباً على السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية، وفي أقصى جنوب أفريقيا. بينما تسجل استراليا أعلى قيمة لها ٦٥٠ سم^٢/يوم في معظم أجزائها. فالمنطقة المدارية وشبه المدارية والمنطقة القطبية تحتل المرتبة الأولى. أما خط الاستواء فأنه يأتي بالمرتبة الثانية من حيث كمية الطاقة المستلمة. أما في النصف الشمالي فإن بعد الشمس عنه يجعل التناقص في كمية الإشعاع الشمسي شديداً قياساً لما كان في حزيران. حيث تتراوح قيم الإشعاع بين ٤٠٠ - ٢٥٠ سم^٢/يوم بين الاستواء ودائرة عرض ٣٠° شمالاً. وبين دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° تتراوح بين ٢٥٠ - ١٥٠ سم^٢/يوم وتسجل أقل من ٥٠ سم^٢/يوم شمال دائرة عرض ٥٠° شمالاً. وهكذا فإن المنطقة القطبية لا تستلم أية كمية خلال هذا الفصل بسبب الليل القطبي. أن التوزيع الفصلي للإشعاع الشمسي يعكس العوامل المؤثرة على هذا التوزيع بشكل واضح ويبين أن التوزيع في النصف الشمالي يعاكس التوزيع في النصف الجنوبي. كما أن هذا التوزيع هو سبب اختلاف الحرارة صيفاً عن الشتاء.



After: Lof, Duffie, and Smith

الخريطة ٣-١ : التوزيع الجغرافي للإشعاع الشمسي لشهر حزيران والذي يمثل الصيف.



After: Lof, Duffie, and Smith

الخريطة ٣-٢: التوزيع الجغرافي للاصطاع الشمسي لشهر كانون الاول الذي يمثل الشهر الشمسي.

٣-١-٣ التوزيع السنوي للإشعاع الشمسي *Annual Distr. Of Radiation*

أن التوزيع السنوي للإشعاع يعكس تأثير صفاء السماء أكثر مما يعكس تأثير زاوية السقوط وطول النهار. وذلك لأن اختلاف الزاوية وطول النهار بين الفصول يعبر عنه بالمعدل في التوزيع السنوي. تشهد المناطق الصحراوية في العالم أيام قليلة للتغييم حيث تبقى الشمس ساطعة معظم أيام السنة، لذلك تسجل المناطق الصحراوية أعلى معدل للإشعاع الشمسي في العالم. معنى ذلك يحافظ المدارين على قيم عالية للإشعاع طول العام، الخريطة رقم (٣-٣). فتظهر قيمة ٢٢٠ كيلو سرعة/سم^٢/يوم في صحراء النوبة بين مصر والسودان وهي أعلى قيمة على الإطلاق. وتظهر قيمة ٢٠٠ كيلو سرعة/سم^٢/يوم في الصحراء الكبرى والجزيرة العربية وصحراء أمريكا الشمالية وقيمة ١٨٠ كيلو سرعة/سم^٢/يوم في صحراء كلهاري في أفريقيا وصحراء استراليا وصحراء بتكونيا في أمريكا الجنوبية. لذلك تحتل المناطق المدارية بين دائرتي عرض ٢٠° - ٣٠° جنوبا وبين دائرتي عرض ٢٠° - ٤٠° شمالا المرتبة الأولى في كمية التوزيع السنوي. مع ملاحظة أن سواحل غرب القارات أكثر إشعاعا من سواحل شرق القارات وعلى نفس دائرة العرض. تأتي المنطقة الاستوائية بالمرتبة الثانية حيث تسجل ١٦٠ - ١٢٠ كيلو سرعة/سم^٢/يوم وذلك لكثرة الغيوم فوقها على مدار العام. ويقل الإشعاع كلما اتجهنا شمال مدار السرطان وجنوب مدار الجدي ليصل إلى أقل من ٦٠ كيلو سرعة/سم^٢/يوم فوق القطبين.

أن التوزيع الجغرافي للإشعاع يتحكم بشكل رئيسي بالتوزيع الجغرافي للحرارة على سطح الأرض. أي أن المتحكم الأساسي بتوزيع الحرارة على سطح الأرض هي زاوية سقوط الإشعاع الشمسي وشفاء السماء وطول النهار.

٣-٢ التوزيع الجغرافي لدرجة الحرارة

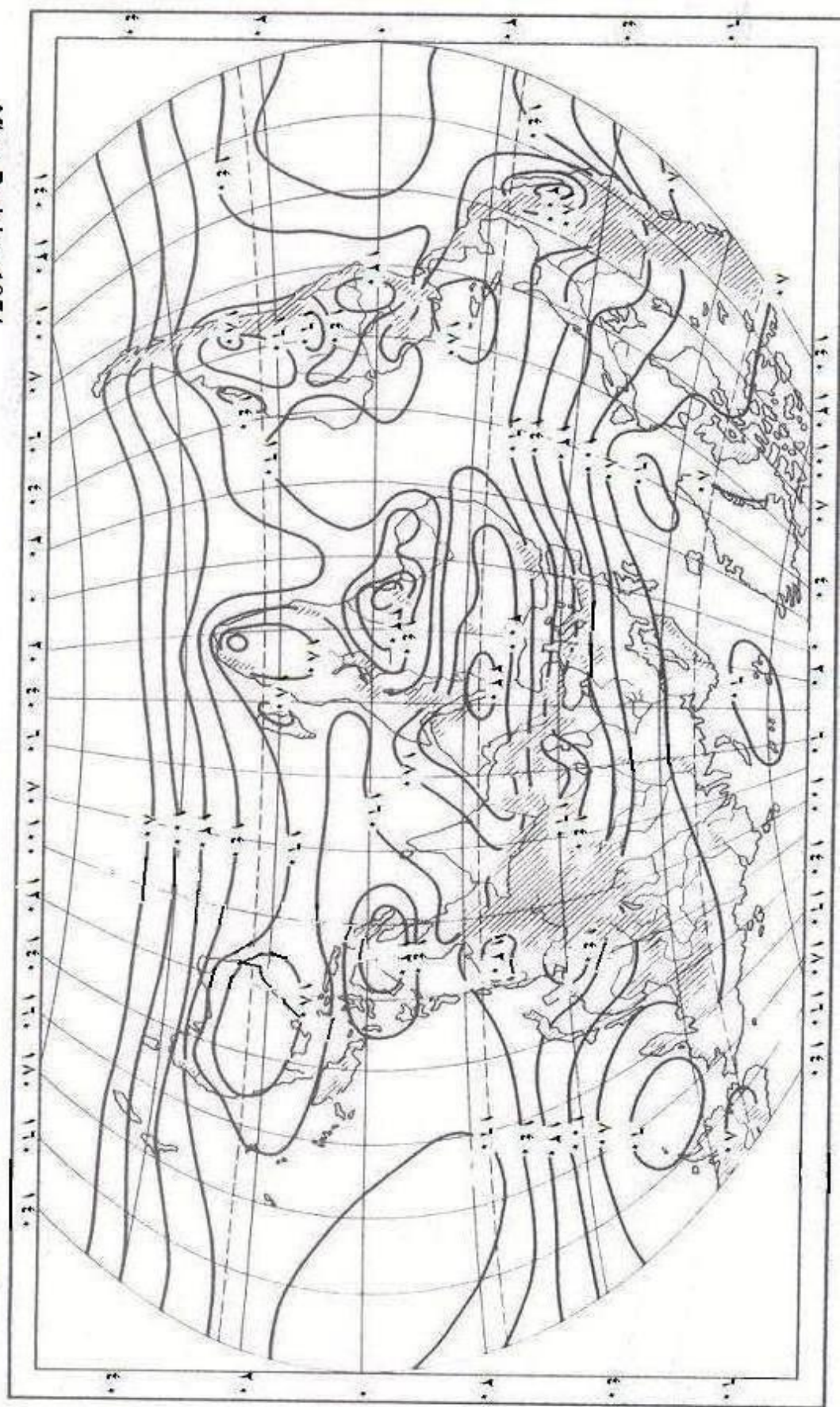
The Geographical Distribution of Temperature

قبل البدء بتوزيع الحرارة، لابد من إلقاء نظرة سريعة على العوامل المتحكمة بهذا التوزيع. فبالرغم من أن التوزيع الجغرافي للحرارة يخضع بشكل رئيسي لتوزيع الإشعاع الشمسي وشدته، إلا أن هناك عوامل أخرى تؤثر على درجة الحرارة. لذلك يمكن إجمال العوامل المؤثرة على الحرارة بالآتي:

١- الإشعاع الشمسي *Solar Radiation* : تطرقنا في الفصل الثاني إلى هذا الموضوع، ولاحظنا أن قيمة الإشعاع الشمسي تتحدد بزاوية سقوط الإشعاع، وطول النهار، وشفاء السماء، ونسبة العاكسية. ولكي نتجنب التكرار فإن القيمة العالية للإشعاع الشمسي ترفع من درجة الحرارة، والعكس صحيح. لذلك سنلاحظ أن التوزيع السنوي والفصلي للحرارة سيخضع بشكل واضح للتوزيع السنوي والفصلي للإشعاع الشمسي. لذلك سترتفع الحرارة في المدارين لارتفاع قيم الإشعاع الشمسي الواصل إلى هذه المناطق. بينما تنخفض الحرارة في القطبين لانخفاض قيم الإشعاع الشمسي الواصل إليهما. ويمكن القول بشكل عام أن الحرارة كتوزيع ترتفع في المدارين وخط الاستواء، وتنخفض بالابتعاد عنهما شمالاً وجنوباً. لكن هذه الحقيقة ليست كاملة في أجزاء معينة من الأرض. والسبب في ذلك يعود إلى تأثير بقية العوامل التي ستؤثر على الحرارة كما سنرى أينما توفرت.

٢- توزيع الماء واليابس *Distribution of Water and Land* : أن هذا العامل

يؤثر على الحرارة بسبب اختلاف سرعة اكتساب الطاقة. فالماء يكتسب الطاقة ببطء ويفقدها ببطء بينما اليابس يكتسب الطاقة بسرعة ويفقدها بسرعة. فالماء يكتسب الطاقة ببطء لأن الإشعاع الشمسي الساقط على الماء يستطيع أن يتوغل خلال الماء إلى عمق ٦٠ مترا فتتوزع الطاقة على مساحة كبيرة، بينما لا يستطيع الإشعاع أن يتوغل في اليابس أكثر من سنتيمتر واحد فيتركز على مساحة اصغر. كما أن الماء قابل للتبخر، فكل غرام من الماء يتبخر يستهلك



After: Buddyko, 1974

الخريطة ٣-٣ : التوزيع الجغرافي للمعدل السنوي للإشعاع الشمسي على العالم.

٥٨٠ سرعة. لذلك فإن جزءاً كبيراً من الطاقة سوف يستهلك في التبخير. بينما كل الطاقة الساقطة على اليابس تستعمل في رفع درجة الحرارة. بالإضافة إلى أن الحرارة النوعية للماء مرتفعة، فيحتاج غرام من الماء سرعة واحدة لرفع درجة حرارته درجة واحدة. بينما الحرارة النوعية لليابس تختلف باختلاف نوع التربة. ولكنها بشكل عام لا تزيد عن ٠,٥ سرعة لرفع حرارة غرام واحد من اليابس درجة مئوية واحدة. كما أن الحرارة تنتقل في الماء من خلال الحمل وبذلك تتوزع الطاقة إلى أعماق كبيرة خلال فترة قصيرة. بينما تنتقل الحرارة في اليابس عن طريق التوصيل وهو بطيء، لذلك تتركز الحرارة في أعلى اليابس. لكل هذه الأسباب يكون الماء ابرد من اليابس في الصيف وأدفئ من اليابس في الشتاء. أي أن الماء يعمل على تلطيف اليابس المجاور. فيعمل الماء على خفض درجة حرارة اليابس المجاور صيفاً، ويرفع قليلاً من حرارة اليابس شتاءً.

وحتى يكون الماء مؤثراً على اليابس المجاور فإن المسطح المائي يجب أن يكون كبيراً وعميقاً. فالمسطحات المائية الضحلة والضيقة يكون تأثيرها محدود جداً كما هو الحال في تأثير البحر الأحمر والخليج العربي.

٣- التيارات البحرية Ocean Current : أن للتيارات البحرية تأثير مباشر على توزيع درجة الحرارة، ولكن هذا التأثير كما في توزيع الماء واليابس يقتصر على المناطق الساحلية فقط. فالتيارات البحرية الباردة Cold Ocean Current تخفض من درجة حرارة السواحل المارة بالقرب منها والعكس صحيح، حيث ترفع التيارات البحرية الدافئة Warm Ocean Current من حرارة السواحل التي تمر بالقرب منها. ففي المناطق المدارية ترتفع حرارة السواحل الشرقية للقارات نسبة إلى السواحل الغربية، وذلك لأن السواحل الشرقية تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة بينما السواحل الغربية تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة. أما في العروض الوسطى فإن السواحل الغربية أدفئ من السواحل الشرقية وذلك لمرور التيارات البحرية الدافئة بالقرب من السواحل الغربية والباردة بالقرب من السواحل الشرقية.

٤- الارتفاع عن مستوى سطح البحر Sea Level Altitude : ذكرنا في الفصل الثاني أن كل ١٠٠ متر ارتفاع يخفض درجة الحرارة درجة مئوية واحدة. لذلك تتميز المرتفعات الجبلية في كل العالم بانخفاض درجة حرارتها نسبة إلى المناطق المستوية المجاورة لها. وهذا العامل يجعل المناطق المرتفعة المدارية أكثر جذباً للسكان من المناطق المستوية المجاورة لها. في حين يتجنب السكان المناطق المرتفعة في العروض الوسطى والعليا وذلك لانخفاض حرارتها الشديد شتاءً نسبة إلى ما يجاورها.

٥- عوامل محلية Local Factors : هناك مجموعة عوامل محلية تؤثر على الحرارة ولكن تأثيرها لا يظهر بوضوح على خريطة توزيع الحرارة. فالغطاء النباتي Vegetation عامل محلي يؤثر على الحرارة ويعتمد تأثيره على نوع النبات وكثافته. ويأتي تأثير هذا العامل من خلال أن النباتات ملطفة لدرجة الحرارة من خلال استهلاك الطاقة في عملية النتج. فبالرغم من أن النباتات تعكس القليل من الإشعاع الشمسي إلا إنها تستهلك كمية كبيرة منه في عملية النتج وبذلك لا تساهم إلا بالقليل في تسخين الهواء. فالمعروف أن المناطق المغطاة بالنباتات تكون أقل حرارة من المناطق الخالية من النبات حتى وإن كانت عاكسيته منخفضة كالرمال والتربة الغامقة. والعامل الثاني من العوامل المحلية هو أن نسبة عاكسيته الأرض Albedo تؤثر على الحرارة من خلال كمية الطاقة المعكوسة من سطح الأرض. فالمناطق الجليدية ذات عاكسية عالية وبذلك تنخفض درجة الحرارة فوقها، لأن حرارة الأرض التي تسخن الهواء تكون واطئة. فالمناطق القطبية رغم الارتفاع الكبير للطاقة الواصلة لها صيفاً تبقى حرارتها دون الصفر في المناطق القطبية بتأثير عاكسيه الجليد للطاقة المستلمة. بينما التربة الجافة والغامقة اللون ذات عاكسية قليلة مما يساهم في رفع درجة حرارة الهواء، حيث تسخن التربة ليسخن الهواء فوقها. وهذا العامل في تسخين الهواء ضعيف لأن التربة الغمقة اللون غالباً مغطاة بالنباتات الكثيفة فتكون رطبة وحرارتها منخفضة.

٣-٢-١ التوزيع الجغرافي للحرارة في تموز

The Geographical Distribution of Temperature in July

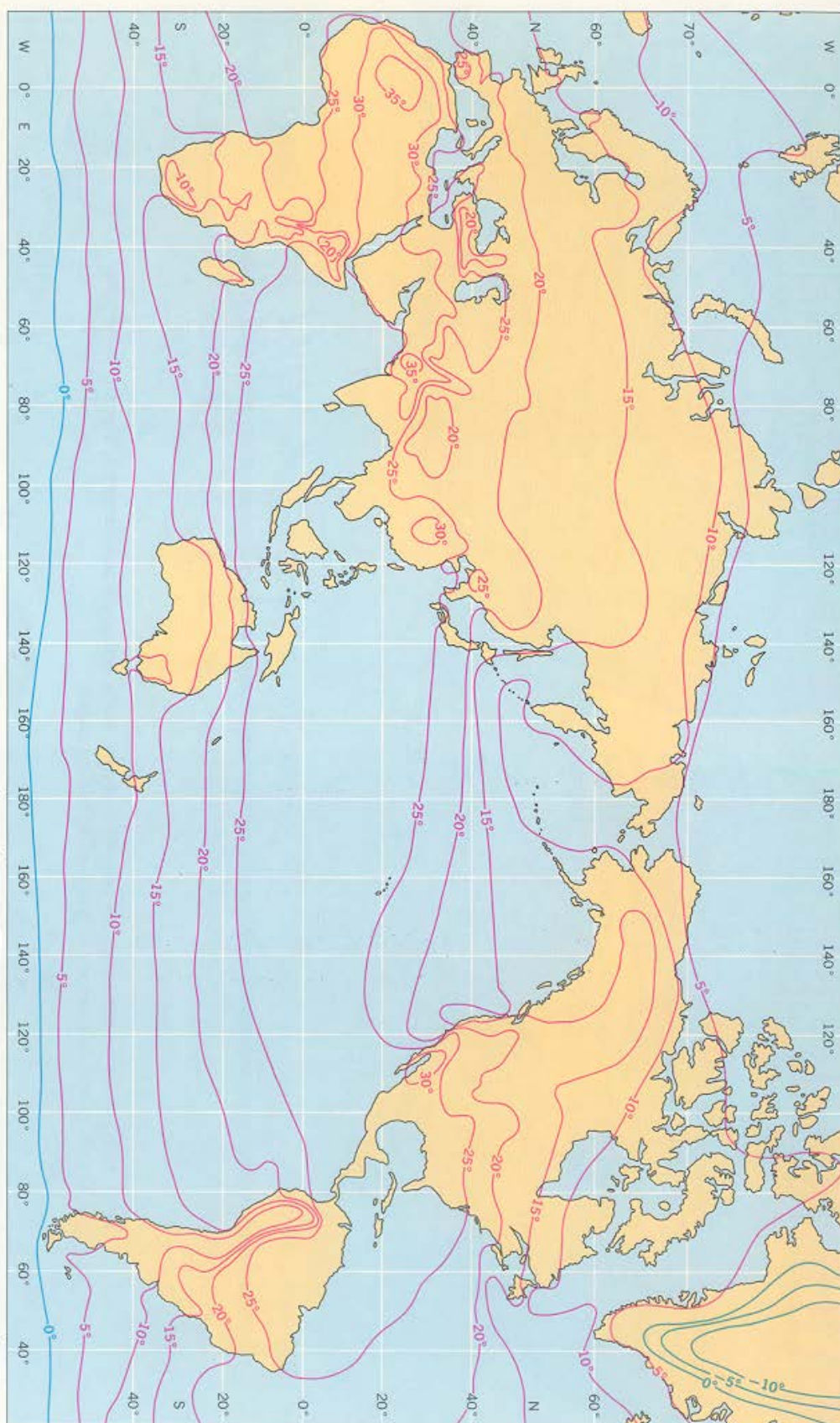
ترتفع الحرارة في هذا الفصل في النصف الشمالي للكرة الأرضية وذلك لعمودية الشمس على مدار السرطان. تسجل أعلى درجات الحرارة على الإطلاق في وسط الصحراء الكبرى فيصل معدلها إلى ٣٨°م. بينما يمتد خط الحرارة المتساوي ٣٠°م ليشمل منطقة الصحراء الكبرى والجزيرة العربية وجنوب العراق ومعظم إيران وباكستان وأفغانستان والهند وصحراء قرة قورم في الصين. وتظهر بؤرة أخرى للحرارة المرتفعة ٣٠°م في جنوب غرب الولايات المتحدة الأمريكية وشمال غرب المكسيك (أنظر الخريطة ٣-٤). وهذا يعني أن الصحاري المحيطة بمدار السرطان تسجل أعلى درجات الحرارة. وتبدأ الحرارة بالتناقص بالاتجاه شمالا وجنوبا. فيمر خط الحرارة المتساوي ٢٥°م بشمال الصين وجنوب جمهوريات آسيا وسواحل البحر المتوسط الجنوبية ووسط أفريقيا. ونفس الخط يشمل شمال أمريكا الجنوبية ووسط وجنوب أمريكا الشمالية ليمر بخليج المكسيك والبحر الكاريبي. ويظهر خط ١٠°م شمالي آسيا وشمال أمريكا الشمالية تاركا جزيرة جرينلاند إلى شماله. ويلاحظ من هذا التوزيع أن خطوط الحرارة المتساوية متباعدة أي أننا نقطع مسافات طويلة جدا حتى تتغير درجة الحرارة، ويعود ذلك إلى عمودية الشمس.

أما في النصف الجنوبي، فإن منطقة مدار الجدي تسجل معدلا فصليا مقداره ٢٠°م حيث يمر الخط بشمال استراليا وجنوب أفريقيا ووسط أمريكا الجنوبية. أما خط الحرارة ١٠°م فيمر فوق المياه جنوب استراليا وأفريقيا وجنوب أمريكا الجنوبية. أما سواحل القارة القطبية الجنوبية فتصل درجات الحرارة على سواحلها - ٢٩°م. وبذلك يلاحظ تقارب في خطوط الحرارة في النصف الجنوبي أي أن المناطق هذه تشهد تغيرا سريعا في درجات الحرارة. يلاحظ على خطوط الحرارة في تموز ومن النظر إلى الخريطة (٣-٤) إنها تنحني جنوبا على سواحل آسيا الشمالية الشرقية بسبب تأثير تيار كمشتكا البارد بينما تنحني شمالا على سواحل أوروبا الغربية بسبب تأثير تيار الخليج الدافئ. وتنحني جنوبا ولكن بشكل ضعيف على سواحل كندا الشمالية الشرقية بتأثير تيار لبرادور البارد وتنحني جنوبا وبشكل كبير جدا على سواحل أمريكا الشمالية الغربية بسبب تأثير تيار ألaska الدافئ. ويظهر تأثير تيار الكناري البارد بوضوح على سواحل أفريقيا الشمالية الغربية حيث تبقى خطوط الحرارة فوق الياض. كما يظهر تأثير تيار همبولت البارد على سواحل أمريكا الجنوبية الغربية حيث ينحني خطوط الحرارة باتجاه خط الاستواء.

٣-٢-٢ التوزيع الجغرافي للحرارة في كانون الثاني

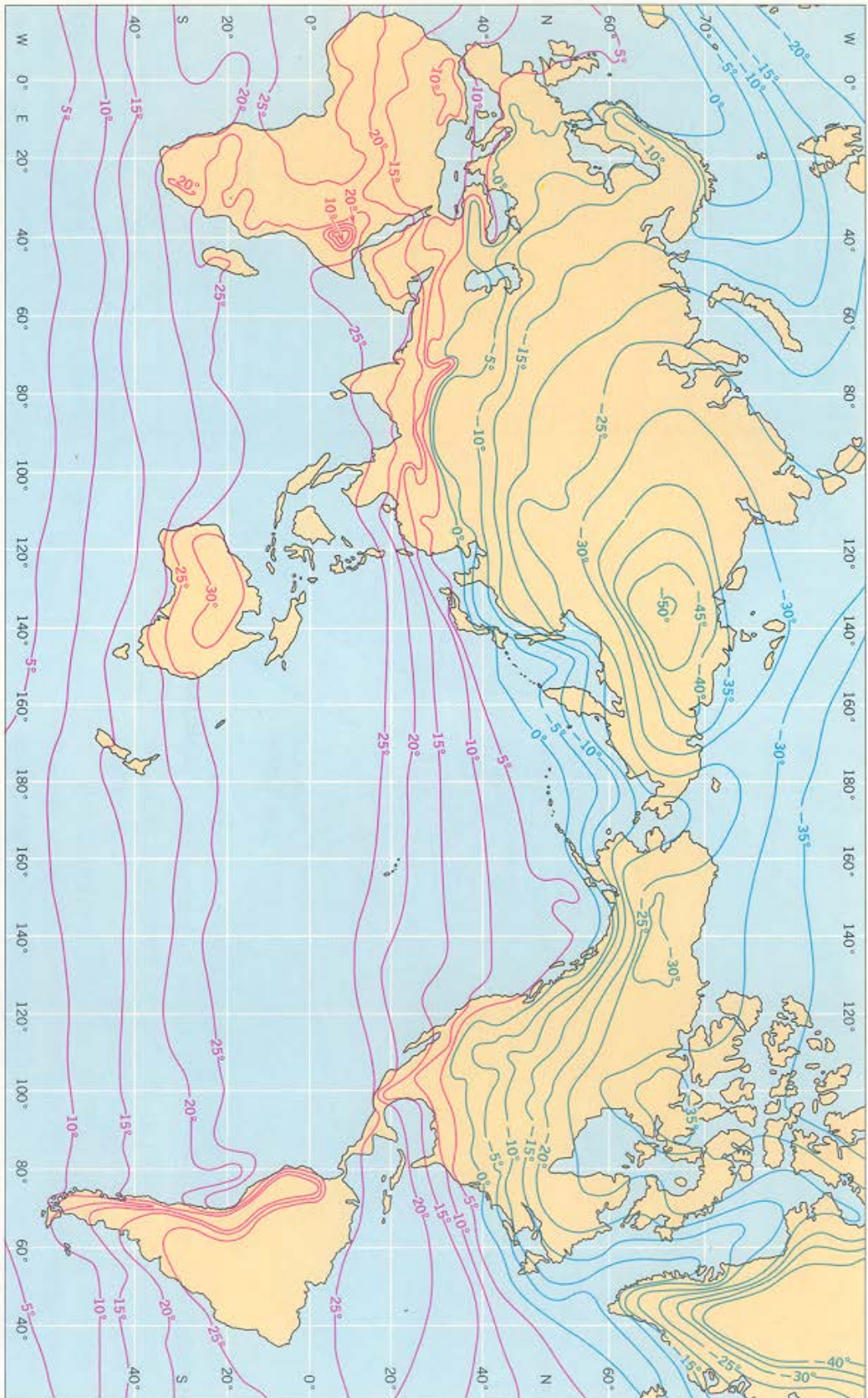
The Geographical Distribution of Temperature in January

يتحرك خط الاستواء الحراري في هذا الشهر إلى النصف الجنوبي للكرة الأرضية حيث تكون الشمس عمودية على مدار الجدي. تسجل أعلى درجات الحرارة في وسط استراليا وصحراء كلهاري في أفريقيا ٣٠°م (أنظر الخريطة رقم ٣-٥). يبقى خط الحرارة المتساوي ٢٧°م جنوب خط الاستواء ليشمل معظم استراليا ووسط المحيط الهندي وفي أفريقيا من شمال خط الاستواء بقليل إلى أقصى جنوب أفريقيا ومعظم وسط وشمال أمريكا الجنوبية. أما خط الحرارة ٢٠°م فيبقى على الماء جنوب استراليا وأفريقيا وعلى اليابس جنوب أمريكا الجنوبية. وتبقى سواحل القارة القطبية الجنوبية بدرجات حرارة دون الصفر المؤوي. أما في النصف الشمالي فتتقارب خطوط الحرارة المتساوية جدا فتبقى المناطق المدارية ذات معدل حراري مرتفع ٢٠°م. ويهبط خط الحرارة المتساوي ١٠°م إلى وسط الصين وشمال الهند ووسط أفغانستان وإيران والعراق ويمر من شمال البحر المتوسط إلى جنوب إسبانيا ووسط أمريكا الشمالية. أي أن خط الحرارة المتساوي (٠°م) يمر من وسط آسيا ووسط أوروبا- عدا سواحلها



After Strahler

الخريطة 3 - 4: التوزيع الجغرافي للحرارة في العالم لشهر تموز بالدرجة المئوية



After Strahler

الخريطة 3 - 5: التوزيع الحراري للحرارة في العالم لشهر كانون الثاني بالدرجة المئوية.

الغربية- ووسط أمريكا الشمالية- عدا سواحلها الغربية. وتسجل انخفاض درجات الحرارة في شمال شرق روسيا فتصل إلى أقل من -٤٠ م° وكذلك في وسط جزيرة جرينلاند. يظهر تأثير تيار اليابان الدافئ على سواحل آسيا الشرقية المدارية كما يظهر تأثير تيار الخليج الدافئ على سواحل أوروبا الغربية حيث تنحني خطوط الحرارة المتساوية شمالاً. كما يظهر تأثير تيار ليرادور على السواحل الشرقية لكندا وتأثير تيار ألaska على السواحل الغربية لأمريكا الشمالية. أما في نصف الكرة الجنوبي فيظهر تأثير تيار بنجويلا البارد على السواحل الغربية لجنوب أفريقيا وتأثير تيار همبولت البارد على السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية. يلاحظ من هذا التوزيع اختفاء تأثير التضاريس وذلك لأن التضاريس تؤدي إلى تداخل خطوط الحرارة مما أدى إلى أن تعدل درجات الحرارة إلى مستوى سطح البحر. ويظهر تأثير المسطحات المائية على التوزيع من خلال تعرج خطوط الحرارة المتساوية فوق اليابس لأنه غير متجانس واستقامتها فوق الماء لتجانسه.

٣-٢-٣ التوزيع السنوي لمعدل درجة الحرارة ومداه

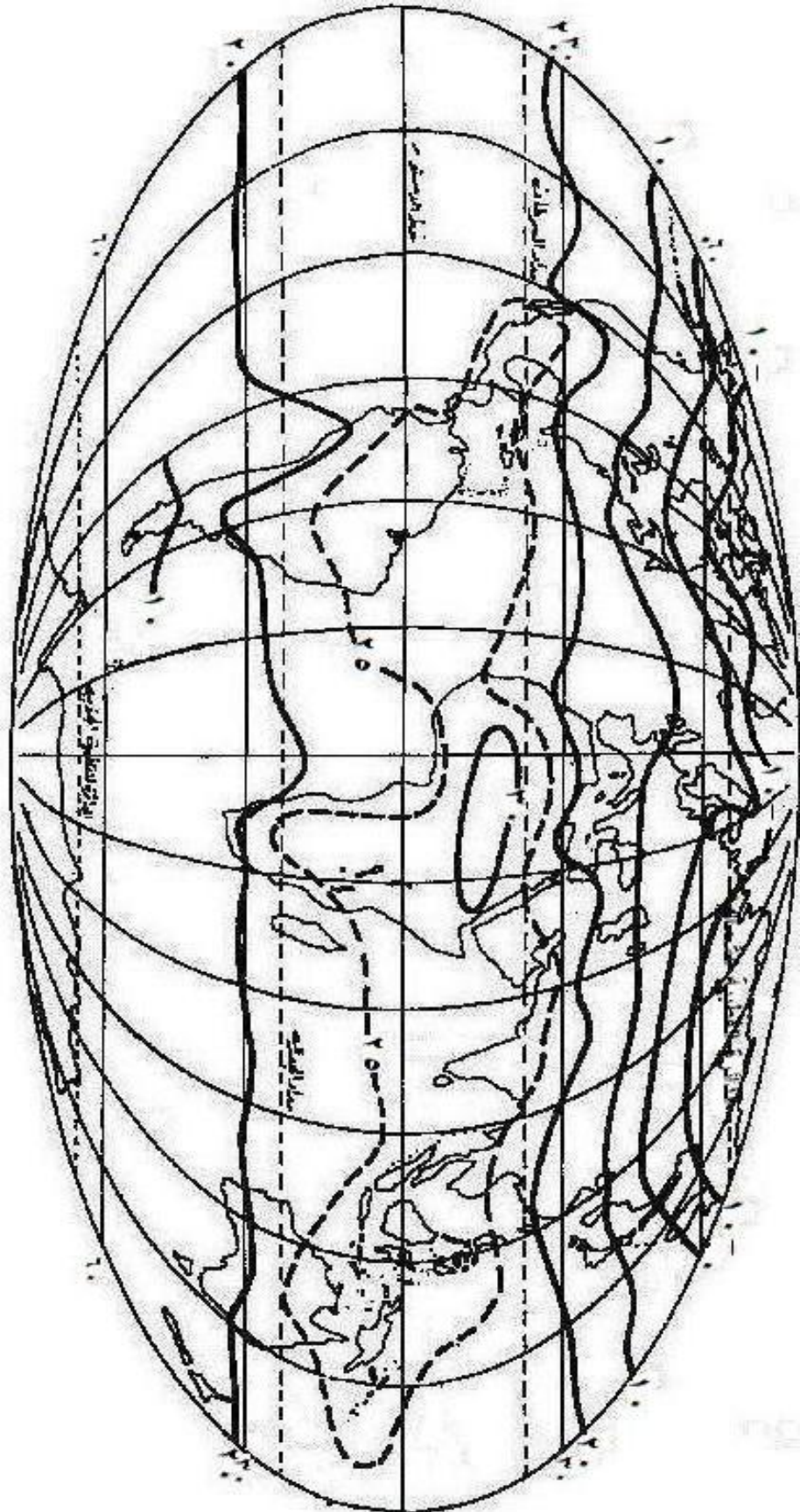
The Annual Distribution of Average Temperature and Range

أن المعدل السنوي لدرجة الحرارة تخدم موضوع التصنيف المناخي لذلك سنعرض هذا المعدل على شكل جدول وخريطة. يلاحظ من الجدول رقم (٣-٢) أن أعلى معدل سنوي للحرارة يكون في النصف الشمالي وحول دائرة عرض ١٠° شمالاً. حيث يظهر من الخارطة أن منطقة الصحراء الكبرى تسجل أعلى معدل حراري سنوي وبالذات وسطها وجنوبها ويمتد ارتفاع الحرارة إلى جنوب السودان وساحل البحر الأحمر الجنوبي الغربي. أما المنطقة الحارة في العالم فتدور حول أحر منطقة والتي اشرنا إلى وجودها في الصحراء الكبرى، فتشمل شمال استراليا وجزر الهند الشرقية، وجنوب شرق آسيا والهند وباكستان ووسط وجنوب الجزيرة العربية، وشمال الصحراء الكبرى، ومناطق من خليج المكسيك والبرازيل ودول شمال أمريكا الجنوبية، ومعظم دول جنوب أفريقيا. ويلاحظ من الجدول أن معدل درجة الحرارة في النصف الجنوبي اقل منها في النصف الشمالي وذلك لأن النصف الجنوبي معظمة ماء حيث يعمل الماء على تلطيف درجة الحرارة. أما المعدل السنوي لدرجة الحرارة ١٠°

الجدول رقم (٣-١) : المعدل السنوي لدرجة الحرارة حسب دوائر العرض (بالدرجة المؤوية)

دائرة العرض	٠°	١٠°	٢٠°	٣٠°	٤٠°	٥٠°	٦٠°	٧٠°	٨٠°
النصف الشمالي	٢٦	٢٧	٢٥	٢٠	١٤	٦	١-	١٠-	١٧-
النصف الجنوبي	٢٦	٢٥	٢٣	١٨	١٢	٦	٠	١١-	٢٠-

فأنة يقع بين دائرتي عرض ٤٠° - ٥٠° شمالاً. وتسود درجات التجمد عند دائرة عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً. ولأن القارة القطبية الجنوبية يابس فان معدلاتها السنوية تكون انخفاض من القطب الشمالي الذي يتكون من الماء. فالمنطقة القطبية الجنوبية ابرد بأكثر من ٣م° كمعدل سنوي عن القطب الجنوبي. أما خط الانجماد فيظهر جنوب دائرة عرض ٦٠° شمالاً في آسيا، ويقترب من دائرة العرض ٦٠° ثم يجتازها إلى شمالها في أوروبا (الخريطة ٣-٦). ثم يعود إلى جنوبها على الساحل الشرقي لكندا، ثم يقترب منها ويصبح شمالها على الساحل الغربي لكندا. إن ظهور خط الانجماد (صفزّم) إلى الجنوب من دائرة العرض على السواحل الشرقية للقارات ثم تحركه إلى شمال دائرة العرض على السواحل الغربية للقارات، يعود السبب بالدرجة الأولى إلى تأثير التيارات البحرية. فتيار كمشتكا البارد يحرف خط الحرارة (صفزّم) إلى الجنوب حيث الساحل الشرقي لآسيا بارد. أما تيار الخليج الدافئ ثم تيار النرويج الدافئ



الخريطة ٣-٦: توزيع المعدل السنوي لدرجة الحرارة على العالم (مؤوي).

عند سواحل أوروبا الغربية، فإنه يحرف خط الانجماد إلى الشمال مما يجعل سواحل أوروبا أدفئ من نظيرتها على ساحل كندا الشرقي. نفس الحال ينطبق على سواحل كندا الشرقية الباردة بسبب تأثير تيار لبرادور البارد، والغربية الدافئة بسبب تأثير تيار ألاسكا الدافئ.

التوزيع الجغرافي للمدى الحراري السنوي Annual Temperature Range يكون مهما لأنة يعطي صورة عن التباين الحراري لأية منطقة خلال العام. يلاحظ من الخريطة رقم (٣-٧) أن اخفض مدى حراري سنوي يسجل عند خط الاستواء وسواحل القارات. تسجل المنطقة المحصورة بين ٢٠° شمالا و ١٠° جنوبا اخفض مدى حراري سنوي اقل من ٥°م. بينما يصل المدى الحراري السنوي على اليابسة في المناطق المدارية إلى ١٦,٥°م في كل من الصحراء الكبرى وشمال المكسيك ووسط أستراليا والأرجنتين. أما أكبر مدى حراري سنوي فيسجل على اليابس الآسيوي في شمال شرق روسيا حيث يصل إلى ٥٥°م. وفي أقصى شمال كندا يصل إلى ٤٤°م. يلاحظ أن للماء تأثير كبير على المدى الحراري فلا يسجل مدى حراري فوق الماء اكبر من ٢٢°م، وبذلك فإن النصف الجنوبي للأرض لا يزيد مداه الحراري على اليابس أكثر من ١٦,٥°م وذلك لتأثير الماء الذي يشغل معظم مساحة النصف الجنوبي. وكما إن التيارات البحرية تحرف خطوط الحرارة المتساوية، فإنها كذلك تحرف خطوط المدى الحراري المتساوية وب نفس الطريقة. فالتيارات الدافئة تحرف خطوط المدى الحراري إلى الشمال، بينما التيارات الباردة تحرفها إلى الجنوب.

٣-٣ التوزيع الجغرافي للأمطار

The Geographical Distribution of Precipitations

تختلف العوامل المؤثرة على الأمطار في العالم عن تلك العوامل التي تؤثر على توزيع الحرارة. وبالرغم من مناقشة العوامل المؤثرة على المناخ في الفصل الثاني، إلا أن ترتيب أهمية العوامل المؤثرة على الأمطار يستدعي استذكارها بشيء من الاختصار:

١- توزيع مناطق الضغط العالي *The Distribution of High Pressure* :

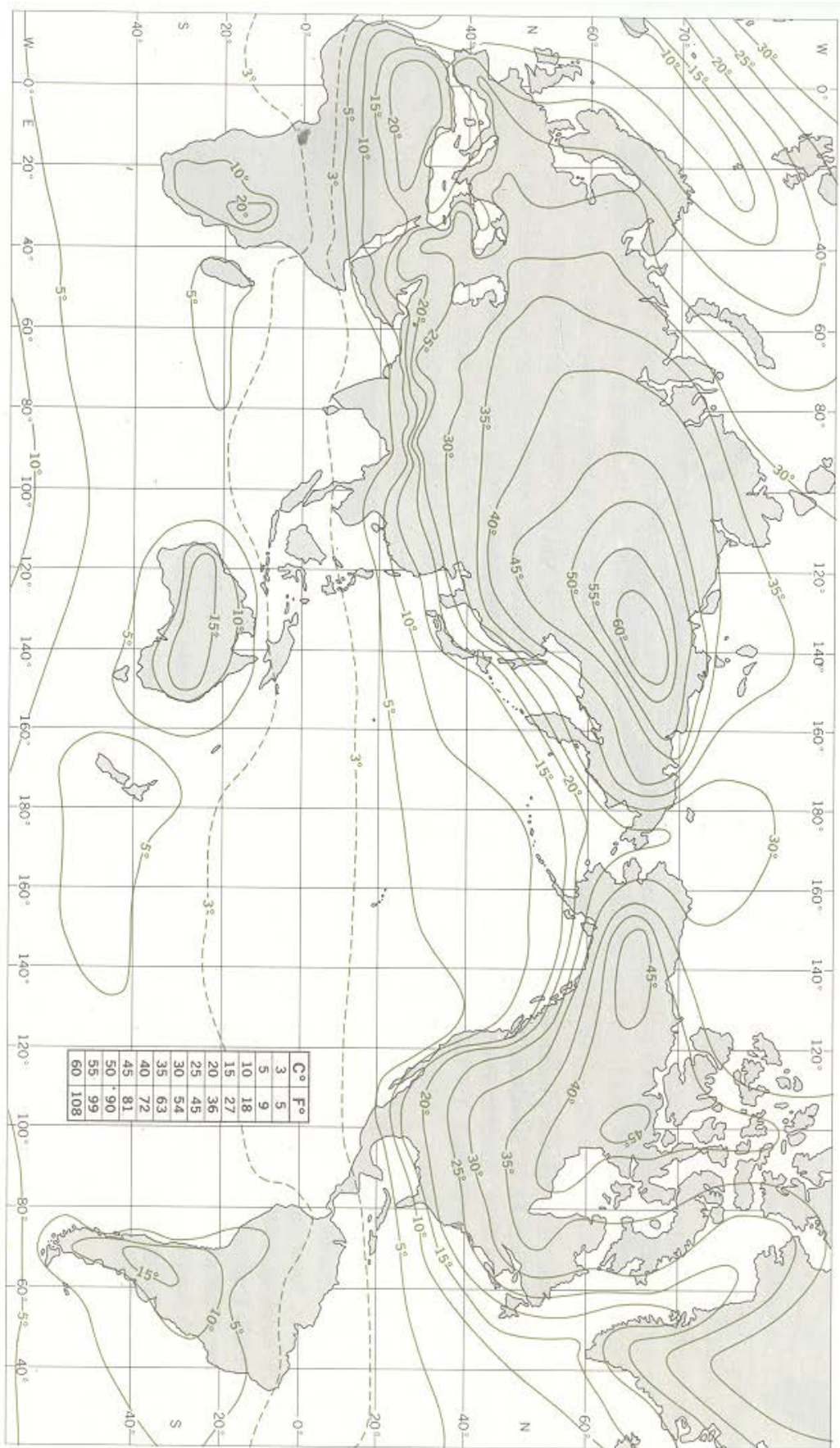
يعتبر هذا العامل من أهم العوامل المؤثرة على سقوط الأمطار. فالمعروف أن مناطق الضغط الواصل Low Pressure هي مناطق الأمطار الغزيرة، بينما مناطق الضغط العالي High Pressure هي مناطق الجفاف. لذلك سنرى من خريطة توزيع الأمطار أن هذا العامل هو المتحكم الأساسي في توزيع الأمطار. فعندما يسود الضغط الواصل حول خط الاستواء، فإن هذه المنطقة تسجل أعلى كمية للأمطار في العالم. بينما تسود مناطق الجفاف حول المدارين لسيطرة الضغط العالي عليهما معظم أيام السنة.

٢- نوع التيار البحري *Ocean Current Kind* : فمناطق التيارات البحرية الباردة

جافة، بينما مناطق التيارات البحرية الدافئة غزيرة الأمطار. تتضح أهمية هذا العامل من النظر إلى شرق القارات المدارية الغزيرة الأمطار وغرب القارات المدارية الجافة. كما يتضح كذلك من النظر إلى خريطة توزيع الأمطار، فنرى شرق القارات في العروض الوسطى والعليا جافة وغرب القارات في نفس العروض غزيرة الأمطار. أن توزيع التيارات البحرية هو المسئول عن هذا التباين في كمية الأمطار. فالتيارات البحرية الدافئة تساعد الهواء على التمدد والارتفاع فوق الماء الدافئ مما يوفر شروط التكاثف وسقوط الأمطار. بينما التيارات البحرية الباردة تساعد على تقلص الهواء فوق الماء البارد فيهبط الهواء مكونا ضغطا مرتفعا فوقها مما يمنع التكاثف وسقوط الأمطار.

٣- الارتفاع والانخفاض عن مستوى سطح البحر *Sea Level Altitude* : أن

اصطدام الرياح بالتضاريس يساعد على رفع الهواء إلى الأعلى مما يوفر البيئة المناسبة لتكاثفه عن طريق خفض درجة حرارته. وبذلك توفر التضاريس بيئة ملائمة لغزارة الأمطار. وتظهر التضاريس الجبلية في العالم كواحات مطرية. ويظهر أثر ذلك خاصة في المناطق



الخريطة 3 - 7 : التوزيع الجغرافي لمتى الحرارة السنوي بالدرجات المئوية.

الجافة حيث تتميز تضاريس الصحاري بأنها واحات مطرية في وسط منطقة شديدة الجفاف. ولكي تكون التضاريس مؤثرة فإنها يجب أن تكون على شكل سلسلة جبلية متصلة أو كتلة جبلية كبيرة وذات ارتفاع يزيد عن ١٠٠٠ متر عن المنطقة المحيطة بها. إن هذه الشروط تجعل من التلال المنفردة القليلة الارتفاع أو الجبال العالية المنفردة مناطق ذات تأثير معدوم على سقوط الأمطار. فالسلاسل الجبلية توفر بيئة ملائمة لسقوط الأمطار حتى في المناطق الغزيرة الأمطار فتكون أمطار الجبال أكثر غزارة من المناطق المجاورة لها. كما يكون للتضاريس تأثير واضح على قلة الأمطار في المناطق التي تقع في ظل المطر **Rain Shadow** **٤- القرب والبعد عن المسطحات المائية The Distance From Water**: أن

المصدر الأساسي لبخار الماء في الهواء **Water Vapor** هو المسطحات المائية الكبيرة الحجم. لذلك فإن السواحل ستكون أكثر أمطارا من المناطق الداخلية. يظهر هذا الأمر بشكل واضح في القارات الواسعة مثل آسيا حيث تكون المناطق البعيدة جدا عن البحار مناطق صحراوية. كما يتضح هذا الموضوع عندما تكون هناك سلاسل جبلية ساحلية حيث تكون المناطق الواقعة في ظل المطر جافة أو شبه جافة وذلك بسبب منع التضاريس للهواء المشبع ببخار الماء من التوغل إلى الداخل.

٥- مناطق الجبهات الهوائية الجافة Dry Air Front Area : في المناطق التي تلتقي فيها كتلة هوائية دافئة رطبة مع كتلة هوائية حارة جافة تكون النتيجة قلة سقوط الأمطار. لأن الهواء الحار الجاف هو الذي يرتفع إلى الأعلى مما لا يسمح بالتكاثف. في حين عندما يلتقي هواء بارد جاف بالهواء الرطب الدافئ فإن الهواء الرطب الدافئ عندما يرتفع إلى الأعلى سيتكاثف مما يساعد على سقوط الأمطار.

٣-٣-١ التوزيع الجغرافي للأمطار في فصل الصيف

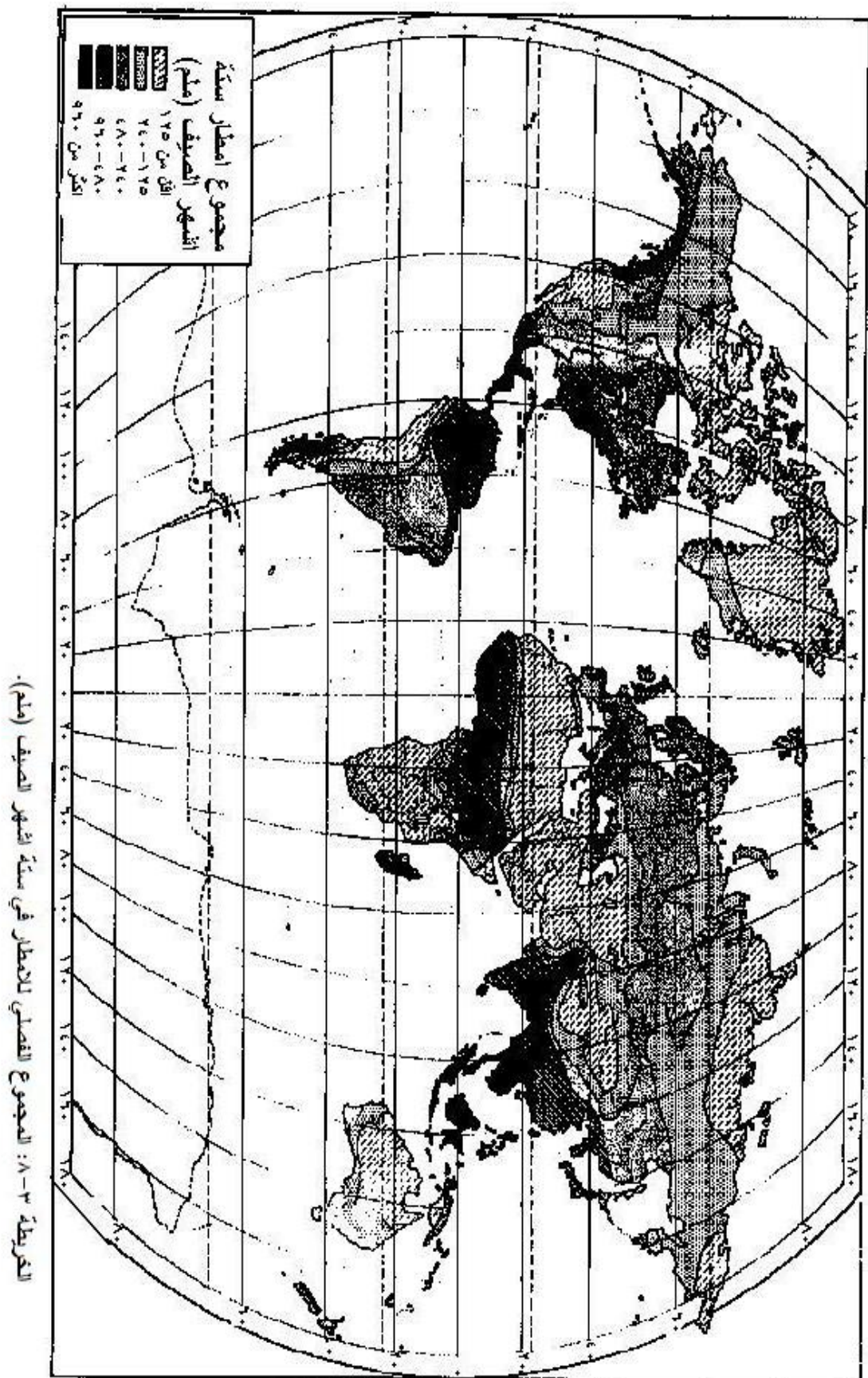
The Geographical Distribution of Precipitation in Summer

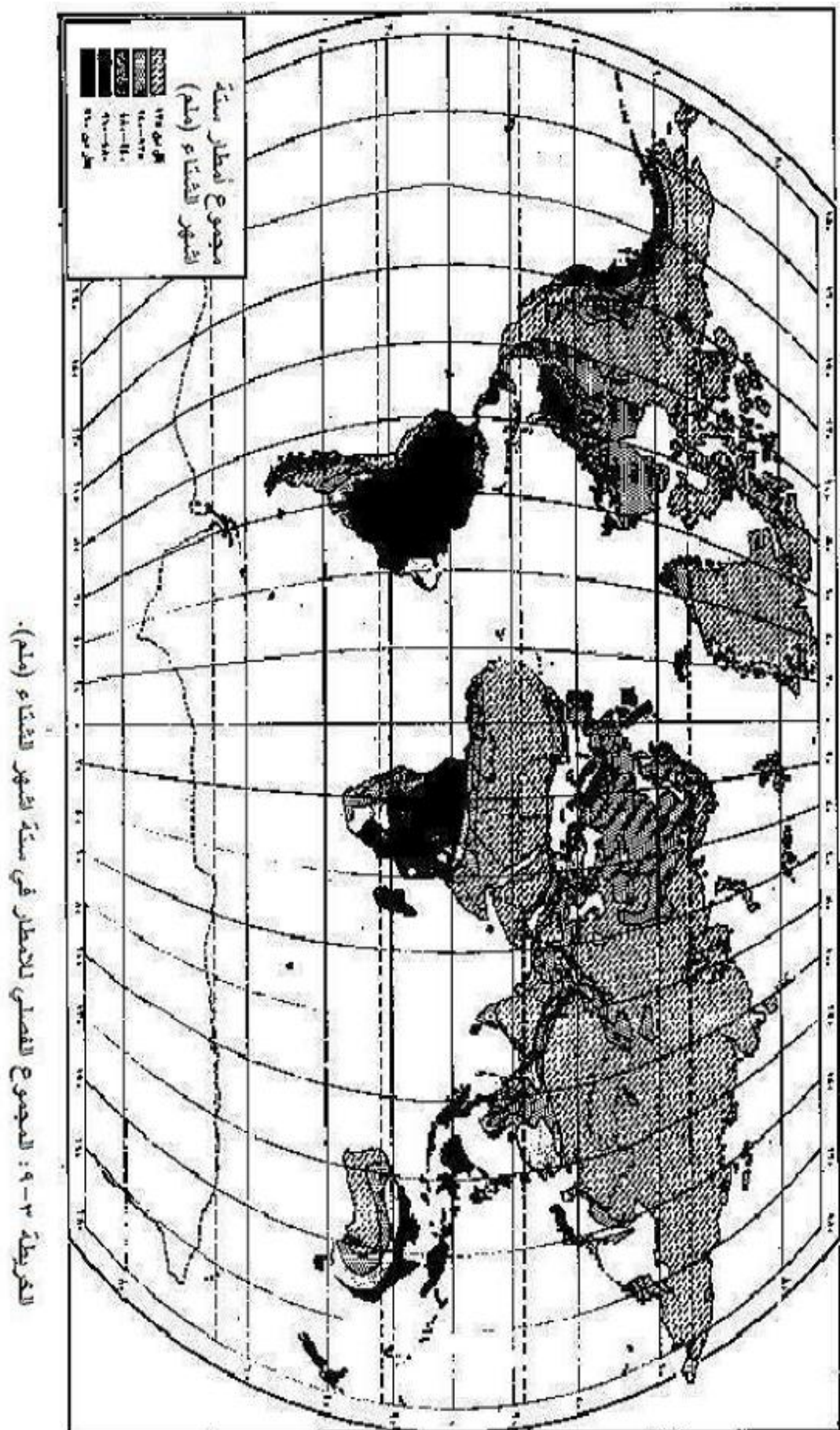
من الطبيعي أن تغزر الأمطار صيفا، وذلك لأن ارتفاع درجة الحرارة يشجع على زيادة التبخر ورفع الهواء إلى الأعلى. ولكن الصورة ليست دائما هكذا، فالضغط الجوي عامل حاسم في تقرير سقوط الأمطار. فالمناطق التي تخضع للضغط العالي صيفا تكون مناطق جافة، بينما المناطق التي تخضع للضغط الواطئ تكون غزيرة الأمطار. لذلك تنعدم الأمطار في هذا الفصل في الصحاري المدارية وخاصة أجزائها الوسطى والشمالية التي تخضع لسيطرة الضغط العالي. كما تقل الأمطار في حوض البحر المتوسط، وأقصى جنوب أفريقيا وجنوب أستراليا وغرب أمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية. كما تنعدم الأمطار في الحافات الجنوبية لصحاري العروض الوسطى، الخريطة رقم (٣-٨). في حين تغزر الأمطار في جنوب شرق آسيا والجزر الإندونيسية وشبه القارة الهندية التي تتعرض للرياح الموسمية في هذا الفصل، وفي مدغشقر. كما تغزر الأمطار في أمريكا الوسطى وشمال أمريكا الجنوبية. تسقط أمطار معتدلة في أوروبا وشرق أمريكا الشمالية، والساحل الغربي لكندا.

٣-٣-٢ التوزيع الجغرافي للأمطار في فصل الشتاء

The Geographical Distribution of Precipitation in Winter

أن تحرك انطقه الضغط بين الفصول تؤدي إلى حرمان مناطق من الأمطار صيفا ومناطق أخرى شتاء. لذلك تنعدم الأمطار في هذا الفصل في الحافات الجنوبية للصحاري المدارية وما يجاورها من الحافات الشمالية للمناطق الاستوائية. كما تنعدم الأمطار في سواحل غرب القارات المدارية. وتنعدم الأمطار في صحاري العروض الوسطى خاصة الأجزاء الوسطى والشمالية منها. كما تنعدم الأمطار في جنوب آسيا وأجزاء أخرى صغيرة، الخريطة (٣-٩).





تغزر الأمطار في جنوب أفريقيا جنوب خط الاستواء وفي الجزر الإندونيسية وشمال استراليا ومدغشقر وفي حوض الامزون والساحل الغربي لكندا. تعتدل الأمطار في شرق أمريكا الشمالية وفي أوربا وحوض البحر المتوسط وأقصى جنوب أمريكا الجنوبية وأقصى جنوب استراليا وشرقها والمنطقة المحيطة بحوض الامزون. إن تحرك نطاق الرياح الموسمية في هذا الفصل إلى جنوب خط الاستواء حرم مناطق واسعة في آسيا من الأمطار.

٣-٣-٣ التوزيع السنوي للأمطار *The Annual Distribution of Rain*

التوزيع السنوي للأمطار في العالم لا يخرج مطلقا عن العوامل المؤثرة في توزيعه السابقة. الخريطة رقم (٣-١٠) توضح التوزيع الجغرافي السنوي للأمطار، ويتضح منها أن عامل الضغط هو العامل الأهم في التوزيع. فمناطق خط الاستواء ذات الضغط الواصل تسجل أعلى كميات للأمطار كما في أمريكا الجنوبية وأفريقيا. بينما المناطق المدارية في وسط وغرب القارات تسجل أوطى كميات الأمطار الساقطة كما في الصحراء الكبرى وصحراء الجزيرة العربية وأستراليا.

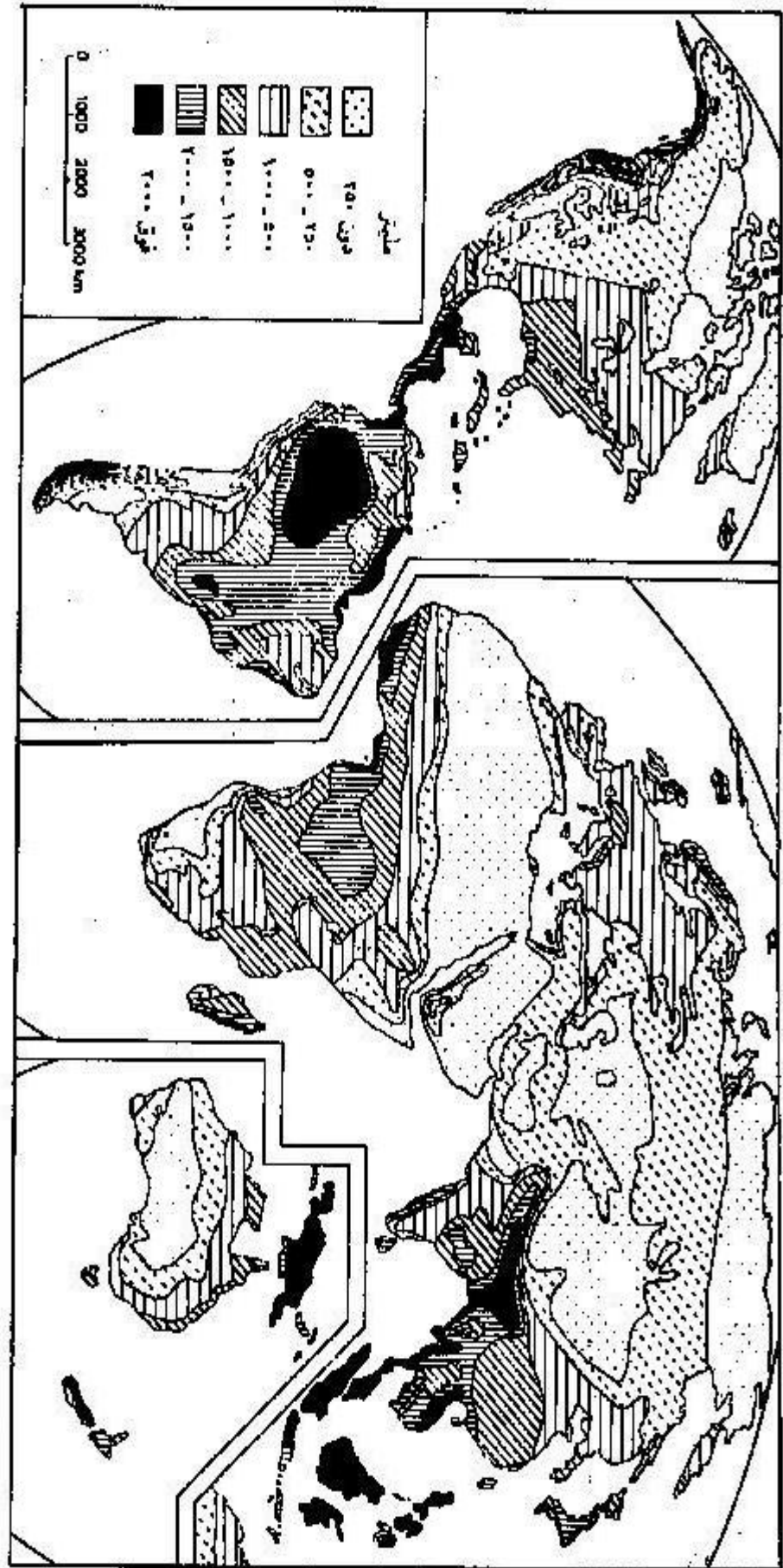
كما يظهر أثر التيارات البحرية بوضوح، فشرق آسيا المدارية (سواحل الصين، وجنوب شرق آسيا) غزيرة الأمطار بسبب قربها من تيار دافئ، بينما سواحل المغرب والصحراء المغربية في أفريقيا قليلة الأمطار بسبب التيار البارد. كما تغزر الأمطار في أوربا الغربية وغرب كندا بسبب التيار الدافئ بينما تقل الأمطار في شرق آسيا وشرق كندا بسبب التيار البارد.

ويظهر على الخريطة أثر الارتفاع من خلال غزارة الأمطار فوق السلاسل الجبلية للألب والأطلس والهملايا والروكي والانديز وجبال شرق أستراليا. أما البعد عن المسطحات المائية فيظهر أثره في وسط آسيا والجزيرة العربية والصحراء الكبرى ووسط كندا وأستراليا. إذا يجب وضع هذه العوامل بالاعتبار عندما نريد تفسيراً لتوزيع الأمطار في العالم.

من الخريطة رقم (٣-١٠) نرى أن أعلى أمطار تسقط في خط الاستواء وخاصة السواحل الغربية كما في أمريكا الجنوبية وجزء من شمال أمريكا الجنوبية وأمريكا الوسطى ووسط أفريقيا وساحلها الغربي وجزر إندونيسيا وجنوب شرق آسيا. وتتراوح أمطار هذه المناطق بين ٢٠٠٠ - ٤٠٠٠ ملم.

بالاتجاه نحو المناطق المدارية تقل الأمطار وتتحول إلى قطرات مطر لا تزيد عن ٥٠٠ ملم، مما يجعل المناخ الصحراوي هو السائد. تظهر الصحاري وسط وغرب القارات حول مدار السرطان والجدي كما في الصحراء الكبرى في أفريقيا وصحراء الجزيرة العربية وامتدادها في صحراء لوط في إيران وصحراء ثار بين الهند وباكستان. وتظهر في نطاق ضيق في غرب الولايات المتحدة الأمريكية في صحراء أريزونا وصحراء سنوريا في المكسيك. أما في النصف الجنوبي، فأكبر امتداد صحراوي هو في وسط وغرب أستراليا وكذلك صحراء كلهاري في أفريقيا وصحراء بيرو الساحلية في أمريكا الجنوبية.

أما في العروض الوسطى فوق المدارية أي بين دائرتي عرض ٤٠° - ٦٠° فنرى غزارة الأمطار في غرب القارات كما في غرب أوربا وغرب كندا وجنوب غرب أمريكا الجنوبية. فقد تصل أمطار هذه المناطق إلى ٢٠٠٠ ملم ولكنها بصورة عامة تزيد عن ١٠٠٠ ملم. بينما تقل الأمطار في شرق آسيا وأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية. أما في المناطق القطبية فارتفاع الضغط وانخفاض الحرارة يؤديان إلى تناقص كبير في سقوط الثلوج مما يجعل التساقط بحدود ١٠ - ٢٠ ملم سنويا. أن أهمية الضغط الجوي في توزيع الأمطار يتطلب مناقشة موضوع توزيع الضغوط وما يتبعه من دورة عامة للرياح على سطح الأرض.



الخريطة ١٠-٣ : المجموع السنوي للأمطار في العالم (مم).

٣-٤ التوزيع الجغرافي للضغط الجوي والدورة العامة للرياح *The Geog. Distr. of Pressure and The General Circulation*

أن الترابط بين توزيع الضغط وحركة الرياح العامة لا تحتاج إلى دليل، حيث أن الرياح هي ناتج الاختلافات الضغطية. ولأن الضغط الجوي هو نتاج اختلاف توزيع الحرارة على سطح الأرض، لذلك فإن الضغط الجوي وما ينتج عنه من رياح عامة هما نتاج التوزيع غير المتساوي للإشعاع الشمسي على سطح الأرض. ولنفهم بشكل جيد توزيع الضغط على سطح الأرض لابد لنا من مناقشة العوامل المؤثرة على هذا التوزيع وهي:

١ - الحرارة Heat : العلاقة بين الحرارة والضغط علاقة عكسية. فالمناطق التي ترتفع حرارتها ينخفض فيها الضغط بسبب تمدد الهواء وارتفاعه إلى الأعلى. بينما المناطق التي تنخفض حرارتها يرتفع فيها الضغط بسبب انكماش الهواء وانكبابه إلى الأسفل. لذلك إذا لم تكن هناك عوامل أخرى، فإن الحرارة هي المسؤولة عن توزيع الضغوط. فيظهر الضغط الواطئ الحراري حول المنطقة الاستوائية، ويتحرك هذا الضغط شمال وجنوب خط الاستواء مع حركة الشمس الظاهرية. أما المناطق القطبية فيظهر فيها ضغط عالي حراري وذلك لشدة انخفاض درجة الحرارة طيلة أيام السنة. وهذا ما يلاحظ كذلك على سواحل شرق القارات التي تمر بها التيارات البحرية الدافئة فيكون فوقها الضغط منخفضاً، بينما السواحل الغربية يكون ضغطها مرتفعاً بسبب التيارات البحرية الباردة.

٢ - الحركة الصاعدة والهابطة للهواء Ascending and Descending Air: في المناطق التي يرتفع فيها الهواء إما بسبب الحرارة أو بسبب التقاء الكتل الهوائية، تكون مناطق ضغط واطئ كما في العروض الوسطى التي تكون مسرحاً لالتقاء الكتل الهوائية. أما مناطق هبوط الهواء من الأعلى إلى الأسفل إما بسبب انخفاض الحرارة أو بسبب لقاء التيارات الهوائية العليا، فأنها تكون مناطق ضغط عالي، كما في العروض المدارية حيث تلتقي في الأعلى التيارات الهوائية الاستوائية وشبه القطبية لتهبط فوق المناطق المدارية (دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً) مما يكون ضغط عالي على السطح كما في عروض الخيل.

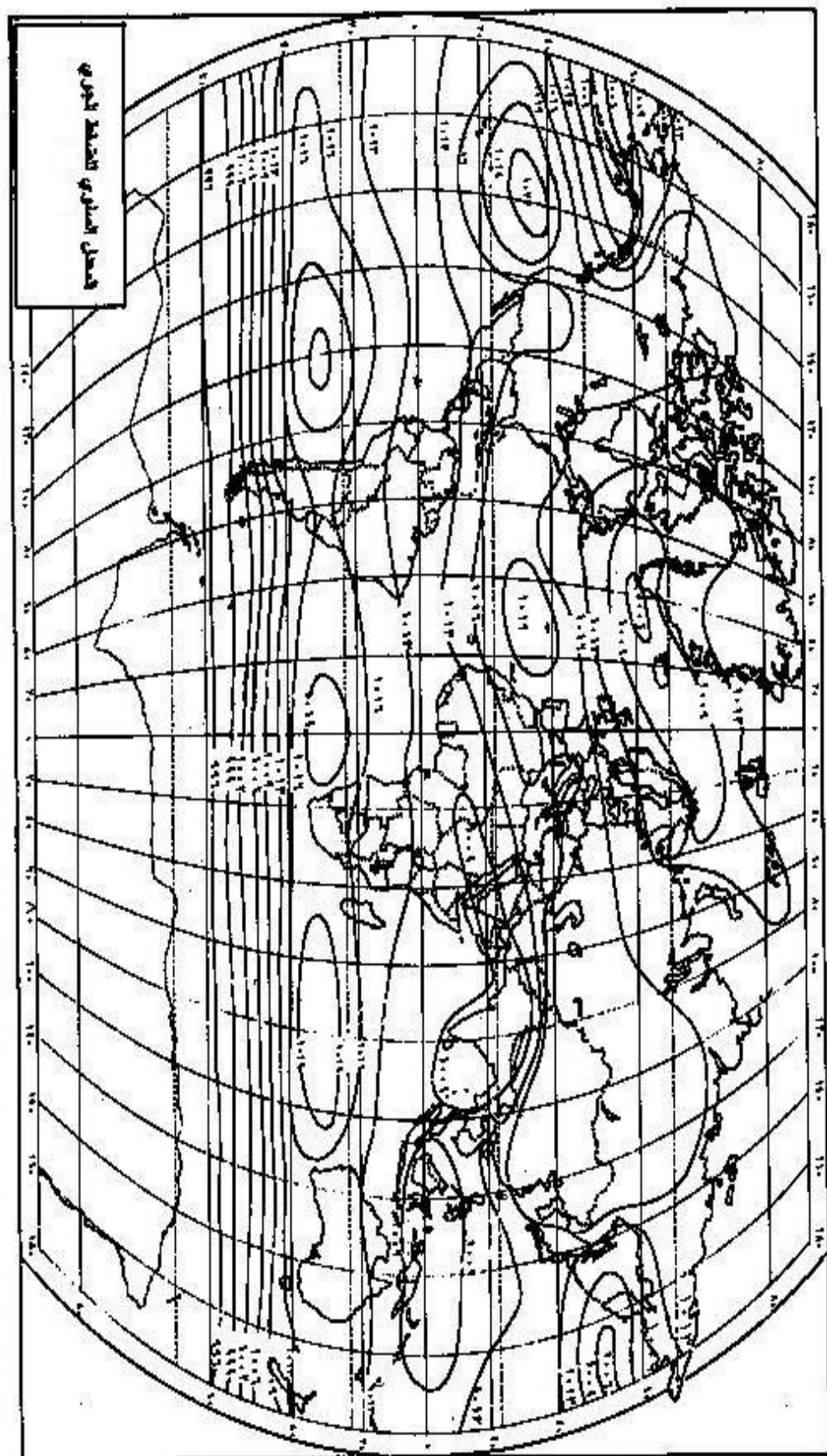
٣ - عوامل أخرى Other Factor: مثل الارتفاع عن سطح البحر Altitude الذي يؤدي إلى قصر طول عمود الهواء، وهذا العامل لا يظهر تأثيره على خريطة التوزيع وذلك لأننا نتعامل مع قيم الضغط بانزالتها إلى مستوى سطح البحر. والعامل الآخر هو كمية بخار الماء في الهواء Moisture. فالمعروف أن بخار الماء أخف وزناً من الهواء، لذلك عندما يكون موجوداً في الهواء بكميات كبيرة فأنه يؤدي إلى انخفاض الضغط والعكس صحيح. وهذا العامل لا يظهر على خرائط توزيع الضغط كذلك بل يمكن الإحساس به محلياً.

٣-٤-١ التوزيع الجغرافي للضغط الجوي

The Geographical Distribution of Pressure

أن المعدل السنوي لتوزيع الضغط الجوي يعكس تناغماً جيداً في توزيع الضغط وعلاقة هذا التوزيع بالعوامل الأنفة الذكر، وهو يعبر عن تصور نظري لتوزيع الضغط. حيث أن الواقع يختلف قليلاً عن هذا التوزيع، في حين أن التوزيع الفصلي يعبر عن واقع أكثر دقة من التوزيع السنوي النظري. ولكن مع ذلك، فإن التوزيع السنوي الفعلي يعيننا على تصور حالة الضغط العامة على سطح الأرض.

الخريطة (٣-١١) تبين التوزيع الفعلي للضغوط الجوية على سطح الأرض، لذلك فإن هذا التوزيع يعبر تماماً عن الواقع. كما أن حركة الشمس الظاهرية خلال العام تسحب معها انطقة الضغط إلى الشمال عندما تتحرك الشمس ظاهرياً إلى الشمال، وإلى الجنوب عندما تتحرك الشمس ظاهرياً إلى الجنوب. فالضغط الاستوائي الواطئ حراري المنشأ كما ذكرنا سابقاً



الخريطة ٣-١١: توزيع المعمل السنوي للضغط الجوي (مليبار)

ويتحرك شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية. والضغط العالي القطبي هو حراري كذلك، يتوسع وينقلص حسب حركة الشمس. فالضغط العالي القطبي الشمالي يتوسع ليصل إلى دائرة عرض ٦٠° شمالاً في الشتاء بينما يتقلص ليصبح حول القطب فقط في الصيف. أما الضغط العالي شبه المداري فأنه حركي وينتج عن هبوط الهواء من الأعلى إلى الأسفل ويتحرك كذلك شمال وجنوب دائرة عرض ٣٠°. أما الضغط الواصل شبه القطبي فأنه حركي كذلك وينتج عن التقاء الكتل الهوائية ويتحرك شمالاً وجنوباً.

ولابد من الإشارة إلى أن انطقة الضغط في النصف الشمالي تتحرك بشكل أوسع من حركتها في النصف الجنوبي. فالنصف الجنوبي معظمه ماء لذلك يكون سطحه أكثر تجانساً مما يؤدي إلى عدم وجود فوارق حرارية كبيرة بين الصيف والشتاء عكس النصف الشمالي الذي يكون معظمه يابس لذلك تكون حركة الضغوط على سطحه كبيرة بين الصيف والشتاء.

يظهر في الخريطة مركزان للضغط الواصل، الأول فوق شمال المحيط الأطلسي ويسمى المنخفض الأيسلندي حيث يكون مركزه فوق جزيرة أيسلندا، والثاني هو المنخفض الألوشي شمال المحيط الهادي حول جزر الألوش. كما يظهر مرتفعان جويان دائمان، الأول مرتفع برمودا في الجزء المداري من المحيط الأطلسي، والثاني المرتفع شبه المداري للمحيط الهادي. أما في نصف الكرة الجنوبي فهناك ثلاثة مرتفعات شبه مدارية، الأول بين استراليا وأفريقيا، والثاني بين جنوب أفريقيا وأمريكا الجنوبية، والثالث قريب من الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية في المحيط الهادي. وهناك منخفض شبه قطبي يحتل المنطقة الفاصلة بين القارة القطبية الجنوبية وأقصى امتداد لليابس الجنوبي. ولتوضيح الصورة الحقيقية لتوزيع الضغوط، فلابد من مناقشة توزيعها الفصلي لنوضح من خلالها حركة الضغوط العامة وأماكن تركزها.

٣-٤-١-١ توزيع الضغط الجوي في شهر تموز

The Pressure Distribution in July

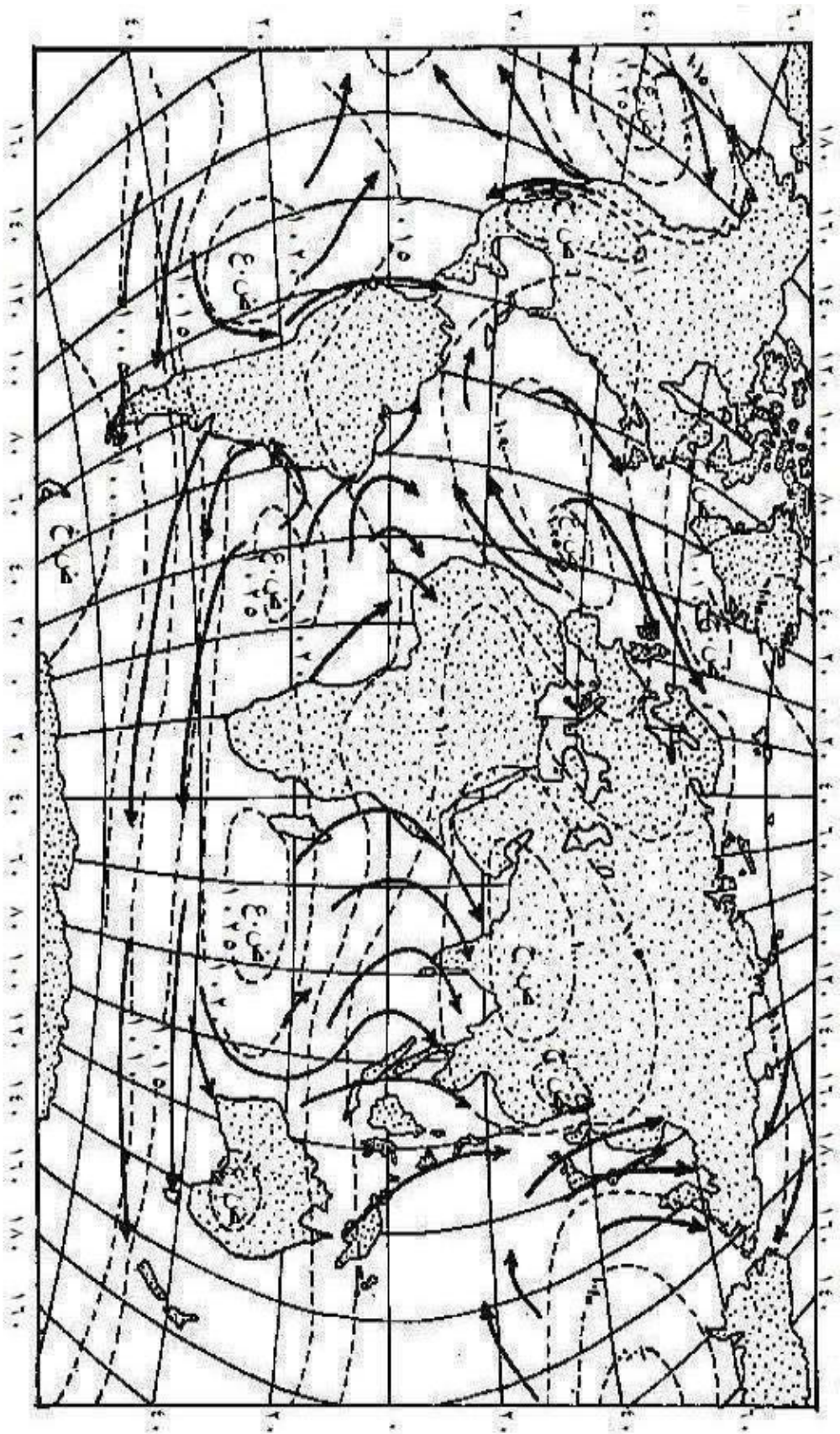
يظهر توزيع الضغط الجوي في هذا الشهر (الخريطة رقم ٣-١٢) أن جميع خلايا الضغط تتحرك شمال موقعها. أن عمودية الشمس في هذا الشهر فوق النصف الشمالي يسحب معه انطقة الضغط إلى شمال موقعها. كما أن اختلاف التسخين بين اليابس والماء يؤدي إلى أن تكون خلايا الضغط عبارة عن خلايا منفصلة وليست متصلة. فيظهر الضغط الواصل فوق اليابس وينقطع عن الماء لان اليابس أدفى من الماء. بينما تظهر خلايا الضغط العالي فوق الماء وتنقطع عن اليابس لبرودة الماء.

يمتد الضغط الواصل الاستوائي فوق أسيا شمال خط الاستواء، وتصل أقصى إزاحة له إلى الشمال حيث يظهر بين دائرتي عرض ٢٠° - ٤٠° شمالاً ممتداً من الهند إلى الجزيرة العربية. وفي أفريقيا بين دائرتي عرض ١٠° - ٢٠° شمالاً، وهذا ما يطلق عليه النظام الموسمي. أما في الأمريكتين فيظهر على شكل خليتين متصلتين الأولى جنوب خط الاستواء فوق البرازيل والأخرى شمال خط الاستواء، شمال المكسيك.

تظهر انطقة الضغط العالي شبه المداري على شكل خلايا منفصلة، أكبرها خلية المحيط الهادي حول دائرتي عرض ٣٠° - ٤٠° شمالاً. والأخرى خلية المحيط الأطلسي في نفس دوائر العرض. أما الضغط الواصل شبه القطبي فيظهر على شكل خلايا صغيرة بين دائرتي عرض ٦٠° - ٧٠° شمالاً. ويتقلص الضغط العالي القطبي بحيث لا يظهر على الخريطة.

أما في النصف الجنوبي فان الضغط العالي يتحرك شمالاً فيصبح بين دائرتي عرض ٢٠° - ٣٠° جنوباً وتتصل خلاياه لتسيطر على المنطقة يابساً وماءً. وتتحرك انطقة الضغط شبه القطبي قليلاً إلى الشمال فتصبح حول دائرة عرض ٤٠° جنوباً. أما الضغط العالي القطبي فأنه يتوسع ليخرج خارج حدود القارة القطبية الجنوبية.

الخرطة ٤-٦ : توزيع الضغط الجوي لشهر تموز والذي يمثل شهر الصيف (مليبار).



٣-٤-١-٢ توزيع الضغط الجوي في شهر كانون الثاني

The Pressure Distribution in January

تبين الخريطة رقم (٣-١٣) توزيع الضغط الجوي في شهر كانون الثاني حيث تتحرك جميع منطقة الضغط إلى جنوب موقعها. حيث أن عمودية الشمس على النصف الجنوبي تحرك انطقة الضغط مع حركة الشمس الظاهرية. يختلف الضغط الواطئ فوق اليابسة شمال خط الاستواء الذي كان موجوداً في شهر تموز، ويحل محله ضغط عالي يتحرك بين دائرتي عرض ٢٠°-٣٠° شمالاً وتتصل خلايا الضغط العالي بين الماء واليابس. أما الضغط الواطئ الاستوائي فيظهر جنوب دائرة عرض ١٠° شمالاً ممتداً إلى جنوب خط الاستواء. أما مناطق الضغط الواطئ شبه القطبي فأنها كذلك تتحرك جنوب موقعها الصيفي. وتتقطع هذه الخلايا لتظهر فوق الماء فقط بسبب دفئ الماء في هذا الفصل نسبة إلى اليابس. فتظهر خليتان رئيسيتان للضغط الواطئ، الأولى تسمى (الضغط الواطئ الأيسلندي) بين دائرتي عرض ٦٠°-٧٠° شمالاً أي شمال المحيط الأطلسي. والثانية تسمى (الضغط الواطئ الألوشي) بين دائرتي عرض ٥٠°-٦٠° شمالاً أي شمال المحيط الهادي. وتظهر منطقة ضغط واطئ ثانوية فوق البحر المتوسط. أما الضغط العالي القطبي فيتوسع ليقسم إلى خليتين الأولى فوق آسيا الشمالية الشرقية والأخرى فوق كندا.

أما في نصف الكرة الجنوبي فان الضغوط تتحرك جنوب موقعها كذلك ولكن بمسافة اقل بكثير من النصف الشمالي. يمتد الضغط الواطئ الاستوائي إلى وسط أمريكا الجنوبية وجنوب أفريقيا وإلى أستراليا. أما الضغط العالي شبه المداري فأنه يتحول إلى خلايا منفصلة وفوق الماء فقط ويتحرك قليلاً إلى الجنوب ليصبح فوق دائرة عرض ٤٥° جنوباً. أما الضغط الواطئ شبه القطبي فيبقى في موقعه السابق. ويتقلص الضغط العالي القطبي ليركز فوق القارة القطبية الجنوبية فقط.

٣-٤-٢ الدورة العامة للرياح

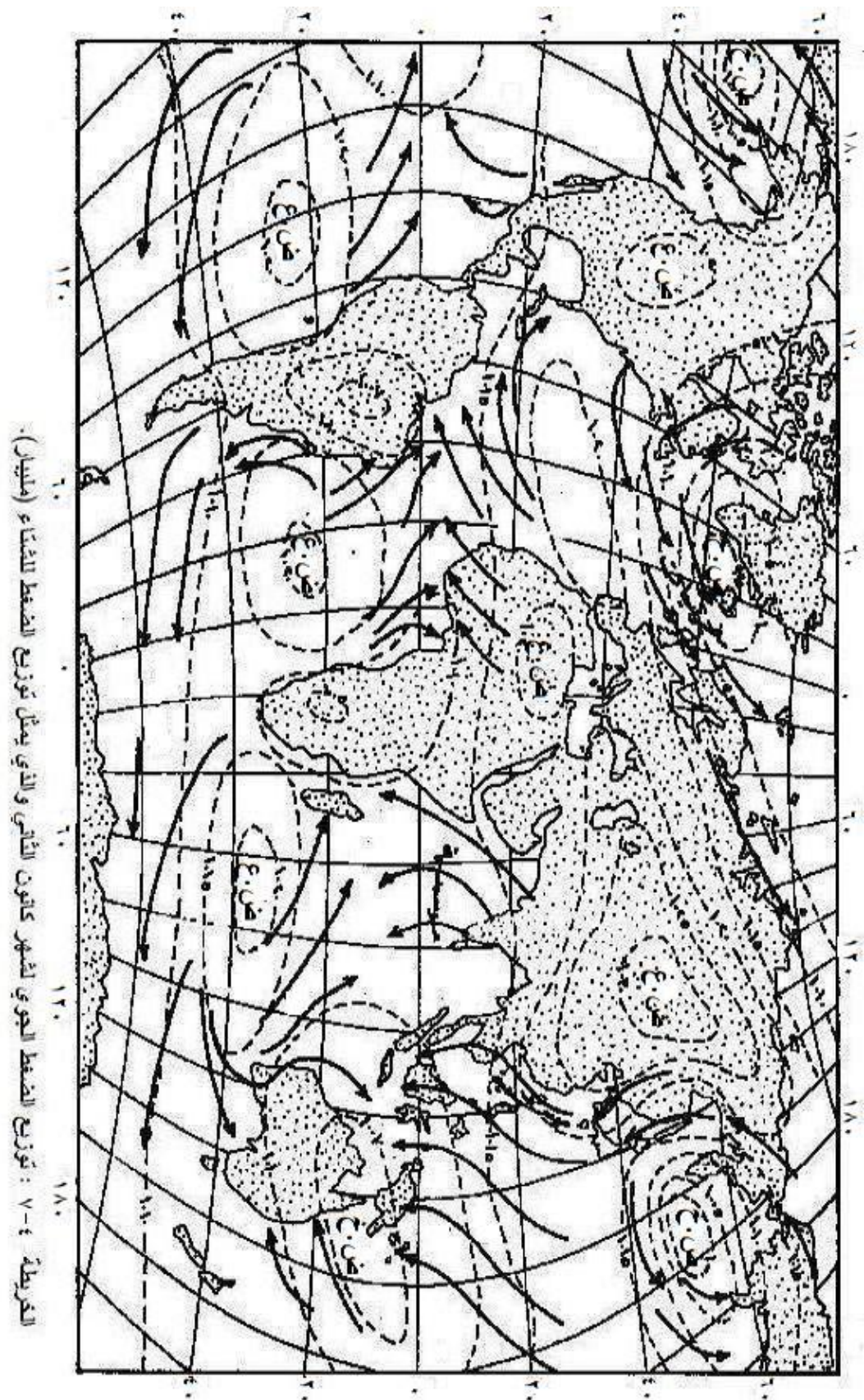
The General Circulation

تتحرك الرياح استجابة لتوزيع الضغط الجوي. وعندما تتحرك الرياح فان قوى عديدة أثرت وتؤثر عليها لتعطىها في النهاية سرعتها واتجاهها النهائيان. لذلك لابد من مناقشة القوى المؤثرة على حركة الرياح وهي:

١- قوة منحدر الضغط Pressure Gradient : كقاعدة تتحرك الرياح من مراكز الضغط العالي إلى مراكز الضغط الواطئ. لذلك أينما يكون هناك مركزان متضادان للضغط متجاوران ستتحرك بينهما الرياح. وتكون الرياح سريعة الحركة عندما تتقارب مراكز الضغط المتضادة، وتكون بطيئة السرعة إذا تباعدت مراكز الضغط. لذلك يعتبر التباين الضغطي أساساً لحركة الهواء وسرعته.

٢- قوة الانحراف Coriolis Force : أو قوة كوريولس والتي تعمل على حرف الهواء. حيث ينحرف الهواء إلى يمين اتجاهه في نصف الكرة الشمالي وإلى يسار اتجاهه في نصف الكرة الجنوبي. لان الأرض جسم يدور حول نفسه، فان أية حركة للهواء لاتصل إلى هدفها بشكل مستقيم وإنما يجب أن تنحرف عن الخط المستقيم. فإذا ما وجد مركزان للضغط احديهما عالي والآخر واطئ فان الهواء المتحرك من الضغط العالي إلى الضغط الواطئ لا يسير بخط مستقيم وإنما سينحرف إلى يمين اتجاهه في نصف الكرة الشمالي وإلى يسار اتجاهه في نصف الكرة الجنوبي فيدخل إلى الضغط الواطئ بشكل منحرف. لذلك ستبدو جميع اتجاهات الرياح منحرفة عن الخط المستقيم.

٣- قوة الاحتكاك Friction Force : أن احتكاك الهواء بسطح الأرض الخشن أثناء هبويه يؤدي إلى تقليل انحرافه. فبدلاً من أن يسلك الهواء اتجاه محصلة بين قوة منحدر الضغط وقوة الانحراف، فان الاحتكاك يؤدي إلى أن يتجه الهواء إلى اتجاه بين قوة الانحراف



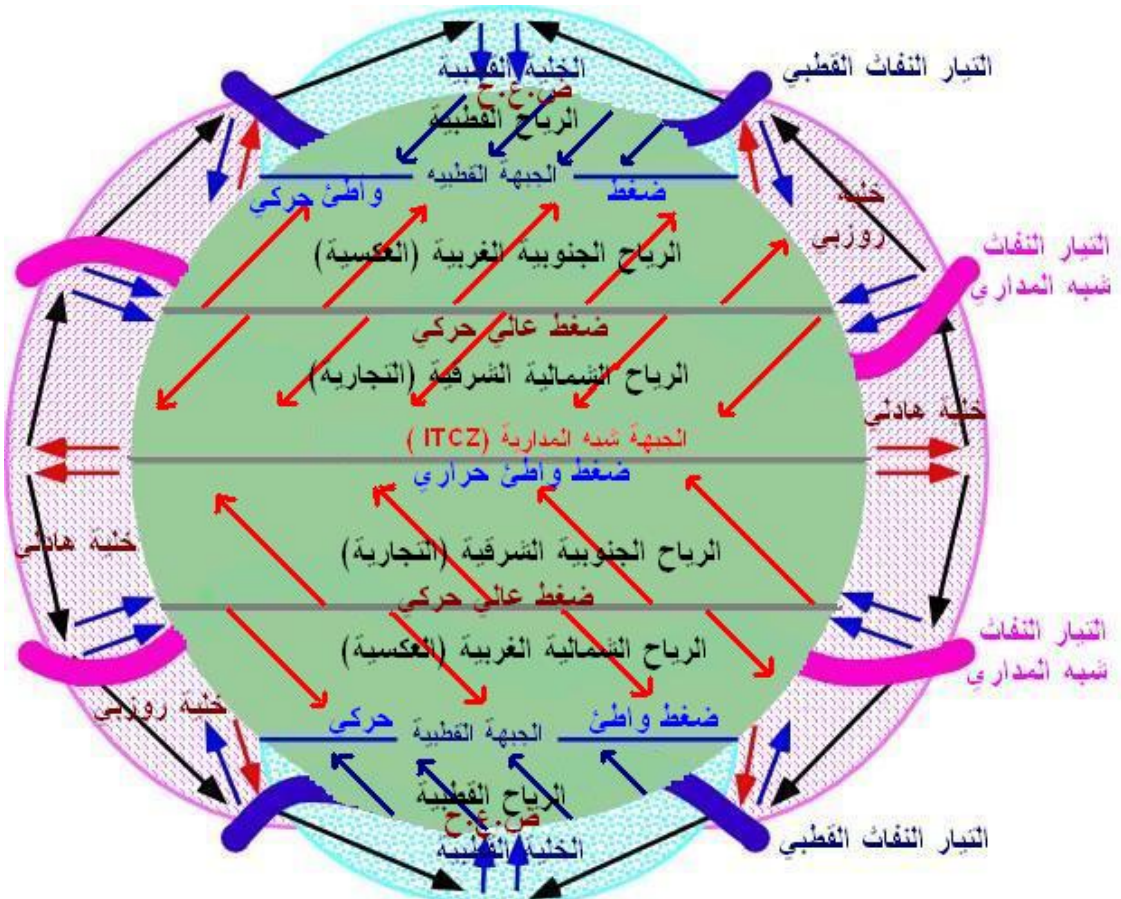
الحقيقية وقوة منحدر الضغط مما يعني انحراف بسيط عن اتجاه الرياح بسبب منحدر الضغط. لذلك فالرياح الشمالية ستصبح شمالية شرقية، بينما الرياح الجنوبية تصبح جنوبية غربية وهكذا.

أن هذه القوى مجتمعة تؤدي إلى إعطاء الصورة النهائية لاتجاهات الرياح وسرعتها. ويبين الشكل رقم (٣-١٤) الدورة العامة للرياح. تظهر في الشكل حركة الرياح السطحية مع حركة التيارات الهوائية (الصاعدة والهابطة) المرافقة لها. ومثلما افترضنا في توزيع انطقة الضغط أن الأرض كلها ماء، فإن هذا الافتراض يبقى قائماً لرسم صورة الدورة العامة للرياح. لذلك فإن هذا الشكل هو شكلاً تصورياً لا يعبر عن الواقع تماماً. فالدورة العامة للرياح هي اعقد من هذا الشكل المبسط الذي يهدف إلى إعطاء تصور عام عن هذه الدورة وليس نقلاً كاملاً لما يحدث على سطح الأرض.

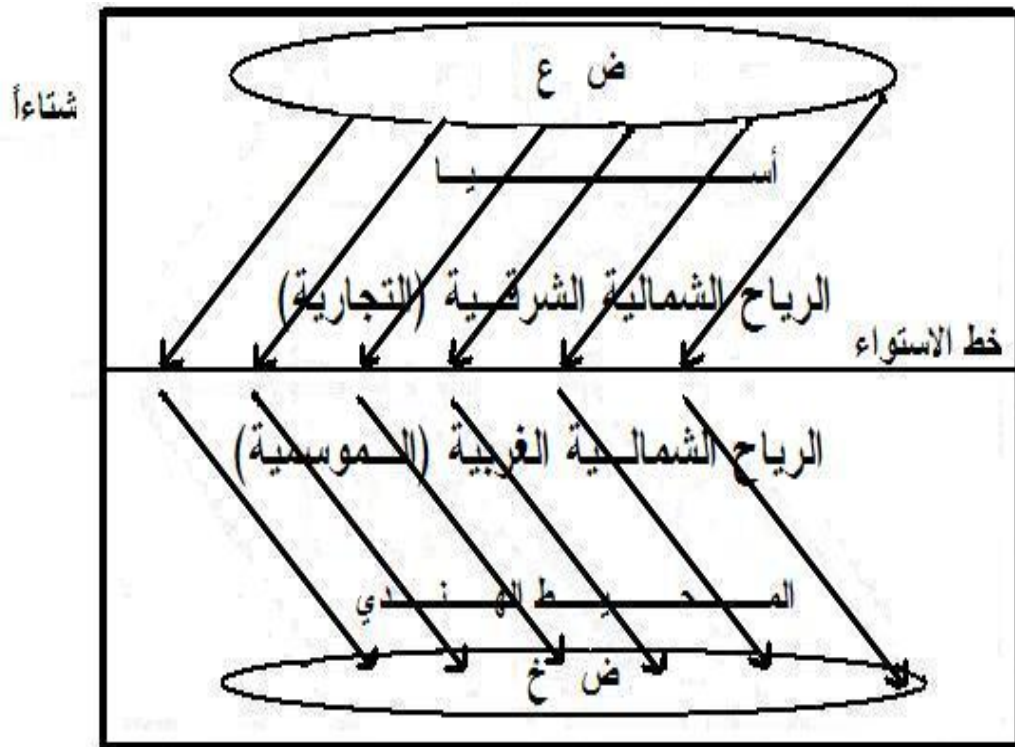
أن الدورة العامة للرياح كما يعبر عنها الشكل (٣-١٤) تبدأ من خط الاستواء حيث تلتقي الرياح التجارية الهابة من نصفي الكرة، ونتيجة التسخين الشديد فإن الهواء يتصاعد إلى الأعلى، كما يظهر على جانب صورة الكرة الأرضية. عندما يصطدم الهواء المتصاعد بحاجز التروبوبوز فأنه ينقسم إلى قسمين، لعدم استطاعته اختراق هذا الحاجز، قسم يتجه شمالاً والآخر جنوباً. وبعد أن يقطع مسافة كبيرة تصبح سرعة الرياح في الأعلى أسرع من سرعة الأرض تحتها فيضطر الهواء إلى تخفيف سرعته عن طريق الهبوط فوق دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً. وبذلك تتكون خلية هادلي حيث تهب الرياح بعد هبوطها على شكل رياح شمالية شرقية (تجارية) في نصف الكرة الشمالي وجنوبية شرقية (تجارية) في نصف الكرة الجنوبي متجهة إلى خط الاستواء حيث تلتقي هناك مكونة منطقة اللقاء دون المدارية (ITCZ). الحركة الفصلية لأنطقة الضغط تؤثر على استقرارية هذه الرياح فيكون اللقاء بين الرياح التجارية شمال خط الاستواء في الصيف وجنوب خط الاستواء في الشتاء الشمالي. واكبر منطقة تشذ عن هذه القاعدة هي منطقة المحيط الهندي التي تظهر فيها الرياح الموسمية. ففي الصيف تصبح آسيا مركزاً للضغط الواطئ بينما يصبح المحيط الهندي جنوب خط الاستواء مركزاً للضغط العالي. وبذلك تهب الرياح من المحيط الهندي إلى آسيا وشرق أفريقيا. أما في كانون الثاني فتكون آسيا (سبيرييا) مركزاً للضغط العالي بينما المحيط الهندي وأستراليا مركزاً للضغط الواطئ، فتهب الرياح من آسيا إلى المحيط الهندي وأستراليا، أنظر الشكل رقم (٣-١٥).

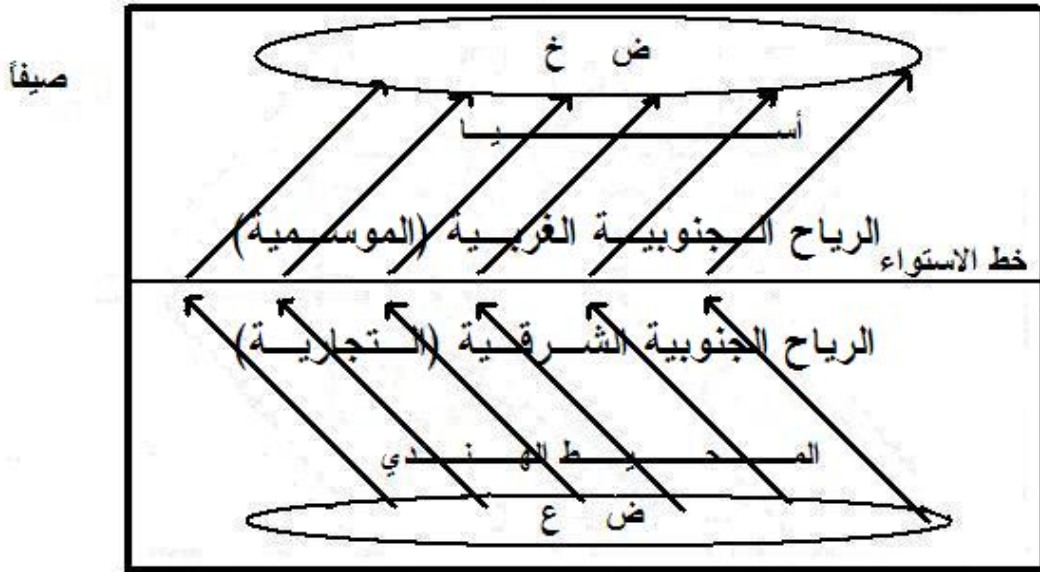
التيارات الهوائية الهابطة فوق دائرتي عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً تخرج منها الرياح التجارية باتجاه خط الاستواء كما أسلفنا، كما تخرج منها رياح جنوبية غربية في نصف الكرة الشمالي باتجاه الدائرة القطبية الشمالية ورياح شمالية غربية في نصف الكرة الجنوبي باتجاه الدائرة القطبية الجنوبية، وتسمى الغربيات أو الرياح العكسية. تلتقي الرياح العكسية برياح قادمة من القطبين عند دائرتي عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً مكونة منطقة ضغط واطئ، مما يؤدي إلى ارتفاع الهواء فوق هاتين الدائرتين إلى الأعلى مكوناً تيارات هوائية جبهوية متصاعدة تفرق في الأعلى فيتجه قسم منها إلى المدار والقسم الآخر إلى القطب، ويهبطان فوقهما، يكون الأول الضغط العالي فوق المدار والآخر الضغط العالي فوق القطب. لذلك تتكون الرياح السطحية من:

- ١- الرياح التجارية Trade Wind الهابة من دائرتي ٣٠° باتجاه خط الاستواء.
 - ٢- الرياح الغربية Westerly Wind (العكسية) الهابة من دائرتي ٣٠° باتجاه الدائرتين القطبيتين.
 - ٣- الرياح القطبية Polar Wind الهابة من القطبين باتجاه الدائرتين القطبيتين.
- أما خلايا الدورة العامة فهي:



الشكل ٣-١٤: توزيع الضغوط والرياح العامة والتيارات الصاعدة والهابطة والتي بمجموعها تشكل الدورة العامة للرياح.





الشكل ٣-١٥: تخطيط مبسط لحركة الرياح الموسمية، صيفاً تهب الرياح من الضغط العالي جنوب خط الاستواء إلى آسيا، شتاءً تهب الرياح من الضغط العالي شمال خط الاستواء إلى المحيط الهندي.

١- خلية هادلي Hadley Cell : وتتكون من التقاء الرياح قرب خط الاستواء وارتفاعها إلى الأعلى وانقسامها إلى قسمين عند مستوى التروبوبوز ثم هبوطهما فوق دائرتي عرض 30° شمالاً وجنوباً.

2- خلية روزبي Rossby Cell : وتتكون من التقاء الرياح فوق دائرتي عرض 60° شمالاً وجنوباً وارتفاعها إلى الأعلى لتتقسم إلى قسمين، قسم يتجه إلى دائرة عرض 30° ليتحد مع رياح خلية هادلي ويهبط فوق هذه الدائرة، والآخر يتجه إلى القطب ليهبط فوقه.

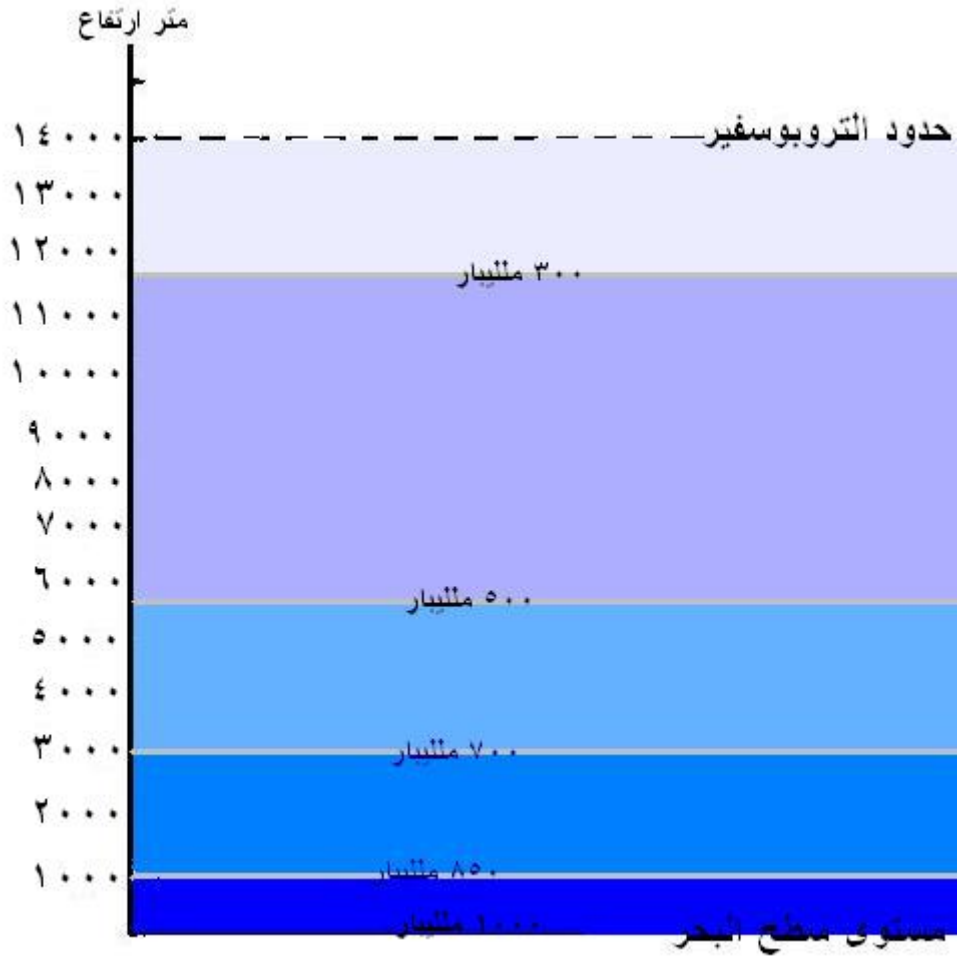
٣- الخلية القطبية Polar Cell : وتتكون من فرع الهواء الذي يصعد فوق دائرة عرض 60° ، ويتجه هذا الفرع إلى القطبين ليهبط فوقهما نتيجة برودته مكوناً ضغطاً عالياً فوق القطبين تخرج منه رياح قطبية باتجاه دائرتي عرض 60° شمالاً وجنوباً.

Upper Air

٣-٤-٣ رياح الأعالي

لو نظرنا للهواء بأبعاده الثلاثة فإننا سنرى أنه مثلما هناك رياح سطحية فإن هناك رياح في كل المستويات ارتفاعاً إلى التروبوبوز. وهذه الرياح تلعب دوراً مهماً في المظاهر الطقسية وبالتالي تؤثر على مناخ المنطقة. وتسمى رياح الأعالي باسم المستوى الذي تهب فيه. فهناك رياح المستوى 1000 مليبار والمستوى 850 والمستوى 700 والمستوى 500 والمستوى 300 والمستوى 200 والمستوى 100 مليبار. وسميت هذه المستويات باسم قيمة الضغط ارتفاعاً من سطح الأرض. فالمستوى 1000 مليبار هو مستوى سطح الأرض. بينما المستوى 700 مليبار هو المستوى الذي يقع على ارتفاع 9000 قدم كمعدل. وكلما قلت قيمة الضغط زادت قيمة الارتفاع (الشكل ٣ - ١٦).

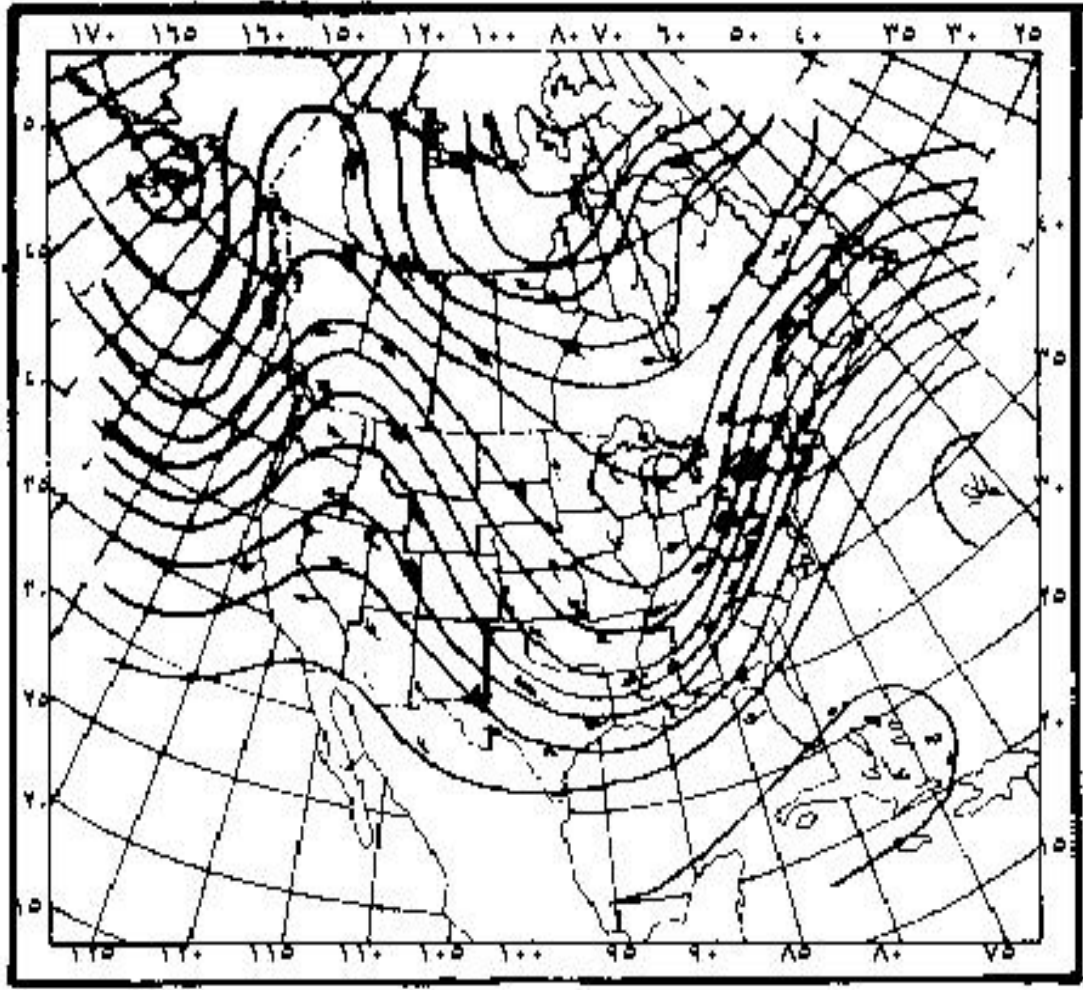
اكتشف روزبي في الأربعينيات من هذا القرن أن حركة الرياح في طبقات الجو العليا تكون على شكل أمواج، وأن الرياح غربية في اتجاهها. فقد ذكرنا سابقاً أن القوى المؤثرة على اتجاه الرياح هي ثلاثة: وهي منحدر الضغط، وقوة الانحراف، والاحتكاك. ولأن الاحتكاك معدوم في طبقات الجو العليا، لذلك فهناك قوتان فقط تؤثران على اتجاه الرياح في الأعلى وهما منحدر الضغط وقوة الانحراف. لذلك ستكون رياح الأعالي غربية، أي تأخذ اتجاه وسط بين منحدر الضغط وقوة الانحراف. لذلك ستسير الرياح بين خطوط الضغط المتساوي بدلاً من أن تقطعها، حيث يكون الضغط الواطئ إلى شمالها والعالي إلى جنوبها في نصف الكرة الشمالي.



الشكل ٣-١٦: طبقات الجو العليا والمستويات التي يتم فيها قياس الضغط والارتفاع.

ولان هناك تداخل بين كتل الهواء الدافئ المداري وكتل الهواء البارد القطبي فان أنظمة الضغط العليا ستبدو متعرجة ومفتوحة، وليس كأنظمة الضغط السطحية التي تكون مغلقة على نفسها. أي أن منظومة الضغط الواطئ ستبدو على شكل أخدود بينما ستبدو منظومة الضغط العالي على شكل انبعاث (الشكل ٣-١٧). وعليه فان الرياح ستهب بموازاة خطوط الضغط المتعرجة مع اتجاه عقرب الساعة حول الضغط العالي وعكس اتجاه عقرب الساعة حول الضغط الواطئ في نصف الكرة الشمالي، والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي.

أن أهم ما يميز رياح الاعالي هو وجود التيار النفاث. وهو خلايا ضيقة من الهواء الشديد السرعة يوجد ضمن رياح الاعالي الغربية. ففي الوقت الذي تكون فيه رياح الاعالي ذات سرعة تتراوح بين ٥٠ - ١٠٠ كم/ساعة، فان سرعة الهواء في التيار النفاث تكون بين ١٥٠ - ٣٠٠ كم/ساعة مع سرعة قد تتجاوز ٤٠٠ كم/ساعة وعلى ارتفاع ١٢ كم. أن أهمية التيار النفاث تأتي من أن المنخفضات الجوية السطحية تتكون أسفله، وأنه مسئول عن اتجاه حركة هذه المنخفضات، حيث تتبع المنخفضات الجوية في حركتها اتجاه حركة التيار النفاث. تتكون التيارات النفاثية فوق مناطق الجبهات الهوائية، لأنها المناطق التي يكون فيها التباين الحراري شديداً خلال مساحة صغيرة مما يؤدي إلى هبوب رياح شديدة السرعة. فالتباين الحراري الشديد يخلق تبايناً ضغطياً شديداً مما يستدعي هبوب رياح سريعة.



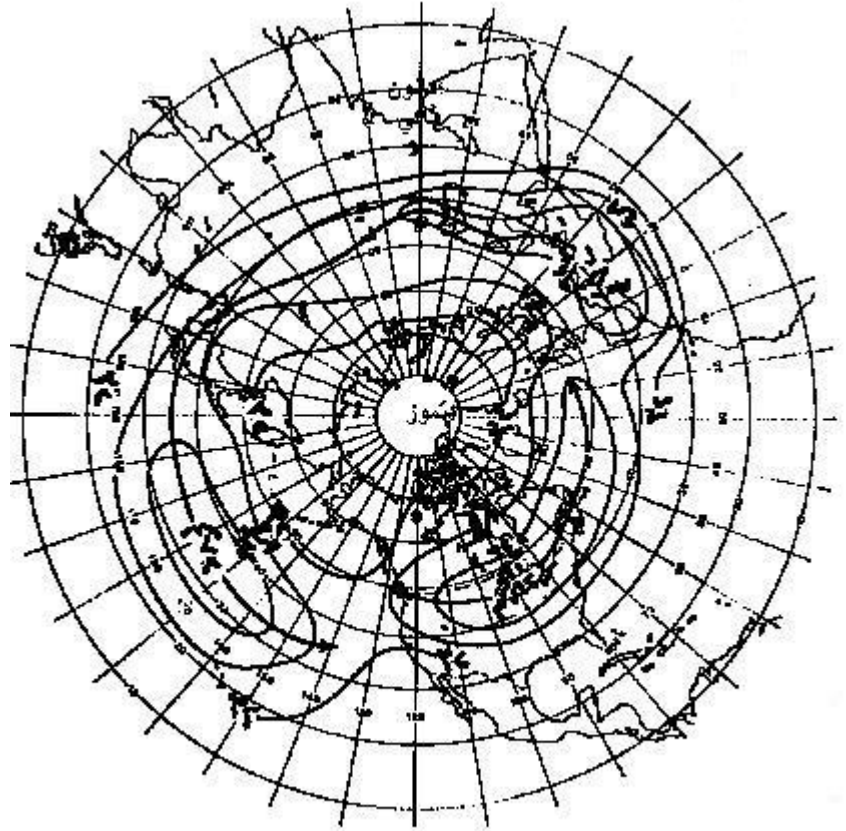
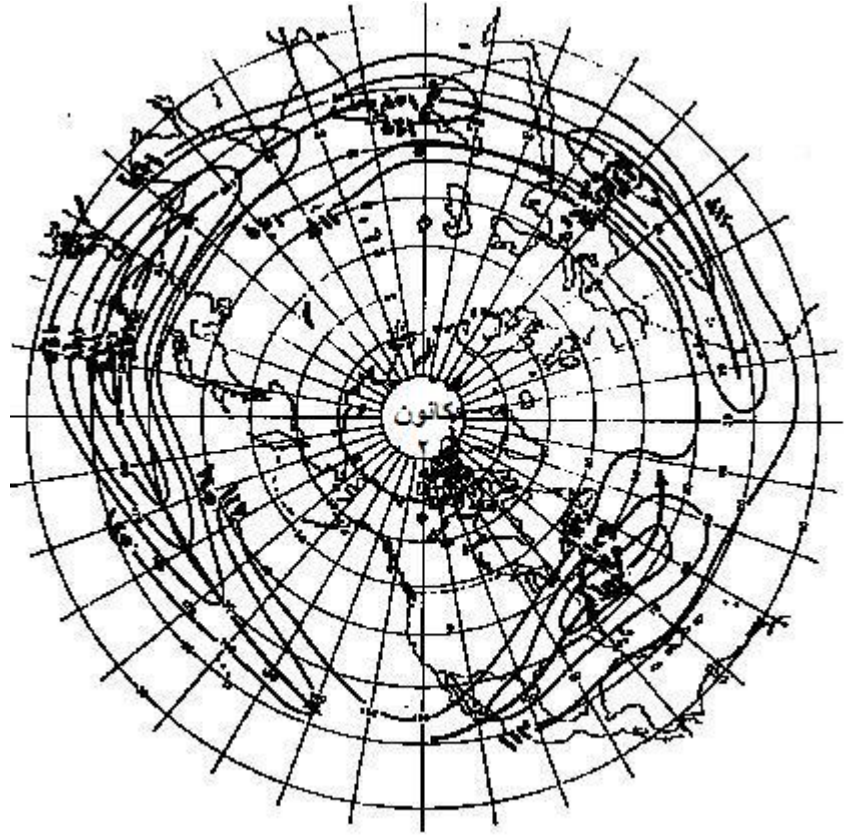
الشكل ٣-١٧: الأمواج العليا ويظهر الانبعاج والأخدود.

هناك تياران نفاثان رئيسيان يحيطان بالكرة الأرضية. الأول هو التيار النفاث القطبي ويوجد على ارتفاع ١٠ كم (مستوى ٣٠٠ مليبار) ومعدل موقعه بين ٤٥°-٥٠° شمالاً. والثاني هو التيار النفاث شبه المداري والذي يوجد على ارتفاع ١٢ كم (مستوى ٢٠٠ مليبار) ويوجد كمعدل بين دائرتي عرض ٢٠°-٣٠° شمالاً. أن وجود التيار النفاث شبه المداري في ارتفاعات أعلى من التيار النفاث القطبي يعود إلى أن الجبهة القطبية توجد في أسفل التروبوسفير بينما الجبهة شبه المدارية توجد في أعالي التروبوسفير (الشكل ٣-١٨).

٣-٥ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية

Geographic Distribution of Air Masses

الكتل الهوائية هي عبارة عن جسم ضخم من الهواء يستقر فوق منطقة المصدر لفترة أكثر من ثلاثة أيام فيأخذ صفات المنطقة التي استقر فوقها. وعندما نتعامل مع الكتل الهوائية فإننا نتعامل مع الهواء بأبعاده الثلاثة (طول، عرض، ارتفاع). وتنصف الكتل الهوائية بأنها متجانسة في حرارتها ورطوبتها. تنشأ الكتل الهوائية في مراكز الضغط العالي الدائم لأنه



After: Jerome Namias.

الشكل ١٨-٣: نموذج للتيارات النفائة كما يظهر في المستوى ٣٠٠ مليبار شتاءً وصيفاً.

الوحيد الذي يوفر استقراراً للهواء لفترة من الزمن حتى يساعده على اكتساب صفات المنطقة التي ينشأ فوقها. وتوصف الكتل الهوائية بدرجة حرارتها وبمحتواها من الرطوبة. لذلك تقسم الكتل الهوائية إلى أربعة أصناف رئيسية وثلاثة ثانوية. الجدول (٢-٣) يبين الصفات الأساسية للكتل الهوائية الرئيسية والثانوية وهي:

- ١- **الكتلة الهوائية المدارية القارية Continental Tropical Air Masses** وهي كتلة حارة جافة تتكون فوق الصحاري المدارية مثل الصحراء الكبرى والجزيرة العربية وأستراليا، وهي ضعيفة في الشتاء.
- ٢- **الكتلة الهوائية المدارية البحرية Miretime Tropical Air Masses** وهي كتلة أقل حرارة من الأولى ولكنها أكثر رطوبة لأنها تتكون فوق المحيطات المدارية ذات الحرارة المرتفعة.
- ٣- **الكتلة الهوائية القطبية القارية Continental Polar Air Masses** وهي كتلة باردة جافة تتكون فوق قارتي آسيا وأمريكا الشمالية بين دائرتي عرض ٤٥° - ٦٠° شمالاً، ولا توجد في النصف الجنوبي من الكرة الأرضية، لأن النصف الجنوبي كله ماء في هذه العروض.
- ٤- **الكتلة الهوائية القطبية البحرية Miretime Polar Air Masses** وهي كتلة أقل برودة من القطبية القارية ولكنها رطبة وتتكون فوق المحيطات شمال دائرة عرض ٤٥° - ٥٠° شمالاً وجنوب دائرة عرض ٤٥° - ٥٠° جنوباً. وهي مناطق الضغط العالي شبه القطبي.

الجدول (٢-٣) أنواع الكتل الهوائية وصفاتها

الكتلة الهوائية	درجة الحرارة درجة مئوية	الرطوبة النوعية غم/كغم
الكتل الرئيسية		
المدارية القارية cT	٣٤	١١
المدارية البحرية mT	٢٤	١٧
القطبية القارية cp	١١-	١٠,٤
القطبية البحرية mP	٤	٤,٤
الكتل الثانوية		
المتجمدة الشمالية cA	٤٦-	٠,١
المتجمدة الجنوبية cAA	٤٦-	٠,١
الاستوائية mE	٢٧	١٩

Strahler, Physical Geography, 4th. Ed. John Wiley and Sons, New York, 1975, P. 185.

- الكتل الثانوية: وهي ثلاثة أنواع:
- ١- **المتجمدة الشمالية Continental Arctic**: وهي كتلة شديدة البرودة وجافة لأنها تتكون فوق السطوح الثلجية للقطب، تتكون فوق كرينلند والقطب الشمالي وينقلص تأثيرها كثيراً في الصيف.

٢- المتجمدة الجنوبية **Continental Anti Arctic** : وهي كتلة شديدة البرودة وجافة تتكون فوق السطوح الثلجية للقارة القطبية الجنوبية، ولكنها عندما تعبر المحيطات إلى أقصى جنوب القارات الجنوبية (أستراليا، أفريقيا، أمريكا الجنوبية) تحول إلى كتلة قطبية بحرية.

٣- الاستوائية **Miretime Equatorial** : هي كتلة محورة عن المدارية تزداد حرارتها ورطوبتها كلما اقتربت من الاستواء، وتؤثر على المناطق الاستوائية فقط.

٣-٥-١ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية في تموز

The Geographical Distribution of Air Masses in July

يتوسع نطاق الضغط العالي شبه المداري في النصف الشمالي ويتحرك شمالاً، فتسود الكتل الاستوائية mE حول خط الاستواء والكتل المدارية البحرية والقارية cT و mT يصل تأثيرها إلى دائرة عرض ٥٠ شمالاً، وتظهر الجبهة القطبية في آسيا قرب دائرة عرض ٦٠ ° شمالاً (الخريطة رقم ٣-١٩). لذلك يتقلص مجال سيادة الكتل القطبية القارية والبحرية cP و mP إلى العروض العليا، حيث يقتصر وجودها في ألaska شمال دائرة عرض ٦٠ ° شمالاً. لذلك ترتفع حرارة النصف الشمالي في معظم المناطق ويتقلص انخفاض الحرارة ليقصر على أقصى مناطق العروض العليا. ويقتصر وجود الكتلة المتجمدة الشمالية cA على جزيرة جرينلاند، لذلك تذوب الثلوج على السواحل لجزيرة جرينلاند حيث ترتفع الحرارة عن الصفر المئوي.

إما في نصف الكرة الجنوبي فإن تأثير الكتلة الاستوائية mE يبقى حول خط الاستواء، بينما الكتل المدارية القارية والبحرية cT و mT يتقلص امتدادها قليلاً ليصل تأثيرها إلى دائرة عرض ٤٢ ° جنوباً. تسيطر الكتل القطبية البحرية mP حتى حدود القارة القطبية الجنوبية، ويتركز وجود الكتلة المتجمدة الجنوبية cAA على القارة القطبية الجنوبية.

٣-٥-٢ التوزيع الجغرافي للكتل الهوائية في كانون الثاني

The Geographical Distribution of Air Masses in January

يتوسع نطاق الكتل القطبية على حساب الكتل المدارية في نصف الكرة الشمالي، وذلك لتوسع نطاق الضغط العالي القطبي بسبب شدة البرودة، كما يظهر الضغط العالي القطبي جنوب القطب حيث يظهر فوق سيبيريا وشمال كندا. فيصل تأثير الكتل القطبية القارية والبحرية cP و mP إلى دائرة عرض ٣٠ ° شمالاً. ويتخلل المنطقة بين القطب ودائرة عرض ٥٠ ° شمالاً توغل للكتلة الهوائية المتجمدة الشمالية cA خاصة في كندا وآسيا (الخريطة ٣-٢٠). أما الكتلة المدارية القارية والبحرية cT و mT فيقتصر تأثيرهما على مناطق النشوء إلى خط الاستواء. حيث أن الضغط العالي شبه المداري يتحرك جنوب موقعه المعتاد فيصل تأثيره إلى دائرة عرض ٢٠ ° شمالاً. أما الكتلة الاستوائية mE فتبقى شمال خط الاستواء فوق المحيط الأطلسي والجزء الشرقي من المحيط الهادي، ولكنها تتحرك إلى جنوب خط الاستواء في أفريقيا وأمريكا الجنوبية والمحيط الهندي.

أما في نصف الكرة الجنوبي فليس هناك تغيير واضح عن تموز، حيث يتوسع قليلاً نطاق الكتل المدارية ليصل إلى دائرة عرض ٤٥ ° جنوباً، وتبقى الكتل القطبية تؤثر على المنطقة بين ٤٥ ° جنوباً والقارة القطبية الجنوبية. وتبقى القارة القطبية الجنوبية تحت تأثير الكتلة المتجمدة الجنوبية cAA . إن المسطحات المائية الواسعة في نصف الكرة الجنوبي تمنع التغيير الكبير في مواقع تأثير الكتل الهوائية بين الصيف والشتاء كما في نصف الكرة الشمالي.

٦-٣ التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية

The Geographical Distribution of Ocean Current

التيارات البحرية هي حركة الماء داخل الماء، وهي عملية نقل مياه دافئة إلى المناطق الباردة وبنفس الوقت نقل مياه باردة إلى المناطق الحارة. وتتأثر التيارات البحرية بعوامل عديدة منها قوة الانحراف وتباين كثافة وحرارة الماء. ولكن التأثير الأكبر يكون بواسطة اتجاه حركة الرياح. فالتيارات البحرية تتحرك مع اتجاه حركة الرياح وبزاوية مقدارها ٤٥° عن الاتجاه العام السائد لحركة الرياح حسب نظرية إيكمان.

تصنف التيارات البحرية حسب درجة حرارتها. لذلك تقسم إلى قسمين رئيسيين هما:

١- التيارات البحرية الدافئة Warm Ocean Current ٢- التيارات البحرية الباردة Cold Ocean Current

Warm Ocean Current. في نصف الكرة الشمالي عندما يتحرك الماء من الشمال إلى الجنوب فإنه تيار بارد، وإذا تحرك الماء من الجنوب إلى الشمال فإنه تيار دافئ، والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي. وللتيارات البحرية بنوعها تأثير واضح على مناخ المنطقة التي تمر بالقرب منها. فهي ترفع الحرارة وتزيد من الأمطار الساقطة إذا كانت دافئة، وتخفف الحرارة وتقلل الأمطار إذا كانت باردة. لذلك فإن مناخ سواحل القارات يتأثر بهذه التيارات وإلى مسافة جيدة في الداخل، إذا لم تكن هناك سلاسل جبلية على طول الساحل تمنع توغل تأثيراته.

وللدلالة على تأثير الرياح العامة في حركة التيارات البحرية فإن الشكل (٣-٢١) يبين هذا التأثير المتبادل. ففي نصف الكرة الشمالي وفي نطاق الرياح التجارية الشمالية الشرقية، يتحرك الماء قرب السواحل الغربية للقارات من الشمال إلى الجنوب فيكون تياراً بارداً. وقبل وصوله إلى خط الاستواء فإنه ينحرف غرباً ليعبر المحيط بموازاة خط الاستواء. وعندما يصطدم بسواحل القارات فإنه يعود ليتحرك من الجنوب إلى الشمال قرب السواحل الشرقية للقارات فيصبح تياراً دافئاً. وعند وصوله إلى دائرة عرض ٤٠° - ٤٥° شمالاً، فإنه يعبر المحيط ثانية حيث تصبح المياه ضمن نطاق الرياح الغربية. وعند اصطدامه بالسواحل فإنه يتحرك من الجنوب إلى الشمال ليستمر تياراً دافئاً قرب السواحل الغربية للقارات. وعند دخوله المنطقة القطبية، فإنه يعود ليتحرك من الشمال إلى الجنوب ليكون تياراً بارداً قرب السواحل الشرقية للقارات.

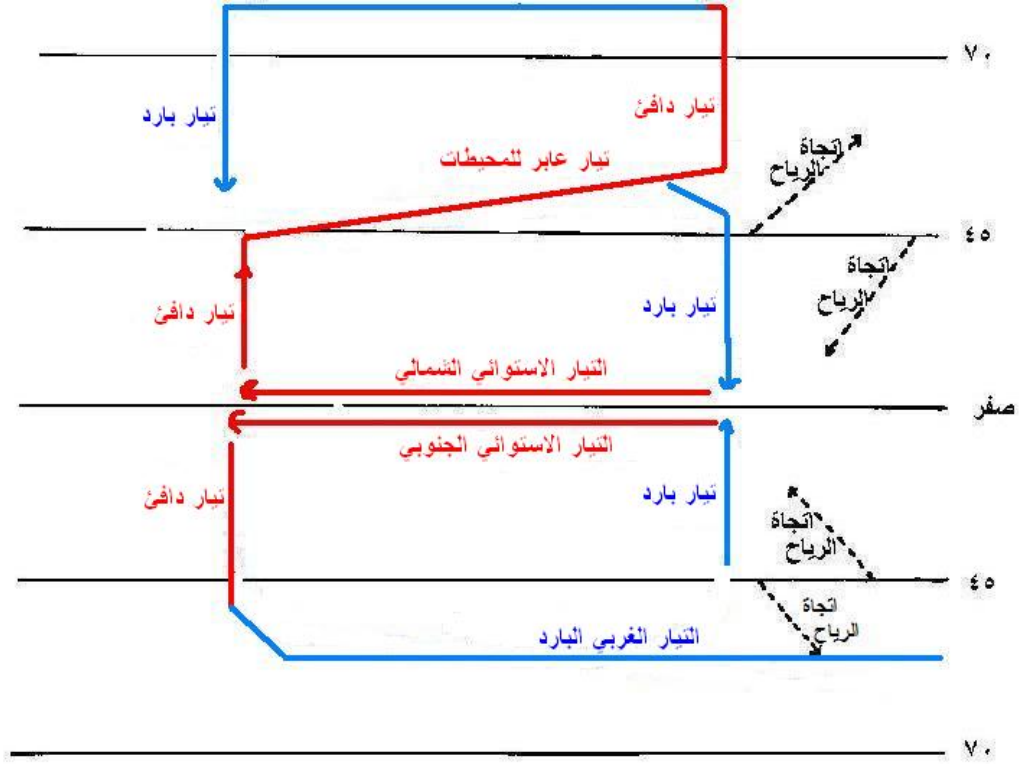
أما في نصف الكرة الجنوبي فإن عدم وجود قارات في أقصى الجنوب يؤدي إلى أن تدور التيارات البحرية حول الكرة الأرضية بين نهاية القارات الجنوبية والقارة القطبية الجنوبية. فعلى السواحل الغربية للقارات وفي العروض المدارية، تحرك الرياح التجارية التيارات البحرية من الجنوب إلى الشمال فتصبح تيارات بحرية باردة قرب هذه السواحل. وقرب خط الاستواء تعبر التيارات المحيط بموازاة خط الاستواء، وعند اصطدامها بالسواحل الشرقية للقارات تعود لتتحرك من الشمال إلى الجنوب لتكون تيارات دافئة. وعند عبورها دائرة عرض ٤٥° ولتحول الرياح إلى رياح غربية، فإنها تعبر المحيط، ولعدم وجود سواحل تعيق حركة الماء، فإن التيارات تستمر بالحركة لتمرزج تيارات المحيطات جميعاً في تيار واحد يسمى التيار الغربي البارد.

وفيما يأتي شرح مفصل لتوزيع التيارات البحرية حسب المحيطات التي توجد فيها:

١-٦-٣ تيارات المحيط الأطلسي الشمالي

Northern Atlantic Ocean Current

تبين الخريطة (٣-٢٢) التوزيع الجغرافي للتيارات البحرية في العالم. منها يتبين وجود تيار الكناري البارد قرب سواحل أفريقيا الشمالية الغربية. ينحرف هذا التيار عند دائرة عرض ٢٠° شمالاً ليصبح التيار الاستوائي الشمالي الدافئ. وعند دخوله البحر الكاريبي وخليج



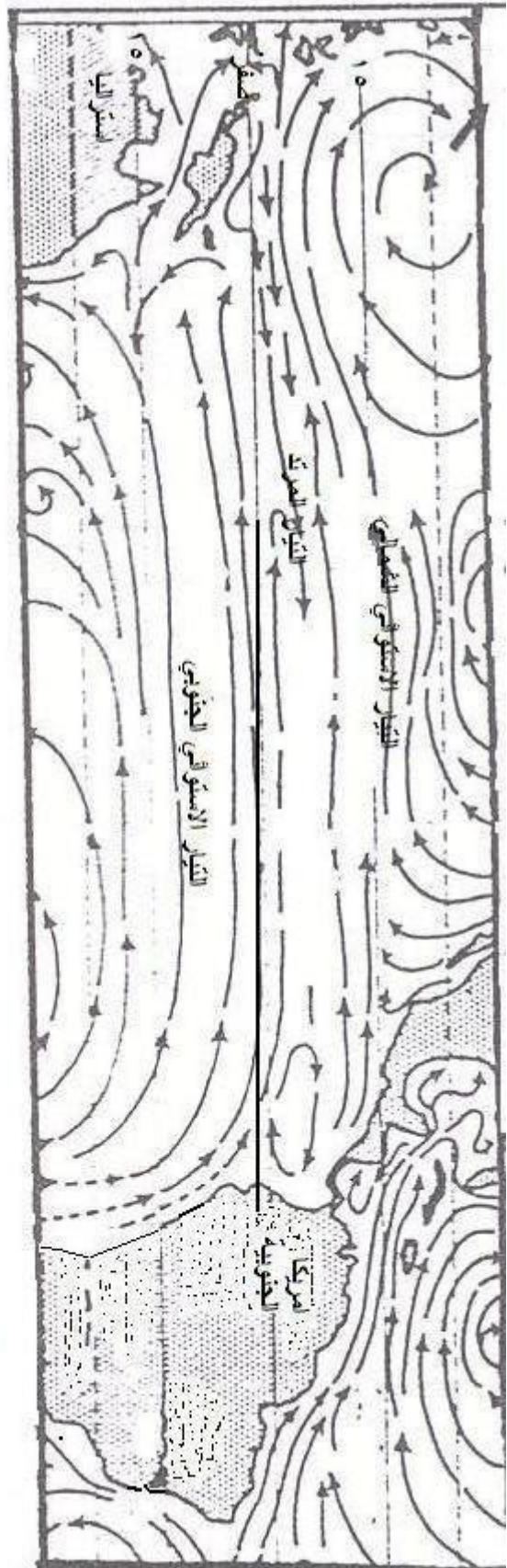
الشكل ٣-٢١: مخطط يبين تأثير الرياح على حركة التيارات البحرية.

المكسيك يعود ليظهر من جديد عند سواحل أمريكا الشمالية الشرقية ويسمى تيار الخليج الدافئ. وعند دائرة عرض ٤٥° شمالاً حيث يتغير اتجاه الرياح إلى رياح غربية، فإن التيار يضطر لعبور المحيط الأطلسي، وقرب السواحل الأوروبية ينقسم إلى قسمين: أحدهما يكون تيار الكناري الذي اشرنا إليه سابقاً، والآخر يستمر شمالاً مكوناً تيار النرويج الدافئ الذي يسير بمحاذاة سواحل أوروبا الغربية. يدخل هذا التيار المنطقة القطبية ليخرج من الجهة الأخرى من بين جزيرة جرينلاند وسواحل كندا على شكل تيار لبرادور البارد الذي يلتقي بتيار الخليج الدافئ قرب منطقة نيوفاوندلاند.

٣-٦-٢ تيارات المحيط الهادي الشمالي

Northern Pacific Ocean Current

يمر تيار كاليفورنيا البارد بالقرب من الساحل الغربي لأمريكا الشمالية (الولايات المتحدة الأمريكية والمكسيك)، وعند دائرة عرض ٢٠° شمالاً ينحرف ليصبح تياراً استوائياً شمالياً ويعبر المحيط الهادي. وعند اصطدامه بسواحل آسيا فإنه ينحرف شمالاً ليصبح تيار اليابان الدافئ (كوروشو) والذي يسير في بحر الصين الجنوبي متوجهاً شمالاً حيث يقترب من سواحل اليابان الشرقية. وعند دائرة عرض ٤٥° شمالاً يعبر المحيط الهادي مرة أخرى حيث ينقسم إلى قسمين: الأول يتجه جنوباً ليكون جزءاً من تيار كاليفورنيا البارد، والآخر يستمر في حركته شمالاً قرب سواحل كندا الغربية ويسمى تيار ألaska الدافئ. وعند مضيق بيرنك يدخل المنطقة القطبية الشمالية ويخرج من الجهة الأخرى من المضيق مكوناً تيار كمشتكا البارد الذي يسير بمحاذاة سواحل آسيا الشمالية الشرقية ويلتقي بتيار اليابان الدافئ قرب الجزر اليابانية.



After: U.S. Navy

الخريطة ٣-٢٣ : مقطع من المحيط الهادي الاستوائي ويظهر فيه التيار الاستوائي الشمالي والجنوبي والتيار المرتك.

٣-٦-٣ تيارات المحيط الأطلسي الجنوبي

Southern Atlantic Ocean Current

يظهر تيار بانجولا البارد قرب السواحل الجنوبية الغربية لأفريقيا متجهاً من الجنوب إلى الشمال، خريطة رقم (٣-٢٢). وقرب خط الاستواء ينحرف هذا التيار غرباً مكوناً التيار الاستوائي الجنوبي. وعند اصطدامه بسواحل أمريكا الجنوبية ينحرف جنوباً مكوناً تيار البرازيل الدافئ قرب السواحل الشرقية لأمريكا الجنوبية. ويلتقي هذا التيار بتيار ضعيف بارد قرب دائرة عرض ٤٠° جنوباً وهو تيار فوكلند البارد. عند نفس الدائرة ينحرف هذا التيار شرقاً ليعبر المحيط الأطلسي. ولعدم وجود يابس فإن الجزء الأكبر منه يصبح جزءاً من التيار الغربي البارد، والجزء الصغير يصبح جزءاً من تيار بانجولا البارد.

٣-٦-٤ تيارات المحيط الهادي الجنوبي

Southern Pacific Ocean Current

يظهر تيار همبولت البارد قرب السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية. وعند خط الاستواء ينحرف هذا التيار غرباً مكوناً التيار الاستوائي الجنوبي (انظر الخريطة ٣-٢٢). وعند وصوله جزر آسيا وسواحل أستراليا فإنه ينحرف جنوباً مكوناً تيار أستراليا الشرقي الدافئ الذي يسير بمحاذاة سواحل أستراليا الشرقية. عند دائرة عرض ٤٠° جنوباً يصبح هذا التيار جزءاً من التيار الغربي البارد.

في منطقة تيار همبولت البارد يظهر تذبذب في حركة التيار بين فترة وأخرى. فالتيار الاستوائي المرتد والذي يتحرك بين التيار الاستوائي الشمالي والجنوبي يزداد قوة في كانون الأول مما يؤدي إلى قطع تيار همبولت، فتسود مياه دافئة بين خط الاستواء ودائرة عرض ١٥° جنوباً على سواحل البيرو وشيلي. هذه الظاهرة تسمى النينو والتي تظهر في كانون الأول بين عدة سنوات وأخرى (انظر الشكل ٣-٢٣). يكون لهذه الظاهرة تأثيرات مناخية واضحة مثل زيادة الأمطار على سواحل شيلي وبيرو وقلة الأمطار على السواحل الشرقية لآسيا وأستراليا.

٣-٦-٥ تيارات المحيط الهندي

يختلف المحيط الهندي في شكله وموقعه عن بقية المحيطات. فالمحيط الهندي مغلق من الشمال كما أن معظمه يقع ضمن المنطقة المدارية. هاتان الصفتان جعلتا هذا المحيط يخلو من التيارات المائية الباردة، كما أن حركة التيارات فيه تكون دائرية. من ناحية أخرى، فإن هذا المحيط تهب عليه أنظمة رياح تختلف عن رياح الدورة العامة وهي الرياح الموسمية. فبسبب إغلاقه من الشمال أصبح اليابس شمال الماء مما أدى إلى تباين كبير في التسخين بين الماء واليابس. هذا بدوره يدفع إلى اختلاف أنظمة الضغط وتوزيعها بين الصيف والشتاء مما يؤدي إلى أن تكون الرياح جنوبية غربية في الصيف وشمالية شرقية في الشتاء في النصف الشمالي. أما في النصف الجنوبي فتكون الرياح شمالية غربية في الصيف الجنوبي وجنوبية شرقية في الشتاء الجنوبي. هذا الاختلاف في حركة الرياح يؤدي إلى اختلاف اتجاه حركة التيارات البحرية في هذا المحيط.

يظهر تيار استوائي شمالي دافئ في تموز يسير بموازاة خط الاستواء وعند اصطدامه بسواحل أفريقيا يتجه شمالاً ليمر بسواحل الجزيرة العربية وشبه القارة الهندية. ويظهر تيار استوائي جنوبي دافئ يسير بموازاة خط الاستواء وعند اصطدامه بجزيرة مدغشقر يتجه قسم منه إلى الجنوب بمحاذاة السواحل الشرقية لأفريقيا الجنوبية ويسمى تيار انجولا أو تيار مدغشقر الدافئ.

يظهر تيار استوائي مرتد في المحيط الهندي بين التيارين الاستوائيين الشمالي والجنوبي. في الحقيقة توجد تيارات مرتدة على خط الاستواء في جميع المحيطات. وهناك من يعتقد

بوجود تيار بارد بالقرب من سواحل أستراليا الغربية وحسب مخطط التيارات العام. ولكن جميع القياسات أثبتت عدم وجود مياه باردة بالقرب من سواحل أستراليا الغربية، لذلك لا يمكن تأكيد وجود مثل هذا التيار البارد.

في نهاية هذا الفصل، لابد من التذكير بأن مجموع توزيع عناصر المناخ تكون الأقاليم المناخية المختلفة للعالم. حيث أن الإقليم المناخي يتكون من مجموع عناصر المناخ، واختلاف الأقاليم يعتمد على التباين في توزيع العناصر.

الفصل الرابع

التصنيف المناخي

- ١-٤ مفهوم التصنيف المناخي وشروطه
- ٢-٤ لماذا التصنيف المناخي
- ٣-٤ مفهوم المناخ القاري والمناخ البحري
- ٤-٤ أنواع التصنيف المناخي
- ٥-٤ مناخ قارة افتراضية
- ٦-٤ تصنيف المناخ لكوبن

التصانيف المناخية

٤-١ مفهوم التصنيف المناخي وشروطه

سنناقش في هذا المبحث تعريف التصنيفات المناخية بنوعيتها الأصولية والموضوعية، والشروط التي يجب توافرها في التصنيف المناخي ليكون تصنيفاً ناجحاً.

٤-١-١ مفهوم التصنيف المناخي Climatic Classification Definition

تصنيف المناخ هو عبارة عن جمع المناطق المتشابهة مناخياً في إقليم واحد one region. وبالرغم من صعوبة إيجاد منطقتين متشابهتين كلياً، إلا أن الالتقاء بالصفات العامة سيكون هو السائد في تحديد الأقاليم المناخية. فالمعروف أنه لا توجد منطقتين مهما صغر حجمهما على سطح الأرض متشابهتين في مناخهما، وهذا يعود إلى الاختلافات المحلية الصغيرة التي تعطي لكل منطقة شخصيتها المميزة. وعليه فإن التصنيف المناخي لا يشترط التطابق التام بين أجزاء الإقليم الواحد، وإنما يتطلب أن تكون الصفات العامة للمناخ متشابهة كشرط لجعل المنطقة ضمن إقليم مناخي معين. فليست جميع الصحاري متطابقة في مناخها، ولكن شحها الأمطار وارتفاع التبخر هي الصفة العامة التي تجمع جميع الصحاري في العالم. وهكذا فإن التصنيف المناخي سوف يتجاوز التفاصيل الدقيقة التي تجعل كل منطقة مختلفة إلى حد ما عن منطقة أخرى، ويركز على نقاط اللقاء بين المناطق لتصبح ضمن إقليم واحد. أن جميع المناطق المتشابهة مناخياً حتى وإن تباعدت عندما توضع في إقليم واحد، فإنها تسهل دراسة المناخ وتوزيعه على مناطق الأرض المختلفة. وهذه السهولة تساعد على دراسة مناخ الأرض بشكل أكثر واقعية وتساعد على استخراج العوامل الأساسية المؤثرة على المناخ والمتحكم فيهما، ولكنها بنفس الوقت تهمل كثيراً من التفاصيل الدقيقة المتعلقة بمناخ كل منطقة. حيث أن التصنيف المناخي سوف يعمل على وضع حدود دنيا lower وعلية higher لقيم عناصر مناخ الإقليم، وبذلك يمكن أن تدخل ضمن الإقليم الواحد عدداً من المناطق المختلفة المناخ. هذا يستدعي أن يظم الإقليم المناخي أقاليم ثانوية Secondary Regions فيها تفاصيل أخرى مختلفة عن الأقاليم الثانوية الأخرى. وإذا أردنا التفصيل أكثر فإن كل إقليم ثانوي قد يحتوي على أقاليم فرعية مختلفة في بعض الصفات. وهكذا يضم الإقليم المناخي مجموعة مناخات متشابهة في المظهر العام مختلفة في التفاصيل.

٤-١-٢ التصنيفات الأصولية والموضوعية

Genetic and Empirical Classifications

يدخل ضمن مفهوم التصنيفات المناخية فيما إذا كان التصنيف المناخي أصولياً Genetic أو موضوعياً Empirical. فالتصنيف الأصولي هو التصنيف المناخي الذي يقسم الأرض إلى أقاليم مناخية بالاعتماد على عناصر المناخ دون الحاجة إلى مدلولات لهذه العناصر. وهذا ما يجعل هذا النوع من التصنيف صعباً جداً بل أحياناً مستحيل التحقيق. فإذا أردنا استخدام درجات الحرارة للفصل بين الأقاليم، فالسؤال المهم هو ماهية هذه الدرجات التي تفصل بين الأقاليم؟ حيث أن درجات الحرارة بحد ذاتها لا معنى لها، إلا درجة واحدة وهي الصفر المئوي. فالصفر المئوي هو الحد الفاصل بين المناطق المتجمدة وغير المتجمدة. أما بقية الدرجات فإنها بلا معنى. وهذا ينطبق كذلك على الأمطار، فالحدود الفاصلة بين كمية مطر وأخرى غير واضحة ولا معنى لها بحد ذاتها. أما إذا أردنا تصنيف المناخ على أساس نوع الكتل الهوائية أو اتجاهات الرياح السائدة، فإن الأرض سوف تقسم إلى عدد قليل من الأقاليم المناخية التي فيها من التنافر أكثر مما فيها من التشابه، وبذلك نعطي إجمالاً واسعاً للأقاليم المناخية نخسر من خلاله الكثير من التفاصيل المناخية للمنطقة الواحدة. وقد ظهرت في

الأدبيات المناخية عدد من محاولات تصنيف المناخ أصولياً، حيث استخدمت الكتل الهوائية مرة وكمية الطاقة الداخلة والخارجة مرة ولم ينتج عنها إلا أقاليم مناخية قليلة اختفت منها التفاصيل.

أما التصنيف الموضوعية فأنها التصنيف التي تعتمد على ظواهر طبيعية لوضع حدود للأقاليم المناخية. فيمكن الاعتماد على نوع النبات الطبيعي Vegetation (وهو الأكثر شيوعاً) أو نوع التربة Soil Variety أو توفر المياه Water Availability أو الأقاليم التضاريسية Orographic Region لوضع حدود بين الأقاليم المناخية. فعند استخدام الحرارة والأمطار لتصنيف المناخ على أساسها، فيمكن في هذه الحالة استخدام درجة الحرارة ١٠ م مثلاً للفصل بين المناطق التي تنمو فيها الأشجار والمناطق التي لا تنمو فيها الأشجار. كما يمكن استخدام كمية المطر ٢٥٠ ملم للفصل بين مناطق النباتات الشوكية والنباتات غير الشوكية. وهكذا فإنه يمكن استخدام درجات الحرارة وكمية الأمطار وبأشكال مختلفة لوضع حدود فاصلة بين الأقاليم المناخية. لذلك أصبحت التصنيف الموضوعية أكثر التصنيف شيوعاً، وينتج عنها عدد جيد من الأقاليم المناخية والتي فيها تفاصيل أكثر من التصنيف الأصولية.

ويمكن دمج الطريقة الموضوعية مع الطريقة الأصولية في إيجاد تصنيف مناخي جيد. وفي هذه الحالة فإن الطريقة الموضوعية ستكون الأساس في وضع حدود الأقاليم المناخية وتستخدم الطريقة الأصولية كخلفية جيدة لإعطاء تفسير أوضح لأسباب سيادة هذا النوع من المناخ. وسوف نستخدم في هذا الكتاب الطريقة الموضوعية في تصنيف المناخ ونستعين بالطريقة الأصولية لإعطاء تفسير لسيادة هذا النوع من المناخ.

٤-١-٣ شروط التصنيف المناخي

Climatic Classification Conditions

يشترط في التصنيف المناخي ثلاثة شروط:

١- البساطة

٢- الوضوح

٣- إمكانية التطبيق

١- البساطة **Simplicity** : يجب أن يكون التصنيف المناخي بسيطاً غير معقد. فمثلاً إذا استخدم التصنيف الرموز الدالة على الأقاليم المناخية فيجب أن تكون هذه الرموز بسيطة يمكن فهمها بسهولة. فالرموز المركبة تصبح معقدة وتتداخل فيها المفاهيم. كما يجب أن يبتعد التصنيف المناخي عن التداخل أو التشابه في وضع هذه الرموز مما يسهل على القارئ فهم المعنى بوضوح.

٢- الوضوح **Clearance** : يجب أن يكون التصنيف المناخي واضحاً في تعريفه للإقليم، أي أن هناك حدوداً واضحة بين إقليم وآخر ليتجنب التداخل في تعريف الأقاليم. فكلما كانت شروط الإقليم محددة كان الإقليم واضحاً. فالسهولة والوضوح مفهومان متداخلان يصعب فصلهما عن بعض، فلا يمكن تكرار الرمز أو المفهوم لإقليمين لأن ذلك سيربك القارئ ويجعل التصنيف المناخي صعباً.

٣- إمكانية التطبيق **Applicable** : ليس هناك فائدة من تحديد أقاليم أو وضع حدود لأقاليم لا وجود لها على سطح الأرض. فالهدف الأساسي من التصنيف المناخي هو تطبيقه على أرض الواقع. لذلك على المصنف أن يبتعد عن البحث عن شروط توجد حدود لا وجود لها على سطح الأرض.

أن هذه الشروط الثلاثة متلازمة ومتداخلة ولا يمكن فصل أحدهما عن الآخر، أي أن نقصان أي شرط من هذه الشروط يخل بالتصنيف المناخي ويجعله غير قابل للاستعمال. فإذا ما أوجدنا حروف وأرقام كرمز مناخي لإقليم ما تتداخل هذه الحروف والأرقام مع حروف

وأرقام لإقليم مناخي آخر، فإن هذا التصنيف يكون قد فقد بساطته ووضوحه مما يؤدي إلى إبعاد القارئ عنه. لذلك يجب أن يكون التعبير عن الأقاليم واضحاً ويتكون من عدد قليل من الرموز وان لهذه الرموز وجوداً على سطح الأرض.

٤-٢ لماذا التصنيف المناخي؟ Climatic Classification, Why

أن دراسة مناخ الأرض بشكل تفصيلي ولكل منطقة على حده قد يعطي تفاصيل كثيرة عن منطقة معينة، ولكن لا يعطي تصوراً واضحاً عن مناخ الأرض ككل، ولا عن الأسباب التي كونت هذا المناخ، وبذلك سنفقد فرصة اكتشاف كثير من العوامل الكبيرة المؤثرة على ذلك المناخ. فلو أردنا دراسة مناخ بلد معين ضمن حدوده السياسية، فيمكن استخدام الإحصاءات المتوفرة عن ذلك البلد وإعطاء صورة وصفية تفصيلية عن مناخه. أن هذه الطريقة سوف لن تساعدنا على فهم الكثير من الظواهر المناخية التي يتعرض لها ذلك البلد، لأننا اقتصرنا في دراستنا على حدوده مما افقدنا النظرة الشمولية Synoptic الضرورية للإقليم الذي يقع فيه. وكذلك أغفلنا النظر إلى المنطقة الواسعة التي قد يكون لها تأثير واضح على مناخه. كما أن هذه الطريقة لا تعطي صورة واضحة عن توزيع المناخ في العالم. أضف إلى ذلك أن مناخ العالم بهذه الطريقة سوف يحتاج إلى مجلدات كثيرة لتغطية وصفه، مما يعني أن المناخ سوف يبقى بشكله الوصفي فقط.

أن إعطاء صورة واضحة عن مناخ العالم ككل تساعد على إظهار النظام المناخي للعالم وهذا لوحدته سبب كاف لتبرير استخدام التصنيف المناخي. فبالرغم من أن التصنيف المناخي يفقد القارئ الكثير من التفاصيل، إلا أنه يبرز الصورة التي ينبغي أن يكون عليها توزيع العناصر المناخية مما يكشف عن الأسباب الكامنة وراء هذا التوزيع. كما أنه يختصر الكثير من التفاصيل المكررة والتي تتيح للقارئ التعرف على مناخ العالم بشكل جيد. وهذا لا يعني أن التصنيف المناخي خالية من السلبيات. فكما أشرنا سابقاً فإن التصنيف المناخي يختصر الكثير من التفاصيل. فمعظم التصنيفات المناخية استخدمت الحرارة والأمطار فقط كأساس للتصنيف، وبذلك فهي أهملت بقية العناصر المناخية. وبالرغم من أهمية هذين العنصرين للحياة البشرية والحيوانية والنباتية، إلا إنها بحد ذاتها غير كافية لإعطاء الصورة المناخية الكاملة للإقليم المناخي.

كما أن التصنيف المناخي يستخدم المعدلات الطويلة الأمد Long Term Average للتعبير عن مناخ منطقة معينة. وبالرغم من أن المعدل يعطي ثباتاً أفضل لمناخ منطقة معينة إلا أن المعدل ما هو إلا الحالة الوسط لتصرف العنصر المناخي، وقد لا يكون معبراً عن هذا العنصر إذا كان تباين العنصر كبيراً. فإذا أخذنا المعدل السنوي فإننا سنجد أنفسنا أمام حدود مناخية متحركة، أي أنها ستعبر عن ذلك العنصر لتلك السنة فقط مما يجعل الحدود المناخية تتحرك صعوداً أو نزولاً في السنة التي تليها وخاصة في الأقاليم الانتقالية. فالأمطار مثلاً في المناطق الصحراوية متذبذبة بشكل كبير جداً. فتسقط الأمطار الغزيرة في بعض السنوات مما تجعل المنطقة الصحراوية وكأنها شبه جافة، بينما تنقطع الأمطار في سنوات أخرى مما يجعلها شديدة الجفاف.

أن مناخ أية منطقة هو عبارة عن تصرف مجموع العناصر المناخية مضافاً إليها تأثير العوامل المتحركة في المناخ. لذلك واستناداً إلى هذه الحقيقة لا توجد منطقتين في العالم متطابقتين مناخياً. وبالرغم من ذلك فإن التصنيفات المناخية تسعى لجمع مناطق واسعة ومتباعدة في إقليم واحد عن طريق إعطاء مدى واسع لتعريف الإقليم المناخي بدلاً من حصره في حدود ضيقة. فمثلاً الإقليم الاستوائي يمكن أن يجمع بين المناطق التي لا تنخفض معدل حرارتها عن ١٨ م. كما أن الإقليم المعتدل يمكن أن يضم طيفاً واسعاً من المناطق تتراوح حرارتها بين ١٨ م إلى صفر م. وهكذا باستخدام مدى واسع للأمطار نستطيع أن نجعل مناطق واسعة تحت لواء إقليم معين. ومرة أخرى بالرغم من أن هذا الأسلوب سيفقدنا كثيراً من

التفاصيل، إلا أنه يساعدنا على التذكر والبحث عن العوامل المشتركة التي أوجدت هذا المناخ. كما علينا أن نتذكر باستمرار بأن التصنيف المناخي عبارة عن أداة للتعبير عن المناخ وليس هدفاً بحد ذاته. حيث أن هذه الأداة تقربنا من فهم أفضل لتوزيع مناخ العالم، كما تمكننا من إدراك جميع العوامل المكونة لهذا المناخ.

من خلال السرد أعلاه يتضح لنا أن للتصنيف المناخي قيم تعليمية وفلسفية وعلمية. فالتصنيف المناخي يقرب توزيع الأقاليم المناخية إلى الذهن، ويختصر كثيراً من التكرار، وهذه قيمة تعليمية Educational. كما أن التصنيف يحقق هدفاً تسعى جميع العلوم له وهو اكتشاف النظام الذي تعمل فيه الظاهرة، وهذه قيمة فلسفية Philosophic. كما أن التصنيف يجمع الأقاليم المتشابهة ويعطي صورة شمولية تتيح للباحث الكشف عن جميع العوامل المؤثرة في تلك الظاهرة، وهذه قيمة علمية Scientific. لهذه الأسباب جميعاً فإننا نادراً ما نجد كتاباً مناخياً متخصصاً يغفل التصنيف المناخي. كما أن هذه الأسباب دفعت باحثين كثيرين للعمل في هذا المجال مما أغنى المكتبة العلمية بعدد كبير من التصنيفات. وما زالت المحاولات جارية للكشف عن إمكانيات جديدة في هذا المجال. وهذا لا يعني أن جميع التصنيفات المتوفرة قد نجحت في تحقيق الهدف. فلا بد من الاعتراف هنا أن العدد القليل منها فقط استطاع أن يحقق نجاحاً.

٤-٣ مفهوم المناخ القاري والمناخ البحري

Continental and Oceanic Climates Definition

انطلاقاً من حقيقة أن الماء يسخن ببطء ويفقد الحرارة ببطء، وأن اليابس يسخن بسرعة ويفقد الحرارة بسرعة، فإن المناخ على سطح الأرض يمكن تقسيمه مبدئياً إلى قسمين: مناخ قاري Continental Climate ومناخ بحري Oceanic Climate. فالمناخ فوق المسطحات المائية الواسعة هو مناخ بحري، بينما مناخ اليابس هو مناخ قاري، ويشذ عن هذه الحقيقة المناطق الساحلية. فما معنى المناخ القاري والمناخ البحري.

المناخ القاري هو المناخ الذي يكون فيه المدى الحراري كبيراً. ولا يمكن تحديد رقماً للمدى الحراري يبدأ منة المناخ القاري. أما المناخ البحري فهو المناخ الذي يكون فيه المدى الحراري صغيراً. ولا يمكن تحديد رقماً للمدى الحراري ينتهي عنده المناخ البحري. يمكن القول إن أخفض مدى حراري سنوي مسجل هو أقل من ١°م لعدد كبير من المحطات الاستوائية والجزر البحرية المدارية وحتى قمم الجبال الاستوائية. بينما أعلى مدى حراري مسجل هو ٧١°م في سيبيريا. إذاً كلما اقتربنا من الواحد كان المناخ بحرياً، وكلما اقتربنا من ٧١°م كان المناخ قاريّاً.

ولتحديد درجة القارية يمكن استخدام المعادلة الآتية:

$$C = \frac{1.6A}{\sin \phi} - 14$$

حيث أن :

C= درجة القارية

A= المدى الحراري السنوي بالدرجة المؤوية

φ= دائرة العرض

يتضح من المعادلة أن تحديد درجة القارية يعتمد على المدى الحراري السنوي الذي بدوره يعتمد على دائرة عرض المكان. فكلما كانت المنطقة قريبة من خط الاستواء قل التباين الحراري السنوي فتكون المنطقة ذات مناخ بحري. بينما إذا ابتعدنا عن خط الاستواء زاد

التباين الحراري وأصبح المناخ قارياً. كذلك يعتمد المدى الحراري على القرب والبعد عن المسطحات المائية، فكلما اقتربنا من المسطحات المائية الكبيرة قل المدى الحراري، والعكس صحيح. وقد أغفلت المعادلة تأثير اتجاه الرياح، فللرياح السائدة دور مهم. فالرياح الهابطة من المسطحات المائية الواسعة باتجاه اليابسة يمكنها أن تجعل مناطق بعيدة نسبياً عن السواحل ذات مناخ بحري كما في أوروبا. بينما الرياح السائدة إذا كانت من اليابس إلى الماء فإنها تعطي المناخ الطابع القاري حتى وإن كان قريباً من الساحل كما في البصرة وسواحل الخليج العربي. فإذا أهملنا تأثير دائرة العرض، فإن القرب والبعد عن المسطحات المائية واتجاه الرياح يعملان على أن يكون المناخ بحرياً أو قارياً. فحتى في العروض العليا تكون السواحل ذات الرياح التي تهب من فوق المحيطات ذات مناخ بحري، وهذا ما نشاهده في السواحل الغربية للقارات. بينما في العروض الوسطى والعليا عندما تكون المحطات بعيدة عن تأثير البحار يكون مناخها قارياً، وهذا ما يفسر أن أكبر مدى حراري في العالم مسجل في سيبيريا. أما على مستوى الكرة الأرضية فإن المناخ القاري أكثر وضوحاً في النصف الشمالي وفي القارات الكبيرة مثل آسيا. بينما المناخ البحري يكون واضحاً في النصف الجنوبي وذلك لسيادة المسطحات المائية على حساب اليابس.

أن التفسير العلمي لهذه الظاهرة هو إن المنطقة الاستوائية تتراوح عليها الشمس خلال العام ولا تبتعد كثيراً عنها لذلك يكون مداها الحراري السنوي واطئ، كما أن ظهور الغيوم في سماءها يعدل من حرارة النهار ويزيد من حرارة الليل مما يبقي المدى الحراري اليومي والسنوي في أقل مستوياته. أما المناطق القريبة من الماء فإن اكتساب الحرارة وفقدانها البطيئان من قبل الماء يؤدي إلى أن يكون الماء أبرد من اليابس نهاراً وأدفئ من اليابس ليلاً مما يؤدي إلى تلطيف درجة الحرارة اليومية. كما يؤدي إلى تأخير ارتفاع وانخفاض الحرارة إلى أكثر من ٤٥ يوماً عن وصول الإشعاع الشمسي إلى قمته أو حضيضه. لذلك يكون اسخن شهر في النصف الشمالي آب أو أيلول، بينما يكون أبرد شهر في شباط أو آذار متأخرين عن قمة الإشعاع الشمسي حوالي شهرين أو ثلاثة أشهر. أن هذا التأخير في رفع أو خفض الحرارة يؤدي إلى اعتدال الحرارة في النهاية، وذلك لأن الشمس مائلة في أيلول، وبذلك لا ترتفع الحرارة كثيراً. بينما في الشتاء لا تنخفض الحرارة كثيراً وذلك لارتفاع الشمس في آذار. وهذا مؤشر جيد على المناخ البحري. في حين أن المحطات ذات المناخ القاري في النصف الشمالي يكون أحر شهر فيها هو تموز وأبرد شهر هو كانون الثاني.

أن أقل القارات قارية في مناخها هي قارة أوروبا، حيث لا تزيد درجة القارية فيها عن ٤٠°. وأكبر القارات قارية في مناخها هي آسيا، حيث تصل درجة القارية فيها إلى ٧١°. أن سعة قارة آسيا وبعد كثير من مناطقها عن التأثير البحري بالإضافة إلى وقوع أجزاء منها في العروض العليا جعل هذه القارة من أكبر القارات تسجيلاً للمناخ القاري.

أن هذا التصنيف بالرغم من أنه يجمع مناطق متناقضة تحت تسمية واحدة لكنه يؤثر شيئاً مهماً وهو بعد المنطقة أو قربها من خط الاستواء أو المسطحات المائية. ولذلك يمكن استخدام هذا المعيار في التصنيف المناخي، كما يمكن استخدام معايير أخرى.

٤-٤ أنواع التصنيف المناخي

Climatic Classification Verities

ذكرنا سابقاً أن التصنيف المناخي بشكل رئيسي تقسم إلى تصنيف أصولية وتصنيف تجريبية. وسنحاول هنا إعطاء استعراض سريع عن كل نوع من هذه التصنيفات ليأخذ القارئ فكرة عن هذه التصنيفات ويستطيع أن يتعرف على التصنيف الذي يستخدمه ومن أي نوع من هذه التصنيفات. كما سنعرض لأخر الجهود التي بذلت في هذا المجال وأين وصلت. ولابد من القول أن التصنيفات اضافت بعداً جديداً للمناخ من خلال العمل على جمع المناطق المتشابهة.

٤-٤-١ التصنيفات الأصلية

Genetic Classifications

لقد راودت فكرة تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية الكثير من المفكرين ومنذ أزمان سحيقة. فقد ظهرت عند اليونانيين (الإغريق) فكرة تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية. ولمحدودية المعلومات لديهم وعدم توفر أرقام القياسات، فقد قسم اليونان العالم إلى ثلاثة أقاليم مناخية اعتماداً على درجة الحرارة فقط. فقد اعتبرت المنطقة المحصورة بين المدارين إقليماً سمي الإقليم الحار، وهذه المنطقة حسب اعتقادهم تصعب الحياة فيها، بل كلما اقتربنا من خط الاستواء أصبح الحياة فيها مستحيلة. وطبعاً أثبتت الاكتشافات الجغرافية فيما بعد خطأ هذا المفهوم. والإقليم الثاني بين المدارين والدائرتين القطبيتين وسمي بالإقليم المعتدل، وهو الإقليم الذي يسكنه الإنسان المتحضر. والإقليم الثالث هو الإقليم البارد أو القطبي، يسكنه أناس متوحشون أشداء طوال (راجع الشكل ١-١). يلاحظ على هذا التصنيف أن الذين أوجدوه استخدموا دوائر العرض كحدود مناخية وهذا ليس دقيقاً، حيث أنهم استعاضوا عن درجة الحرارة التي لم تكن متوفرة لديهم بدوائر العرض.

الأقاليم المناخية عند العرب

Arabs Climatic Regions

توفرت للعرب معلومات واسعة عن العالم بفضل الفتوحات الإسلامية أو الرحالة الذين كتبوا عن أصقاع واسعة. فقد استطاع العرب اكتشاف منابع النيل وبذلك عبروا خط الاستواء ووجدوا شعباً تعيش هناك وبذلك اثبتوا خطأ الفكرة اليونانية عن عدم إمكانية العيش في المناطق الاستوائية. كما إنهم زاروا مناطق العالم المختلفة. من هذه المعلومات استطاع العرب من توسيع الأقاليم المناخية إلى أربعة عشر إقليم بدلاً من ثلاثة أقاليم. فقد قسم العالم المعروف لديهم إلى إقليم حار شرقي وغربي والمنطقة المعتدلة إلى دافئة وباردة وكذلك إلى شرقية وغربية والمنطقة الباردة إلى شرقية وغربية. وبالرغم من عدم معرفة العرب بالتيارات البحرية إلا أنهم أحسوا تأثيرها، لذلك وضحو الاختلاف بين شرق القارات وغربها مناخياً. أن عدم توفر أجهزة رصد للحرارة أوقع العرب بنفس خطأ التعميم اليوناني الذي استخدم دوائر العرض كحدود للأقاليم المناخية.

التصنيفات الأصلية الحديثة

Modern Genetic Classifications

نشط الباحثون منذ القرن التاسع عشر في تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية. فمنهم من استخدم الحرارة لوحدها كأساس للتصنيف مثل سوبان، الذي استخدم المعدل السنوي لدرجة الحرارة ٢٠°م للفصل بين الإقليم الحار والمعتدل. ودرجة الحرارة ١٠°م لأبرد شهر للفصل بين الإقليم المعتدل والبارد. أما هلت فقد اعتمد المتوسط السنوي للحرارة، فالنطاق البارد متوسط حرارته السنوية أقل من صفر°م، والنطاق المعتدل متوسط حرارته السنوية بين صفر°م - ٢٠°م، أما النطاق الدافئ فتزيد فيه معدل الحرارة عن ٢٠°م. كما أوجد هلت ضمن هذه الأقاليم أقاليم ثانوية ميزها بأمطارها أو نوعية رياحها. وظهر تصنيف رافنشتين الذي قسم العالم إلى أربعة أقاليم حرارية ومثلها للرطوبة النسبية. فالمناخ الحار درجة حرارته أكثر من ٣٠°م، والمناخ الدافئ بين ٣٠ - ١٥°م، والمائل للبرودة بين ١٥ - ٠°م، والبارد أقل من صفر°م أما أقاليم الرطوبة فبين ١٠٠٪ - ٨٠٪ يعتبر مرتفع الرطوبة، وبين ٨٠٪ - ٦٥٪ رطب، وبين ٦٥٪ - ٥٠٪ متوسط الرطوبة، وأقل من ٥٠٪ منخفض الرطوبة. وبالجمع بين صفات الرطوبة والحرارة يظهر لدينا ستة عشر إقليمًا مناخياً.

في القرن العشرين حققت هذه التصنيفات تقدماً كبيراً نتيجة توفر وتطور المعلومات المناخية المسجلة. فقد ظهر تصنيف غرزنسكي الذي اعتمد درجة القارية *Continentality* كأساس في التصنيف. فقد استخدم غرزنسكي *Gorczynski* معادلة لحساب درجة القارية هي:

$$\text{درجة القارية} = \left[\frac{1,3 \text{ المدى الحراري السنوي}}{(\text{جيب دائرة العرض}) - (36,3)} \right]$$

وعلى أساس نتائج هذه المعادلة أوجد خمسة أقاليم قارية وهي كالآتي:

المناخ البحري	= أقل من ٣٠
المناخ شبه البحري	= ٣٠ - ٤٠
المناخ شبه القاري	= ٤٠ - ٥٠
المناخ القاري	= ٥٠ - ٦٠
المناخ الشديد القارية	= أكثر من ٦٠

كما استخدم درجة حرارة ابرد الشهور للتعبير عن شدة برودة الشتاء أو دفته.
أستخدم دبيرايش Debrash كذلك القارية لتقسيم العالم إلى أقاليم مناخية. وقد حسب القارية على أساس المدى الحراري السنوي فقط. وعليه قسم العالم إلى أربعة أقاليم وهي:

مناخ غير قاري وغير مشمس	= المدى الحراري أقل من ١٥°م.
مناخ ساحلي	= المدى الحراري بين ١٥° - ٢٥°م.
مناخ نصف قاري	= المدى الحراري بين ٢٥° - ٣٥°م.
مناخ قاري	= المدى الحراري أكثر من ٣٥°م.

أن جميع هذه التصنيفات والتي على شاكلتها اعتمدت الحرارة كأساس في التصنيف، وقد أعطتنا نماذج مناخية عامة تتفاوت فيها ظروف المناخ تفاوتاً كبيراً. فقد جمعت بين الصحاري والمناطق الرطبة الحارة في إقليم واحد.

وظهرت محاولات أخرى لتصنيف المناخ اعتمدت الكتل الهوائية Air Masses مثل تصنيف أوليفر Oliver الذي قسم العالم إلى ثلاثة أقسام وهي كالآتي:

- ١- مناطق تسود فيها كتلة هوائية واحدة طوال العام مثل المناطق الاستوائية والقطبية.
- ٢- مناطق تتناوب عليها كتلتان هوائيتان طوال العام مثل الدائرة القطبية والمناطق المدارية.
- ٣- مناطق تتقاسمها أكثر من كتلتين في العام وهي العروض الوسطى.

أما فلون Flohn فقد قسم العالم إلى أقاليم مناخية تعتمد مراكز الضغط الجوي الرئيسية Primary Pressure Centre كأساس في هذا التقسيم وهي كالآتي:

النطاق الاستوائي : ضغط منخفض أكثر من ثمانية أشهر.
النطاق المداري: يتناوب عليه الضغط المنخفض الاستوائي صيفاً والضغط المرتفع شبه المداري شتاءً.

النطاق شبه المداري: الضغط المرتفع شبه المداري لأكثر من ثمانية أشهر.
النطاق شبه المداري ذي الأمطار الشتوية : الضغط المرتفع صيفاً والمنخفضات الجوية المتحركة شتاءً.

النطاق المعتدل الرطب: الضغط المنخفض معظم أيام السنة وهو مسرح الرياح الغربية.
النطاق شبه القطبي : الضغط المنخفض شبه القطبي صيفاً والضغط المرتفع القطبي شتاءً.

النطاق القطبي: الضغط المرتفع القطبي طوال العام تقريباً.
أما بوديكو Budyko فقد استخدم التوازن الإشعاعي Radiation Balance لتصنيف العالم إلى أقاليم مناخية. فقد استخدم بوديكو النسبة بين الإشعاع الصافي net radiation

اللازم لعملية تبخير الماء وكمية الحرارة اللازمة لتبخير الأمطار الهائلة وسماها قرينة الجفاف Drought Index . فإذا كان الناتج اقل من (١) فالمنطقة رطبة، وإذا كان اكبر من (١) فالمنطقة جافة. وعليه قسم العالم إلى خمسة أقاليم هي:

جاف جداً (صحراء) = قرينة الجفاف اكبر من ٣ .
 جاف (شبه صحراء) = قرينة الجفاف ٢-٣ .
 شبه جاف (استيبس) = قرينة الجفاف ١-٢ .
 رطب = قرينة الجفاف ٠,٣٣ .
 رطب جداً = قرينة الجفاف اقل من ٠,٣٣ .

أن جميع المحاولات السابقة لم تحظى بالشهرة المطلوبة وذلك لاعتمادها على حدود أو قيم لا معنى لها بحد ذاتها. فالقول حار أو معتدل أو بارد يختلف بين مكان وآخر. كما أن الشعور بالحرارة يختلف بين الشعوب ويختلف باختلاف سرعة الرياح وكمية الرطوبة في الهواء. كما أن هذه التصنيفات أجملت مناطق واسعة ذات ظروف مناخية مختلفة في إقليم واحد. لذلك ففي الوقت الذي كانت المحاولات تبذل لإيجاد تصنيف مناخي أصولي مقبول، فقد كان يوازيها جهداً آخر أخذ منحى آخر هو قياس عناصر المناخ على بعض المظاهر الطبيعية ليعطي لحدود الإقليم المناخي معنى، وهذه هي التصنيفات التجريبية.

٤-٢-٤ التصنيف التجريبية Empirical Classifications

وهي التصنيفات التي استخدمت الحرارة والأمطار معاً لإيجاد أقاليم مناخية بدلالة مظاهر طبيعية موجودة على سطح الأرض. وقد استخدم النبات الطبيعي في كثير من هذه المحاولات كأساس للتصنيف. حيث أن النبات الطبيعي يعتبر خير معبر عن مناخ منطقة ما. فالذي يحدد نوع النبات من أشجار وحشائش هو درجة الحرارة وكمية الأمطار الساقطة. كما ظهرت نماذج أخرى للتصنيف اعتمدت الموازنة المائية وتوفر الماء للنبات كأساس للتصنيف. وسوف نستعرض فيما يأتي هذه المحاولات، وسوف نتناول تصنيف كوبن بالتفصيل في فقرة أخرى من هذا الفصل لأنه الأساس الذي سيعتمد عليه الكتاب في وصف الأقاليم المناخية.

١- دي مارتون De Martonne

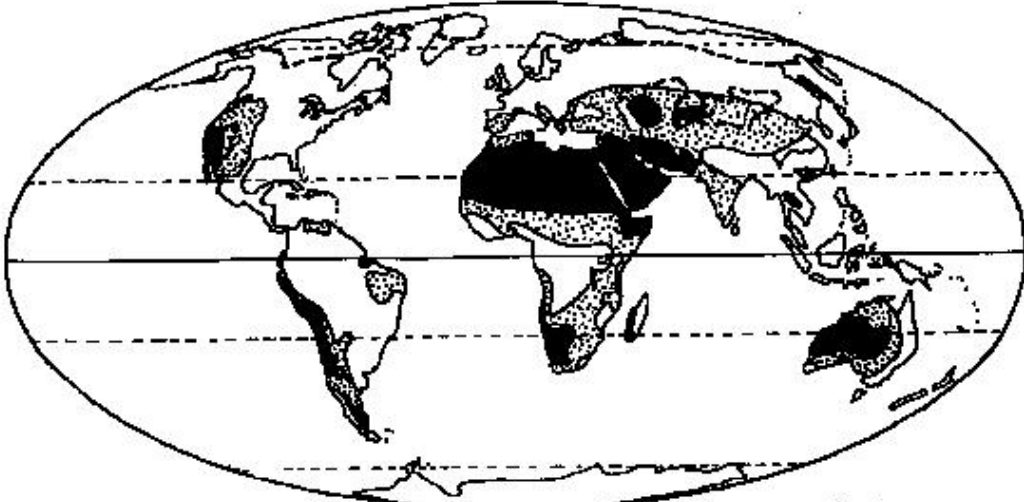
استخدم دي مارتون قرينة الجفاف Drought Index وحسب المعادلة الآتية:

$$\text{قرينة الجفاف} = \frac{\text{كمية المطر السنوية}}{\text{متوسط درجة الحرارة السنوية} + 10}$$

وعلى أساس نتائج هذه المعادلة فإن الأقاليم تكون كالآتي :

مناخ جاف = اقل من ٥ .
 مناخ شبه جاف = ٥ - ١٠ .
 مناخ شبه رطب = ١٠ - ٢٠ .
 مناخ رطب = ٢٠ - ٣٠ .

وعليه يمكن رسم خريطة للعالم تبين فيها المناطق الجافة (الخريطة ٤-١). في الخريطة هناك توزيع للأقاليم المناخية وحسب تصنيف دي مارتون. ويظهر في الخريطة ان هناك اتفاق مع بقية التصنيفات في مواقع المناطق الجافة، حيث الصحاري الكبرى في مواقعها المعروفة، والمناطق شبه الجافة تحيط بها تقريباً.



مناخ صحراوي قريضة الجفاف
مناخ شبه جاف (٢٠-٥٠) --- خط المطر السنوي ٢٥٠ ملم
أقل من ٥٠

الخريطة ١-٤: الجفاف حسب معادلة دي مارتون. المصدر: علي موسى.

٢- سيليا نينوف Syelyaninov

استخدم المياه للتعبير عن أقاليمه المناخية. وبدلاً من استخدام إحدى معادلات التبخر المعروفة، فإنه فضل أن يستخدم كمية الأمطار مقسومة على الحرارة المجمعة **Growing Degree-Day** لفصل أو شهر. وعلية فإن حساب درجات الحرارة عنده يبدأ بعد ارتفاع الحرارة لأكثر من ١٠م. وقد استخدم المعادلة الآتية:

$$\text{المعامل المائي/الحراري} = \frac{\text{مجموع الأمطار (شهر أو فصل)}}{10 \times \text{مجموع درجات الحرارة المجمعة فوق } 10^{\circ}\text{م (شهر أو فصل)}}$$

وعلية فإن ناتج المعادلة يعامل بالشكل الآتي :

جاف = أقل من ٠,٣
شبه جاف = ٠,٣ - ٠,٥
شبه رطب = ٠,٥ - ٠,٧
رطب = ٠,٧ - ١
رطب جداً = أكبر من ١

٣- سيتزر Setzer

استخدم المعادلة الآتية للتعبير عن الإقليم المناخي :

$$\text{فاعلية الأمطار الشهرية} = \frac{\text{كمية الأمطار الشهرية ملم}}{1,07 \times \text{متوسط درجة الحرارة الشهرية}}$$

وبجمع الفعاليات المطرية **Effectives Rainfall** للأشهر نحصل على فاعلية الأمطار السنوية. وعلية فإن أقاليمه المناخية تكون حسب النتائج السنوية الناتجة من جمع النتائج الشهرية للمعادلة وكالاتي:

جاف = أقل من ٦٥ .
شبه جاف = ٦٥ - ١٣٠ .
شبه رطب = ١٣٠ - ٢٦٠ .
رطب = ٢٦٠ - ٥٢٠ .
رطب جداً = أكثر من ٥٢٠ .

٤- أوستن ملر *Austin Miller*

وهو تصنيف يشابه إلى حد كبير تصنيف كوبن ولكنه اختلف عنه في أنه أبسط وأسهل و أقل تكاملاً. فقد استخدم الحرارة والأمطار وفصل سقوط الأمطار. وقد خرج بالعلاقات الآتية
مناخ رطب: إذا كانت كمية الأمطار السنوية بالبوصة اكبر من متوسط الحرارة السنوية بالفهرنهايت ÷ ٣ .
مناخ جاف: إذا كانت كمية الأمطار السنوية بالبوصة أقل من متوسط الحرارة السنوية بالفهرنهايت ÷ ٥ .
مناخ شبه جاف: كمية الأمطار السنوية بالبوصة أقل من متوسط الحرارة السنوية بالفهرنهايت ÷ ٣ ولكنها اكبر من الحرارة السنوية ÷ ٥ .
وعلى قسم ملر أقاليمه المناخية إلى سبعة أقاليم وهي:
المناخ الحار، والمعتدل الدافئ، والمعتدل البارد، والبارد، والقطبي، والصحراوي، والجبلي (انظر الخريطة ٤-٢ المعدلة).

جميع هذه التصنيفات اعتمدت على العلاقة بين كمية الأمطار ودرجة الحرارة للتعبير عن كمية التبخر السنوي. فإذا عرفنا الجفاف بشكل مبسط على أنه زيادة كمية التبخر السنوي على كمية الأمطار السنوية، فإن التعبير عنه بمعادلة أو بقياس يكون من الصعوبة بمكان مما دفع بعض الباحثين للتعويض عنه بإيجاد علاقة رياضية بين كمية الأمطار السنوية ودرجة الحرارة السنوية.

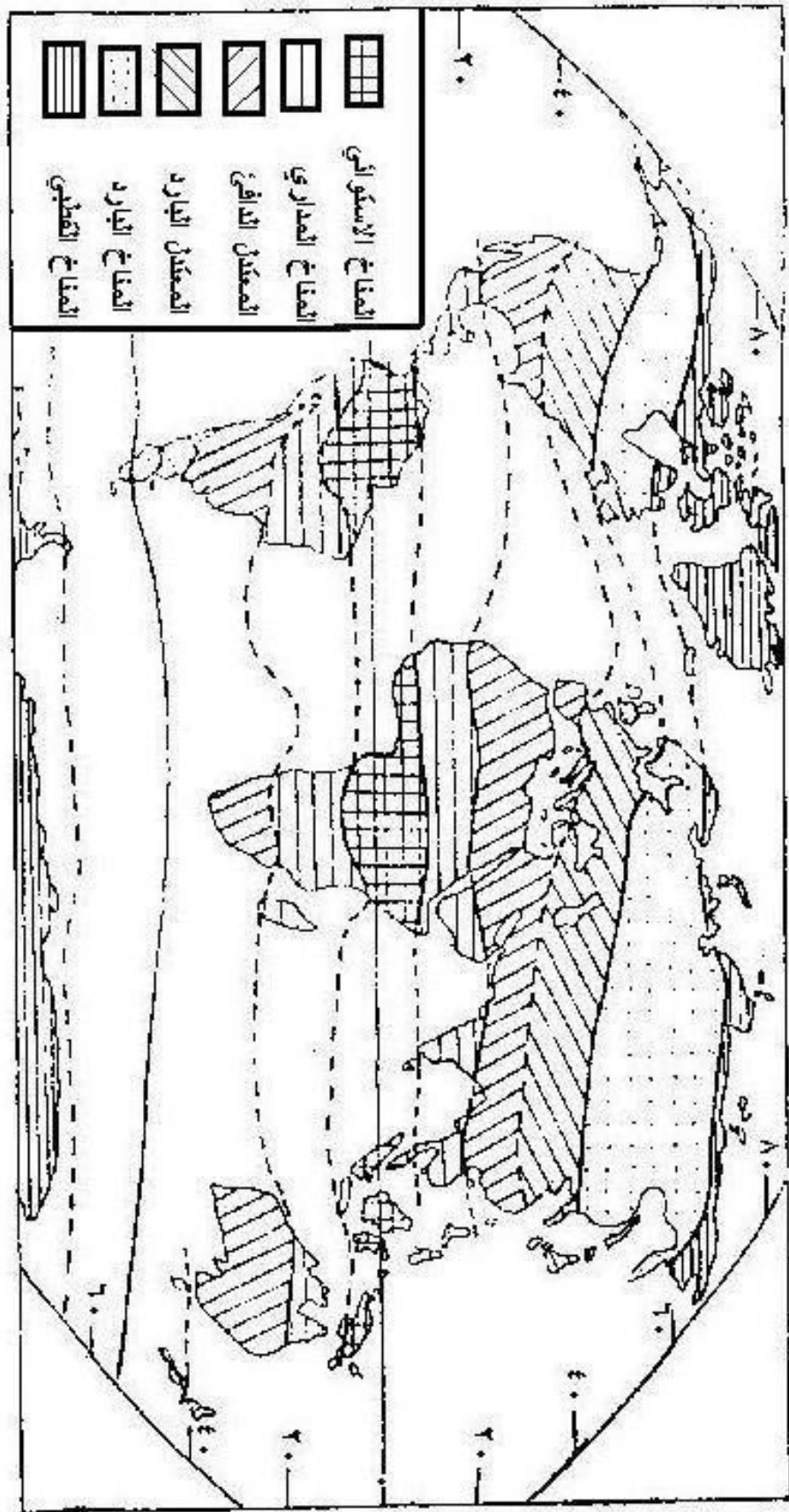
٥- ثورنثويت *Thorithwaite*

وهو أول من استخدم معادلة لحساب التبخر *Evaporation Equation* . وقد استخدم هذه المعادلة لأغراض التصنيف المناخي. وقد ظهر له تصنيفان، الأول عام ١٩٣١ والثاني عام ١٩٤٨. وقد ساعد ثورنثويت كثيراً التطور الذي حصل في علم المناخ بشكل عام وتوفير الإحصاءات والقراءات المناخية بشكل خاص. ففي تصنيف عام ١٩٣١ استخدم ثورنثويت المعادلة الآتية لتحديد فعالية المطر *Effective Rainfall*، والذي يعني المطر الذي يستفاد منه بعد طرح التبخر منه.

$$\text{كمية المطر الشهرية} \\ \text{فاعلية المطر الشهرية} = ١,٦٥ \left(\frac{\text{متوسط درجة الحرارة الشهري} + ١٢,٢}{٩,١} \right)$$

وبجمع المطر الفعال لأثنتا عشر شهراً نحصل على فاعلية المطر السنوية. وتصنف الأقاليم حسب نتائج المعادلة وكما يأتي:

جاف = أقل من ١٦
شبه جاف = ١٦ - ٣٢
شبه رطب = ٣٢ - ٦٤
رطب = ٦٤ - ١٢٨
رطب جداً = أكثر من ١٢٨



المصدر: علي موسى

الخريطة ٤-٣: الأقاليم المناخية حسب أوسكن ميلر.

ولإعطاء فكرة عن التوزيع الفصلي للأمطار وفاعليته، فقد اعتمد ثورنثويت على الرقم ٤٨ للفصل بين الجفاف والرطوبة. ففي حالة أن يكون الناتج الفصلي أكثر من ٤٨ وأقل من نصف القيمة الكلية للفاعلية فإن الرمز r يمثل الرطوبة في كل الفصول. أما إذا كانت فاعلية الشتاء أكثر من ١٦ فإن الرمز s الذي يمثل نقص في رطوبة الصيف. وفي حال كون الفاعلية الصيفية أكثر من ١٦ فإن الرمز w الذي يمثل نقص في الرطوبة الشتوية. أما إذا كانت فاعلية المطر السنوي أقل من ٤٨ والفاعلية الفصلية أقل من ١٦ فإن الحرف d الذي يمثل نقص الرطوبة في جميع فصول السنة.

وقد استخدم ثورنثويت المعادلة الآتية للتعبير عن فاعلية الحرارة Temperature Effectiveness السنوية:

فاعلية الحرارة السنوية = $٥,٤ \times$ المتوسط السنوي لدرجة الحرارة
وتقسم الأقاليم المناخية إلى ستة أقسام حسب ناتج المعادلة وكما يأتي:

المناخ المداري	= أكثر من ١٢٨
المناخ المعتدل	= ٦٤ - ١٢٨
المناخ البارد	= ٣٢ - ٦٤
مناخ التايكا	= ١٦ - ٣٢
مناخ التندرا	= ٠ - ١٦
مناخ الصقيع	= أقل من ٠

ولحساب التركيز الصيفي لدرجة الحرارة فقد استخدم ثورنثويت المعادلة الآتية:

$$\text{التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة} = \frac{\text{فاعلية الحرارة في أشهر الصيف (حزيران، تموز، آب)}}{\text{فاعلية الحرارة السنوية}} \times ١٠٠$$

وعلى أساس نتائج المعادلة تحسب الأقاليم كالتالي، حيث استعمل ثورنثويت الأبجدية الإنكليزية للتعبير عن التركيز الصيفي لدرجة الحرارة:

a = تركيز صيفي	٢٥ - ٣٤ %
b = تركيز صيفي	٣٥ - ٤٩ %
c = تركيز صيفي	٥٠ - ٦٩ %
d = تركيز صيفي	٧٠ - ٩٩ %
e = تركيز صيفي	١٠٠ %

أما تصنيف عام ١٩٤٨ لثورنثويت فأن الجديد فيه أنه استخدم معادلة التبخر التي استنبطها من تجاربه على نتح النبات Transpiration وتبخر التربة Evaporation في شرق الولايات المتحدة الأمريكية. ورغم الانتقادات الموجهة إلى هذه المعادلة لكنها تعد أبسط المعادلات لحساب تبخر نتح Evapotranspiration التربة والنبات. فالتبخر النتح الكامن Potential Evapotranspiration هو أقصى ما يمكن الحصول عليه من التربة والنبات في ظروف توفر الماء لكليهما. والمعادلة التي تحسب التبخر النتح الكامن هي:

$$\text{التبخر النتح الكامن} = ١,٦ (\frac{\text{المعدل الشهري للحرارة}}{١٠} \times ١٠) \times \text{مجموع القيم الشهرية لمعامل الحرارة}$$

(المعدل الشهري للحرارة) ^{١,٥١٤}

$$\text{معامل الحرارة الشهري (ب)} = \frac{\text{المعدل الشهري للحرارة}}{\text{٥}}$$

$$\text{أ} = ٦,٧٥١ \times ١٠^{-١} \times \text{ب}^٣ - ٧,٧١١ \times ١٠^{-٥} \times \text{ب}^٢ + ١,٧٩٢١ \times ١٠^{-١} \times \text{ب} + ٠,٤٩٢٣٩$$

ر= التعديل المطلوب حسب دائرة العرض

في ملحق الكتاب توجد قيم (أ) و (ب) مع التعديل الذي يتطلبه الناتج حسب دائرة العرض للمحطة المراد حساب التبخر النتج الكامن لها. فنتائج المعادلة يجب أن يضرب بقيمة جدولية تعبر عن طول النهار وضعها ثورنثويت في جداول. تستخدم نتائج هذه المعادلة في معادلات أخرى تعبر عن قرينة الرطوبة Humidity Index أو قرينة الجفاف Drought Index وهي:

$$\text{قرينة الرطوبة (I h)} = \frac{١٠٠ \times \text{الفائض المائي}}{\text{التبخر النتج الكامن}}$$

$$\text{قرينة الجفاف (I a)} = \frac{١٠٠ \times \text{العجز المائي}}{\text{التبخر النتج الكامن}}$$

وبحساب هاتين القيمتين يمكن حساب معامل الرطوبة Moisture Index وهي:

$$\text{معامل الرطوبة (I m)} = \frac{(\text{الفائض المائي} \times ١٠٠) - (\text{العجز المائي} \times ٦٠)}{\text{التبخر النتج الكامن}}$$

فالنتائج الايجابية للمعادلة تعني مناخاً رطباً والنتائج السلبية تعني مناخاً جافاً. وقد توسع ثورنثويت كثيراً في تقسيم الأقاليم الرطبة وعددها ستة أصناف، بينما كانت الأقاليم الجافة ثلاثة فقط. والجدول رقم (٤-١) يوضح كيفية تفسير نتائج معادلة معامل الرطوبة.

الرمز	النوع المناخي	معامل الرطوبة Im
A	رطب جداً	١٠٠ فأكثر
B4	رطب	٨٠ - ١٠٠
B3	رطب	٦٠ - ٨٠
B2	رطب	٤٠ - ٦٠
B1	رطب	٢٠ - ٤٠
C2	شبه رطب (مائل للرطوبة)	٠ - ٢٠
C1	شبه رطب (مائل للجفاف)	٠ - (٢٠ -)
D	شبه جاف	(٢٠ -) - (٤٠ -)
E	جاف	(٤٠ -) - (٦٠ -)

ولما كانت هناك ثلاثة أنواع لفصول التساقط (تساقط دائم، وصيفي، وشتوي) هي التي تحدد رطوبة وجفاف المنطقة، لذلك استخدم ثورنثويت قرينة الجفاف للتعبير عن رطوبة الإقليم وكما في الجدول رقم (٤-٢).

الجدول رقم (٢-٤) قيمة قرينة الجفاف والفصل الجاف مع الرمز المعبر عنه

الرمز	العجز	قيمة قرينة الجفاف
r	عجز مائي قليل أو معدوم	١٦,٧ - ٠
S	عجز متوسط في الصيف	٣٣,٣ - ١٦,٧
W	عجز متوسط في الشتاء	٣٣,٣ - ١٦,٧
S2	عجز كبير في الصيف	أكثر من ٣٣,٣
W2	عجز كبير في الشتاء	أكثر من ٣٣,٣

كما استخدم قرينة الرطوبة للتعبير عن جفاف الإقليم وكما في الجدول رقم (٣-٤).

الجدول رقم (٣-٤) قيمة قرينة الرطوبة والفصل الرطب مع الرمز المعبر عنه

الرمز	الفائض	قيمة قرينة الرطوبة
d	فائض مائي قليل أو معدوم	١٠ - ٠
S	فائض مائي متوسط في الشتاء	٢٠ - ١٠
W	فائض مائي متوسط في الصيف	٢٠ - ١٠
S2	فائض مائي كبير في الشتاء	أكثر من ٢٠
W2	فائض مائي كبير في الصيف	أكثر من ٢٠

أما فاعلية الحرارة فقد أعتبر ثورنثويت أن قيمة التبخر النتح الكامن هو مقياس فاعلية الحرارة وأعطاه نفس القياس وكما في الجدول رقم (٤-٤).

الجدول رقم (٤-٤) قيمة فاعلية الحرارة والمناخ المعبر عن القيمة ورمزها

الرمز	النوع المناخي	فاعلية الحرارة/ سم
'A	حار	أكثر من ١١٤,٥
'B4	معتدل	٩٩,٧ - ١١٤,٥
'B3	معتدل	٨٥,٥ - ٩٩,٧
'B2	معتدل	٧١,٢ - ٨٥,٥
'B1	معتدل	٥٧ - ٧١,٢
'C2	بارد	٤٢,٧ - ٥٧
'C1	بارد	٢٨,٥ - ٤٢,٧
'D	تندرا	١٤,٢ - ٢٨,٥
'E	صقيع	أقل من ١٤,٢

وقد استدل ثورنثويت على التركيز الصيفي لدرجة الحرارة من خلال المعادلة الآتية:
التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة = $١٥٧,٧٦ - ٦٦,٤٤$ لوغاريتم التبخر النتح الكامن السنوي. أو

التبخر النتح الكامن في فصل الصيف
التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة = $١٠٠ \times \frac{\text{التبخر النتح الكامن السنوي}}{\text{التبخر النتح الكامن في فصل الصيف}}$
ويصنف التركيز الحراري كما في الجدول رقم (٥-٤).

الجدول رقم (٤-٥) قيم التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة والنوع المناخي المعبر عنها ورمزها
الرمز النوع المناخي التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة %

'a	حار	أقل من ٤٨
'b4	معتدل	٤٨ - ٥١,٩
'b3	معتدل	٥١,٩ - ٥٦,٣
'b2	معتدل	٥٦,٣ - ٦١,٦
'b1	معتدل	٦١,٦ - ٦٨
'c2	بارد	٦٨ - ٧٦,٣
'c1	بارد	٧٦,٣ - ٨٨
'd	تندرا	أكثر من ٨٨

العيب الكبير في تصنيف ثورنثويت أنه يحتاج إلى عمليات حسابية واسعة للوصول إلى تحديد نوع المحطة المناخي رغم أنه يعطي فكرة أوضح عن الفائض والعجز المائيين. لذلك فإن استخدام هذا التصنيف للأغراض الزراعية أكثر جدوى من غيره من التصنيفات. ومع ذلك فإنه لم يحظى بالشهرة المطلوبة وذلك لأنه افتقد البساطة والتي هي شرط مهم من شروط التصنيف المناخي.

٦- تصنيف ايفانوف *Evanofe*

استخدم ايفانوف المعادلة الآتية لحساب التبخر النتج الكامن
التبخر النتج الكامن = $0.0018 (25 + \text{المتوسط الشهري للحرارة } ^\circ\text{م}) \times (100 - \text{المتوسط الشهري للرطوبة النسبية})$
ويمكن استخراج التبخر النتج الكامن السنوي من خلال جمع نتائج المعادلة لأثنى عشر شهراً. ومن خلال نتائج معادلة العلاقة بين المطر والتبخر النتج الكامن والتي هي:
كمية المطر

التبخر النتج الكامن

حدد ايفانوف ما يأتي وكما في الجدول رقم (٤-٦).

الجدول رقم (٤-٦) قيم نتائج المعادلة (معامل الرطوبة) والنموذج المناخي.

النموذج المناخي	معامل الرطوبة
رطب جداً	أكبر من ١,٥٠
رطب	١,٤٩ - ١
شبه رطب	٠,٩٩ - ٠,٦٠
شبه جاف	٠,٥٩ - ٠,٣٠
جاف	٠,٢٩ - ٠,١٣
جاف جداً	أقل من ٠,١٢

وهناك الكثير من علماء المناخ الذين استخدموا التبخر النتج كأساس لتصنيفاتهم المناخية، بل أن هناك من أوجد معادلة لحساب التبخر النتج الكامن ولكنة لم يستخدمها في تصنيف مناخي مثل بنمان Penman. ومع ذلك لم تلقى أي من هذه المعادلات القبول التام وذلك لصعوبة العوامل التي تدخل في حساب التبخر النتج وعدم قياس البعض منها. وهناك نوع آخر من التصنيفات المناخية التجريبية وهي التصنيفات المناخية البشرية، أي التي استخدمت راحة الإنسان كدليل للمناخ. وتبحث هذه التصنيفات بالدرجة الأولى عن المناخ

المثالي الذي يشعر فيه الإنسان بالراحة Comfort. ولما كانت العوامل التي تؤثر في راحة الإنسان ليست مناخية فقط، حيث إن الوضع النفسي والتأقلم من العوامل المهمة التي تؤثر على شعور الإنسان، لذلك فقد واجه هذا النوع من التصنيف صعوبات جمة. اعتبر بيلي Bailey أن درجة الحرارة ١٤ م هي الدرجة المثالية لراحة الإنسان ونشاطه. كما اعتمد المدى الحراري السنوي، وبمعادلة حسابية بسيطة استطاع أن يحدد الأقاليم المختلفة للراحة. وعلمية أستخدم المعادلة الآتية لحساب درجة الراحة:

$$\text{معامل اعتدال المناخ} = 10.9 - 30 \text{ لغ } [(\text{معدل درجة الحرارة السنوي} - 14)^2 + (0.366 \times \text{المدى الحراري السنوي} + 1.46)^2]$$

الجدول رقم (٧-٤) قيم معامل اعتدال المناخ ونوع المناخ المصاحب له

النوع المناخي	معامل اعتدال المناخ
دائم الاعتدال	٨٠ - ١٠٠
معتدل جداً	٦٥ - ٨٠
معتدل	٥٠ - ٦٥
شبه معتدل	٣٥ - ٥٠
غير معتدل	٢٠ - ٣٥
متطرف	٠ - ٢٠

وعلى أساس نتائج هذه المعادلة قسم بيلي أقاليم الراحة Comfort Region كما في الجدول إلى ستة أقاليم راحة يغلب عليها صفة الاعتدال، حيث أوجد إقليم واحد متطرف، ولم يحدد إذا ما كان التطرف بالبرودة أم بالحرارة. الجدول رقم (٧-٤) أما جفني Gaffney فقد استخدم درجة الحرارة لوحدها للتعبير عن راحة الإنسان وكما في الجدول رقم (٨-٤)

الجدول رقم (٨-٤) شعور الإنسان بالراحة حسب درجة الحرارة

درجة الحرارة	درجة الشعور بالراحة
أكبر من ٢٨	شعور بعدم راحة شديد
٢٧ - ٢٨	عدم راحة
٢٥ - ٢٦,٩	يتراوح بين الراحة وعدم الراحة باتجاه الحرارة
١٧ - ٢٤,٩	راحة
١٥ - ١٦,٩	يتراوح بين الراحة وعدم الراحة باتجاه البرودة
أقل من ١٥	عدم راحة

يلاحظ من التصنيفين السابقين أنهما اعتمدا الحرارة فقط كأساس. والمعروف أن الرطوبة النسبية في الهواء تعتبر عاملاً مهماً لشعور الإنسان بالراحة. وهذا ما فعلته Thom عندما أوجد العلاقة الآتية:

$$\text{قرينة الراحة} = \text{درجة حرارة الهواء} - (1 - 0.01 \text{ رطوبة نسبية}) (\text{درجة الحرارة} - 14.5)$$

وتفسر نتائج المعادلة كما في الجدول رقم (٩-٤)

الجدول رقم (٤-٩) قيم قرينة الراحة حسب معادلة ثوم

قرينة الراحة	درجة شعور الإنسان بالراحة
دون ٢١	شعور عام بالراحة
٢١ - ٢٤	راحة نسبية
٢٤ - ٢٧	عدم راحة
أكثر من ٢٧	شعور بعدم راحة شديد

وقد ادخل سيبيل Siple عامل حركة الرياح إلى الحرارة والرطوبة النسبية ووضع المعادلة الآتية لحساب تبريد الهواء

عامل تبريد الرياح = (٣٣ - درجة الحرارة) (١٠ سرعة الرياح + ١٠,٥ - سرعة الرياح)
وقد ظهرت محاولات أخرى عديدة لتصنيف المناخ حسب شعور الإنسان بالراحة Human Comfort، أكثر تطوراً وسعة من التي عرضت أنفاً. فقد جاء تريجو Terjung بتصنيف مناخي حسب شعور الإنسان بالراحة اعتمد على أكثر من عنصرين مناخيين. وكذلك قام موندرا Maunder بمحاولة مماثلة. أما أولجياي Olygiay فقد وضع شكلاً بيانياً استخدم فيه الحرارة والرطوبة النسبية وسرعة الرياح والرطوبة المطلقة والإشعاع الشمسي للتعبير عن راحة الإنسان.

الاستعراض السابق للتصنيفات المناخية يعطي فكرة عن النشاط العلمي الذي بذل في هذا المجال، ويبين أن علماء المناخ لم يتوصلوا لحد الآن إلى تصنيف مناخي يرضي جميع الأطراف. لذلك هناك الآن عدة تصنيفات أصولية وعدة تصنيفات تجريبية وعدة تصنيفات لراحة الإنسان. والجمع بين هذه التصنيفات في تصنيف واحد غير ممكن. وما زالت المحاولات مستمرة للعثور على تصنيف مناخي يلبي على الأقل طموح علماء المناخ.

٤-٥ توزيع المناخ على قارة افتراضية Distribution of Climate on Hypothetical Continent

في الفصول السابقة تناولنا بالشرح كل عنصر مناخي على حدة دون أن نربطه بالعناصر الأخرى. ولما كان المناخ هو مجموع العناصر المناخية، فإن ربط هذه العناصر مع بعض سيعطي صورة عن توزيع المناخ على سطح الأرض. ولما كانت جميع التصنيفات المناخية قد ركزت في معالجتها على عنصري الحرارة والأمطار، حيث أن هذين العنصرين هما أهم العناصر المناخية التي تهتم الجنس البشري ويؤثران بشكل مباشر على الزراعة والنشاطات البشرية الأخرى، كما أن بقية العناصر المناخية تتأثر بهذين العنصرين بشكل مباشر أو غير مباشر. فسوف نقوم باستعراض توزيعيهما الجغرافي على قارة افتراضية Hypothetical Continent لنصور أنة في حالة الدمج بينهما سيظهران بشكل جيد عن تصنيف كوبن المناخي.

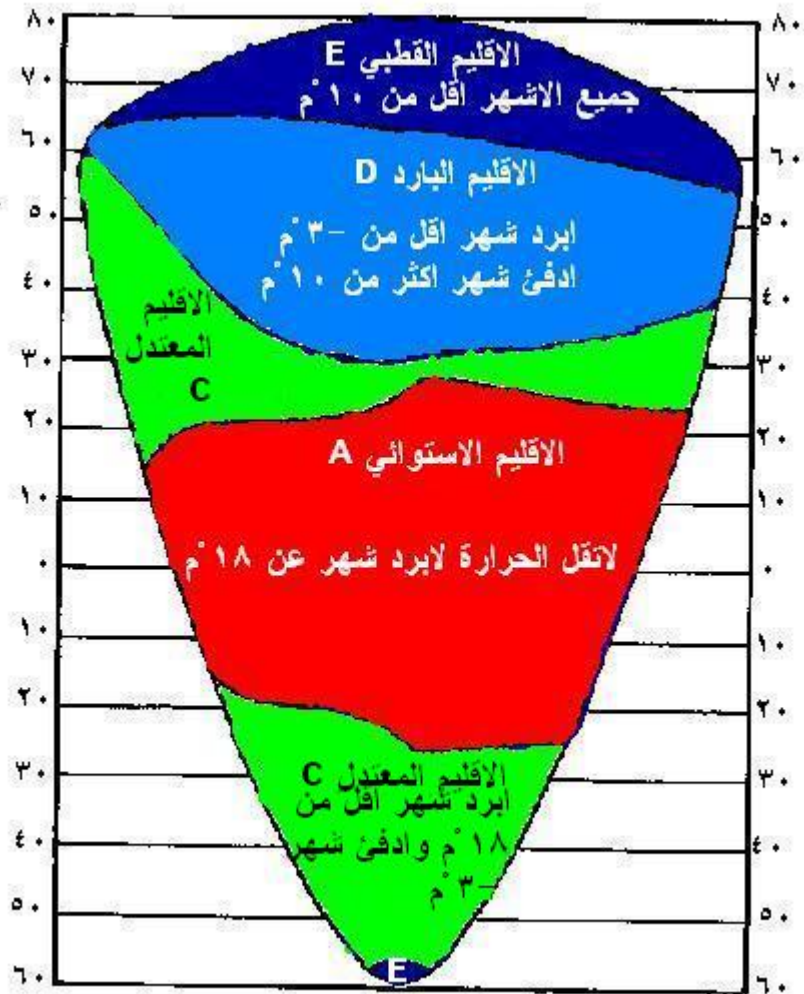
القارة الافتراضية والتي نحن بصدد مناقشة توزيع الحرارة والأمطار ومن ثم الأقاليم المناخية عليها هي شكل مثلث قاعدته إلى الشمال ورأسه إلى الجنوب، بحيث تعبر بشكل نموذجي عن أشكال القارات. فالمعروف أن جميع القارات متسعة من شمالها وتستدق في جنوبها. أي أن مساحة اليابس في النصف الشمالي للكرة الأرضية هي أكبر بكثير من مساحتها في النصف الجنوبي. كما أن اليابسة في النصف الشمالي تصل إلى دائرة عرض ٨٠° شمالاً، بينما لا تتعدى اليابسة في النصف الجنوبي دائرة عرض ٦٠° جنوباً، إذا استثنينا القارة القطبية الجنوبية. هذه الحقائق أخذت بنظر الاعتبار عند تصميم شكل القارة الافتراضية. وكشكل حقيقي يقرب هذه الحقائق إلى الذهن، فلو أخذنا قارة أفريقيا التي ينصفها

خط الاستواء فإننا سنجد أن شمال القارة هو أوسع بكثير من جنوبها. وإذا ما أردنا الوصول إلى أقصى شمال يابس نصف الكرة الشمالي فإننا سنجد آسيا وأوروبا تمتدان بشكل مستعرض إلى الشمال من قارة أفريقيا وتصلان إلى حدود دائرة عرض ٨٠° شمالاً. أما في النصف الجنوبي من قارة أفريقيا فأنها تستدق ولا تتعدى دائرة عرض ٣٥° جنوباً. وإذا أضفنا لها أقصى ما تصل إليه اليابسة في نصف الكرة الجنوبي، فإن قارة أمريكا الجنوبية تستدق في جنوبها ولا تتعدى دائرة عرض ٥٥° جنوباً. لذلك سنحدد الحدود الشمالية للقارة الافتراضية بدائرة عرض ٨٠° شمالاً والحدود الجنوبية بدائرة عرض ٦٠° جنوباً (الشكل ٤-٣).

٤-٥-١ توزيع درجة الحرارة على قارة افتراضية

Temperature on a Hypothetical Continent

مما لا شك فيه أن زاوية سقوط الإشعاع الشمسي عامل يتحكم بتوزيع درجة الحرارة على سطح الأرض. لذلك سيبدو توزيع الحرارة بشكله العام متناسق، حيث تنخفض الحرارة بالابتعاد عن خط الاستواء. وتأتي العوامل الأخرى لتضيف تعديلاً على هذا الشكل المتناسق فتؤدي إلى انحراف موجب أو سالب في درجة الحرارة على نفس دائرة العرض. فالتيارات البحرية والبعد عن المسطحات المائية عاملان يظهر تأثيريهما بوضوح عند توزيع الحرارة على القارة الافتراضية (الشكل ٤-٣). يظهر في الشكل أن درجات الحرارة تنحرف إيجابياً



After: Trewartha.

الشكل ٤-٣: توزيع الحرارة على قارة افتراضية.

(اتجاه القطب) في شرق القارات إلى دائرة عرض ٤٥° شمالاً. لذلك تتمتع سواحل شرق القارات بارتفاع درجة الحرارة مقارنة بسواحل غرب القارات على نفس دائرة العرض بسبب وجود التيارات البحرية الدافئة في الشرق والتيارات البحرية الباردة في الغرب. لذلك يكون التدرج الحراري من خط الاستواء شمالاً وجنوباً بطيئاً في شرق القارات وسريعاً في غربها. عند تبادل التيارات البحرية لمواقعها شمال دائرة ٤٥° شمالاً وجنوب دائرة ٤٥° جنوباً، تتبدل الصورة، حيث يظهر التدرج الحراري السريع في شرق القارات بينما يكون بطيئاً في غرب القارات، أي أن الانحراف الحراري يكون موجباً (اتجاه القطب) في غرب القارات وسالباً (اتجاه خط الاستواء) في شرق القارات.

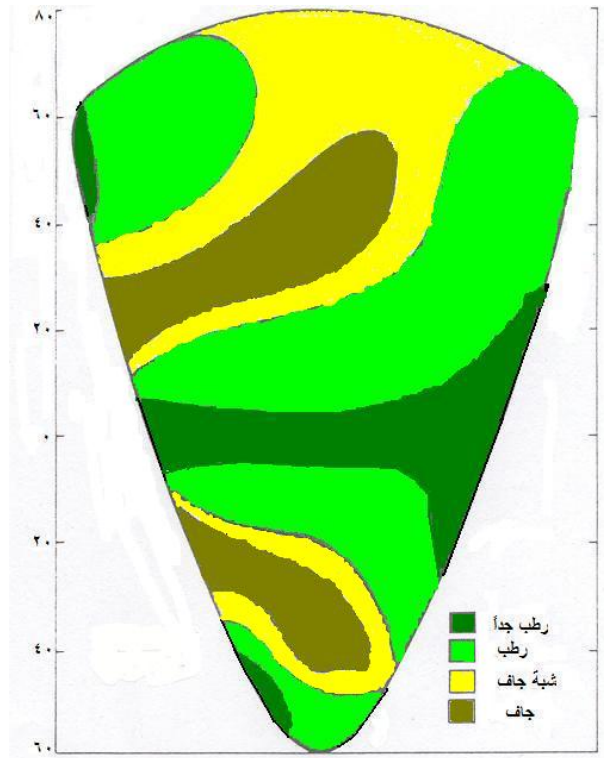
أما بالنسبة لتأثير المسطحات المائية فيظهر تأثيرهما على القارات الشمالية الواسعة مقارنة بالقارات الجنوبية الضيقة. حيث تسجل درجات الحرارة الواطئة جداً في دوائر العرض العليا شتاءً كما في شمال آسيا وأوروبا وأمريكا الشمالية. بينما لا تسجل مثل هذه الدرجات الواطئة في نفس دوائر العرض في نصف الكرة الجنوبي الذي يتمتع بتأثير بحري واضح نظراً لضيق اليابس فيه. وأينما تكون السلاسل الجبلية محاذية للساحل كما في أمريكا الشمالية والجنوبية، فإنها تمنع التأثير البحري من التوغل إلى الداخل فيصبح الداخل قارياً في حرارته بينما السواحل الضيقة تكون بحرية في حرارتها. هذا التأثير سنراه كذلك في توزيع الأمطار.

٤-٥-٢ توزيع كمية الأمطار على قارة افتراضية

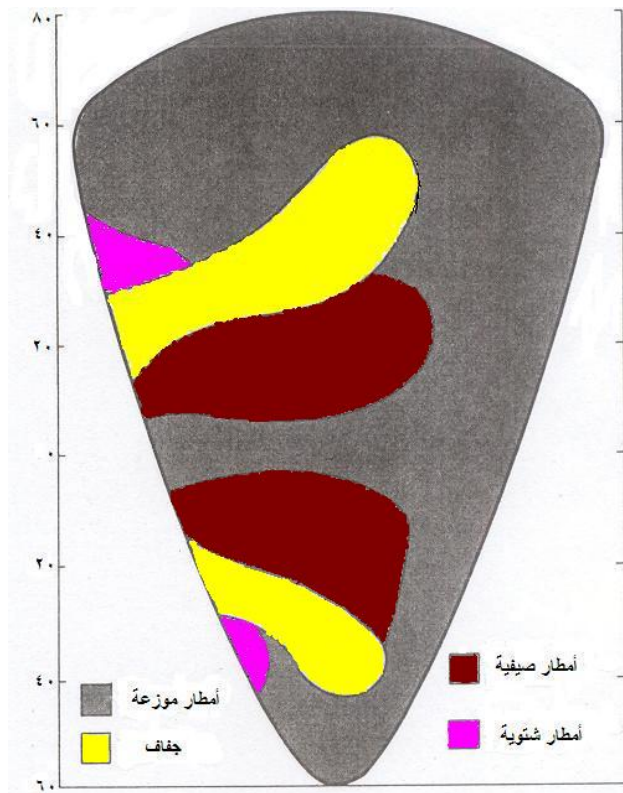
Precipitations on a Hypothetical Continent

بالرغم من أن توزيع الأمطار يختلف في مسبباته عن توزيع الحرارة، حيث أن توزيع الضغط الجوي هو العامل الأساسي المتحكم في توزيع الأمطار، إلا أن اختلاف هذا التوزيع على نفس دائرة العرض يتأثر بعوامل أخرى مثل التيارات البحرية والبعد عن المسطحات المائية. أن توزيع الأمطار على سطح الأرض لا يأخذ الشكل التدريجي كالحرارة. فالمناطق الاستوائية ذات الضغط الواطئ غزيرة الأمطار. بينما المناطق المدارية ذات الضغط العالي قليلة أو شحيحة الأمطار. تزداد الأمطار بعدها في العروض الوسطى ثم تعود لتقل في العروض القطبية لنفس الأسباب. الشذوذ عن هذه القاعدة يظهر في الشكل (٤-٤) حيث تظهر المناطق الغزيرة الأمطار في شرق القارات بسبب التيارات البحرية الدافئة وبسبب مواجهتها للرياح التجارية. فتظهر المناطق الغزيرة الأمطار حول خط الاستواء ولكنها في الشرق أوسع من الغرب. أما المناطق الأقل مطراً فتبدو كذلك واسعة في الشرق وضيقة في الغرب. وسبب ذلك هو الضغط العالي شبه المداري الذي تكون قاعدته على غرب القارات ورأسه المدبب على سواحل شرق القارات. لذلك تظهر المناطق الجافة القليلة الأمطار عند السواحل الغربية في المناطق المدارية، في حين تكون السواحل الشرقية على نفس دائرة العرض أكثر مطراً. وتمتد المناطق الجافة كبسفين إلى الداخل لتقف قبل بلوغها السواحل الشرقية. وهذا يشير إلى تأثير التيارات البحرية على السواحل الشرقية وكذلك إلى بعد هذه المناطق عن التأثير البحري. تزداد الأمطار على السواحل الغربية للعروض الوسطى والعليا نسبة إلى السواحل الشرقية، وهذا مرة أخرى يشير إلى تأثير التيارات البحرية التي تصبح دافئة على السواحل الغربية وباردة على السواحل الشرقية. أن توزيع الأمطار على هذه القارة الافتراضية يوضح تأثير العوامل المؤثرة في هذا التوزيع.

أما التوزيع الفصلي للأمطار فهو الآخر مهم لأنه يوضح إلى حد كبير فعالية الأمطار. يلاحظ من الشكل (٤-٥) إن أقل الأمطار هي الأمطار الشتوية، حيث كما ذكرنا سابقاً فهي نوع شاذ من الأمطار. تظهر هذه الأمطار في المناطق بين دائرتي عرض ٣٥° و ٤٢° شمالاً وجنوباً. أما الأمطار الصيفية فهي الأخرى محدودة ولكنها تغطي مساحة أكبر من منطقة الأمطار الشتوية والمناطق الجافة. تظهر الأمطار الصيفية على الساحل الغربي بين دائرتي عرض ١٥° و ١٨° شمالاً وجنوباً، وتمتد إلى داخل القارات ولا تظهر على السواحل



الشكل ٤-٤: توزيع الأمطار حسب غزارتها على قارة افتراضية. After: Trewartha



الشكل ٤-٥: الأمطار حسب فصول سقوطها موزعة على قارة افتراضية. After: Trewartha.

الشرقية للقارات. في نصف الكرة الشمالي تحتل المنطقة بين دائرتي عرض ١٥° إلى ٣٠° في داخل القارات. بينما في النصف الجنوبي فتمتد بين ١٥° إلى ٤٠°. أما الإقليم الجاف فكما ظهر في الشكل السابق فيبدأ من السواحل الغربية للقارات ويدخل إلى الداخل حتى يصل إلى دائرة عرض ٥٥° شمالاً وجنوباً ولا يصل تأثيره أبداً إلى السواحل الشرقية للقارات. أما المناطق ذات الأمطار الدائمة فهي من أوسع الأقاليم، حيث تحتل المنطقة من ٤٥° شمالاً وجنوباً. أما مناطق الساحل الغربي فيحتله هذا الإقليم من القطب إلى القطب. كما يظهر على الساحل الغربي في المنطقة الاستوائية.

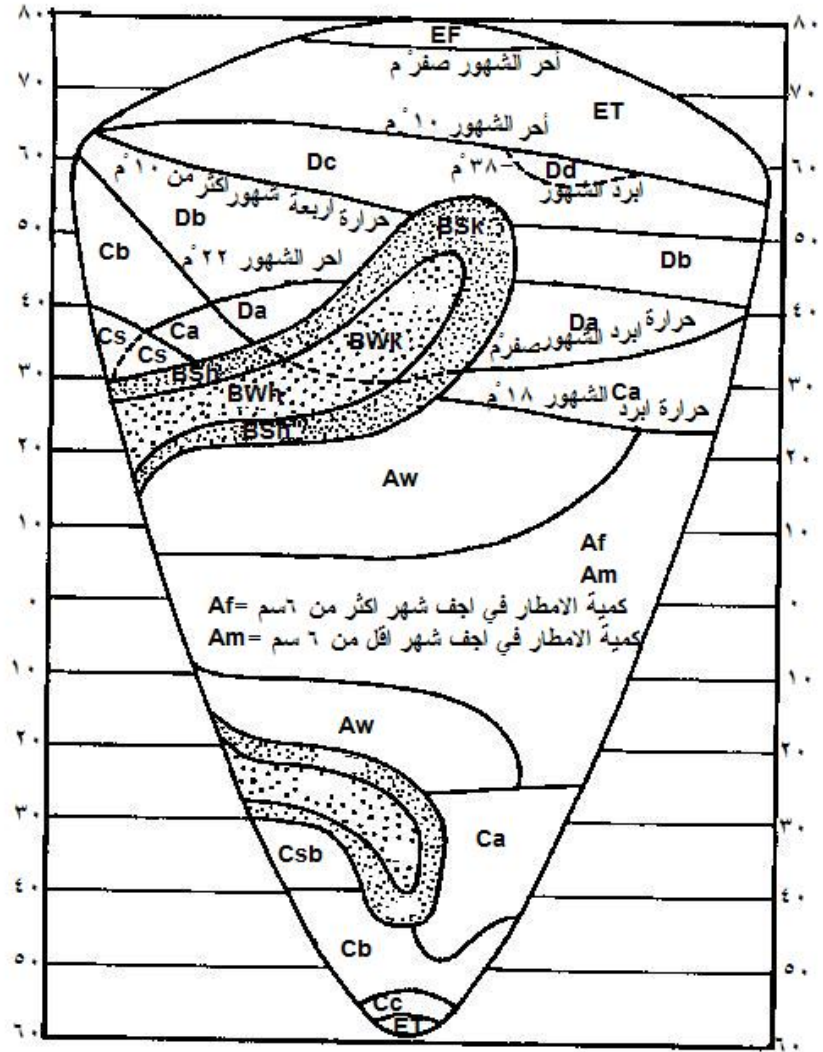
في حالة دمج التوزيعين (الحرارة والأمطار) معاً تظهر الأقاليم المناخية التي ابتكرها كوبن في تصنيفه مع بعض الشذوذ هنا وهناك مما يوضح تأثير عوامل محلية ثانوية على هذا التوزيع.

٤-٥-٣ توزيع الأقاليم المناخية على قارة افتراضية

Climatic Classification on a Hypothetical Continent

أن التأثير الواضح للتيارات البحرية والرياح التجارية يقلص من الإقليم الاستوائي A في غرب القارات فيحصره بين دائرتي عرض ١٥° شمالاً و ١٥° جنوباً. بينما يتوسع في شرق القارات ليصبح بين ٢٥° شمالاً و ٢٥° جنوباً (الشكل ٤-٦). أما بالنسبة إلى الإقليم Aw فيظهر في الغرب ويختفي في الشرق، وهذا يعود إلى تأثير الضغط العالي شبه المداري الواسع في الغرب والضيق في الشرق. وتظهر الصحاري في غرب القارات لتبدأ من السواحل الغربية ثم تدخل على شكل لسان إلى وسط القارة في نصفي الكرة. تمتد الصحاري بين دائرتي عرض ١٥° إلى ٣٠° على السواحل لتصل إلى دائرة عرض ٥٠° في وسط القارات في النصف الشمالي وإلى دائرة عرض ٤٥° في وسط القارات في النصف الجنوبي. أن ضيق القارات وشدة التأثير البحري في النصف الجنوبي يقلص من امتداد هذه الصحاري. بينما يلعب التيار البارد في سواحل غرب القارات دوراً كبيراً في وصول الصحاري إلى هذه السواحل. مرة أخرى، أن اختفاء الصحاري من شرق القارات يعود إلى تأثير الضغط العالي الضيق في الشرق، وإلى التيارات البحرية الدافئة.

يمتد المناخ المعتدل C في شرق القارات إلى دائرة عرض ٤٠° شمالاً وجنوباً، وذلك بسبب التيارات البحرية الدافئة ويكون هذا الإقليم ذا أمطار دائمة أي Cf. بينما يظهر بين ٣٠° - ٦٠° شمالاً وبين ٣٠° - ٥٥° جنوباً في غرب القارات بسبب التيارات البحرية الدافئة كذلك، حيث يقسم هنا إلى إقليم Cs مناخ البحر المتوسط بين ٣٠° - ٤٠° شمالاً وجنوباً والباقي إقليم Cf. وبذلك سمي الإقليم Cf ابن التيار الدافئ. ويحتل المناخ البارد D وسط القارة وشرقها وجزء صغير جداً من السواحل الغربية، ففي الوسط يمتد المناخ D إلى دائرة العرض ٤٠° وعلى السواحل الشرقية بين ٤٠° - ٦٠° شمالاً في حين يتقلص كثيراً على السواحل الغربية حيث ينحصر بين ٦٠° - ٧٠° شمالاً. أن المناخ البارد يظهر بتأثير التيارات البحرية الباردة أو بسبب البعد عن تأثير البحار كما في وسط القارات. لذلك يختفي هذا المناخ في نصف الكرة الجنوبي بسبب التأثير البحري على اليابسة الضيقة في هذا النصف. يظهر المناخ القطبي E بشكل واضح في النصف الشمالي إلى الشمال من دائرة عرض ٦٥° شمالاً في الغرب، وشمال دائرة عرض ٥٥° شمالاً في شرق القارات. والسبب يعود مرة أخرى إلى التيارات البحرية ونوعها. ورغم محدودية هذا المناخ في نصف الكرة الجنوبي في هذه العروض، إلا أنه يظهر بوضوح شديد في القارة القطبية الجنوبية. ويمكن مقارنة توزيع الأقاليم المناخية على القارة الافتراضية مع توزيع الأقاليم المناخية على خارطة العالم كما في الشكل (٤-٧).



After: Trewartha.

الشكل ٦-٤: توزيع الأقاليم المناخية حسب تصنيف كوبن كما تظهر على القارة الافتراضية

Koppen Classification

٦-٤ تصنيف كوبن

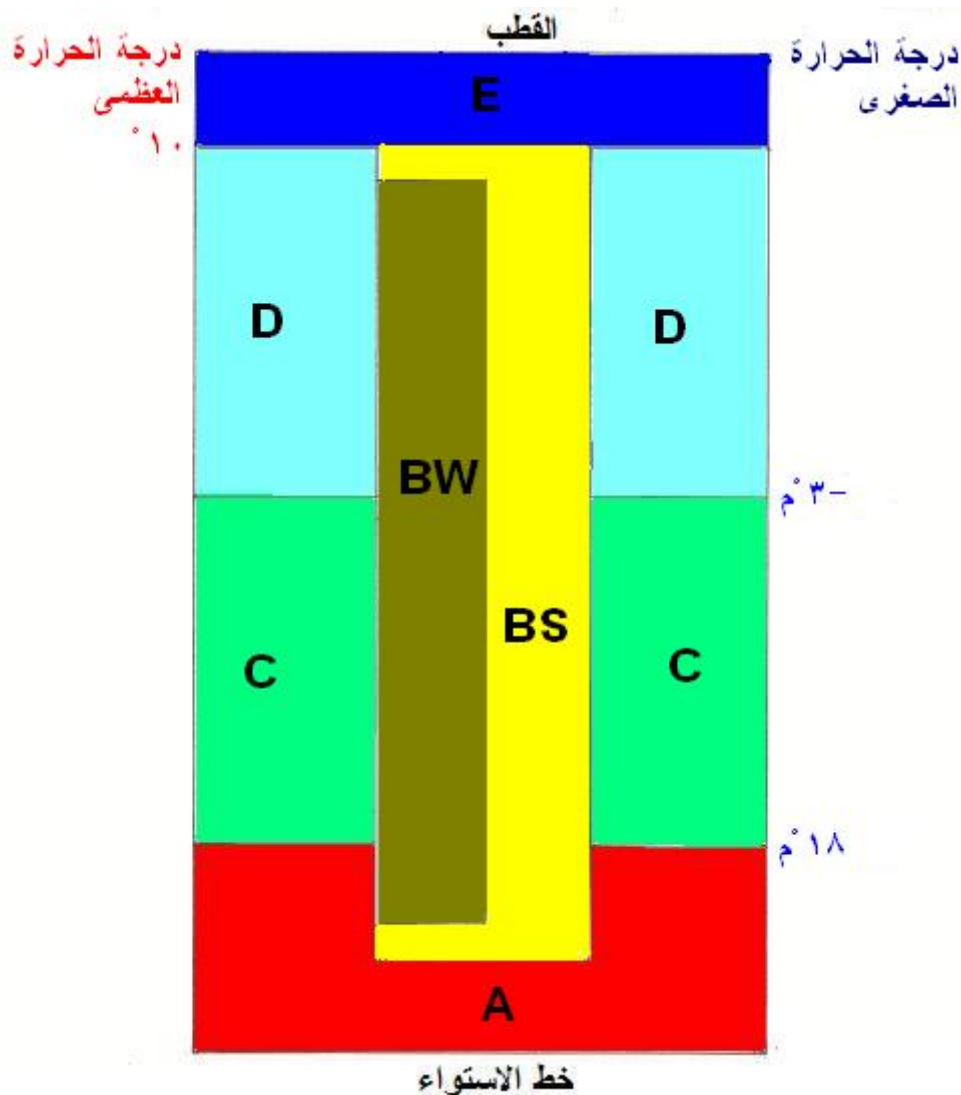
فلاديمير كوبن W. Koppen عالم نبات ألماني استفاد كثيراً من خرائط توزيع النبات والأمطار على خرائط العالم في نهاية القرن التاسع عشر وبداية القرن العشرين. فقد كانت محاولاته الأولى تتمثل في إيجاد الحدود الحرارية لتوزيع النبات الطبيعي. ولذلك بقيت محاولاته في تصنيف المناخ ملتصقة بتوزيع النبات الطبيعي. عمل كوبن نصف قرن منذ أن ظهر تصنيفه المناخي لأول مرة عام ١٨٨٤م من أجل تحسين هذا التصنيف. وسوف لن ندخل في التفاصيل التي أوصلت تصنيفه إلى ما هو عليه الآن والذي نشر بشكله النهائي عام ١٩٣٦م في كتابه المشهور المناخ مع رودلف جيجر R. Geiger.

٦-٤-١ الحدود الحرارية لتصنيف كوبن

Temperature Boundary for Koppen Classification

رغم أن حدود انتشار أصناف معينة من النبات الطبيعي ليست حدية، إلا أن كوبن وضع خطوطاً تمثل حدود هذا الانتشار على اعتبار سيادتها وليس نهايتها. لذلك فإن النباتات سوف تتداخل في هذه الخطوط، أي لا ينتهي وجود نوع معين من النبات بعد هذا الخط، ولكنه يقل

ويضمحل تدريجياً. فالحد الفاصل بين النباتات الاستوائية ونباتات العروض الوسطى لا يمكن وضعه على شكل خط تنتهي عنده هذه النباتات تبدأ بعدها نباتات أخرى. ومع ذلك اختار كوبن مناطق السيادة لوضع هذه الخطوط. لذلك قسم كوبن حاجة النباتات إلى درجة الحرارة إلى خمسة أقاليم رئيسية (الشكل ٤-٨).



الشكل ٤-٨: الحدود الرئيسية للحرارة كما وضعها كوبن.

١- **الإقليم الاستوائي A Megatherms**: لا تقل درجة حرارة ابرد شهر فيه عن ١٨ م. وهذه الحدود تم اختيارها لحاجة الأشجار في الغابات الاستوائية لهذه الدرجة لغرض النمو.

٢- **الإقليم المعتدل C Mesotherms**: تقل درجة حرارة ابرد شهر عن ١٨ م ولكنها لا تقل عن ٣ م وأدنى شهر يجب أن يزيد عن ١٠ م. وهنا تحتاج الأشجار والحشائش في العروض الوسطى لهذه الدرجة للنمو.

٣- **الإقليم البارد D Microtherms**: تقل درجة حرارة ابرد شهر فيه عن ٣ م ويجب أن تزيد درجة حرارة أدنى شهر عن ١٠ م. وهنا يصبح خط الحرارة المتساوي ١٠ م كحد فاصل بين مناطق نمو الأشجار من عدمه.

٤- **الإقليم المتجمد *Hekistotherms E***: تقل درجة حرارة أدنى شهر فية عن ١٠ م. وهو الإقليم الذي لا تنمو فيه الأشجار مطلقاً.

٥- **الإقليم الجاف *Xerophytes B***: وهذا الإقليم لا يخضع لحدود حرارية فقط وإنما يخضع لعلاقة أوجدها كوبن بين كمية الأمطار الساقطة ودرجة حرارة المنطقة. وقد أدرك كوبن منذ البداية أهمية الفصل الذي تسقط فيه الأمطار. ولما كانت لا توجد معادلة تحسب التبخر في ذلك الوقت، سعى كوبن لإيجاد علاقة بين درجة الحرارة وكمية الأمطار وعلى أساس فصل سقوطها فتوصل للمعادلات الآتية:

م = ٢ ح إذا كان ٧٠٪ من الأمطار يسقط في ستة أشهر الشتاء.

م = ٢ (ح + ٧) إذا كانت الأمطار تسقط طوال العام.

م = ٢ (ح + ١٤) إذا كانت ٧٠٪ من الأمطار يسقط في ستة أشهر الصيف.

حيث أن:

م = مجموع الأمطار السنوية بالسنتيمتر أو معدل مجموع الأمطار السنوية لفترة طويلة.

ح = المعدل السنوي لدرجة الحرارة بالمقياس المؤوي أو المعدل السنوي الطويل الأمد.

ولكي نحدد الإقليم الجاف B يكون تفسير معادلة التساوي كالآتي:

إذا كانت قيمة الأمطار م أكبر من ضعف قيمة الحرارة ح فالمنطقة رطبة، إذا كانت الأمطار تتركز في فصل الشتاء. أما إذا كانت قيمة م أقل من ضعف قيمة ح فالمنطقة جافة B. ونفس الشيء ينطبق على مناطق الأمطار الموزعة وكذلك الصيفية. أي بعبارة مختصرة إذا كان الجانب الأيمن من المعادلة أكبر من الجانب الأيسر فالمحطة رطبة، أما إذا كان الجانب الأيمن من المعادلة أقل من الجانب الأيسر فالمحطة جافة B.

أن السبب في إضافة معامل ثابت للأمطار الموزعة وأمطار الصيف يعود إلى ارتفاع درجة الحرارة. ففي حالة الأمطار الموزعة وجد كوبن أن التبخر من الأمطار الساقطة يتضاعف في فصل الصيف عن فصل الشتاء لذلك أضاف المعامل ١٤ لتكون كمية الأمطار هو ما مطلوب لتصبح المنطقة رطبة أي ضعف درجة حرارة الإقليم + ١٤. أما بالنسبة للأمطار التي تتركز في فصل الصيف، فإن الفاقد منها يكون كبيراً. لذلك تحتاج المنطقة إلى كمية كبيرة من الأمطار في ذلك الفصل لتصبح رطبة. وبذلك افترض كوبن لها ضعف درجة الحرارة + ٢٨.

ولسهولة تحديد الإقليم الحراري الذي بعده تسهل إضافة الحروف الثانوية الأخرى نتبع الطريقة الآتية التي وضعت على شكل أسئلة:

السؤال الأول: هل المحطة قطبية؟

ننظر إلى توزيع الحرارة على أشهر السنة، فإذا كانت جميع الأشهر حرارتها أقل من ١٠ م فالمحطة قطبية، أما إذا كان شهر واحد حرارته أكثر من ١٠ م فالمحطة ليست قطبية.

السؤال الثاني: هل المحطة جافة؟

أن تحديد الجفاف يستلزم استعمال إحدى معادلات الجفاف الثلاثة. لذلك فالخطوة الأولى التي يجب إتباعها للإجابة على هذا السؤال هو في تحديد فصل سقوط الأمطار. ولتتم هذه الخطوة لابد من النظر إلى التوزيع الشهري للأمطار. فلكي تكون الأمطار شتوية يجب أن تكون الأمطار في الأشهر تشرين الأول، وتشرين الثاني، وكانون الأول، وكانون الثاني، وشباط، وآذار، ٧٠٪ أو أكثر. ولكي تكون الأمطار صيفية يجب أن تكون الأمطار في نيسان، وأيار، وحزيران، وتموز، وأب، وأيلول ٧٠٪ أو أكثر. أما إذا لم نحصل على ٧٠٪ في أي فصل من الفصول فالأمطار في هذه الحالة موزعة. لذلك يجب أن نأخذ أي فصل (الشتاء أو الصيف)، نجمع أمطار هذا الفصل للأشهر الستة المشار إليها سابقاً ثم نضربها في ١٠٠ ونقسمها على مجموع الأمطار السنوية كما في المعادلة الآتية:

النسبة المئوية = الجزء / الكل × ١٠٠

فإذا كان الجزء المستعمل هو ستة أشهر الشتاء مثلاً، يكون

مجموع أمطار أشهر الشتاء

$$\text{النسبة المئوية} = \frac{\text{مجموع الأمطار السنوية}}{100 \times}$$

مجموع الأمطار السنوية

فإذا كان الناتج ٧٠٪ أو أكثر تعتبر الأمطار شتوية، أما إذا كان الناتج أقل من ٣٠٪ فتعتبر الأمطار صيفية، أما إذا كان الناتج أكثر من ٣٠٪ وأقل من ٧٠٪ فالأمطار موزعة. ونفس الشيء ينطبق إذا أخذنا ستة أشهر الصيف.

بعد تحديد النسبة المئوية أي تحديد فصل سقوط الأمطار عندها يمكننا أن نحدد المعادلة التي سوف تستخدم لتحديد جفاف المنطقة. مع ملاحظة أن الشتاء في النصف الجنوبي يكون في الأشهر نيسان، أيار، حزيران، تموز، آب، أيلول. وإن صيف النصف الجنوبي في الأشهر تشرين الأول، تشرين الثاني، كانون الأول، كانون الثاني، شباط، آذار. فإذا كان أدفئ شهر في حزيران أو تموز أو آب فالمحطة في النصف الشمالي. أما إذا كان أدفئ شهر في كانون الأول أو الثاني أو شباط فالمحطة في النصف الجنوبي.

إذا كانت الأمطار شتوية نستعمل المعادلة $M = 2C$ ، فإذا كان الجانب الأيمن أصغر من الجانب الأيسر فالمحطة جافة B. أما إذا كان الجانب الأيمن أكبر من الجانب الأيسر فالمحطة رطبة وفي هذه الحالة ننتقل إلى السؤال الثالث.

السؤال الثالث: هل المحطة A أو C أو D؟

الإجابة على هذا السؤال تتطلب النظر من جديد إلى توزيع الحرارة الشهرية. فإذا كانت الحرارة لجميع الأشهر أكبر من ١٨°م فالمحطة A. أما إذا كانت الحرارة لأبرد شهر أقل من ١٨°م ولكنها أكثر من ٣°م وأدفئ شهر أكثر من ١٠°م فالمحطة C. أما إذا كان أبرد شهر أقل من ٣°م وأدفئ شهر أكبر من ١٠°م فالمحطة D.

بهذه الطريقة يتم تحديد الحرف الأول من حروف تصنيف كوبن. لم يكتفي كوبن بذلك بل وضع حروف أخرى للدلالة على فصل سقوط الأمطار لأهميته.

Seasons of Rainfall

٤-٦-٢ فصلية سقوط الأمطار

تعتبر فصلية سقوط الأمطار ذات أهمية كبيرة في تحديد نوع النبات الطبيعي. فإذا كانت الأمطار دائمة، ظهرت الأشجار والغابات. أما إذا كانت الأمطار صيفية ظهرت الحشائش في الأقاليم المدارية والمعتدلة والباردة. أما إذا كانت الأمطار شتوية وهي نادرة ظهرت الغابات النفضية. مع العلم أن هناك إقليمان يعتبر فصل سقوط الأمطار فيهما بلا معنى وهما الإقليم الجاف B والإقليم المتجمد E. ففي الإقليم الجاف B لما كانت الأمطار أصلاً غير كافية إلا لنمو النباتات المقاومة للجفاف، فإن فصل سقوط الأمطار فيها بلا معنى. لذلك لم يحدد كوبن فصل سقوط أمطار فيها وإنما حاول فقط أن يصنفها بين شبه جافة وجافة. ولتحديد الجفاف من شبه الجفاف استخدم كوبن المعادلات الآتية:

$$M = C \quad \text{إذا كانت الأمطار شتوية.}$$

$$M = C + 7 \quad \text{إذا كانت الأمطار موزعة.}$$

$$M = C + 14 \quad \text{إذا كانت الأمطار صيفية.}$$

فإذا كان الجانب الأيمن أكبر من الجانب الأيسر فالمحطة شبه جافة ويعطى لها الرمز BS، أما إذا كان الجانب الأيمن أقل من الجانب الأيسر فالمحطة جافة ويعطى لها الرمز BW.

أما بالنسبة للمنطقة المتجمدة فأنها كذلك تقسم إلى قسمين:

$$ET \quad \text{إذا كان أدفئ شهر أقل من } 10^{\circ}\text{م وأكثر من } 0^{\circ}\text{م.}$$

$$EF \quad \text{إذا كانت جميع الأشهر أقل من } 0^{\circ}\text{م.}$$

فالإقليم الأول هو إقليم التندرا الذي تذوب فيه الثلوج عدة أشهر، أما الإقليم الثاني فهو الإقليم القطبي الذي لا تذوب فيه الثلوج (إقليم الجليد الدائم).

أما بقية الأقاليم المناخية فإن لفصل سقوط الأمطار فيها أهمية كبيرة كما أسلفنا. وقد اختار كوبن ثلاثة حروف للتعبير عن فصل سقوط الأمطار وهي:

$f =$ إذا جاءت مع الإقليم الاستوائي A فيجب أن لا تقل أمطار اجف شهر عن ٦ سم.

أما إذا جاءت مع الإقليم المعتدل C فيجب أن لا تقل أمطار اجف شهر عن ٣ سم.

أما إذا جاءت مع الإقليم البارد D فنكتفي فقط أن لا يكون ٧٠٪ من الأمطار في أي فصل.

$w =$ إذا كانت الأمطار ٧٠٪ في ستة أشهر الصيف، أي شتاء جاف.

$s =$ إذا كانت الأمطار ٧٠٪ في ستة أشهر الشتاء، أي صيف جاف. وهذا الرمز لا يظهر مع A إلا نادراً، ولا يظهر مطلقاً مع D.

$m =$ أستخدم كوبن الرمز m للدلالة على المناخ الموسمي. وشروطه أن تكون الأمطار صيفية أي ٧٠٪ في ستة أشهر الصيف، مع فصل جفاف قصير. ولما كانت هذه الشروط تشبه شروط الحرف w لذلك استخدمت المعادلة الآتية للتفريق بين الحرفين m و w وبالنسبة للمناخ الاستوائي فقط:

مجموع الأمطار السنوية بالسنتيمتر

$$m' = 10 - \frac{\text{مجموع الأمطار السنوية بالسنتيمتر}}{25}$$

٢٥

حيث أن:

$m' =$ المطر في اجف شهر

فإذا كان الجانب الأيمن أكبر من الجانب الأيسر فالمحطة Aw.

إذا كان الجانب الأيمن أصغر من الجانب الأيسر فالمحطة Am.

وهنا لا بد من الإشارة إلى أن النتائج التي خرج بها كوبن لتحديد المناخ الموسمي جاءت عكس المتوقع أو ليست في المناطق الموسمية المعروفة مناخياً بهبوب الرياح الموسمية عليها. الواقع أن كوبن استخدم مجموع الأمطار للتمييز بين المناخ الموسمي ومناخ السفانا، حيث لم يوفق في ذلك. فالفرق بين المناخ الموسمي ومناخ السفانا هو في نوعية الرياح الهابة وليس في كمية الأمطار الساقطة.

كما أود التذكير مرة أخرى أن هذه الحروف لا تستخدم مع الإقليم الجاف ولا مع الإقليم المتجمد. مع ملاحظة أن بعض باحثي المناخ المتأخرين فضل استخدام التركيز الصيفي للأمطار w أو التركيز الشتوي للأمطار s مع الإقليم الجاف فقط للإشارة إلى أن الإقليم أمطاره صيفية أو شتوية.

أن اختيار معادلة الجفاف للجواب على سؤال الجفاف تغني المستعمل من إتباع أية طريقة لاختيار فصل سقوط الأمطار. فمنذ الإجابة على سؤال الجفاف يصبح فصل سقوط المطر واضحاً وما على المستعمل سوى أن يضع الحرف الملائم لذلك.

Long of Summer

٤-٦-٣ تحديد طول فصل الصيف

أن طول فصل الصيف وهل هو حار أم معتدل أم بارد له أهمية كبيرة للنباتات. فالنباتات ذات المتطلبات الحرارية العالية لا تعيش في أجواء انخفاض درجة الحرارة والعكس صحيح. لذلك فإن طول فترة النمو مهمة جداً لأصناف نباتية مختلفة. لذلك استخدم كوبن مجموعة حروف لتدل على صفات الصيف. هذه الحروف لا تستخدم مع الإقليم الاستوائي A لأنه حار طول العام وبلا فصل شتاء. وكذلك لا تشمل الإقليم المتجمد E لأنه بارد طوال العام وليس فيه صيف. أما الإقليم الجاف B فلم يستخدم فيه كوبن هذه الحروف لقلة نباتاته. كوبن استخدم مع الإقليم الجاف طريقة مختلفة، حيث قسمة إلى قسمين حار وبارد. وقد اختار المعدل السنوي ١٨°م كحد فاصل بين الحرارة والبرودة وكما يأتي:

$h =$ إذا كان المعدل السنوي للحرارة ١٨°م أو أكثر.

$k =$ إذا كان المعدل السنوي للحرارة أقل من ١٨°م.

$k' =$ إذا كان المعدل السنوي للحرارة أقل من 18°م وأدنى شهر أقل من 18°م .
 علماً أن هناك بعض باحثي المناخ قد جوز استخدام رموز طول الصيف للإقليم الجاف لإعطاء تفاصيل أكثر. طول فصل الصيف عند كوبن استخدم مع الإقليمين C و D فقط وكما يأتي:
 $a =$ صيف طويل حار، إذا كانت درجة حرارة أدنى شهر أكثر من 22°م وأربعة أشهر أو أكثر درجة حرارتها أكثر من 10°م .
 $b =$ صيف طويل معتدل، إذا كانت درجة حرارة أدنى شهر أقل من 22°م وأربعة أشهر أو أكثر درجة حرارتها أكثر من 10°م .
 $c =$ صيف قصير معتدل، إذا كانت درجة حرارة أدنى شهر أقل من 22°م وثلاثة أشهر أو أقل درجة حرارتها أكثر من 10°م .
 $d =$ شتاء قارص البرودة، إذا كانت درجة حرارة أبرد شهر أقل من -38°م . ولا يستعمل هذا الرمز إلا مع الإقليم البارد D.
 وهناك بعض الحروف الأخرى ذات الدلالة الخاصة والتي تعطي بعض التفاصيل الإضافية مثل:
 $i =$ تستعمل إذا كان المدى الحراري السنوي أقل من 5°م .
 $n =$ تستعمل للدلالة على تكرار الضباب في المنطقة.
 $g =$ يأتي الشهر الحار قبل حزيران ويكون الصيف مطيراً.
 $x =$ الأمطار العظمى في أواخر الربيع وأوائل الصيف ونهاية الصيف جافة.
 $w =$ قمتان للأمطار مفصولتين بفترتين جافتين.

٤-٦-٤ أمثلة على استخدام تصنيف كوبن

Examples of Using Koppen Classification

سنتناول هنا ثلاثة أمثلة تعطي تصوراً تفصيلياً عن كيفية التعامل مع تصنيف كوبن وكيفية استخدامه للوصول إلى الحل الصحيح. ولكي نستطيع أن نحدد نوع المحطة المناخية فلا بد أن تتوفر لنا درجات الحرارة الشهرية ومعدلها السنوي وكذلك كمية الأمطار الشهرية ومجموعها السنوي.
 المثال الأول:

ش	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	معدل
ح	-٤	-٥	-٥	-٤	-١	٢	٥	٦	٤	١	-١	-٣	-٠,٤
م	٢٢	٣١	٣١	١٦	٢١	٣٦	٣٢	٣٦	٨٣	٩٣	٨٢	٧٥	٧٣٥

نسأل السؤال الأول كما سلف وذكرنا، هل المحطة قطبية؟
 الجواب: نعم قطبية، حيث لا يوجد شهر من أشهر السنة حرارته أكثر من 10°م .
 وهنا علينا أن نتذكر أن الإقليم القطبي يقسم إلى قسمين. لذلك علينا الآن استكمال الحل وتحديد في أي من القسمين تقع هذه المحطة.
 المحطة: ET وذلك لأن هناك خمسة أشهر درجة حرارتها أكثر من الصفر المؤوي. لو كانت جميع الأشهر درجة حرارتها أقل من الصفر لأصبحت المحطة EF.
 يلاحظ من هذا المثال إننا لم نستخدم الأمطار، لأن الإقليم القطبي وكما أسلفنا لا تعتبر فيه الأمطار مهمة لمحدودية النبات الذي ينمو في هذا الإقليم. انتهى حل المسألة أي أن بقية الأسئلة تهمل عندما وجدنا الجواب منذ السؤال الأول.
 المثال الثاني:

ش	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	معدل
ح	٢١	٢٠	٢١	٢٢	٢٣	٢٦	٢٧	٢٧	٢٨	٢٧	٢٦	٢٣	٢٤,٣
م	٠	٢	٠	٠	١	١٥	٨٨	٢٤٩	١٦٣	٤٩	٥	٦	٥٧٨

نسأل السؤال الأول: هل المحطة قطبية؟

الجواب: كلا، وذلك لأن كل الأشهر درجة حرارتها أكثر من ١٠ م.

السؤال الثاني: هل المحطة جافة؟

للإجابة على هذا السؤال نحدد أولاً فصل سقوط المطر. وكما هو واضح فأنه في ستة أشهر الصيف يجب استخدام النسبة المؤوية عندما نكون غير متأكدين. لما كانت الأمطار تسقط في فصل الصيف، فيجب استخدام المعادلة الآتية:

$$M = (C + 14) \times 2 = 57,8 \quad (14 + 24,3) \times 2 = 57,8 \quad 28 + 48,6 = 57,8 \quad 76,6 = 57,8$$

الجانب الأيمن (الأمطار) اصغر من الجانب الأيسر (الحرارة).

الجواب: المحطة جافة B. لا ننتقل إلى السؤال الثالث لأننا وجدنا الجواب هنا.

نكمل معرفة المحطة، لأن الإقليم الجاف يقسم إلى قسمين حسب تصنيف كوبن، فالمحطة الآن أما جافة BW أو شبه جافة BS. ولكي نحدد ذلك نستخدم إحدى المعادلات الثلاثة التي تفصل بين الجافة وشبه الجافة. ولما كنا قد حددنا سابقاً فصل سقوط الأمطار (صيفي) لذلك نختار المعادلة الآتية:

$$M = C + 14 = 57,8 \quad 14 + 24,3 = 57,8 \quad 38,3 = 57,8$$

الآن الجانب الأيمن (الأمطار) أكبر من الجانب الأيسر (الحرارة) لذلك

الجواب: المحطة شبه جافة BS.

ولو كان الجانب الأيمن أقل من الجانب الأيسر لأصبحت المحطة BW صحراوية. المثال الثالث:

ش	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	معدل
ح	٤٧	٤٣	٣٠	١٤	٣	١	١٦	١١	٣	١٤	٣٦	٤٥	١٥,٣
م	٧	٥	٥	٤	٥	٢٥	٣٣	٣٠	١٣	١١	١٠	٧	١٥٥

السؤال الأول: هل المحطة قطبية؟

الجواب: كلا لأن هناك ثلاثة أشهر درجة حرارتها أكثر من ١٠ م.

السؤال الثاني: هل المحطة جافة؟

للإجابة على السؤال نستخرج النسبة المؤوية لسقوط الأمطار، وسوف نستخدم أشهر الشتاء لسهولة حلها. $7 + 5 + 5 + 11 + 10 + 7 = 54$ ملمتر مجموع الأمطار في الشتاء.

مجموع أمطار الشتاء $\times 100$

النسبة المؤوية =

مجموع الأمطار السنوية

$$45 \times 100 = 4500$$

النسبة المؤوية = $\frac{4500}{155} = 29,03\%$

$$155 \quad 155$$

لما كانت النسبة المؤوية للأمطار الشتاء ٢٩٪ فإن النسبة المؤوية للأمطار الصيف ٧١٪. معنى ذلك أن الأمطار صيفية. لذلك سوف نختار معادلة الأمطار الصيفية.

$$\begin{aligned} M &= 2(14 + C) \\ 15,5 &= 2(-10,2 + 14) \\ 15,5 &= 28 + 30,4 \\ 15,5 &= 58,4 \end{aligned}$$

لما كان الجانب الأيمن أكبر من الجانب الأيسر فإن المحطة رطبة.

السؤال الثالث: هل المحطة A أو C أو D؟

نبدأ باستدكار شروط الإقليم A وهي أن تقل درجة حرارة أبرد شهر عن ١٨ م. من النظر إلى الحرارة نلاحظ أن حرارة جميع الأشهر أقل من ١٨ م. المحطة ليست A.

نستذكر شروط الإقليم C أن تقل درجة حرارة أبرد شهر عن ١٨ م ولا تقل عن -٣ م، وأدنى شهر أكثر من ١٠ م. من النظر إلى الحرارة نلاحظ أن أبرد شهر يقل عن -٣ م (أبرد شهر -٤,٨ م).

نستذكر شروط الإقليم D وهي أن تقل درجة حرارة أبرد شهر عن -٣ م وأدنى شهر أكثر من ١٠ م. من ملاحظة درجة الحرارة نلاحظ أن أبرد شهر (-٤,٨ م) فهو يقل عن -٣ م وأدنى شهر (١٥,٧ م) فهو أكثر من ١٠ م. لذلك فالمحطة ضمن الإقليم D.

الجواب: المحطة D.

لاستكمال الجواب يجب أن ننتقل إلى الخطوة الثانية وهي ما هو فصل سقوط الأمطار. ولأننا حددنا ذلك عند اختيارنا المعادلة المناسبة، فإن فصل سقوط الأمطار هو فصل الصيف لذلك تصبح المحطة Dw.

وبعد ذلك نسأل عن طبيعة الصيف في هذه المحطة. فهل هو طويل حار a، حيث أن شروط هذا الصيف أن لا تقل درجة حرارة أدنى شهر عن ٢٢ م وأربعة أشهر أكثر من ١٠ م. وهذه الشروط لا تتوفر. هل هو صيف طويل معتدل b، حيث أن شروطه أن تقل درجة الحرارة في أدنى شهر عن ٢٢ م وهذا متوفر، وأربعة أشهر أكثر من ١٠ م وهذا غير متوفر حيث أن هذه المحطة فيها ثلاثة أشهر فقط حرارتها أكثر من ١٠ م. إذاً هل هو صيف قصير معتدل c، حيث أن شروطه أن تقل درجة الحرارة في أدنى شهر عن ٢٢ م وهذا متوفر، وثلاثة أشهر أو أقل حرارتها أكثر من ١٠ م وهذا متوفر أيضاً. ولكن عند النظر إلى أبرد شهر -٤,٨ م، فهو أقل من -٣٨ م وهذا هو شرط الشتاء الطويل القارص البرودة. لذلك تصبح المحطة Dwd، أي أن المحطة ضمن الإقليم البارد أمطارها صيفية وشتاؤها جاف طويل قارص البرودة.

لا بد من الإشارة في نهاية هذا الفصل إلى أن تصنيف كوبن ليس هو التصنيف المثالي والذي يمكن أن يجيب على كثير من الأسئلة المطروحة في أذهان الباحثين. أي أن هذا التصنيف لا يحتوي على كل ما يجب أن يحتويه التصنيف المتكامل. ولكن يجب أن نقول كذلك أن هذا التصنيف اكتسب شهرة واسعة وذلك لأنه بسيط وواضح ويمكن تطبيقه.

أن الطعون التي وجهت إلى تصنيف كوبن كثيرة. فهو لا يعطي تفسيراً لمناخ منطقة معينة، فهو يحددها بنجاح ولكن لا يعطي الباحث تفسيراً لماذا أصبح مناخ هذه المنطقة بهذه الكيفية. كما أن التصنيف اعتمد حدود النبات الطبيعي الغير دقيقة للفصل بين الأقاليم المناخية. وقد سبق وأن اشرنا إلى هذه النقطة حيث أن حدود الأقاليم النباتية ليست واضحة بل هي متداخلة ويصعب وضع خط نهائي لانتهاه نوع وبداية نوع آخر. فشل التصنيف فشلاً ذريعاً في تحديد مناطق المناخ الموسمي. بل في أكثر الأحيان جاءت النتائج عكسية. فالفصل بين مناخ السفانا والمناخ الموسمي اعتمد على كمية الأمطار وليس على نوع الرياح الهابة على الإقليم. لذلك جاءت معظم أقاليم المناخ الاستوائي في آسيا وشرق أفريقيا على أنها مناخ سفانا Aw بدلاً من مناخ موسمي Am. والمعروف لدينا أن هذه المنطقة هي منطقة سيادة الرياح الموسمية النموذجية في العالم.

هناك نقطة جديرة بالملاحظة كذلك وهي أن بعض الأقاليم التي اقترحها كوبن في تصنيفه ليس لها وجود على أرض الواقع. فمثلاً من النادر أن نجد المناخ الاستوائي ذي الأمطار

الشتوية AS. كما أنه لا وجود للمناخ البارد ذي الأمطار الشتوية DS مطلقاً. فالمعروف أن المناطق الحارة ذات الأمطار التصاعدية تكثر أمطارها صيفاً. كما أن المناطق الباردة تقل أو تنعدم أمطارها شتاءً لشدة البرودة، لذلك من الصعب جداً أن نجد إقليمًا استوائيًا أو باردًا وأمطاره شتوية.

ليس هناك تفسير واضح لماذا أهمل كوبن تطبيق طول الصيف على الأقاليم المناخية الجافة. فقد استبدل كوبن في هذه الأقاليم طول الصيف بتقسيم الإقليم إلى قسمين فقط : مناطق جافة حارة ومناطق جافة باردة. فبالرغم من أن الغطاء النباتي في المناطق الجافة فقير جداً، إلا أنها تمتلك غطاءً نباتياً وعندما تتوفر فيها المياه (الجارية أو الجوفية) فإن الإنسان فيها يمارس نشاطاً زراعياً واضحاً.

أختم هذا الموضوع بالقول مازال تصنيف كوبن جيداً ولم يظهر لحد الآن أسهل ولا أوضح منه، لذلك فعلى الأقل له فائدة تعليمية لا تخفى على أحد.

الفصل الخامس

إقليم المناخ الاستوائي

- ١-٥ مفهوم الإقليم المناخي
- ٢-٥ أقاليم المناخ الاستوائي والمداري A
- ١-٢-٥ المناخ الاستوائي المطير Af
- ٢-٢-٥ المناخ الموسمي Am
- ٣-٢-٥ مناخ السفانا Aw
- ٣-٥ مناخ خلية هادلي
- ٤-٥ الشواذ المناخية للأقاليم الاستوائية

إقليم المناخ الاستوائي

١-٥ مفهوم الإقليم المناخي Climatic Region Definition

اختلف الجغرافيون في تعريف الإقليم. فالبعض يرى أن الإقليم الجغرافي هو تلك المنطقة التي تتصف بصفات متشابهة في أكثر من ظاهرة، وأنه لكي تعطى المنطقة صفة إقليم، فإنها يجب أن تتشابه في سطحها واقتصادها وسكانها. وهذا يجعل من الصعب إيجاد منطقة واحدة لها كل هذه الصفات وذات مساحة كبيرة. أي أن العالم حسب هذا التعريف سوف يقسم إلى مناطق صغيرة جداً. أما البعض الآخر فيرى أن الإقليم هو تلك المنطقة التي تتميز بصفة معينة تجمعها مع مناطق أخرى حتى وإن كانت بعيدة عنها. فالمناطق الجبلية في العالم يمكن اعتبارها إقليم، والمناطق التي تزرع محاصيل معينة يمكن اعتبارها إقليم، والمناطق التي يتشابه مناخها يمكن اعتبارها إقليم. أن هذا التعريف يجمع مناطق مختلفة متباعدة لها صفة معينة ولكنها تختلف في كثير من الصفات الأخرى. فالمناطق الجبلية في العالم تشترك في كون سطحها متشابه إلى حد ما، ولكنها تختلف كثيراً فيما بينها في طبيعة سكانها وعيشتهم وفي طبيعة النبات الموجود فيها، وربما بنوع مناخها.

في تعريف الأقاليم المناخية سوف نأخذ بالتعريف الثاني للإقليم رغم ما فيه من عموميات، ورغم الاختلاف الكبير في الصفات الأخرى بين المناطق بل وحتى داخل الإقليم الواحد. لذلك سيتحدد مفهوم الإقليم هنا على التشابه أو التقارب في صفة واحدة فقط هي المناخ. فمناخ البحر المتوسط مثلاً يعتبر إقليم مناخي واحد، وإذا أردنا التفصيل فيمكن تقسيمه إلى قسمين ثانويين هما، مناخ البحر المتوسط ذو الصيف الطويل الحار، ومناخ البحر المتوسط ذو الصيف الطويل المعتدل. ولكن هل التشابه كامل في مناخ هذه المناطق؟ وهل إذا تشابه المناخ تشابه بقية صفات الإقليم مثل السكان، والسطح، والنشاط الاقتصادي. الجواب على هذه الأسئلة سيكون بالتأكيد كلا.

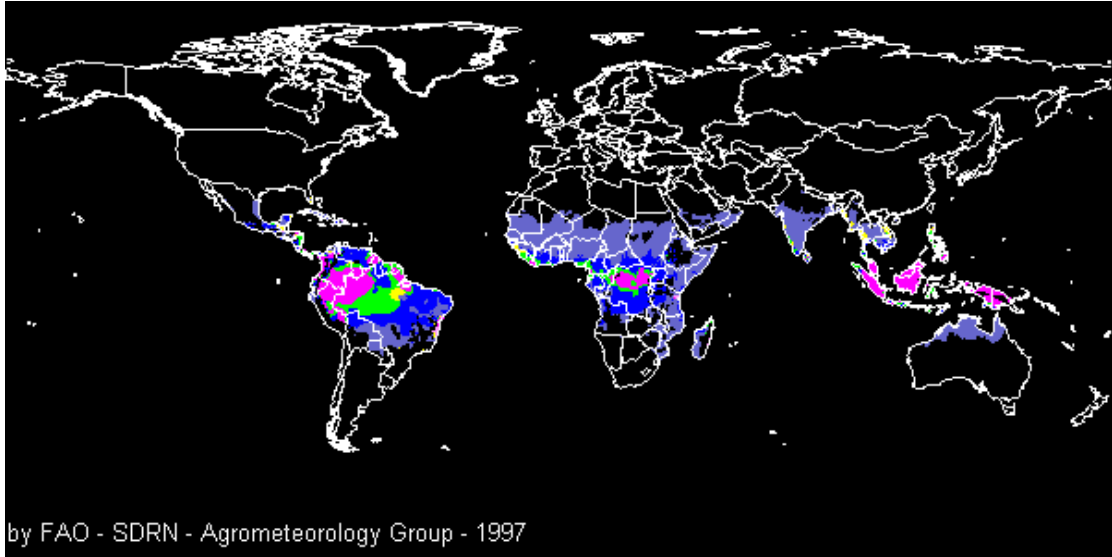
بدون الخوض في تفاصيل كل هذه الأقاليم، لأننا سبق وأن أعطينا شروط هذه الأقاليم، وسوف نتطرق إلى صفاتها التفصيلية في الفصول القادمة. نقول بدون الخوض في التفاصيل فإن الإقليم المناخي يأخذ صفته من الحدود الحرارية وكمية الأمطار التي يضعها المصنف. ولما كانت التصانيف ذات غايات وأهداف مختلفة، فإن الحدود المناخية للأقاليم اختلفت بين تصنيف وآخر. فليس هناك اتفاق على حدود المناطق الجافة مثلاً. فالجفاف متفق على تعريفه ولكن يختلف تحديده بين تصنيف وآخر. لذلك اختلفت مساحة المناطق الجافة بين التصانيف المختلفة، فهناك من حدد المناطق الجافة على أنها تشغل ٣٠٪ من مساحة اليابس كما في تصنيف ثورنثويت. بينما اعتبرها آخرون تشغل ٢٦٪ كما في تصنيف كوبن. واعتبرتها الأمم المتحدة ٣٦٪ من مساحة اليابس. أن هذا الاختلاف في حدود المناطق الجافة يعود إلى الاختلاف في طريقة تحديد الجفاف. وهذا الكلام ينطبق على بقية الأقاليم المناخية كذلك. لذلك فإن الإقليم المناخي الذي سوف يعتمد في هذا الكتاب هو المنطقة ذات الصفات المناخية التي تقع بين حدود معينة للحرارة والمطر. ويمكن أن توجد داخل الإقليم الواحد مجموعة أقاليم ثانوية تختلف في صفات مناخية أخرى مثل موعد سقوط المطر، أو كمية المطر، أو طول فصل الصيف. ورغم وجود اختلافات أخرى داخل الإقليم المناخي الثانوي، ولكننا سوف لن نوسع هذه الاختلافات حفاظاً على تصنيف مناخي بسيط ومفهوم، وآلا فإن العالم سوف يقسم إلى عدد غير محدد من الأقاليم المناخية أو لنقل من المناخات. لأن هناك حقيقة تقول لا توجد منطقتان في العالم تتشابه مناخياً في كل تفاصيل مناخها. وعليه فإن الأقاليم المناخية في هذا الكتاب سيتم استعراضها كما حددها كوبن.

٢-٥ أقاليم المناخ الاستوائي والمداري

Equatorial and Tropical Climatic Regions

تتميز هذه الأقاليم بارتفاع درجة الحرارة المستمر. فهي حسب تحديد كوبن، لا تقل درجة حرارة أي شهر فيها عن ١٨ م. لذلك فهي الأقاليم التي تتميز بانعدام فصل الشتاء، أي هي أقاليم الصيف الدائم. لا تتعدى هذه الأقاليم دائرتي عرض ٢٠ - ٢٥ شمالاً وجنوباً (الخريطة ١-٥). الأقاليم إذا واسعة تشغل مساحة كبيرة من سطح اليابس. فهي تشغل ٣٦٪ من مساحة الأرض أي حوالي ٢٠٪ من مساحة اليابس و ٤٣٪ من مساحة الماء. كما أنها واسعة من الشرق وضيقة في الوسط والشرق، وذلك بسبب أن السواحل الغربية للقارات تمر بالقرب منها التيارات البحرية الباردة.

تتميز هذه الأقاليم بضعف المدى الحراري السنوي، فالمدى الحراري لا يتجاوز ١٠ م، بل أن مناطق واسعة منها خاصة القريبة من خط الاستواء لا يتجاوز مداها الحراري ٥ م. والمدى الحراري اليومي أكبر بكثير من المدى الحراري السنوي، فيقال أن شتاء المناخ الاستوائي هو الليل. أن تعامد الشمس على هذه الأقاليم معظم أيام السنة والغيوم الكثيفة التي تغطي السماء هي المسنولة عن استقرار درجة الحرارة طوال العام في هذه الأقاليم خاصة القريبة من خط الاستواء. وكلما ابتعدنا عن خط الاستواء يبدأ تباين درجة الحرارة بالوضوح رغم أن كل أجزاء الأقاليم لا تنخفض درجة الحرارة فيها عن ١٨ م. أن اختيار درجة الحرارة هذه كحدود للأقاليم يعود إلى أن الأشجار الاستوائية حساسة جداً لانخفاض درجة الحرارة. لذلك فإن انخفاض الحرارة دون هذه الدرجة لا يساعدها على النمو.



الخريطة ١-٥: الحدود المناخية للإقليم الاستوائي.

أن التباين الكبير في هذه الأقاليم يظهر في الأمطار وليس في الحرارة. فالأمطار هي التي ساعدت على تقسيمه إلى عدة أقاليم. فهناك المناطق التي تسقط أمطارها طوال العام. وهي المناطق التي تكون قريبة من خط الاستواء أو في شرق القارات. والسبب يعود إلى أن هذه المناطق ترتفع فيها الحرارة طوال العام، وتتوفر فيها كميات كبيرة من بخار الماء نتيجة ارتفاع درجة الحرارة وكذلك نتيجة الغطاء النباتي الكثيف الذي يزود الهواء بكميات كبيرة من بخار الماء. كل هذه العوامل تجعل الضغط خفيف في هذه المناطق مما يساعد على تصاعد الهواء وتبريده ثم تكاثفه. أي أن أمطار هذا الإقليم تتبع حركة الجبهة المدارية ITCZ. وعند الابتعاد عن خط الاستواء شمالاً أو جنوباً تبدأ بالاقتراب من مناطق الضغط العالي شبه المداري، مما يؤثر على الأمطار. فتبدأ أولاً مناطق القميتين المطريتين، ثم يبدأ فصل الجفاف بالطول لنصل قرب المدار إلى مناطق ذات أمطار صيفية وشتاء جاف. وهناك مناطق تخضع

للرياح الموسمية فتسمى أمطارها بالموسمية. ورغم أن الأمطار الموسمية هي أمطار صيفية، ولكنها تتميز بأنها أغزر من أمطار مناطق السفانا. ومع ذلك فإن جميع أمطار الأقاليم وغزارتها تتبع حركة الشمس الظاهرية، حيث تغزر الأمطار مع ارتفاع الشمس وتقل مع انخفاضها.

تتميز الأقاليم المناخية الاستوائية بغزارة أمطارها، وذلك لان ارتفاع درجة الحرارة في هذه الأقاليم تساعد على زيادة قدرة الهواء على حمل بخار الماء. لذلك تسجل محطات الأقاليم كميات أمطار تصل في المعدل إلى ٢٠٠٠ ملم سنوياً. وهناك بعض المحطات التي تسجل ١٠٠٠٠-١٢٠٠٠ ملم سنوياً. ونظام الأمطار في هذه الأقاليم هو النظام التصاعدي. فغالباً ما تكون السماء في الصباح صافية خالية تماماً من الغيوم، حيث أن الحرارة تبدأ بالارتفاع بعد شروق الشمس، وعند الساعة العاشرة صباحاً تبدأ الغيوم بالظهور في السماء، وتتكاثر حتى منتصف النهار ثم تبدأ الأمطار بالسقوط بعد الظهر، ثم تعود السماء لتصبح صافية بعد الغروب. أن هذا النظام يكاد يتكرر كل يوم خاصة في المناطق القريبة من خط الاستواء. ويتكرر هذا النظام في مناطق الأمطار الصيفية في فصل سقوط الأمطار. لذلك فإن أعلى كمية أمطار للمحطات على اليابسة يكون غالباً بعد الظهر. بينما أعلى كمية أمطار للمحطات الساحلية والمحيطات والجزر غالباً ما يكون ليلاً.

أما الضغط والرياح في هذا الإقليم، فإن الإقليم يخضع بشكل كامل للضغط الخفيف الاستوائي قرب خط الاستواء، ويرتفع الضغط بالاتجاه إلى المدارين. ويتحرك هذا الضغط مع حركة الشمس الظاهرية، في الصيف إلى الشمال من خط الاستواء، وفي الشتاء إلى الجنوب من خط الاستواء. وأكبر حركة لهذا الضغط تشاهد في حوض المحيط الهندي الذي تسيطر عليه حركة الرياح الموسمية. نتيجة للتوزيع الضغطي هذا فإن الرياح تكون هادئة أو ساكنة قرب خط الاستواء (لذلك يطلق عليها اسم منطقة الركود الاستوائي). تلاحظ حركة الرياح بعيداً عن خط الاستواء، حيث تخضع المنطقة بين دائرتي عرض ٥ - ٢٠ شمالاً وجنوباً للرياح التجارية الشمالية الشرقية في نصف الكرة الشمالي والجنوبية الشرقية في نصف الكرة الجنوبي. باستثناء منطقة حوض المحيط الهندي الذي يخضع صيفاً للرياح الجنوبية الغربية في نصف الكرة الشمالي والرياح الجنوبية الشرقية في نصف الكرة الجنوبي. بينما يخضع شتاءً للرياح الشمالية الشرقية في نصف الكرة الشمالي والرياح الشمالية الغربية في نصف الكرة الجنوبي. والرياح التجارية رياح منتظمة شديدة الجفاف إذا كان مصدرها اليابسة ورطبة إذا كان مصدرها الماء. أما الرياح الموسمية فإنها متقلبة بين الفصلين وغير منتظمة في مواعيدها وهبوبها، لذلك فإنها تجلب معها الكوارث إذا تأخرت أو تقدمت عن مواعيدها وهبوبها.

مما تقدم يتضح أن الأقاليم الاستوائية تخضع لنظام الكتلة الهوائية الواحدة (الكتلة المدارية). فجميع الرياح التجارية التي تهب باتجاه خط الاستواء أو عبرة ذات منشأ مداري. كما أن الهواء المتقدم باتجاه خط الاستواء يزداد حرارة ورطوبة وعندما يصل إلى خط الاستواء يكون قد تعدل أو تحور ليمثل كتلة استوائية me ذات منشأ مداري حارة رطبة. كما أن أنظمة الضغط العالي شبه المداري في نصفي الكرة تحمي هذه الأقاليم من غزو الهواء القطبي البارد، لذلك تسيطر هذه الكتلة على هذه الأقاليم طول العام مما يساعد على ارتفاع درجة الحرارة.

وكما ذكرنا سابقاً فإن أقاليم المناخ الاستوائي متشابهة حرارياً ولكنها تختلف في كمية وفصل سقوط أمطارها. لذلك فإن الأقاليم الثانوية ضمن الإقليم الاستوائي تتحدد على أساس فصل وكمية سقوط الأمطار. لذلك سيقسم هذا الإقليم إلى ثلاثة أقاليم ثانوية، هي إقليم الأمطار الدائمة، وإقليم الأمطار الصيفية، وإقليم الأمطار الموسمية. أما حدود هذا الإقليم فإنه يحادد الإقليم Cf من الشرق والإقليم الجاف B من الغرب والوسط. وفيما يأتي استعراض لأقاليم المناخ الاستوائي:

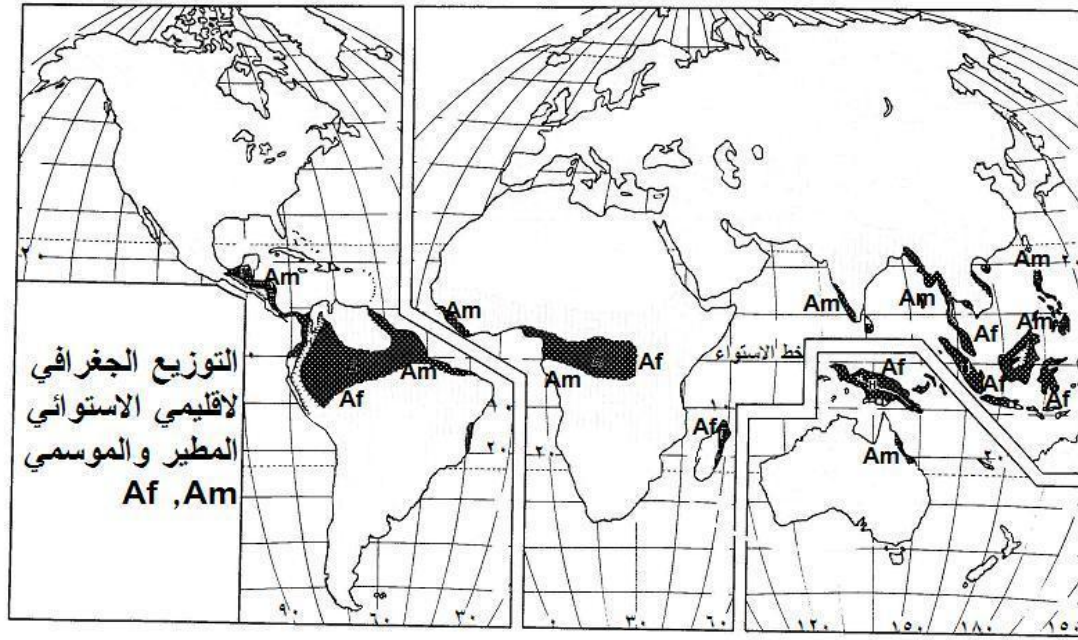
٥-٢-١ المناخ الاستوائي المطير (إقليم الغابت الاستوائية) Af

Rainy Equatorial Climate (Rain Forest)

من شروط هذا الإقليم حسب كوبن أن لا تنخفض درجة الحرارة لأي شهر عن ١٨°م (A) ولا تقل أمطار أي شهر فيه عن ٦٠ ملم (f). يقع هذا الإقليم بين دائرتي عرض ١٠° شمالاً وجنوباً، وقد يصل إلى دائرة عرض ٢٠° على سواحل شرق القارات حيث تأثير التيارات البحرية الدافئة (الخريطة ٥-٢).

تتميز درجة الحرارة في هذا الإقليم بالارتفاع والاستقرار. فعمودية الشمس في بعض الأشهر وميلانها القليل في أشهر أخرى يساعد على استمرار رفع درجة الحرارة. فالشمس لا تميل أقل من ٦٦,٥° في حزيران وكانون الأول فهي بذلك شبة عمودية. إلا أن ظهور الغيوم في سماء المنطقة يومياً يخفف من درجة الحرارة المتوقعة. فمعظم محطات الإقليم ترتفع فيها الحرارة كمعدل إلى أكثر من ٢٦°م، وتبقى مقاربة لهذا المعدل في كل الشهور (انظر تسجيلات المحطات الاستوائية). تتميز الحرارة بأن لها نهايتان عظيمتان في الاعتدالين، ونهايتان صغيرتان في الانقلابين. ومع ذلك فإن الفرق بين النهايات العظمى والصغرى قليل لا يتجاوز ٥°م. والسبب في ذلك يعود إلى أن النهار في المناطق الاستوائية ١٢ ساعة لكل أشهر السنة، كما أن ارتفاع زاوية الشمس طول العام تساعد على بقاء درجة الحرارة مرتفعة في كل الأشهر، لذلك فإن مدى حراري سنوي في العالم يسجل في هذه المناطق. فلا يزيد المدى الحراري السنوي في جزيرتي مارشال وجالوت عن ٥,٥°م. أما المدى الحراري اليومي فهو أعظم بكثير من المدى الحراري السنوي فقد يصل في أقصى حالاته إلى ٢٢°م، حيث لا تزيد العظمى عن ٣٨°م والصغرى لا تقل مطلقاً عن ١٦°م. أما في المعدل فإن درجة الحرارة الصغرى تكون بين ٢٠-٢٤°م وترتفع درجة الحرارة العظمى إلى ٣٠-٣٤°م. أي أن المدى الحراري اليومي لا يزيد عن ١٠°م. أن انخفاض المدى اليومي يعود إلى الغيوم الكثيفة التي تغطي السماء، حيث تعمل الغيوم على خفض درجة حرارة النهار وإبقاء درجة حرارة الليل مرتفعة. ونتيجة للرطوبة العالية في الهواء، فإن انخفاض بسيط في درجة الحرارة ليلاً يساعد على تكون الضباب والندى. ومع ذلك فإن شتاء المناطق الاستوائية أن جاز التعبير وسمي شتاءً فهو الليل. معنى ذلك أن الإقليم الاستوائي يخلو من تباين واضح في درجة الحرارة الشهرية تستحق أن نقسمها إلى فصول واضحة كما في الأقاليم المناخية الأخرى. ورغم عدم تباين درجة الحرارة بشكل كبير، إلا أن انخفاضها القليل يجعل السكان يتحسسون لهذا الانخفاض، وغالباً ما يضطر سكان هذه المناطق لإشعال نيران التدفئة إذا انخفضت درجة الحرارة عن ٢٠°م. أما في النهار واغلب الليالي فإن الشعور بالحرارة مرتفع لسكون الهواء. وأفضل الأوقات هي عند هبوب رياح سريعة تبدد الرطوبة.

أما الأمطار، فلكون المنطقة الاستوائية منخفضة الضغط طوال العام، بسبب ارتفاع درجة الحرارة وتوفر كميات من الرطوبة كما إنها منطقة التقاء الرياح التجارية مكونة المنخفض الاستوائي ITCZ، فإن الأمطار فيها دائمة (انظر الخريطة ٥-٢). تتميز الأمطار في هذا الإقليم بالغزارة، وهي من النوع التصاعدي. فارتفاع الحرارة والرطوبة يساعدان على غزارة الأمطار وتصاعد الهواء، لأن رفع بسيط للهواء بسبب الحرارة يؤدي إلى تكاثفه وسقوط الأمطار. والأمطار هي العنصر الوحيد الذي يمكن اعتماده لتقسيم المنطقة الاستوائية إلى أقاليم مناخية. لا يقل مجموع الأمطار السنوية لهذا الإقليم عن ٢٠٠٠ ملم، حيث تكون السماء مغطاة بالغيوم معظم الوقت، حيث لا تقل نسبة التغطية عن ١٠/٨ في الأشهر المطيرة وعن ١٠/٤ في الأشهر القليلة المطر. يشترط كوبن لهذا الإقليم أن لا تقل أمطار أي شهر فيه عن ٦٠ ملم. وهذا الشرط يخدم نمو الأشجار في الغابات الاستوائية. فارتفاع درجة الحرارة الدائم يتطلب كمية كبيرة من الأمطار لتبقى التربة رطبة ولتتوفر للأشجار مياه دائمة تساعد على النمو. فإذا ما قلت الأمطار في شهر أو عدة أشهر عن ٦٠ ملم، فإن أشجار الغابة تتباعد وتقل كثافة الأشجار والنباتات.



الخريطة ٥-٢: التوزيع الجغرافي للإقليم المناخي الاستوائي المطير والموسمي.

هناك علاقة في هذا الإقليم بين غزارة الأمطار وانخفاض درجة الحرارة (انظر المحطات جدول ٥-١). فمثلاً في محطة دوالا- الكامبيرون، تسجل انخفاض درجات الحرارة في شهري تموز وآب حيث تسقط أعلى كميات الأمطار في هذين الشهرين، فان كثافة الغيوم تؤدي إلى تقليل الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض مما يخفض من درجة الحرارة. كما تتميز كميات الأمطار بأنها غزيرة جداً في بعض الأشهر وخاصة في أشهر الصيف. فقد تزيد الأمطار في بعض الأشهر عن ٧٠٠ ملم. وتقل الأمطار نسبياً في أشهر الشتاء ولكن لا تنخفض عن ٦٠ ملم. وللأمطار في هذا الإقليم نظام يومي منتظم يكاد يتكرر يومياً. حيث تبقى السماء صافية من الشروق وحتى العاشرة صباحاً حيث تظهر الغيوم المتفرقة والتي ما تلبث أن تكبر وتترايد. عند الساعة الواحدة أو الثانية بعد الظهر تبدأ الأمطار بالهطول إلى الساعة الرابعة عصراً. بعدها تبدأ الغيوم بالتفكك وتصفو السماء قبل الغروب. وغالباً ما يكون الليل خالي من الأمطار، لان غياب الشمس يؤدي إلى تبريد الهواء النسبي ثم استقراره وعدم تصاعده مما لا يساعد على التكاثف. كما تتميز المنطقة بأنها الأعلى في عدد العواصف الرعدية. يتراوح معدل العواصف الرعدية بين ٧٥ - ١٥٠ يوماً في السنة.

أن ارتفاع الحرارة المستمر مع غزارة الأمطار ينشطان نمو الأشجار. لذلك تتكون الغابات الاستوائية والتي تتميز بكثافتها وتنوع أشجارها. فالغابة الاستوائية مظلمة رطبة التربة، فيها مستنقعات والكثير من الأشجار الضخمة العالية. حيث تتناول الأشجار في الارتفاع للحصول على أشعة الشمس، بينما تتشابك أغصانها تحت القمة فتمنع وصول أشعة الشمس إلى أرض الغابة. ولذلك تخلق أرضية الغابة من الحشائش، عدا النباتات المتسلقة. وغالباً ما تكون هذه الغابات غير مأهولة لصعوبة العيش فيها. وقد توجد في بعض الغابات أعداد من الأقزام التي تكيفت للعيش فيها. وهذه الغابات هي مصدر الأخشاب الصلبة كالماهوني والصاج وغيرها. كما إنها البيئة الملائمة لنمو أشجار المطاط. وأهم ظاهرة في هذا الإقليم هي ظاهرة النينو.

ظاهرة النينو El- Niño Phenomenon :

هي ظاهرة قديمة جديدة، فقدما يعود إلى القرن التاسع عشر عندما استوطن الإسبان في بيرو. فقد لاحظ صيادو الأسماك إن هناك سنة من كل عدة سنين يفاجئ الصيادون بان أعداد

الجدول ١-٥: معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات استوائية Af

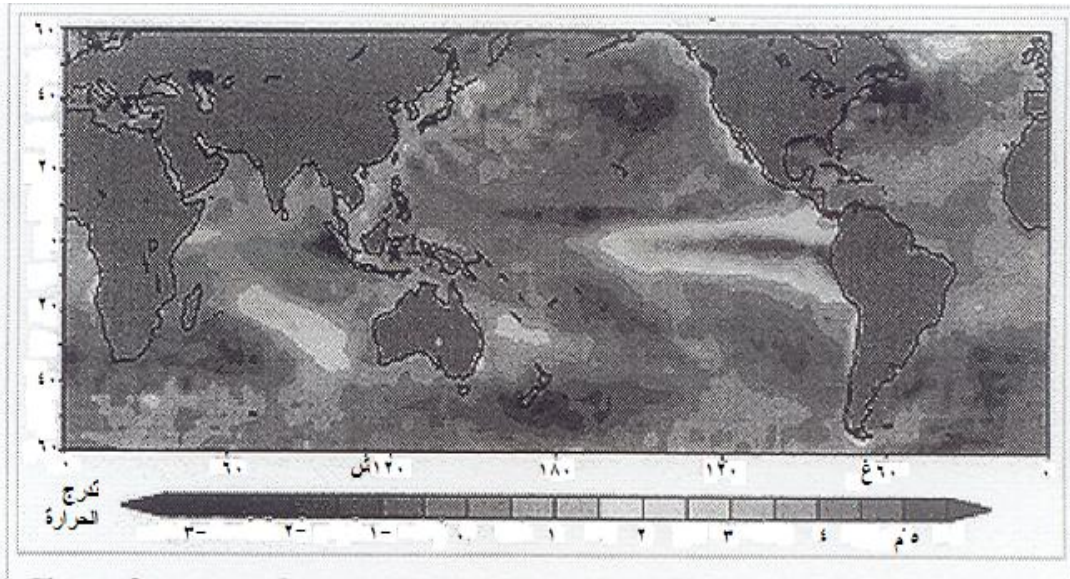
المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
بيلمنا البرازيل	٢٦	٢٦	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٦	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٦,٨
	٣١	٣٥	٣٥	٣٢	٢٥	١٧	١٥	١١	٨٩	٨٤	٦٦	١٥	٢٤٣
	٨	٨	٨	٠	٩	٠	٠	٢	٠	٠	٠	٠	٨
دوالا كامرون	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٦	٢٥	٢٥	٢٥	٢٦	٢٧	٢٧	٢٦,٣
	٦١	٨٨	٢٢	٢٤	٣٥	٤٧	٧١	٧٢	٦٢	٣٩	١٤	٦٠	٤١٠
	٩	٦	٠	٠	٣	٢	٠	٦	٨	٩	٦	٠	٩
سيشل	٢٧	٢٧	٢٧	٢٨	٢٧	٢٧	٢٦	٢٦	٢٦	٢٦	٢٧	٢٧	٢٦,٨
	٤٣	٣٢	٢٣	١٧	١٥	١٣	٦٥	٦٠	١٤	١٣	٢٤	٣٤	٢٤١
	٠	٠	٠	٥	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
سنغافور	٢٦	٢٧	٢٧	٢٧	٢٨	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧
	٢٥	١٧	١٣	١٨	١٧	١٧	١٧	١٩	١٧	٢٠	٢٥	٢٥	٢٣٥
	٢	٣	٣	٨	٣	٣	١	٦	٨	٨	٤	٧	٦
بونتيانك	٢٧	٢٨	٢٨	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٧	٢٧,٧
	٢٧	٢٠	٢٤	٢٧	٢٨	٢٢	٢٦	٢٠	٢٢	٣٦	٣٨	٣٢	٣١٧
	٤	٨	١	٧	٢	١	٥	٣	٩	٦	٩	٣	٨
كولومبو	٢٦	٢٧	٢٧	٢٨	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٧	٢٦	٢٦	٢٦,٩
	٨٨	٩٦	١١	٣٥	٢٦	٢١	١٤	١٢	٣٥	٣٥	١٢	١٧	٢٣٩
	٨	٨	٣	٠	٢	٠	٠	٤	٤	٤	٤	٥	٨
ستاتلي نيل	٢٥	٢٥	٢٥	٢٥	٢٥	٢٤	٢٤	٢٤	٢٤	٢٤	٢٤	٢٤	٢٤,٤
	٧٩	٩٨	١٦	١٣	١٤	٨٤	١٠	٢١	١٨	٢٣	١٦	٦٧	١٦٧
	١	٧	٤	٦	٤	٦	٤	٠	٠	٥	١	١	١

After: Trewartha.

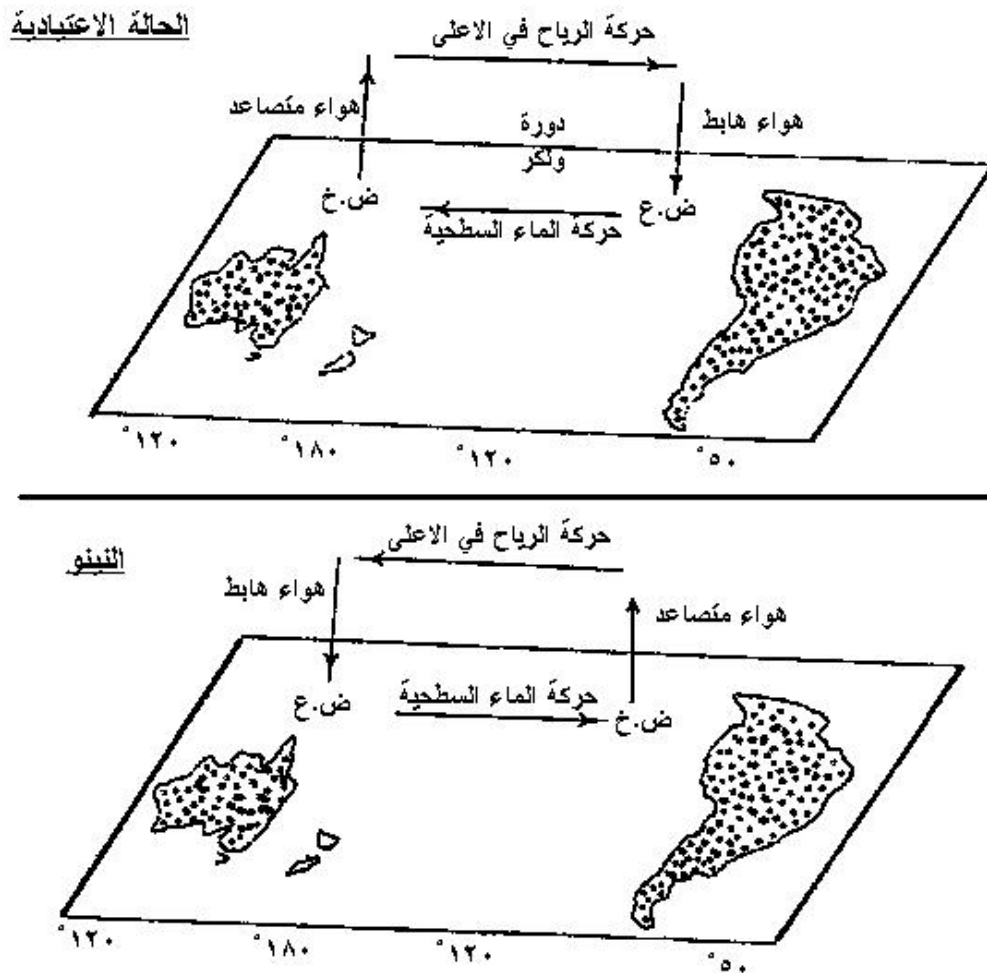
كبيرة من الأسماك تنفق وتطفو على سطح الماء بحيث إن الأسماك النافقة تغطي سطح الماء. اعتقدوا في وقتها إن هناك قوة خفية تقوم بهذا العمل فأطلقوا عليها اسم النينو El-Nino ومعناها بلغتهم الطفل المدلل أو طفل المسيح. وجديدة أنها مناخياً لم تدرس إلا في منتصف القرن الماضي. فقد لوحظ انه في سنة النينو تغزر أمطار صحراء بيرو وتشيلي الساحلية بحيث تتحول إلى جنة خضراء مغطاة بالعشب الأخضر والزهور البرية.

هذه الظاهرة تحدث على خط الاستواء في المحيط الهادي في منطقة التيار الاستوائي الراجع. فالمعروف إن تيار هامبولت البارد هو أكثر التيارات الباردة اقتراباً من خط الاستواء قبل أن ينحرف غرباً ليسير بموازاة خط الاستواء. لذلك يتمتع الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية بمياه التيار البارد إلى قرب خط الاستواء عند دائرة العرض ٥° جنوباً، وعندما ينحرف التيار ليعبر المحيط تبقى مياهه باردة لمسافة طويلة (الشكل ٥-٣). ما يحدث في فترة النينو إن هذا التيار ينقطع ويحل محله التيار الاستوائي الراجع. فتسود مياه دافئة مكان المياه الباردة وإلى دائرة عرض ١٥° جنوباً.

ما هو مصدر هذه المياه الدافئة، هناك رأيان، الأول يقول أن مصدرها التيار الاستوائي الشمالي والذي لسبب ما يعبر خط الاستواء. وهذا الرأي ضعيف لأن التيار الشمالي ينحرف غرباً قبل أن يصل إلى خط الاستواء بحوالي ١٥° دائرة عرض. الرأي الثاني يقول أن الضغط العالي شبه المداري على الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية يقترب من خط الاستواء كثيراً، فيبعث برياح تحرك تيار هامبولت البارد وتسمح له بالاقتراب من خط الاستواء قبل أن ينحرف غرباً. بالمقابل هناك ضغط واطئ يتمركز على سواحل استراليا الشرقية، مما يسمح بجذب الرياح من السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية إلى السواحل الشرقية لأستراليا وإلى جزر اندونيسيا، وهذا ما يعرف بدورة ولكر Walker circulation (انظر الشكل ٥-٤). ودورة



الشكل (٣-٥): صورة بالأشعة تحت الحمراء تبين الشواذ الحرارية في مياه المحيط الهادي عن الحرارة الاعتيادية للماء، يلاحظ إن تيار النينو ترتفع فيه حرارة الماء إلى تقريباً ٥ م عن الاعتيادي



الشكل (٤-٥): دورة ولكر الشكل الأول، الحالة الاعتيادية ارتفاع الضغط على سواحل أمريكا الجنوبية وانخفاضه على سواحل آسيا، الثاني حالة النينو وهو عكس الحالة الاولى.

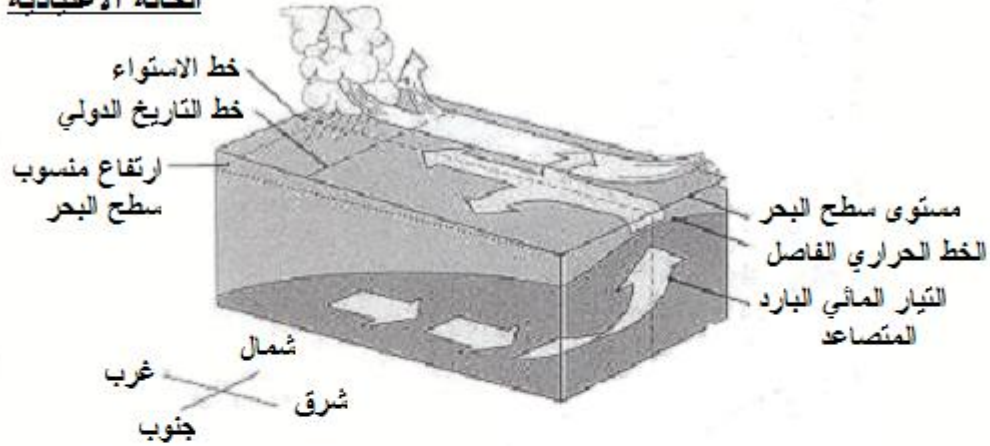
ولكر هي دورة محلية فوق خط الاستواء من المحيط الهادي، حيث إن الضغط الواطئ على دارون استراليا وفوق الجزر الإندونيسية يؤدي إلى تصاعد هواء دافئ مداري إلى ارتفاع معين حيث عندها يتحرك الهواء المتصاعد شرقاً باتجاه ساحل أمريكا الجنوبية الغربي. وفوق هذه السواحل يهبط الهواء مكوناً ضغطاً عالي على سواحل بيرو. إن سبب هذه الدورة هو اختلاف الحرارة بين شرق المحيط الهادي الاستوائي البارد وغرب المحيط الهادي الاستوائي الدافئ. لسبب ما غير معروف لحد الآن تتبدل مواقع الضغط، فيصبح ضغطاً عالياً على سواحل اندونيسيا واستراليا الشرقية، وضغطاً واطئاً على سواحل أمريكا الجنوبية الغربي. أي إن الهواء يتصاعد من الساحل الشرقي للمحيط الهادي وفي الأعلى يتجه غرباً ليهبط فوق الجزر الإندونيسية مكوناً ضغطاً عالياً فوقها، مما يؤدي إلى هبوب الرياح منها باتجاه سواحل أمريكا الجنوبية الغربي. هذا يؤدي إلى انعكاس الدورة الهوائية والتي بدورها تؤدي إلى انعكاس الدورة المائية. فينشط التيار الاستوائي الراجع كثيراً فيوقف تدفق التيار البارد ويقطعه ليحل محله. لذلك يتوقف أولاً التيار البارد ثم يبدأ وصول الماء الدافئ. والدليل هو إن بداية ظاهرة النينو تكون على شكل موجة مائية مرتدة واضحة. هذا التبدل في شكل الدورة يطلق عليه التذبذب الجنوبي Southern Oscillation. حيث يحصل بين فترة وأخرى انقطاع في هذه الدورة ثم تنعكس الدورة كما وضحنا. فاستمرار الدورة يؤدي إلى استمرار المناخ السائد (جفاف وانخفاض الحرارة في الساحل الشرقي للمحيط الهادي، وأمطار وارتفاع الحرارة على الساحل الغربي للمحيط الهادي).

يحدث النينو كل عدة سنوات من كانون الأول إلى آذار نتيجة ضعف تصاعد المياه من الأسفل Upwelling وإحلال مياه دافئة متحركة من الغرب والشمال. وبالنسبة للمياه ففي الحالة الاعتيادية يكون سمك الماء الدافئ قليلاً، بينما سمك الماء البارد كبيراً لذلك فالرياح الهابطة من الساحل تستطيع أن تزيج الطبقة الخفيفة من المياه الدافئة لتتصاعد مكانها مياه باردة من الأعماق. إن استمرار إزاحة المياه من الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية يؤدي إلى تكديس الماء الدافئ على الساحل الشرقي لآسيا واستراليا. لذلك يتكون انحدار في مستوى الماء حيث يكون على الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية انخفاض بحوالي ٤٠ سم. في حالة النينو ونتيجة للموجة الراجعة فإن سمك المياه الدافئة يصبح كبيراً، ولضعف الرياح فلا تزاخ الطبقة الدافئة مما يؤدي إلى انقطاع تصاعد الماء البارد من الأسفل (الشكل ٥-٥). بعبارة أخرى فإن تكديس الماء الدافئ على سواحل شرق آسيا وعندما تتراخي الرياح التجارية يعود وعلى طول خط الاستواء إلى السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية. في هذه الحالة يصبح سمك الماء الدافئ على سواحل أمريكا الجنوبية كبيراً مما يقطع تصاعد الماء البارد من الأسفل. ودائماً عندما تنتهي ظاهرة النينو، تعقبها ظاهرة اللانينا La Nina البنت في اللغة الأسبانية والتي تؤدي إلى عودة المياه الباردة إلى السواحل ولكن بدرجة ابرد بكثير ولفترة معينة. هناك عدة نظريات حاولت أن تفسر حدوث ظاهرة النينو، نجلها بما يأتي:

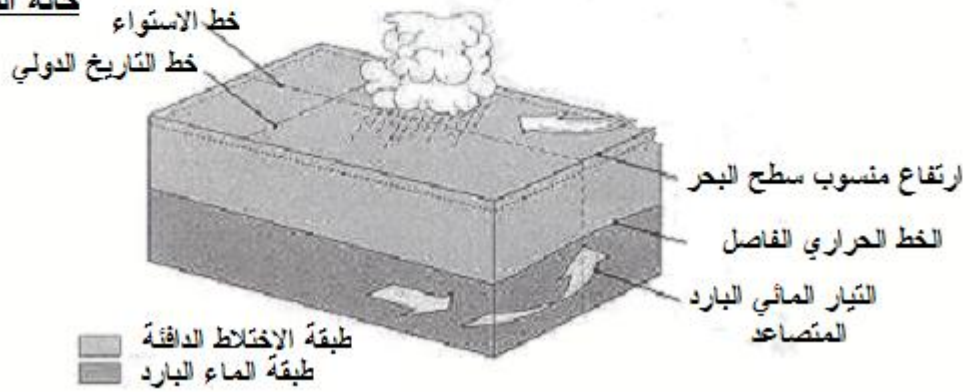
(١) نظرية تراخي وخمول الرياح التجارية: الرياح التجارية في غرب أمريكا الجنوبية لا تهب بنفس القوة دائماً، وإنما هناك فترات تضعف فيها قوة هذه الرياح. إن ضعف قوة الرياح ينتج عنه ضعف في إزاحة الماء الدافئ السطحي قرب سواحل بيرو مما يؤدي إلى تسخين عالي للمياه، قد ينتج عنه انخفاض في الضغط فوق المياه. كما إن هذا الضعف يؤدي إلى انعدام القوة التي تحجز المياه الدافئة على سواحل آسيا، مما يسمح لهذه المياه الدافئة بالانسياب شرقاً باتجاه ساحل أمريكا الجنوبية الغربي (الشكل ٥-٥).

(٢) دورة ولكر والتذبذب الجنوبي: هي نظرية تفسر سبب تراخي الرياح التجارية. فاختلاف الضغط بين الساحل الغربي لأمريكا الجنوبية والساحل الشرقي لآسيا يفسر سبب نشاط الرياح التجارية. إن اختلاف هذا الضغط يؤدي إلى تراخي وضعف هذه الرياح ثم انقطاعها. فالتغيير الحاصل في دورة ولكر بسبب التذبذب الجنوبي يؤدي إلى تغيير هبوب الرياح فتصبح غربية بدلاً من شرقية، مما يؤدي إلى دفع المياه من سواحل آسيا إلى سواحل أمريكا الجنوبية وبذلك

الحالة الاعتيادية



حالة النينو



الشكل (٥-٥): الشكل الأول يبين الحالة الاعتيادية عندما تكون الرياح شرقية فتدفع الرياح المياه السطحية غرباً. الثاني يبين حالة النينو حيث يصبح سمك المياه الدافئة قرب سواحل بيرو كبيراً وتصبح المياه الباردة عميقة.

تبدل المياه الباردة على تلك السواحل بمياه دافئة تمنع تصاعد الماء من الأسفل فتقتل الأسماك لقلة المواد الغذائية المتوفرة.

(٣) اختلاف في موازنة الطاقة المحلية بسبب تقدم اضطرابات من النصف الشمالي: يقترح ليتو إن انتقال الاضطرابات من النصف الشمالي عبر خط الاستواء بين حين وآخر قد يكون هو العملية التي تؤدي إلى إطلاق العملية برمتها. حيث أن تزايد سقوط الأمطار على سواحل الإكوادور وبيرو الجافة يؤدي إلى استهلاك كمية كبيرة من الطاقة لتبخير الماء من التربة. إن استهلاك هذه الطاقة يؤدي إلى تقليل الطاقة المخصصة للتوصيل الجاف مما يؤدي إلى ضعف الرياح نتيجة قلة التبخر في درجات الحرارة. وضعف الرياح يقلل من تصاعد الماء البارد من الأعماق مما يؤدي إلى انقطاعه بسبب غزو المياه الدافئة من شمال خط الاستواء. إن وجود الماء الدافئ قرب السواحل ينشط التبخر ويساعد على زيادة سقوط الأمطار.

(٤) حوائث مؤثرة على الطقس: يمكن لأية ظاهرة مؤثرة على الطقس أن تحول الحالة إلى شيء ملائم لبدء النينو. فمثلاً انفجار بركان أو أي ظاهرة طقس من خارج المنطقة.

تؤثر ظاهرة النينو على زيادة الأمطار وارتفاع الحرارة على ساحل بيرو والإكوادور، مما يؤدي إلى فيضانات عندما تكون الظاهرة شديدة. تشهد جنوب البرازيل وشمال الأرجنتين مناخاً أكثر رطوبة من المعتاد في الربيع وبداية الصيف، كما تشهد وسط التشيلي شتاءً معتدلاً وأمطاراً غزيرة. طقس أكثر حرارة وجاف بعض الشيء يشهده حوض الأمازون. حالة جفاف تشهدها اندونيسيا والفلبين وشمال استراليا. وهناك تأثيرات غير مباشرة للنينو على مناطق أبعد.

التوزيع الجغرافي للإقليم الاستوائي Af Rainy Equatorial Distribution

يظهر هذا الإقليم بشكل واضح حول خط الاستواء، حيث لا يتعدى دائرة عرض ١٠° شمالاً وجنوباً إلا في حالات قليلة. ينتهي هذا الإقليم في شرق القارات بالإقليم Cf بينما في الوسط والغرب ينتهي بالإقليم Aw. يظهر هذا الإقليم في وسط إقليم الأمازون في أمريكا الجنوبية وعلى الساحل الشرقي للبرازيل والأرجنتين ولكن بشكل ضيق جداً. كما يظهر في وسط حوض الكونغو في أفريقيا، وفي معظم الجزر الاندونيسية (الخريطة ٥-٢). يظهر كذلك في الساحل الشمالي الغربي لأمريكا الجنوبية، والسواحل الشرقية لأمريكا الوسطى، وفي جنوب المكسيك. كما يظهر على السواحل الشرقية لجزيرة مدغشقر في أفريقيا. من شواذ هذا الإقليم وجود منطقة في أقصى شمال شرق البرازيل تكون أمطارها الشتوية أغزر من أمطارها الصيفية. ويعود السبب في ذلك إلى تقدم الضغط العالي شبه المداري صيفاً إلى هذه المنطقة مما يمنع التكاثف. وعند ابتعاده في الشتاء يتاح للمنطقة الحصول على معظم أمطارها.

٢-٢-٥ المناخ المداري وفصل جاف قصير (الموسمي) Am

Tropical Short Dry Season (Monsoon)

لم يستطع كوبن في تصنيفه أن يعبر عن المناخ الموسمي التقليدي خير تعبير. فالمناخ الموسمي المعروف تقليدياً، هو المناخ الذي يخضع لسيطرة الرياح الموسمية والتي تبدل اتجاهها بشكل معاكس تقريباً بين الصيف والشتاء. وغالباً ما تعتبر جنوب آسيا وشرق أفريقيا وشمال استراليا من المناطق التي تخضع لهذا المناخ والذي تعبر عنه أفضل تعبير. لكن كوبن في سعيه لإعطاء شخصية مستقلة لهذا المناخ، فانه استخدم معيار الأمطار وقصر فترة الجفاف للتعبير عن هذا المناخ. وهذا إخفاق واضح، لأنه ليس بالضرورة أن يكون المناخ الموسمي غزير الأمطار، وكذلك فان فترة جفافه طويلة وليست قصيرة. لان الرياح الشمالية الشرقية التي تهب في فصل الشتاء على هذه المناطق في نصف الكرة الشمالي تستمر لأكثر من أربعة أشهر وهي جافة. لذلك احتل المناخ الموسمي حسب تعريف كوبن مناطق لا تخضع للرياح الموسمية، بل يمكن تسميتها بأنها مناطق ذات أمطار غزيرة جداً قد تفوق أمطار الإقليم Af أو تساويه ولكنها تختلف عنه في أن محطات هذا الإقليم يقل المطر فيها عن ٦٠ ملم لفترة شهر أو شهرين ولا يزيد عن أربعة أشهر. أن فترة الجفاف القصيرة هذه جعلت غابات المنطقة اقل كثافة وتنوعاً. لذلك أصبحت هذه المناطق عبارة عن منطقة انتقالية بين المناخ الاستوائي Af ومناخ السفانا Aw.

من ملاحظة محطات هذا الإقليم (الجدول ٥-٢) يتضح أن درجات الحرارة لا تختلف عن الإقليم السابق، كما أن المدى الحراري السنوي واطئ جداً. ويبقى في محطات هذا الإقليم المدى الحراري اليومي اكبر بكثير من المدى الحراري السنوي. لذلك يتداخل هذا الإقليم مع الإقليم الاستوائي وبذلك ينحصر بين دائرتي عرض ٢٥° شمالاً وجنوباً وخط الاستواء. أن الفرق الكبير والواضح بين هذا الإقليم والإقليم الاستوائي Af هو في سقوط الأمطار. وكما أسلفنا سابقاً فان الكمية السنوية للأمطار قد تزيد أو تتساوى في هذا الإقليم مع الإقليم

الجدول ٥-٢: معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات استوائية Am

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
مناوس البرازيل	٢٦	٢٦	٢٦	٢٦	٢٦	٢٧	٢٧	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٧	٢٦,٨
مانايلا	٢٦	٢٦	٢٧	٢٨	٢٩	٢٨	٢٨	٢٧	٢٨	٢٧	٢٦	٢٦	٢٧,٢
القلبين	٢٣	١٣	١٨	٣٣	١٣٠	٢٥٤	٤٣٤	٤٢٢	٣٥٦	١٩٣	١٤٥	٦٦	٢٠,٨٧
بيابيز هندوراس	٢٤	٢٥	٢٦	٢٦	٢٨	٢٨	٢٨	٢٨	٢٨	٢٦	٢٦	٢٣	٢٦,٣
	١٢٥	٦٤	٣٩	٣٧	١٦	٢٢٣	٢٣٥	٢٠٨	٢٣٠	٢٧٠	٢٥٠	١٥٤	١٨٥١

After: Trewartha.

الاستوائي، ولكن الفرق الكبير هو أن هذا الإقليم يتميز بوجود شهر أو شهران أو ثلاثة تقل فيها الأمطار عن ٦٠ ملم. وفي جو حار وأشجار ضخمة فإن انخفاض الأمطار عن ٦٠ ملم يعتبر جفافاً. ولكن غزارة الأمطار في بقية أشهر السنة يساعد على احتفاظ التربة برطوبتها مما يساعد على استمرار سيادة الغابات ونوعية الأشجار، إلا إنها تكون أقل كثافة وأقل تنوعاً. أن السبب في جفاف بعض الأشهر يعود إلى تأثير هذا الإقليم بالاقتراب المفاجئ للضغط العالي شبه المداري من حدود هذا الإقليم، ودائماً ما يكون هذا الاقتراب في فصل الشتاء. وهناك مناطق مثل وسط وشرق حوض الأمازون حيث تتأثر في بعض أشهر الشتاء بغزوات للرياح القطبية التي عندما تصل إلى المنطقة فإنها تتعدل حرارياً، ولكنها تبقى أبرد من الرياح السائدة في المنطقة مما يقلل من فرص تساقط الأمطار في هذه الأشهر. كما أن المناطق في آسيا تخضع لهبوب الرياح الموسمية حيث تكون رياحها شتاءً قليلة الرطوبة مما يدفع إلى جفاف بعض الأشهر للمناطق القريبة من خط الاستواء. وتظهر الأعاصير المدارية بكثرة في هذا الإقليم.

الأعاصير المدارية Tropical cyclone :

لها تسميات عدة ففي أمريكا الشمالية تسمى Hurricane وفي خليج البنغال تسمى Cyclone وفي سواحل الصين واليابان تسمى Typhoon. الظاهرة هي انخفاض شديد في الضغط الجوي فوق الماء قد يصل أحياناً إلى ٨٥٠ مليبار، ينتج عنه كميات هائلة من الغيوم وحركة هواء دوارة ورعد وبرق شديداً وتتحرك من الشرق إلى الغرب. تحدث الظاهرة قرب خط الاستواء وليس عليه. ولكي تحدث الظاهرة لابد من توفر الشروط الآتية:

(١) أن تكون درجة حرارة الماء السطحي ٢٧ م أو أكثر ولعمق ٥٠ متراً. لوحظ أنه في هذه الدرجة تتزايد حدة التبخر من الماء، ولأن الحرارة الكامنة في بخار الماء وبعد أن تتحرر بالتكاثف هي الوقود اللازم لأدامة هذه الظاهرة، فلا بد أن يكون إضافة بخار الماء إلى الهواء كبيراً.

(٢) حالة الجو العليا تساعد على حدوث الإعصار، حيث يجب أن يكون تناقص الحرارة بالارتفاع كبيرة بحيث يبقى الهواء المتصاعد أدنى من الهواء المجاور له.

(٣) لا تحدث الظاهرة بين دائرتي عرض ١٠ شمالاً وجنوباً. لأن الإعصار يحتاج إلى حركة دوران للهواء، وقرب خط الاستواء تنعدم قوة كوريولس الضرورية لتدوير الهواء.

(٤) وجود اضطرابات طقس محليّة قبل حدوث الظاهرة. هذه الحالة يوفرها وجود الأمواج الهوائية المدارية، وهي اضطراب طقس لعاصفة مدارية مع برق ورعد غير دوارة وتوجد بكثرة في المناطق المدارية.

(٥) عدم وجود قطع هوائي Wind shear (تبدل في سرعة الهواء بالارتفاع)، فوجود قطع هوائي يعرقل تطور الإعصار المداري.

تتوفر هذه الشروط غالباً بين دائرتي عرض ١٠- ٢٠ ° شمالاً وجنوباً. وقد تحدث الأعاصير حتى في حالة عدم توفر الشروط، إلا أن حدوثها يكون نادراً. لذلك فالأعاصير تتكون في منطقة المناخ الاستوائي، وتؤثر على مناخات العروض الوسطى. يوصف الإعصار المداري بأنه ماكينة ضخمة لنقل الطاقة من العروض المدارية إلى العروض الوسطى. حيث إن الوفود الأساسي للإعصار هي الطاقة المحررة من تكاثف بخار الماء.

تتكون الظاهرة في المسطحات المائية المدارية، وتبدأ عندما يكون هناك تبخر شديد من سطح الماء ما يلبث إلا أن يتصاعد ويتكاثف. الطاقة المحررة من التكاثف تكون هائلة لذلك يبقى الهواء المتصاعد أدنى بكثير من الهواء المحيط به فيستمر بالتصاعد مكوناً غيوم تراكمية مزنية. في هذه المرحلة يسمى المنخفض المداري Tropical depression حيث الغيوم الكثيفة والبرق والرعد وسرعة الهواء لا تتجاوز ٦٢ كم/ ساعة. استمرار العملية يؤدي إلى ظهور عاصفة مدارية Tropical storm تتميز بسرعة هواء بين ٦٢- ١١٧ كم/ ساعة. في هذه المرحلة تبدأ العاصفة تأخذ شكلها المعتاد، لكن بدون عين. الإعصار المداري يسمى كذلك عندما تصل سرعة الهواء إلى أكثر من ١١٧ كم/ ساعة. في هذه المرحلة تبدأ عين الإعصار بالتكون حيث إن شدة تصاعد الهواء يترك ضغطاً منخفضاً جداً على السطح مما يؤدي إلى تزاحم دخول الهواء المجاور إلى مركز الضغط الواطئ. هذا التزاحم يترك عيناً في الوسط، يعتمد حجم هذه العين على حجم الظاهرة، فتتراوح مساحة العين بين ٥ كم إلى ٢٠٠ كم (الشكل ٥-٦). عين الإعصار هي منطقة هواء هادئ، ولكن في جدار العين قد تصل سرعة الرياح إلى ٣٠٥ كم/ ساعة.

تتحرك الأعاصير المدارية شرقاً، وقد تعبر دائرة العرض ٢٠ °، حيث يكون الماء ابرد وعندها يسمى الإعصار بإعصار فوق المداري Extratropical cyclone. يظهر الإعصار فوق المداري على شكل فارزة (٥). القوة التدميرية للأعاصير من سرعة الرياح الشديدة ومن غزارة الأمطار التي تكون فيضانات هائلة. الأعاصير فوق مدارية تبقى خطيرة، رغم إنها تحركت فوق مياه باردة. وتصنف الأعاصير من حيث الشدة إلى خمسة أصناف، الصنف الأول أضعفها والخامس أشدها. يتكون الإعصار من الأجزاء الآتية:

- (١) **ضغط سطحي منخفض يدور حوله الهواء**، حيث يعتبر الضغط المنخفض في الإعصار أخفض ضغط مسجل على الأرض عند مستوى سطح البحر.
- (٢) **مركز هواء دافئ**، حيث إن الإعصار يتكون من تحرر الطاقة من تكاثف بخار الماء، لذلك يكون الهواء في الإعصار دائماً أدنى من الهواء المجاور.
- (٣) **أمطار غزيرة وبرق ورعد كثيف حول مركز الإعصار.**
- (٤) **عين الإعصار**، وهي منطقة هواء خفيف وهبوط هواء وخالية من الغيوم.
- (٥) **جدران العين**، وهي عبارة عن اعنف جزء في الإعصار، تتكون من جدران من الغيوم المحيطة بالعين.
- (٦) **دورة هواء إلى الخارج**، حيث تتجه حركة الهواء في الأعلى بعيداً عن الإعصار. في الأسفل تكون حركة الهواء حول الضغط المنخفض، وعندما يرتفع الهواء إلى الأعلى فإنه يضعف ويتحول إلى ضغط عالي مما يعكس حركة الهواء فتصبح بعيداً عن المركز.

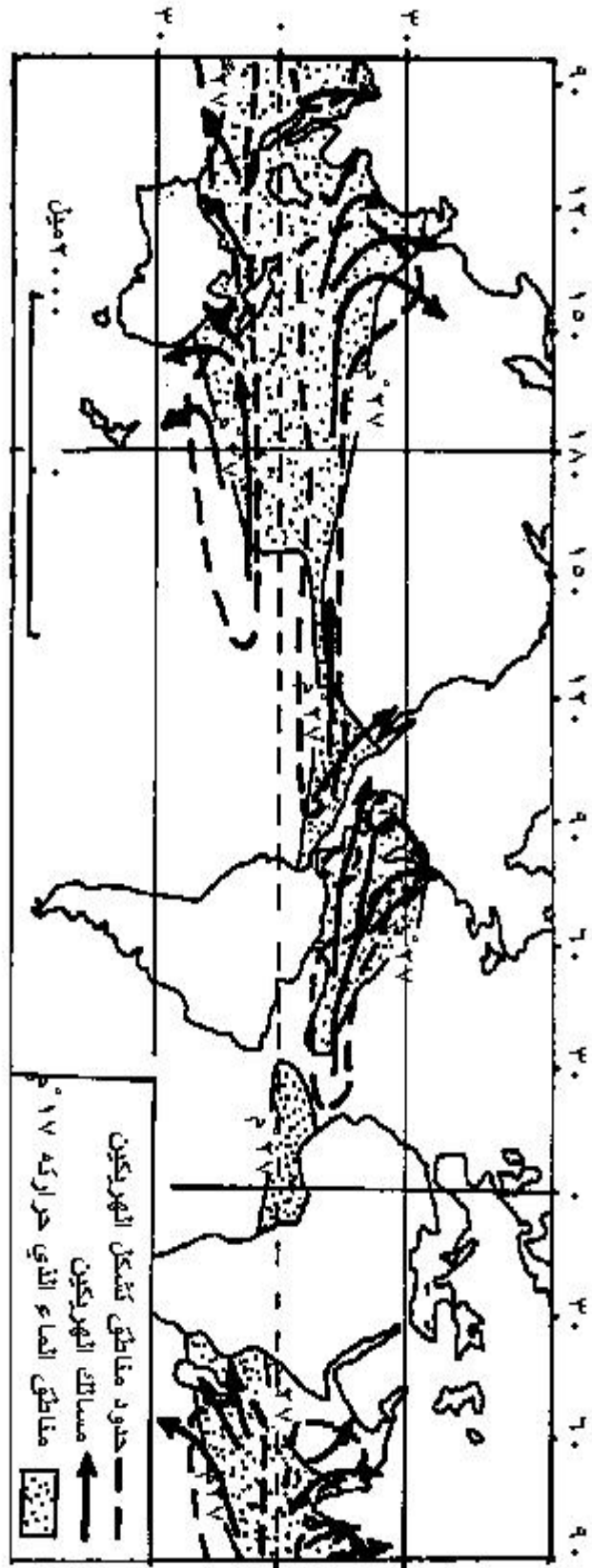
يتبدد الإعصار إذا حدثت له إحدى الأمور الآتية:

- (١) **إذا تحرك إلى اليابس**، حيث تنقطع عنه الطاقة. ذكرنا إن مصدر طاقة الإعصار هي الحرارة المولدة من التكاثف، وعلى اليابسة لا يتزود الإعصار ببخار الماء مما يؤدي إلى سرعة تحلله وموته. ويموت الإعصار بشكل أسرع إذا كانت اليابسة منطقة جبلية، لأن الجبال ابرد من الأرض المستوية، وفي هذه الحالة فإن الأمطار الساقطة من الإعصار تكون غزيرة على الأرض أو الجبال، وقد تؤدي إلى فيضانات أو انزلاقات التربة في المناطق الجبلية.



الشكل (٥-٦): عين الإعصار وتظهر واضحة على شكل منطقة خالية من الغيوم.

- (٢) إذا بقي في مكانة لفترة طويلة وبذلك يستهلك كل الطاقة في المنطقة.
- (٣) إذا صادفه قص هوائي في الأعلى (تغير في سرعة الهواء) مما يؤدي إلى تبديد الهواء المتصاعد إلى أماكن أخرى فيفقد طاقته.
- (٤) إذا كان ضعيفاً بحيث يمكن احتوائه بواسطة ضغط منخفض اعتيادي، حيث عندها يصبح جزءاً من الضغط المنخفض وعلى مساحة واسعة فيتحول إلى عاصفة رعدية غير دوارة.
- (٥) إذا تحول إلى منطقة مياه باردة. ليس من الضروري أن يتبدد في هذه الحالة ولكن يمكن أن يضعف ويفقد صفات الإعصار المداري ويتحول إلى عاصفة فوق مدارية قد تبقى عفيفة.
- وقد فشلت جميع المحاولات الاصطناعية لتبديد الإعصار أو تقليل شدته أو تقليل الأمطار الناتجة عنه. لذلك فإن أضرار الإعصار مازالت كبيرة. وتأتي أضرار الإعصار من الرياح الشديدة السرعة، أكثر من ١١٧ كم/ساعة، ومن الأمطار الغزيرة، وارتفاع منسوب مياه البحر، ومن احتمال ظهور التورنادو مع الإعصار على اليابس.
- هناك ٨٠ إعصار مداري يولد سنوياً، معظمها ٨٧٪ بين ١٠-٢٠ ° شمالاً وجنوباً، أي ضمن منطقة الجبهة المدارية ITCZ (الشكل ٥-٧). تحدث الأعاصير المدارية في نهاية الصيف وبداية الخريف، عندما يكون الماء في أعلى درجات حرارته. ومع ذلك لكل إقليم وقته، ففي شمال الأطلسي وشمال شرق المحيط الهادي يحدث بين ١ حزيران إلى ٣٠ تشرين



الثاني وقمة الحدوث في أيلول. شمال غرب المحيط الهادي يحدث طوال العام، ولكن قمة الحدوث في أيلول. في حوض المحيط الهندي الشمالي يحدث بين نيسان إلى كانون الأول، ولكن قمة الحدوث في أيار وتشترين الثاني. أما في النصف الجنوبي فانه يظهر بين نهاية تشترين الأول إلى أيار، وقمة حدوثة في منتصف شباط إلى بداية آذار. وفيما يأتي مناطق حدوثة:

- ١- **غرب المحيط الهادي الشمالي:** ويؤثر على الصين واليابان والفلبين وتايوان. هذا الإقليم من أكثر أقاليم حدوث الأعاصير حيث تسجل فيه ثلث عدد الأعاصير في العالم.
- ٢- **شرق المحيط الهادي الشمالي:** ويؤثر على غرب المكسيك وجزر هاواي وفي حالات نادرة على كاليفورنيا. وهو ثاني موقع من حيث عدد الأعاصير.
- ٣- **جنوب غرب المحيط الهادي:** ويؤثر على استراليا وجزر المحيط الهادي.
- ٤- **شمال المحيط الهندي:** ويقسم إلى منطقة خليج البنغال بحر العرب. الأعاصير في خليج البنغال أكثر منها في بحر العرب ب ٥ إلى ٦ أضعاف. تؤثر هذه الأعاصير على الهند وبنغلاديش سيريلانكا وتايلاند وبورما وباكستان. ونادراً جداً ما تؤثر على الجزيرة العربية.
- ٥- **جنوب شرق المحيط الهندي:** تؤثر على استراليا واندونيسيا.
- ٦- **جنوب غرب المحيط الهندي:** يؤثر على مدغشقر وموزنبيق وموريسيوش وكينيا.
- ٧- **حوض شمال الأطلسي:** وعدد الأعاصير يتراوح بين ٢٠ إلى ١ فقط في السنة والمعدل السنوي ١٠. يؤثر على الساحل الشرقي للولايات المتحدة والمكسيك وجزر الكاريبي وأمريكا الوسطى وسواحل كندا الشرقية. وهناك مناطق يحدث فيها الإعصار ولكن بشكل نادر جداً وهي غير متوقعة:
- ١- **جنوب المحيط الأطلسي:** بسبب برودة الماء، وعدم وجود جبهة مدارية، وكذلك عدم وجود قص هوائي في الأعلى، لا يحدث الإعصار المداري. حدثت عواصف مدارية ثلاثة فقط في هذه المنطقة.
- ٢- **وسط المحيط الأطلسي الشمالي:** القص الهوائي يمنع تكون الأعاصير، ولكنة يتأثر بالأعاصير التي تتكون في أماكن أخرى من المحيط.
- ٣- **البحر المتوسط:** ظهرت فيه بعض العواصف الشديدة، وهناك نقاش هل إنها أعاصير مدارية أم لا.

التوزيع الجغرافي لإقليم المناخ الموسمي Am

Geographical Distribution of Short Dry Season Climate

من الصعب وضع حدود لهذا الإقليم تفصله عن إقليم Af. بل أن بعض الباحثين اعتبره إقليم واحد مثل تريورثا حيث أعطاه رمزاً موحداً (Ar) ليشمل كلا من Af و Am حسب تصنيف كوبن. ولكن خريطة كوبن الأصلية ظهر فيها الإقليمين (خريطة ٥-٢). ان صعوبة الفصل بينهما تنبع من ان شروطهما متشابهة الى حد ما، فالإقليم Am تقل امطاره عن ٦ سم لشهر الى ثلاثة اشهر، وبذلك سيكون متصل بالإقليم Af واحياناً يحيط به من كل الجهات. كما ان اشجاره استوائية ولكنها اقل كثافة بقليل من الاقليم الاول. يوجد هذا الإقليم في شرق ووسط حوض الامزون، وعلى الساحل الشمالي لأمريكا الجنوبية، حيث يشمل شمال البرازيل، وغويانا، وغويانا الفرنسية، وسورينام. كما يظهر في الأجزاء الساحلية من ليبيريا وسيراليون في أفريقيا. أما في آسيا، فيظهر على السواحل الشرقية للجزر الإندونيسية، وفي الفلبين، وفي سيريلانكا، والساحل الشرقي للهند (ساحل مالابار). وابعد امتداد له في آسيا في شبه جزيرة الهند الصينية (بورما وتايلاند). كما يظهر في جنوب جزيرتي تايوان وهينان الصينيتان، وجنوب كمبوديا، وشرق فيتنام.

٥-٢-٣ المناخ المداري الرطب – الجاف (مناخ السفانا) Aw

Tropical wet and Dry Climate (Savanna Climate)

يقع بين دائرتي عرض ١٠-٢٥° شمال وجنوب خط الاستواء، وقد يصل إلى ٣٠° في آسيا، وهو الإقليم الثالث والأخير من الأقاليم الاستوائية A. يختلف هذا الإقليم عن الإقليمين السابقين في عدد من النقاط، فهذا الإقليم يتأثر بالكتل الهوائية الاستوائية mE والمدارية البحرية mT خلال فصل الصيف عندما تتحرك انطقه الضغط إلى شمال موقعها. حيث أن تحرك الجبهة المدارية ITCZ إلى هذا الإقليم صيفاً يعد المسئول عن غزارة الأمطار. أما في فترة الشتاء، فإن الإقليم يخضع لسيطرة الكتلة المدارية القارية cT، مما يؤدي إلى الجفاف أو قلة سقوط الأمطار. وفي آسيا يتأثر هذا الإقليم بهبوب الرياح الموسمية. أن السبب الأساسي في جفاف شتاء هذا الإقليم ورطوبة الصيف هو؛ أن ارتفاع درجة حرارة الصيف يدفع بالجبهة المدارية ITCZ للتحرك شمال خط الاستواء فتصل إلى أقصى تحرك لها في تموز وآب في النصف الشمالي. أن هذا التحرك يسحب معه الكتل الاستوائية mE والمدارية البحرية mT مما يساعد على سقوط الأمطار الغزيرة على هذه المناطق في هذا الفصل مشابهة للأمطار الاستوائية. أما في الشتاء، فإن تحرك انطقه الضغط إلى جنوب موقعها يجعل المنطقة قريبة من حافات هذا الضغط، وبذلك تخضع المنطقة للرياح التجارية الجافة التي تتكون من الكتلة الهوائية المدارية القارية cT مما يمنع أو يقلل كثيراً من سقوط الأمطار.

درجة الحرارة في هذا الإقليم لا تختلف كثيراً عن الإقليمين السابقين، حيث إنها مرتفعة طول العام ولا تنخفض عن ١٨° م. ولكن المدى الحراري السنوي لهذا الإقليم هو أكبر من المدى الحراري للإقليمين السابقين. ورغم أنه قد لا يزيد عن ١٢° م، إلا أن من الواضح أنه أكبر (انظر أرقام المحطات في الجدول ٥-٣). ويستمر المدى الحراري اليومي أكبر من المدى الحراري السنوي. أن السبب في ارتفاع المدى الحراري السنوي يعود إلى أن الفصل الجاف تكون الشمس فيه ساطعة حيث السماء خالية من الغيوم مما يتيح لأكثر كمية ممكنة من الإشعاع الشمسي الوصول إلى الأرض مما يرفع من درجة حرارة هذا الإقليم، وخاصة في الفترة التي تسبق فصل سقوط الأمطار. أما في الشتاء، فقد يتعرض هذا الإقليم إلى غزوات الهواء البارد حيث أنه يقع على حدود الإقليم الاستوائي وبذلك تنخفض درجة الحرارة قليلاً في الشتاء، رغم أنها لا تنخفض عن ١٨° م. وبهذا يصبح المدى الحراري السنوي أكبر من الإقليمين السابقين. لذلك يمكن القول أن الحرارة في هذا الإقليم يمكن تقسيمها إلى ثلاثة حالات مختلفة وهي؛ الفصل المعتدل الجاف (الشتاء)، الفصل الحار الجاف (الربيع وبداية الصيف)، الفصل الحار الرطب (الصيف والخريف). ففي فصل الشتاء وعندما يقترب الضغط العالي المداري من حدود الإقليم، تصبح السماء صافية ويقل سقوط المطر كثيراً أو ينقطع، وقد تتعرض المنطقة إلى غزوات من الهواء البارد من شمالها في النصف الشمالي ومن جنوبها في النصف الجنوبي. كل هذا يؤدي إلى خفض واضح في درجات الحرارة، فينخفض المعدل الشهري إلى ٢٠° م في عنتيبي (أوغندا)، وإلى ٢١° م في كورمبا (البرازيل)، وإلى ١٨° م في كلكتا (الهند). يستمر هذا الفصل من ثلاثة إلى أربعة أشهر، ثم تبدأ درجة الحرارة بالارتفاع المفاجئ بعد الانقلاب الربيعي، حيث تقترب الشمس من سمت أكثر والسماء ما زالت صافية وأكبر كمية ممكنة من الإشعاع الشمسي تصل إلى الأرض، فترتفع درجات الحرارة إلى أعلى معدلاتها في آذار ونيسان وأيار في نصف الكرة الشمالي، وأيلول وكتانون الأول والثاني في نصف الكرة الجنوبي. فقد سجلت بومباي (الهند) ٢٩° م، وفيراكروز (المكسيك) ٢٧° م، وكورمبا (البرازيل) ٢٧° م، وداروين (أستراليا) ٢٩° م، وكلكتا (الهند) ٣٠° م. في الانقلاب الصيفي أو بعده بشهر تبدأ الأمطار بالسقوط فتتبدل السماء بالغيوم معظم أجزاء اليوم، لذلك تنخفض الحرارة نسبياً بسبب الغيوم الكثيفة والأمطار الساقطة. تسجل بومباي ٢٧° م، وفيراكروز ٢٧° م، وداروين ٢٧° م، وكورمبا ٢٦° م، وكلكتا ٢٧° م. من هذا الاستعراض يتضح أن صيف هذا الإقليم يكون في الربيع، أي قبل فصل سقوط الأمطار الصيفي

الجدول ٥-٣: معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات استوائية Aw

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
برازافيل	٢٦	٢٦	٢٦	٢٦	٢٥	٢٣	٢٢	٢٣	٢٣	٢٦	٢٦	٢٥	٢٥
	١٢	١٨	١٨	٢١	١٣	٢	١	٢	٣٣	١٤	٢٢	١٣	١٣٧
عين تيبية	٢٢	٢٢	٢٢	٢٢	٢٢	٢١	٢١	٢١	٢١	٢١	٢٢	٢٢	٢١,٧
	٧٩	١٧	١٨	٢٨	٢٧	١٣	٧٣	٨٤	٧٧	٨٤	١٣	١١	١٥٧
	٠	٠	٩	٧	٩	٠	٩	٩	٧	٧	٧	٤	٣
بومباي	٢٤	٢٥	٢٧	٢٩	٣٠	٢٩	٢٨	٢٧	٢٧	٢٨	٢٨	٢٦	٢٧,٣
	٢	١	٠	٣	١٦	٥٢	٧٠	٤١	٢٩	٨٨	٢١	٢	٢٠,٧
	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
هافانا	٢١	٢٢	٢٣	٢٤	٢٥	٢٦	٢٧	٢٧	٢٧	٢٥	٢٣	٢٢	٢٤,٤
	٥١	٣٦	٥٤	٥٣	١٥	١٣	٩٣	١٠	١٦	١٨	٧٢	٦٤	١١٦
	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
ريوديجانير	٢٦	٢٦	٢٦	٢٤	٢٢	٢١	٢١	٢١	٢١	٢٢	٢٣	٢٤	٢٣,٢
و	١٣	١٣	١٣	١٢	٧٣	٤٤	٤٣	٤٣	٥٣	٧٤	٩٧	١٢	١٠,٧
	٦	٧	٣	٦	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
فيراكروز	٢١	٢٢	٢٣	٢٥	٢٧	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٨	٢٦	٢٤	٢٥,١
	٢٢	١٦	١٤	١٩	٦٥	٢٦	٣٥	٢٦	٣٥	١٧	٧٦	٢٦	١٦٥
	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
كورومبا	٢٧	٢٧	٢٦	٢٥	٢٣	٢٢	٢١	٢٣	٢٥	٢٦	٢٧	٢٧	٢٤,٩
	١٧	١٥	١٢	٧١	٦٢	٣٥	٢٨	٢٠	٥٢	٨٥	١١	١٤	١٠,٦
	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
دارون	٢٨	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٥	٢٥	٢٦	٢٨	٢٩	٢٩	٢٩	٢٧,٥
	٣٤	٣٣	٢٧	١٢	٩	١	٢	٥	١٧	٦٦	١٥	٢٣	١٥٦
	١	٨	٤	١	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠
كلكتا	١٨	٢١	٢٦	٢٩	٣٠	٢٩	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٢	١٨	٢٥,٣
	١٠	٢٧	٣٤	٤٩	١٢	٢٧	٢٩	٢٨	٢٢	١٠	١٢	٥	١٤٣
	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠	٠

After: Trewartha.

وارتفاع الشمس إلى أعلى ارتفاع لها.

أما أمطار هذا الإقليم، فكما ذكرنا سابقاً فإنها تختلف عن أمطار الإقليمين السابقين بأنها أقل كمية من حيث المجموع السنوي، كما إنها تتميز بسقوطها في فصل الصيف وانقطاعها أو قلتها بشدة في فصل الشتاء. فصل الجفاف في هذا الإقليم طويل قد يستمر إلى ستة أشهر. وطبعاً فصل الجفاف يكون قصيراً في المناطق المتاخمة لإقليمي Af و Am وكذلك تكون كمية الأمطار جيدة. تقل الأمطار ويطول فصل الجفاف كلما اتجهنا باتجاه القطب. وهذا يشير إلى أن الضغط العالي شبه المداري هو العامل المتحكم في طول فصل الجفاف، كما أن أجزاء كبيرة منها تخضع للنظام الموسمي في هبوب الرياح. لذلك يعتبر هذا الإقليم انتقالياً إلى الإقليم الصحراوي الذي يحادده في وسط وغرب القارات. يتميز الفصل المطير بأن أمطاره متذبذبة بين سنة وأخرى، فقد تصل نسبة التذبذب في الأمطار إلى ٢٥٪ من كميتها السنوية مما يترتب عليه أضرار اقتصادية كبيرة. أما طبيعة الأمطار فهي كالأمطار الاستوائية تتكون من تصاعد الهواء نتيجة التسخين الشديد مما يؤدي إلى سقوط أمطار تصاعدية سريعة في وقت قصير وبكميات كبيرة. أن فصل الجفاف الطويل يجعل نباتات المنطقة عبارة عن حشائش طويلة وأشجار قزمية متباعدة مما يطلق عليه اسم نطاق السفانا.

وهناك نقطة لابد من الإشارة إليها وهي أن المناطق الهضابية أو الجبلية المرتفعة ضمن هذا الإقليم والتي يزيد ارتفاعها عن ٣٠٠٠ قدم، فإن الارتفاع عن مستوى سطح البحر يؤدي إلى خفض درجة الحرارة كمعدل شهري عن ١٨ م لبعض الأشهر. وهذا يؤدي إلى تصنيفها

ضمن الإقليم المعتدل Cw، علماً أن كل صفاتها الحرارية وطبيعة أمطارها وطول فترة الجفاف فيها لا تختلف عن إقليم Aw. وفيما يأتي مثال عن محطة Aw، ولكن ارتفاعها أدى إلى تصنيفها ضمن المناخ Cw، وهي محطة زومبا في شمال روديسيا:

حرارة	٢٢	٢٢	٢١	١٩	١٨	١٧	١٨	٢١	٢٣	٢٤	٢٣	٢٠,٨
أمطار	٣٤١	٢١٨	٢١٨	٨٨	١٢	١٥	٧	١٠	٥	٢٥	١١٠	٢٥٤

حيث يلاحظ أن الشهر السابع فقط انخفضت فيه الحرارة عن ١٨°م، لذلك صنفنا المحطة على أنها Cw.

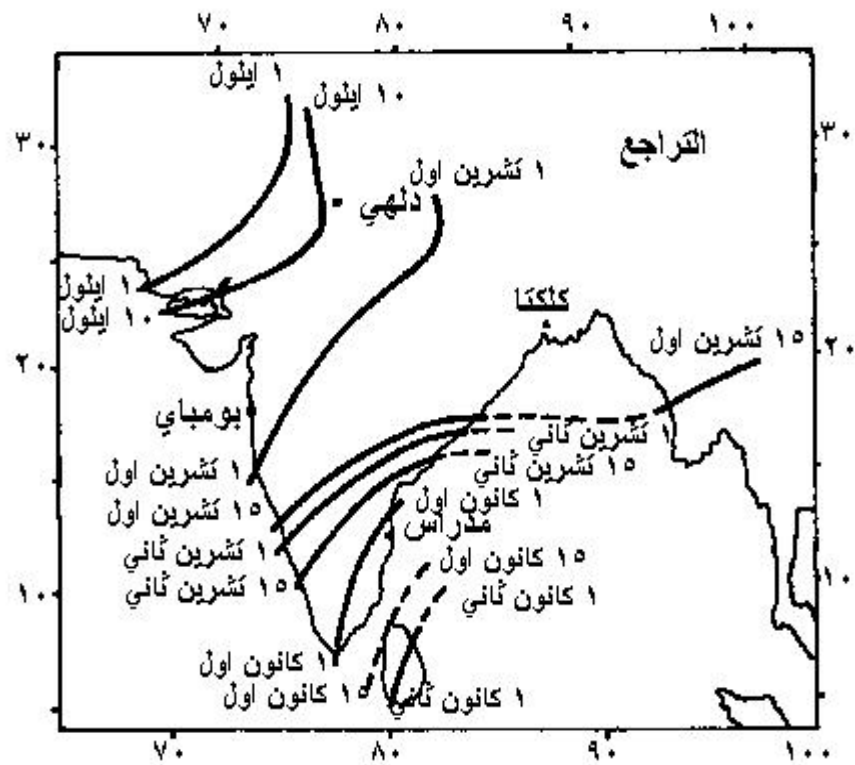
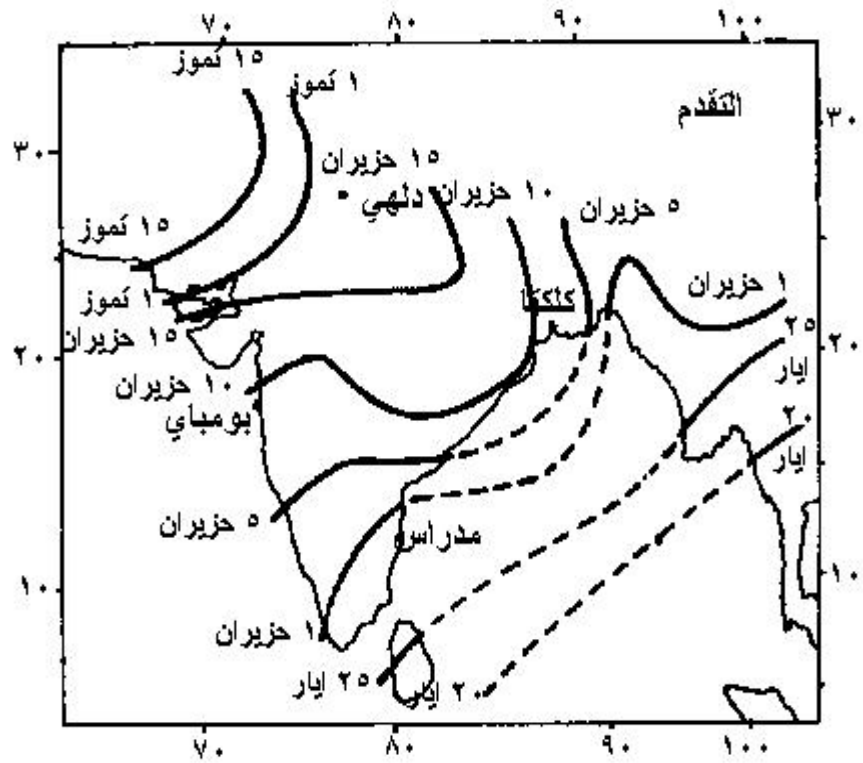
وهنا نورد مثلاً تفصيلياً للمناخ الموسمي

المناخ الموسمي للهند Indian Monsoon :

مناخ مختلف عن الشروط التي وضعها كوبن. وهو المناخ المثالي من وجهة النظر الموسمية، ويعتمد على هبوب الرياح الموسمية التي تهب في الفصل الواحد من اتجاه معاكس للاتجاه الذي تهب منه في الفصل الآخر. فالمعروف إن الرياح الموسمية توجد في حوض المحيط الهندي، حيث تهب صيفاً من جنوب خط الاستواء كرياح جنوبية شرقية (رياح تجارية). عند عبورها خط الاستواء ونظراً لتغير قوة كوريولس، فإنها تنحرف لتصبح جنوبية غربية (موسمية). هذه الرياح تؤثر على الهند صيفاً حيث يبدأ هبوبها في بداية حزيران، وقد تتقدم أو تتأخر أسبوعين عن موعدها. وتقدمها أو تأخرها يسبب بعض الكوارث خاصة للمحاصيل الزراعية. ويبدو إن تقدم موعدها أو تأخره مرتبط بظهور التيار النفاث الشرقي الذي يبدأ من فوق جنوب شرق آسيا وينتهي عند سواحل أفريقيا الشرقية. إن تقدم هذه الرياح إلى داخل الهند يكون سريعاً، حيث تكتمل سيطرتها على الهند خلال منتصف شهر تموز، بينما يكون تراجعها بطيئاً، فتبدأ بالانسحاب في بداية أيلول ولا تغادر الأراضي الهندية إلا في نهاية تشرين الثاني (الشكل ٥-٨). كما إن أمطارها في فترة الانسحاب تكون أغزر منها في فترة التقدم.

الرياح الموسمية تبدو أكثر وضوحاً في حوض المحيط الهندي. والسبب في ذلك يعود إلى انغلاق المحيط الهندي من الشمال، مما يؤدي إلى تواجد ماء في الجنوب ويايس واسع في الشمال. لذلك فإن اختلاف التسخين بين الماء واليابس يؤدي إلى هبوب هذه الرياح، أي إن الرياح الموسمية بشكل ما تشبه نسيم البر والبحر ولكن بشكل فصلي. الدراسات الحديثة عن هذه الظاهرة تبين إن السبب ليس فقط في اختلاف التسخين وإنما هناك الاضطرابات أطقسية وموقع التيار النفاث شبه المداري والتيار النفاث الشرقي والتي كلها تلعب دوراً في مواعيد تقدم وتأخر هذه الظاهرة، لذلك فالظاهرة ليست بالبساطة التي كنا نتصورها سابقاً. في الشتاء، يبرد اليابس الآسيوي كثيراً مما يكون ضغط عالي فوق سيبيريا وهضبة التبت. تخرج منه رياح شمالية شرقية (رياح تجارية اعتيادية). بينما يكون الضغط الواطئ على المحيط الهندي الجنوبي نتيجة التسخين. لذلك فالرياح التجارية في نصف الكرة الشمالي لا تتوقف عند خط الاستواء وإنما ستعبره للوصول إلى مركز الضغط الواطئ جنوب خط الاستواء. الرياح التجارية عندما تعبر خط الاستواء تتحول إلى رياح شمالية غربية بسبب تغير قوة كوريولس، فتسمى بالرياح الموسمية التي تؤثر على شمال استراليا. في هذا الفصل. وعلى الهند تكون الرياح من اليابس إلى الماء فتكون جافة.

في فصل الصيف، تتغير الصورة تماماً، فنتيجة التسخين واحتماء الهند بجبال الهيمالايا التي تمنع عنها الرياح الباردة من وسط آسيا، فإن مركزاً عميقاً للضغط الواطئ يتشكل في شمال غرب الهند والباكستان وعلى شمال شرق الهند. في حين يظهر ضغط عالي جنوب المحيط الهندي. لذلك تتحرك الرياح من جنوب خط الاستواء على شكل رياح تجارية جنوبية شرقية تتجه إلى الشمال الغربي. وعند عبورها خط الاستواء تتحول إلى رياح جنوبية غربية نتيجة تبدل قوة كوريولس، لذلك تصل إلى شبه القارة الهندية من الغرب والجنوب الشرقي.



الخريطة ٥-٨: الأولى تبين مواعيد تقدم الرياح الموسمية على شبه القارة الهندية، والثانية تبين مواعيد تراجع الرياح الموسمية. المصدر: علي موسى

هذه هي الرياح الموسمية الصيفية التي تؤثر على الهند والباكستان. وكما هو واضح من الشكل (٨-٥) فإن هذه الرياح في المواسم العادية تصل إلى الهند من جنوبها في ١ حزيران. كما يبدو من الشكل إن الموجة الرئيسية تتقدم من خليج البنغال. وتبدأ تقدمها السريع في شبه القارة الهندية، حيث تصل إلى وسط الهند في ١٠ حزيران وإلى شمال غرب دلهي في بداية تموز، وتصل إلى أقصى شمال غرب الهند وباكستان في ١٥ تموز. تبقى هذه الرياح مستمرة في هبوبها خلال آب ثم تبدأ بالانسحاب أولاً من الشمال الغربي في بداية أيلول. وكما ذكرنا فإن الانسحاب البطيء يجعلها تصل إلى جنوب دلهي في ١ تشرين الأول الشكل (٨-٥). في ١٥ تشرين الأول تنسحب هذه الرياح من كل شمال الهند ويبقى تأثيرها على وسط خليج البنغال وكل وسط الهند، ولا تكمل انسحابها من شبه القارة إلا في بداية كانون الأول. هذه الرياح في تقدمها وانسحابها تسقط منها أمطار غزيرة بسبب إنها تقطع مسافات كبيرة فوق المحيط الهندي مما يجعلها محملة ببخار الماء ولعمق كبير. كما إن سبب تأخر انسحابها هو إن فترة الانسحاب تتلاءم مع فترة نشاط الأعاصير المدارية في خليج البنغال مما يساعد على سقوط كميات كبيرة من المطر على المنطقة ويؤخر انسحاب الرياح الموسمية.

لو كانت الرياح الموسمية نتيجة التسخين فقط فيفترض إن تكون مواعيد تقدمها وانسحابها دقيقة جداً. ولكن يلاحظ إن مواعيد التقدم والانسحاب تتأخر أو تتقدم في مواعيدها عدة أسابيع. ومن خلال الدراسات في هذا المجال وجد أن تقدمها يتأثر بشكل كبير بموقع التيار النفث شبه المداري الذي يكون موقعة جنوب جبال الهيمالايا في فصل الشتاء. فإذا تأخر انسحاب هذا التيار إلى موقعة الصيفي فوق هضبة التبت فإن الرياح الموسمية يتأخر موعد تقدمها إلى الهند. كما وجدت دراسات أخرى إن التقدم للرياح يرتبط كذلك باكتمال تطور التيار النفث الشرقي الذي يتكون فوق جنوب شرق آسيا ويمتد ليصل إلى سواحل شرق أفريقيا. كما إن الأمطار التي تسقط صيفاً على الهند ليست كلها نتيجة الرياح الموسمية وإنما قسم منها يعود إلى الاضطرابات ألطقسية التي تحدث في المنطقة وخاصة الأمطار الناتجة عن تراجع الرياح الموسمية، حيث إن هذه الأمطار تتأثر بالأعاصير المدارية التي تتكون فوق خليج البنغال. إن هذا النظام قد أدى إلى أن تقسم السنة في الهند إلى ثلاثة أقسام أو فصول مختلفة بعضها عن البعض وهذه الأقسام هي:

(١) الفصل البارد ويمتد من تشرين الأول إلى آذار: في هذا الفصل يسيطر الضغط العالي في وسط آسيا، والضغط العالي شبه المداري على جنوب الهند على الوضع ألمناخي بشكل عام. لذلك تكون الرياح التجارية الشمالية الشرقية من اليابس هي المسيطرة على شبه القارة مما يجلب طقساً بارداً نسبياً بسبب تسلل هواء بارد من وسط آسيا. فتقل الأمطار أو تنعدم في وسط الهند، حيث تكون السماء فيها غالباً خالية من الغيوم. بينما تتأثر المناطق الشمالية الغربية بالمنخفضات الجوية التي غالباً ما يكون مصدرها البحر المتوسط وتؤدي إلى سقوط أمطار متوسطة على الشمال الغربي وشمال الهند حيث تتراوح بين ٢٥-١٢٥ ملم، معظمها على شكل ثلوج في المناطق الجبلية. درجات الحرارة في هذا الفصل معتدلة إلى باردة في الشمال حيث تتراوح بين ١٠-١٣ م، ومعتدلة في الوسط حيث تتراوح بين ١٣-٢١ م، ودافئة في الجنوب حيث تتراوح بين ٢١-٢٥ م.

(٢) الفصل الحار ويمتد بين شهري آذار وحزيران: تنتقل الشمس في هذه الفترة إلى شمال خط الاستواء مما يرفع كثيراً من درجة الحرارة. إن توقف تسلل الرياح الشمالية بسبب ضعف الضغط العالي القطبي على آسيا وعمودية الشمس على الهند وعدم وصول الرياح الموسمية بعد هي من أهم الأسباب التي تؤدي إلى ارتفاع درجة الحرارة. تكون السماء خالية من الغيوم وتكثر العواصف الترابية نتيجة جفاف التربة والهواء، فترتفع الحرارة إلى ٤٠ م في شمال غرب الهند وقد تصل إلى ٤٩ م. أما في وسط الهند فإن الحرارة تتراوح بين ٢٠ م في نيسان ٣٥ م في أيار. وتبقى بعض المناطق الشمالية من الهند خاصة في آذار ونيسان تتعرض

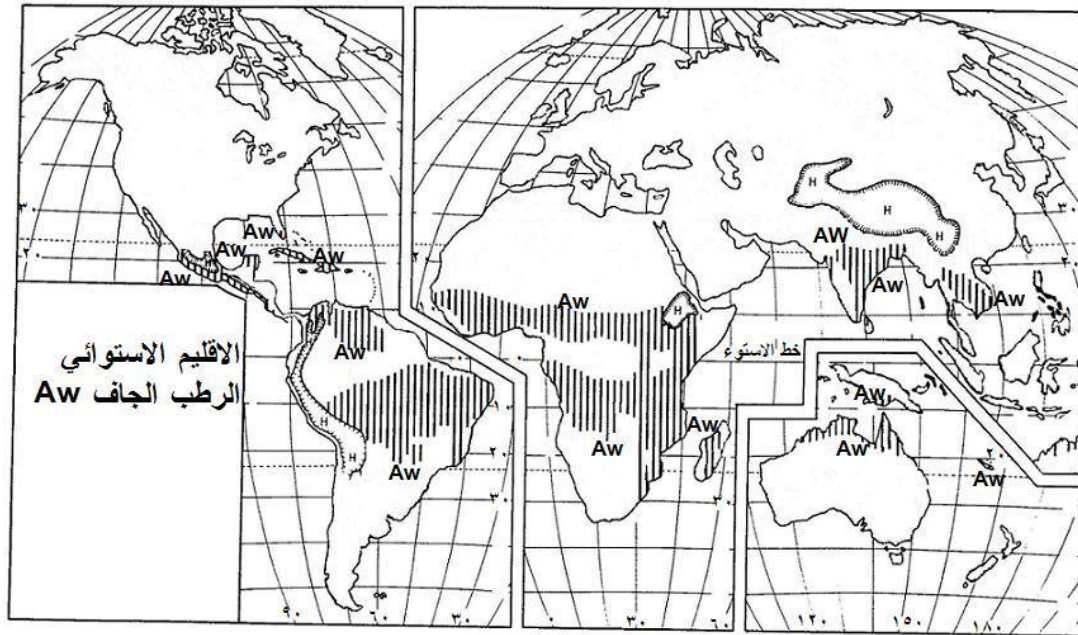
لبعض المنخفضات الجوية المسببة لسقوط بعض الأمطار. إن ارتفاع الحرارة في هذه الفترة هو المسئول عن انخفاض الضغط الجوي فوق شبه القارة.

(٣) الفصل المطير ويمتد بين حزيران وتشيرين الأول: في هذا الفصل تتزايد درجة الحرارة في البداية مما يسمح بتكامل الضغط الخفيف على شبه القارة. وبالرغم من تكون بعض الغيوم نهائياً بسبب التسخين إلا إنها غالباً لا تسقط منها الأمطار. وفي حزيران يبدأ هبوب الرياح الموسمية على أقصى الجنوب. وما تلبث هذه الرياح أن تجتاح الهند كلها عند منتصف تموز. تسقط في هذا الفصل حوالي ٨٥٪ من أمطار الهند لذلك فإن حياة الهند تعتمد على أمطار هذا الفصل. إن تلبد السماء بالغيوم في هذا الفصل هي المسئولة عن انخفاض درجة الحرارة في هذا الفصل عن الفصل السابق، فلا تتجاوز درجة الحرارة في هذا الفصل عن ٢٩ م مما يجعلها في أغلب المناطق معتدلة قياساً لحرارة الفصل السابق. وتستلم المناطق الجبلية في هذا الفصل أغزر الأمطار حيث إن التضاريس الجبلية تعمل على رفع الهواء غير المستقر مما يسمح بتساقط الأمطار يومياً تقريباً على هذه المناطق. لذلك سنجد إن أكثر بقاع الأرض مطراً تقع في جبال الهمالايا، ففي تشيروبونجي التي تستلم كمعدل حوالي ١١,٤٣٠ ملم تعتبر أكثر بقاع الأرض مطراً. ولابد من القول إن أمطار هذا الفصل ليست غزيرة كل الأعوام، فهناك بعض السنوات التي تكون فيها الأمطار قليلة مما يسبب جفافاً عاماً أو جزئياً في مناطق الهند المختلفة.

لا بد من أن نختم هذا الموضوع بالقول إن التفاصيل المناخية داخل الإقليم المناخي الواحد قد تختلف بسبب العوامل الخاصة بكل منطقة. إلا إنها تلتقي بالصفات العامة مع بقية أجزاء الإقليم.

التوزيع الجغرافي للإقليم الرطب الجاف Aw

أكبر امتداد لهذا الإقليم يظهر في أفريقيا. فالموقع الجغرافي لإفريقيا ووجود الصحراء الكبرى شمال هذا الإقليم أدى إلى أن تكون مساحات كبيرة من أفريقيا ضمن هذا الإقليم، حيث يظهر شمال وشرق وجنوب خط الاستواء. فالجزء الشمالي من الإقليم يقع بين الكونغو في الجنوب والصحراء الكبرى في الشمال، ويمتد من سواحل المحيط الأطلسي وبدون انقطاع إلى الهضبة الإثيوبية شاملاً جنوب السودان. ينحدر هذا الإقليم في شرق أفريقيا إلى الجنوب ليعبر

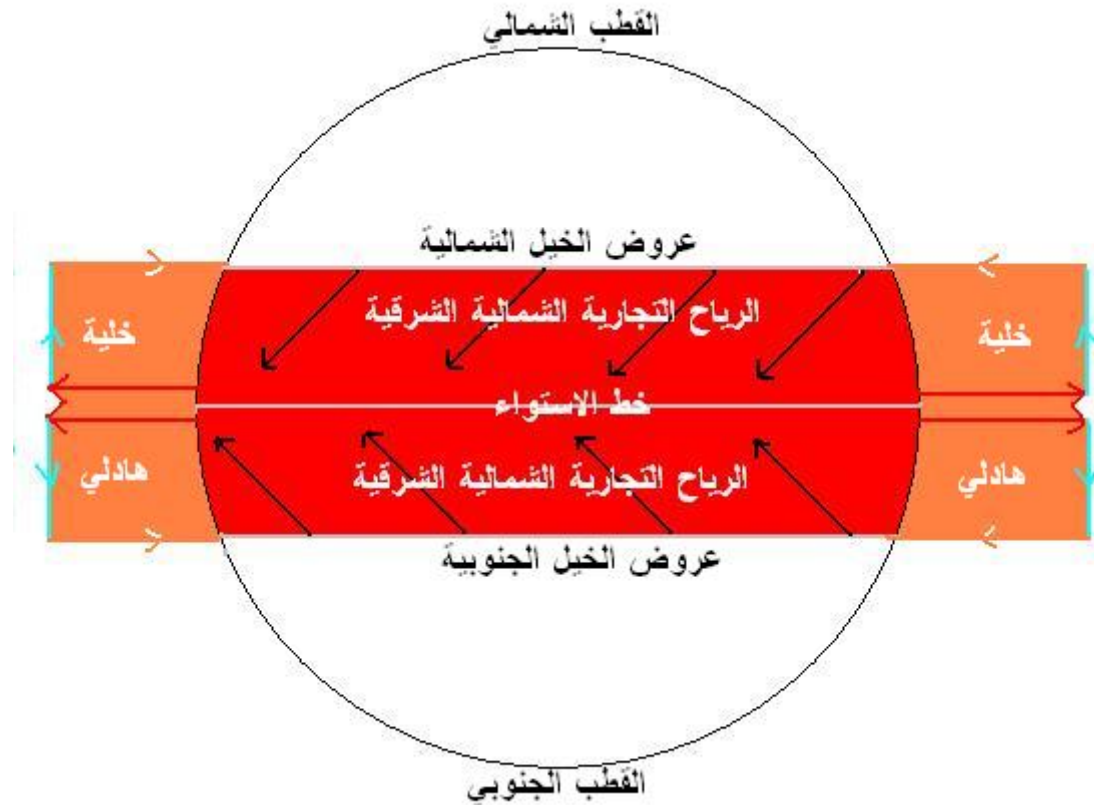


الخريطة ٩-٥: التوزيع الجغرافي للإقليم الرطب-الجاف Aw.

مدار الجدي ويصل تقريباً إلى دائرة عرض ٢٥° جنوباً. كما يمتد جنوب خط الاستواء إلى سواحل المحيط الأطلسي. ويظهر كذلك في جزيرة مدغشقر (خريطة ٩-٥). أما في أمريكا الجنوبية فيظهر في الكامبوس (الجزء الجنوبي من البرازيل) وفي شمال بوليفيا والباركواي، كما يظهر فيها شمال خط الاستواء في فنزويلا وكولومبيا وغويانا وجزر البحر الكاريبي والسواحل الغربية لأمريكا الوسطى وشبه جزيرة يوكاتان في المكسيك وعلى ساحل المحيط الهادي في الإكوادور قرب خط الاستواء. أما في آسيا، فيظهر في معظم شبه القارة الهندية وحول خليج البنغال، كما يظهر في جنوب شرق آسيا. ويحتل الجزء الشمالي من أستراليا.

٣-٥ مناخ خلية هادلي *Hadley Cell Climate*

ضمن الدورة العامة للرياح، تهب الرياح التجارية من الضغط العالي شبه المداري في نصفي الكرة إلى الضغط الواطئ عند خط الاستواء، تلتقي الرياح التجارية الشمالية الشرقية الهابطة من النصف الشمالي بالرياح الجنوبية الشرقية الهابطة من النصف الجنوبي عند أو قرب خط الاستواء. ترتفع هذه الرياح إلى الأعلى نتيجة اصطدامها ونتيجة التسخين الشديد. عند وصولها إلى حدود التروبوبوز تنقسم هناك إلى قسمين؛ قسم يتجه شمالاً والآخر يتجه جنوباً.



الشكل ١٠-٥: موقع خلية هادلي من الدورة العامة للرياح والمناخات المرافقة لها.

ونتيجة اختلاف السرعة بين الأرض والرياح العلوية تضطر هذه الرياح إلى الهبوط فوق دائرتي عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً أو قربيهما. هذه الخلية المتكونة من الرياح السطحية والعليا والتيارات الصاعدة فوق خط الاستواء والهابطة فوق دائرتي عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً تسمى خلية هادلي (انظر الشكل ١٠-٥). إذا راجعنا ما قدمناه سابقاً عن المناخ الاستوائي بأقاليمه الثلاث فإننا سنجد أن جميع هذه الأقاليم تقع ضمن حدود هذه الخلية. فبين دائرتي عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً يظهر لدينا مناخ الفصل الواحد (الصيف). فارتفاع درجة الحرارة طول العام، ومنع الضغط العالي شبه المداري الرياح الباردة من التسلل إلى هذا

الإقليم يجعل هذه المنطقة تخضع لنظام الكتلة الهوائية الواحدة وهي الكتلة الهوائية المدارية بنوعها القارية والبحرية. ولأن منشأ هذه الكتلة في العروض المدارية، وكونها تتجه إلى خط الاستواء فإنها تنشأ حارة وتبقى كذلك. لذلك لا يشهد أي إقليم من أقاليم المناخ الاستوائي والمداري شتاءً حقيقياً. فمناخ هذه الخلية إذا هو الصيف الدائم طوال العام. يتميز مناخ هذه الخلية بالمدى الحراري الواسع حيث لا يزيد عن ١٠ م إلا نادراً وفي حدود الإقليم الشمالية والجنوبية. أن انخفاض المدى الحراري يعود كما ذكرنا إلى عمودية أو شبه عمودية الشمس على هذه المنطقة طوال العام. وقد لاحظنا من وصفنا لمناخ الأقاليم أن المدى الحراري السنوي يكاد ينعدم عند خط الاستواء ويزداد المدى الحراري كلما ابتعدنا عنه باتجاه القطبين. كما يتميز مناخ هذه الخلية بأن المدى الحراري اليومي أكبر من المدى الحراري السنوي ولجميع أقاليمه، وأن شتاء هذه الخلية هو الليل.

أما ضغط ورياح الخلية فهو الضغط المنخفض الاستوائي حول خط الاستواء، وهو ناتج عن ارتفاع الحرارة طول العام وكذلك تصادم الرياح التجارية مما يرفع الهواء إلى الأعلى تاركاً ضغطاً خفيفاً طول العام. يتحرك هذا الضغط ليصبح شمال خط الاستواء صيفاً وجنوب خط الاستواء شتاءً. كما يظهر الضغط العالي شبه المداري على حدود الخلية الشمالية والجنوبية. وخلافاً للضغط العالي تتميز باتساعها على سواحل غرب القارات وضيقها على سواحل شرق القارات. أن هذا الشكل للضغط العالي سببه مرور التيارات البحرية الباردة قرب السواحل الغربية مما عمق ووسع من قاعدة الضغط العالي. بينما يكون ضيقاً في شرق القارات بسبب مرور التيارات البحرية الدافئة التي تمنع تعمق الضغط العالي. أما استمرارية هذا الضغط طوال العام فأنه يعود إلى استمرارية هبوب الرياح الشرقية العلوية فوق عروض الخيل طول العام مع حركة لها شمالاً في الصيف وجنوباً في الشتاء.

هذا التوزيع الضغطي تنتج عنه رياح شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي تهب من المدار باتجاه خط الاستواء، ورياح جنوبية شرقية في نصف الكرة الجنوبي تهب من المدار باتجاه خط الاستواء. تلتقي هذه الرياح عند خط الاستواء كما أسلفنا. يشذ عن هذه القاعدة حوض المحيط الهندي. فالمحيط الهندي مغلق من الشمال، لذلك يظهر فيه تباين واضح بين حرارة الماء في المحيط الهندي وحرارة اليابس الآسيوي بين الصيف والشتاء. ففي الشتاء، يؤدي التبريد الشديد لليابس الآسيوي إلى ظهور ضغط عالي شديد التركيز فوق آسيا. كما أن الرياح الغربية عند اصطدامها بهضبة التبت تضطر للانقسام إلى قسمين؛ القسم الشمالي يتجه إلى سيبيريا، والقسم الجنوبي فوق الهند. كل هذه العوامل تساعد على هبوب رياح شمالية شرقية باتجاه خط الاستواء. ولأن الضغط المنخفض في هذا الفصل يقع إلى الجنوب من خط الاستواء، فإن هذه الرياح عند عبورها خط الاستواء تصبح شمالية غربية فتؤثر على شمال أستراليا وجنوب شرق أفريقيا. أما في الصيف، فإن التسخين الشديد يؤدي إلى تركيز ضغط خفيف فوق آسيا جالباً إليه الرياح الجنوبية الشرقية الهابة من الضغط العالي فوق المحيط الهندي جنوب خط الاستواء الأبرد نسبياً. وعندما تعبر هذه الرياح خط الاستواء تصبح رياح جنوبية غربية فتؤثر على جنوب وجنوب شرق وشرق آسيا.

الرياح التجارية إذاً تؤثر على أفريقيا والمنطقة الاستوائية والمدارية من المحيط الأطلسي وأمريكا الجنوبية والبحر الكاريبي وجزء من المنطقة الاستوائية والمدارية من المحيط الهادي. بينما تؤثر الرياح الموسمية على حوض المحيط الهندي. ولابد من ذكر أن المحيط الهادي وفي الجزء الاستوائي منه يظهر فيه نظام للضغط المرتفع على السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية وضغط واطئ على السواحل الشرقية لآسيا وأستراليا. هذا التباين الضغطي يؤدي إلى هبوب رياح شرقية موازية لخط الاستواء من أمريكا الجنوبية باتجاه جزر آسيا. هذا التوزيع الضغطي يتذبذب كل عدة سنوات مما ينتج عنه تبادل في مواقع الضغط، فيظهر لسبب غير معروف ضغط عالي على السواحل الشرقية لآسيا وأستراليا، وضغط خفيف على السواحل الغربية لأمريكا الجنوبية، مما يؤدي إلى تعاكس حركة الرياح وسيادة ظاهرة تسمى النينو.

هذا التوزيع الضغطي ونظام الرياح الناتج عنه ضمن هذه الخلية هو المسئول عن تباين الأمطار على مستوى الأقاليم الثلاثة. ففي المنطقة التي لا تتزحزح عنها الجبهة المدارية ITCZ، وهي منطقة التصعيد الدائم للهواء الاستوائي الحار، وكذلك منطقة تصادم الرياح، تسقط الأمطار في هذه المنطقة طول العام. وهذه المناطق توجد كما وضحنا في شرحنا لإقليم Af حول خط الاستواء في غرب حوض الكونغو وكذلك غرب حوض الأمازون وفي جزر آسيا والسواحل الشرقية لأمريكا الوسطى. وهذه المنطقة (أمريكا الوسطى) رغم بعدها عن خط الاستواء، ولكن هبوب الرياح بشكل متعامد على سواحلها جعلها منطقة ذات أمطار دائمة. بالابتعاد عن هذه المنطقة شمالاً أو جنوباً فإن الإقليم تظهر فيه عدة أشهر جافة (أقل من ٦٠ ملم). أن تذبذب حركة الجبهة المدارية ITCZ وكذلك ضعف حركة الرياح يؤدي إلى قلة سقوط الأمطار في الأشهر التي تكون الشمس في أبعد نقطة لها عن المنطقة. ففي النصف الشمالي تظهر الأشهر الجافة في نهاية الشتاء وبداية الربيع (شباط، آذار، نيسان)، وفي النصف الجنوبي في أشهر (تموز، آب، أيلول). وكلما اتجهنا شمالاً في النصف الشمالي أو جنوباً في النصف الجنوبي يزداد عدد الأشهر الجافة، وذلك بسبب قربنا من نطاق الضغط العالي شبه المداري الذي يقترب من حدود المنطقة شتاءً. هذا يعني أن مناطق الجبهة المدارية والتقاء الرياح طول العام هي المناطق الغزيرة الأمطار، وأمطارها دائمة، أي ذات العدد القليل من الأشهر الجافة.

هناك عوامل محلية تؤدي إلى زيادة عدد الأشهر الجافة. أهم هذه العوامل هو مدى حركة الضغط العالي شبه المداري الذي يصل تأثيره إلى دائرة عرض ٢٠° شمالاً. فالمناطق المتاخمة لدوائر العرض هذه يصل عدد الأشهر الجافة فيها إلى ستة أشهر، وكلما اتجهنا باتجاه خط الاستواء انخفض عدد الأشهر الجافة. ومن هذه العوامل وجود يابس واسع شمال المنطقة يؤدي إلى دفع رياح جافة، كما في أفريقيا شمال خط الاستواء. فوجود الصحراء الكبرى شمال الإقليم Aw قلص من اتساع هذا الإقليم. ومن هذه العوامل طبيعة اتجاه السواحل، كما في أمريكا الجنوبية. فالسواحل الشمالية لأمريكا الجنوبية يتجه بعضها بشكل يصبح موازي لهبوب الرياح مما يؤدي إلى قلة سقوط الأمطار في بعض الأشهر لذلك أصبح قطاع واسع من شمال أمريكا الجنوبية ضمن المناخ Aw كما في فنزويلا وكولومبيا. أما في النصف الجنوبي، فإن إقليم Aw على سواحل أستراليا الشمالية أصبح ضيقاً بسبب الصحراء الاسترالية الموجودة جنوبه. أما بقية المناطق في النصف الجنوبي فبشكل عام يكون مناخ Aw فيها واسع وذلك لضيق اليابس.

يلاحظ كذلك أن بعض حدود Aw الشمالية والجنوبية تدخل ضمن الإقليم المعتدل، رغم إنها ما زالت ضمن حدود خلية هادلي. وهذه المناطق هي مناطق المرتفعات الجبلية والهضاب العالية. حيث أن مناخها من حيث الأمطار هو نفس مناخ النظام الاستوائي، ولكن ارتفاعها خفض من درجة الحرارة فيها ولعدة أشهر مما جعلها ضمن الإقليم C.

وأخيراً فإن جزءاً هاماً من مناخ خلية هادلي هو مناخ صحراوي أو شبه جاف، وخاصة المناطق التي تقع في وسط وغرب القارات حيث تكون قاعدة الضغط العالي عريضة. فالمناطق التي تخضع لتأثير الضغط العالي شبه المداري في نصفي الكرة يكون مناخها صحراوياً. فعروض الخيل في غرب القارات مثلاً مهما تحرك الضغط العالي شبه المداري شمالاً في الصيف أو جنوباً في الشتاء تبقى تحت تأثير هذا الضغط فيصبح مناخها صحراوياً. من حيث الحرارة فإنها تشابه المناطق الاستوائية في ارتفاع حرارتها، بل أحياناً تسجل محطاتها أعلى درجة حرارة على سطح الأرض بسبب قلة الغيوم في السماء وهبوط الهواء المداري فوقها. وهناك حافات هذه الصحاري التي تكون شبه جافة وذلك لان الضغط العالي شبه المداري يبتعد عنها صيفاً مما يتسنى لها الحصول على بعض الأمطار. وهذا ما سنشرحه بالتفصيل عند مناقشة موضوع المناخ الجاف وشبه الجاف. أما الحافات الشرقية في عروض

الخيال فيكون مناخها رطباً مطيراً بسبب ضعف الضغط العالي ورأسه المدبب وكذلك مرور التيارات البحرية الدافئة بالقرب من سواحلها. مناخ خلية هادلي إذاً مناخ الفصل الواحد (الصيف) وأمطاره غزيرة قرب خط الاستواء ونادرة قرب المدارين. وتظهر المناخات الآتية: الاستوائي المطير Af، والموسمي Am، والرطب الجاف Aw، والمناخ شبه الجاف الحار BSh، والمناخ الجاف الحار BWh. وليس بالضرورة أن تمثل دوائر العرض حدود مثالية لهذه المناخات، فهناك تداخل فيما بينها وكما وضعنا سابقاً.

٥-٤ الشواذ المناخية للأقاليم الاستوائية

Climatic Anomalies in Equatorial Regions

ترجم هذا المقطع من كتاب Trewartha مقدمة إلى علم المناخ An Introduction to Climate الذي هو أصلاً مأخوذاً من كتاب لنفس المؤلف تحت عنوان The Earth's Problem Climates. وقد تصرفنا بالترجمة بما يخدم أغراض هذا الكتاب.

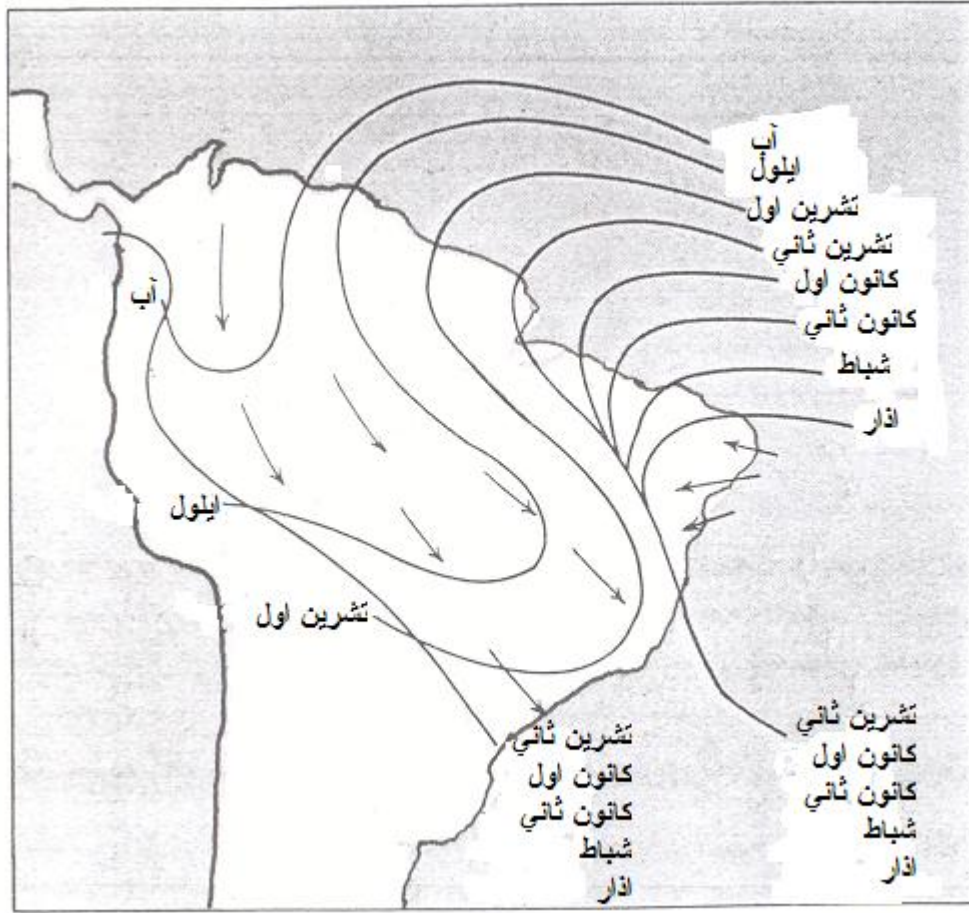
الشواذ المناخية للإقليمين الاستوائي المطير والموسمي Af و Am Climatic Anomalies for Rainy Equatorial and Monsoon Regions

أمريكا الجنوبية South America

حوض الأمازون Amazon Basin في أمريكا الجنوبية يتميز بسعة المناخ الاستوائي والموسمي وبغزارة أمطاره السنوية بشكل عام. ليس هناك إقليم في العالم يضاهيه في حجم هاتين الصفتين. فهذا الإقليم لا يتميز فقط بالانفتاح النسبي لحوضه الذي يسمح بدخول الكتل الهوائية المدارية البحرية mT من حوض الأطلسي، ولكن وكما يبين الشكل (٥-١١)، فإنه خلال صيف النصف الجنوبي يمتلئ بالهواء الرطب غير المستقر الناتج من التيار الهوائي الشمالي الغربي، والذي هو ربما فرع من التيار الهوائي الاستوائي الغربي. ومع ذلك فإن الأراضي السهلية من الأمازون ليست إقليم متجانس في أمطاره، سواء بكميتها السنوية أو في تباينها السنوي. فالنطاق الغزير المطر (٢٠٠٠-٣٠٠٠ ملم) يقع في العمق الداخلي لوسط حوض الأمازون وأعلاه. هذا الوسط الرطب جداً هو جزئياً ناتج عن غزو الهواء الشمالي الغربي الرطب غير المستقر في صيف النصف الجنوبي. فيبدو أن الهواء الغربي يوفر كميات هائلة من الرطوبة. ولكن يبدو أن الأمطار تتضاءل إلى ١٧٨٠ ملم في الجزء الأسفل من الحوض بين الداخل المطير والساحل الغربي المطير لسبب غامض.

الأمطار السنوية الغزيرة فوق حوض نهر الأمازون تظهر تباين في فترات سقوط المطر. فالمناطق التي تكون أمطارها غزيرة وتسقط خلال ١٢ شهراً من السنة، يقتصر وجودها على وسط وأعلى النهر من مانوس صعوداً. ما تبقى من الحوض يشهد شهر أو شهرين جافان خلال السنة. وفي الجزء الأقل رطوبة من أسفل الحوض والذي تنخفض أمطاره إلى ١٧٨٠ ملم، يبدو أن هناك ما يشبه الممر يمتد من الشمال الغربي إلى الجنوب الشرقي يكون مناخه رطب- جاف Aw حيث تكون أشهر الجفاف أكثر من شهرين. وعلى الحوض كله بما فيه الجزء الشديد الرطوبة من أعالي الحوض، يكون الشتاء والربيع لنصف الكرة الجنوبي أقل مطراً من بقية الفصول (الشكل ٥-١٢). وهذا ربما يعود إلى عمق توغل الضغط العالي شبه المداري الأطلسي غرباً واستقراره الرياح الشرقية خلال فصل الشتاء.

لا نعرف إلا القليل عن الاضطرابات الجوية الجالبة للأمطار في منطقة الأمازون، لذلك يمكن وصف واحدة منا بالتحديد. هذه هي الرياح السريعة Wind Surge والتي تمثل التقاء متسارع Speed Convergence في الرياح الرطبة غير المستقرة القادمة من الشمال

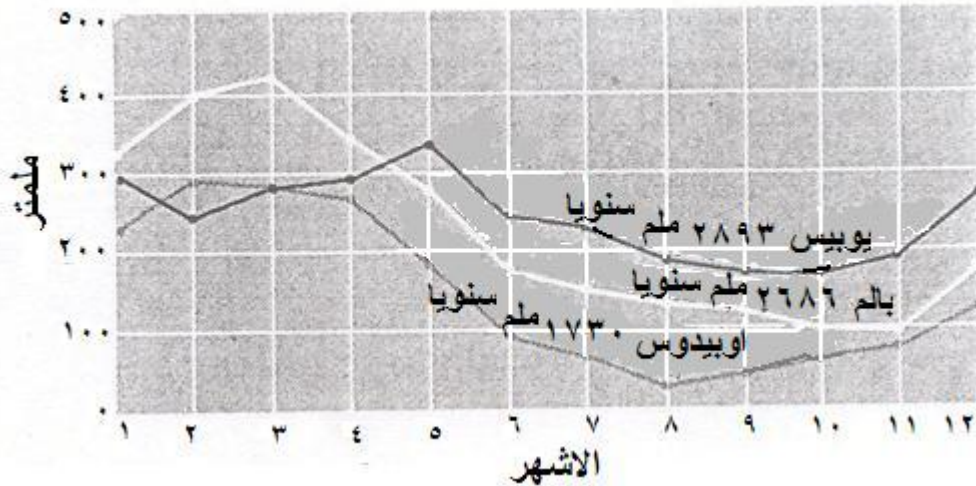


After: Trewartha.

الخريطة ١١-٥: مواعيد تقدم الرياح الغربية الاستوائية الرطبة غير المستقرة والجبهة الاستوائية إلى الجنوب والشرق فوق البرازيل في فصلي الربيع والصيف. لاحظ أن سرعة تقدم هذه الرياح الشمالية الغربية إلى الجنوب الشرقي تكون أبطأ على الساحل الشمالي قياساً للدخل.

الغربي والتي تغزو الحوض من آب إلى آذار. مثل هذه الرياح السريعة تتجه إلى الجنوب الشرقي في الرياح الشمالية الشرقية. ويبدو إنها تشبه الرياح المتسارعة الالتقاء التي توصف بها رياح الهند الموسمية الصيفية. ومثل هذه الرياح تولد عدد من الاضطرابات أطقسية مع غيوم وتساقط وهواء غير مستقر.

إقليم مناخ Af الموجود على طول حافة الأطلسي للبرازيل جنوب راس سانت روكيو Cape St. Roque، يتميز بان جزئه الشمالي، من الرأس إلى حوالي دائرة عرض ١٣° جنوباً، يحصل على ٧٠-٨٠٪ من أمطاره السنوية في الخريف والشتاء. بينما يبدو الربيع والصيف جافين نسبياً (الشكل ١٣-٥). مثل هذا التوزيع الفصلي للأمطار والذي هو غير اعتيادي بالنسبة للمنطقة المدارية، يبدو أنه نتيجة لقوة الضغط العالي شبة المداري فوق اللسان الشرقي للبرازيل في فصلي الربيع والصيف. هذا الضغط العالي يحجز عند الخليج الرياح الشمالية الغربية للكتلة الاستوائية mE المسنولة عن سقوط أمطار حوض الأمازون، وفصلياً مسنولة عن أمطار الداخل الجنوبي للبرازيل. كما إنها تمنع التقدم الطبيعي للجبهة المدارية ITC إلى الجنوب من خط الاستواء على طول الساحل (الشكل ١١-٥). سبب من



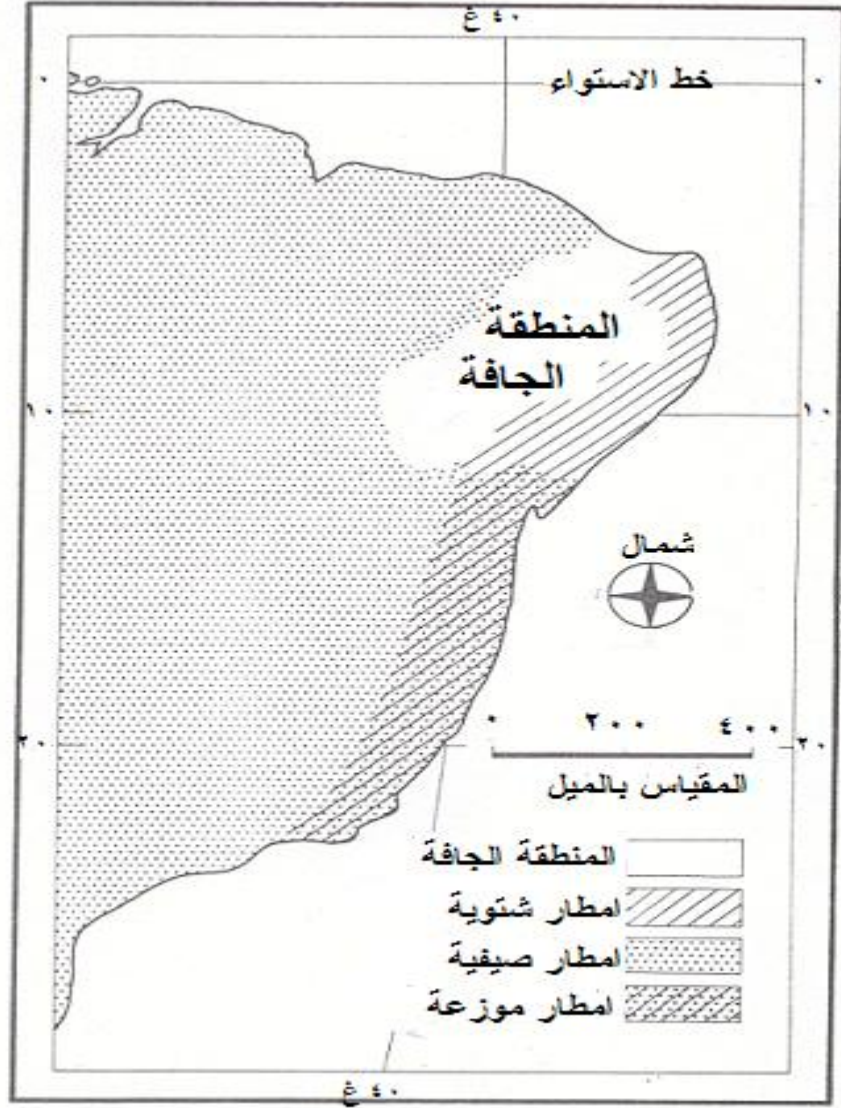
الشكل ٥-١٢: التباين السنوي للأمطار في ثلاث محطات في حوض الأمازون. يوبيس Uaupes تقع في أقصى الغرب حيث الأمطار السنوية موزعة بشكل جيد خلال العام وكذلك غزيرة ولا وجود للجفاف في أي شهر. بالم Balem على الحافة الشرقية للمحيط أمطارها غزيرة ولكن كمية المطر متباينة بين الأشهر. اوبيدوس Obidos تقع بين المحطتين السابقتين، أمطارها السنوية قليلة وفيها فصل جفاف قصير. فصل الربيع للنصف الجنوبي هو أقل الفصول مطراً.
After: Trewartha.

أسباب القمة المطرية في الجهة الشرقية المرتفعة من البرازيل جنوب رأس سانت روكيو في الخريف والشتاء بلا شك ذات أصل تضاريسي. ولكن يعتقد أن معظم الأمطار تتكون في اضطرابات الجبهات الباردة Cold Front القادمة من العروض العليا والتي تتحرك باتجاه خط الاستواء على طول الساحل. مثل هذه الاضطرابات تكون قليلة وضعيفة في الأشهر الدافئة.

إقليم Af على طول السهول الساحلية للمحيط الهادئ وسفوح جبال كولومبيا، يتميز بضخامة كمية الأمطار السنوية، وهي عادة بين ٣٨٠٠-١٠٠٠٠ ملم. مثل هذه الكمية الضخمة تعكس سيادة الرياح الغربية- الجنوبية الغربية للكتل الهوائية المدارية البحرية mT غير المستقرة والتي تحجز بواسطة السلسلة الجبلية المرتفعة التي لا تبعد كثيراً عن الساحل. يضاف إلى هذا التأثير التضاريسي تأثير موقع الجبهة المدارية ITC والتي تقع بشكل دائم عدة درجات شمال خط الاستواء. مظهر آخر غير طبيعي هو أن هذا الساحل الضيق تسيطر عليه أمطار ليلية، وعادة تتركز بين منتصف الليل والساعة الرابعة صباحاً. وهذه الظاهرة غير مفهومة تماماً.

أفريقيا Africa

في حوض الكونغو Congo Basin في أفريقيا، تكون الأمطار السنوية أقل بكثير من أمطار سهول حوض الأمازون. ومع ذلك فإنها بشكل عام أكثر من ١٥٠٠ ملم، وتزيد عن ٢٠٠٠ ملم فقط في منطقة محدودة. أن قلة أمطار حوض الكونغو يمكن تفسيرها جزئياً بالهواء الجاف القادم من الصحراء الكبرى. فليس هناك هواء شديد الرطوبة وعميقها وغير مستقر للكتلة الهوائية المدارية البحرية mT يغزو حوض الكونغو كما في حوض الأمازون حيث يمتلئ بالهواء الرطب القادم من الشمال الغربي في معظم أيام السنة. أن دخول رياح



After: Trewartha.

الشكل ٥-١٣: المنطقة الجافة في شرق البرازيل تحتل موقع متوسط بين إقليم الأمطار الشتوية إلى الشرق والجنوب وإقليم الأمطار الصيفية إلى الداخل والغرب. لذلك فإنها لا تتأثر بالاضطرابات للإقليمين السابقين.

المحيط الهندي إلى حوض الكونغو يصبح صعباً بسبب مرتفعات شرق أفريقيا. كما أن معظم الهواء المداري البحري mT القادم من جنوب المحيط الأطلسي والذي يدخل من الغرب يكون مصدرة من شمال وشرق طرف الضغط العالي شبة المداري المتمركز على المحيط الأطلسي الجنوبي ويكون قد قطع مسافة كبيرة فوق التيار البحري البارد (تيار بنجويلا)، لذلك فإن تركيبة الهواء العمودية تكون مستقرة جداً. أما لماذا تغزر الأمطار في الداخل والأجزاء السهلية من حوض الكونغو، وكوفيت سنترال Cuvette Central فإن هذا غير واضح لحد الآن.

على الأقل هناك نوعان من الاضطرابات الجوية تكون جالبة للمطر في حوض الكونغو؛ تسارع الرياح Surges الجنوبية الغربية، وخط العواصف Line Squalls والتي عادة تتحرك من الشرق إلى الغرب، تحملها الرياح الشرقية العلوية. يبدو أن عدد من خط العواصف

هذا يتطور على طول منطقة الالتقاء Convergence Zone بين الرياح الشرقية والرياح الاستوائية الغربية.

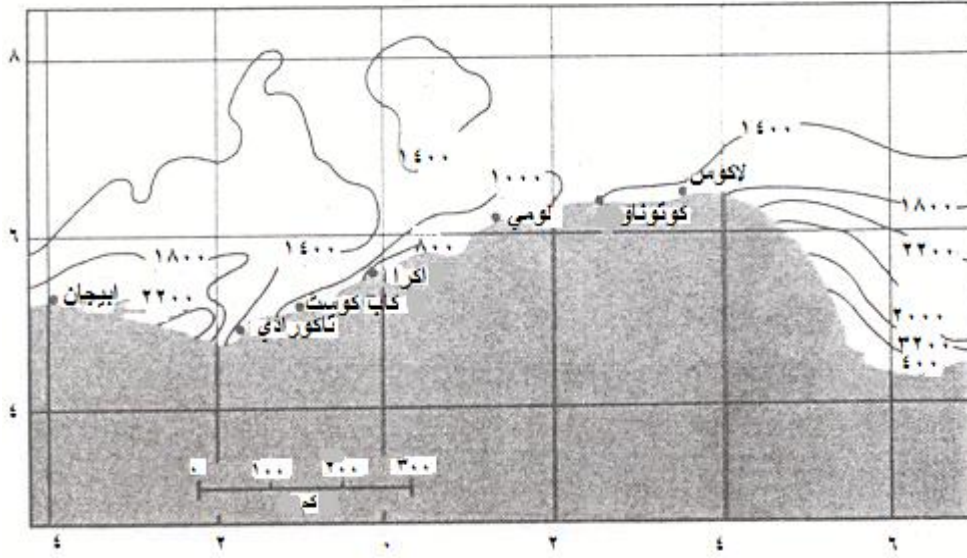
على طول سواحل الأطلسي وسواحل خليج غينيا Guinea Gulf في المنطقة المدارية من غرب أفريقيا يظهر نطاق آخر لإقليم Am. تظهر هنا رياح موسمية جنوبية غربية واضحة التطور، أو استوائية غربية، ذات رياح باتجاه الساحل طول العام، ينتج عنها أمطار غزيرة. هذه الأمطار تتركز بشكل رئيسي في فصل الصيف، عندما تتوغل الرياح الجنوبية الغربية البحرية عميقاً إلى الداخل. في الشتاء وعندما يصل تأثير الرياح التجارية الشمالية الشرقية إلى الساحل تقريباً، فإنها تكون واضحة الجفاف، لذلك فإن هناك شهران يصنفان على أنهما جافان.

إذا فصلنا إقليم Am في غرب أفريقيا إلى جزء شرقي وآخر غربي فأننا سنعثر على جزء جاف أمطاره ٧٥٠-١٠٠٠ ملم، لذلك يتراوح المناخ بين شبه جاف BS والمناخ الرطب الجاف Aw ويوجد في غانا وتوكو وداهومي (الشكل ٥-١٤). أصل تكوين هذا المناخ هنا غامض، وعلى الرغم من ذلك، فما دام الجزء الجاف على طول الساحل، فإنه يبدو أن الجفاف قد تسبب في جزء منه على الأقل بواسطة اختلاف الضغط أو القوة المسببة لتفرق الهواء Divergence في الرياح التي تهب موازية تقريباً لخط الساحل، حيث تكون اليابسة والضغط الواطئ إلى اليسار (في نصف الكرة الشمالي). في تيار الهواء هذا فإن قوة الاحتكاك الكبيرة فوق اليابس قياساً بما هو فوق الماء تسبب تفرق هوائي على مستوى واطئ ينتج عنه هبوط الهواء Subsidence. لذلك يلاحظ أن الأمطار تكون أكثر غزارة على طول بقع من ساحل غينيا عندما يكون اتجاه خط الساحل بالطريقة التي تجعل الرياح تتسبب في الحصول على تعزيز هوائي كبير عند الساحل (أي تهب الرياح بشكل عمودي على الساحل)، وعندها سوف تتباطأ وتتوقف فوق اليابس الخشن. الساحل الشرقي في مدغشقر مطير حيث يكون مواجهاً للرياح التجارية، لذلك فإن موقع الإقليم Af في الجزيرة يشابه موقعة في شرق البرازيل وشرق أمريكا الوسطى.

جنوب آسيا ومنطقة المحيط الهادي الاستوائية South Asia and Equatorial Pacific

جنوب شرق آسيا، عبارة عن أجزاء متباعدة وإقليم شبه جزر مع اتجاهات مختلفة لسواحلها وتضاريسها، فمن الطبيعي أن تحتوي على عدد من الأقاليم والتعديلات المحلية للمناخ Af. فخلال السنة، معظم الإقليم يتأثر بالرياح الجنوبية الغربية (الموسمية) أو الاستوائية الغربية، وبالرياح المدارية الشرقية أو التجارية. فما دامت دورة الرياح الغربية هي عادة الجالبة للمطر الغزير، لذلك فإن قمة المطر الصيفية ستكون القاعدة فوق معظم الإقليم، فتحصل الجهات الغربية للجزر وأشباه الجزر على أكبر كمية مطر سنوية. ولكن هناك على الأقل ثلاثة مناطق، كلها تقع على الساحل الشرقي وخلفها جبال مرتفعة، تكون قممها المطرية في فترة هبوب الرياح التجارية الشتوية وهي: شمال شرق الفلبين، والجانب الشرقي من شبه جزيرة اندونيسيا، والحافة الشرقية من شبه جزيرة مالايو. ظهور محطات بشهر أو شهرين جافين في هذه المنطقة يعتبر شيء عادي.

أقاليم Af و Am ضمن شبه القارة الهندية، وتشمل بنغلاديش، وشمال شرق الهند، وأعلى بورما، تتميز بكميات مطر سنوية غزيرة. فعلى محطة واحدة تقع على التلال، يزيد معدل المطر السنوي على ١٠٠٠٠ ملم، وفي مناطق أخرى يزيد عن ٥٠٠٠ ملم. هذا الوضع يبدو غير اعتيادي جداً. حيث أن الجزء الشمالي الغربي من شبه القارة الهندية، رغم أن خلفيته جبلية والجزء الأمامي منه عبارة عن بحر مداري، إلا أنه إقليم جاف وشبه رطب. في الواقع الأجزاء الشمالية الشرقية والشمالية الغربية من شبه القارة تعتبر استثنائية مناخياً. فالمناطق الشديدة الرطوبة في الشمال الشرقي تدين بمعظم صفاتها المناخية إلى وجود المرتفعات والتوزيع المكاني لها في شمال شرق حدودها. فخلال الأشهر الحارة، تدخل الكتل

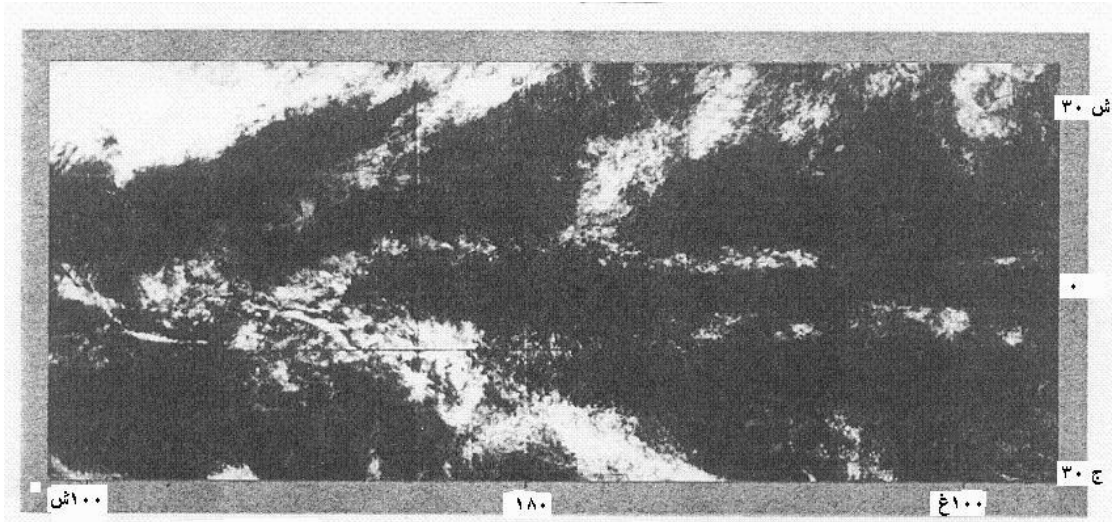


الخريطة ٥-١٤: كمية الأمطار السنوية على طول الساحل الغربي الأفريقي من ساحل العاج إلى نيجيريا. خط المطر المتساوي ١٠٠٠ ملم تقريباً يحدد النطاق الجاف حول أكرا.

After: Trewartha.

الهوائية الجنوبية الموسمية (الكتل المدارية البحرية mT) من خليج البنغال إلى هذا الإقليم الشمالي الشرقي بسهولة، حيث تحصر بشكل التضاريس وتجبر على الارتفاع. العامل الرئيسي المسئول عن غزارة الأمطار هو هضبة التبت المرتفعة وأطرافها التي تتكون من جبال أكثر ارتفاعاً منها. فالتسخين الشديد بواسطة الأشعة الشمسية لسطح الهضبة المرتفع ينتج عنه نشوء ضغط جوي عالي فوق جنوب وجنوب شرق التبت. ونتيجة لسيادة تصعيد الهواء بالقوة Forced Ascent بواسطة المرتفعات للكتل الهوائية المدارية البحرية mT غير المستقرة، والدورة المحفزة حرارياً Thermodynamically Induced (فصلياً و يومياً) نتيجة تسخين سطح الهضبة المرتفع، ينتج فصل تساقط طويل ومستمر تقريباً، حيث يكون تساقط الأمطار ليلاً ونهاراً.

واحد من أكثر مناخات العالم مفاجئة و يعتبر غير طبيعي هو قلة الأمطار في المنطقة الاستوائية من وسط وشرق المحيط الهادئ (الشكل ٥-١٥). فعلى شكل إسفين طويل نحيف يمتد باتجاه الغرب، رأسه المدبب عند خطوط طول ١٦٠-١٧٠° شرقاً، يظهر قطاع ضيق ذا أمطار قليلة على طول خط الاستواء ولمسافة ١٢٠٠ كلم أو أكثر وإلى الغرب من ساحل الإكوادور-بيرو. تزداد الأمطار بالاتجاه غرباً من ١٢٠ ملم إلى ٢٥٠ ملم في أقصى الشرق وإلى ٧٦٠ ملم في أقصى الغرب. هناك نطاق من الأمطار الغزيرة يحيط هذا الجزء الجاف من الاتجاهين الشمالي والجنوبي، ويكون انحدار خطوط المطر أسرع بالاتجاه الشمالي. هذا النطاق الجاف يبدو مستقراً بشكل واضح جداً في موقعة، حيث لا يتحرك خلال السنة على دوائر العرض إلا قليلاً. في صور الأقمار الصناعية، يظهر النطاق الجاف من المحيط الهادئ على أنه نطاق سماء صافية نسبياً، تحيط به من الشمال والجنوب سماء ملبدة بالغيوم (الشكل ٥-١٥). ما هو أصل هذا النطاق الجاف الاستوائي الفريد؟ يبدو أنه مازال غامضاً. ولكنة بشكل عام يعزى إلى ظهور لسان من الماء البارد وبشكل غير اعتيادي في المنطقة مما يعمل على استقرارية الهواء فوق المنطقة. هذا اللسان من الماء البارد تكون بشكل رئيسي من تصاعد الماء من الأعماق Upwelling من تيار كروم ويل تحت سطحي البارد Cold Cromwell Under Current، ويمكن إضافة بعض الأمور الأخرى مثل قلة تكرار الكتل



الشكل ١٥-٥: صورة بالأقمار الصناعية حسب مسقط مركبتور تظهر الإقليم الاستوائي في شرق ووسط المحيط الهادئ. المظهر الغريب في هذه الصورة هو مجموعتين من الغيوم، تتفقان مع منطقتي سقوط الأمطار الغزير، توازيان خط الاستواء، كل مجموعة من الغيوم تبعد عن دائرة ٠° بعدة درجات. بين مجموعتي الغيوم هاتين يوجد نطاق ضيق غيومه قليلة يظهر باللون الأسود، يمتد غرباً من سواحل أمريكا الجنوبية إلى حوالي خط طول ١٦٠° غرباً. هذا هو النطاق الجاف للمحيط الهادئ الاستوائي. الصورة ليست من لقطة واحدة وإنما من عدة لقطات، ١٦-٣١ آذار ١٩٦٧.

After: Trewartha.

الهوائية الاستوائية الغربية الغير مستقرة وسيادة دورة هوائية شرقية حيث يكون تفرق الهواء هو السائد. لذلك يسود ظهور جبهتان مداريتان Double ITC مع هبوط هواء بينهما في جوار خط الاستواء.

الشواذ المناخية للإقليم المناخي الرطب- الجاف Aw

Climatic Anomalies for Wet-Dry Climate Region

أمريكا اللاتينية Latin America

معظم داخل البرازيل جنوب دائرة عرض ١٠° جنوباً وتسمى الكامبوس Campos تمثل أكبر مساحة في العالم للمناخ Aw. رغم أن موقعها اعتيادي، لذلك فهي تمثل أفضل مثال على صفات المناخ الرطب الجاف Aw. مجموع أمطارها السنوية يتراوح بين ١٠٠٠-١٥٠٠ ملم، تتركز معظمها في فصل الصيف، حيث أن الكامبوس تسيطر عليها الرياح الشمالية الغربية الرطبة للكتلة الهوائية المدارية البحرية mT غير المستقرة. في الجزء الشرقي، حيث ترتفع الأرض عدة آلاف من الأقدام، فإن المناخ Aw يتحول إلى نوع من المناخ المعتدل الذي يأخذ الحرف C فيصبح المناخ Cw. المساحة الصغيرة من مناخ Aw في فنزويلا وكولومبيا تسمى لانوس Llanos وهو الجزء الشمالي من نفس المناخ الموجود في كامبوس في البرازيل.

يلاحظ أن منطقة كامبوس الواسعة في البرازيل والتي مناخها مداري رطب جاف Aw تقع في نفس دوائر عرض أكبر صحاري العالم (الصحراء الكبرى شمال خط الاستواء، وصحراء كلهاري جنوب خط الاستواء، وكلاهما في أفريقيا، والصحراء الاستوائية الواسعة جنوب خط الاستواء). الكامبوس البرازيلية ربما تكون قد تجنببت الجفاف بواسطة التوغل العميق لمنظومة الرياح الشمالية الغربية إلى جنوب البرازيل، وهي كتل هوائية مدارية بحرية

mT غير مستقرة تأتي من العروض الاستوائية (الشكل ٥-١١). وهي رياح موسمية بشكل ما وتصل جنوباً إلى مدار الجدي.

المناطق الأخرى للمناخ Aw في أمريكا اللاتينية يشمل منطقة صغيرة في الإكوادور على ساحل المحيط الهادئ قريباً من خط الاستواء، والتي من الطبيعي أن تكون على بعد ١٠ دوائر عرض إلى الجنوب من موقعها الحالي. أن تزحزح هذا الإقليم إلى الشمال من موقعه جاء بسبب العوامل غير الطبيعية المكونة لصحراء شديدة الجفاف إلى الجنوب من هذا الإقليم على طول ساحل بيرو. المناخ الرطب الجاف Aw هو صفة منطقة ظل المطر على ساحل المحيط الهادئ لأمريكا الوسطى وجنوب المكسيك، وجزر العروض الواطنة لغرب الانديز وشبه جزيرة يوكاتان.

صفة عامة لنظام المجموع السنوي للأمطار في إقليم Aw في البحر الكاريبي وغرب خليج المكسيك بما فيها الجزر وسواحل اليابسة وهي وجود قمتين مطريتين في الصيف. فأمطار هذه المنطقة تسقط من أيار إلى تشرين الثاني (الصيف)، ولكن ضمن هذه الفترة هناك قمة في حزيران وقمة مطر أخرى في أيلول وتشرين الأول، وهناك انخفاض ثانوي في الأمطار يسمى فيرانيلو Veranillo في تموز وآب. القمتان المطريتان تتزامنان مع قمة التغير الفصلي لحركة الهواء العمودية إلى الأعلى في المستوى ٨٠٠ مليبار و ٥٠٠ مليبار فوق الكاريبي، الانحناء نحو الأسفل في شكل المجموع السنوي للأمطار يحدث عندما يكون هناك تباطؤ في الحركة العمودية Vertical Motion للهواء. هذا بدوره يعتقد أنه يتلزم مع زيادة بسيطة في قوة الضغط الجوي حيث أن الضغط العالي شبه المداري الأطلسي الشمالي يتحرك غرباً. ولكن يبدو أن الضغط العالي ليس هو الجواب التام لانخفاض الأمطار في منتصف الصيف (تموز وآب). فالضغط كمعدل عام لا يتوافق مع سقوط الأمطار. بالإضافة إلى ذلك فإن أقصى ارتفاع للضغط يحدث على مستوى الإقليم كاملاً في نفس الوقت، ولكن هذا غير صحيح بالنسبة للمطر. فالقمة الثانية للمطر (أيلول وتشرين الأول) تحدث بالتزامن مع زيادة تكرار العواصف المدارية Tropical Storms.

قارة أفريقيا Africa

في أفريقيا شمال خط الاستواء، فإن المناخ السوداني Aw الكبير جداً حيث يمتد من الشرق إلى الغرب يقع بين المناخ الاستوائي Af في حوض الكونغو وساحل غينيا من الجنوب والمناخ الصحراوي B للصحراء الكبرى من الشمال. بشكل عام امتداد هذا الإقليم ضيق نسبياً في امتداده من الشمال إلى الجنوب، بسبب الامتداد الجنوبي للصحراء الجافة. فخلال منتصف الصيف يكون للتسخين الشديد لسطح الصحراء تأثير على زحزحة الجبهة المدارية ITC على السطح بشكل غير اعتيادي بعيداً باتجاه الشمال (دائرتي عرض ٢٠-٢١ شمالاً). إلى الجنوب من منطقة اللقاء هذه توجد الرياح الاستوائية الجنوبية الغربية الرطبة، بينما فوق هذه الرياح هواء صحراوي جاف يأتي من الشمال الشرقي. لذلك تسقط القليل من الأمطار في المناطق المجاورة للجبهة المدارية السطحية، وحتى إلى عدة مئات من الأميال إلى الجنوب منها، بسبب أن الهواء الجنوبي الغربي ضحل جداً، والهواء المتصاعد إلى الأعلى فيه القليل من الرطوبة ليسمح بسقوط الأمطار. إلى الجنوب أكثر، وفوق السودان، حيث أن الهواء الجنوبي الغربي يصبح بالتدريج أكثر عمقاً، فإن أمطار الصيف تصبح غزيرة.

يظهر في المنطقة نوعان مهمان من الطقس المكون للمطر لمناخ Aw السوداني وهما خط الاضطراب Disturbance Line وعصف الرياح Surge أو تسارع التقاء الهواء Speed Convergence في الرياح الجنوبية الغربية المشابهة للرياح الموسمية. خط الاضطراب يشبه الجبهة الباردة، حيث تصاحبها عواصف رعدية وهواء مضطرب لولبي Turbulent Squall Winds. في الواقع هذه العواصف تتطور ليس على طول جبهة، ولكن ضمن رياح شرقية عميقة، تحتها هواء جنوبي غربي استوائي رطب. يتحركان باتجاه

الغرب، محمولان بواسطة الرياح الشرقية العلوية، ولكن الغيوم المرافقة لها والأمطار يأتيان من الرطوبة الموجودة في الرياح السفلية الجنوبية الغربية. نوع الطقس السوداني الثاني، عصف الهواء The Surge وهو صفة ملازمة للرياح السطحية الاستوائية الجنوبية الغربية خلال فترة الصيف. فعندما يتحرك عصف الهواء إلى اليابسة من المحيط الأطلسي ومن خليج غينيا، ينتج عنة طقس غائم مطير، ولكن من دون وجود اضطرابات، أو تغيير في اتجاه الرياح، أو الرياح اللولبية التي تصاحب خط العواصف الشديد. فهي تجلب ما يسميها العاملون في الأنواع الجوية الأفريقية " الأمطار الموسمية".

نوع خاص من الطقس يتصف به الفصل الجاف في منطقة السودان (يوجد كذلك في الصحراء الكبرى) هو الرياح المتجهة جنوباً وهي رياح منعشة، جافة تجارية شمالية شرقية. تسمى هذه الرياح الهرمتان Harmattan. فهي جافة حارة نهاراً، ولكنها تميل إلى البرودة ليلاً، ومحملة بالغبار الذي تتحمل به خلال مرورها فوق الصحراء. لذلك تتميز بظهور الغبار الكثيف الذي يغطي كل مكان.

جزء كبير من المناخ Aw في المنطقة الاستوائية الشرقية في أفريقيا وفي جنوب أفريقيا هي من نوع المناطق المرتفعة الباردة، مع مناطق عديدة تصنف ضمن المناخ C المعتدل حرارياً بدلاً من المداري A. المنطقة الشرقية الاستوائية في أفريقيا مع هضبتها المرتفعة نسبياً من الصعب أن تكون ذات مناخ Aw المعروف لا في حرارتها ولا في فصلية توزيع أمطارها. فهناك فصلان رطباً وفصلان جافاً، يعكسان العبور الثنائي للجبهة المدارية ITC. المنطقة الاستوائية الشرقية من أفريقيا هي أجف من المعتاد بالنسبة لشرق القارات الملاصقة لخط الاستواء. فهنا يسود المناخ A (C) w والمناخ B بدلاً من Af و Am (قارن هذا الجزء من أفريقيا مع أمريكا الجنوبية وآسيا).

قارة آسيا Asia

مثل معظم مناطق Aw، فإن شبه القارة الهندية فيها تغيير واضح في اتجاه الرياح بين الصيف والشتاء، يسمى الموسميات الهندية. ولكن من المعتاد أن التغيير الفصلي لاتجاه الرياح في الهند ليس أكثر موسمية من الأقاليم الأخرى لمناخ Aw، ولكن بالأحرى هو عبارة عن استجابة لهجرة الرياح العامة على دوائر العرض الناتج من حركة الشمس الظاهرية خلال العام. خلال فصل الشتاء الجاف، فإن الرياح الشمالية الشرقية الضعيفة التي تسود معظم شبه القارة الهندية هي في الأصل رياح تجارية. فبسبب انشطار الرياح الغربية العلوية بواسطة هضبة التبت المرتفعة، فإن أحد فروع الغربيات العلوية وتيارها النفث الجنوبي يتجهان جنوباً حول الكتلة المرتفعة ويصبحان فوق أقصى شمال شبه القارة الهندية. عواصف المنخفضات الجوية الضعيفة والتي تتحرك تحت تأثير التيار النفث توفر أمطار معتدلة في الفصل البارد في الأجزاء الشمالية والشمالية الغربية من الهند. ونتيجة لذلك فإن الشكل البياني لخط الأمطار هناك يبين بالإضافة إلى قمة مطرية صيفية كبيرة، فهناك قمة مطرية ثانوية في الشتاء.

الفترة الجافة الحارة التي تسبق الرياح الموسمية Premonsoon (آذار - أيار) مع ضغطها العالي المسيطر على المنطقة، تختفي مع تقدم الرياح الموسمية، حيث تتقدم الرياح الجنوبية الغربية والتي تكون رياح استوائية غير مستقرة شمالاً فوق شبه القارة الهندية، يصاحبها طقس مضطرب. يتزامن مع تقدم الرياح الموسمية تحول في موقع التيار النفث إلى شمال التبت. فهنا في شمال الهند وفي الصيف، وبين دائرتي عرض ٢٠-٣٠° شمالاً، تصل الجبهة المدارية ITC إلى أقصى تحرك لها شمالاً.

الأمطار الهندية الصيفية، والتي هي معتدلة الكمية ومتذبذبة فوق معظم أجزاء شبه القارة، هي نتاج كلاً من دورة الموسميات الاستوائية الجنوبية الغربية mT وعدة أنواع من الاضطرابات الجوية الموجودة فيها. هذه الاضطرابات المتحركة هي التي تجلب الطقس المطير

مع غيوم منتظمة ومناطق مطيرة. إحدى هذه الاضطرابات الجوية يسمى المنخفض الموسمي Monsoon Depression. معظم المنخفضات الموسمية هي عبارة عن دورة منخفض جوي ضعيف نسبياً، ولكن عدد قليل منها يتطور إلى أعاصير مدارية عنيفة. يبدو أن عدداً منها يتكون فوق خليج البنغال، ثم يتحرك بعدها باتجاه الشمال الغربي. تتركز أمطار هذه الأعاصير بشكل رئيسي فوق شمال وبالخصوص شمال شرق شبه القارة الهندية. هبوب الهواء المستمر لا تنتج عنة أمطار حتى في الهواء الرطب غير المستقر. الرياح المستمرة الهبوب عندما تقطع فقط باضطرابات متحركة تظهر عندها الغيوم وتسقط الأمطار.

مناخ Aw في جنوب شرق آسيا يقتصر بشكل رئيسي على الأراضي الداخلية لشبه جزيرة جنوب شرق آسيا. الجهة المواجهة للبحر من شبه جزيرة جنوب شرق آسيا ذات مناخ Am. إقليم مناخ Aw في شمال أستراليا، كما هو في شرق الهند والكاروبي يتعرض محلياً إلى هبوب العواصف المدارية.

من المفيد القول أن معظم شبه القارة الهندية وجنوب شرق آسيا ذات المناخ Af و Aw تتعارض مع شمال أفريقيا في نفس العروض، حيث يسود المناخ الجاف. جنوب وجنوب شرق آسيا قد تجنبت المناخ الصحراوي الجاف بواسطة الحقيقة التي تقول أنه خلال الفصل الحار وفي هذا الإقليم تتقدم الجبهة المدارية ITC إلى أقصى امتداد لها شمالاً من أي مكان آخر في العالم، لذلك تقع المنطقة تحت سيطرة الكتلة الهوائية الجنوبية الغربية mT غير المستقرة، والتي تسمى عادة الموسميات الجنوبية الغربية Southwest Monsoon.

الفصل السادس

أقاليم المناخ الجاف وشبه الجاف

- ٦-١ المناخ الجاف وشبه الجاف
- ٦-٢ المناخ الجاف الحار
- ٦-٣ المناخ شبه الجاف الحار
- ٦-٤ المناخ الجاف البارد
- ٦-٥ المناخ شبه الجاف البارد
- ٦-٦ المناخ الصحراوي الساحلي
- ٦-٧ الشواذ المناخية للأقاليم الجافة وشبه الجافة

أقاليم المناخ الجاف وشبه الجاف

أن من اكبر المشاكل التي صادفت التصنيف المناخي هو تحديد المناطق الجافة. فبالرغم من أن مفهوم الجفاف Drought لا خلاف عليه، حيث يمكن القول أن المناطق التي تكون أمطارها السنوية أقل من تبخرها السنوي هي مناطق جافة. إلا أن حساب التبخر صادف صعوبات كبيرة. ففي الوقت الذي يمكن فيه قياس كمية الأمطار، فإن الخلاف الكبير كان وما زال حول حساب كمية التبخر. وذلك لأن التبخر يتأثر بعوامل عديدة أهمها:

- ١- **درجة الحرارة:** فكلما ارتفعت درجة الحرارة زاد اكتساب الماء لها مما يسرع في حركة جزيئات الماء وبذلك يزداد التبخر.
- ٢- **كمية الإشعاع الشمسي:** فالماء قادر على امتصاص الإشعاع الشمسي المباشر مما يؤدي إلى تحوله إلى طاقة حركية فيرفع من حرارته وبذلك يزداد التبخر.
- ٣- **كمية الرطوبة في الهواء:** فالهواء المشبع ببخار الماء لا يستطيع حمل كميات إضافية من بخار الماء وبذلك يتوقف التبخر حتى لو كانت درجة الحرارة عالية.
- ٤- **سرعة الرياح:** الرياح تزيح الطبقة الهوائية المشبعة ببخار الماء وتحل محلها هواء أكثر جفافاً مما يساعد على استمرار التبخر. وبذلك كلما زادت سرعة الرياح تسارعت عملية إزاحة الهواء الرطب مما يسرع من التبخر.

من العوامل السابقة يتضح أن إيجاد معادلة تحسب التبخر Evaporation ليس بالعملية السهلة، فهي تحتاج إلى قياس الرياح على ارتفاعات مختلفة، كما تحتاج لقياس رطوبة الهواء على ارتفاعات مختلفة، ثم يتم استخراج ضغط بخار الماء من قياسات الرطوبة ليتم استخدامها في معادلة تحسب كمية التبخر. كما أن نتج النبات Transpiration يختلف بين نبات وآخر وهو رافد مهم للتبخر. لذلك جاءت المحاولات كلها لحساب كمية التبخر ناقصة. بالإضافة إلى عدم ظهور معادلة للتبخر/النتج Evapotranspiration مقبولة في زمن كوبن. لذلك أضطر كوبن لإيجاد علاقة بين درجة الحرارة (التي اعتبرها مسنولة عن التبخر) وبين كمية الأمطار الساقطة. تعتمد هذه العلاقة على أنه كلما ارتفعت درجة الحرارة زادت الحاجة إلى الأمطار، لأن ارتفاع الحرارة سيؤدي إلى تبخير كميات متزايدة من مياه الأمطار. ولهذا أوجد كوبن ثلاثة معادلات لتحديد حدود المنطقة الجافة. وهذه المعادلات تعتمد فصل سقوط الأمطار أساساً كما أوضحنا في الفصل الرابع.

٦-١ المناخ الجاف وشبه الجاف Arid and Semiarid Climate

المناخ الجاف وشبه الجاف هو المناخ الذي تقل فيه كمية الأمطار السنوية عن كمية التبخر السنوي، وهذا هو الجفاف الدائم Permanent drought. أما إذا قلت كمية الأمطار عن التبخر في بعض أشهر السنة، فإنه الجفاف الموسمي Seasonal drought. أما إذا قلت الأمطار في شهر واحد أو أقل فإنه الجفاف المؤقت Temporary drought. لم يهتم كوبن بقياس الجفاف الموسمي والجفاف المؤقت وإنما اهتم بتحديد الجفاف الدائم، لذلك فهذا عند كوبن هو الإقليم الذي لا توجد فيه مياه جارية من نفس الإقليم ويعتمد على المياه الجوفية. وكما أسلفنا فإن التحديد يعتمد على درجة الحرارة. فإذا قل مجموع الأمطار السنوية بالسنتيمتر عن ضعف معدل درجة الحرارة السنوية بالدرجة المئوية وكانت الأمطار شتوية، فإن الإقليم جاف Arid. أما إذا قل مجموع الأمطار السنوية بالسنتيمتر عن المعدل السنوي لدرجة الحرارة وكانت الأمطار شتوية فإن الإقليم شبه جاف Semiarid. فالحدود بين الإقليم الجاف وشبه الجاف إذاً يتحدد بنصف كمية الأمطار المطلوبة للإقليم شبه الجاف. أما إذا كانت الأمطار موزعة على شهور السنة (أي ليس هناك فصل سقوط واضح) فإن الكمية المطلوبة للأمطار تزداد وذلك لأن أمطار الصيف يكون تبخرها أكثر من أمطار الشتاء. وعليه أضاف

كوبن معامل ثابت للحرارة هو الرقم (٧) للفصل بين الإقليم شبه الجاف والإقليم الجاف. وأضاف الرقم (١٤) للفصل بين الإقليم الجاف والإقليم الرطب. أما إذا كانت الأمطار تسقط فقط في فصل الصيف فيضاف الرقم (١٤) للفصل بين الإقليم الجاف والإقليم شبه الجاف والرقم (٢٨) للفصل بين الإقليم الجاف والإقليم الرطب. ويمكن تتبع الجدول رقم (٦-١) لمعرفة كميات الأمطار المطلوبة ليصبح الإقليم رطباً.

الجدول رقم (٦-١): كمية الأمطار المطلوبة في درجات الحرارة المختلفة وفي فصول تساقط مختلفة ليصبح الإقليم رطباً وكذلك كمية الأمطار المطلوبة للفصل بين الإقليم الجاف وشبه الجاف.

درجة الحرارة (سنوي م°)	معدل	الأمطار الشتوية	الأمطار الموزعة	الأمطار الصيفية
	جاف	شبة جاف	جاف	شبة جاف
٥ م°	٥٠	١٠٠	١٢٠	٢٤٠
١٠ م°	١٠٠	٢٠٠	١٧٠	٣٤٠
١٥ م°	١٥٠	٣٠٠	٢٢٠	٤٤٠
٢٠ م°	٢٠٠	٤٠٠	٢٧٠	٥٤٠
٢٥ م°	٢٥٠	٥٠٠	٣٢٠	٦٤٠
٣٠ م°	٣٠٠	٦٠٠	٣٧٠	٧٤٠

القيم الموجودة تحت العمود جاف تعتبر الأمطار المطلوبة أو أقل منها في درجة الحرارة المعنية ليصبح الإقليم جافاً. أما إذا زادت الكمية عن ذلك والى الرقم الموجود تحت العمود شبه جاف فإنها الكمية المطلوبة ليكون الإقليم شبه جاف. أما إذا زادت الكمية عن كمية العمود شبه الجاف فالمناخ رطب. فمثلاً نحتاج إلى أقل من ٥٠ ملم من الأمطار في منطقة معدل حرارتها السنوية ٥ م° لتكون صحراوية، وبين ٥٠-١٠٠ ملم لتكون شبه جافة وأكثر من ١٠٠ ملم لتكون رطبة، إذا كانت أمطار المنطقة شتوية. أما إذا كانت أمطارها موزعة ومعدل حرارتها مثلاً ١٥ م°، فنحتاج إلى أقل من ٢٢٠ ملم لتصبح صحراوية، وبين ٢٢٠-٤٤٠ ملم لتصبح شبه جافة، وأكثر من ٤٤٠ ملم لتصبح رطبة. أما إذا كانت الأمطار صيفية ومعدل الحرارة السنوية ٢٥ م°، فنحتاج إلى أقل من ٣٩٠ ملم لتصبح صحراوية وبين ٣٩٠-٧٨٠ ملم لتصبح شبه جافة وأكثر من ٧٨٠ ملم لتصبح رطبة.

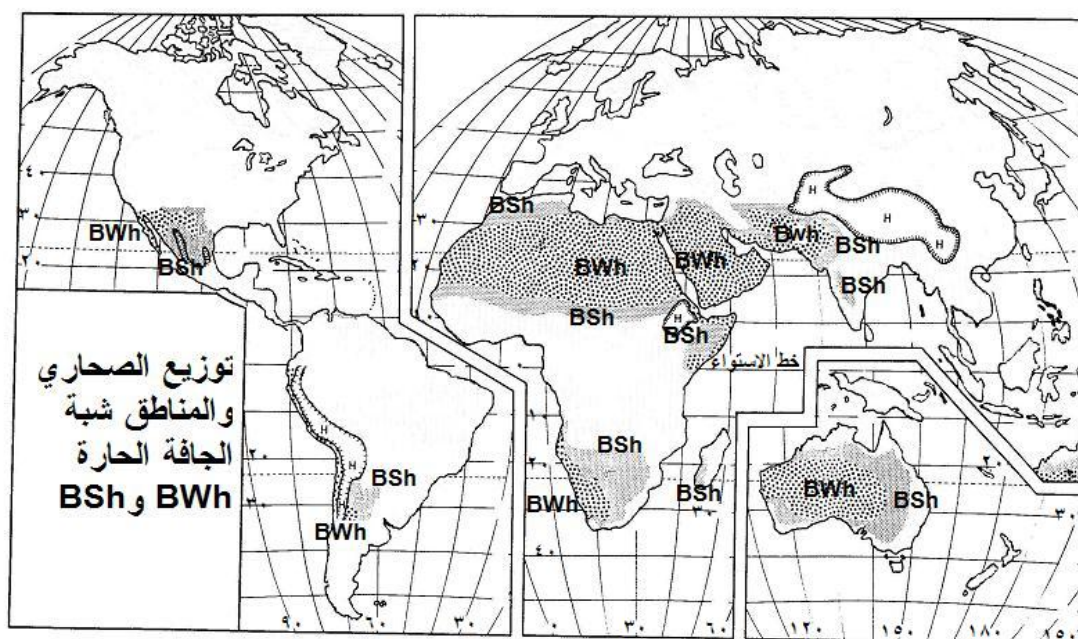
من ملاحظة الجدول السابق، يمكن اعتبار الإقليم شبه الجاف إقليم انتقالي بين المناخ الجاف والرطب. فحدوده الملاصقة للإقليم الجاف (الصحراوي) تتميز بمناخ صحراوي. بينما حدوده الملاصقة للإقليم الرطب فهي مناخاً مشابهة للإقليم الرطب. أما بالنسبة لحرارة هذه الأقاليم، فإنها يمكن أن تصنف ضمن الإقليم الاستوائي (A) وهي المناطق الجافة المدارية، ويمكن كذلك أن تصنف ضمن الأقاليم المعتدلة (C) والباردة (D) وهي الأقاليم الجافة في العروض العليا. لذلك فهذه الأقاليم تحتل ٢٦٪ من مساحة القارات (١٢٪ جافة و ١٤٪ شبه جافة).

أن الإقليم الجاف المداري سببه الضغط العالي شبه المداري والتيارات البحرية الباردة والجبهات الهوائية الجافة. أما الإقليم الجاف في العروض العليا فسببه الرئيسي البعد عن المسطحات المائية وتأتي بالدرجة الثانية الضغوط العالية القطبية والتيارات البحرية الباردة (أنظر الأسباب المفصلة لقلّة الأمطار في الفصل الثالث).

٢-٦ المناخ الجاف الحر BWh Hot Arid (Desert) Climate

وهو المناخ الصحراوي شبه المداري Subtropical Desert. والسبب الأساسي لتكون هذا النوع من المناخ هو الضغط العالي شبه المداري Subtropical high الذي يسيطر

على المنطقة طوال العام. لذلك فهو يقع بين دائرتي عرض ٢٠-٣٥ شمالاً وجنوباً. هذه المنطقة التي تتعرض لهبوط هواء Subsiding air، الهواء الهابط يمنع الهواء الساخن من الصعود إلى الأعلى وبذلك لا تكتمل عملية التكاثف الضرورية لسقوط الأمطار. وهذه الصحاري المدارية لا تمتد إلى السواحل الشرقية للقارات، لان هذه السواحل يمر بالقرب منها تيار بحري دافئ، كما أن امتداد الضغط العالي شبه المداري على هذه السواحل ضعيف وضيق. هذه العوامل تساعد على تمدد الهواء الرطب ووصوله إلى مرحلة التكاثف. لذلك فإن الصحاري المدارية تبدأ من السواحل الغربية للقارات وتتوقف عند منتصفها. بالإضافة إلى الضغط العالي شبه المداري، هناك عوامل محلية أخرى تزيد من توسع وامتداد هذه الصحاري؛ فوجود الجبال العالية التي تمنع توغل الرياح إلى الداخل، وكذلك سعة القارات التي تجعل مناطق واسعة بعيدة عن التأثير البحري، كلها عوامل مساعدة على سعة هذه الصحاري. لذلك تظهر أكبر صحاري العالم في هذا النطاق كما في الصحراء الكبرى وصحراء أستراليا (أنظر الخريطة ١-٦).



الخريطة ١-٦: التوزيع الجغرافي للصحاري الحارة في العالم.

تتميز درجة الحرارة في هذه الصحاري بالارتفاع. بل إن هذا الإقليم سجل أعلى ارتفاع لدرجة الحرارة في العالم، فقد سجل في العزيزية في ليبيا ٥٨ م°، وفي وادي الموت في كاليفورنيا ٥٧ م°. إن ارتفاع درجة الحرارة يأتي من خلال عمودية الشمس في فصل الصيف مع صفاء السماء وخلوها من الغيوم مما يسمح بوصول أكبر إشعاع شمسي ممكن وبذلك ترتفع درجات الحرارة. ففي الصيف غالباً ما تصل درجة الحرارة العظمى إلى ٥٠ م° لثلاثة أشهر الصيف. وارتفاع درجة الحرارة صيفاً هي الصفة المميزة لجميع الصحاري الحارة والباردة. كما تتميز الصحاري بارتفاع المدى الحراري السنوي. فارتفاع الحرارة صيفاً يقابله انخفاض في درجة الحرارة شتاءً. فقد سجلت يعقوب آباد في الباكستان مدى حراري سنوي ٢٣ م°، وسجلت فينكس في أريزونا ٢٢ م°. إذا قسمنا الصحراء الحارة إلى قسم جنوبي قريب من خط الاستواء وقسم شمالي قريب من العروض الوسطى، فإن القسم الشمالي يكون مداه الحراري أكبر من المدى الحراري في القسم الجنوبي. فقد سجلت الخرطوم مدى حراري سنوي مقداره ١١ م°. والسبب في ارتفاع المدى الحراري السنوي يعود إلى تعرض المنطقة لغزوات من الهواء البارد (الكتلة القطبية) خاصة الأطراف الشمالية منها مما يخفض درجة الحرارة شتاءً إلى ١١ م° في فينكس وإلى ١٤ م° في يعقوب آباد (أنظر الجدول رقم ٦-٢). أما

الصيف فكما ذكرنا فإنه شديد الحرارة حيث تسجل فينكس ٣٣ م° ويعقوب أباد ٣٧ م°. أما المدى الحراري اليومي فهو أعظم من المدى الحراري السنوي وقد يصل إلى ٤٠-٣٥ م° وهو كمعدل يزيد عن ٢٥ م°. والسبب أن صفاء السماء نهاراً يرفع الحرارة إلى الأربعينات، بينما انخفاض الحرارة ليلاً بسبب صفاء السماء يخفض الحرارة إلى العشرينات وأحياناً إلى أقل من ذلك، لذلك يكون المدى الحراري اليومي مرتفع جداً. وغالباً ما ينصح قاطع الصحراء ليلاً باصطحاب ملابس ثقيلة تقويه البرد الشديد ليلاً. هذا وقد تصل درجة الحرارة للرمال إلى ٧٠ م°. كما أن أعلى رقم مسجل لحرارة الرمال هو ٩٣ م°.

أما رطوبة الهواء فهي قليلة جداً، حيث يوصف هواء الصحاري بأنه شديد الجفاف. فإذا أردنا التعبير عنها بالرطوبة النسبية فهي ٢٦٪ في أليس سبرنك في استراليا شتاءً ولا تزيد عن ٢٥٪ صيفاً. وقد تنخفض إلى ٩٪ كما في جالو الليبية. لذلك تكون نسبة التبخيم واطئة حيث لا تزيد عن ١٠/١. أي أن السماء صافية باستثناء بعض العواصف الترابية التي تكدر صفو السماء. أما إذا حسبت على الرطوبة المطلقة فإن الهواء يتحمل بالرطوبة وذلك لأنه حار فترتفع قدرته على حمل بخار الماء. فالهواء الحار قادر على حمل بخار الماء ولكن نادراً ما يصل إلى حد الإشباع.

الجدول رقم ٦-٢: المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات صحراوية حارة.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
الخرطوم	٢٣	٢٤	٢٧	٣١	٣٣	٣٣	٣١	٢٩	٣١	٢١	٢٨	٢٣	٢٧,٩
يعقوب	١٤	١٧	٢٤	٣٠	٣٣	٣٧	٣٥	٣٣	٣٢	٢٦	٢٠	١٥	٢٦
أباد	٥	٨	٥	٥	٣	٨	٢٣	٢٣	٥	٣	٣	٥	٨٩
أليس	٢٩	٢٨	٢٥	٢٠	١٦	١٢	١٢	١٤	١٨	٢٣	٢٦	٢٨	٢١
سبرنك	٤٣	٣٣	٢٨	١٠	١٥	١٣	٨	٨	٨	١٨	٣٠	٣٨	٢٥٢
فينكس	١١	١٢	١٦	٢١	٢٥	٣٠	٣٣	٣٢	٢٩	٢٢	١٥	١٢	٢١
	١٨	٢١	١٨	٨	٣	٣	٢١	٢٨	١٨	١٣	١٣	٢١	١٨٥

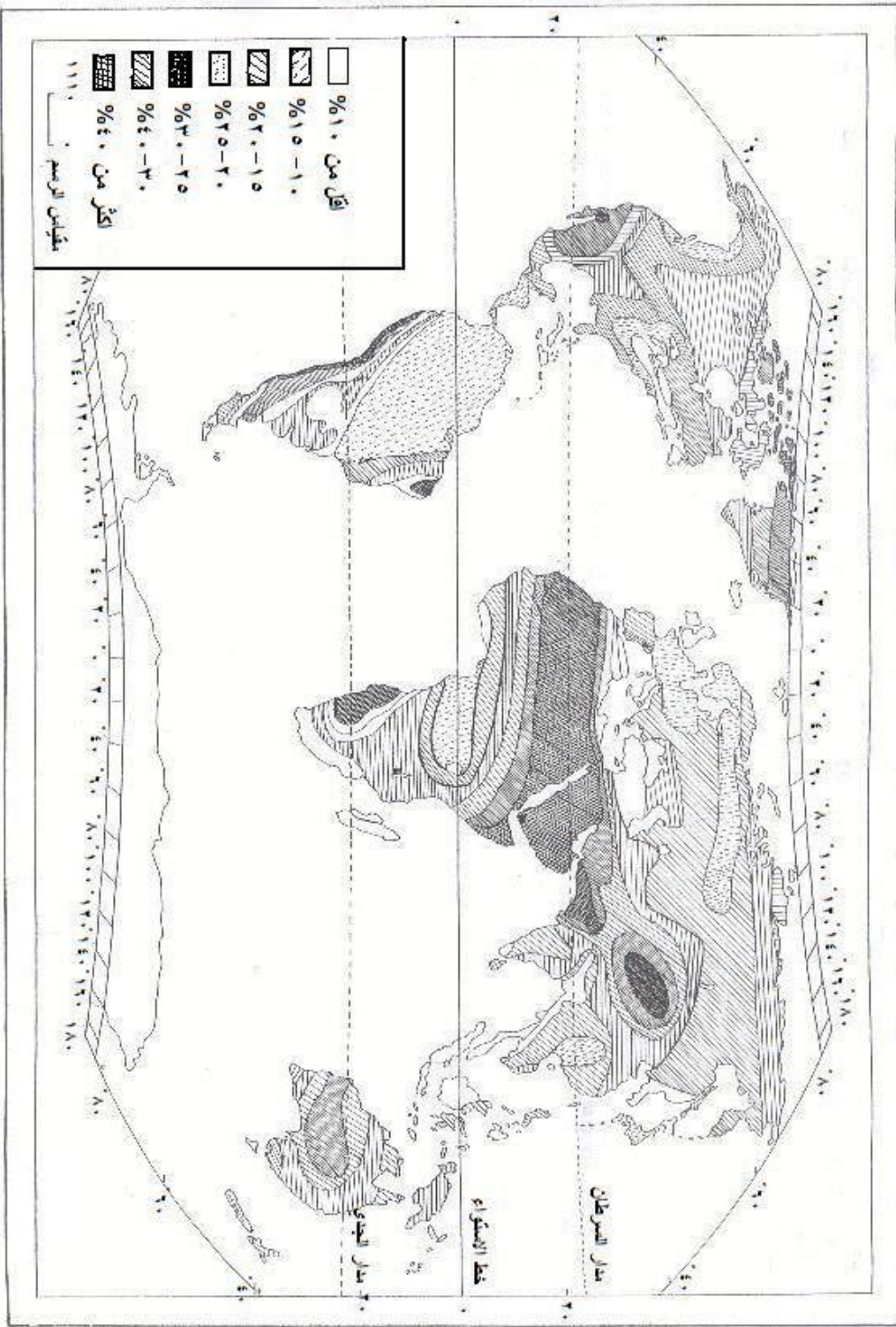
After: Trewartha.

الصحاري الحارة هي مركز الضغط العالي شبه المداري، لذلك تكون الرياح فيها بشكل عام هادئة، عدا فترات الانقلابين حيث تهب الرياح الحارة الجافة مثل رياح الخماسين والهرمتان وغالباً ما تكون حارة جافة مغبرة. تصل الحافات الشمالية للصحاري الحارة بعض الاضطرابات في فصل الشتاء مؤدية إلى تساقط كميات قليلة من الأمطار. وتصل حافتها الجنوبية صيفاً بعض اضطرابات المناخ الاستوائي تؤدي كذلك إلى سقوط بعض الأمطار. أما وسطها فنادر ما تصل إليه أي نوع من الاضطرابات.

أن أهم ما يميز الصحاري بشكل عام والحارة بشكل خاص هو قلة سقوط الأمطار. فالأمطار نتيجة الضغط العالي شبه المداري تصبح نادرة، لأن الهواء وعلى ارتفاع لا يتجاوز ١٠٠٠ متر يكون غالباً هواء هابط Subsidence. والهواء الهابط يمنع أي عملية تكاثف. كما أن جفاف هواء الصحاري يقلل من إمكانية التكاثف. لذلك على مستوى المجموع السنوي للأمطار فإنها قليلة لا تتجاوز ٢٥٠ ملم إلا نادراً. فمعدل مجموع أمطار أليس سبرنك في استراليا ٢٥٢ ملم (الجدول ٦-٢) بينما ينخفض في فينكس، أريزونا إلى ١٨٥ ملم وفي الخرطوم، السودان ١٦٤ ملم وفي يعقوب أباد، باكستان ٨٩ ملم. وهناك مناطق في وسط الصحراء لا تزيد أمطارها عن ٥٠ ملم كما في القاهرة. والمشكلة في أمطار المنطقة ليس في كميتها فقط وإنما في تذبذبها. فالمناطق الصحراوية الحارة تسجل أعلى تذبذب للأمطار في العالم (الشكل ٦-٢).

After: biel.

الشكل ٢-٦: نسبة تذبذب الأمطار في الأقاليم المناخية المختلفة، ويلاحظ أعلى نسبة في المناطق الصحراوية.



يصل تذبذب الأمطار في الصحاري الحارة إلى ٤٠٪. وهذا يعني أن محطات الصحاري قد تسجل أمطار غزيرة في بعض السنوات وقد تمر عدد من السنين بدون سقوط أية كمية من الأمطار. فهناك أجزاء من صحراء شيلي قد تمر عليها ٥-١٠ سنوات متتالية بدون أمطار. ويذكر أن هناك منطقة في وسط الصحراء الكبرى قد مر عليها ٢٥ سنة بدون أمطار. وعندما تسقط الأمطار فإنها تسقط خلال فترة قصيرة وبكميات كبيرة مسببة فيضانات وسيول خطيرة،

ثم تنقطع بعد ذلك لفترة طويلة. ففي حلوان، مصر سقطت أمطار من عاصفة واحدة مقدارها ١٤ ملم، في حين أن المجموع السنوي للأمطار المنطقة هو ٧٨ ملم، أي أن أكثر من نصف المجموع السنوي سقط في يوم واحد. لذلك فإن عدد الأيام المظيرة في الصحاري الحارة قد لا يتجاوز ٢٥ يوماً. وعليه فإن أمطار الصحراء ليست مفيدة للحياة النباتية الطبيعية أو للزراعة، حيث أن الكمية الساقطة تسقط خلال فترة قصيرة، فتزدهر الصحراء بالعشب بعدها بفترة قصيرة ثم ما تلبث أن تصفر وتموت خلال فترة قصيرة.

أما فصل سقوط الأمطار فإنه يختلف باختلاف موقع الصحراء. وكما أسلفنا بالنسبة للمدى الحراري، فإن أمطار الجزء الشمالي من الصحراء الكبرى تكون شتاءً، حيث تتأثر بإقليم البحر المتوسط المحاذي لها. وكذلك تكون الأمطار شتوية في أليس سبرنك، أستراليا حيث إنها في الجزء الجنوبي من الصحراء الأسترالية المحاذي لإقليم مناخ البحر المتوسط. أما الجزء الجنوبي من الصحراء الكبرى والجزء الشمالي من صحراء أستراليا فإن أمطارها صيفية حيث تتأثر بأمطار الإقليم الجاف الرطب Aw. ومن أبرز ظواهر المناخ الجاف هو العواصف الرملية والترابية.

العواصف الرملية والترابية : Sand and Dust Storms

عواصف عنيفة تؤدي إلى إثارة الغبار أو الرمال حسب طبيعة سطح الأرض. تكثر هذه العواصف في الفصول الانتقالية، الربيع أو الخريف. ويمكن أن تظهر حتى في الشتاء أو الصيف، ولكن تكرارها يكون أقل. إن السبب الرئيسي في تكونها هو مرور الجبهة الهوائية الباردة والتي ترفع الهواء عمودياً، ولأن الأرض جافة وذرات التربة أو الرمال غير متماسكة فإن الهواء السريع يرفع معه التربة والرمال مكوناً عاصفة ترابية أو رملية. كما يمكن أن تحدث مع سرعة رياح أكثر من ٧ م/ثا.

تعرف العواصف الترابية على أنها إثارة غبار في الهواء تتدنى فيه مدى الرؤية إلى ١٠٠٠ متر وان تكون سرعة الرياح أكثر من ٧ م/ثا. فالتربة الجافة في المناطق الصحراوية تكون غالباً مفككة، لذلك فإن أي هواء هاب يزيد سرعته عن ٧ م/ثا (السرعة التي يستطيع الهواء بها من حمل ذرات التربة) سيؤدي إلى إثارة غبار. أما العواصف الرملية فإنها تختلف عن العواصف الترابية في أن ذرات الرمل أكبر وأثقل من ذرات التراب، لذلك فالرمال في العاصفة الرملية لا ترتفع أكثر من مترين وان كميات كبيرة من الرمال الأكبر حجماً تتحرك مع العاصفة أما زحفاً أو بالقفز. لذلك من الممكن أن تهب العاصفة الرملية فتغطي الجسم إلى الأكتاف، ويكون الجو فوق ذلك صافياً. أما العاصفة الترابية فإن صغر ذرات الرمال يساعد على أن يرفع إلى ارتفاعات كبيرة قد تصل إلى مئات الأمتار، كما ينقل إلى مسافات بعيدة تقدر بآلاف الكيلومترات. لذلك فالعواصف الرملية دائماً تكون محلية، في حين إن العواصف الترابية تكون محلية أو إقليمية (منقولة من مناطق أخرى).

تشير الدراسات إلى أن الرياح بسرعة ٥٦ كم/ساعة تستطيع أن تعري ١٨ كغم/م^٢ وان رياح بسرعة ٨١,٥ كم/ساعة تعري ٣٦ كغم/م^٢، أما إذا كانت سرعة الرياح ١٢٠ كم/ساعة فإنها تعري ٩٣ كغم/م^٢. يلاحظ من الأرقام إن سرعة الهواء إذا تضاعفت تزيد قدرته على حمل التربة إلى تقريباً أربعة أضعاف، وهذا يعني تعرية عالية وقدرة هائلة على الحمل. لذلك تعاني المناطق الجافة في العالم جميعاً من هذه الظاهرة (الشكل ٦-٣).

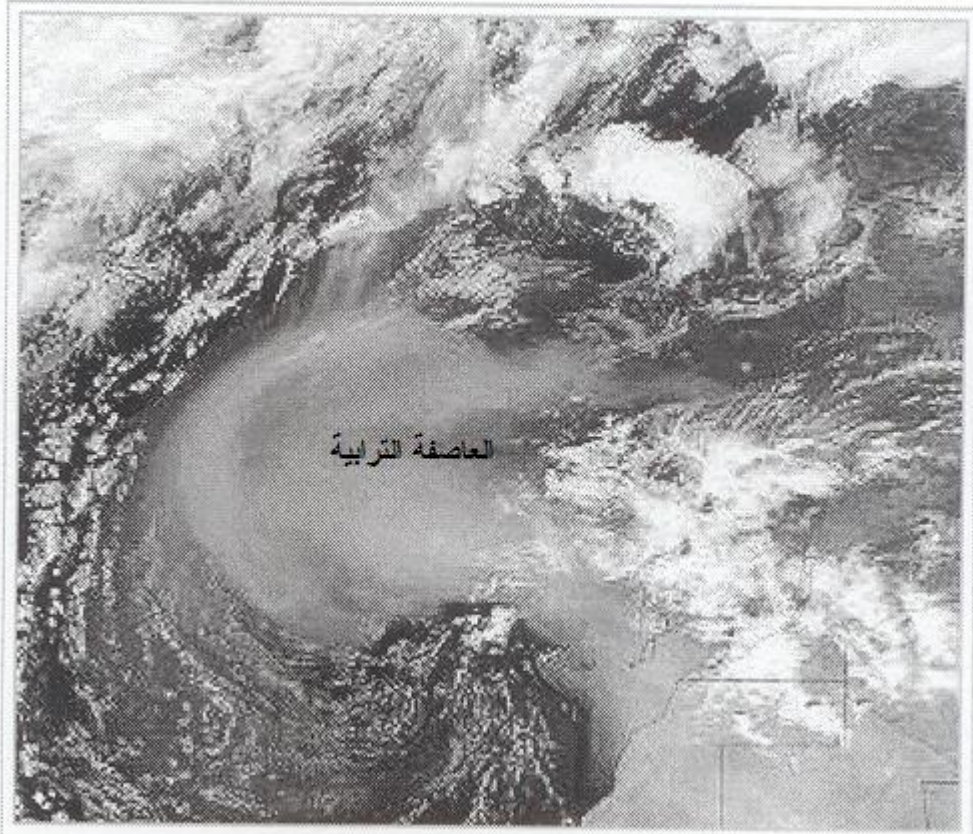
تشير الدراسات أن كل أنواع المنخفضات الجوية يمكن أن تصاحبها عواصف ترابية، كما وجدت عواصف ترابية مصاحبة لحركة المرتفعات الجوية، ولو إن تكرارها أقل بكثير. وان المهم بالموضوع الظروف الملائمة لوصول سرعة الهواء إلى أكثر من ٧ م/ثا، مع توفر تربة جافة مفككة. ويتفاوت طول فترة العواصف الترابية بين يوم إلى ستة أيام. فالعواصف الترابية المرافقة لمرور المرتفع الجوي تكون قصيرة العمر غالباً، بينما العواصف المصاحبة لمنخفض جوي عميق بطيء الحركة تستمر لفترة طويلة. كما يمكن للعواصف الترابية أن تظهر في كل



الشكل ٦-٣: صورة لعاصفة غبارية تبين إن الجبهة الباردة بتقدمها أثارت كميات كبيرة من التراب والى ارتفاع كبير، كما يظهر تقدم التراب مشابه لتقدم الجبهة الباردة.

فصول السنة، ولكنها في الفصول الانتقالية أكثر نشاطاً من الشتاء والصيف. وغالباً ما يرافق العواصف الترابية في الشتاء وجود التيار النفاث القطبي لأنه يساعد على تنشيط حركة التصعيد الهوائي في المنطقة التي يمر من فوقها. أما عواصف الصيف فيظهر معها التيار النفاث شبه المداري. العواصف الترابية التي يصاحبها انبعاج علوي يمكن أن تصل فيها الأتربة إلى ارتفاع كبير. ويلاحظ في المناطق شبه الجافة أن هناك علاقة بين كمية الأمطار السنوية وعدد العواصف الترابية المحلية. ولأن كثيراً من العواصف الترابية غير محلية فلا يستبعد أن تصل بعض العواصف الترابية إلى هذه المناطق حتى في السنوات المطيرة. فالعواصف الترابية تقطع مسافات آلاف الأميال إذا توفرت لها الظروف من حيث استمرار سرعة الهواء المطلوبة. فقد رصدت الأقمار الصناعية عواصف ترابية فوق المحيط الأطلسي ولمسافة كبيرة مصدرها الصحراء الكبرى (الشكل ٦-٤). كما إن عواصف ترابية تعبر الخليج العربي إلى إيران ويمكن أن تصل إلى أفغانستان.

الجفاف وتفتك التربة وانعدام الغطاء النباتي في المناطق الجافة كلها عوامل تساعد على ظهور العواصف الترابية. وفي الوقت الحاضر تعتبر عوامل التصحر مثل سوء حراثة الأرض وتملحها وتراجع إنتاجيتها والرعي الجائر عوامل مضافة لزيادة عدد العواصف الترابية. لذلك تكثر العواصف الترابية في الصحراء الكبرى، والصحراء العربية، وصحراء بلاد الشام والصحراء الغربية في العراق، وصحراء غوبي Gobi في منغوليا، وصحراء تكلا مكان Taklimakan في شمال غرب الصين، وفي السهول الوسطى الأمريكية، وفي صحراء سنوريا والمكسيك، وصحراء استراليا، كل الصحاري الأخرى والمناطق شبه الجافة في العالم. ويضاف إليها في الوقت الحاضر المناطق المتصحرة والتي بدأ زحف الرمال إليها بسبب التصحر. إن هذه المناطق التي تم ذكرها هي مناطق نشوء وتكون العواصف الترابية، وقد ذكرنا إن هذه العواصف قد تتعدى مناطق النشوء لتؤثر على مناطق مجاورة ليست مؤهلة لتكون العواصف الترابية. إن العواصف الترابية يمكن أن تضيف إلى بعض المناطق تربة خصبة كما في الامزون، كما يمكن أن تضيف للماء مواد غذائية للأسماء كما في المحيط الأطلسي، كما يمكن أن تضيف إليها تربة فقيرة غير مرغوب بها كما يحدث عندما يكون



الشكل ٦-٤: صورة عبر الأقمار الصناعية لعاصفة ترابية امتدت من فوق الصحراء الكبرى إلى المحيط الأطلسي ولمسافة كبيرة.

مصدر التربة المناطق المتصحرة.

التوزيع الجغرافي للإقليم

ذكرنا سابقاً أن سبب تكون هذه الصحاري هو الضغط العالي شبه المداري، لذلك فإن الصحاري الحارة تقع بين دائرتي عرض ٢٠-٣٥° شمالاً وجنوباً. توجد أكبر صحاري العالم الحارة في أفريقيا (الصحراء الكبرى) التي تمتد من سواحل المحيط الأطلسي إلى سواحل البحر الأحمر. ثم تنحدر جنوباً مع سواحل البحر الأحمر لتشمل أرتيريا وجيبوتي والصومال. تمتد الصحراء عبر البحر الأحمر وذلك لالتصاق أفريقيا بآسيا. فتظهر في آسيا صحراء الجزيرة العربية وتنظم إليها صحراء سوريا والعراق والأردن وفلسطين. ثم تمتد عبر الخليج العربي فتشمل صحراء لوط في إيران، وصحراء ثار بين الباكستان والهند. وهذا أكبر امتداد للصحاري في العالم. وتظهر الصحراء الحارة في المكسيك وجنوب الولايات المتحدة وهي صحراء سنوريا في المكسيك وأريزونا في الولايات المتحدة. أما في النصف الجنوبي، فتظهر صحراء كلهاري في أفريقيا. كما تظهر صحراء حارة في أستراليا (صحراء فكتوريا) وتشمل معظم أستراليا (أنظر الخريطة ٦-١).

٣-٦ المناخ شبه الجاف الحار

Hot Semi-arid (Steppes) Climate BSh

وهو إقليم انتقالي بين المناخ الجاف BW والمناخ الرطب Cs أو المناخ الرطب الجاف Aw. وهو أقل جفافاً من الإقليم الصحراوي، وذلك لأن الضغط العالي شبه المداري الذي يسيطر على الإقليم الصحراوي يبتعد قليلاً عن هذا الإقليم في فصل من فصول السنة. لذلك

ينحصر هذا الإقليم بين دائرتي عرض ٣٠ - ٣٥ شمالاً شمال الصحراء وجنوباً جنوب الصحراء، و ١٥ - ٢٠ شمالاً جنوب الصحراء وجنوباً شمال الصحراء. ففي الصيف وفي نصف الكرة الشمالي عندما يتحرك الضغط العالي شبه المداري إلى شمال موقعه، فيؤثر على الإقليم شبه الجاف Semiarid الشمالي، أي يكون تأثيره على شمال المناخ شبه الجاف في نصف الكرة الجنوبي في الشتاء. وفي الشتاء الشمالي فإن تحرك الضغط العالي إلى الجنوب يؤثر على الجزء الجنوبي من الإقليم شبه الجاف، والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي. يختفي هذا الإقليم في غرب القارات وذلك لأن التيارات البحرية الباردة تؤدي إلى تكون إقليم جاف وليس شبه جاف.

بالنسبة للحرارة فإنها مرتفعة في هذا الإقليم ومماثلة في ارتفاعها للإقليم الصحراوي. حيث أن صفاء السماء وقلة سقوط الأمطار تساعد على ارتفاع درجة الحرارة. فقد سجلت محطة كايس ٣٦ م (أنظر الجدول ٦-٣). أما المدى الحراري السنوي فهو أقل قليلاً من الإقليم الصحراوي، حيث سجلت بنغازي، ليبيا ١٣ م وكايس ١١ م. ارتفاع المدى الحراري السنوي فيها يعود إلى أن الكتل الهوائية القطبية تؤثر عليها شتاءً فتتخفف من حرارتها وخاصة الأجزاء الشمالية منها. الواقع أن درجة الحرارة في هذا الإقليم مختلفة بين الأجزاء الشمالية والجنوبية منه. فالجزء الشمالي الذي يقع شمال الصحراء في نصف الكرة الشمالي، يتميز بارتفاع الحرارة صيفاً وانخفاضها شتاءً. بينما الجزء الجنوبي الذي يقع جنوب الصحراء، يتميز بارتفاع الحرارة صيفاً واعتدالها شتاءً. فمن الصعب أن نطلق صفة الشتاء في هذا الإقليم. فالمناطق الجنوبية ذات مناخ مداري من حيث درجة الحرارة، ولكن قلة أمطارها صنفها على أنها شبه جافة.

رياح الإقليم تتباين بين الصيف والشتاء في اتجاهها وسرعتها. ففي المنطقة التي تقع جنوب الصحراء تكون الرياح التجارية الجافة هي السائدة في فصل الشتاء، حيث يقترب مركز الضغط العالي شبه المداري من حدود المنطقة. أما في الصيف وعند ابتعاد المركز شمالاً، فإن الرياح الجنوبية الغربية تتناوب مع الرياح الشمالية الشرقية (التجارية) في سيادتها على المنطقة. وغالباً ما تجلب الرياح الجنوبية الغربية بعض الرطوبة فتساعد على سقوط بعض الأمطار الإعصارية. أما المنطقة التي تقع شمال الصحراء، فإن الرياح الغربية والجنوبية الغربية تسود في فصل الشتاء حيث الضغط العالي يكون في جنوب موقعه، وتجلب هذه الرياح بعض الرطوبة، كما تصل المنطقة بعض المنخفضات الجوية للعروض الوسطى مما يساعد على سقوط الأمطار. أما صيفاً فالمنطقة تخضع لسيطرة الضغط العالي شبه المداري فيكون هوائها ساكناً تقريباً.

الجدول رقم ٦-٣: المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات شبه جافة حارة.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
دكار	٢١	٢٠	٢١	٢٢	٢٣	٢٦	٢٧	٢٧	٢٨	٢٧	٢٦	٢٣	٢٤,٣
	٠	٢	٠	T	١	١٥	٨٨	٢٤٩	١٦٣	٤٩	٥	٦	٥٧٨
بنغازي	١٣	١٤	١٧	١٩	٢٢	٢٤	٢٦	٢٦	٢٦	٢٤	١٩	١٥	٢١
	٩٤	٤٥	١٨	٣	٣	٠	٠	٠	٣	٨	٥٤	٧٩	٣٠,٢
كايس	٢٥	٢٧	٣٢	٣٤	٣٦	٣٣	٢٩	٢٨	٢٨	٢٩	٢٨	٢٥	٢٩
	٠	٠	٠	٠	١٥	٩٩	٢١١	٢١١	١٤٢	٤٨	٨	٥	٧٣٩

After: Trewartha.

الأمطار في هذا الإقليم الانتقالي أغزر من أمطار الصحراء. ونظرياً حتى تكون المنطقة شبه جافة، فإن أمطارها يجب أن تكون أكثر من الحرارة وأقل من الضعف. والأمطار متذبذبة

بشكل كبير، والتذبذب في الأمطار هنا أخطر من تذبذبها في الصحراء. حيث أن أمطار الصحراء لا يمكن الاعتماد عليها مطلقاً، لذلك لا تقوم زراعة في الصحراء إذا لم يتوفر الري. أما في المناطق الشبه جافة، فإن هناك سنوات تكون أمطارها بغزارة المناطق الرطبة، فتغري الفلاح على الزراعة اعتماداً على المطر. وتأتي سنوات تكون أمطارها مشابهة لكميات المطر في الصحاري فتحل الكارثة بالمحاصيل الزراعية. أما مواعيد سقوط المطر فإنها متباينة؛ ففي المناطق التي تقع شمال الصحراء في نصف الكرة الشمالي، تكون الأمطار شتوية. فحيث أنها تحادد إقليم مناخ البحر المتوسط Cs فإن عدد من المنخفضات الجوية تسلك طريقاً جنوبياً مما يؤدي إلى وصول بعضها إلى المنطقة شبه الجافة فتؤدي إلى سقوط بعض الأمطار عليها. فأمطار المناطق شبه الجافة الشمالية إعصارية. ففي محطة بنغازي مثلاً تسقط أمطار مجموعها ٣٠٢ ملم معظمها في الأشهر كانون الأول والثاني وشباط. بينما لا تسقط أية كمية في حزيران وتموز وآب. وكدليل على تذبذب أمطار بنغازي، فقد سجلت في بعض السنين أمطار مقدارها ٥٦٠ ملم بينما في سنين أخرى لم تسجل سوى ١٨٠ ملم فقط. أما المناطق التي تقع إلى الجنوب من الصحراء فإن أمطارها صيفية. فحيث أنها تحادد الإقليم الرطب الجاف Aw فإن أمطارها تسقط في الأشهر تموز وآب وأيلول وتشرين الأول، كما في محطتي دكار وكايس. أما أشهر الشتاء فهي جافة تماماً. أن هذه الأمطار هي نتيجة أقصى تزحزح للجبهة المدارية ITCZ إلى الشمال من خط الاستواء. لذلك فإن حرارة وأمطار هذه المحطات تشابه محطات الإقليم Aw، إلا أن كمية أمطارها أقل وفترة جفافها أطول. فقد سجلت دكار ٥٧٨ ملم في السنة وكايس ٧٣٩ ملم. إلا أن ارتفاع درجة الحرارة يجعل هذه الكميات من الأمطار ليست كافية بل إنها تفقد الكثير منها بالتبخر.

أن قلة الأمطار وارتفاع الحرارة يجعل الحاجة إلى الماء في التربة كبيرة. فالحاجة إلى الماء في التربة لا يزيد عن ٤٠ ملم ولكن لا يقل عن ٧ ملم في أشهر الشتاء. أما الحاجة السنوية فهي بحدود ١٣٠٠ ملم وهذا يعني أن التبخر هو أضعاف كمية الأمطار الساقطة. ولا بد من التمييز هنا بين المناطق شمال الصحراء وجنوبها. فالأمطار الشتوية تكون أكثر فائدة للنبات وذلك لقلة التبخر منها. لذلك فالمناطق الشبه الجافة الشمالية أفضل نباتاً وأكثر ماءً من المناطق شبه الجافة الجنوبية.

التوزيع الجغرافي للإقليم BSh

تحيط المناطق شبه الجافة الحارة بالمناطق الجافة الحارة من ثلاثة جهات، من الشمال والشرق والجنوب. أما الجهة الغربية للصحاري فإنها تطل مباشرة على سواحل المحيطات فلا توجد بينها وبين مياه المحيط منطقة انتقالية شبه جافة، وذلك لشدة جفاف المناطق المحاذية للتيارات البحرية الباردة (الخريطة ٦-١). فالتيار البحري البارد يخفض كمية الأمطار بشكل كبير جداً على السواحل التي يمر بالقرب منها وذلك لأن الضغط العالي المصاحب للمياه الباردة هو المسيطر على هذه السواحل فيعمل على منع تصاعد الهواء لتتكون الغيوم ومن ثم تؤدي إلى سقوط أمطار. وبذلك لا تظهر المناطق شبه الجافة ذات الأمطار المعتدلة على طول هذه السواحل. لذلك توجد المناطق شبه الجافة شمال الصحراء الكبرى من سواحل المغرب إلى سواحل ليبيا، وفي جنوبها من سواحل السنغال إلى جنوب السودان، حيث تتجه جنوباً إلى الصومال والساحل الشرقي لأفريقيا، فهي بذلك تحيط بالصحراء الكبرى من ثلاث جهات. أما جنوب أفريقيا فتظهر في زامبيا وبتسوانا وناميبيا وجنوب أفريقيا. في آسيا فتبدأ من جنوب فلسطين إلى الأردن وسوريا والعراق، كما تظهر في مرتفعات عسير في اليمن والسعودية. وتظهر كذلك في إيران والهند. وفي أستراليا، تظهر شمال وشرق وجنوب صحراء فيكتوريا، وهناك بقع صغيرة في وسط الصحراء وعلى الساحل الغربي لأستراليا. وتظهر كذلك في أمريكا الجنوبية في الأرجنتين، وبقع صغيرة على الساحل الشمالي لأمريكا الجنوبية المطل على البحر الكاريبي.

٦-٤ المناخ الجاف البارد

Cold Arid (Desert) Climate BWk

المناخ الجاف البارد (الصحاري الباردة) يوجد في العروض الوسطى بين دائرتي عرض ٣٥° - ٥٠° شمالاً، وبين ٣٠° - ٤٨° جنوباً. أن السبب الأساسي لتكون هذه الصحاري هو البعد عن المسطحات المائية، كما أن مناطقها عبارة عن أحواض محاطة بالسلاسل الجبلية تقريباً من كل الجهات. وتوجد حصراً في آسيا وأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية. فالبعد عن المسطحات المائية يجعل المنطقة تخضع للكتل القطبية القارية cP. ففي الشتاء تخضع المنطقة لضغط عالي، بينما في الصيف لا تصل إليها الكتل الهوائية البحرية. يستثنى من ذلك صحراء بتكونيا في الأرجنتين التي تكونت بسبب ضيق اليابس ووقوعها في ظل مطر جبال الأنديز الشديدة الارتفاع.

درجة الحرارة في الصيف في بعض أجزائها مشابهة لدرجة حرارة الصحاري الحارة، والفرق بينها والصحاري الحارة هو في عدد الأيام التي ترتفع فيها الحرارة إلى أكثر من ٤٠°م. ففي الصحاري الباردة لا تتجاوز ٣٠ يوماً، بينما تتعدى ٦٠ يوماً في الصحاري الحارة. معدل درجة حرارة الصيف معتدل إلى حار، فقد ارتفع المعدل في كوجي سن كيالك إلى ٢٤°م، وفي فالون إلى ٢٣°م، وفي طشقند إلى ٣٣°م (انظر الجدول ٦-٤). الفرق بين هذه الصحاري والصحاري الحارة هو في درجة حرارة الشتاء، حيث تنخفض في هذا الإقليم درجة الحرارة إلى دون الصفر المؤوي ولفترة تعتمد على موقعها. فالمناطق الجنوبية قد تنخفض الحرارة فيها إلى الصفر المؤوي أو دونه بقليل كما في فالون حيث تنخفض الحرارة إلى -٥°م، وفي طشقند إلى -٢°م. أما المناطق الشمالية فتتخفض الحرارة كثيراً في الشتاء حيث

الجدول رقم ٦-٤: المعدل الشهري والسفوي للحرارة والمجموع الشهري والسفوي للأمطار في محطات جافة باردة.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
سانتا	١٥,٠	١٤	١٣	٩	٥	٢	٢	٣	٧	٩	١٢	١٣	٩
كروز	١٥,٠	١٠	٨	١٥	١٥	١٣	١٨	١٠	٥	١٠	١٣	٢٣	١٥٥
كوجي	١٢-	٣-	٧	١٣	١٨	٢٢	٢٤	٢٣	١٨	١٢	٢	٧-	٩
سن													
كيالك	٣	٣	٥	٣	٣	٣٣	١٨	٨	٥	٠	٣	٨	٨٦
فالون	٠,٥-	٢	٥	١٠	١٣	١٨	٢٣	٢٢	١٦	١١	٤	٠	١١
	١٥,٠	١٣	١٣	١٠	١٥	٨	٣	٥	٨	١٠	٨	١٥	١٢٠

After: Trewartha.

وصلت في أولان باتور إلى -٢٥°م، وفي كوجي سن كيالك إلى -١٢°م. نفس هذا الفرق يمكن أن يوجد في الصيف حيث المناطق الجنوبية أكثر حرارة من المناطق الشمالية التي يكون صيفها معتدلاً. ينتج عن هذا مدى حراري سنوي كبير. فقد سجلت فالون مدى حراري سنوي وصل إلى ٢٤°م، وكوجي سن كيالك ٣٦°م. أما المدى الحراري اليومي فما زال مرتفعاً ولكنه أقل من المدى الحراري السنوي. وهذه الصفة تختلف فيها عن الصحاري الحارة حيث المدى الحراري اليومي أكبر من المدى الحراري السنوي. أن السبب في كبر المدى الحراري السنوي في هذه الصحاري يعود إلى أن الصيف معتدل إلى حار بينما الشتاء ولتأثره بالكتل القطبية والمتجمدة يكون بارد إلى شديد البرودة مما يؤدي إلى كبر الفارق الحراري بين الصيف والشتاء. أما بالنسبة لتعاقب الفصول، فإن الربيع هنا يكون قصيراً وسرعان ما ترتفع درجة الحرارة فيه، حيث تستغل الحرارة في بداياته لإذابة الثلوج وبعد ذوبانها ترتفع الحرارة بسرعة. كما قلنا تشذ عن هذه القاعدة صحراء بتكونيا فهي ذات مناخ بحري رغم كونها صحراء فلا تنخفض الحرارة عن ٢°م ولا تزيد عن ١٥°م، لذلك مداها الحراري ١٣°م. وبذلك

فهي بحرية المناخ بسبب موقعها على سواحل المحيط الأطلسي وضيق اليابس الأمريكي الجنوبي في هذا المكان .

أما نظام الضغط والرياح في هذا الإقليم فأنه يتميز بارتفاع الضغط في فصل الشتاء نتيجة الانخفاض الشديد في درجة الحرارة بالإضافة إلى تأثيره بالضغط العالي القطبي Polar high. ينتج عن ارتفاع الضغط سماء صافية مع رياح خفيفة، وفي الأيام التي تتعرض المنطقة إلى غزوة من الاضطرابات الجوية من المناطق المجاورة، فإنها تؤدي إلى تحريك الهواء فتهب رياح قاسية البرودة وتساعد على تساقط بعض الثلوج. أما في الصيف، فإن الضغط الواطئ هو المسيطر مما يؤدي إلى رياح شديدة السرعة، وغالباً ما تكون وقت الظهيرة حيث التسخين على أشده، وقد تساعد هذه الرياح على تساقط أمطار تصاعدية.

الأمطار في الإقليم قليلة نتيجة جفاف الهواء، أما بسبب بعده عن المسطحات المائية، أو لأنه هواء هابط بسبب السلاسل الجبلية المحيطة بالصحاري. والأمطار هنا رغم قلتها، ولكنها لا تصل إلى التدني الكبير في أمطار الصحاري الحارة. فأمطار كوجي سن كيانك تصل إلى ٨٦ ملم سنوياً، وفي فالون إلى ١٢٠ ملم سنوياً. ولما كان الشتاء بارداً والتبخّر معدوم فإن الأمطار هنا تكون أكثر كفاءة من أمطار الصحاري الحارة. أما فصل سقوط الأمطار فإنه يختلف حسب اختلاف موقع الصحراء. فالحافات الجنوبية من الصحراء والتي تكون محاذية لإقليم مناخ البحر المتوسط تكون أمطارها شتوية، حيث تتبع نفس نظام البحر المتوسط وذلك لوصول بعض الاضطرابات الجوية إليها شتاءً. أما الحافات الشمالية لهذه الصحاري فإن أمطارها غالباً ما تكون في فصل الصيف حيث التسخين وارتفاع التبخر ورفع الهواء إلى الأعلى يساعدان على سقوط كميات من الأمطار. وكما في الصحاري الحارة فإن الأمطار في الصحاري الباردة شديدة التذبذب. والفرق أن بعض التساقط هنا يكون على شكل ثلوج خاصة في فصل الشتاء.

أما صحراء بتكونيا فإنها تختلف عن بقية الصحاري الباردة. فهي ذات أمطار أغزر نسبياً من صحاري آسيا، فقد سجلت ١٥٥ ملم سنوياً، بالرغم من أن هذه الكمية شديدة التذبذب. وليس هناك فصل واضح لسقوط أمطارها.

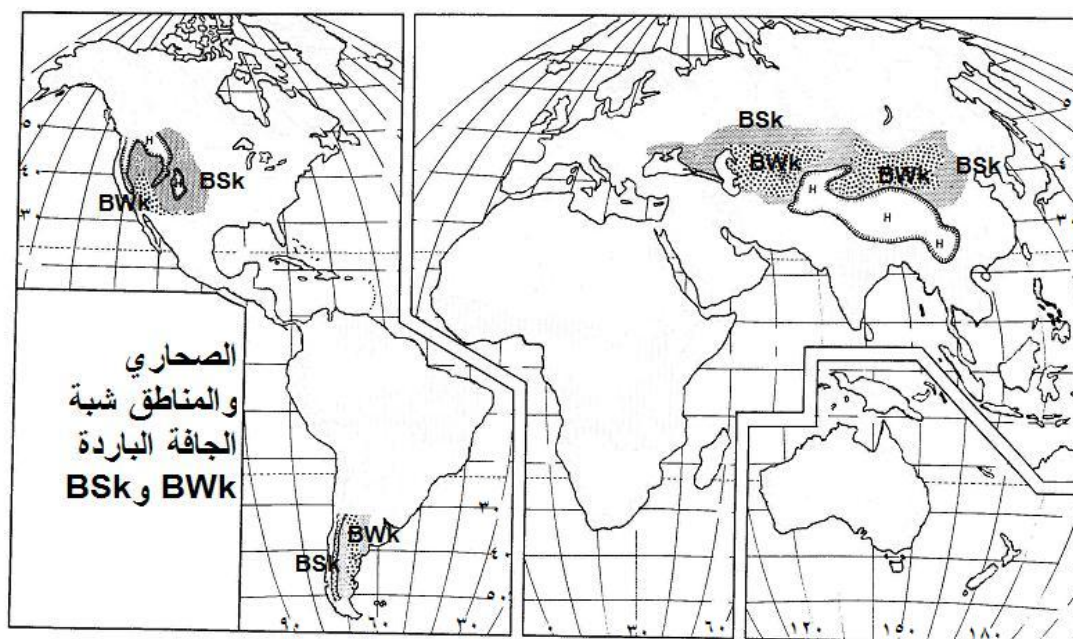
التوزيع الجغرافي للصحاري الباردة BWk

أكبر امتداد ووجود لهذه الصحاري هو وسط آسيا، حيث تظهر بعيداً عن المسطحات المائية صحراء تركمانستان التي تمتد من سواحل بحر قزوين إلى داخل جمهوريات وسط آسيا. كما تظهر صحراء تكلا مكان وغوبي في شمال الصين وفي منغوليا. وتظهر صحراء نيفادا في الولايات المتحدة الأمريكية التي تقع في أحواض جبال الروكي. وهناك صحراء بتكونيا في أمريكا الجنوبية (الأرجنتين) التي تصل إلى سواحل المحيط الأطلسي والتي تكونت بسبب وقوعها في ظل مطر جبال الانديز (الخريطة ٥-٦).

٥-٦ المناخ شبه الجاف البارد

Cold Semiarid (Steppes) Climate BSk

المناطق شبه الجافة أو الاستبس Steppes أو البراري BSk توجد حول الصحاري الباردة بين دائرتي عرض ٣٠-٥٥ شمالاً وإلى ٥٠ جنوباً. نفس السبب الذي كون الصحاري الباردة ينطبق على المناطق شبه الجافة، فهي بعيدة عن تأثير المسطحات المائية كما تخضع لحركة الضغط العالي شتاءً ولكن بدرجة أقل من الصحاري مما أوجد فيها فصل مطير. كما أن بعض منها تكون بسبب وقوعها في ظل مطر سلاسل جبلية مرتفعة كما هو الحال في براري أمريكا الشمالية وكذلك المنطقة شبه الجافة على حافات صحراء بتكونيا. درجة الحرارة في المناطق شبه الجافة الباردة جنوب الصحراء مرتفعة ومعتدلة في شمالها.



الخريطة ٥-٦: التوزيع الجغرافي للصحاري الباردة والمناطق شبة الجافة الباردة.

فكما هو الحال في المناطق شبة الجافة الحارة، ولان المناطق شبة الجافة الباردة تحيط بالصحاري من كل الجهات، فإنها تنقسم إلى مناطق تقع شمال الصحراء وأخرى تقع جنوبها. فالمناطق شبة الجافة الشمالية هي أقرب في مناخها إلى المناخ البارد، حيث تعادل حرارة الصيف فلا تزيد في أولان باتور عن ١٧ م، وفي ولستون، داكوتا الشمالية ٢١ م (انظر الجدول ٥-٦). وقد تصل درجة الحرارة المطلقة إلى ٣٦ م في أولان باتور. أما الشتاء فإنه شديد البرودة حيث تنخفض الحرارة في أولان باتور إلى -٢٧ م، وقد تنخفض المطلقة إلى -٤٣ م في أولان باتور. أما الأجزاء الجنوبية فإن صيفها حار جداً ويشابه صيف العروض الوسطى، إلا أن شتائها منخفض الحرارة، فتسجل بعض المحطات درجات دون الصفر المؤوي. لذلك لا يتجاوز المدى الحراري السنوي ٢٠ م. أما المدى الحراري السنوي في شمال الصحراء الباردة فهو كبير ويشابه المدى الحراري السنوي في المناخات الباردة. فيصل المدى الحراري السنوي في أولان باتور إلى ٤٤ م، وفي ولستون، داكوتا الشمالية ٣٥ م.

الجدول رقم ٥-٦: المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات شبة جافة باردة.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
ولستون	١٤-	١٣-	٦-	٦	١٢	١٧	٢١	١٩	١٣	٧	٣-	١٠-	٤
أولان	٢٧-	٢٠-	١١-	٩	١٤	١٧	١٥	٩	١-	١٣-	٢٧-	١٣،٠	٣٦٦
باتور	٠	٣	٠	٨	٤٣	٦٦	٥٤	١٣	٣	٣	٣	١٩٣	١٩٣
ريو	١٢	١٢	١٠	٧	٣	٠،٨	٠،٩	٢	٥	٨	١٠	١٢	٦،٩
جاليجوس	٢٩	٢٣	٢٣	٢٥	٢٦	١٧	٢٠	١٤	١١	١١	٢٢	٢٦	٢٤٧

After: Trewartha.

والمدى الحراري السنوي هنا اكبر بكثير من المدى الحراري اليومي. أن السبب في ارتفاع المدى الحراري السنوي في المناطق الشمالية يعود إلى ميلان الشمس كثيراً في فصل الشتاء، كما تخضع المنطقة شتاءً لغزو الكتل المتجمدة، علماً إنها تخضع بالكامل في هذا الفصل للكتل

القطبية. في حين لا يصل تأثير الكتل المدارية إليها صيفاً إلا نادراً، مما يجعل درجات الحرارة تنخفض كثيراً في الشتاء وتعتدل في الصيف فتسجل مدى حراري سنوي كبير جداً. وهذا المدى طبعاً أكبر من المدى الحراري اليومي.

نظام الضغط والرياح في المنطقة يخضع كذلك للموقع الجغرافي. فالمناطق الشمالية تتأثر بالضغط العالي القطبي شتاءً، بينما تتأثر بانخفاض الضغط صيفاً. أما المناطق الجنوبية فإنها تتأثر بالضغط القطبي أو بحافات شتاءً، وتصل إليها تأثيرات الضغط العالي شبه المداري صيفاً.

أما أمطار المنطقة، فهي كذلك تختلف باختلاف الموقع الجغرافي، فالأمطار في الأجزاء الشمالية تكون أغزر من أمطار الصحاري حيث تسجل أولان باتور ١٩٣ ملم وولستون في داكوتا الشمالية ٣٦٦ ملم، وتكون الأمطار صيفية. وتسقط بعض الثلوج الخفيفة شتاءً، ولكن انخفاض درجة الحرارة الشديد يجعلها تغطي السطح معظم أيام الشتاء. التساقط في الصيف تصاعدي. أما الأجزاء الجنوبية فإن أمطارها شتوية حيث إنها تحادد إقليم البحر المتوسط لذلك قد تصل إليها بعض منخفضاته مما يؤدي إلى سقوط أمطار شتاءً ويكون الصيف جافاً، حيث تقع المنطقة تحت تأثير حافات الضغط العالي شبه المداري. إن تحرك الضغط العالي إلى الشمال صيفاً يسمح بالأمطار الشتوية في الجنوب، في حين إن تقدم الضغط العالي شتاءً إلى جنوب موقعه يؤدي إلى الأمطار الشمالية شمال الصحراء.

التوزيع الجغرافي للإقليم BSk

أوسع امتداد له في آسيا حيث يحيط بصحراء تكلا مكان وغوبي وتركمانيستان من كل الجهات، وفي المناطق المرتفعة تتحول شبه الجافة الحارة إلى شبه جافة باردة. يختفي هذا الإقليم في أستراليا وأفريقيا. أن الظهور الكبير له في الأمريكتين جعله يختلف هنا عن مثيله في آسيا. ففي أمريكا الشمالية يشغل الإقليم كل السهل الأوسط الغربي، وكما ذكرنا فقد تكون بسبب وقوعه في ظل المطر لجبال الروكي. أما في أمريكا الجنوبية فإنه شاذ، حيث يحيط بالصحراء من الغرب فقط، وقد يكون السبب هو ضيق اليابس. ولكن سبب تكونه بلا شك يعود لوقوعه في ظل مطر جبال الانديز (الخريطة ٥-٦).

٦-٦ مناخ الصحاري الساحلية Littoral Desert Climate Bn

أن تتشكل صحراء على الساحل مباشرة يعتبر شيء غريب ، ولكن الغرابة تزول إذا علمنا أن هذه الصحاري تحادد السواحل التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة Cold Current. ففي المناطق المدارية وبين دائرتي عرض ٤٥° شمالاً وجنوباً وقرب خط الاستواء، تظهر قرب السواحل الغربية للقارات تيارات بحرية باردة تتحرك بموازاة الساحل باتجاه خط الاستواء. تعمل هذه التيارات الباردة على استقرارية الهواء فوقها. لذلك، ورغم أن الهواء مشبع ببخار الماء، إلا أنه لا يستطيع التصاعد ليصل إلى مستوى التكاثف (هواء مستقر) مما يؤدي إلى قلة الأمطار الساقطة. أن إشباع الهواء ببخار الماء يؤدي إلى ظهور الضباب الكثيف. كما أن برودة الهواء تؤدي إلى توسيع قاعدة الضغط العالي عند السواحل الغربية للقارات مما يعزز استقرارية الهواء رغم حدوث التكاثف المشكل للغيوم، وبذلك يزداد الجفاف شدة. لذلك تعتبر الصحاري الساحلية من أكثر الصحاري جفافاً. لذلك فإن وجود التيارات البحرية الباردة مع نسيم البر والبحر اللذان يستمران ٢٤ ساعة في اليوم يعتبران السبب الرئيسي في الجفاف. ويعتبر وجود الضغط العالي الذي يؤدي إلى هبوط هواء Subsidence Air ووجود طبقة انقلاب حراري Temperature Inversion يساعدان على تعميق الجفاف واستمرار دوره نسيم البر والبحر. كما أن شكل الساحل يلعب دوراً معيناً في تعميق الجفاف. فالرياح التي تهب بموازاة الساحل أو بزاوية مائلة جداً على الساحل، تنحرف إلى اليمين في النصف الشمالي، بسبب اختلاف شدة الاحتكاك بين اليابس والخشن

والماء الناعم مما يؤدي إلى هبوط الهواء من الأعلى. لذلك عندما ينحرف الساحل غرباً (في نصف الكرة الجنوبي) فإنه يؤدي إلى استمرار التماس بين اليابس والهواء الهابط ودورة الماء البارد مما يعمق الجفاف. أما إذا انحرف الساحل شرقاً (في نصف الكرة الجنوبي) فإنه يبتعد عن الهواء الهابط والتيارات الباردة، مما يساعد على زيادة كمية الأمطار الساقطة، والعكس صحيح في نصف الكرة الشمالي. كما يعتبر وجود الجبال العالية إلى الشرق من الصحراء عاملاً إضافياً في تعميق الجفاف حيث تمنع الجبال الرياح الشرقية من العبور إلى المنطقة الصحراوية.

لا بد لنا قبل التطرق إلى الصفات المناخية لهذه الصحاري من أن نناقش بالتفصيل كيف تحدد المحطة المناخية على إنها صحراء ساحلية حسب تصنيف كوبن. أن تحديد المحطة على إنها صحراء ساحلية من عدمه لا يخضع لشروط أو أرقام لذلك تحتاج إلى فهم بعض الصفات التي يمكن استنتاجها من خلال أرقام الحرارة والأمطار. فلو اتبعنا الطريقة المعتادة للتصنيف ووصلنا إلى أن المحطة BW، هنا تبدأ عملية التحليل واستغلال المعلومات الأخرى التي لا تدخل في التصنيف لتحديد الحرف n والذي يعني ضباب باستمرارية عالية. ولما كان هذا الحرف ليست له شروط حرارية أو مطرية معينة، فإننا لكي نتمكن من تحديد الحرف n فعلينا النظر إلى درجة الحرارة وبالتحديد إلى المدى الحراري السنوي. فإذا كان المدى الحراري السنوي واطئ فلا يمكن إلا أن تكون صحراء ساحلية. فالمعروف أن المدى الحراري السنوي الواطي يوجد قرب خط الاستواء وعند سواحل البحار. ولما كانت درجات الحرارة لا تشير إلى أنها استوائية، فإذا لا يمكن إلا أن تكون بحرية. فإذا كانت المحطة BW ومداهما الحراري واطئ فإنها صحراوية ساحلية فتعطى الرمز Bn أو BWn.

بالنسبة لدرجة الحرارة فإنها واطئ بكثير من مناطق أخرى تقع على نفس دائرة العرض. والسبب هو تأثير التيارات الباردة التي تمر بالقرب من السواحل. فنقل درجة الحرارة بحدود ٥-٨ م عن مثيلاتها على السواحل الشرقية. لذلك فمعدل درجة الحرارة السنوي في ليما، بيرو ١٩ م وفي موليندو ١٨ م، بينما على الساحل الشرقي وعلى نفس دائرة العرض تصل الحرارة إلى ٢٤ م. أحر الشهور في كالادا ٢٢ م بينما أبرد شهر ١٧ م. في بورت نالوث، جنوب أفريقيا أدنى شهر ١٥ م وأبرد شهر ١٢ م. لذلك فالمدى الحراري السنوي لا يزيد عن ٥ م في الأولى و ٣ م في الثانية. المدى الحراري ٧ م في ليما، بيرو (انظر الجدول رقم ٦-٥). وهكذا يتضح أن أهم صفة لهذه الصحاري بالإضافة إلى اعتدال الحرارة هو المدى الحراري الواطي. لذلك تتميز هذه الصحاري حرارياً بأنها؛ (١) معدل الحرارة السنوي واطئ من المعدل لنفس دائرة العرض. (٢) الصيف البارد. (٣) المدى الحراري السنوي واطئ جداً. نظام الضغط والرياح، حيث تخضع الصحاري الساحلية إلى نظام الضغط العالي شبه المداري، الذي يكون واسعاً على غرب القارات ويسيطر على السواحل طول العام. ينتج عن ذلك هواء هابط Subsidence Air فيكون انقلاب حراري Inversion قريب من سطح الأرض. أن استقرارية الهواء تؤدي إلى تنشيط نظام نسيم البر والبحر. حيث أن نسيم البر والبحر يغطي على الرياح العامة السائدة وذلك لضعفها.

الجدول رقم ٦-٦: المعدل الشهري والسنوي للحرارة والمجموع الشهري والسنوي للأمطار في محطات جافة باردة ساحلية.

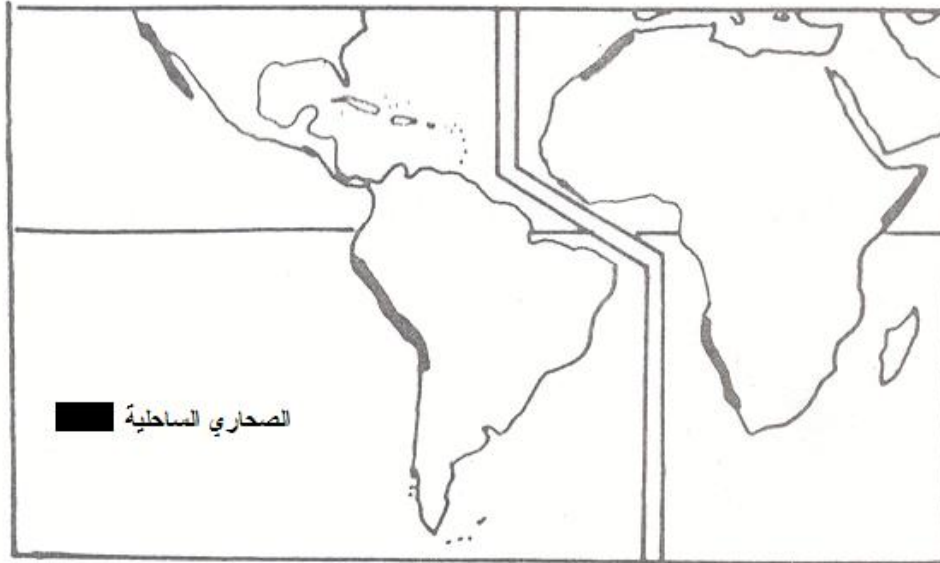
المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
ليما	٢٢	٢٣	٢٣	٢١	١٩	١٧	١٦	١٦	١٦	١٧	١٩	٢١	١٩
	٠	٠	٠	٠	٠	٥	٨	١٣	١٣	٣	٠	٠	٤٥

أما الأمطار فإنها قليلة جداً حيث لا تزيد الأمطار السنوية في كالوا عن ٣١ ملم وفي بورت نالوث ٥٨ ملم، وفي ليما ٤٥ ملم (انظر الجدول ٦-٥). وقد يستمر وجود هذه الصحاري

إلى ٥ م-١٠ م عن خط الاستواء. ولكن رغم أن الأمطار قليلة، إلا أن رطوبة الهواء مرتفعة، لذلك يظهر الضباب في هذه السواحل بسبب الارتفاع الشديد في الرطوبة وعدم تمكن الهواء من الارتفاع ليتكاثف. كما تظهر الغيوم الواطنة Low Stratus والتي غالباً ما ينتج عنها تساقط رذاذ. ولما كانت هذه الصحاري منخفضة الحرارة وقليلة المطر ويغطيها الضباب لعدد من أيام السنة، حيث يصل إلى ١٥٠ يوماً في ناميبيا، فإن الجفاف لا يكون شديداً حيث تظهر بعض النباتات في هذه الصحاري. وهناك حالة فريدة في صحراء بيرو وتشيلي، حيث عند ظهور ظاهرة النينو El Nino فإن التيار البارد يتراجع ويحل محله تيار دافئ مما يؤدي إلى انقشاع الضباب واختفاء الانقلاب الحراري مما يسمح للهواء بالتصاعد والتكاثف فتسقط الأمطار الغزيرة وتحيل المنطقة خلال فترة قصيرة إلى مناخ استوائي مطير. وعندما يتراجع التيار الدافئ أي تختفي ظاهرة النينو، فإن الوضع في هذه الصحاري يعود إلى ما كان عليه. ليس هناك موسم معين لسقوط الأمطار، فمتى ما كانت الظروف ملائمة تسقط الأمطار. وقد تمر عدة سنين ولا تسقط قطرة مطر واحدة. لذلك يقال إن جنت إلى بيرو ونسيت أن تحمل مظلة فلا تبتئس لأن الجو على كل حال غير ممطر حيث يمكن أن تمر سنين ولا تسقط قطرة مطر واحدة.

التوزيع الجغرافي للإقليم Bn

هناك أربعة صحاري ساحلية تقع في غرب القارات وهي صحراء بيرو وتشيلي وتكونت بسبب مرور تيار همبولت البارد وطولها ٣٠٠٠ كلم. وصحراء ناميبيا والتي تكونت بسبب مرور تيار بانجولا البارد وطولها ١٨٠٠ كلم. والصحراء الغربية على ساحل أفريقيا الشمالي الغربي وتكونت بسبب مرور تيار الكناري البارد. وصحراء باها في شبة جزيرة كاليفورنيا وتكونت بسبب مرور تيار كاليفورنيا البارد. أما الصحراء الخامسة فإنها الصحراء الوحيدة التي تقع على السواحل الشرقية وهي صحراء الصومال التي تكونت بسبب مرور تيار بارد بالقرب من سواحل الصومال، وهو تيار ناتج عن تقلب المياه من الأعماق Upwelling. أما ساحل أستراليا الغربي فليس فيه صحراء ضباب وذلك لعدم وجود تيار بارد بالقرب من سواحل أستراليا الغربي (الخريطة ٦-٦).



الخريطة ٦-٦: الصحاري الساحلية (صحاري الضباب) حيث تظهر مرافقة للتيار البحري البارد.

After: Trewartha.

٧-٦ الشواذ المناخية للأقاليم الجافة وشبه الجافة

Climatic Anomalies for Arid and Semiarid Regions

ترجم هذا المقطع من كتاب Trewartha مقدمة إلى علم المناخ An Introduction to Climate الذي هو أصلاً مأخوذاً من كتاب لنفس المؤلف تحت عنوان The Earth's Problem Climates. وقد تصرفنا بالترجمة بما يخدم أغراض هذا الكتاب.

ليس هناك شواذ مناخية في أي إقليم مناخي في العالم أكبر من الشواذ المناخية في الإقليم الجاف، حيث هناك انحرافات محلية وإقليمية في هذا الإقليم عن النموذج العالمي وكما جاء في توزيع المناخ على القارة الافتراضية. عدد من هذه الشواذ يظهر على شكل نقص في كمية الأمطار الساقطة في مناطق يفترض أن تكون رطبة استناداً للمقياس الواسع لنموذج الدورة العامة للرياح. حيث يبدو أن العوامل المحلية والإقليمية فعالة في هذه المناطق لإيجاد مناخ جاف. عدد من هذه الشواذ على مستوى الأقاليم غير مفهومة النشأة في الوقت الحاضر. ومعظم هذه الشواذ موجودة في العروض المدارية. وفيما يأتي استعراض لشواذ الإقليم الجاف على مستوى القارات وتحليل للأسباب التي كونت هذه الظواهر التي تظهر في مناطق يفترض أن تكون غير جافة.

أفريقيا Africa

القارة التي تحتوي على أكبر الشواذ المناخية فيما يتعلق بالمناخ الجاف. إحدى هذه الشواذ هو الاتساع غير الطبيعي للصحراء الكبرى وفي كل الاتجاهات، الشمالي-الجنوبي والشرقي-الغربي. من الواضح أن حجم الصحراء الكبرى أصبح ممكناً نتيجة اتساع اليابس الأفريقي شمال خط الاستواء. ولكن هذا ليس هو السبب الوحيد، فأمريكا الجنوبية كذلك واسعة شمال خط الاستواء، ولكنها لا تحتوي إلا على مساحة صغيرة من الصحراء. انعدام الحواجز الجبلية في شمال أفريقيا، مثل سلسلة الانديز في أمريكا الجنوبية، لا يقطع امتداد الضغط العالي شبه المداري، لذلك فإن هبوط الهواء Subsidence air هو السائد عبر كتلة اليابس الأفريقية إلى الجزيرة العربية وجنوب غرب آسيا وشمال غرب الهند والباكستان. ونتيجة ذلك فإن اندفاع هواء صحراوي جاف إلى الجنوب يؤدي إلى تقليص المناخ الرطب فلا يمتد هذا المناخ شمالاً إلا إلى دائرة عرض ١٣° أو ١٥° شمالاً، على الرغم من أن الجبهة المدارية ITCZ يصل معدل تقدمها الشمالي في تموز وآب إلى دائرة عرض ٢٠° أو ٢١° شمالاً. هنا على كل حال، التركيب العمودي Vertical Structure للهواء هو أنه بالرغم من تقدم الجبهة المدارية فوق أرض الصحراء، إلا أن الهواء الشمالي الصحراوي الحار الجاف يرتفع فوق الهواء الرطب الضحل Shallow القادم من الجنوب الغربي، والهواء الصحراوي جاف جداً إلى درجة أنه بالرغم من الارتفاع البطيء للهواء الرطب لكنه لا ينتج عنه أمطار. وعندما نتوجه إلى جنوب هذه الجبهة وعندما يصبح الهواء الرطب عميقاً، عندها فقط يمكن أن نحصل على أمطار، وهذه لا يمكن الوصول إليها إلا إذا ابتعدنا عدة مئات من الكيلومترات جنوب موقع الجبهة المدارية ITCZ.

ربما أكبر الشواذ المناخية في أفريقيا هو المنطقة الواسعة القليلة الأمطار في شرق أفريقيا المدارية والاستوائية. هذا الموقع كونه يقع شرق القارة مقابل لهبوب الرياح Windward، بالإضافة إلى المرتفعات الموجودة فيه، يجب أن يكون رطباً، كما هو الحال في المنطقة المدارية لأمريكا الجنوبية. ما دامت أفريقيا ليس لها ساحل شرقي على المحيط شمال دائرة عرض ١٣° شمالاً، فليس من المستغرب أن يصل المناخ الصحراوي إلى سواحل البحر الأحمر. الشيء المحير فعلاً هو، لماذا الصومال، التي تقع على سواحل المحيط الهندي (وكذلك الجزيرة العربية التي لها سواحل جنوبية وشرقية على بحر العرب) جافة جداً؟ حيث أن ظهور صحراء على السواحل الشرقية نادر جداً. بالإضافة إلى ذلك، يمتد المناخ الجاف

على طول الساحل الشرقي وعبر خط الاستواء إلى النصف الجنوبي ليصل إلى دائرة عرض ١٠° جنوباً. كما أن ما يعرف بالمناخ الرطب الجاف Aw الموجود قرب هذا الإقليم والذي يفترض أن يكون شبه رطب، فأنه في الحقيقة شبه جاف. التفسير الموضوعي لهذا المناخ الجاف والمناخ الرطب الجاف في شرق أفريقيا المدارية معقد. وعلية يمكن عرض العوامل المؤثرة فيه:

(١) كلا الدورتين اللتان تعبران خط الاستواء شرق أفريقيا؛ الدورة الشمالية (تشرين الثاني شباط)، والدورة الجنوبية (حزيران - أيلول) تكون أنفراجية Divergent وعلية يسود الهواء الهابط Subsidence فوق منطقة واسعة. الدليل على ذلك موجود في التكرار العالي للانقلابات الحرارية Temperature Inversions فوق السطحية.

(٢) كلا الدورتين اللتان تسميان موسميّتان Monsoons يكون هبوبها طولياً Meridional لذلك فإنها لا تنقل الهواء المحيطي الرطب بعيداً إلى الداخل. فهبوب الرياح غالباً ما يكون موازياً لخط الساحل، وأحياناً يهب بعيداً عن الساحل.

(٣) بالخصوص بالنسبة إلى الصومال، فإن الإقليم الذي يقع شمال خط الاستواء يسيطر عليه هواء هابط مستقر Stable Subsiding Air طول العام. ففي الصيف لا تستطيع الجبهة المدارية ITC من التحرك إلى الشمال لتصل الصومال كما هو متوقع. بالإضافة إلى عدم وجود ضغط عالي على بحر العرب حيث توفر حافته الغربية كتلة هوائية مدارية بحرية mT غير مستقرة.

(٤) الرياح الموسمية الجنوبية الغربية والتي تهب موازية لسواحل الصومال في الصيف توجد تبار بحري يتجه شمالاً. وتعمل قوة الانحراف Coriolis Force على انحراف بعيداً عن خط الساحل، لذلك ونتيجة لهذه الإزاحة للماء السطحي فإنه يعوض بتصاعد ماء بارد من الأعماق Upwelling. يعمل الماء البارد على زيادة شدة الجفاف، وفي بعض المواقع يعمل على تكوين الضباب. فالصومال هي الوحيدة في شرق القارات فيها صحراء ضباب Bn. في الواقع أن انخفاض الحرارة والضباب الصيفي يقتصر على ساحل الصومال والبحر المجاور إلى الشمال من دائرة عرض ٥° شمالاً. ولكن كل صحراء الصومال تقع وكما هي في شرق القارات وعلى عروض استوائية هي حالة غير طبيعية. وقد يضيف البعض تفسيراً آخر لهذه الصحراء الساحلية بالقول أن الرياح الموازية لخط الساحل في الصيف مع وجود اليايس والضغط الخفيف إلى اليسار يؤدي إلى اختلاف قوة إعاقه الهواء نتيجة اختلاف قوة الاحتكاك فوق الماء وفوق اليايس مما يؤدي إلى هبوط هواء ساحلي من مستوى واطئ.

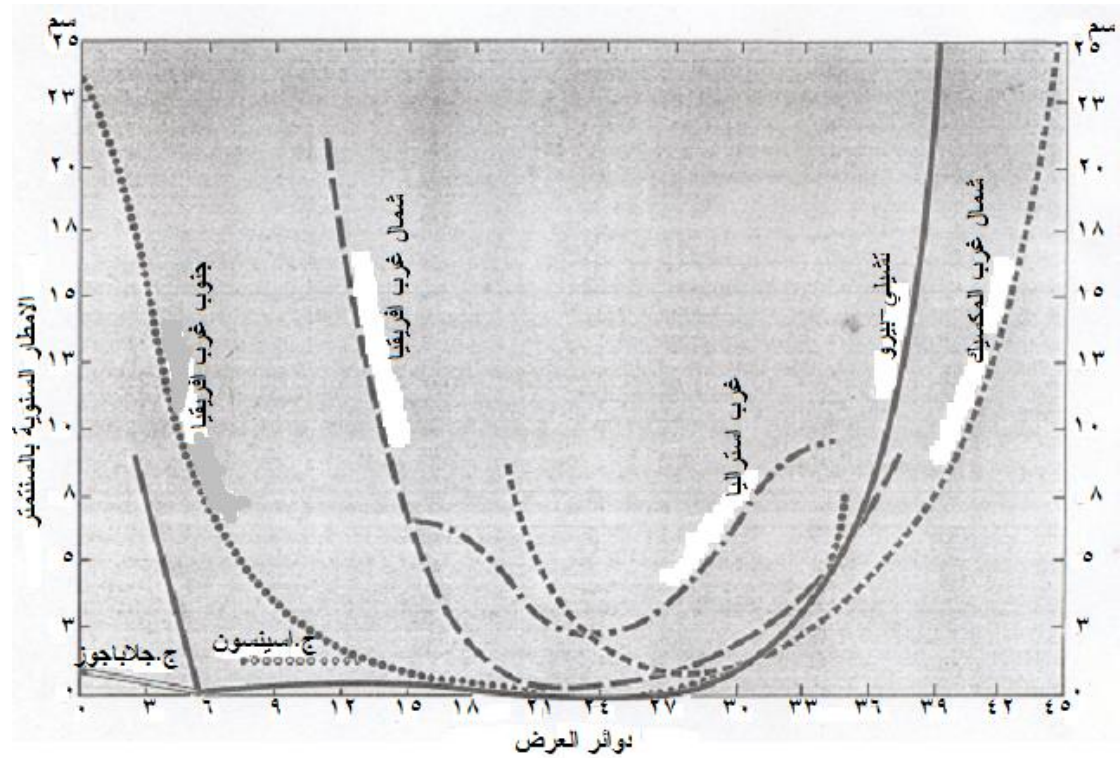
الظاهرة البارزة في إقليم صحراء كلهاري Kalahari في جنوب غرب أفريقيا هو الجزء الساحلي المسمى صحراء ناميب Namib. تصنف هذه الصحراء ضمن صحاري الضباب الباردة Bn، فهي ممتدة كثيراً، وهي ضمن دوائر عرضها تعتبر الأكثر امتداداً والأكثر جفافاً، بعد صحراء بيرو وتشيلي (انظر الشكل ٦-٧). الأمطار السنوية أقل من ٢٠ ملم وتمتد على طول ساحل ضيق حوالي ١٥ دائرة عرض. ثلاثة محطات على طول هذا القطاع الساحلي سجلت ما مجموعه أقل من ٢٥٠ ملم. يبدو أن قلة التساقط تنحصر مع خط الساحل، حيث أن هناك زيادة في الأمطار كلما توغلنا في اليايس. يسيطر الضباب على جو المنطقة، وكذلك الغيوم الواطنة وتساقط الرذاذ.

العامل الفعال الذي أوجد هذا النوع من المناخ له علاقة بالضغط العالي فوق المحيط والمستقر في موقعة مع اكبر هبوط للهواء على طول خط الساحل عند دائرة عرض ٢٥° جنوباً. ويتضح ذلك من الانقلاب الحراري المستمر والموجود على ارتفاع واطئ. طالما أن خلية الضغط العالي تنقطع بشكل فاجئ عند الساحل الشرقي للمحيط وعلى خط الساحل ينتج عنها دورة جوية وبحرية جنوبية تنحني بسلاسة على طول الساحل، يرافقها تقلب ماء بارد من الأعماق Upwelling. على طول الساحل، يعمل نسيم البحر الموجود تحت الانقلاب الحراري الهابط بطريقة كفوءة لإدامة الجفاف. ما دام الساحل يستمر بالانحناء غرباً ويديم الاتصال

بالدورة الهوائية والبحرية الباردة حول النهاية الشرقية للضغط العالي، فإن الجفاف يستمر. وعندما ينحني الساحل شرقاً فإن اتصاله بالدورة الهوائية والبحرية يضعف، وعلية تزداد الأمطار. أن تأثير هذه الدورات الكبير على قلة الأمطار يصل إلى قرب خط الاستواء بحوالي ٥ دوائر عرض أو أقل على طول الساحل.

أستراليا Australia

بالرغم من أن المناخ الجاف يسيطر على أستراليا، وصحراء حقيقية تصل إلى الساحل فيها، فليس هناك دليل على وجود صحراء ساحلية ضبابية باردة Bn في أستراليا. فأقل أمطار على الساحل الغربي لأستراليا تصل إلى ٢٣٠ ملم، ويبدو أن هذه الكمية تقل كلما توغلنا إلى الداخل. ويبدو أن عدم وجود صحراء ضباب باردة Bn له علاقة بعدم وجود خلية ضغط عالي ثابتة وقوية تكون نهايتها الشرقية موازية للساحل الأسترالي. كما لا يوجد



الشكل ٦-٧: منحني بياني للأمطار السنوية رسم حسب دوائر العرض لخمس محطات تقع في صحاري ساحلية في العروض المدارية وشبة المدارية. يلاحظ أن صحراء بيرو وتشيلي هي صاحبة أعلى جفاف وتمتد كذلك على أكبر امتداد لدوائر العرض.. After: Trewartha

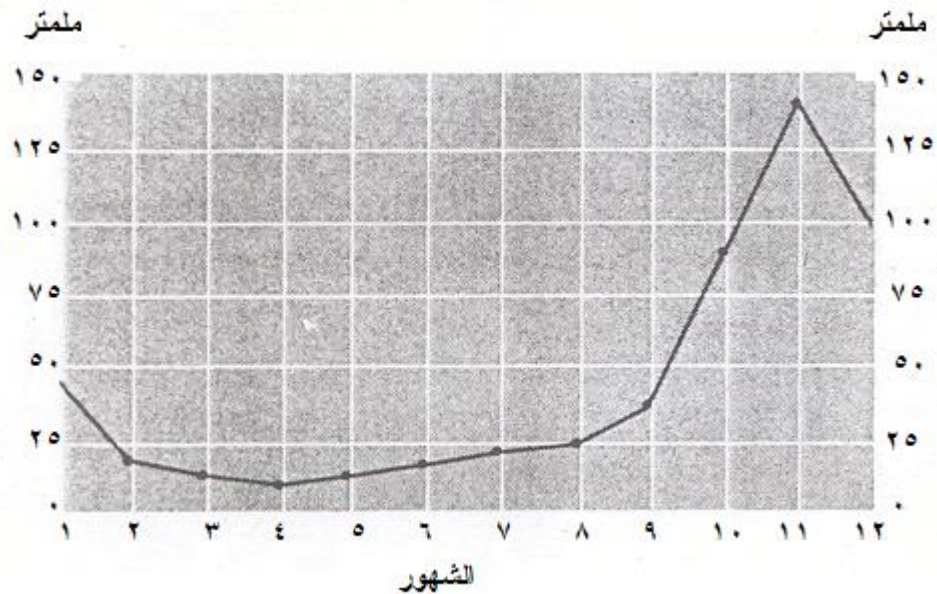
تيار محيطي بارد يصاحبه تقلب ماء بارد من الأعماق. فبدلاً من الضغط العالي المستقر الثابت في مكانة، فإن سواحل غرب أستراليا تتأثر بخلايا الضغط العالي المتحرك على شكل موجات. وفي الأخاديد Troughs الموجودة بين كل مرتفعين Ridge، تسقط بعض الأمطار التي تعمل على تخفيف الجفاف على منطقة الساحل الأسترالي وتجعل منطقة الساحل تختلف عن ساحل كلهاري في جنوب غرب أفريقيا وصحراء أتكاما في شمال تشيلي.

أمريكا الجنوبية South America

مناخ جاف غير طبيعي وخارج موقعة يسود على طول معظم ساحل الكاريبي من الشرق إلى الغرب في كل من فنزويلا وكولومبيا والمناطق المجاورة لجنوب الكاريبي وجزرة من خط

طول ٦٢ - ٧٥ غرباً (حوالي ١٤٠٠ كلم). لأن هذه المنطقة تحاذي بحر مداري، والرياح تأتي من البحر، فإن الرطوبة الجوية متوفرة بكثرة. ومع ذلك فإن قطاع مهم تكون أمطاره السنوية أقل من ٥٠٠ ملم، وفي مناطق محدودة، فإن الأمطار تقل إلى ٤٠٠ ملم أو إلى ٣٠٠ ملم. لذلك معظم الإقليم مناخه شبه جاف BS. بشكل رئيسي، هناك عدة بقع صغيرة من الساحل تتجه شمال-جنوب هي التي تجلب الرياح الشرقية إلى الساحل وتكون هذه الرياح رطبة. كما أن هذه المنطقة بالإضافة إلى جفافها، فإن هذه المنطقة الساحلية ذات مجموع مطري سنوي قليل، ويتركز التساقط في فصل الشتاء (أنظر الشكل ٦-٨).

أن سبب جفاف جنوب البحر الكاريبي لم يعرف على وجه الدقة. حيث أنه بالتأكيد لم ينتج من قلة رطوبة الهواء، ولكن من عدم إمكانية تصعيد الهواء الرطب للأعلى بسبب حركات الهواء الهابطة النشطة وعلى عدة مقاييس والتي تسببها عدة آليات. في الحقيقة، لقد تم حساب هبوط الهواء ووجد أن هناك معدل هبوط على طول الساحل في النصف الأسفل من التروبوسفير يسود في كل الفصول عدا شتاء النصف الشمالي، والذي هو الفصل الذي تسقط فيه أعلى كمية أمطار. وهذا التركيز للأمطار في هذا الفصل غير عادية بالنسبة لمنطقة مدارية تشغل حوالي ١٠ إلى ١٥ دائرة عرض. باختصار، أن بعض أسباب هذه الظاهرة وهي هبوط الهواء على منطقة الساحل هو: أن الرياح التجارية الشمالية الشرقية التي تهب إلى الداخل بخط مائل تتحرك فوق سطح خشن Rough Surface وقد جاءت من سطح مائي أقل خشونة، فإنها تكون عرضة للاحتكاك Friction الذي يؤدي إلى انحرافها، مما يؤدي إلى انفراج Divergence هوائي قرب السطح على طول بقع من الساحل التي تكون اتجاهاتها من الشرق إلى الغرب. أن هذه الرياح المحورة في اتجاهها تنحرف بعيداً عن الساحل مسببة تصاعد مياه Upwelling باردة من أعماق البحر الكاريبي، والتي تعمل على زيادة استقرار الطبقة الهوائية الموجودة فوقه. بالإضافة إلى ذلك، فإن هبوب الرياح في منتصف طبقة التروبوسفير فوق الإقليم الجاف تكون من اليابس إلى الماء. يعزز هذا الوضع لهبوب الهواء فوق السطح بواسطة خشونة التضاريس وبالاضطرابات الجوية الناشئة من التسخين. هذا التعزيز يتلاشى فجاءه عندما يتحرك الهواء خارجاً إلى الكاريبي، مما يؤدي إلى تزايد السرعة مع انتقال حجمي إضافي يحل محله هبوط هواء من الأعلى.



الشكل ٦-٨ : شكل بياني مركب من ١٧ محطة للمجموع السنوي للأمطار في الأراضي المنخفضة غرب الانديز. المعدل السنوي للأمطار ٥٦٩ ملم. After: Trewartha.

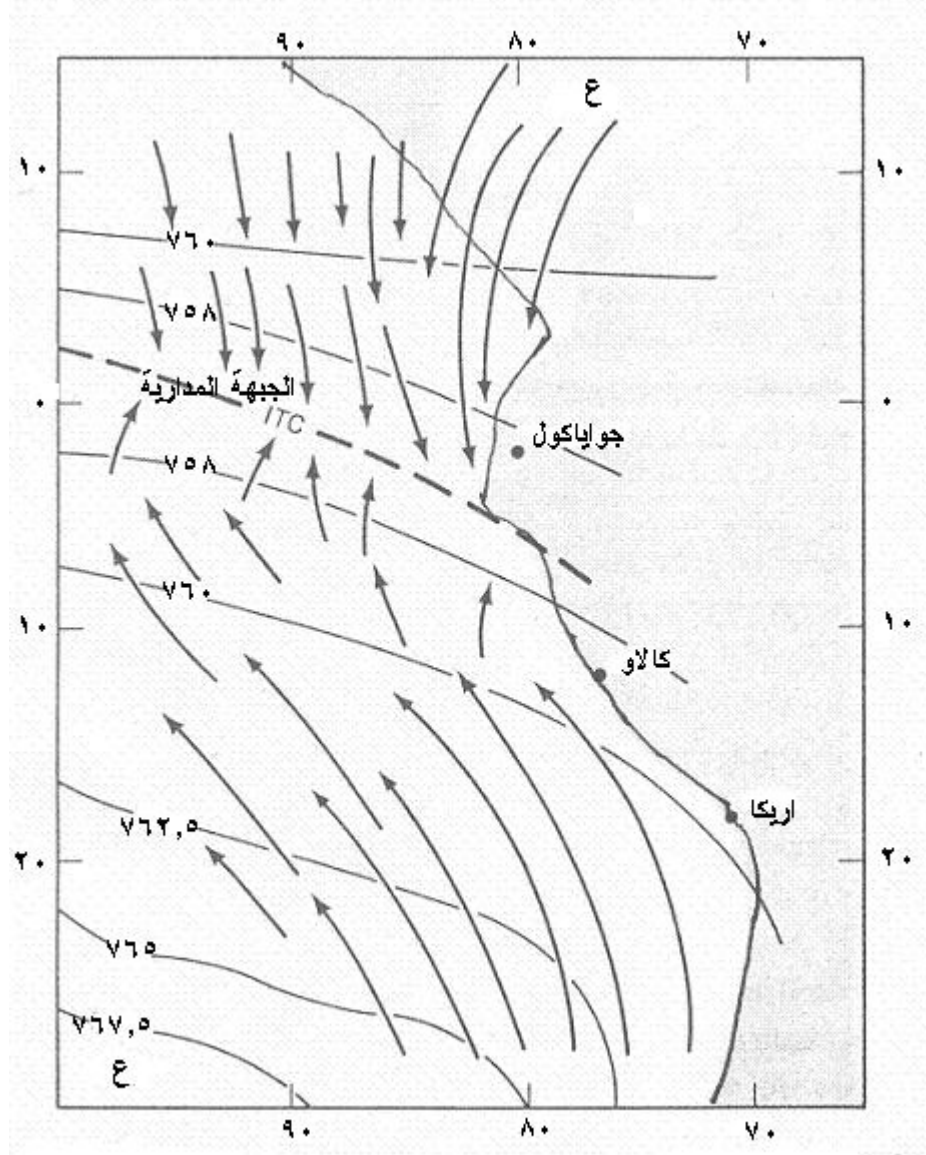
ليس هناك مكان على الأرض أجف من الصحراء الساحلية والتي تحتل عدة درجات عرض (حوالي ٢٥ دائرة عرض) وهي صحراء بيرو وتشيلي (انظر الشكل ٦-٧). فهي مناخ الصحاري الساحلية Bn الباردة ذات الضباب المستمر. من شمال بيرو على دائرة عرض ٥° جنوباً إلى دائرة عرض ٣٠° جنوباً في شمال تشيلي، تكون أعلى كمية أمطار ساحلية ربما أقل من ٥٠ ملم، وعدد من محطات شمال تشيلي لم تسجل سقوط أمطار لعقد من الزمن أو أكثر. وحتى إلى الشمال من بيرو فإن المناخ الأقل جفافاً يستمر على طول سواحل الإكوادور إلى أن يصل إلى درجة أو أقل من خط الاستواء.

أن مجموع العوامل المؤدية إلى تكوين صحراء بيرو وتشيلي تشابه تلك العوامل المكونة لصحراء جنوب غرب أفريقيا (صحراء ناميب)، باستثناء أن مسببات الجفاف في أمريكا الجنوبية بما فيها الضغط العالي والتيار البارد يستمر تأثيريهما بعيداً باتجاه خط الاستواء. وهذا بدوره يعود إلى تحذب خط الساحل، الذي يستمر بالانحناء غرباً إلى بعد عدة درجات من خط الاستواء، وعلية فإن الرياح الجنوبية الخارجة من الضغط العالي وما يصاحبها من حركة للماء تبقى قريبة من الساحل. كما تعمل جبال الانديز عملها حيث تقطع بشكل مفاجئ خلية الضغط العالي شبة المداري تماماً عند خط الساحل وتمنع رياح المحيط الأطلسي الهابة من الشرق من الوصول. في حالات قليلة وفي شمال بيرو عندما تنقطع دورة الضغط العالي والتيار البارد مؤقتاً ويحل محلها وصول الجبهة المدارية ITC وما يصاحبها من رياح شمالية ومياه محيطية دافئة في ظاهرة تسمى النينو Elnino، فإن الجزء الشمالي من الصحراء الساحلية يتحول لبعض الوقت من صحراء شديدة الجفاف إلى مناخ مداري رطب (الشكل ٦-٩). لاتو Lettau وضع مؤخراً فرضية للجفاف الشديد جداً للصحراء الساحلية البيروفية-التشيلية. باختصار فإنه يعزى سبب الجفاف إلى قوة واستمرارية دورة نسيم البحر التي تؤدي إلى استمرارية التيار البارد الناتج من تقلب مياه المحيط من الأعماق والذي يسير ملاصقاً للساحل الساخن من الإشعاع الشمسي.

المناخ الصحراوي وشبه الجاف في بكونيا هو علامة مميزة لأنه المناخ الجاف الوحيد في العروض الوسطى في شرق القارات. وما هو أكثر أن الجزء الجاف أو الصحراوي يقع على جهة البحر، حيث تكون أمطاره السنوية ١٠٠ - ٢٠٠ ملم. وبالنظر لضيق اليابس في هذه العروض، حيث السيطرة للمناخ البحري، فإن سيادة الجفاف يكون علامة مميزة. أن أصل المشكلة له علاقة بتأثير جبال الانديز على الرياح الغربية الهابة على المنطقة. إلا أن هذا السبب جزئي لآنة يكون منطقة ظل مطر اعتيادية. فبالإضافة إلى ذلك، يعتقد بان الحاجز الجبلي يطلق منظومة أمواج طويلة في أعلى التروبوسفير (في الغربيات)، حيث يكون الانبعاج Ridge الضد إعصاري Anticyclone متمركزاً فوق الجزء الضيق من القارة والأخدود Trough يتمركز بعيداً إلى الشرق من اليابس (فوق المحيط). هبوط الهواء تحت الانبعاج الضد إعصاري يعمل على إحباط كل العمليات المكونة للأمطار ويحبط نشاط الاضطرابات الإعصارية. فلو كانت القارة اعرض فإن أجزائها الشرقية سوف تكون تحت الأخدود الأعلى، وستكون الأمطار أغزر. وربما يكون تيار فوكلند البارد القريب من الساحل سبباً إضافياً في تقليل سقوط الأمطار.

في البرازيل وضمن اللسان المتوغل في المحيط شرقاً في المنطقة المدارية الشمالية الشرقية وبين دائرتي عرض ٥-١٢° جنوب خط الاستواء، يوجد إقليم واسع للمناخ الجاف (غالباً شبه جاف) حيث يبدو خارج موقعة (انظر الشكل ٥-١٣). يقع هذا الإقليم في الداخل ويمتد إلى خط الساحل إلى الغرب والشمال من رأس سانت روكيو Cape St. Roque. هذا الإقليم ليس جافاً فقط، حيث أن وسطه تقل أمطاره السنوية عن ٥٠٠ ملم، لكنه كذلك يتعرض إلى كوارث الجفاف. نظام الأمطار متباين إقليمياً، ولكن غالباً أشهر الشتاء والربيع هما الأجف. المحطات في الجزء الغربي من الإقليم والتي تحادد الإقليم Aw تبدو إنها تمتلك أكبر

قمة مطرية صيفية. إلى الشرق وقريباً من حدود المناخ As، يكون الشتاء اقل جفافاً. يعتقد أن مصدر الرطوبة لهذا الإقليم من المحيط الأطلسي. معظم الأمطار



الشكل ٩-٦: الضغط الجوي ومنظومة الرياح خلال واحدة من الفترات المطيرة الغير اعتيادية في صحراء بيرو. يلاحظ أن الجبهة المدارية ITC، تعقبها رياح شمالية قد تقدمت إلى جنوب خط الاستواء على طول الساحل البيروفي.
After: Trewartha

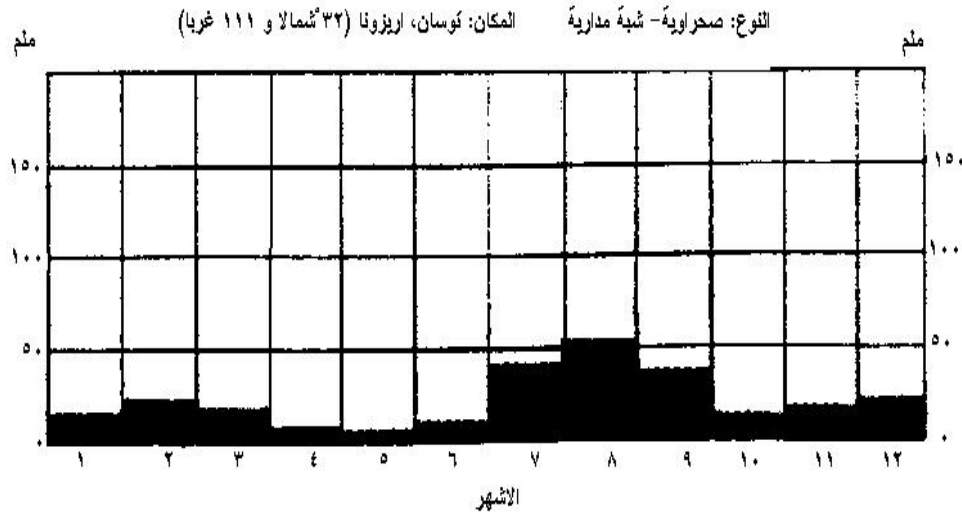
تتكون من منظومات طقسية منظمة يبدو إنها تتحرك من الشرق إلى الغرب، وليس من أقطار محلية غير منظمة. أن السبب في هذا المناخ الجاف غير الاعتيادي لم تعرف بشكل نهائي. ومع ذلك فقد يكون السبب الرئيسي هو استمرارية وجود الضغط العالي شبة المداري لجنوب الأطلسي في أقصى شرق البرازيل. هذا الضغط العالي يسيطر على معظم طقس البرازيل جنوب خط الاستواء في الشتاء، مما ينتج عنه جفاف الشتاء لمناخ إقليم السفانا AW. وعندما يأتي الربيع يضعف الضغط العالي ويتراجع شرقاً من الداخل، ولكنة من ناحية أخرى يشتد إلى أقصى مدى فوق أقصى شرق البرازيل، حيث يستمر في ظهوره فوق هذه المنطقة حتى في الصيف. لذلك يمنع الجبهة المدارية ITC والرياح الاستوائية الغربية الرطوبة من تقدمها الطبيعي نحو الجنوب. في أشهر الشتاء فان الضغط العالي شبة المداري الجنوبي نفسه يعمل على إفشال وصول الجبهات الباردة المتقدمة على طول الساحل من الجنوب المعتدل. بالإضافة

إلى أنه يعمل على إضعاف الاضطرابات المدارية التي تدخل من المحيط الأطلسي. لذلك فإن هذا الإقليم البرازيلي الجاف يبدو أنه من نوع الأراضي الخالية من البشر الذي يقع بين نظامين مطريين.

أمريكا الشمالية North America

منطقة شبة جافة غير متوقعة في المنطقة الساحلية شمال غرب شبة جزيرة يوكاتان Yucatan في المكسيك ربما تكون قد نشأت من حقيقة أنه في الصيف فإن رياح الفصل المطير تكون موازية للساحل أو تهب بانحراف قليل بعيداً عن الساحل. مثل هذه الرياح قد تتسبب بهبوط هواء على طول خط الساحل، وربما كذلك تتسبب في تقلب الماء البارد Upwelling من الأعماق.

على طول الساحل الغربي لخليج المكسيك وبجوار وادي ريو جراند Rio Grande الأسفل، بالإضافة إلى جزء من تكساس وأقصى شمال شرق المكسيك هناك منطقة شبة جافة BS حيث يبدو موقعها غير طبيعي. الأجزاء الأخرى من ساحل الخليج في كل من المكسيك (عدا سواحل شمال يوكاتان) والولايات المتحدة تكون رطبة. ليس هناك تفسير موضوعي مقنع متوفر حالياً. يمكن ملاحظة أن الشرقيات المدارية على الخليج في الصيف والتي تصل من المحيط الأطلسي والبحر الكاريبي، تنشط في غرب الخليج إلى فرعين؛ احد الفروع يتجه شمالاً والآخر جنوباً. بين هذين الفرعين المنشطتين يمكن أن يوجد هواء هابط لذلك تقل الأمطار. كما يمكن ملاحظة أن هبوب الرياح الشرقية صيفاً على الخليج تتباطأ باتجاه الغرب، لذلك فإن مختلف أنواع الاضطرابات الجالبة للمطر والتي هي اعتيادية في الشرقيات تصبح قليلة وضعيفة. العواصف الرعدية هي ١٠/١ إلى ٥/١ عددها في أسفل وادي ريو جراند بالنسبة إلى عددها في شرق الخليج وولاية فلوريدا.



الشكل ١٠-٦: التباين السنوي للتساقط في محطة شبة مدارية صحراوية. لاحظ أن هناك قمة كبيرة في الصيف وقمة ثانوية في الشتاء.
After: Trewartha

ظاهرة بارزة في الداخل الجاف للولايات المتحدة تتمثل في قمتان مطريتان سنوياً (الشكل ١٠-٦). إحدى القمتين تظهر في الشتاء، والثانية متباينة في وقت حدوثها، ففي بعض المناطق تظهر في الربيع أو بداية الصيف، بينما في مناطق أخرى فإنها صفة وسط أو نهاية الصيف. هاتان القمتان هي من طبيعة المنطقة الانتقالية التي تقع بين منطقة الأمطار الشتوية على ساحل المحيط الهادئ ومنطقة الأمطار الصيفية في السهول الوسطى الأمريكية. وهي ربما تبرز مصادر متباينة للرطوبة لكل قمة من هذه القمم المطرية. كمثال على ذلك، في

صحراء أريزونا، هناك قمة مطرية ثانوية في الأشهر الباردة تنتج من اضطرابات الانخفاضات الجوية القادمة من المحيط الهادئ، والذي هو المصدر الأساسي للرطوبة. أما القمة الرئيسية الصيفية ذات الأمطار المنهمرة من جهة أخرى فهي ذات أصل تصاعدي، والمجهز لرطوبة هذه الأمطار هو خليج المكسيك، بالرغم من وجود شك في هذا المصدر.

الفصل السابع

أقاليم المناخ المعتدل الرطب

- ١-٧ المناخ المعتدل ذي الأمطار الصيفية
- ٢-٧ مناخ البحر المتوسط
- ٣-٧ المناخ المعتدل المطير
- ٤-٧ مناخ خلية روزي
- ٥-٧ الشواذ المناخية لأقاليم المناخ المعتدل

أقاليم المناخ المعتدل الرطب

هو مناخ العروض الوسطى. ويشترط كوبن لهذا المناخ أن تكون درجة حرارة ابرد شهر اقل من ١٨ م وأكثر من - ٣ م، وان تزيد درجة حرارة أدفئ شهر عن ١٠ م. لذلك فان هذا المناخ سوف يشغل منطقة واسعة من العروض الوسطى Mid Latitude. يختلف هذا المناخ عن المناخات الأخرى في أن فصول السنة فيه واضحة التباين. فكون المنطقة تتناوب عليها أكثر من كتلة هوائية خلال العام، لذلك يكون الصيف حاراً بسيادة الكتلة المدارية، والشتاء بارداً بسيادة الكتلة القطبية. يضعف تأثير الكتل المدارية في الإقليم كلما اتجهنا شمالاً، في حين يضعف تأثير الكتل القطبية كلما اتجهنا جنوباً. كما يتميز الإقليم بان المنظومات الضغطية فيه متحركة Moving Pressure Cell وليست ثابتة كالإقليم الاستوائي. حيث يشهد الإقليم منظومات للضغط العالي High Pressure والضغط المنخفض Low Pressure تتناوب على منطقة معينة وتتحرك من الغرب إلى الشرق. وذلك لان الرياح السائدة هي الرياح الغربية Westerlies التي تقود حركة هذه المنظومات من الغرب إلى الشرق.

أما أمطار الإقليم فأنها متباينة في غزارتها وفي مواعيد سقوطها. تشهد بعض المناطق أمطار شتوية وصيفها جاف (وهو الإقليم الوحيد في العالم الذي يتصف بهذه الصفة). فليس هناك إقليم آخر من الأقاليم المناخية المختلفة له صفة الأمطار الشتوية، باستثناء مناطق شاذة صغيرة. كما هناك المناطق ذات الأمطار الدائمة، ومناطق ذات أمطار صيفية. بشكل عام المجموع السنوي للأمطار في الأقاليم المعتدلة اقل من المجموع السنوي للأمطار الأقاليم الاستوائية، وهذا يعود إلى اختلاف درجة الحرارة. ففي الأقاليم الاستوائية، يسمح ارتفاع درجة الحرارة بان يتحمل الهواء بكميات كبيرة من بخار الماء، فعندما تصبح الظروف مؤتية لسقوط الأمطار، فإنها تسقط بكميات كبيرة. أما الأقاليم المعتدلة، فان انخفاض درجة الحرارة خصوصاً في الشتاء يجعل الهواء يتحمل بكميات اقل من بخار الماء مما لا يسمح إلا بسقوط كميات محدودة من الأمطار.

تخضع هذه الأقاليم لحركات التيار النفاث القطبي Polar Jet Stream، خاصة في فصل الشتاء. كون الاقليم يحتل مساحة كبيرة من العروض الوسطى، حيث أن هذه الأقاليم تخضع لمنظومات طبقات الجو العليا الأخرى. فالمعروف أن حركة الهواء العليا في هذه العروض تأخذ شكل أمواج (أمواج روزبي Rossby Waves). فتتناوب الأخاديد Trough والانبعاثات Ridge على هذه الأقاليم بشكل دوري كما تظهر في المستوى الضغطي ٥٠٠ مليبار. ويلعب معدل مواقع هذه الأمواج دوراً كبيراً في تحديد مناخ المنطقة، لذلك يكون التذبذب كبيراً في طقس المنطقة، كل هذه الصفات دفعت بعض الباحثين إلى اعتبار أقاليم المناخ المعتدل عبارة عن أقاليم انتقالية بين الأقاليم الحارة والأقاليم الباردة.

تختلف أقاليم المناخ المعتدل الرطب عن أقاليم المناخ الجاف وشبه الجاف في أنها أكثر مطراً، لذلك فهناك فائض مائي في كل هذه الأقاليم. هذا الفائض المائي يجعلها مصدراً للمياه السطحية الجارية، كما يجعل تربتها رطبة. ورغم اختلاف كمية الرطوبة بين أجزاء الأقاليم، لكنها جميعاً تسجل فائض مائي باستمرار ولو قليل. هذا الفائض المائي جعلها في كثير من الأحيان مصدراً لمعظم المياه الجارية في الإقليم، وقد تخرج الأنهار التي تنبع من هذه المنطقة لتخترق المناطق الجافة كما هو الحال في انهار دجلة والفرات وكولورادو. كما إن أمطار الإقليم الغزيرة جعلها لا تعتمد على الري في الزراعة. كما ان حرارة الاقاليم المعتدلة اكثر اعتدالاً من حرارة المناطق المدارية التي تقع جنوبها والمناطق الباردة التي تقع شمالها. وتظهر فيها الفصول الاربعة بوضوح.

٧-١ المناخ المعتدل الرطب ذي الأمطار الصيفية

Mild Temperate Winter Dry Climate Cw

يعتبر هذا الإقليم انتقالياً Transitional بكل ما تعني هذه الكلمة من معنى. فهو أما يقع ضمن مناخ Aw المداري ويحمل كل صفات هذا الإقليم باستثناء درجة الحرارة لبعض الأشهر، حيث أن ارتفاع الأرض يخفف من الحرارة فتتخفض حرارة بعض الأشهر عن ١٨ م مما جعله حرارياً ضمن الإقليم المعتدل. وأما يقع على حافات الإقليم المعتدل حيث يكون بعيداً عن المؤثرات البحرية مما جعل شتاءه جافاً، وفي مثل هذه الحالات، فإن الرياح الموسمية هي المسؤولة عن أمطاره الصيفية، فهو بذلك انتقالياً للإقليم الجاف.

يتميز الإقليم بارتفاع درجة حرارته طوال العام، باستثناء عدة أشهر تنخفض فيها الحرارة عن ١٨ م كما أسلفنا. إذا كان الإقليم في المرتفعات، فإن حرارته معتدلة ولا تزيد عن ٢١ م كما في تشيرابونجي في الهند. أما إذا كان في المناطق السهلية فقد تصل الحرارة إلى ٢٨ م كما في هونج كونج في الصين، أو إلى ٣٥ م كما في الله أباد في الهند. يكون المدى الحراري السنوي واطئ في المناطق المرتفعة من هذا الإقليم، وهي صفة الأقاليم المدارية، حيث لا يتجاوز المدى الحراري ٨ م في تشيرابونجي. أما في المناطق الداخلية فإن المدى مرتفع ويشبه المدى الحراري السنوي للعروض الوسطى، فيصل إلى ١٩ م في الله أباد (أنظر الجدول ٧-١). لا يشهد هذا الإقليم انخفاض في درجات الحرارة دون الصفر إلا في المناطق الشديدة الارتفاع ولفترة قصيرة.

الجدول رقم ٧-١: معدلات درجات الحرارة وكمية الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات معتدلة أمطارها صيفية Cw.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
الله أباد	١٦	١٩	٢٥	٣١	٣٥	٣٤	٣٠	٢٩	٢٩	٢٧	٢١	١٧	٢٦,١
تشيرابونجي	٢٠	٢٢	١٤	٥	٨	١٠٠	٢٨٣	٣٣٣	١٩٥	٤٠	٦	٦	١٠,٣٢
هونج كونج	١٥	١٦	١٨	٢٢	٢٦	٢٨	٢٨	٢٨	٢٧	٢٥	٢١	١٧	٢٢,٦
	٣٠	٦٠	٧٠	١٣٣	٣٣٢	٤٧٩	٢٨٦	٤١٥	٣٦٤	٣٣	٤٦	١٧	٢٢٦٥

After: Trewartha

يخضع الإقليم لتحرك منظومة الضغط العالي شبه المداري Subtropical high. ففي الصيف وعندما تبتعد هذه المنظومة شمالاً، فإن الرياح تكون جنوبية غربية (موسمية) على هذا الإقليم. أما شتاءً وعندما تقترب هذه المنظومة من حدود الإقليم فتسود الرياح الشمالية الشرقية القارية.

أما الأمطار فإنها غزيرة في الصيف، حيث سجلت هونج كونج ٤٧٩ ملم في حزيران، وتشيرابونجي ٢٨٧٥ ملم في حزيران كذلك، والله أباد ٣٣٣ ملم في آب. فالمناطق التي تكون ضمن المناخ Aw ولكنها جبلية، فإن أمطارها غزيرة جداً في الصيف بسبب الارتفاع، وقليلة في الشتاء، لأنها تخضع لتحرك الضغط العالي الذي يسبب قلة الأمطار الشتوية. أما المناطق ذات المناخ Cw بسبب بعدها عن المسطحات المائية فهي تحمل نفس الصفة ولكن فترة الجفاف فيها طويلة وتزيد أحياناً عن ستة أشهر كما في الله أباد، حيث يبلغ عدد الأشهر التي تقل أمطارها عن ٦٠ ملم، ثمانية أشهر. في حين لا تتعدى أشهر الجفاف في تشيرابونجي عن أربعة أشهر وفي هونج كونج عن خمسة أشهر.

تعتبر محطة تشيرابونجي غزيرة الأمطار (تعتبر أعلى محطة في العالم من حيث كمية الأمطار). ويعود السبب في ذلك إلى عدة عوامل:

(١) المحطة جبلية والارتفاع يساعد على زيادة التكاثف.

(٢) وقوعها قرب خليج البنغال الذي يدفع إليها بهواء رطب، كما إنها تتأثر بالأعاصير المدارية Cyclone التي تنشأ في خليج البنغال في نهاية الصيف والتي تساعد على سقوط أمطار غزيرة.

(٣) شكل جبالها الذي يشبه القمع. فهي من الجهة الجنوبية واسعة وتضيق كلما اتجهنا شمالاً. فعند دخول الرياح الجنوبية الغربية إليها من الجنوب، فإن هذا الهواء كلما تقدم شمالاً كلما ضاقت عليه المساحة فتحصره أكثر وتضطره للارتفاع أكثر مع ارتفاعه أصلاً نتيجة اصطدامه بالسلسلة الجبلية مما يؤدي إلى تكاثف سريع وسقوط أمطار غزيرة جداً.

العواصف الرعدية Thundersstorms :

ظاهرة مائية كهربائية يصاحبها برق ورعد يمكن أن تظهر في كل الأقاليم المناخية ولكنها تتكرر كثيراً في بعض الأقاليم، كالإقليم الاستوائي وإقليم العروض الوسطى. الظاهرة تظهر كثيراً في الغيوم التراكمية المزنية Cumulonimbus غالباً، ويمكن أن تظهر في الغيوم الطباقية المزنية Stratonimbus ولكنها بتكرار أقل. كما إن تكرارها في الصيف أكبر من تكرارها في الشتاء، وذلك للتباين الكبير في درجة حرارة الهواء في هذه الفصول، وتكرارها في النهار أكبر من الليل، كما إنها تحدث بعد الظهر أو حتى ليلاً. أصل الظاهرة إذا حراري، وعلية فأنها تظهر في أكثر مناطق الأرض حرارة، وفي أحر فصول العروض الوسطى، وفي أحر ساعات النهار. هناك شروط يجب أن تتوفر لتحدث الظاهرة:

(١) توفر هواء دافئ رطب غير مستقر، حيث يجب أن تزيد رطوبة الهواء عن ٧٥٪،

وذلك لأن تطور العاصفة يعتمد على الحرارة الكامنة التي يطلقها التكاثف. كما إن عدم استقرارية الهواء تدفعه للتصاعد إلى المستوى الذي يسمح بتكون العاصفة.

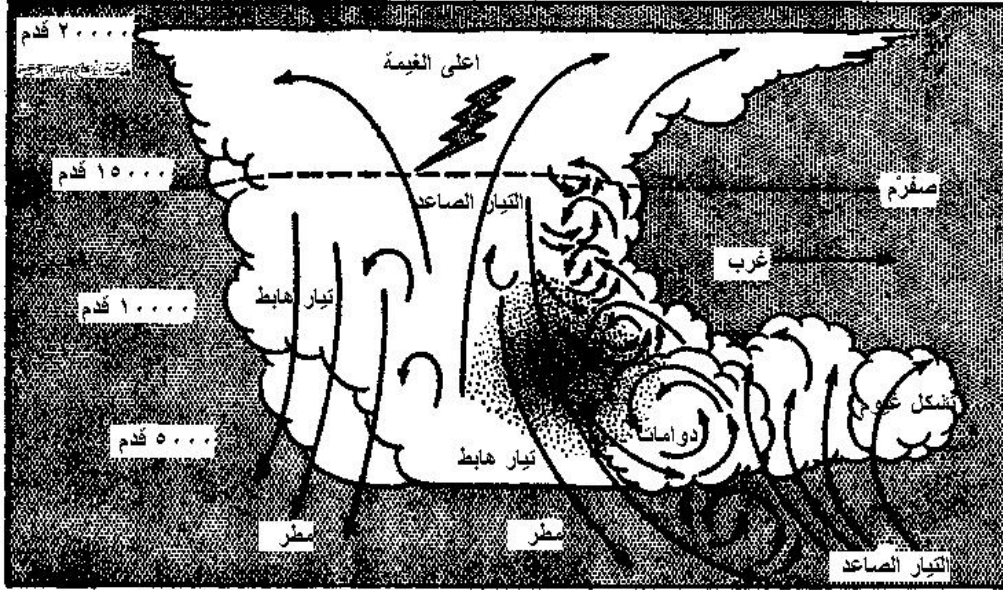
(٢) غيمة كثيفة لا يقل ارتفاعها من قاعدتها إلى أعلى الغيمة عن ٣٠٠٠ متر، وذلك لتصل أعلى الغيمة إلى منطقة الانجماد وتكون رقائق الثلج داخل الغيمة. فرقائق الثلج ضرورية جداً لتكون الشحنات الكهربائية، لذلك كلما كانت الغيمة سميكة ومرتفعة كلما تزايد النشاط الكهربائي بها، كلما كانت عنيفة جداً.

(٣) آلية تساعد على بدء النشاط في الغيمة لتحداث عمليات البرق والرعد وذلك عن طريق تحول الهواء من غير مستقر شرطياً إلى هواء غير مستقر.

تحدث الظاهرة عندما يسخن الهواء فوق بقعة من الأرض، على شرط أن تتوفر كميات جيدة من بخار الماء في الهواء. ارتفاع الهواء إلى الأعلى يؤدي إلى تكاثفه وعند التكاثف يطلق الهواء الحرارة الكامنة في بخار الماء. هذه الطاقة المنطلقة تساعد على زيادة تسخين الهواء فتسرع من تصاعده، وإذا توفرت كميات كبيرة من بخار الماء في الهواء المتصاعد فإن التكاثف يستمر مكوناً غيوم تراكمية. يصل ارتفاع هذه الغيوم إلى أكثر من ٦ كم، وغالباً ما يصل ارتفاعها إلى حدود التروبوز. إن هذا الارتفاع العمودي يؤدي إلى أن يكون أسفل الغيمة بدرجة حرارة فوق الانجماد، والجزء الأعلى من الغيمة تحت الانجماد. لذلك تتكون شرائح من الثلج في الجزء العلوي من الغيمة من بخار الماء فوق مبرد، فتبدأ عملية الاندماج بين شرائح الثلج ويكبر حجمها، وعندما يصبح بثقل لا يستطيع الهواء حملة تبدأ بالسقوط. لحد هذه النقطة يكون التيار الهوائي المسيطر على الغيمة هو التيار الصاعد.

عندما تبدأ شرائح الثلج بالسقوط داخل الغيمة، وعندما تتعدى خط الانجماد، فإنها ستلتقي بقطيرات الماء المتكاثف في أسفل الغيمة ويندمج معها ويكبر حجمها وتزداد سرعة سقوطها. إن سرعة السقوط هذه تؤدي إلى انشطار في قطرات الماء الساقطة داخل الغيمة مما يؤدي إلى تولد أيونات موجبة وسالبة. تتوجه الشحنات الموجبة لتتكبدس في أعلى الغيمة والسالبة تتوجه إلى أسفل الغيمة. كما إن القطرات الساقطة سواء الثلج أو الماء فإنه يكون تيار هوائي هابط. في هذه المرحلة يتكون تياران هوائيان داخل الغيمة، التيار الصاعد الذي مازال يزود

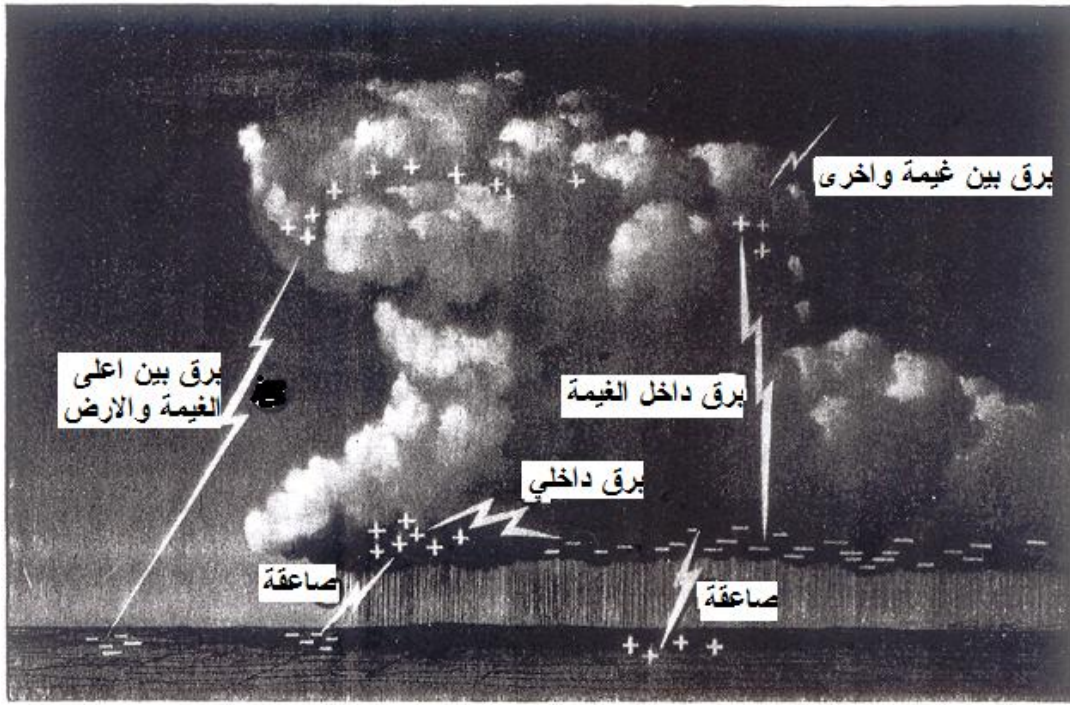
الغيمة من الهواء الساخن المتصاعد، والتيار الهابط الناتج من هبوط قطرات الماء أو شرايح الثلج. في منطقة اللقاء بين التيارين الصاعد والهابط تتكون دوامات هوائية، والقطرات التي يصادف وجودها في هذه الدوامات تتحول إلى حبات برد يعتمد حجمها على قوة التيار (الشكل ١-٧). لان القطرة في الدوامة ستضطر أن ترتفع مع الجزء الصاعد من الدوامة فتتجمد، وعندما تنخفض مع الجزء الهابط من الدوامة، فإن جزء منها يذوب ولكن ليس بشكل كامل. ارتفاع القطرة وانخفاضها لأكثر من مرة يؤدي إلى كبر حجمها، مما يؤدي إلى ثقل وزنها فتسقط عندما لا يستطيع الهواء حملها، أو تسقط عندما يضعف التيار الهوائي الصاعد. لذلك فإن التساقط من هذه الغيوم يكون على شكل مطر تحت التيار الصاعد، وبرد تحت منطقة الدوامة.



الشكل ١-٧: رسم تخطيطي لغيمة تراكمية مزنية تحدث فيها عاصفة رعدية ويظهر فيها التيار الصاعد والهابط والدوامات المكونة للبرد.

إن تكدس الشحنات الموجبة في الأعلى والسالبة في الأسفل يؤدي إلى تفريغ كهربائي عندما تلتقي أطراف هذه الشحنات، فيكون البرق داخل الغيمة. ويتم التفريغ على شكل صاعقة (مع الأرض) إذا التقت الشحنات السالبة في أسفل الغيمة مع شحنات موجبة على الأرض (الشكل ٢-٧). عندها تكون الغيمة قد وصلت إلى مرحلة النضج. أما الرعد فانه عبارة عن صوت تمدد الهواء الذي تصل درجة حرارته خلال أجزاء الثانية إلى ما يفوق درجة حرارة سطح الشمس (تقدر درجة حرارة الهواء عند حدوث البرق بـ ٢٨ ألف درجة كيلفن)، لذلك يتمدد الهواء بشكل مفاجئ وسريع جداً فيصدر عنه هذا الصوت الذي يرافق ظهور الضوء. إن تأخر سماع صوت الرعد يعود إلى أن سرعة الضوء أكبر من سرعة الصوت لذلك نرى الضوء أولاً ثم بعد ذلك نسمع صوت الرعد. إن الرعد والبرق في الغيوم الرعدية لا يظهر بمجرد تكون الغيمة، وإنما يظهر بعد أن تصل الغيمة إلى مرحلة النضج. لذلك فإن الغيوم من هذا النوع تمر عادة بثلاثة مراحل:

(١) **مرحلة الشباب Cumulus:** ويسيطر فيها التيار الهوائي الصاعد على شكل هواء محمل ببخار الماء حيث تبدأ الغيوم بالظهور. في هذه المرحلة يتعاظم حجم الغيمة وتتكون الشحنات الكهربائية ويتكاثف. يقدر بخار الماء في عاصفة رعدية اعتيادية بحوالي ٥٠٠ مليون كغم، وإن كمية الطاقة المحررة تكفي استعمال الطاقة في مدينة تتكون من ١٠٠ ألف نسمة لمدة شهر.



الشكل ٧-٢: صورة لغيمة رعدية موضح عليها مواقع الشحنات السالبة والموجبة وكيفية تكون البرق بين داخل الغيمة أو بين الغيمة والأرض.

(٢) مرحلة النضج Mature: يسيطر تياران هوائيان داخل الغيمة في هذه المرحلة. التيار الصاعد يستمر، ويبدأ التيار الهابط بالتشكل نتيجة هبوط قطرات الماء. يتكون البرد في هذه المرحلة بسبب تكون الدوامة الهوائية الناتجة من التماس بين التيار الصاعد والتيار النازل، كما يبدأ النشاط الكهربائي نتيجة التماس بين الشحنات الموجبة في أعلى الغيمة والشحنات السالبة في أسفل الغيمة، أو بين السالبة في الغيمة والموجبة على سطح الأرض.

(٣) مرحلة الانحلال Dissipating: ويسيطر التيار الهابط على الغيمة مما يقطع التيار الصاعد ويمنعه من الاستمرار بالصعود فتتكون غيمة إلى جانب الأولى إذا كان التيار الصاعد مازال نشطاً. يتوقف تساقط البرد في هذه المرحلة لانقطاع التيار الصاعد وتوقف الدوامة، كما يخف النشاط الكهربائي نتيجة تفريغ معظمة في المرحلة السابقة. تلقي الغيمة ما تبقى فيها من قطرات ماء وتبدأ بالتلاشي.

إن عمر الغيوم من هذا النوع يتراوح بين ٤٠ دقيقة وساعة على أكثر تقدير. وقد تتكون غيمة جديدة إلى جانب القديمة التي بدأت بالانحلال، وبذلك تطول فترة نشاط البرق والرعد لفترة أطول. المطر الساقط من هذا النوع من الغيوم يكون شديداً، كميات كبيرة في فترة قصيرة. ويكون المطر اشد ما يكون تحت الغيمة ويضعف بالابتعاد عن مركزها. كما إن البرد لا يتكون في جميع الغيوم، فإن تكون فيها فيكون تحت وسط الغيمة أسفل الدوامات، ومن حسن الحظ فإنه لا يستمر طويلاً. فالبرد لا يظهر في العواصف الرعدية الاستوائية والمدارية. هناك عدة أنواع من العواصف الرعدية، والاختلاف في النوع يعود إلى أسباب تكون العاصفة الرعدية. فهناك النوع المحلي الناتج من التسخين، وهناك النوع التضاريسي الذي يتكون نتيجة التصعيد الهوائي عندما يصطدم بحاجز جبلي، وهناك النوع الذي يصاحب الجبهة الهوائية الباردة، والنوع الذي يصاحب الجبهة الهوائية الدافئة.

التوزيع الجغرافي للعواصف الرعدية يتبع كما ذكرنا التسخين. لذلك فإن أكثر المناطق تكراراً للظاهرة يظهر في خط الاستواء حيث يتراوح التكرار بين ٧٥-١٥٠ يوم في السنة

وهناك بعض المناطق الصغيرة التي تسجل ٢٠٠ يوم. ويتناقص العدد بالابتعاد عن خط الاستواء ولكن ليس بشكل منتظم، فهناك تناقص حاد في المنطقة المدارية الجافة. حيث إن الجفاف يمنع تطور هذا النوع من العواصف لنقص في بخار الماء. تعود العواصف لتكثر من جديد في العروض الوسطى الرطبة ولكن بتكرار أقل من المنطقة الاستوائية. تختفي هذه العواصف في المناطق القطبية وتقل كثيراً بعد دائرة عرض ٦٠-٧٠ ° شمالاً وجنوباً.

التوزيع الجغرافي للإقليم Cw

لا يظهر هذا الإقليم سوى في ثلاث قارات. أكبر امتداد طبيعي للإقليم يظهر في آسيا، من سواحلها الشرقية في الصين إلى داخل الصين ثم يمتد مع المرتفعات إلى داخل آسيا حيث يشغل معظم السفوح الجنوبية لجبال الهملايا وإلى شمال باكستان (إقليم كشمير). وهذا الإقليم (خاصة في داخل الصين والهند) قد تكون بسبب البعد عن التأثيرات البحرية. في أمريكا الجنوبية يظهر في جبال الانديز الغربية في كل من بيرو والإكوادور وكولومبيا، وذلك بسبب الارتفاع. يستمر الإقليم جنوباً إلى بوليفيا وشمال الأرجنتين والباركواي وجنوب البرازيل، حيث تؤثر على هذه المناطق التيارات الهوائية الباردة شتاءً مما تخفف من حرارتها وتجعلها ضمن الإقليم المعتدل (الخريطة ٧-٣). أما في أفريقيا، فالجزء الواقع في شرق أفريقيا فائتة ضمن المناخ Cw في كل من إثيوبيا وكينيا ومدغشقر، كما يظهر في زانير وزامبيا وانغولا، كل ذلك بسبب الارتفاع. أما الجزء الواقع في جنوب أفريقيا فانه بسبب وقوعه في ظل مطر مرتفعات دراكنسبيرغ Drakensberg.

٧-٢ مناخ البحر المتوسط Cs

Mild Temperate Summer Dry (Mediterranean)

المناخ الوحيد في العالم الذي تفوق كثيراً أمطاره الشتوية ما يسقط عليه في الصيف. بل يمكن القول أن إقليم البحر المتوسط Mediterranean الحقيقي لا تسقط عليه أمطار في ثلاثة أشهر الصيف مطلقاً، فغالباً ما تسجل ثلاثة أشهر الصيف (تموز، آب، أيلول) انعدام الأمطار. الحرف C عند كوبن أن يكون ابرد شهر أقل من ١٨ °م وأكثر من ٣ °م، وأدنى شهر أكثر من ١٠ °م. ويعني الحرف s أن تكون ٧٠٪ من الأمطار شتاءً. لذلك فإن هذا الإقليم يتوسط المناطق المدارية ومناطق العروض الوسطى من الغرب. وعليه يشغل هذا المناخ المنطقة بين دائرتي عرض ٣٠-٤٥ ° شمالاً وجنوباً وعلى سواحل غرب القارات فقط. حوض البحر المتوسط هو الوحيد الذي يتوغل فيه هذا النوع من المناخ إلى الشرق بعيداً عن السواحل ويصل توغله إلى ٣٥٠ كم. أما بقية المناطق فإن مناخ البحر المتوسط فيها ينحصر على الساحل خاصة إذا كانت السلاسل الجبلية قريبة من هذا الساحل. يعتبر بعض الباحثين هذا النوع من المناخ انتقالياً بين المناخ شبه الجاف BS في الجنوب والمناخ المعتدل المطير Cf لغرب القارات في الشمال. يتميز مناخ البحر المتوسط بثلاثة صفات هي:

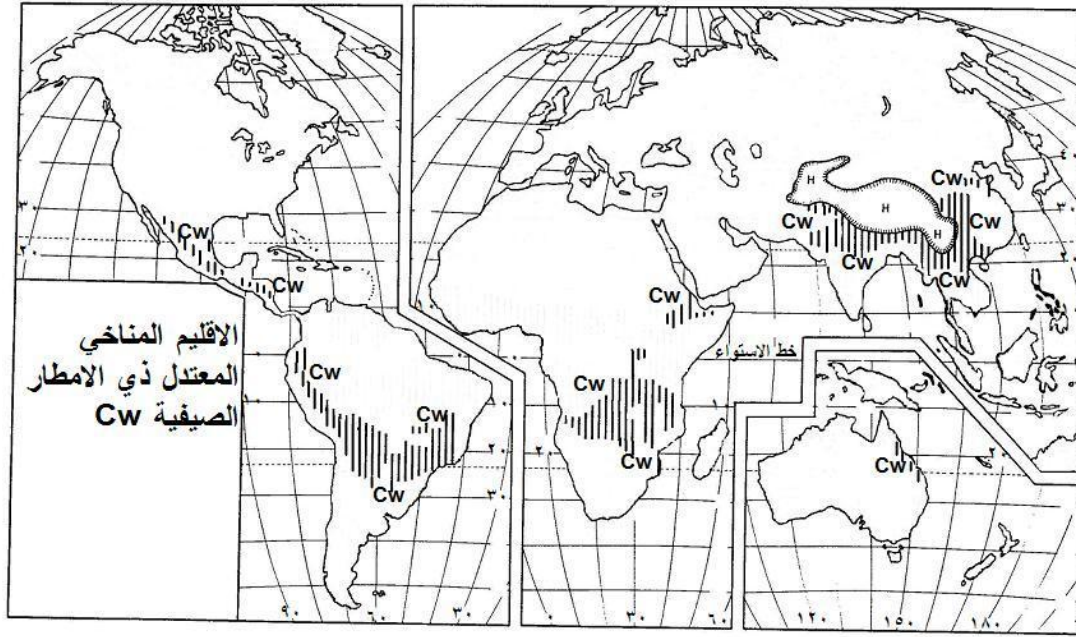
١- كمية أمطاره السنوية معتدلة وتسقط معظمها في الشتاء ويكون صيفه جاف.

٢- صيف معتدل إلى حار وشتاء معتدل.

٣- شمس ساطعة مع تغيم قليل أو معدوم خاصة صيفاً.

يشغل هذا المناخ ١,٧٪ من مساحة اليابسة، ومع ذلك فانه من أنواع المناخ الشهيرة في العالم لما يتمتع به من صفات خاصة به.

الحرارة في هذا الإقليم معتدلة، فهي تتراوح بين ٢١ °م إلى ٢٧ °م. بينما في الشتاء فتكون بين ١٣-٤ °م، لذلك يكون المدى الحراري بين ١١-١٧ °م. هذا المدى يعتبر قليلاً لمناطق العروض الوسطى ولكنه مرتفعاً بالنسبة للعروض المدارية. ويمكن التمييز بين نوعين من هذا



الخريطة ٧-٣: التوزيع الجغرافي للإقليم المعتدل الرطب ذي الأمطار الصيفية Cw.

المناخ بالنسبة لدرجة الحرارة؛ فهناك المناخ Csa وهو مناخ البحر المتوسط ذا الصيف الحار حيث يزيد معدل أدفئ شهر فيه عن ٢٢ م. وهذا النوع من المناخ يكون صيفه طويل وحار ويوجد في المناطق الداخلية البعيدة عن التأثير البحري. والنوع الثاني هو المناخ Csb وهو مناخ البحر المتوسط ذو الصيف المعتدل حيث لا تزيد حرارة أدفئ شهر عن ٢٢ م. وهذا النوع من المناخ يكون صيفه طويل ومعتدل ويوجد في المناطق الساحلية التي تؤثر عليها التيارات البحرية الباردة.

في النوع الأول Csa يكون الصيف حار ويتراوح معدلة بين ٢٤-٢٩ م. فقد سجلت مدينة سكرمنتو في كاليفورنيا ٢٨ م وفي بيروت ٢٩ م (الجدول ٧-٢). يتميز نهار هذه المناطق بارتفاع الحرارة وذلك بسبب سطوع الشمس وخلو السماء من الغيوم. هذا العامل نفسه يساعد على انخفاض درجة الحرارة ليلاً مما يجعل المدى الحراري اليومي كبير. فقد يكون معدل الحرارة في النهار بين ٢٩-٣٨ م بينما في الليل تنخفض الحرارة فيه إلى ١٣ م أو ١٦ م. لذلك فقد يصل المدى الحراري اليومي إلى ٢٠ م. تتشابه أيام هذا الإقليم صيفاً فيبدو أن هذا اليوم يشبه قبله وبعده، وهذا ينطبق على النهار والليل. أما في الشتاء فإن الحرارة لا تنخفض كثيراً، فقد سجلت سكرمنتو ٨ م والقدس ٩ م وبيروت ١٤ م. وبذلك يكون المدى الحراري السنوي ليس مرتفعاً كثيراً حيث يتراوح بين ١٥-٢٠ م. ترتفع حرارة منتصف النهار شتاءً بين ١٠-١٨ م وتنخفض حرارة الليل إلى ٤ م، وبذلك لا يزيد المدى الحراري اليومي شتاءً عن ١٤ م. هناك مناطق محدودة تتعرض إلى انخفاض الحرارة دون الصفر المؤوي، وهي المناطق الداخلية والمرتفعة. وهذه المناطق لا تتعرض لانخفاض الحرارة إلا لفترة قصيرة جداً قد لا تتجاوز ١٠ أيام من الشتاء. ولكن بسبب حساسية النباتات التي تزرع في هذه الأثناء، فإن انخفاض الحرارة دون الصفر لفترة قصيرة يؤدي إلى هلاك الكثير من المحاصيل المحبة للدفء.

أما النوع الثاني Csb، فإن حرارة الصيف فيه تكون معتدلة. فقد سجلت مدينة بيرث في أستراليا ٢٣ م، ومراكش في المغرب ٢٣ م، وسانتا مونيكا في كاليفورنيا ١٩ م، وسان فرانسيسكو في كاليفورنيا ١٥ م. غالباً ما تتعرض مثل هذه المناطق إلى الضباب في فصل

عبور المنخفضات الجوية الأطلسية وبنفس الوقت مكان مفضل لتكون المنخفضات الجوية. حيث تتكون المنخفضات الجوية في حوض البحر المتوسط في منطقة جنوا وجبال الأطلس وقبرص. تخرج المنخفضات الجوية من هذه المناطق الثلاثة وتسلك طرقاً مختلفة في حركتها، ولكنها بشكل عام تتحرك شرقاً مما يؤدي إلى تغلغل هذه المنظومات بعيداً في منطقة شرق البحر المتوسط فتؤثر على منطقة بعدها أكثر من ٣٠٠٠ كم عن الحوض.

يتأثر حوض البحر المتوسط بعدد كبير من الرياح المحلية، أو الرياح التي لها تسميات محلية. فرغم أن الإقليم يصبح ضمن نطاق الرياح الغربية، إلا أن رياح محلية ذات تسميات مختلفة تؤثر على الحوض شتاءً مثل رياح المسترال Mistral والتي تسمى بورا Bora في يوغسلافيا وتسمى تيسالونيكى Tesseloniki في اليونان. كما هناك رياح الترامونتان Tramontane بين فرنسا وأسبانيا، وتعرض صقلية ومالطا لرياح جريغالي Gregale. جميع هذه الرياح باردة. وهناك مجموعة الرياح الحارة التي أصلها جميعاً من السيروكو Sirocco ومصدرها الصحراء الكبرى، ولكنها تسمى شيلي Chili في تونس، وقبلها Ghibli في ليبيا، والخماسين Khamesin في مصر، والسموم Simoom في بلاد الشام. تعدل هذه الرياح عند عبورها البحر المتوسط إلى أوروبا فتصبح أكثر رطوبة.

أمطار الإقليم كما أسلفنا شتوية، وبعض المناطق لا تشهد أمطار خلال ثلاثة أشهر الصيف إطلاقاً. وكما أسلفنا، فإن الضغط العالي شبه المداري يمنع سقوط الأمطار صيفاً، بينما تغزر الأمطار شتاءً وفي الربيع بسبب المنخفضات الجوية (انظر الجدول ٧-٢). والمجموع السنوي للأمطار ليس كبيراً فهو يتراوح بين ٣٨٠-٩٠٠ ملم. وهذه الكمية من الأمطار لو سقطت في فصل الصيف لأصبح الإقليم شبه جاف، ولكن الأمطار الشتوية أكثر فاعلية وكفاءة لأنها لا تتعرض إلا إلى قليل من التبخر. وعليه يوصف الإقليم غالباً بأنه شبه رطب. الأمطار في الإقليم تقل في الجنوب وتزيد كلما اتجهنا شمالاً، كما إنها تزداد من الداخل إلى الساحل. فعلى الساحل الجنوبي والشرقي للبحر المتوسط تكون الأمطار أقل مما يسقط على الساحل الشمالي للبحر المتوسط. وفي المناطق الساحلية للبحر المتوسط وفي كاليفورنيا تكون الأمطار أغزر من الداخل. أما بالنسبة للثلوج فإن الإقليم لا يشهد إلا تساقط كميات قليلة من الثلوج في المناطق السهلية والساحلية، أما المرتفعات فقد تسقط عليها كميات أكبر من الثلوج، وفي بعض المناطق المحمية قد يستمر بقاء الثلوج إلى الصيف. وأمطار الإقليم غالباً إعصارية وخاصة في فصل الشتاء، وقد يشهد الإقليم بعض الأمطار التصاعدية في فصل الربيع. أما نسبة تذبذب الأمطار فهي أقل من تذبذبها في المناطق الجافة حيث لا تزيد نسبة التذبذب عن ٣٠٪، ولكنها مرتفعة بالنسبة للعروض الوسطى، ويزداد التذبذب في الجنوب ويقل كلما اتجهنا شمالاً. وعليه فإن الزراعة في الإقليم خاصة الخضراوات والحبوب الصيفية فإنها تحتاج إلى الري لزراعتها. أما الأشجار فإن الأمطار من الشتاء تؤدي إلى توفير بعض الرطوبة للتربة في الصيف مما يسمح بنموها.

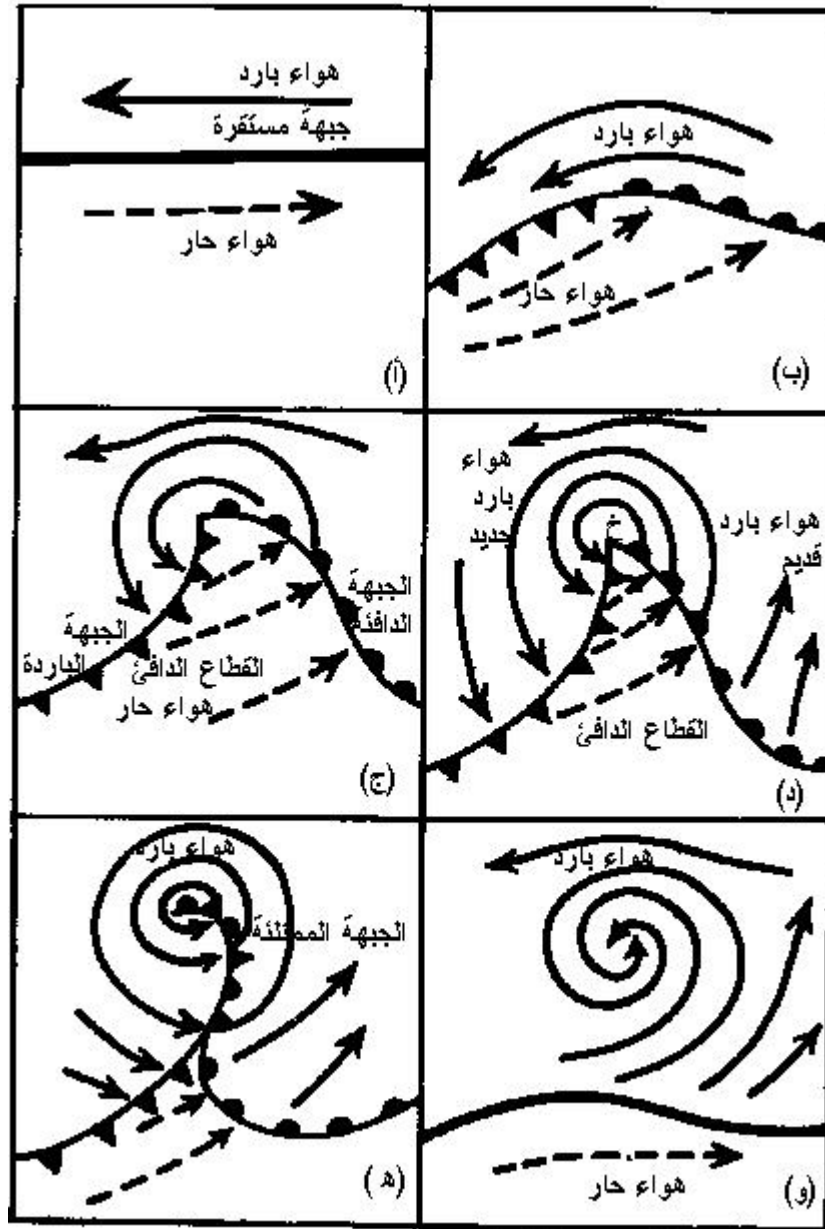
المنخفضات الجوية Cyclones :

وهي نوع من أنواع الضغط المنخفض والذي يظهر بعدة أنواع، فقد يكون منخفض حراري Depression، وقد يكون منخفض جبهوي Cyclone. والمنخفضات الحرارية بأنواعها المختلفة تظهر في المناطق الاستوائية بالدرجة الأولى، كما تظهر في الفصول الحارة في المناطق المعتدلة. ولسنا هنا بصدد المنخفضات الحرارية، وإنما سنركز على المنخفضات الجوية الجبهوية.

هي الظاهرة الأكثر شيوعاً في العروض الوسطى وهي المسنولة عن الطقس الرديء وتساقط الأمطار في هذه العروض والعروض العليا، ولا نبالغ عندما نقول إن جميع أمطار هذه العروض بسبب هذه المنخفضات عدا طبعاً الأمطار التضاريسية. تتكون المنخفضات الجوية في هذه العروض من التقاء كتلتين هوائيتين باردة ودافئة. فالعروض الوسطى في فصل

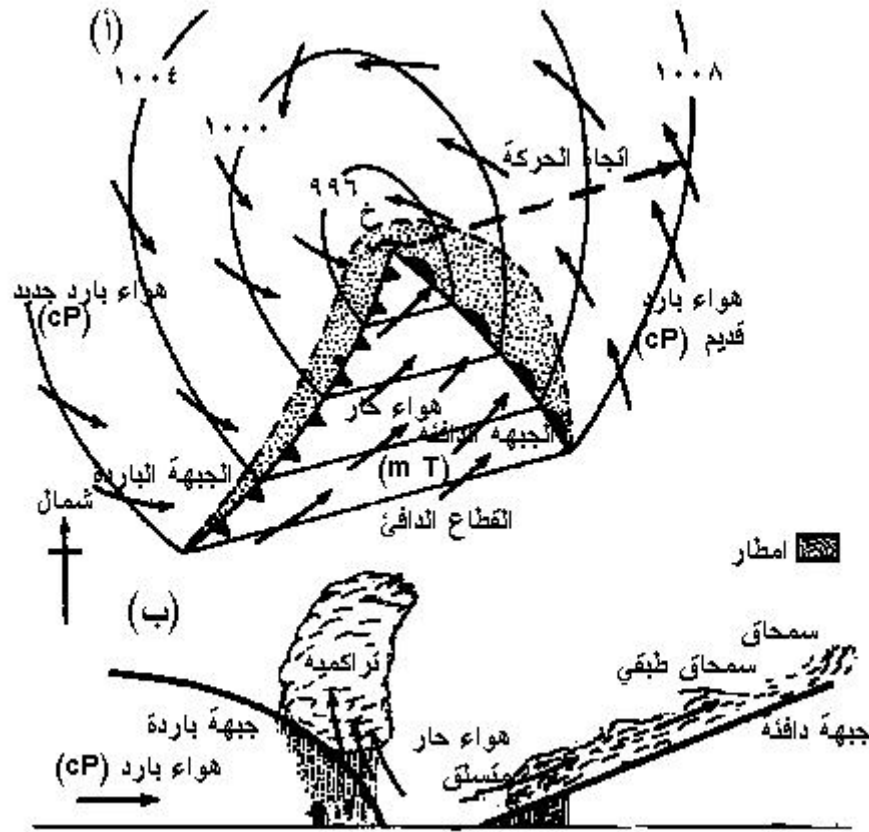
الشتاء تكون مسرحاً لتنافس الكتل الهوائية القطبية الباردة والكتل المدارية الدافئة. فعندما يحصل تماس بين هذه الكتل تتكون جبهة هوائية مستقرة بينهما، خاصة عندما تكون الكتلة الباردة تتحرك عكس اتجاه الكتلة الدافئة. في هذه الحالة يبدأ الهواء البارد بالتأثير على الهواء الدافئ ويعمل على أن يتغلغل فيه على شكل لسان ممتد حسب النظرية النروجية لجيكنز (الشكل ٧-٤). استمرار العملية يتطور إلى أن يحتل الهواء البارد جزءاً من الحيز الذي كان يشغله، وعندها تظهر في الصورة جبهتان هوائيتان، والجبهة الهوائية هي منطقة التماس بين هواء بارد وهواء دافئ، الأولى جبهة هوائية باردة، وهي الجبهة في مؤخرة المنخفض والتي يكون فيها الهواء البارد متقدماً على حساب الهواء الدافئ المتراجع. والثانية جبهة دافئة في مقدمة المنخفض الجوي والتي يكون فيها الهواء الدافئ متقدماً ليزيح الهواء البارد الموجود أمامه إلا إن ثقل الهواء البارد يدفع الهواء الدافئ أن يتسلق عليه. وتكون منطقة التماس بين الجبهة الباردة والجبهة الدافئة مركزاً للضغط المنخفض حيث يسجل الضغط اقل قيمة له. ولابد من التذكير أن قيمة الضغط لا تكون واطنة جداً كما في الأعاصير، وإنما قد يسجل الضغط قيمة ١٠٠٠ مليبار وفي بعض المنخفضات العميقة قد يسجل ٩٩٠ مليبار (الشكل ٧-٤). في هذه المرحلة يكون المنخفض الجوي قد ولد ويبدأ بالتحرك شرقاً أو إلى الشمال الشرقي. بشكل عام جميع منخفضات العروض الوسطى تتحرك شرقاً مع اتجاه الرياح الغربية التي تتولد فيها. وتشير الدراسات الحديثة إلى أن تكون المنخفضات الجوية في العروض الوسطى غالباً ما يرافقها ما يدعم تكونها في طبقات الجو العليا. ولأن المنخفضات الجوية دائماً عميقة، فإن تأثيرها يصل إلى المستوى الضغطي ٥٠٠ مليبار. وغالباً ما تظهر المنخفضات الجوية على السطح أسفل الذراع الصاعد للانبعاث Trough في الموجات الهوائية في المستوى ٥٠٠ مليبار، لأن هذه المنطقة من الموجة يكون الهواء فيها متفرقاً Divergence في الأعلى، وحيث إن الهواء السطحي في المنخفض يكون متجمعاً Convergence فإنه يحتاج إلى تصريف في الأعلى ليستمر المنخفض الجوي. فإذا كانت الموجة الهوائية الطويلة بطيئة الحركة أو مستقرة فوق المنطقة، فإن سلسلة من المنخفضات الجوية تتكون فوق المنطقة يعقب احديهما الآخر وتسمى بعوائل المنخفضات. حيث إن الظروف العليا عند تحلل المنخفض الأول تبقى مشجعة لتكون منخفض آخر فيتولد منخفض اصغر واقل عمقاً بعد المنخفض الأول وإلى الجنوب منه وهكذا كلما مر اضطراب موجي (مرور موجة صغيرة مركبة على الموجة الطويلة) على الموجة الطويلة يتولد منخفض جديد. وفي حالة مرور تيار نفاث (غالباً يظهر في المستوى ٣٠٠ مليبار) فوق المنطقة فإن المنخفض الجوي على السطح يكون عميقاً جداً. يتكون هواء صاعد سرعان ما يتبدد عن طريق التيار النفاث، لكن بالمقابل يهبط هواء إلى السطح من الذراع النازل من الانبعاث Ridge إلى مؤخرة المنخفض الجوي مكوناً ضغط عالي.

المنخفضات الجوية الجبهوية تتكون فيها ثلاثة أنواع من الرياح، النوع الأول هو الهواء البارد القديم الذي دخل فيه الهواء الدافئ وبدأ ينسحب أمامه مكوناً الجبهة الدافئة. وهنا نشير إلى أن الهواء الدافئ أخف وزنه يبدأ بالارتفاع على الهواء البارد الثقيل ولكن بشكل مائل. هذا الهواء يكون في مقدمة المنخفض الجوي. والنوع الثاني هو الهواء الدافئ المندفع من الجنوب والذي كما اشرنا كون جبهة هوائية دافئة Warm Front مع الهواء البارد في مقدمة المنخفض الجوي، ويسمى بالقطاع الدافئ ومصدر هذا الهواء العروض المدارية. أخف وزن هذا الهواء فإنه يبدأ بالتسلق بشكل مائل فوق الهواء البارد. فإذا كان الهواء الدافئ رطباً، فإنه عندما يصل في ارتفاعه إلى درجة حرارة نقطة الندى فإنه يبدأ بالتكاثف. فتبدأ الغيوم بالظهور في السماء، حيث تبدأ أولاً غيوم السحاق Cirrus بالظهور وعلى بعد أكثر من ٥٠٠ كم من موقع الجبهة على الأرض. ثم تليها الغيوم الطباقية المتوسطة، ثم كلما اقتربت الجبهة تظهر الغيوم الطباقية المزنية (الشكل ٧-٥ب). وقد تسقط أمطار. وإذا سقطت الأمطار فإنها تكون بقطرات صغيرة وتستمر لفترة طويلة. هذا الهواء هو الذي يتم تصريفه بواسطة



الشكل ٧-٤: مراحل تكون المنخفض الجوي حيث يبدأ بجبهة ثابتة وينتهي بمنخفض جبهي بجهتان دافئة في مقدمة المنخفض وباردة في المؤخرة. .
After: Trewartha

الذراع الصاعد للموجة الهوائية أو بواسطة التيار النفاث. النوع الثالث من الهواء هو الهواء البارد الجديد والذي يقع في مؤخرة المنخفض الجوي ومصدرة العروض العليا، لذلك يكون ابرد من الهواء البارد في مقدمة المنخفض. هذا الهواء الثقيل يتقدم بسرعة اكبر من تقدم الهواء الدافئ، ولثقله فانه يقلع الهواء الدافئ من الأسفل لأنه يكون على شكل إسفين مكوناً الجبهة الباردة Cold Front في مؤخرة المنخفض الجوي، لذلك يكون شكل الجبهة عمودياً تقريباً. ولأن الهواء الدافئ يرفع تقريباً عمودياً بواسطة الهواء البارد فان الجبهة الباردة تصل بشكل مفاجئ وبدون أية مقدمات كما في الجبهة الدافئة. وتكون أمطار الجبهة الباردة فجائية وبقطرات اكبر ولفترة اقصر وتكون غيومها من نوع التراكمية المزنية (الشكل ٧-٥ ب). هذا الهواء البارد المتقدم في مؤخرة المنخفض يدعمه هواء هابط من الذراع الهابط من الانبعاث في الموجة الهوائية أو في التيار النفاث. هذا الهواء يشجع على تكوين مرتفع جوي في مؤخرة المنخفض الجوي، لذلك عندما يعبر المنخفض الجوي المنطقة، سرعان ما تصفو



الشكل ٧-٥: الشكل أ المنخفض الجوي الناضج ومواقع الجبهات. الشكل ب يوضح الجبهة الدافئة وتسلق الهواء الدافئ فوق الهواء البارد وظهور الغيوم قبل الجبهة بمسافة، كما يوضح الجبهة الباردة وقلع الهواء البارد للهواء الدافئ والارتفاع العمودي للهواء الدافئ.
المصدر: علي موسى

السماء وينقطع المطر ايذاناً بحلول مرتفع جوي. كما يظهر المرتفع الجوي اثر انحلال المنخفض الجوي وانتهاء حياته.

ذكرنا في الاستعراض السابق ان الجبهة الهوائية الباردة أسرع في حركتها من الجبهة الهوائية الدافئة، لذلك فبعد مرور الوقت ستلتحق الجبهة الباردة بالجبهة الدافئة وتنطبق عليها مكوناً الجبهة المنطبقة Occluded Front. انطباق الجبهة الباردة على الدافئة يعني انحلال المنخفض وانتهائه. وعلى السطح فان انطباق الجبهة الباردة على الدافئة يعني رفع الهواء الدافئ بواسطة الهواء البارد إلى الأعلى مكوناً غيوم كثيفة وعلى نطاق واسع تسقط منها أمطار غزيرة وعلى مساحة كبيرة. وغالباً ما يتحلل المنخفض الجوي فوق اليابس، وإذا ما صادف مرور المنخفض بعد انحلاله فوق مسطح مائي فقد يعيد نشاطه ويتكون من جديد، كما يحصل غالباً لمنخفضات البحر المتوسط التي تجدد نشاطها بعد الوصول إلى مياه البحر المتوسط الدافئة قادمة من أوروبا. إن انحلال المنخفض الجوي كما ذكرنا يكون أمطار واسعة وغزيرة، وقد يتجدد نشاطه فوق الماء، كما يمكن أن تتكون منخفضات أخرى مباشرة بعد المنخفض الأول إذا كانت الظروف ملائمة في طبقات الجو العليا.

تظهر المنخفضات الجوية كما ذكرنا في العروض الوسطى وتكثر في فصل الشتاء، حيث الفصل الذي يكون فيه الهواء على أكبر تباين لدرجات الحرارة. وفي فصل الصيف تقل المنخفضات الجوية ولكنها لا تختفي، حيث يتحرك نطاق سيطرتها إلى شمال الموقع الشتوي. وللمنخفضات الجوية نطاق سيطرة وتحرك (الخريطة ٧-٦). يظهر من الخريطة إن هناك عدة

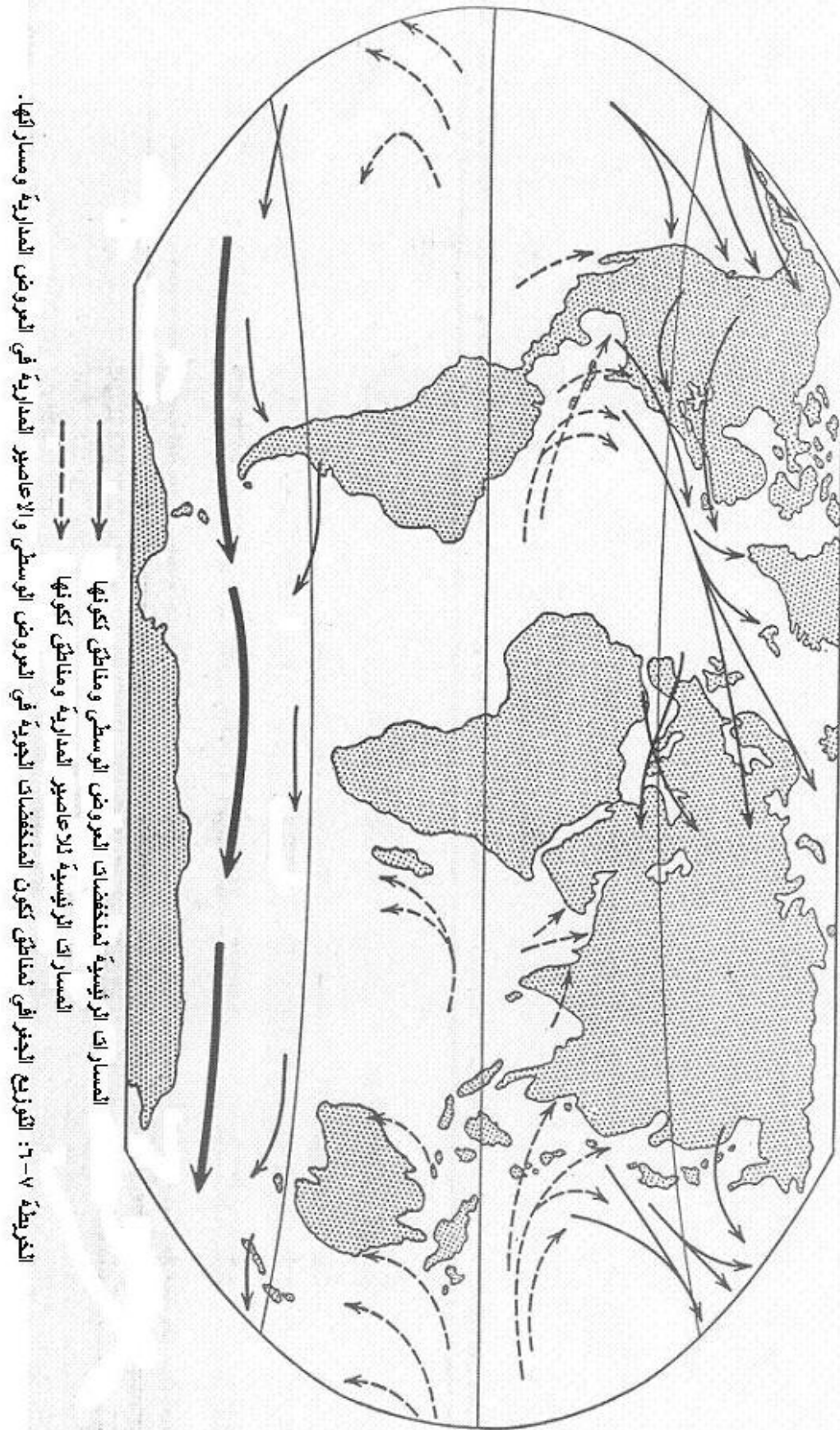
مراكز لتكون المنخفضات الجوية، منها ما هو أولي ومنها ما هو ثانوي. فمناطق تكون المنخفضات الأولى يتطابق مع وجود الأخاديد Trough التي تظهر في شرق القارات حيث إن تماس الماء مع اليابس يشجع على تكون هذه الأخاديد، وغالباً ما يتكون المنخفض أسفل هذه الأخاديد. لذلك أكبر منطقتين لتكون المنخفضات الجوية تظهر الأولى على سواحل أمريكا الشمالية الشرقية، ساحل المحيط الأطلسي الغربي. والثانية على سواحل آسيا الشرقية، ساحل المحيط الهادي الغربي. أما الثانوية فتظهر على البحر المتوسط، وعلى السفوح الشرقية لجبال الروكي.

تتكون المنخفضات الجوية على الساحل الشرقي لآسيا، فوق اليابان وشرق الصين، بسبب التقاء الهواء البارد القادم من المرتفع السيبيري بالهواء الدافئ الرطب فوق ساحل المحيط الهادي، كما يوجد هنا في المستوى ٥٠٠ مليبار أخدود دائم. تتحرك المنخفضات شرقاً منجذبة من الضغط الواطئ الدائم اللوشي في شمال المحيط الهادي، ومن هناك تواصل مسيرتها إلى الساحل الغربي للولايات المتحدة الأمريكية وكندا. وفوق هذه المنطقة تصل إلى مرحلة التحلل حيث تسقط أمطار غزيرة على الساحل الشرقي للمحيط الهادي (الخريطة ٦-٧). إن عبور الهواء لجبال الروكي يشكله الإعصاري يساعد على تكون منطقة ثانوية لتشكل المنخفضات على السفوح الشرقية لجبال الروكي، حيث تتكون هذه المنخفضات في الشتاء فقط. تتكون هنا منخفضات جوية ثانوية تتحرك أولاً إلى الجنوب الشرقي ثم إلى الشرق فتؤثر على السهول الوسطى الأمريكية. وغالباً ما تصل هذه المنخفضات إلى مرحلة التحلل قبل وصولها الساحل الشرقي للولايات المتحدة الأمريكية، إلا إذا مرت في أثناء مسيرتها فوق البحيرات الخمس فإنها تجدد نشاطها.

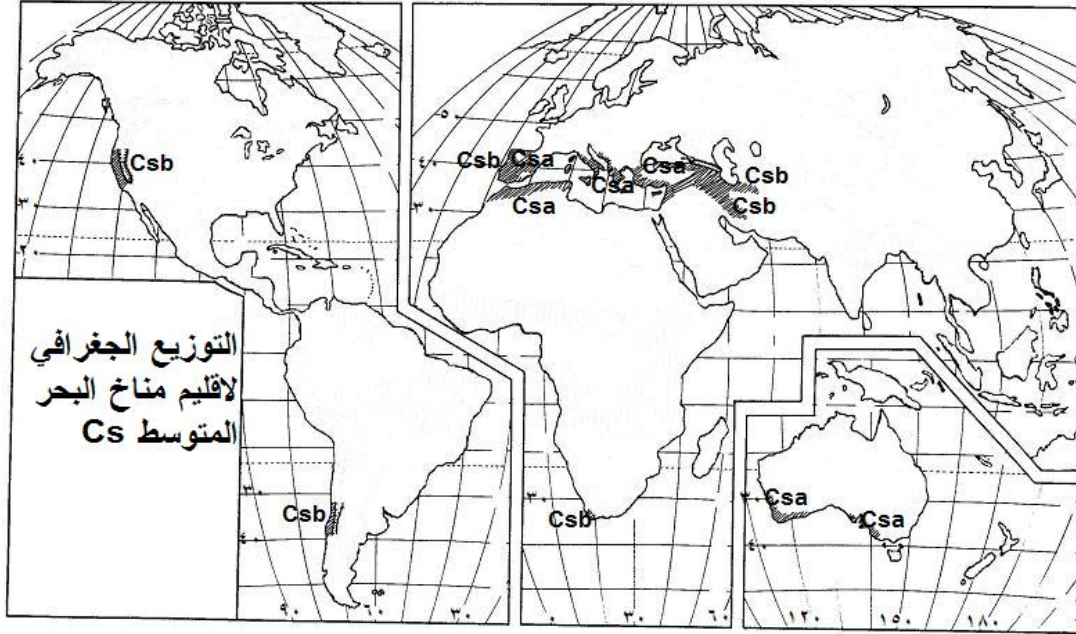
تتكون المنخفضات على الساحل الشرقي لأمريكا الشمالية بسبب تقدم هواء بارد من كندا ويلتقي بهواء دافئ رطب على السواحل الغربية للأطلسي. ولوجود أخدود دائم فوق الساحل الغربي للمحيط الأطلسي، فإن هذه المنخفضات تتكون طوال العام. تنجذب هذه المنخفضات شرقاً بسبب وجود المنخفض الدائم الأيسلندي، فتتحرك عابرة المحيط الأطلسي. ومن المنخفض الأيسلندي تستمر بالحركة شرقاً فتدخل أوروبا. وغالباً ما تصل هذه المنخفضات إلى أوروبا في مراحلها النهائية فتسقط أمطار غزيرة على أوروبا. إذا صادف وجود حاجز ضغطي Blocking عند سواحل إنكلترا الغربية، فإن مسارات المنخفضات تنقسم إلى قسمين، فرع يذهب بالمنخفضات شمالاً، فيؤثر على الدول الإسكندنافية، والآخر يأخذها جنوباً إلى فرنسا وإسبانيا ومن ثم البحر المتوسط (الخريطة ٦-٧). المصدر الثانوي لتكون المنخفضات الجوية هو فوق البحر المتوسط، حيث إن الهواء البارد في أوروبا أو بقايا المنخفضات الجوية المنحلة فوق أوروبا عندما تصل سواحل البحر المتوسط وتتصل بالهواء الدافئ الرطب، تصبح منطقة تولد أو تجدد نشاط المنخفضات الجوية. لذلك فإن سطح البحر الواسع تتكون فيه ثلاثة مناطق ولادة للمنخفضات الجوية، الأول غرب البحر المتوسط، والثاني في وسطه عند جزيرة صقلية، والثالث في شرقه عند جزيرة قبرص. هذه المنخفضات الجوية تؤثر على السواحل الشرقية للبحر المتوسط وتتوغل إلى العراق وقد يصل تأثيره إلى أفغانستان. وبذلك يظهر لنا إن المنخفضات الجوية تؤثر على كل العروض الوسطى ويصل تأثيرها إلى العروض العليا، فهي المسؤولة عن التساقط في هذه العروض.

التوزيع الجغرافي للإقليم Cs

أكبر امتداد للإقليم يظهر في حوض البحر المتوسط، وهذا هو الذي جعل اسم الإقليم يطلق على المناخات المتشابهة البعيدة عن حوض البحر المتوسط. فيظهر الإقليم على سواحل المغرب الغربية والشمالية وكذلك سواحل الجزائر وتونس الشمالية. بينما يختفي على سواحل ليبيا ومصر وذلك لعدم وجود الجبال التي تؤدي إلى زيادة سقوط الأمطار، فاختفاء الجبال أدى إلى قلة سقوط الأمطار فأصبحت مناطق جافة. يظهر هذا المناخ مرة أخرى في فلسطين



ولبنان ومرتفعات الأردن وسوريا، ويمتد لسان منه إلى الشرق ليشمل شمال العراق وجنوب تركيا وشمال إيران ويصل حتى أفغانستان (أنظر الخريطة ٧-٧). على ساحل البحر المتوسط ومن سوريا يتجه شمالاً ليشمل اليونان ويوغسلافيا وإيطاليا وجنوب فرنسا وإسبانيا والبرتغال.



الخريطة ٧-٧: مواقع وجود مناخ البحر المتوسط وكما تبدو حول الحوض وفي مناطق بعيدة عنه.

يظهر هذا الإقليم في أمريكا الشمالية في ولاية كاليفورنيا ويمتد إلى داخلها. كما يظهر الإقليم في السواحل الوسطى لتشيلى في أمريكا الجنوبية ويكون ضيقاً بسبب وجود جبال الانديز قرب الساحل. كما يظهر في أقصى جنوب أفريقيا (كيب تاون)، ويظهر في منطقتين منفصلتين في جنوب أستراليا. أن عدم وجود امتداد كبير لليابس في جنوب قارتي أفريقيا وأستراليا حددا من وجود هذا المناخ في جنوب هاتين القارتين.

٣-٧ المناخ المعتدل المطير

Mild Temperate Rainy Climate Cf

وهو مناخ العروض المدارية في شرق القارات والعروض الوسطى في غرب القارات. ويمكن القول أن هذا المناخ هو مناخ التيار البحري الدافئ. وهو الوحيد بين الأقاليم الذي يظهر حيناً في شرق القارات وحيناً آخر في غربها، وبذلك فهو يمتد بين دائرتي عرض ٢٥-٦٠ شمالاً وجنوباً.

ولتسهيل شرح هذا الإقليم، فإننا سنقسمه إلى قسمين هما: المناخ شبه المداري المعتدل الرطب (مناخ شرق القارات)، ومناخ العروض الوسطى المعتدل الرطب (مناخ غرب القارات).

١-٣-٧ المناخ شبه المداري المعتدل الرطب (مناخ شرق القارات) *Cfa*

Subtropical Mild Temperate Rainy Climate (Eas. Cont.)

يختلف هذا المناخ عن مناخ البحر المتوسط بثلاثة حالات:

- ١- يقع في شرق القارات.
- ٢- أمطاره موزعة.
- ٣- المجموع السنوي لأمطاره أكبر من أمطار البحر المتوسط.

يقع هذا الإقليم على سواحل شرق القارات بين دائرتي عرض ٢٥-٤٠ شمالاً وجنوباً. فهو في جزء منه يقابل موقع مناخ البحر المتوسط، ولكن على السواحل الشرقية فقط. ويقتصر وجوده على الساحل إذا وجدت سلاسل جبلية تمنع توغله، وفي حالة انعدام السلاسل الجبلية فإنه يمتد كثيراً إلى الداخل. أن السبب في رطوبة الساحل الشرقي وجفاف الساحل الغربي وخاصة في الصيف يعود إلى شكل الضغط العالي شبه المداري الممتد فوق المحيطات. فالضغط العالي شبه المداري كما أسلفنا يكون على شكل مثلث قاعدته على السواحل الغربية ورأسه المدبب على السواحل الشرقية. لذلك تخضع السواحل الشرقية للقارات لهبوب الرياح الموسمية أو الفرع الغربي من الرياح الخارجة من الضغط العالي مما يعني غياب الهواء الهابط ووجود هواء متصاعد مكانه يسمح بالتكاثف وسقوط الأمطار. كما أن السواحل الشرقية تمر بالقرب منها تيارات بحرية دافئة، عكس السواحل الغربية التي تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة. والتيار البحري الدافئ يساعد على تمدد الهواء وتشبعه ببخار الماء مما يساعد على التكاثف وسقوط الأمطار.

الحرارة في هذا الإقليم مدارية مرتفعة صيفاً مع اعتدال الشتاء، حيث أن عدم وجود تيارات بحرية باردة قرب السواحل لا يخفض كثيراً من درجة الحرارة في الشتاء. أشهر الصيف حارة حيث معدل حرارتها بين ٢٤-٢٧ م، وتكون المعدلات أقل في النصف الجنوبي حيث تكون أقل من ٢٤ م، وذلك لسعة الماء وضيق اليابس. حيث سجلت كل من جارلستون وشنغهاي ٢٧ م (الجدول ٣-٧). أشهر الصيف في هذا الإقليم ليست حارة فقط ولكن رطبة كذلك. فترتفع الرطوبة النسبية في الهواء إلى ٨٠٪ صباحاً. ترتفع درجة الحرارة في النهار إلى ٣٨ م في أشهر الصيف الثلاثة، بينما لا تنخفض الحرارة كثيراً في المساء وذلك لأن الغيوم في السماء ليلاً تمنع التبريد وتحافظ على ارتفاع درجة الحرارة أثناء الليل. وبذلك يكون المدى الحراري اليومي واطئ مقارنة بالمدى الحراري اليومي في مناخ البحر المتوسط. فقد لا يزيد المدى الحراري اليومي عن ١١ م. ويكون الشتاء معتدلاً في حرارته، حيث تكون معدلات حرارة الشتاء بين ٤-١٣ م. وهذا الاختلاف الكبير في المعدل الشهري لدرجة الحرارة في الشتاء يعود إلى حجم القارة التي يقع فيها الإقليم وإلى موقعها من البحر وكذلك إلى طبيعة وشكل امتداد الجبال. حيث تنخفض الحرارة في شنغهاي إلى ٣ م وفي

الجدول ٣-٧: معدلات درجة الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات مختارة للمناخ شبه المداري المعتدل الرطب (مناخ شرق القارات) Cfa

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
جارلستون	١٠	١١	١٤	١٨	٢٣	٢٦	٢٨	٢٧	٢٥	٢٠	١٤	١١	١٩
شنغهاي	٣	٤	٨	١٣	١٩	٢٣	٢٧	٢٧	٢٣	١٧	١١	٦	١٥
سدني	٧١	٥١	٩٩	١١٢	٨٤	١٦٧	١٨٨	١١٠	٩٩	٩٤	٤٣	٣٣	١١٦٣
بوينس	٩١	١١٢	١٢٥	١٣٧	١٣٠	١٢٢	١٢٧	٧٦	٧٤	٧٤	٧١	٧١	١٢١٢
ايرس	٨٧	٨٧	١١٧	٩١	٧٩	٥٦	٥٦	٦٩	٨٩	٨٩	٨٤	٩٤	٩٩٣
مونتفيدو	٢٣	٢٢	٢٠	١٧	١٤	١١	١١	١٠	١١	١٣	١٥	١٨	١٦
	٨٣	٧٤	١٠٤	١٠٢	٩١	٨٨	٧٣	٨٧	٨٤	٧٣	٧٩	٧٧	١٠١٥

After: Trewartha

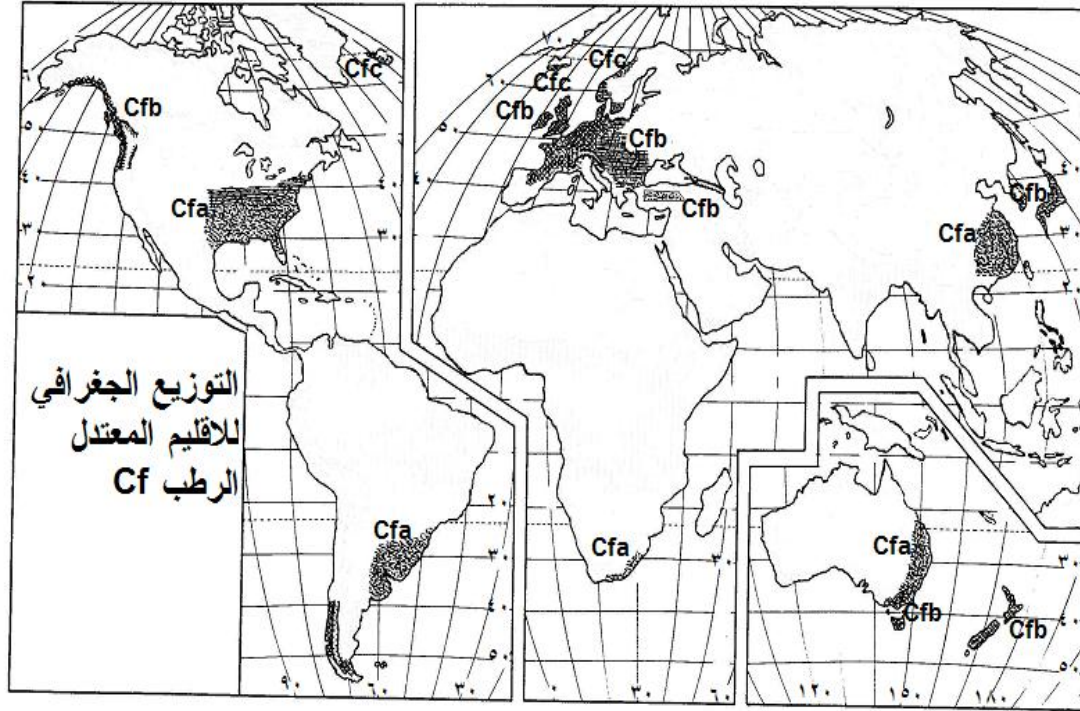
دالاس في تكساس إلى ٧ م وفي بوينس ايرس في الأرجنتين إلى ١١ م إن انخفاض الحرارة شتاءً بشكل كبير في شنغهاي يعود إلى وصول كتل هوائية قطبية ومتجمدة من الشمال (سيبيريا) مما يؤدي إلى خفض كبير في درجة الحرارة. وتأتي مناطق أمريكا الشمالية بالدرجة الثانية من حيث انخفاض الحرارة في الشتاء حيث أن عدم وجود حاجز جبلي بين كندا

والولايات المتحدة يسمح بغزو الهواء البارد من شمال كندا ليصل تأثيره إلى أقصى جنوب الولايات المتحدة. أما اعتدال الشتاء في النصف الجنوبي وعدم ارتفاع الحرارة كثيراً في الصيف فإنه يعود إلى أن النصف الجنوبي معظمه ماء، والماء يلطف درجة الحرارة كثيراً. بالنسبة للضغط والرياح، فهذا الإقليم يخضع صيفاً للرأس المدبب للضغط العالي شبه المداري. ولكون تأثير هذا الرأس ضعيف، فإن التيار البحري الدافئ الذي يمر بالقرب من السواحل يلعب دوراً في تدفئة الهواء ومساعدته على الارتفاع. أي أن رأس الضغط العالي لضيقة لا يكون فيه هواء هابط يمنع تصاعد الهواء الدافئ للأعلى كما في مناخ البحر المتوسط. كما أن الطرف الغربي للضغط العالي يخرج منة هواء غير مستقر ولكونه يأتي من فوق الماء فيكون رطباً. لذلك تخضع المنطقة لرياح جنوبية شرقية أو موسمية. أما في الشتاء، فإن الإقليم يخضع للمنخفضات الجوية المتحركة وبذلك تهب عليه رياح مختلفة الاتجاهات وحسب موقع المنخفض الجوي من المنطقة. لذلك تكون رياح الشتاء متقلبة وغالباً ما تأتي ببعض الأمطار. أما في نهاية الصيف وبداية الخريف فإن الإقليم غالباً ما يتعرض للعواصف المدارية التي تعمل على تشجيع سقوط أمطار غزيرة.

أمطار الإقليم غزيرة وتسقط طول العام، ولا تقل أمطار الإقليم لأي شهر من الأشهر عن ٣٠ ملم. أن ارتفاع درجة حرارة الهواء خاصة في فصل الصيف واعتدال الشتاء، حيث أن الحرارة نادراً ما تصل إلى الصفر المئوي شتاءً، قد ساعدت كثيراً على أن يتحمل الهواء بكميات كبيرة من بخار الماء. لذلك عندما تكون الظروف ملائمة لسقوط الأمطار فإنها تسقط بكميات كبيرة (أنظر الجدول ٧-٣). وكما ذكرنا سابقاً فإن كلاً من المجموع السنوي والتوزيع الشهري للأمطار هما أفضل مما في إقليم البحر المتوسط. فتسقط ١٢٠٢ ملم في جارلستون، كارولينا الجنوبية، و ١٦٣ ملم في شنغهاي، الصين، و ٢١٠٠ ملم في تايبي، تايوان. كما يلاحظ من الجدول كذلك أن معظم المحطات تتأثر بفترة هبوب العواصف المدارية، لذلك تغزر الأمطار في الأشهر آب وأيلول وتشرين الأول وهي أشهر نشاط هذه العواصف في النصف الشمالي للأرض. كما يلاحظ أن كميات الأمطار في الشتاء ليست قليلة وكما ذكرنا سابقاً فإن ذلك يعود إلى درجة حرارة الشتاء ليست منخفضة كما أن هذا الفصل يتأثر بالمنخفضات الجوية التي تمر على الإقليم. لذلك غالباً ما تكون أمطار الإقليم في الصيف تصاعدية بينما أمطاره في الشتاء إعصارية. كما يمكن أن تسقط ثلوج خفيفة في أجزاء الإقليم الشمالية، حيث تنخفض الحرارة عن الصفر المئوي في بعض أيام الشتاء.

التوزيع الجغرافي للإقليم Cfa

كما ذكرنا سابقاً فإن هذا الإقليم يوجد على السواحل الشرقية للقارات قرب التيارات البحرية الدافئة وبين دائرتي عرض ٢٥-٤٥° شمالاً وجنوباً. يظهر الإقليم في آسيا على سواحل الصين الشرقية وفي جزر اليابان وأقصى جنوب كوريا. فهنا يؤثر على الإقليم الطرف الغربي للضغط العالي شبه المداري للمحيط الهادي الشمالي وكذلك تيار اليابان الدافئ. يظهر كذلك في أمريكا الشمالية وهو إقليم واسع يشغل كل الساحل الشرقي للولايات المتحدة الأمريكية من نيو انكلند في الشمال وحتى فلوريدا ويمتد إلى الداخل حتى السهول الوسطى الأمريكية. يؤثر على هذا الإقليم الطرف الغربي للضغط العالي شبه المداري للمحيط الأطلسي الشمالي وتيار الخليج الدافئ (الخريطة ٧-٨). أما في نصف الكرة الجنوبي فإنه يظهر في أمريكا الجنوبية وخاصة في الأرجنتين حيث يؤثر عليه الطرف الغربي للضغط العالي شبه المداري لجنوب المحيط الهادي كما يمر بالقرب من السواحل تيار البرازيل الدافئ. كما يظهر بشكل محدود في شرق أفريقيا وشرق وجنوب شرق استراليا وذلك لعدم امتداد هذه القارات كثيراً إلى الجنوب. كما أن السلاسل الجبلية على سواحل أفريقيا واستراليا يحددان من الإقليم. كما يلاحظ من الخريطة أن المساحة التي يشغلها الإقليم في شرق القارات المدارية تكون واسعة وذلك لسعة امتداد التيارات الدافئة التي يبقى تأثيرها إلى دائرة عرض ٤٥°.



الخريطة ٧-٨: التوزيع الجغرافي للإقليم المعتدل الرطب بنوعيه القاري والبحري.

٢-٣-٧ مناخ العروض الوسطى المعتدل الرطب (مناخ غرب القارات) Cfb Midlatitude Mild Temperate Rainy Climate (Wes. Cont.)

شروط هذا الإقليم بالنسبة لكوبن لا تختلف عن إقليم شرق القارات، إلا أن الحرف الثالث الذي يعبر عن طول الصيف قد يختلف، حيث يظهر بدلاً من الحرف (a) الحرف (b) الذي يشير إلى صيف طويل معتدل. أما عملياً فهناك اختلافات واضحة بين الإقليمين ويمكن تلخيصها بما يأتي:

- (١) كمية الأمطار إلى حد ما أقل من الإقليم الأول.
- (٢) اعتدال درجة حرارة الصيف فلا تزيد عن ١٩ م.
- (٣) ضيق مساحة هذا الإقليم مقارنة بالإقليم الأول.

فكما تمت الإشارة إليه سابقاً، فإن هذا الإقليم هو ابن التيار البحري الدافئ. فعندما يتحول التيار البحري الدافئ من سواحل شرق القارات إلى سواحل غرب القارات بعد دائرة عرض ٤٥°، فإن هذا الإقليم يتحول كذلك ليلزم التيار البحري. لذلك سوف لا نجد وجوداً لهذا الإقليم في النصف الجنوبي إلا في أمريكا الجنوبية والتي هي القارة الجنوبية الوحيدة التي تمتد إلى الجنوب كفاية ليظهر فيها هذا المناخ. لذلك فإن هذا المناخ سنجده بين دائرتي عرض ٤٥°-٦٠° شمالاً وجنوباً. كما أن هذا الإقليم غالباً ما يتحدد عرضة بالسلاسل الجبلية الموازية للبحار. فعندما تختفي الجبال فإن الرياح الغربية تستطيع التوغل إلى الداخل كثيراً مما يؤدي إلى توسع الإقليم كما في أوروبا.

درجة الحرارة في هذا الإقليم أخفض وأكثر اعتدالاً من مناخ شرق القارات. فلا يرتفع المعدل السنوي للحرارة عن ١٥ م إلا قليلاً كما أن المدى الحراري السنوي يكون واطناً قياساً للعروض الموجودة فيها. حرارة الصيف ليست مرتفعة بل أوطئ من درجة حرارة نفس العروض بسبب التأثير البحري. حيث لا يزيد معدل حرارة أشهر الصيف عن ١٦-١٨ م. ففي فالنسيا تسجل ١٥ م صيفاً، وفي وارسو ١٩ م (جدول ٧-٤). ولا تبرد الليالي بسرعة في الصيف، حيث أن الغيوم ورطوبة الهواء تقللان من سرعة تبريد الهواء ليلاً، وبذلك يبقى المدى الحراري اليومي في الصيف واطناً فلا يزيد عن ١١ م. قد تمر على الإقليم بعض

الجدول ٧-٤: معدلات درجة الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمحطات مختارة لمناخ العروض الوسطى المعتدل الرطب (مناخ غرب القارات) Cfb

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
فالنسيا	٧	٧	٨	٩	١١	١٤	١٥	١٥	١٤	١٢	٩	٨	١١
فانكوفر	١٦٤	١٠٧	١٠٣	٧٤	٨٦	٨١	١٠٧	٩٥	١٢٢	١٤٠	١٥١	١٦٨	١٣٩٨
وارسو	٢-	٣-	٠,٦	٧	١٣	١٧	١٩	١٨	١٣	٨	٣	٠,٤	٨
باريس	٣	٤	٦	١١	١٣	١٧	١٩	١٨	١٥	١١	٦	٣	١٠
هوكيتيكا	١٦	١٦	١٥	١٣	١٠	٨	٧	٨	١٠	١٢	١٣	١٤	١٢
بورتلاند	٤	٦	٨	١١	١٤	١٦	١٩	١٩	١٦	١٢	٨	٥	١٢
	١٧٠	١٤٠	١٢٢	٧٩	٥٩	٤٠	١٥	١٥	٤٨	٨٤	١٦٥	١٧٥	١١١٢

After: Trewartha

موجات الحر نتيجة انقطاع هواء البحر أو وصول كتل هوائية صحراوية إلى المنطقة، ولكن هذه الموجات لا تستمر طويلاً. فالمنخفضات الجوية التي تؤثر على هذا الإقليم والجبهات الهوائية المرافقة لها هي من نوع الممتلئة occluded لذلك لا ترافقها جبهات هوائية حارة ذات شأن يذكر. أما في الشتاء فإن درجة الحرارة أدنى بكثير من حرارة نفس دائرة العرض. في فانكوفر تنخفض الحرارة شتاءً إلى ٢ م° وفي فالنسيا إلى ٧ م°. فمثلاً درجة الحرارة في شتاء أوروبا أدنى ب ١٠-١٨ م° من نفس دوائر عرضها وذلك بسبب تيار الخليج الدافئ. وفي أمريكا الشمالية وعلى الساحل الغربي فإنها أدنى ب ٦ م° من نفس دوائر عرضها وذلك بسبب تيار الأسكا الدافئ. أن هذا التأثير للتيارات البحرية جعل موانئ أوروبا الغربية وأمريكا الشمالية الغربية تبقى مفتوحة طوال العام، بينما تغلق الموانئ الموجودة على السواحل الشرقية وعلى نفس دوائر العرض، وذلك لانخفاض درجات الحرارة دون الانجماد بسبب تأثير التيارات البحرية الباردة التي تمر بالقرب من السواحل الشرقية. أما بالنسبة للانجماد، فإنه يتوقع أن تنخفض درجة الحرارة في بعض الليالي إلى دون الصفر. ولكن وجود الغيوم في السماء بكثرة في فصل الشتاء يؤدي إلى تقليل وصول الحرارة نهاراً وعدم تسربها ليلاً مما يجعل المدى الحراري اليومي واطناً. ومع ذلك فإن الحرارة قد تنخفض عن الصفر المؤوي في باريس ٦٥ يوماً وفي لندن ٤٣ يوماً وفي سياتل، واشنطن ٢١ يوماً. وقد يستمر انخفاض الحرارة لأكثر من ٢٤ ساعة. وقد تتعرض المنطقة إلى موجات برد ناتجة من تقدم الكتل الهوائية المتجمدة من الشمال والتي تغزو المنطقة عند مرور بعض المنخفضات الجوية. ولكن قسوة انخفاض الحرارة حتى في فترات الموجات الباردة هي أقل من قسوتها داخل القارات وكذلك أقل تكراراً. وكالعادة فإن الربيع في هذا الإقليم أبرد من الخريف، حيث أن الربيع يعقب شتاءً بارداً إلى حد ما، بينما الخريف يعقب صيفاً معتدلاً.

أما الضغط والرياح في هذا الإقليم، فالمنطقة تخضع لنظام العروض الوسطى الشمالية. فالإقليم يقع بشكل كامل تحت تأثير الرياح الغربية التي تهب من الجنوب الغربي. وبذلك فإن المنظومات الضغطية المتحركة هي التي تتحكم بطقس ومن ثم بمناخ المنطقة. فهناك الضغط العالي والضغط الواطئ المتحرك الذي يتعاقب على هذا الإقليم. أما في الصيف فإن هناك تأثير للكتل الهوائية المدارية التي قد تنجذب للإقليم بواسطة المنخفضات الجوية. أما في الشتاء، فلا أثر للكتل المدارية بل يمكن أن يتعرض الإقليم للكتل الهوائية القطبية أو المتجمدة مما يؤدي إلى انخفاض شديد في درجات الحرارة لفترة محدودة من الزمن. أن هذا التباين في

المنظومات الضغطية وما يتبعه من اختلاف في اتجاهات الرياح أثناء مرور المنظومة الضغطية يؤدي إلى أن تشهد المنطقة تباينات واضحة في درجة الحرارة خلال اليوم الواحد. تختلف كمية الأمطار الساقطة باختلاف سطح المنطقة. فالمناطق السهلية تتراوح أمطارها بين ٥٠٠-٩٠٠ ملم. وغالباً ما يكون الشتاء أغزر مطراً من الصيف خاصة في المناطق الساحلية. وعندما تكون المنطقة جبلية فإن مجموع الأمطار يرتفع بشكل كبير فيصل إلى حوالي ٣٠٠٠ ملم كما في نيوزيلندا. كما يجب ملاحظة أن وجود المناطق السهلية يسهل مرور المنخفضات الجوية إلى الداخل مما يجعل هذا المناخ يتغلغل إلى مسافات كبيرة في الداخل، بينما وجود الجبال قرب الساحل يمنع تغلغل المنظومات الضغطية وبذلك تقل الأمطار كثيراً بعد عبور السلاسل الجبلية فيمنع امتداد هذا المناخ إلى الداخل. كما يلاحظ على أمطار هذا الإقليم إنها موزعة تقريباً بشكل متساوي بين الأشهر، حيث لا يقل أي شهر من الأشهر عن ٣٠ ملم. ولما كانت الأمطار تسببها المنخفضات الجوية التي تكثر في الخريف والشتاء، فإن الأمطار التي تسقط على الإقليم أمطار إعصارية. وقد تسقط بعض الأمطار التصاعدية صيفاً ولكن الأغلبية إعصارية لان المنخفضات الجوية تستمر فوق الإقليم في الربيع والصيف ولكنها بأعداد أقل بكثير مما عليه في الشتاء. أمطار الشتاء خفيفة وتستمر لعدة أيام أحياناً بدون انقطاع. بينما أمطار الصيف تكون أكثر غزارة وقطرة المطر أكبر ولا تستمر إلا لفترة قصيرة. لان انخفاض الحرارة شتاءً ليس بشكل كبير، لذلك فالمناطق السهلية لا تشهد إلا عدداً قليلاً من الأيام التي يسقط فيها الثلج أو يستمر لفترة، ففي أوروبا يتراوح عدد الأيام المثلجة بين ٤-٢٥ يوم. حيث يقل عدد الأيام التي يسقط فيها الثلج قرب الساحل، في حين يزداد عدد الأيام كلما توغلنا إلى الداخل أو اتجهنا شمالاً. في المناطق السهلية لا يزيد ارتفاع الثلوج عن عدة سنتيمترات، بينما في المناطق الجبلية فإن الثلوج تسقط بكميات كبيرة بسبب الارتفاع وما يصحبه من الانخفاض الكبير في درجة الحرارة. لذلك تغطي جميع الجبال في أوروبا والأمريكتين بالثلوج في هذا الإقليم في فصل الشتاء. يتراوح سمك الثلوج بين ٧,٥-١٠ متر. وعلية فإن هذه الكميات من الثلوج يستفاد منها في تزويد الموارد المائية في الإقليم بمصدر دائم للمياه حتى في فصل الصيف مما يجعل الأنهار في الإقليم دائمة الجريان. أن غزارة الأمطار تتطلب تغطية جيدة للسماء بالغيوم. لذلك فإن سماء الإقليم تغطي بالغيوم ل ٧٠٪ من السنة، إلا أن التغطية في الشتاء تكون لفترات أطول، بينما يتمتع الصيف بنسبة شروق شمسي أعلى من الشتاء.

التوزيع الجغرافي للإقليم Cfb

يتضح من التسمية أن هذا الإقليم يقع في غرب القارات. كما أنه بحري لذلك يكون أكبر امتداد للإقليم في أوروبا. فتيار الخليج الدافئ عندما يعبر المحيط الأطلسي ويبدأ بلامسة سواحل أوروبا بعد دائرة عرض ٤٥° شمالاً، فإن هذه السواحل تتأثر بهذا التيار ويبدأ تأثيره بالتوغل إلى الداخل، ولعدم وجود سلاسل جبلية تمنع هذا التوغل، لذلك فإن كل أوروبا تخضع لمناخ هذا الإقليم باستثناء سواحلها الجنوبية المطلة على البحر المتوسط والتي يكون مناخها ضمن مناخ البحر المتوسط، وكذلك أقصى شمال أوروبا وأقصى شرقها الملتصق بآسيا الذي يقع ضمن المناخ البارد الرطب، حيث أن أقصى الشرق يبعد عن التأثيرات البحرية فلذلك أصبح مناخاً بارداً.

في أمريكا الشمالية، يوجد على الساحل الغربي ويبدأ من ولاية واشنطن إلى السواحل الكندية ثم يستمر إلى سواحل ألaska. أن هذا الإقليم يتأثر بتيار ألaska الدافئ، ولكن وجود جبال الكاسكيت والروكي على طول الساحل الغربي لأمريكا الشمالية منع توسع هذا الإقليم وجعله يقتصر على المنطقة الساحلية.

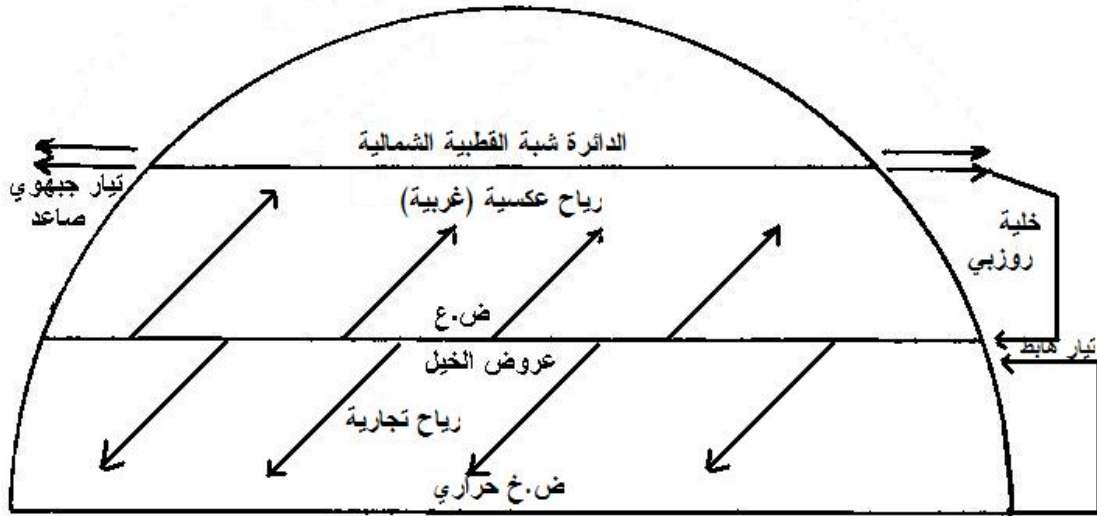
أما في نصف الكرة الجنوبي، فإن وجود هذا الإقليم محدود أما بسبب السلاسل الجبلية أو بسبب عدم امتداد اليابس كثيراً إلى الجنوب. يظهر الإقليم في أمريكا الجنوبية على سواحل

تشيلي من دائرة عرض ٤٠° جنوباً ويصل إلى أقصى جنوب الأرجنتين. ويظهر في أقصى جنوب شرق أفريقيا الجنوبية، وأقصى جنوب شرق أستراليا في تسمانيا ويظهر كذلك في نيوزيلندا. فقط جزر نيوزيلندا تتمتع بكاملها بهذا المناخ وتكون أمطارها غزيرة لشدة الارتفاع فيها (الخريطة ٧-٨). أما باقي مناطق نصف الكرة الجنوبي فإن الإقليم فيها محدود جداً في مساحته.

Rossby Cell Climate

٤-٧ مناخ خلية روزبي

ناقشنا في الفصل الخامس ومع المناخ الاستوائي والمداري مناخ خلية هادلي بشكل متكامل. ونعود الآن لإلقاء الضوء على خلية روزبي التي تمتد بين دائرتي عرض ٣٠-٦٦° شمالاً وجنوباً (الشكل ٧-٩). يتضح من الموقع الفلكي لهذه الخلية إنها تضم جزءاً من المناخ الجاف وشبه الجاف المداري (الحار)، وكل المناخ الجاف وشبه الجاف للعروض الوسطى (البارد). كما تنظم وبشكل رئيسي كل المناخ المعتدل بأقاليمه الثلاثة (Cw, Cs, Cf)، كما يظهر في شرق هذه الخلية وفي العروض الوسطى وعند حافتها الشمالية المناخ البارد الرطب D. خلية روزبي تختلف عن خلية هادلي في إنها عرضة لكل أنواع الكتل الهوائية، أي إنها لا تخضع لنوع واحد من الكتل كما في العروض المدارية. كما أن كتلها الهوائية تلتقي في أماكن مختلفة باختلاف الفصول، أي أن المنظومات الضغطية التي تحدد حدود هذه الخلية



الشكل ٧-٩: موقع خلية روزبي ويلاحظ التيار الهابط فوق عروض الخيل.

تختلف بين الصيف والشتاء وذلك تبعاً لحركة الشمس الظاهرية والتي بدورها تؤدي إلى تحريك أنظمة الضغط. أن الخضوع لأكثر من نوع من الكتل الهوائية أدى إلى ظهور الفصول الأربعة بوضوح، وليس كما في خلية هادلي حيث الفصل الواحد هو السائد. يختلف الجزء الجنوبي من الخلية عن الجزء الشمالي. ففي نصف الكرة الجنوبي يقل الجفاف ويتوسع الإقليم الرطب بسبب ضيق اليابس مما جعل مناخ هذه الخلية في النصف الجنوبي ثابتاً تقريباً ولا يتباين كثيراً. أما في النصف الشمالي فإن سعة اليابس أدت إلى ظهور كل أنواع المناخ وإلى تباين كبير بين أجزاء هذه الخلية، مما يؤدي إلى تحرك واسع لحدود الكتل الهوائية بين الصيف والشتاء.

أن هذا التحرك الواسع والتباين في نوعية الكتل الهوائية أدى إلى أن تكون طبقات الجو العليا وضمن حدود هذه الخلية عبارة عن أمواج Waves. فحركة الهواء في هذه الطبقات ونتيجة للتباين الحراري تبدو على شكل أخدود Trough وانبعاج Ridge، فيهبط الهواء فوق مناطق ويرتفع فوق مناطق. كما تتجمع هذه التباينات الحرارية في نطاق ضيق في الأعلى يعرف بالتيار النفاث Jet stream. هذه الأمواج والتيار النفاث يتحكمان بالمظاهر الطقسية السطحية مما يؤدي إلى أن يطبع مناخ المنطقة بطابع معين. لذلك ستكون المنظومات الضغطية متحركة وليست ثابتة، ويقود تحرك هذه المنظومات المظاهر الجوية العليا. ففي هذه الخلية يصبح واضحاً أن هناك ارتباط وثيق بين المظاهر السطحية ومظاهر الجو العليا. لذلك يكون لموقع الانبعاج أو الأخدود أو التيار النفاث تأثير واضح وكبير على الطرق التي تسلكها المنخفضات والمرتفعات الجوية، وله تأثير على ارتفاع وانخفاض درجة الحرارة وعلى كمية الأمطار الساقطة. سميت هذه الخلية على اسم مكتشفها ومكتشف الأمواج والتيار.

عند عروض الخيل (دائرة عرض ٣٠° شمالاً وجنوباً) يهبط الهواء من الأعلى إلى الأسفل مكوناً ضغطاً عالياً. فالضغط العالي شبه المداري الناتج من هبوط الهواء، يتحرك شمال أو جنوب موقعة حسب حركة الشمس الظاهرية. في فصل الصيف يكون موقع هذا المرتفع الجوي عند دائرة عرض ٤٠° شمالاً كمعدل، وفي فصل الشتاء يكون عند دائرة عرض ٢٠° شمالاً كمعدل. لذلك تصبح المنطقة الواقعة تحت هذا الضغط طوال العام منطقة مناخ صحراوي حار BWh. أما الأطراف الجنوبية والشمالية وهي الأطراف التي يصلها تأثير الضغط العالي في فصل ويبتعد عنها في فصل آخر فإنها تصبح مناطق شبه جافة حارة BSh. ولما كان هذا الضغط العالي شكله مثلث، تكون القاعدة العريضة للمثلث فوق شرق المحيطات (غرب القارات)، بينما الرأس المدبب للمثلث فوق غرب المحيطات (شرق القارات). وعليه لا تصل الصحاري والمناطق شبه الجافة إلى شرق القارات، بل يظهر فيها مناخ رطب مطير طوال العام وفي نفس العروض التي تظهر فيها الصحاري في غرب القارات. لذلك تعتبر منطقة شرق القارات هي منطقة الاتصال بين العروض المدارية والعروض الوسطى.

ذكرنا سابقاً أن الرياح التي تخرج من الضغط العالي شبه المداري وتتجه جنوباً في نصف الكرة الشمالي هي الرياح التجارية وتقع ضمن خلية هادلي. أما الجزء الشمالي من الضغط العالي فتخرج منه رياح غربية (جنوبية غربية) لتؤثر على المناطق التي تقع شمال هذه المنظومة. في غرب القارات، تؤثر الرياح الغربية على دائرة عرض ٤٥° شمالاً وإلى الشمال منها، لذلك فالمنطقة بين دائرتي عرض ٣٠-٤٥° شمالاً يصبح مناخها معتدل رطب ولكن أمطاره شتوية (مناخ البحر المتوسط)، وذلك بسبب حركة الضغط العالي ومرور تيار بحري بارد بالقرب من السواحل. تصبح المنطقة في فصل الصيف تحت تأثير الجزء الواسع من الضغط العالي، بينما في الشتاء وعندما يبتعد هذا الضغط إلى الجنوب، فإن هذه المنطقة تصبح ممرراً للمنخفضات الجوية مما يسمح بسقوط أمطار عليها. لذلك فإن هذا المناخ يتأثر بالعروض المدارية صيفاً وبالعروض الوسطى وخليّة روبي شتاءً.

بنفس الوقت، فإن عدم وجود تأثير واضح للضغط العالي شبه المداري على السواحل الشرقية بسبب الرأس المدبب لهذا الضغط، ومرور التيار البحري الدافئ بالقرب من هذه السواحل، فإن هذه المناطق (السواحل الشرقية) ستكون تحت تأثير الرياح الغربية. لذلك يظهر فيها مناخ معتدل رطب مطير طول العام Cfa. فالمناخ المعتدل المطير يقابله على الساحل الغربي مناخ البحر المتوسط والجاف وشبه الجاف. أما بين الساحل الشرقي والغربي، فإذا كانت القارة واسعة (اليابس واسع) فإن المناخ الصحراوي الحار يظهر في هذه العروض.

في العروض بين ٤٥-٦٦° شمالاً، تظهر منطقة سيادة الرياح الغربية الكاملة. حيث تصبح السواحل الغربية للقارات معتدلة ومطيرة بسبب هبوب الرياح الغربية طول العام، كما أن التيارات البحرية تصبح دافئة قرب هذه السواحل، لذلك تكون الأمطار طول العام. إلا أن منطقة اللقاء بين الكتل المدارية الهابة من الجنوب والكتل القطبية الهابة من الشمال تختلف

باختلاف الفصل والموقع. لذلك تظهر المنظومات الضغطية المتحركة والتي تتكون أو تنشأ غالباً في مناطق لقاء الكتل المدارية والكتل القطبية. هذه المنظومات المتحركة هي المسنولة عن إعطاء الصفة النهائية لمناخ المنطقة.

الساحل الشرقي في هذه العروض يصبح ألان منطقة لمرور التيارات البحرية الباردة، كما أنه بعيد عن هبوب الرياح الغربية، لذلك تصل إليه الرياح غالباً جافة وباردة لقطعها مسافة كبيرة فوق اليابس. على أن المناخ شرق القارات يصبح مناخاً بارداً مطيراً Df . المناطق التي تقع بين السواحل الشرقية والسواحل الغربية وفي المناطق القارية الواسعة يكون مناخها جاف بارد أو شبه جاف بارد.

من المفترض نظرياً أن تلتقي الكتل المدارية الخارجة من الضغط العالي شبه المداري بالكتل الهوائية القطبية الخارجة من الضغط العالي شبه القطبي عند دائرة عرض 66° شمالاً. ولكن كما ذكرنا، فإن تحرك الضغط العالي شبه المداري شتاءً إلى جنوب موقعة يؤدي إلى توسع وتضخم في الضغط العالي شبه القطبي مما يؤدي إلى دفع كتل هوائية قطبية نشطة شتاءً لتلتقي بالكتل الهوائية المدارية الضعيفة عند دائرة عرض 30° شمالاً. لذلك فإن المنطقة بين دائرتي عرض $30^\circ - 50^\circ$ شمالاً تصبح مناطق صراع للكتل الهوائية وبذلك تصبح منطقة غنية بالمنخفضات الجوية المتحركة، كل هذا يؤدي إلى نشاط كبير في هذه العروض شتاءً. في الصيف وعندما يتحرك الضغط العالي شبه المداري إلى دائرة عرض 40° شمالاً، فإن الكتل المدارية الخارجة منه تكون نشطة وتستطيع أن تلتقي بالكتل القطبية بعيداً إلى الشمال، قرب 60° أو 70° شمالاً. فالضغط العالي شبه القطبي يصبح ضعيفاً لذلك يدب الضعف بالكتل القطبية مما ينشط من الكتل المدارية في هذا الفصل. لذلك تصبح مناطق ممرات الضغوط إلى شمال موقعها ومحصورة بين دائرتي عرض $50^\circ - 70^\circ$ شمالاً.

الوضع في النصف الجنوبي يختلف قليلاً مما عليه في النصف الشمالي. فالنصف الجنوبي معظمه ماء، كما أن اليابس رغم ضيقه لا يبتعد عن دائرة عرض 40° جنوباً إلا في أمريكا الجنوبية. وبذلك فإن أمكانية الاستقرار أو عدم التباين تصبح كبيرة جداً في النصف الجنوبي. فالضغط العالي شبه المداري الجنوبي لا يتحرك كثيراً بين الصيف والشتاء وذلك لأن التباين في درجة حرارة الماء تكون ضعيفة بين الصيف والشتاء. لذلك فإن الضغط العالي يكاد يكون ثابتاً في موقعة بين دائرتي عرض $25^\circ - 30^\circ$ جنوباً. ويكون الضغط العالي شبه المداري متحركاً وليس ثابتاً فوق أستراليا. وعليه لا يشهد النصف الجنوبي تباين مناخي كما في الشمال. رغم أن جميع الأقاليم المناخية الموجودة في الشمال توجد كذلك في الجنوب، إلا أن مساحتها وكمية التباين بينها تختلف عن مثيلاتها الشمالية. كما يختلف تماماً من خلية روزبي في النصف الجنوبي المناخ البارد الرطب Df . حيث أن هذا المناخ لا يظهر نهائياً في النصف الجنوبي، حيث ينتقل المناخ في النصف الجنوبي من المعتدل إلى القطبي بدون المرور بالبارد، وذلك لأن الماء يلطف كثيراً من الحرارة مما يؤدي إلى استقرارية في مواقع المناخات لا يشهدها النصف الشمالي.

ما ذكرناه من مظاهر سطحية وكيف تتأثر بين فصل وآخر، يرتبط ارتباطاً كاملاً بالمظاهر الموجودة في طبقات الجو العليا. فعندما يهبط الأخدود إلى مواقع جنوبية فإن ذلك يقود المنخفضات الجوية إلى تغيير مسارها باتجاه الجنوب، فتؤثر على مناطق بعيدة إلى الجنوب. أما إذا سيطر المرتفع على منطقة، فإن السماء تخلو من الغيوم وتسيطر الكتل المدارية، مما يرفع من درجة الحرارة ويقلل من الأمطار. كما أن سيطرة التيار النفث على منطقة يعطيها طابع مختلف عما لو كان التيار النفث غير موجود. فالتيار النفث يعمل على تنشيط المنخفضات الجوية، ويشجع كثيراً على الاضطرابات الجوية وسقوط الأمطار في مناطق معينة.

ختاماً لابد من القول أن خلية روزبي هي خلية الفصول المختلفة والتباين الكبير والواضح في درجات الحرارة بين الفصول وبين الشهور، كما أن المدى الحراري فيها يكون كبيراً. أما

الأمطار فإنها وكما في خلية هادلي تتباين بين أمطار غزيرة في مناطق لقاء الكتل الهوائية Convergence وتصاعد الهواء وبين أمطار شحيحة أو معدومة في مناطق افتراق هذه الكتل Divergence . لذلك ستسود الصحراء والمناطق الجافة. الفصول في هذه الخلية شديدة الوضوح والفرق الحراري والمطري بينها واضح جداً.

٥-٧ الشواذ المناخية لأقاليم المناخ المعتدل

The Climatic Anomalies for Mild Temperate Regions

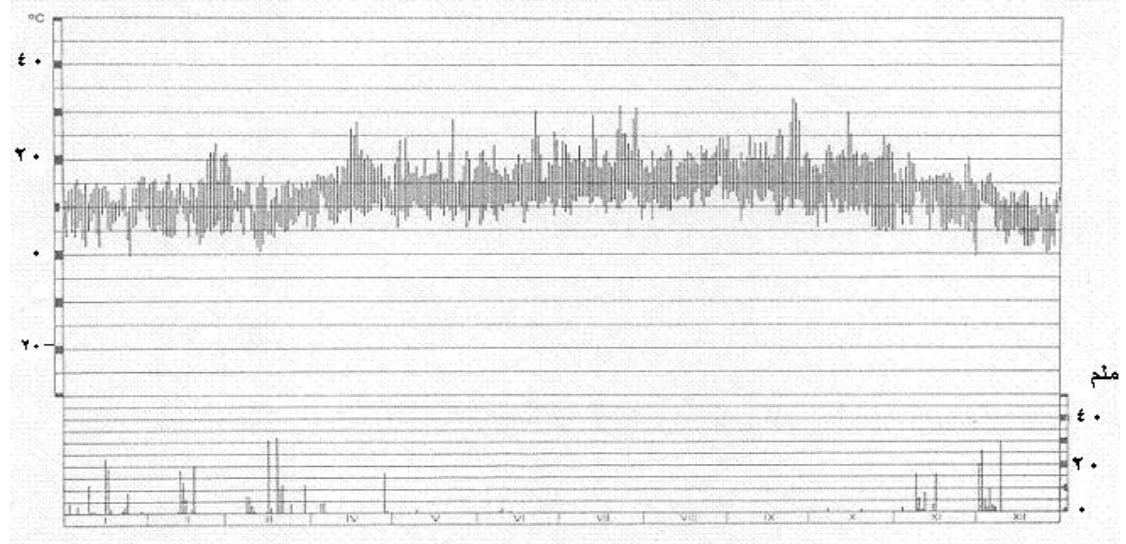
ترجم هذا المبحث من كتاب Trewartha مقدمة إلى علم المناخ An Introduction to Climate الذي هو أصلاً مأخوذاً من كتاب لنفس المؤلف تحت عنوان The Earth's Problem Climates. وقد تصرفنا بالترجمة بما يخدم أغراض هذا الكتاب.

الشواذ المناخية للإقليم المعتدل ذي الأمطار الشتوية Cs

The Climatic Anomalies for Winter Rainy Region

الإقليم الثانوي لكاليفورنيا (مناخ البحر المتوسط Cs) هو غالباً مثال في الكتب المنهجية للمناخ شبه المداري الجاف صيفاً. فالأودية الداخلية حرارتها في الصيف عالية جداً وتشبه حرارة الصحراء، بينما المناطق الساحلية باردة، وفيها ضباب صيفي وغيوم واطئة. الأمطار السنوية متوسطة الكمية، ولها قمة مطرية واحدة في الشتاء وصيف غير مطير (الشكل ٧-١٠).

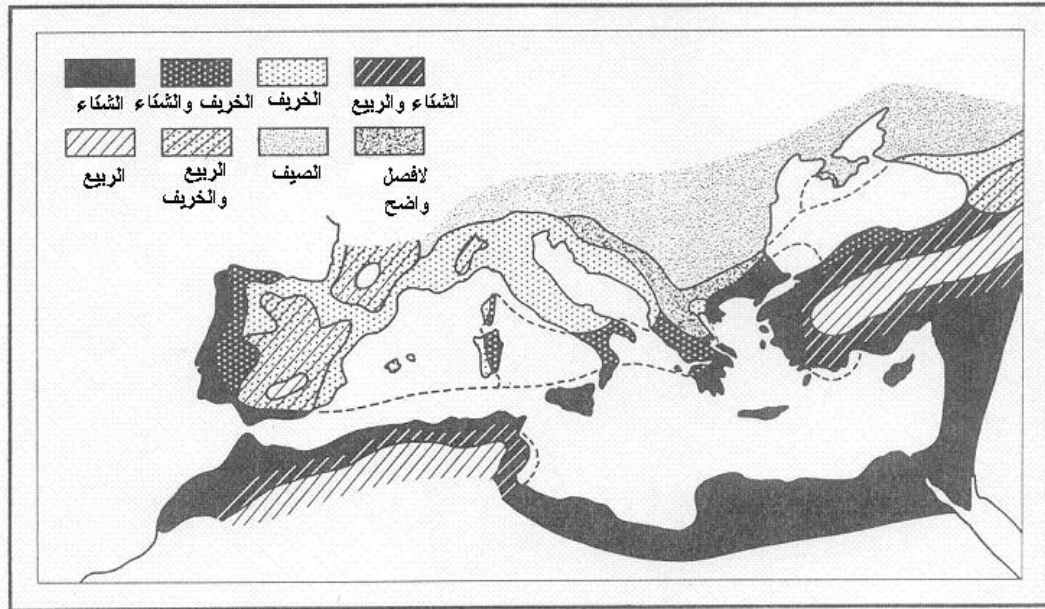
حوض البحر المتوسط، بالمقارنة يمثل لحد الآن الإقليم الأكثر تطوراً لمناخ البحر المتوسط Cs، وهو الإقليم الذي أطلق أسمة على المناخات التي تشبهه، ومع ذلك فإن فيه أكبر التباينات (الشكل ٧-١١). بشكل رئيسي فإن المناطق الساحلية لمنطقة الشرق الأدنى وشمال أفريقيا من حوض البحر المتوسط تعبر بشكل حقيقي عن مناخ البحر المتوسط Cs. شبه الجزر الكبرى من جنوب أوروبا، من ناحية أخرى، تمثل نوع من مناخ البحر المتوسط اقل شبهاً بمناخ البحر المتوسط واقرب إلى المناخ الانتقالي في طبيعته. وهذا لا يعتبر مفاجئاً،



الشكل ٧-١٠: درجة الحرارة بالموئية والأمطار بالمليمتر في محطة سان فرانسيسكو لكل يوم من سنة ١٩٥٤. أمطار الفصل البارد تتركز في عدد من الفترات تتفق مع مرور المنخفضات الجوية وجبهاتها. ولكن الأيام غير المطيرة كثيرة حتى في الأشهر المطيرة. تباين درجة الحرارة يبين عوامل غير منتظمة الحدوث. هناك ليلتان فقط انخفضت فيهما الحرارة دون الصفر المئوي. الأيام الحارة في الصيف تحدث عندما يتباطأ هبوب الرياح المحيطية الباردة. .

طالما أن معظم الجزء الأوربي من البحر المتوسط يقع إلى الشمال من دائرة عرض ٤٠° شمالاً ويمتد إلى قرب العروض شبه المدارية وضوابطها أطقسية المعتادة. أن التعديل على هذا المناخ يأتي من خلال الحقيقة القائلة أن الجزء الأوربي من مناخ البحر المتوسط يقع بين قارة ذات مناخ بارد شتاءً إلى الشمال، ومنطقة ذات بحر داخلي دافئ بشكل طبيعي وصحراء حارة إلى الجنوب. وعلى هذا، فإن تصاعد الهواء يلعب دوراً مهماً في العمليات أطقسية.

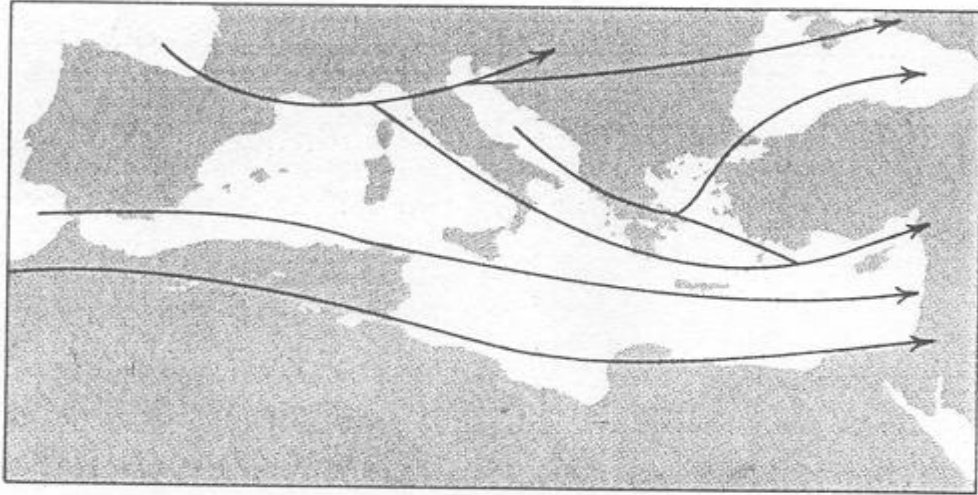
التوغل العميق لمناخ البحر المتوسط في يابسة حوض البحر المتوسط لا يوجد في أي مكان آخر في العالم. أن توسع هذا النوع من المناخ هنا يبدو أنه نتيجة للتسخين الشديد للبحر المتوسط في الشتاء مقارنة بالأراضي المحيطة به خاصة أوراسيا التي تقع إلى الشمال منه. في الأشهر الباردة يظهر تأثير سطح البحر الدافئ في جعل الكتل الهوائية الباردة القادمة من العروض الشمالية غير مستقرة ومطيرة. كما أنه يوفر الجو الملائم جداً لتكون المنخفضات الجوية Cyclogenesis، لذلك يعتبر حوض البحر المتوسط واحداً من الممرات الرئيسية للمنخفضات الجوية الشتوية والربيعية، وكذلك منطقة لقاء الكتل الهوائية Airmass Convergence (الشكلان ٧-١٢ و ٧-١٣). هذه العواصف الشتوية تتحرك شرقاً على طول



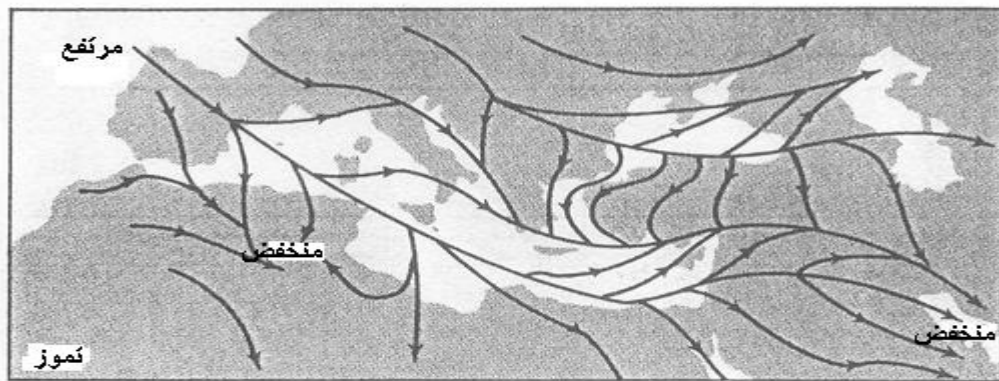
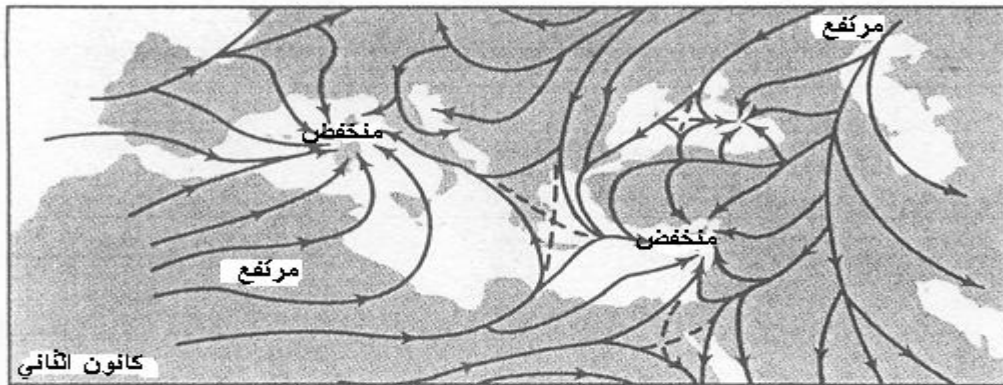
After: Trewartha

الخريطة ٧-١١: فصول تساقط أكبر كمية من الأمطار في الأراضي المحاذية لحوض البحر المتوسط. معظم الحوض الشمالي يبرز عدم وجود قمة مطرية شتوية واحدة كما هو الحال بالنسبة لإقليم البحر المتوسط شبه المداري.

الحوض قاطعة عدة آلاف من الكيلومترات، حاملة معها إمكانية تكوين أعلى كمية للأمطار والغيوم الشتوية. ويمكن ملاحظة أن عدد من عواصف المنخفضات الجوية للبحر المتوسط تتطور بالارتباط مع غزو الهواء الشمالي البارد للبحر شبه مداري وفي مؤخرة الأخدود Trough العلوي الموجود فوق غرب ووسط أوروبا المتحرك شرقاً. الإقليم الأكثر تركيزاً لتكون المنخفضات الجوية هو فوق بحر Ligurian-Tyrrhanian غرب إيطاليا، حيث هناك تيارات من الهواء البارد تتسلل إلى حوض البحر المتوسط من الشمال عبر ممر الرون Rhone وكاركاسوني Carcassonne جنوب فرنسا. فالتقاء الهواء البارد المتسلل من الشمال يلتقي بكتل هوائية مدارية دافئة فوق مياه البحر المتوسط فتتولد المنخفضات الجوية. هذه الحالات من تكون المنخفضات الجوية كذلك تفضل مناطق ظل الجبال Lee Side.



الخريطة ١٢-٧: الطرق الرئيسية للمنخفضات الجوية الشتوية في حوض البحر المتوسط. المنخفضات الجوية غير موجودة تقريباً هنا في الصيف. لاحظ عمق توغل هذه الاضطرابات في اليابس، وهذه الصفة هي التي سببت توغل مناخ البحر المتوسط عميقاً في هذه المناطق.



After: Trewartha

الخريطة ١٣-٧: اتجاه حركة الرياح في حوض البحر المتوسط في كانون الثاني وتموز. لاحظ أن حوض البحر المتوسط في الشتاء يكون منطقة لقاء للرياح، وهذا يشجع ولادة المنخفضات الجوية. في الصيف يسود الجفاف وتفرق الرياح.

في شبه جزيرة أيبيريا وجنوب فرنسا ومعظم إيطاليا، يكون التباين الفصلي لسقوط الأمطار أكثر تعقيداً من كاليفورنيا، التي يكون فيها موسم سقوط الأمطار هو النموذج البسيط لمناخ البحر المتوسط، قمة مطرية شتوية وانعدام الأمطار صيفاً. فالشكل البياني لسقوط الأمطار في المناطق الثلاثة السابقة يبين قمتان مطريتان وفترتان لقلة الأمطار، وغالباً واحدة من فترات قلة المطر في الصيف والأخرى في الشتاء. بدون شك هذا التعقيد في فصلية الأمطار يأتي من خلال أن أشباه الجزر الجنوبية في أوروبا تقع على الحافة الشمالية من المنطقة شبه المدارية، لذلك يعكس نظام أمطارها العوامل المؤثرة على أمطار العروض الوسطى القارية وكذلك نظام البحر المتوسط شبه المداري.

الرياح المحلية المكونة للمنخفضات الجوية، بنوعها الباردة والحارة، معروفة تماماً في حوض البحر المتوسط، والذي يكون ممراً رئيسياً للمنخفضات الجوية، خاصة في فصلي الشتاء والربيع. من أفضل أنواع الرياح المحلية المعروفة جيداً، والتي تمثل رياح ذات أصل قطبي، هي رياح المسترال Mistral القادمة من وادي الرون الأسفل في فرنسا، وإقليم جنوا في إيطاليا، وساحل دالميتين في يوغسلافيا (والتي تعرف هناك محلياً بـرياح البورا Bora)، وإقليم ثيسالونيكي Thessalonica في اليونان. هذه الرياح المحلية الباردة تتكون عندما يكون توزيع الضغوط على شكل ضغط عالي بارد يتمركز فوق غرب أو وسط أوروبا ومنخفض فوق حوض البحر المتوسط. رياح حارة من نوع السريكو Sirocco، بتسميات محلية مختلفة (مثل ليفيج Leveche، شلي Chili، قبلي Ghibli، خماسين Kahmasin، سيمون Simoon) هي صفة الرياح المسيطرة في الربيع. المصدر الرئيسي لهذا الهواء الجاف المداري (cT) هو الصحراء الكبرى وصحراء الجزيرة العربية. هذا الهواء يسحب إلى حوض البحر المتوسط في مقدمة المنخفضات الجوية العابرة للمنطقة. يشعر بالسيريكو على أنها رياح حارة جافة في الجزء الأفريقي من البحر المتوسط وجنوب أسبانيا. وعندما تعبر هذه الرياح حوض البحر المتوسط، فإن كثيراً من الرطوبة تضاف إليها، لذلك يشعر بها في جنوب أوروبا بأنها رياح حارة رطبة تثير الأعصاب.

رياح تشبه رياح الشنوك في وادي كاليفورنيا تعرف محلياً بـرياح سانتا أنا Santa Ana. حرارتها وقابليتها على التجفيف تجعل الفلاحين وزارعو الفاكهة يخشونها كثيراً، خاصة في الربيع وبداية الصيف. الحرائق الفجائية السريعة، تزداد هولاً بواسطة مرور رياح سانتا أنا والتي تؤدي إلى أضرار كبيرة.

المنطقة شبه المدارية من تشيلي في أمريكا الجنوبية مناخها يشبه مناخ كاليفورنيا من حيث أن فيها مناخ البحر المتوسط الساحلي البارد Csb، مع ضباب صيفي غزير وغيوم واطئة، حيث أن أدفئ شهر درجة حرارته فقط ١٨ م. وهي تشبه كاليفورنيا كذلك في أنها تحتوي على أراضي سهلية ذات اتجاه شمالي-جنوبي. ولكنها لا تشبه منطقة سكرمنتو - سان خوان السهلية، حيث أن أراضي تشيلي ليست إقليم شديد الحرارة صيفاً Csa، وذلك لأنها أراضي متوسطة الارتفاع. فمدينة سانتياغو التي تقع على ارتفاع ٥٢٠ متر في وسط تشيلي يكون معدل درجة حرارتها لأدنى شهر فقط ٢١ م، والتي لا تزيد سوى ٣ م عن فالباريسو الواقعة عند مستوى سطح البحر وعلى تيار بحري بارد. الشتاء كذلك أكثر تطرفاً في وسط تشيلي، حيث أنه في الداخل عند سانتياغو يكون المدى الحراري السنوي ١٣ م ومنطقة فالباريسو الساحلية ٦ م لأنها منطقة بحرية.

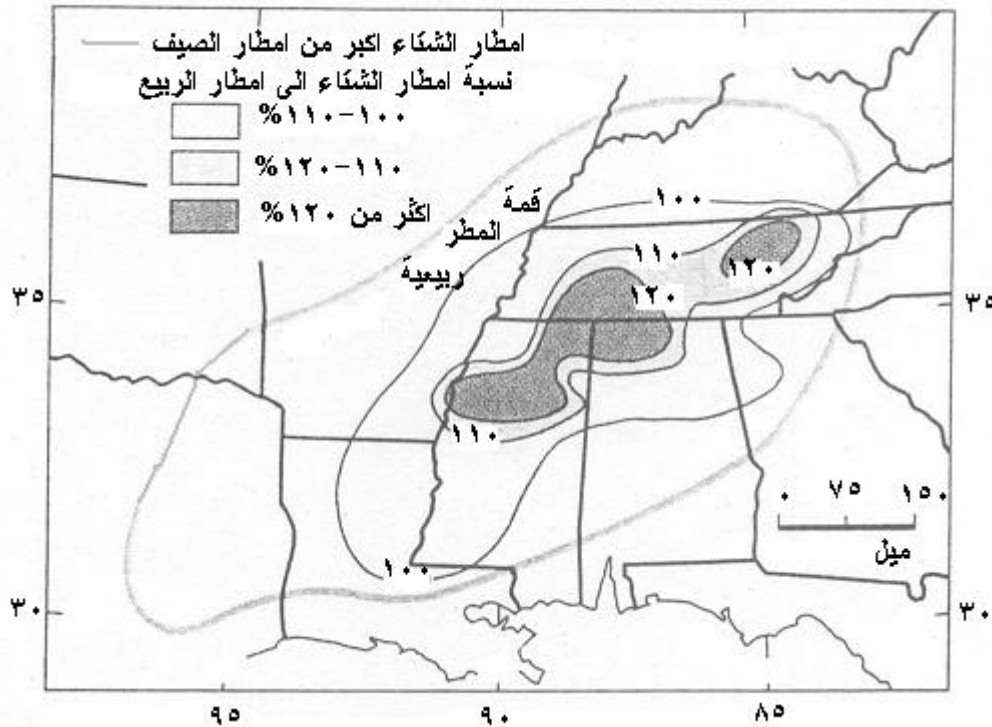
تطور مناخ البحر المتوسط في جنوب أفريقيا محدود جداً، حيث يقتصر على أقصى الجنوب حول كيب تاون. وبالرغم من أن المنطقة بحرية في صفاتها الحرارية (أدفئ شهر فقط ٢٢ م) ولكنها تفتقر إلى تأثير التبريد من التيارات البحرية الباردة وتقلب مياه المحيط. وحيث أن الصيف أكثر جفافاً من الشتاء، ولكنة ليس بلا أمطار، كما في جنوب كاليفورنيا، حيث أن ثلاثة أشهر الصيف مجموع أمطارها ٥٠ ملم.

مناخ البحر المتوسط في أستراليا Cs في منطقتين منعزلتين متباعدتين. ففي حين أنهما بحريتان في صفاتهما، مع درجة حرارة لأدنى شهر اقل من ٢٤ م، إلا أنه ولا واحدة منهما من النوع الذي يتأثر بالمياه الساحلية الباردة. بيرث في الجنوب الغربي، تسقط فيها أمطار سنوية ٩٠٠ ملم، ورطبة ومن نوع مناخ البحر المتوسط النموذجي، في حين ادلايد في الجانب الغربي من جنوب لأستراليا، أمطارها فقط ٥٤٠ ملم، هي اقرب إلى النوع الاعتيادي، ولكن ثلاثة أشهر الصيف فيها ليست بلا أمطار، حيث تستلم حوالي ٦٠ ملم. المدى السنوي للأمطار الشهرية اكبر بكثير في بيروت من ادلايد.

الشواذ المناخية للإقليم المعتدل الرطب (شرق القارات) Af The Climatic Anomalies for Mild Wet Regions (East Con.)

أمريكا الشمالية North America

يعتبر المناخ الرطب شبه المداري لجنوب شرق الولايات المتحدة مناخ استثنائي بعدة طرق. ربما الشذوذ الكبير يتمثل في أن منطقة واسعة منة تقع في قارة كبيرة وعلى اليابسة، وأمطاره الشتوية تزيد على أمطاره الصيفية (أنظر الشكل ٧-١٤) وإحصاءات أمطار ممفس. الصيف رطب كذلك، ولكنة اقل رطوبة من المتوقع. يكون الصيف ذا قمة مطرية إلى الشمال والغرب وإلى الشرق والجنوب من هذا الإقليم الذي يتميز بقمة أمطار شتوية-ربيعية. وحتى نكون أكثر تحديداً للإقليم ذا القمة المطرية الشتوية، فأنه يمتد بين شرق تكساس في الجنوب الغربي إلى شرق كنتاكي وأقصى غرب كارولينا الشمالية في الشمال الشرقي. يمتد الإقليم على طول ١٥٠٠ كم وعرض ٦٠٠ كم. ومع ذلك وضمن هذا الإقليم الكبير الذي تزيد أمطاره الشتوية عن أمطاره الصيفية، فان الشتاء ليس الأكثر مطراً في كل مكان من هذا الإقليم، حيث توجد مناطق أمطارها الربيعية تساوي الأمطار الشتوية أو تزيد عنها. ومع ذلك فان هناك



الشكل ٧-١٤: في منطقة واسعة من المناخ المعتدل الرطب في جنوب شرق الولايات المتحدة الأمريكية شبه المداري، تكون الأمطار الشتوية أغزر من الأمطار الصيفية. الشتاء والربيع هما أكثر الفصول مطراً، والشتاء أكثر مطراً من الربيع في وسط الإقليم. After: Trewartha

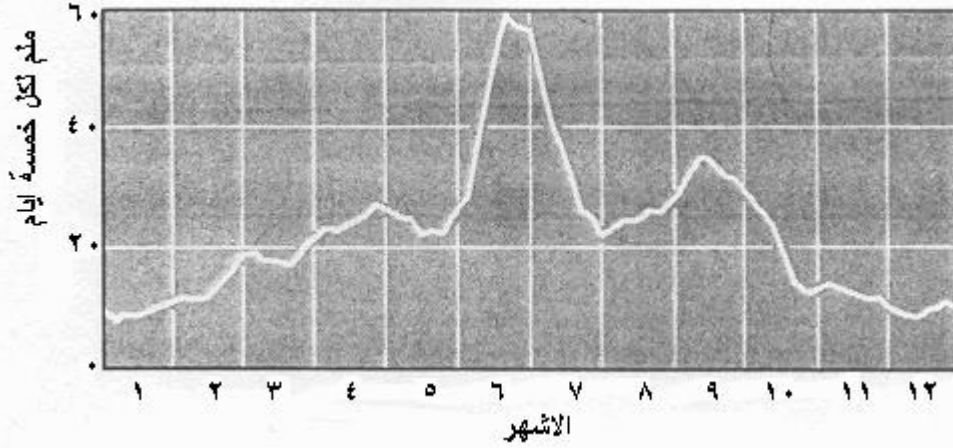
منطقة مركزية يكون شتائها هو الأكثر رطوبة (الشكل ٧-١٤). معظم منطقة المركز هذه تكون أمطارها الشتوية الاكثف على مستوى الولايات المتحدة شرق جبال الروكي. قمة الأمطار الشتوية-الربيعية ضمن هذا الإقليم الثانوي الذي يكون ضمن إقليم المناخ شبه المداري الأمريكي الرطب تعود إلى التكرار العالي للمنخفضات الجوية في هذه الفترة من السنة. هذه الاضطرابات الطقسية تتكون شرق جبال الروكي في منطقة تكون المنخفضات الجوية Cyclone-genetic في كولورادو، بعد ذلك تتحرك إلى الجنوب الشرقي إلى شمال تكساس وأوكلاهوما قبل أن تتجه إلى الشمال الشرقي من البلاد. موجات إعصارية ضعيفة أخرى تتكون على طول الجبهة الباردة Cold Front (أو الجبهة شبه الثابتة) quasi-stationary والتي تمتد إلى الجنوب الغربي من مركزها في إقليم البحيرات العظمى. هذا التركيز للمنخفضات الشتوية وأمطارها الغزيرة تتزامن بشكل عام مع تقدم التيار النفث Jet Stream إلى أقصى موقع له جنوباً للفترة من كانون الأول إلى آذار. في الصيف والخريف، والذي تكون أمطارهما أقل، ولكنهما ليسا جافين، فإن موقع التيار النفث، والجبهات، والمنخفضات الجوية يتراجع إلى الشمال. بالإضافة إلى ذلك، فإن خلال هذه الفترة الأقل مطراً، فإن الحافة الغربية للضغط العالي شبه المداري لشمال المحيط الأطلسي تتمدد إلى الغرب فتؤثر على جنوب شرق الولايات المتحدة.

رغم أن جزء كبير من المنطقة شبه المدارية الشرقية تظهر قمة مطرية في الأشهر الباردة، إلا أن العكس هو الصحيح في أقاليم حافة خليج المكسيك والمحيط الأطلسي، حيث تسود قمة مطرية كبيرة في الصيف. هنا يكون الطقس في الصيف متأثراً بتيار عميق من الهواء المداري الرطب في طبقات الجو العليا، والذي يرافق أخدود علوي Upper Trough يسيطر على المنطقة. وهناك عامل آخر، يعمل هذا العامل على شبه جزيرة فلوريدا ومنطقة الساحل بشكل عام، وهو التقاء الرياح المتسارع المباشر الذي يرافق نسيم البحر. الصفة الثانية لمناخ المنطقة شبه المدارية الرطبة في أمريكا هو انخفاض درجة الحرارة غير الطبيعي في فصل الشتاء. هذه الصفة تعود إلى عدم وجود حواجز جبلية عرضية تمنع توغل الهواء البارد من شمال كندا لتصل إلى هذا الإقليم.

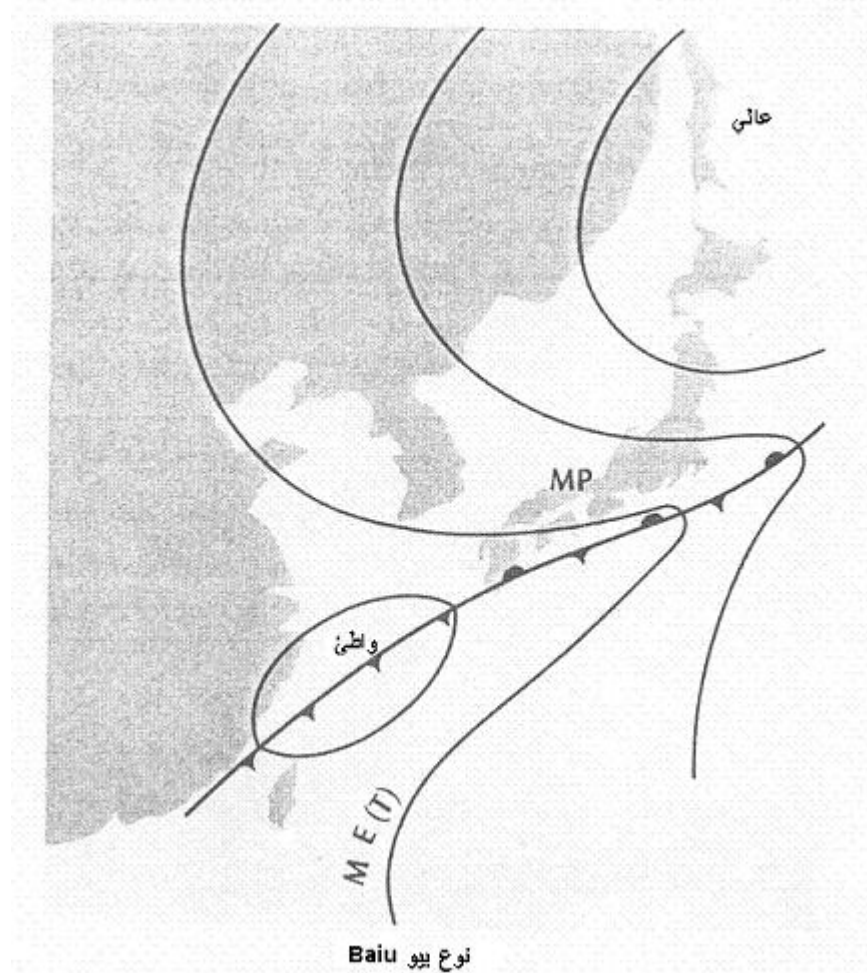
آسيا Asia

صفتان واضحتان للمناخ شبه المداري الرطب في آسيا، وهما انخفاض غير طبيعي لدرجة حرارة الشتاء، وشتاء جاف لأراضي الصين الداخلية، والتي سببها التقدم غير الطبيعي للكتلة الهوائية المتجمدة الجافة من سيبيريا شتاءً إلى الجنوب فيصل تأثيرها إلى الصين مما يخفض درجة الحرارة ويجعل الشتاء جافاً. هناك صفة أخرى لمناخ المنطقة هو قمتان مطريتان في الصيف لجنوب الصين وجنوب غرب اليابان (الشكل ٧-١٥). القمة الأولى في أيار-حزيران والقمة الثانية تأتي في نهاية الصيف وبداية الخريف. تفصل هاتان القمتان أمطار قليلة في منتصف الصيف.

قمة حزيران المطرية لها علاقة بشكل الدورة العامة للرياح الصيفية فوق شرق آسيا. فخلال فصل الشتاء، يتبع الفرع الجنوبي للرياح الغربية وتياره النفث انحناء إلى الجنوب من هضبة التبت فيمر من خلال شمال الهند والباكستان وشمال جنوب شرق آسيا وجنوب الصين. في بداية الصيف، يتحول موقع التيار النفث والرياح الغربية بشكل مفاجئ إلى شمال الجبال والهضبة. لذلك فإن الغربيات الاستوائية، أو الرياح الموسمية الهندية الجنوبية الغربية تتوغل شمالاً وتحتاج ليس فقط جنوب آسيا المدارية، ولكن كذلك الصين واليابان، جالبة إلى هذه الأقاليم أجواء كتل هوائية رطبة حيث أن اضطراب ضعيف قد يؤدي إلى سقوط أمطار (الشكل ٧-١٦). أما انخفاض الأمطار في منتصف الصيف فإنها تعود إلى التحرك شمالاً وغرباً للضغط العالي شبه المداري فوق المحيط الهادئ وتركزه الذي يتبع حركة الشمس، يرافقه تناقص كبير في ضغط بخار الماء في منتصف التروبوسفير. القمة المطرية الثانية تتوافق مع انسحاب تأثير الضغط العالي شبه المداري للمحيط الهادئ وقوة الرياح الموسمية الجنوبية



الشكل ١٥-٧: معدل كل خمسة أيام من الأمطار موزعة على السنة لخمس محطات في اليابان شبه المدارية. القمة المطرية الكبرى، وتسمى بايو، تحدث في حزيران وتموز. في أيلول، تكون القمة الثانية التي هي اصغر واقل مطراً وتسمى شورن، والتي تتكون بشكل رئيسي من أمطار التايغون. .
After: Trewartha



الخريطة ١٦-٧: اضطراب ضعيف لبداية الصيف في المنطقة شبه المدارية من شرق آسيا. مثل هذا الشكل لاضطراب الطقس يعرف في اليابان على أنه من نوع البايو. الاضطرابات من هذا النوع تنتج عنها الأمطار التي تكون القمة الأولى والكبيرة والتي هي الصفة المميزة لمعظم آسيا شبه المدارية. .
After: Trewartha

الغربية. وبشكل واضح فإن الضغط الجوي هو الاخفض في آب-أيلول بسبب العواصف المدارية Tropical Storms بما فيها التايفون، والتي تكون عديدة وشديدة في نهاية الصيف وبداية الخريف. اختلاف آخر في المناخ المعتدل الرطب Cf في آسيا هو التساقط الغزير للأمطار في الفصل البارد على طول شمال غرب اليابان. الكتلة الهوائية cA المتجمدة الشمالية الباردة الجافة والتي تخرج من شرق آسيا تتعرض لارتفاع حرارتها وزيادة رطوبتها وتصبح غير مستقرة عندما تصل إلى فوق بحر اليابان، لذلك فإنها تؤدي إلى تساقط أمطار غزيرة عندما تجبر على تسلق الأراضي المرتفعة لسواحل غرب اليابان. عدد من المحطات تظهر قمة مطرية شتوية. معظم التساقط الشتوي يكون على شكل ثلوج مما يؤدي إلى تغطية ثجية واسعة وعميقة.

النصف الجنوبي Southern Half

كل المناطق الثلاثة للمناخ الشبة المداري الرطب في النصف الجنوبي تتميز برطوبة شتائها غير الاعتيادية والمدى الحراري الواسع، حيث ليس لأي منها أراضي واسعة باتجاه القطب مما يساعد على إيصال رياح باردة. في قاطع أمريكا الجنوبية حيث المنطقة الرطبة شبه المدارية تتوسع إلى الداخل، واليابسة رغم إنها ضيقة، إلا إنها تتراجع إلى الجنوب. فالشتاء يكون قاسي، والمدى الحراري السنوي كبير إلى حد ما.

الشواذ المناخية للإقليم المعتدل الرطب (غرب القارات) Af

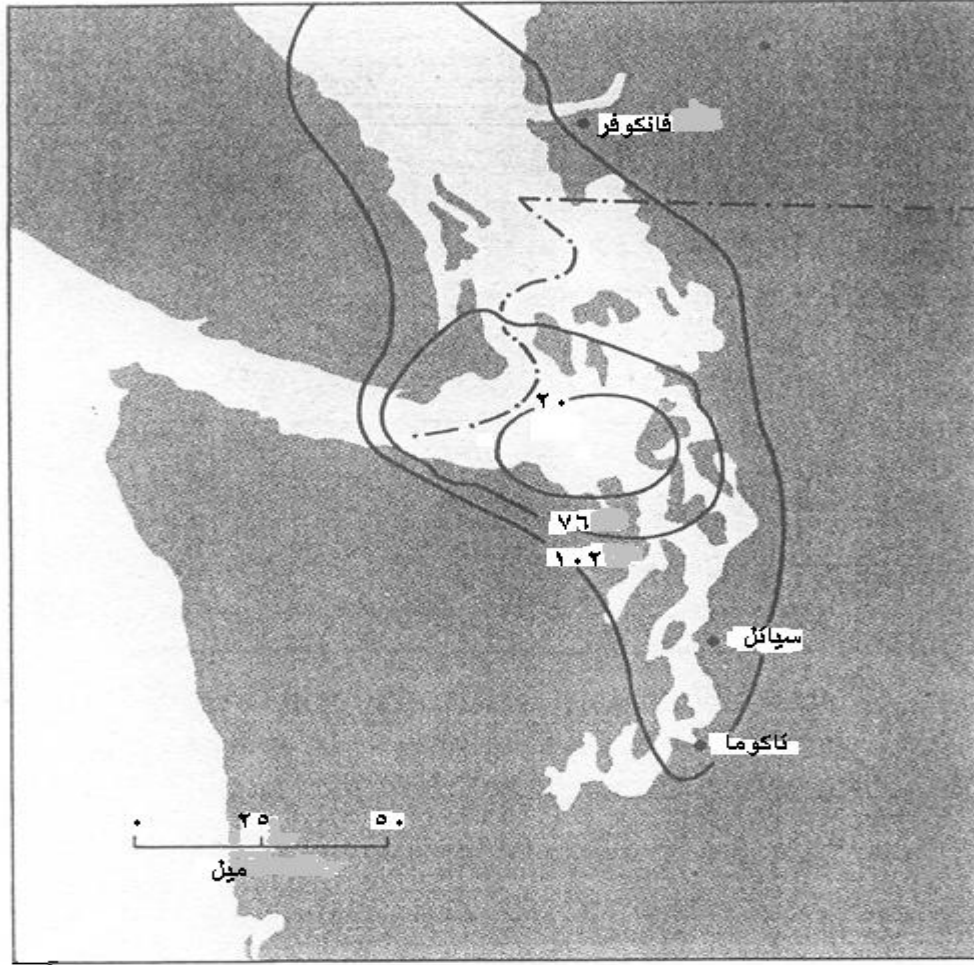
The Climatic Anomalies for Mild Wet Region (West Con.

أمريكا الشمالية North America

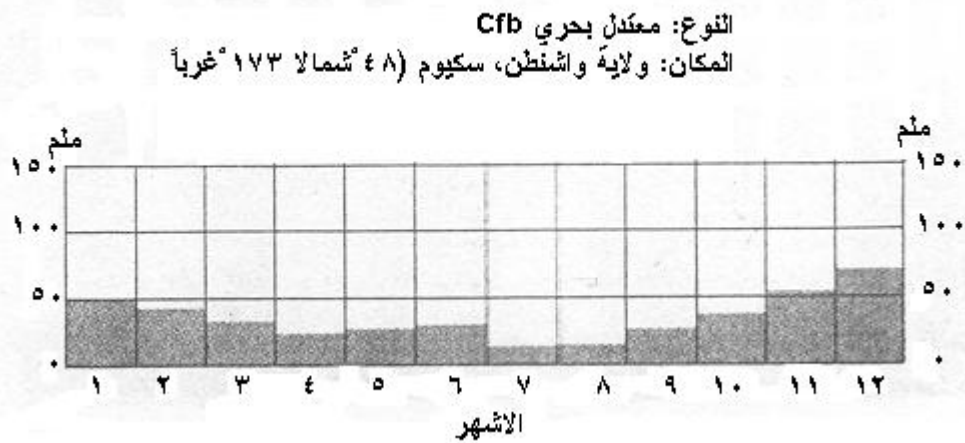
صفتان غير طبيعيتان لهذا الإقليم المناخي تستحقان التعليق: الأولى، تتعلق بالمجموع السنوي المعتدل للأمطار على طول حافة الساحل الشمالي الغربي لأمريكا الشمالية ويشمل (بوكيت ساوند ومضيق جورجيا وجوان دو فوكا). الأمطار السنوية في منطقة واسعة من ضمنها جنوب شرق فانكوفر وجزء من ولاية واشنطن اقل من ٧٦٠ ملم، وهناك منطقة مركزية فيها أمطارها اقل من ٥٠٠ ملم (انظر الشكل ٧-١٧). كوفيل Coupeville وواشنطن Washington أمطارهما ٤٣٠ ملم فقط، سكويم Sequim أمطارها ٢٦٠ ملم وميناء تاون سيند Townsend ٣٠٠ ملم. بلا شك هذه الأمطار القليلة تعزى جزئياً إلى وقوعها في ظل مطر جبال الاولمبك Olympic وجزيرة فانكوفر. وهناك عوامل إضافية تقلل من سقوط الأمطار، مثل أن الرياح المحلية تتحرك من خلال قنوات محيطية محددة مع اتجاه الساحل الذي يصبح موازي لحركة الرياح المحلية.

الصفة الثانية لهذا المناخ في الولايات المتحدة وكندا هو الصيف الجاف نسبياً، حتى في المناطق التي لا تقل فيها الأمطار السنوية (الشكل ٧-١٨). حيث تشير عدد من المحطات إلى أن الأمطار في تموز وآب اقل من ٢٥ ملم. ففي محطة فكتوريا هناك ثلاثة أشهر في الصيف أمطار كل منها اقل من ٢٤ ملم، وفي سياتل ٤٨ ملم، وفي بورتلاند ٢٤ ملم. قلة الأمطار الصيفية هي صفة مناخ البحر المتوسط وليس المناخ المعتدل لغرب القارات. وللتأكد، فإن المجموع السنوي للأمطار في معظم الأجزاء هو اكبر من المجموع السنوي للأمطار مناخ البحر المتوسط.

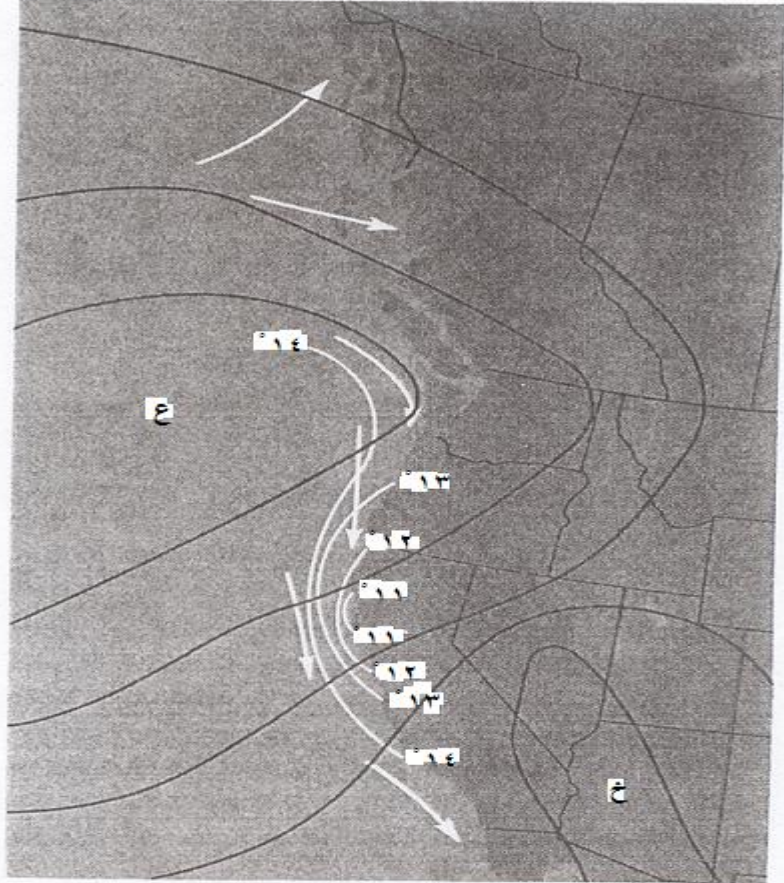
يبدو أن انخفاض الأمطار هذا في فصل الصيف في مناخ غرب القارات يعود إلى التزحزح غير الاعتيادي شمالاً وعلى طول الساحل للضغط العالي لشمال المحيط الهادئ (الشكل ٧-١٩). والتيار البحري الناتج عن هذا التزحزح يعتبر عامل مساعد. بالرغم من أن مركز الضغط العالي فوق المحيط يقع عند دائرة عرض ٣٨ شمالاً، إلا أن خطوط الضغط فوق اليابس تتزاح باتجاه الشمال الشرقي، لذلك فعلى طول الساحل فإن أعلى ضغط في الصيف يظهر على مقربة من دائرة عرض ٥٠ شمالاً. انقلاب حراري يتواجد في ٢٠٪ من الوقت عند جزيرة



الشكل ٧-١٧: خطوط المطر المتساوي تبين موقع المنطقة المعتدلة التساقط (كمية التساقط بالسنتيمتر) في المنطقة الحدودية من شمال الولايات المتحدة وجنوب كندا. After: Trewartha



الشكل ٧-١٨: التباين الشهري للأمطار في محطة سكيوم في ولاية واشنطن وهي منطقة معتدلة الأمطار. المجموع السنوي الصغير للأمطار، مع الصيف الجاف نسبياً، جعل من هذه المحطة تشابه مناخ البحر المتوسط، عدا أن حرارتها ليست شبة مدارية. After: Trewartha



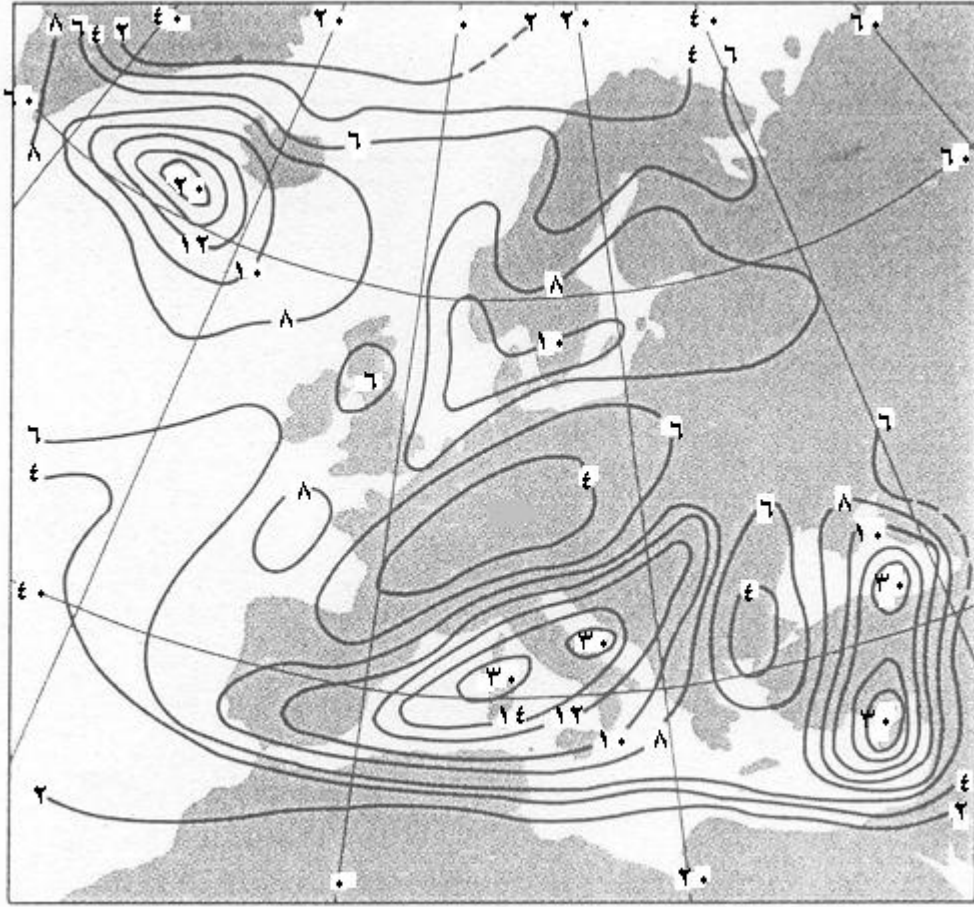
الشكل ٧-١٩: الضغط والرياح وحرارة المحيط على طول ساحل المحيط الهادئ للولايات المتحدة الأمريكية في منتصف الصيف. مناخ الساحل مع برودة وجفاف الصيف هي نتيجة لهذه الضوابط.

تاتوش Tatoosh Is. عند دائرة عرض ٤٨° شمالاً. أن تحرك منظومة الضغط العالي إلى الشمال لا تؤثر فقط على استمرارية الهواء، ولكن كذلك تمنع معظم منخفضات المحيط الصيفية من الوصول إلى الساحل.

أوروبا Europe

القطاع الأوربي، الإقليم الوحيد السهلي الواسع ضمن المناخ المعتدل البحري، كما أنه أكبر منطقة ذات شتاء معتدل حرارياً. حيث أن شتائها معتدل بشكل استثنائي بالنسبة لدوائر العرض التي تقع عليها ولمنطقة كبيرة من أوروبا قياساً لأي منطقة أخرى من العالم، اخذين بنظر الاعتبار انفتاح القارة للهواء القادم من المحيط الأطلسي وكذلك الدفء غير الاعتيادي لشرق المحيط الأطلسي الشمالي. درجة حرارة كانون الثاني ٢٨°م وهي دافئة جداً بالنسبة لدوائر عرضها (حيث يطلق عليها الشواذ الموجب ب ٢٨°م)، هذه الدرجة الموجبة هي صفة المنطقة التي تبعد عن الساحل بحوالي ٢٠٠ ميل في النرويج وعلى دائرة عرض ٦٥° إلى ٧٠° شمالاً. خط الحرارة الموجب ١١°م في كانون الثاني يسير بمحاذاة الساحل الفرنسي وألمانيا الغربية ويمر من خلال أقصى جنوب السويد.

صفة حرارية أخرى لمناخ شمال أوروبا البحري هو التناقص السريع لفصل النمو مع الارتفاع. فانخفاض الحرارة غير الاعتيادي للأراضي المرتفعة في بريطانيا يؤدي إلى خفض خط الأشجار. فأراضي في مرتفعات بنين على ارتفاع لا يتجاوز ٥٣٠ متر تشابه أراضي التندرا في ندره أشجارها. التقلص السريع في فصل النمو مع الارتفاع هو بشكل رئيسي ناتج عن سرعة التناقص الذاتي لدرجة الحرارة بالارتفاع في كتل هواء بحرية باردة مسيطرة.



الشكل ٧-٢٠: التكرار السنوي للمنخفضات الجوية في أوروبا مع مركز الضغط أقل من ١٠١٣ مليبار. التكرار العالي هو صفة الأراضي المحاذية للبحر المتوسط والبحر الأسود في الجنوب وكذلك لأعالي العروض الوسطى فيما يجاور دائرة عرض ٦٠° شمالاً. التكرار الواطئ هو صفة غرب أوروبا ووسطها حول دائرة عرض ٥٠° شمالاً بشكل عام. After: Trewartha

صفة جديرة بالاهتمام للمجموع السنوي للأمطار في سهول أوروبا الغربية والوسطى هي أنها متوسطة الكمية (٥٠٠-٩٠٠ ملم)، مع تناقص بطئ في هذه الكمية كلما توغلنا في اليابسة أكثر. مناطق قليلة تستلم أقل من ٥٠٠ ملم. بعض مناطق المجموع السنوي الواطئ توجد في ظل المرتفعات، أو على طول ساحل منبسّط وعلى جزر سهلية حيث تكون الرياح شديدة. كما أن كميات المطر المتوسطة بشكل عام لهذه السهول المفتوحة على هواء المحيط الأطلسي تعزى إلى قلة وصول الاضطرابات الجوية الجالبة للأمطار عند دوائر عرض ٤٥-٥٥° شمالاً، حيث موقع سهول أوروبا (الشكل ٧-٢٠). المنخفضات الجوية أكثر تكراراً إلى الشمال والجنوب من هذه المنطقة. هذا التكرار الواطئ للمنخفضات الجوية على منطقة تتوسطها دائرة عرض ٥٠° شمالاً، ناتج على الأقل من تكرار الحاجز Blocking (وهو ضغط عالي يتركز على سواحل أوروبا فيمنع مرور المنخفضات، بل يشطرها إلى شطرين، شمالي وجنوبي)، للمنخفضات الأطلسية بواسطة ضغط عالي دافئ مستقر، يوجد في أقصى شرق الأطلسي على دوائر عرض ٤٥-٦٠° شمالاً. خلال مثل هذه الفترات للحاجز الضد إعصاري Anticyclonic Blocking، فانه لا يمنع المرور المباشر للمنخفضات الجوية إلى اليابسة فحسب، ولكن يكون هواء هابط Subsidence من المرتفع الجوي يؤدي إلى الاستقرار الجوية.

Other Places أخرى

المناخ المعتدل لغرب القارات في تشيلي هو إقليم مناخ جبلي غائم مطير ورياحه شديدة. فالدفيا Valdivia، تقع على الحافة المدارية للإقليم، تسقط عليها أمطار مقدارها ٣٧٠٠ ملم. من هذه الأمطار ٧٠٪ تسقط شتاءً، مما يعني أن تأثير المرتفع الجوي تصل إلى هذا البعد الجنوبي صيفاً. إلى الجنوب من هذه المنطقة فإن تأثير المرتفع الجوي يتناقص بسرعة وكذلك تختفي الفروق بين الفصول في سقوط الأمطار.

منطقة محدودة جداً للمناخ البحري الرطب لغرب القارات يوجد في أقصى جنوب شرق أستراليا، تسمانيا Tasmania والجزيرة الجنوبية من نيوزيلندا. توزيع التساقط في الجزيرة الجنوبية يشابه توزيعه في أمريكا الجنوبية إلى الجنوب من دائرة عرض ٤٠° جنوباً. كميات كبيرة من الأمطار ٣٧٥٠-٥٠٠٠ ملم تسقط على سفوح الجبال المقابلة لهبوب الرياح في ويست لاند، نيوزيلندا، بينما سهل كاتنبيري إلى الشرق من الأراضي المرتفعة يصنف على أنه شبه رطب ويستلم فقط ٥٠٠-٧٥٠ ملم من الأمطار. وليس هناك أي تركيز فصلي لسقوط المطر.

الفصل الثامن

أقاليم المناخ البارد والقطبي والجبلية

- ٨-١ المناخ البارد المطير
- ٨-٢ المناخ البارد ذي الأمطار الصيفية
- ٨-٣ الشواذ المناخية للمناخ البارد الرطب
- ٨-٤ مناخ التندرا
- ٨-٥ المناخ المتجمد
- ٨-٦ مناخ الخلية القطبية
- ٨-٧ مناخ المرتفعات

أقاليم المناخ البارد والقطبي والجلي

العنصر المناخي الذي يجمع بين هذه الأقاليم هو انخفاض درجة الحرارة. ولأن المعلومات المتوفرة عن هذه الأقاليم محدودة وخاصة القطبي لقسوة مناخها، فإن كل إقليم لوحدة لا يكفي أن يغطي محتويات فصل مستقل. كما أن إقليمين من الأقاليم الثلاثة تشترك بخلية واحدة هي الخلية القطبية Polar Cell. لهذه الأسباب قررت أن تشترك هذه الأقاليم الثلاثة في فصل واحد. هناك رأي عند بعض الجغرافيين العرب لم أجد له أساس مقنع يقول أن كلمة بارد Cold لا تستعمل لوصف المناخ المنخفض الحرارة. لذلك يفضل أصحاب هذا الرأي استخدام مصطلح منخفض الحرارة Low Temperature لوصف المناخ البارد. وإذا كان هذا الرأي ينطلق من أن من الصعوبة تحديد الحدود الحرارية للبرودة لأنها تختلف بين مكان وآخر، فاعتقد أن هذا ينطبق على المناخ الحار كذلك. ففي المناخ الاستوائي يكون الجو بارداً إذا انخفضت الحرارة عن ١٨°م، بينما لا يعتبر المناخ بارداً في العروض العليا إذا كانت درجة الحرارة فوق الصفر المئوي. معنى هذا أن من الصعوبة كذلك تحديد مفهوم الحار Hot. فإذا ارتفعت الحرارة فوق ٢٥°م في العروض العليا يوصف المناخ بأنه حار بينما من الممكن أن تصل الحرارة إلى ٤٠°م في العروض الاستوائية ليوصف بأنه مناخ حار. فلماذا يمكن أن نصف المناخ بأنه حار بينما لا يمكننا أن نصفه بأنه بارد ونقول بأنه مناخ منخفض الحرارة. وكلمة بارد موجودة في اللغة، لذلك سأستخدم مصطلح بارد رغم علمي باعتراض بعض الجغرافيين على استخدام هذه الكلمة.

المناخ البارد

٨-١ المناخ البارد المطير

Cold Climate with Humid Winters Df

حدد كوبن الحدود الحرارية لهذا الإقليم بأقل من -٣°م لأبرد شهر وأكثر من ١٠°م لأدفئ شهر. أن استخدام درجة الحرارة ١٠°م لأدفئ شهر يتعلق بنمو الأشجار. فإذا ارتفعت الحرارة لعدة أشهر عن الـ ١٠°م فإن الأشجار يمكن أن تنمو، وعليه فإن هذا الإقليم يمكن أن تغطية الأشجار الصنوبرية المقاومة لبرودة الشتاء إذا توفرت بقية الشروط اللازمة لنمو الأشجار. أما بالنسبة للحرف f في هذا الإقليم فإنه لا يشترط فيه أن تكون أمطار أجف شهر عند حد معين، لأن انخفاض الحرارة شتاءً تؤدي إلى قلة توفر بخار الماء في الهواء مما يؤدي إلى قلة التساقط في هذا الإقليم. فالأمطار في هذا الإقليم إذا لم يسقط منها ٧٠٪ لا في الصيف ولا في الشتاء فإنها تعتبر موزعة. ونتيجة انخفاض الحرارة فإن التساقط في الشتاء غالباً ما يكون ثلجاً وفي الصيف يكون مطراً. لذلك سوف نستخدم لفظة التساقط Precipitation في هذا الإقليم للتعبير عن الأمطار والثلوج. يغطي هذا الإقليم منطقة واسعة حيث يشغل حوالي ٣٠ دائرة عرض (بين ٤٠°-٧٠°)، ويوجد في نصف الكرة الشمالي فقط لأنه مناخ قاري. الحرارة في هذا الإقليم منخفضة مقارنة بالأقاليم السابقة. ولسعة الإقليم فيمكن تقسيمه حرارياً إلى إقليمين ثانويين (١) الإقليم البارد الرطب ذي الصيف الطويل الحار (Dfa) (٢) الإقليم البارد الرطب ذي الصيف الطويل المعتدل Dfb. إقليم الصيف الحار يقع في جنوب الإقليم ويحاذي الإقليم المعتدل الرطب Cf في شرق القارات، كما يحاذي الإقليم الجاف B في الوسط والغرب. يتميز هذا الإقليم حرارياً بأن درجة حرارة الصيف مرتفعة، فقد يرتفع معدل الحرارة إلى ٢٤°م. فقد سجلت بوخارست معدل ٢٣°م. ورغم انخفاض درجة الحرارة شتاءً في هذا الإقليم إلا أنها لا تنخفض بشكل كبير قياساً بالإقليم المعتدل الصيف، فقد تنخفض الحرارة إلى -٢٠°م. وبذلك يكون المدى الحراري السنوي كبير ولكن ليس أكبر من المدى الحراري في إقليم الصيف المعتدل، فيصل المدى الحراري السنوي في بيوريا، إلينوي إلى ٢٨°م. إن السبب في انخفاض درجة حرارة الشتاء وارتفاع درجة حرارة الصيف في هذا الإقليم هو بعده عن المؤثرات البحرية. لذلك يظهر هذا النوع من المناخ في وسط الولايات المتحدة الأمريكية وجنوب كندا وكذلك في وسط أوروبا. القاطع الأوربي هو أكثر اعتدالاً في صيفه من القاطع

الأمريكي والآسيوي، في حين يكون القاطع الآسيوي هو أكثر ارتفاعاً في حرارة الصيف حيث تصل فيه الحرارة إلى ٢٧°م، والأكثر برودة في الشتاء، حيث يكون شتاء أوروبا الأقل تطرفاً بينما شتاء آسيا الأكثر تطرفاً. إن السبب في هذا التباين بين القطاعات يعود إلى طبيعة السطح في هذه القارات. فالجبال العرضية في آسيا تمنع توغل الكتل الهوائية الدافئة شتاءً مما يعني انخفاض شديد في درجة الحرارة في حين إن التداخل البحري في أوروبا يوفر اعتدالاً في حرارة الشتاء قياساً بآسيا. أما في أمريكا الشمالية فإن عدم وجود الحواجز الجبلية العرضية يسهل انسياب الكتل القطبية شتاءً ويسهل انسياب الكتل المدارية صيفاً. لذلك يصبح المدى الحراري في أوروبا أقل من أمريكا الشمالية وبدورها أمريكا الشمالية أقل من آسيا.

أما الإقليم الثانوي الثاني Dfb فإنه أكثر سعة من الإقليم الأول ويتميز باعتدال حرارة الصيف وفي بعض المناطق بقصره وقسوة الشتاء وطوله. فقد ترتفع درجة حرارة الصيف إلى ٢١°م، وفي أقصى شمال الإقليم قد لا ترتفع حرارة الصيف عن ١٣°م. بينما تنخفض حرارة الشتاء إلى -٨°م وتصل إلى -٤٣°م كما في يوكوتسك (انظر الجدول ٨-١). والمدى الحراري السنوي في هذا الإقليم

الجدول ٨-١ معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية للمناخ البارد الرطب Df

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
بوخارست	٣-	٢-	٤	١١	١٦	٢٠	٢٣	٢٢	١٨	١٢	٥	١-	١١
	٣٠	٢٨	٤٣	٥١	٦٤	٨٤	٧١	٤٨	٣٨	٣٨	٤٨	٤٣	٥٨٤
سابورو	٦-	٥-	١	٦	١١	١٦	٢٠	٢١	١٨	١٢	٤	١-	٨
	١١١	٨٣	٦٧	٦٦	٥٦	٦٧	١٠٠	١٠٧	٨٤	٤٠	٢٥	٥	٦٧٣
ماديسون	٨-	٧-	١-	٧	١٣	١٩	٢١	٢١	١٦	١٠	٢	٦-	٧
	٣٣	٢٥	٤٨	٦٩	٨٦	١١٠	٩٦	٧٩	٨٦	٥٦	٤٨	٣٨	٧٧٠
موسكو	١١-	٩-	٥-	٣	١٢	١٧	١٩	١٧	١١	٤	٢-	٨-	٤
	٢٨	٢٥	٣٠	٣٨	٤٨	٥١	٧١	٧٤	٥٦	٣٥	٤٠	٣٨	٥٣٦
مونتريل	١٠-	٩-	٤-	٥	١٣	١٨	٢١	١٩	١٥	٣	١	٧-	٦
	٩٤	٨١	٩٤	٦١	٧٧	٨٩	٩٧	٨٦	٨٩	٨٤	٨٦	٩٤	١٠١٧
ياكوتسك	٤٣-	٣٧-	٢٣-	٩-	٥	١٥	١٩	١٦	٦-	٩-	٢٦-	٤١-	١١-
	٢٣	٥	١٠	١٥	٢٨	٥٤	٤٣	٦٦	٣٠	٣٥	١٥	٢٣	٣٤٨
جونو	٤-	٣-	١-	٣	٨	١١	١٣	١٢	٩	٥	١	٢-	٤
	١٠٢	٧٨	٨٣	٧٣	٨٢	٨٦	١١٤	١٢٣	١٦٩	٢٠٢	١٥٤	١٠٧	١٣٧٣
مورمانسك	١١-	١١-	٨-	١-	٤	١٠	١٣	١١	٧	١	٤-	٨-	٠,٢٥
	١٩	١٦,٠	١٨,٠	١٩	٢٥	٤٠	٥٤	٦٠	٤٤	٣٠	٢٨	٢٣	٣٧٦

After: Trewartha

أكبر من الإقليم الأول. والمسئول عن المدى الحراري الكبير جداً هو انخفاض درجة حرارة الشتاء. والواقع يمكن القول أن هذا الإقليم هو صاحب أكبر مدى حراري سنوي في العالم. أن السبب في ارتفاع درجة الحرارة في الصيف يعود إلى وصول تأثيرات الكتل الهوائية المدارية cT صيفاً إلى الإقليم وكذلك طول النهار الذي قد يصل إلى أكثر من ١٨ ساعة، فطول النهار في شمال هذا الإقليم يصل إلى ٢٢ ساعة، وشمال دائرة عرض ٦٦,٥° يصل طول النهار إلى شهرين. أما في الشتاء فإن النهار قصير جداً والغطاء الجليدي الذي يغطي المنطقة بالإضافة إلى التيارات البحرية الباردة قرب السواحل، كلها عوامل تؤدي إلى الانخفاض الشديد لدرجة الحرارة. أن اعتدال الصيف والانخفاض الكبير لدرجة حرارة الشتاء تجعل المدى الحراري السنوي هو الأكبر في العالم. لذلك قد يصل المدى الحراري السنوي إلى ٥٠°م. ويعتبر هذا الإقليم هو الإقليم المصدري للكتل الهوائية القطبية بنوعيتها البحرية mP والقارية cP. حيث تتمتع السهول الكندية والآسيوية شتاءً بضغط عالي يكون مصدراً لهذه الكتل الهوائية.

أن طول الصيف وارتفاع حرارته تتناقص من الجنوب إلى الشمال ومن الساحل إلى الداخل. والعكس صحيح حيث أن قسوة الشتاء وانخفاض حرارته تزداد من الجنوب إلى الشمال ومن الساحل

إلى الداخل. كما أن اتساع هذا الإقليم يكون قليلاً في الغرب وذلك لمرور تيارات بحرية دافئة بالقرب من السواحل الغربية في هذه العروض، بينما يتوسع الإقليم في الشرق وذلك لمرور تيارات بحرية باردة بالقرب من السواحل الشرقية في هذه العروض. لذلك فإن أقصى جنوب الإقليم يصبح منطقة منتجة للذرة، بينما شمال الإقليم يكون منطقة منتجة للقمح الربيعي، وطبعاً هذا يعود إلى طول فصل النمو Long Growing Season. فارتفاع الحرارة في الجنوب واعتدال الشتاء يؤدي إلى طول فصل النمو، بينما يقصر فصل النمو إلى الشمال لاعتدال الصيف وقسوة الشتاء وكذلك قصر فترة أشهر الصيف.

أما بالنسبة للضغط والرياح، فإن هذا الإقليم كما أسلفنا يتأثر بالضغط المنخفض صيفاً حيث التسخين في جنوبه وكذلك مرور المنخفضات الجوية في شماله. فالمنخفضات الجوية التي تبدل مواقعها صيفاً إلى شمال مواقعها الشتوية تجعل من المنطقة ممراً للمنخفضات الجوية. فحسب المنطقة من المنخفض الألوشية Aleutian والأيسلندي Icelandic يجعلانها ممراً للمنخفضات الجوية صيفاً. أما في الشتاء فإن انخفاض الحرارة الشديد يجعلها منطقة المرتفع الجوي القاري المستقر فوقها معظم أيام الشتاء.

يخضع الإقليم بشكل عام للرياح الغربية حيث يقع في نطاقها. لذلك فإنه نادراً ما يتأثر بالرياح الشرقية القادمة من السواحل الشرقية. فيمكن القول أن الرياح في الصيف متقلبة الاتجاه خفيفة وذلك بتأثير المنخفضات الجوية المارة على المنطقة. أما في الشتاء فإن فترات سيطرة الضغط العالي تتميز بهدوء هوائي ولكن عند مرور منخفض جوي على المنطقة تسود الإقليم رياح عاتية شديدة السرعة يمكن أن تصل سرعتها إلى ٨٠ كم/ساعة. كما يسيطر نظام موسمي على السواحل الشرقية للقارات، حيث تهب الرياح صيفاً من البحر وتهب شتاءً من اليابس. أما بالنسبة للكتل الهوائية، فإن الكتل المدارية mT يصل تأثيرها صيفاً إلى شمال هذا الإقليم خاصة في أمريكا الشمالية، حيث أن عدم وجود السلاسل الجبلية العرضية يسمح بوصول تأثيرات هذه الكتل إلى هذا الإقليم. أما في أوروبا، فإن هذه الكتل يمنع توغلها وجود جبال الألب، ولكن التأثير البحري الكبير يعدل كثيراً من حرارة الكتل الهابة عليها. أما في آسيا فإن البعد عن المسطحات المائية هو المسئول عن ارتفاع حرارة الكتل في الصيف. وفي الشتاء فإن تأثير الكتل القطبية والمتجمدة cA, cP هو السائد على الإقليم. ومرة أخرى فإن عدم وجود سلاسل جبلية في أمريكا الشمالية يسمح لهذه الكتل بالتوغل بعيداً إلى الجنوب. أما في أوروبا فإن التأثير البحري يخفف من انخفاض حرارتها إلا في وسط أوروبا، وفي آسيا فإن البعد عن التأثير البحري يجعلها شديدة البرودة.

أمطار الإقليم متوسطة الغزارة وذلك بسبب انخفاض درجة حرارة الهواء مما يؤدي إلى قلة قابلية الهواء على حمل بخار الماء. فأمطار الإقليم نادراً ما تزيد عن ١٠٠٠ ملم، وفي كثير من المحطات لا تتعدى ٧٥٠ ملم، وفي بعض المحطات قد تنخفض إلى ٥٠٠ ملم بل أحياناً إلى ٣٠٠ ملم (الجدول ٨-١). فالأمطار في جونو تصل إلى ١٣٧٣ ملم، وفي مونتريال، كندا ١٠١٧ ملم في حين تنخفض الأمطار في ماديسون، وسكانسن إلى ٧٧٠ ملم، وتنخفض في سيبيريا إلى ٣٧٦ ملم. أمطار الإقليم رغم إنها لا تسجل ٧٠٪ في أشهر الصيف إلا أن أمطار الصيف أعلى من أمطار الشتاء غالباً. ويعود السبب إلى:

(١) أن الرطوبة النوعية في الهواء تكون في الصيف أكثر منها في الشتاء.
(٢) خلال الشتاء يسود الضغط العالي غالباً على دواخل القارات كما يسود الانقلاب الحراري وبذلك يكون الجو أكثر استقراراً.

(٣) تصاعد الهواء يكون نشطاً خلال الصيف وذلك بسبب تسخين اليابس مما يساعد الهواء على التصاعد والتكاثف، بينما يكون في الشتاء أكثر استقراراً بسبب الغطاء الجليدي الذي يعمل بالإضافة إلى الضغط العالي والانقلاب الحراري على تبريد الهواء من الأسفل فتزداد استقراريته.

(٤) بسبب التباين الفصلي في درجة الحرارة، فإن هناك دورة موسمية فوق الإقليم. حيث تدخل الرياح البحرية الدافئة الرطبة إلى الإقليم صيفاً، بينما تخرج الرياح الباردة الجافة من الإقليم شتاءً.

يزداد التباين بين أمطار الشتاء والصيف كلما اتجهنا شمالاً أو إلى الداخل. ففي المناطق الجنوبية تكون أمطار الشتاء مساوية أو أقل بقليل من أمطار الصيف. ويزداد تركيز الأمطار الصيفية بالاتجاه

شمالاً. ونفس الوضع ينطبق على الساحل والداخل. أمطار الصيف غالباً تصاعديّة، حيث تكون على شكل تساقط غزير لفترة قصيرة ولا تكون السماء بكاملها مغطاة بالغيوم. أما التساقط في الشتاء، فهو غالباً على شكل ثلوج وتسقط على شكل إعصاري، أي أن مرور المنخفضات الجوية هي المسنولة عنها حيث تكون السماء مغطاة بالغيوم من الأفق إلى الأفق. أن وجود الغطاء الثلجي شتاءً والذي يغطي أرض شمال الإقليم مع الصيف القصير يجعل انجماد التربة يغور عميقاً فلا تذوب إلا بعمق عدة أمتار من التربة صيفاً ثم تعود للانجماد شتاءً. وعمق انجماد التربة يتناقص بالاتجاه جنوباً في الإقليم.

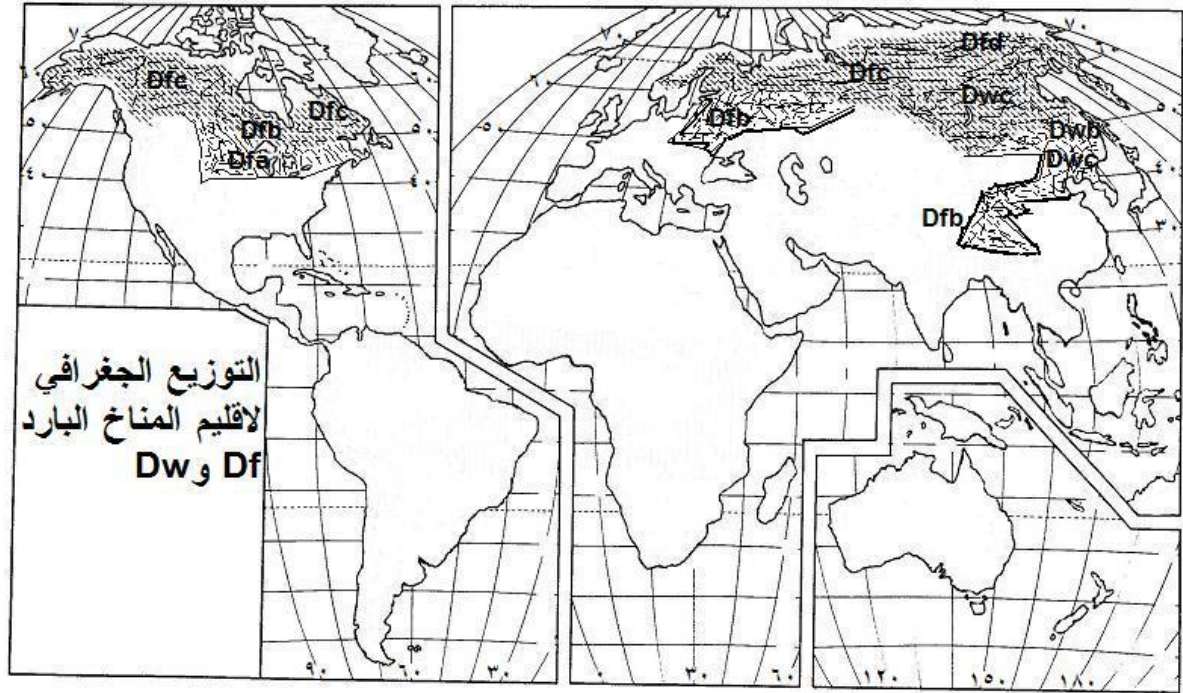
التوزيع الجغرافي للإقليم Df

يوجد هذا الإقليم في النصف الشمالي من الكرة الأرضية فقط. فكون النصف الجنوبي معظمه ماء فإن التأثير البحري الكبير يمنع ظهور هذا النوع من المناخ فيه. أما في النصف الشمالي فإن سعة القارات في العروض العليا يجعل مناطق كثيرة منها بعيدة عن التأثير البحري، كما أن سواحلها الشرقية تمر بالقرب منها تيارات بحرية باردة مما يساعد على ظهور الإقليم. يظهر هذا المناخ في داخل الولايات المتحدة في السهول الوسطى بدءاً من ولاية نبراسكا شمالاً. كما يظهر في كندا وخصوصاً على الساحل الشرقي حيث يمتد من جنوبها إلى شمالها (إلى خليج هدسن). ويتسع الإقليم في شرق كندا وذلك بسبب مرور تيار لبرادور البارد بالقرب من السواحل الشرقية. أما في وسط كندا فالإقليم تحده المناطق شبه الجافة. ويضيق الإقليم في الغرب حيث يقتصر وجوده على ولاية ألaska الأمريكية (انظر الخريطة ٨-١). أما في أوراسيا فإنه يمتد من داخل الدول الاسكندنافية ووسط أوروبا في بولونيا وشرق ألمانيا ورومانيا إلى أوكرانيا وروسيا الأوروبية، يعبر جبال الأورال ليدخل سيبيريا. في وسط سيبيريا ينقطع بالإقليم البارد ذي الأمطار الصيفية ليعود ويظهر من جديد على الساحل الشرقي لروسيا في شبه جزيرة كمشتكا وينحدر جنوباً إلى جزر الانتيل وإلى شمال اليابان.

٨-٢ المناخ البارد ذي الأمطار الصيفية

Cold Climate with Humid Summer Dw

من حيث الحرارة فإن هذا الإقليم هو الأبرد على مستوى النصف الشمالي. فهو يضاوي في برودته الأجزاء الداخلية من جزيرة جرينلند، وليس هناك أبرد منه سوى القطب الجنوبي. إن سبب برودة الإقليم تعود إلى بعد المنطقة عن التأثير البحري حيث أنه يقع ضمن نطاق الرياح الغربية والتي تجلب رطوبتها ودفئها من الغرب. لذلك فليس للسواحل الشرقية من تأثير على هذا الإقليم بدليل إن هذا الإقليم يصل إلى الشواطئ الشرقية لروسيا وكوريا. كما أن هذا الإقليم صاحب أكبر مدى حراري سنوي في العالم، حيث يصل المدى الحراري السنوي في فرخويانسك إلى ٦٣ م. تتدرج قسوة الشتاء في الإقليم كما في الإقليم الأول من الجنوب إلى الشمال. فمن الممكن أن توجد منطقة صغيرة في شمال الصين يكون صيفها طويل حار Dwa، ثم إذا اتجهنا شمالاً تظهر منطقة في منشوريا ذات صيف طويل معتدل Dwb، ثم بعدها منطقة ذات صيف قصير معتدل Dwc ثم منطقة الشتاء القارص البرودة في أقصى شمال الإقليم Dwd. فمثلاً لا تنخفض الحرارة في مكدين في شمال الصين شتاءً، وهي تمثل أقصى جنوب الإقليم، سوى إلى -١٣ م، في حين ترتفع حرارة الصيف إلى ٢٥ م، وبذلك يكون المدى الحراري السنوي ٣٨ م (انظر الجدول ٨-٢). أما في هيربن إلى الشمال من المحطة الأولى فيصل المدى الحراري إلى ٤١ م. وفي فرخويانسك فإن الحرارة تنخفض إلى -٤٧ م في الشتاء وقد سجلت أدنى حرارة للنصف الشمال ومقدارها -٦٨ م، وترتفع في الصيف إلى ١٦ م وثلاثة أشهر تسجل أكثر من ١٠ م، وبذلك يكون المدى الحراري السنوي فيها ٦٣ م، وهو أكبر مدى حراري في العالم. إن المدى الحراري المرتفع جداً سببه الأساس الانخفاض الكبير للحرارة في فصل الشتاء بشكل لا يضاويه مكان في النصف الشمالي. أن طول النهار في الصيف والذي يصل في شمال الإقليم إلى أكثر من ٢٢ ساعة يجعل حرارة الصيف ترتفع عن ١٠ م، كما أن هبوب الرياح الشرقية من البحار صيفاً يرفع من درجة الحرارة ويزيد من كمية الرطوبة في الهواء.



الخريطة ٨-١: التوزيع الجغرافي للإقليم المناخي البارد الرطب Df

أما بالنسبة للضغط والرياح، فالمنطقة مركز للضغط العالي القطبي **Polar High** شتاءً. وتقليدياً يقال أن المنطقة ينحدر إليها الضغط القطبي شتاءً وذلك لأن منطقة القطب الشمالي منطقة بحرية وبذلك فهي أقل برودة من هذه المنطقة مما يشجع تحرك خلية الضغط العالي لتستقر فوق المنطقة معظم أيام الشتاء. وفي دراسة عن المرتفع السيبيري **Siberian high** شتاءً، فقد ذكر ليدولف، أن الضغط العالي السيبيري (المنشوري) ليس خلية واحدة. فهذا الضغط ينتج عن تجمع الهواء البارد في بعض الأحواض المنخفضة المحصورة بين الجبال. ففي الشتاء ينخفض الهواء البارد من المرتفعات المجاورة إلى هذه الأحواض ويتجمع فيها مكوناً ضغطاً عالياً على السطح. ولأن هناك ضغط عالي عند المستوى ٨٥٠ مليبار، ولأن ارتفاع الأرض في منشوريا يصل إلى هذا المستوى في بعض المناطق، فإن الضغط العالي يبدو وكأنه يشمل المنطقة كلها. يخرج من هذا الضغط العالي كتل هوائية قطبية باردة **cP**، فهذا المرتفع هو مصدر الكتل القطبية الآسيوية التي يصل تأثيرها إلى جنوب غرب آسيا وإلى أوروبا شتاءً. أما في الصيف فإن التسخين يبعد الضغط العالي القطبي فيسيطر على المنطقة ضغط خفيف، فتصبح المنطقة وخاصة في شمالها ممراً للمنخفضات الجوية الضعيفة التي تتحرك إليها من الغرب. لذلك فرياح الإقليم غربية هادئة إلى عنيفة، تخرج الرياح منها شتاءً، بينما تدخل إليها الرياح صيفاً.

الجدول ٨-٢: معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لإقليم المناخ البارد ذي الأمطار الصيفية **Dw**.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
مكدين	١٣-	١٠-	١-	٨	١٦	٢٢	٢٥	٢٤	١٦	٩	٢-	١٠-	٧
هيريبن	١٩-	١٥-	٤-	٥	١٨	١٩	٢٢	٢١	١٤	٤	٦-	١٦-	٦٧٣
فورت	٣	٥	١٠	٢٣	٤٣	٩٦	١١٤	١٠٤	٤٦	٣٣	٨	٥	٤٨٢
قيرمونت	٢٦-	٢١-	١٣-	١-	٨	١٣	١٦	١٤	٨	٠	١٢-	٢٠-	٣-
فرخويانسك	٤٧-	٤٣-	٣٠-	١٤-	٣	١٣	١٦	١١	٣	١٤-	٣٦-	٤٥-	١٥٠
	٧	٥	٥	٤	٥	٢٥	٣٣	٣٠	١٣	١١	١٠	٧	١٥٥

After: Trewartha

أمطار الإقليم صيفية حيث أكثر من ٧٠٪ من الأمطار تسقط صيفاً. وكما هو واضح فإن قدرة الهواء على حمل بخار الماء صيفاً بالإضافة إلى الضغط المنخفض الذي يجلب إليها الرياح البحرية صيفاً يؤدي إلى أن تكون معظم الأمطار صيفية. ويمكن تطبيق النقاط الواردة في الإقليم السابق والتي تشجع سقوط الأمطار الصيفية على هذا الإقليم. لا تزيد أمطار الإقليم عن ٧٠٠ ملم سنوياً وقد تنخفض في بعض المناطق الشديدة البرودة إلى ١٥٠ ملم كما في فرخويانسك. وحسب درجة الحرارة التي تتحكم بكمية الأمطار فإن أمطار الإقليم أغزر في الجنوب وتقل إذا اتجهنا شمالاً (الجدول ٨-٢). أمطار الإقليم القليلة شتاءً تكون على شكل ثلوج، ولأنها قليلة فإنها لا تشكل إلا غطاءً رقيقاً من الثلج. أما في الصيف فإن أمطار الإقليم تساعد على نمو نباتات وليس أشجار. الأمطار الصيفية تصاعدية وتسقط في فترة قصيرة وبكميات جيدة.

التوزيع الجغرافي للإقليم Dw

يقع الإقليم بين دائرتي عرض ٤٠ - ٧٠ شمالاً، حيث يقطع هذا الإقليم امتداد الإقليم Df في وسط شمال شرق آسيا. لذلك يحتل هذا الإقليم جزءاً من سيبيريا ومعظم منشوريا وشمال الصين وجزء من كوريا الجنوبية وكل كوريا الشمالية. ويظهر في المناطق المرتفعة من وسط الصين (خريطة ٨-١). وتظهر بعض المناطق الصغيرة المنعزلة للإقليم في شمال كندا.

٣-٨ الشواذ المناخية لأقاليم المناخ البارد الرطب

The Climatic Anomalies for Cold Wet Regions

ترجم هذا المبحث من كتاب Trewartha مقدمة إلى علم المناخ An Introduction to Climate الذي هو أصلاً مأخوذ من كتاب لنفس المؤلف تحت عنوان The Earth's Problem Climates. وقد تصرفنا بالترجمة بما يخدم أغراض هذا الكتاب.

١-٣-٨ الشواذ المناخية للمناخ Df

The Climatic Anomalies for Cold Climate

قسوة المناخ تقاس أحياناً أو يعبر عنها بناتج معادلة القارية Continentality، والذي بدوره يعبر عن المدى الحراري أو الاختلاف الحراري والذي يعتمد بدوره على حجم اليابس. تختلف القارية حسب دوائر العرض، وعادة تزداد درجة القارية بالاتجاه نحو القطبين، حيث أن حجم التباين في كمية الإشعاع الشمسي تزداد. والمعادلة التالية هي إحدى المعادلات التي تحاول قياس القارية:

$$C = \frac{1.6A}{\sin \phi} - 14$$

حيث أن:

A = المدى الحراري السنوي بالدرجة المؤوية

Ø = دائرة العرض

من الجدول رقم (٣-٨) يمكن ملاحظة أن أوروبا هي أقل القارات قارية وفي دوائر العرض الثلاثة التي تم قياس القارية فيها، بينما آسيا فهي أكبر القارات قارية. ويلاحظ أن اختلاف القارية يتباين بشكل ما باختلاف دائرة العرض.

أمريكا الشمالية North America: ضمن منطقة واسعة نسبياً في أعالي المسيسيبي وإقليم البحيرات الخمسة، يتحسن التوزيع الفصلي للأمطار ضمن المناخ Df. فتصبح الأمطار هنا، بدلاً من قمة مطرية واحدة، فإن الأمطار تصبح بقميتين؛ القمة الأولى وغالباً أعلى هذه القمم، تسجل في حزيران، والأخرى، وهي تختلف في مواعيد تسجيلها، فإنها تكون في أيلول، وأحياناً آب. لذلك فإن تموز وآب يبدوان أقل مطراً. أن مركز هذا الإقليم ذا القمتين المطريتين في وسط وجنوب ولاية

الجدول (٨-٣) بعض درجات القارية لبعض القارات في دوائر عرض مختارة

القارة	٦٨°	٥٠°	٤٠°
أوروبا	٤٠	٣٨	٤٠
أمريكا الشمالية	٥٩	٥٣	٥١
آسيا	٧٢	٧١	٦٠

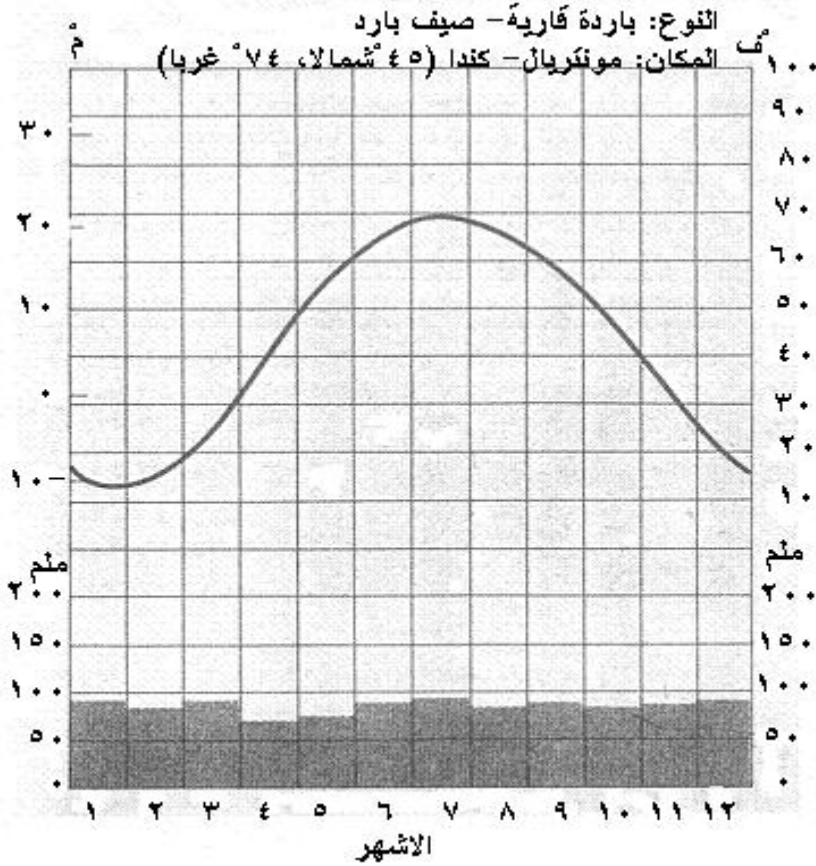
وسكانسن، والمناطق المجاورة لشمال الينوى وشرق أيوا. وبشكل معدل فإن المنطقة تمتد ابعد من ذلك. ولا بد من الإشارة إلى أنه ليس كل المحطات الموجودة في مركز هذا الإقليم لها قمتان مطريتان، ولكن الأغلبية لها قمتان مطريتان. القمة العالية الأولى والتي تأتي في بداية الصيف (حزيران) واضحة، وتأتي كل عام، أما قمة آخر الصيف (أيلول أو آب) فهي ليست كذلك. ويمكن ملاحظة أن التساقط في العقود الأخيرة يعطي دليلاً على أن عدة محطات فيها قلة في أمطارها الساقطة في منتصف الصيف. فخلال الثلاثينيات والأربعينيات من القرن العشرين كانت هذه صفة معظم المحطات المناخية في الإقليم. والسبب في هذا التغيير يعتبر مشكلة. أحدى المقترحات تشير إلى أن فصول الصيف الأخيرة ابرد من السابق في المنطقة الداخلية لأمريكا الشمالية مما قد يسبب في أن يتحرك التيار النفث Jet stream مع المنخفضات الجوية المرافقة له إلى طريق جنوبي، مما يؤدي إلى سقوط أمطار أغزر من السابق في منتصف الصيف.

ما يحتاج إلى التفسير هو ليس وجود قمتين للأمطار بقدر ما نحتاج لتفسير الانخفاض الثانوي للأمطار في تموز وآب مما سبب في ظهور قمتين مطريتين. على الأقل، جزء من الجواب يمكن إيجاده في الدورة الصيفية العلوية. فهناك اللسان الشمالي لانبعاث ضد إعصاري Anticyclonic Ridge ويتكون من الهواء الجاف يتمركز فوق الإقليم صيفاً، ويصل هذا الانبعاث قمة تطوره في شهري تموز وآب. ويكون مجموع تأثيرات هذه الظاهرة هو في قتل العمليات المسببة للأمطار في المناطق المجاورة. فالتيار العلوي الجاف كما يبدو هو السبب في قلة الأمطار الساقطة في منتصف ونهاية الصيف.

إذا رسمنا شكلاً بيانياً لكمية الأمطار يبين هذه الكمية لكل سبعة أيام للفترة من أيار إلى تشرين الأول، فإن الشكل البسيط للقيمتين المطريتين المعتمد على المعدل الشهري يتحول إلى شيء أكثر تعقيداً، مع عدد من الانبعاجات والأخاديد أو الحفر في الشكل البياني. في هذا الشكل البياني يظهر بان هناك علاقة ايجابية متوسطة الثقة بين رطوبة الصيف ومجموع تكرار الجبهات الهوائية الحارة Warm، والثابتة Stationary، والممتلئة Occluded، والقطاع الدافئ Warm Sector. كما هناك علاقة عكسية بين تكرار المرتفع في الأعلى وقمة الأمطار للسبعة أيام.

التأثير المحلي للبحيرات العظمى Great Lakes واضح على التساقط المحلي الغزير للثلوج على طول سواحلها المواجهة لهبوب الرياح. الساحل الشمالي لأعالي ميشيغان المواجهة لبحيرة سوبيريور Superior، والساحل الغربي لأسفل ولاية ميشيغان المحاذية لبحيرة ميشيغان، وشبه جزيرة اونتاريو، وتلك الأجزاء من ولاية نيويورك وبنسلفانيا المحاذية لبحيرة إيري Erie واونتاريو، كلها تسقط عليها كميات من الثلوج تفوق كميات الثلوج الساقطة على المناطق المجاورة للمنطقة والتي تقع بعيداً عن البحيرات. هذه الكميات الزائدة من الثلج على طول الساحل أسفل حركة الهواء يأتي على شكل تساقط ثلجي غزير خلال فترات الانخفاض المفاجئ والسريع لدرجة الحرارة وهبوب الرياح الشمالية الغربية القوية التي تأتي في مؤخرة المنخفض الجوي المتراجع. في هذه الأوقات فإن انفجار كتل هوائية قطبية قارية cP أو متجمدة قارية cA يؤدي إلى تقدم هذه الكتل بسرعة إلى الجنوب والشرق، ولكن الدورة العامة مازالت إعصارية Cyclonic. الهواء البارد الجاف الذي يدفع ويزداد رطوبة فوق المياه المفتوحة، يرفع بواسطة حدود طبقة منطقة اللقاء أو بواسطة التضاريس عندما يصل إلى السواحل، لذلك تنتج عنه كميات كبيرة من الثلوج. طبيعياً فإن ثلج البحيرات ينحصر في نطاق ضيق طويل لا يزيد عرضة عن ٤٠ كم بعيداً عن ساحل البحيرة.

الشكل البياني للأمطار السنوية ضمن المناخ المعتدل القاري في أمريكا الشمالية يتغير شكله من الغرب إلى الشرق. ففي عمق الداخل، تكون الأمطار معتدلة في كمياتها ويتركز سقوطها بقوة في الأشهر الدافئة، لذلك يكون الشتاء جاف نسبياً. بالاتجاه شرقاً تتزايد كمية الأمطار الساقطة بالتدريج، وبذلك يصبح الشتاء أكثر رطوبة لذلك فإن نسبة أمطار الصيف إلى أمطار الشتاء تقل (أنظر الشكل ٨-٢). لذلك فإن الشكل البياني للأمطار السنوية يتسطح بالتدريج باتجاه الشرق، حتى نصل إلى سواحل الأطلسي في نيو انجلند والمنطقة البحرية من كندا، فإن بعض المحطات تظهر بأمطار شتوية أكثر من الصيف. ليس هناك تغيير كبير في مجموع أمطار الفصل الدافئ، ولكن التغيير في الزيادة المطلقة والنسبية للأمطار الشتاء عندما نتجه إلى الشرق. أن هذه الزيادة في تساقط الشتاء بالاتجاه نحو سواحل الأطلسي لها علاقة ليس فقط بزيادة الرطوبة في الهواء نتيجة الاقتراب من سواحل المحيط ولكن كذلك بسبب الحقيقة التي تقول أن طرق منخفضات الشتاء تميل إلى الانتقال في إقليم أسفل البحيرات العظمى - نيو انكلند، لذلك فإن الاضطرابات تكون أكثر تكراراً.



After: Trewartha

الشكل ٨-٢: كميات الأمطار ودرجات الحرارة في محطة مناخها بارد قاري، ذات الصيف القصير البارد. لاحظ المدى الحراري السنوي الكبير. في هذه المحطة لا يوجد تركيز فصلي للتساقط، وهذا صفة مناطق شمال شرق الولايات المتحدة والمناطق المجاورة من كندا، حيث تكون المنخفضات الجوية الشتوية كثيرة.

أوروبا Europe: القطاع الأوربي من المناخ البارد الرطب Df يعتبر متميز في موقعة، حيث أنه يوجد إلى الغرب، أو مواجهة للرياح القادمة من الداخل الجاف. القطاع الأوربي من الغرب يحادد المناخ المعتدل لغرب القارات Cfb، بينما في قطاعات آسيا وأمريكا الشمالية ينقطع هذا المناخ فجأة في الغرب بالمناخ الجاف. وكما تمت ملاحظته سابقاً، فإن مناخ Df الأوربي يقع إلى الشمال من موقع نفس الإقليم في قارتي آسيا وأمريكا الشمالية ب ١٠-٥° دائرة عرض.

بسبب موقعة المواجهة لهبوب الرياح من وسط القارة، فإن القطاع الأوربي للمناخ Df له درجات حرارة تختلف إلى حد ما عن تلك الموجودة في آسيا وأمريكا الشمالية. في الحقيقة، من الصعب العثور

على محطات في أوروبا تماثل معدلات درجات حرارة كانون الثاني وتتموز فيها ما يوجد في القارتين آسيا وأمريكا الشمالية. فإذا كانت متشابهة أما في الفصل البارد أو في الفصل الدافئ، فإنها ستكون مختلفة في الفصل الآخر، لأن المدى الحراري في أوروبا أقل. فعلى سبيل المثال، برلين ودولوث في منيسوتا لهما نفس درجة حرارة تموز وهي ١٨° لكل منهما، ولكن معدل درجة حرارة كانون الثاني في برلين -١° م وفي دولوث -١٣° م حيث يبدو أن الدرجتين متباعدتين جداً.

المناخ البارد الرطب في أوروبا يستلم كميات معتدلة من التساقط؛ فكل المناطق لا تستلم أكثر من ٦٢٠ ملم، ومنطقة واسعة أقل من ٥٠٠ ملم. السبب في ذلك يعود إلى أن معظم المناخ Df في روسيا يحاد من الجنوب مناخ جاف، لذلك فإن العوامل المسببة للجفاف قريبة من الإقليم فتقلل من المجموع السنوي للتساقط.

آسيا Asia: الشمال الشرقي لمنطقة الظل الصينية الواقعة في القارة الواسعة ذات دورة الرياح الموسمية المتكاملة توفر الأجواء الملائمة والرئيسية لإيجاد منطقة تباين حراري شديد وغير طبيعي، أي مدى حراري سنوي كبير، وكمية متواضعة من التساقط غالباً ما تسقط في الصيف، والشتاء جاف جداً. الجزر اليابانية وشبه الجزيرة الكورية لا ينطبق عليها هذا الوصف تماماً، بالرغم من أن حرارتهما مازالت قارية. بالنسبة لأية دائرة عرض، فإن درجة الحرارة الفصلية في اليابان تشابه كثيراً حرارة شرق الولايات المتحدة الأمريكية، ولكنها أقل تطرفاً من تلك الحرارة المسجلة في اليابس الآسيوي. كذلك فإن الأمطار أكثر غزارة في اليابان وأقل تركيزاً في سقوطها في الصيف. معظم منطقة مناخ Df في الصين وخاصة السهلية منها تنقصها كمية الأمطار السنوية، حيث أن منطقة واسعة من هذا الإقليم يعتبر انتقالياً بين الأقاليم الرطبة والأقاليم الجافة. فقد يصل المناخ الجاف هنا إلى السواحل في سهل هوانج العظيم Great Huang Plain.

٢-٣-٨ الشواذ المناخية للإقليم المناخي البارد ذي الأمطار الصيفية Dw

The Climatic Anomalies for Cold with Summer Rain Climate

أمريكا الشمالية North America: فيما يتعلق بالطقس، فإن المناخ البارد الأمريكي يمكن تقسيمه إلى منطقة غربية هادئة أكثر جفافاً، ومنطقة شرقية عاصفة. كلا المنطقتين تعتبران ممر للمنخفضات الجوية، أحدهما من المحيط الهادئ والآخر من داخل القارة من الجنوب، ولكن المنخفضات من المحيط الهادئ هي فقط التي تؤثر على الإقليم الواقع إلى الغرب من خط طول ١٠٠° أو ١٠٥° غرباً. بالإضافة إلى ذلك، فإن المنخفض الجوي الذي يأتي من المحيط الهادئ يضعف كثيراً عندما يعبر الجبال الغربية ويصبح غير مؤثر نسبياً في إسقاط مطر.

الشرق العاصف والأكثر رطوبة إلى حد ما، فهو عرضة إلى كل من المنخفضات الجوية من المحيط الهادئ التي جددت نشاطها والمنخفضات الجوية التي تكونت داخل القارة. بالإضافة إلى ذلك، فإن هذه الاضطرابات تعمل في هواء أكثر رطوبة. نتيجة لذلك، فإن طقس الشتاء في المنطقة شبه القطبية من كندا أكثر اضطراباً، مع هبوب رياح عنيفة gales، وتساقط ثلوج كثيف، وتأثير تبريدي عالي للهواء. كل الوسط الشرقي من كندا يكون مجموع تساقطه السنوي أكثر من ٢٥٠ ملم، والجزء الذي يقع شرق خليج هدسون Hudson Bay أمطاره بين ٥٠٠ - ١٠٠٠ ملم.

صفة عامة لمناطق المناخ البارد الواقع على طول المنطقة المواجهة لهبوب الرياح على سواحل المحيطات أن تكون قمة التساقط فيها شتاءً. هذا هو حال السواحل الغربية لجزيرة لبرادور أو السواحل المواجهة للرياح والتي تقابل خليج هدسون. فهنا الهواء المتجمد القطبي الشمالي والذي يأتي من الشمال الغربي، يرافقه انفجار بالهواء القطبي ضد الإعصاري، الذي يدفئ ويتزود بالرطوبة فوق المياه المفتوحة للخليج في الخريف وبداية الشتاء. لذلك فإن تساقط غزير للثلوج يسقط من الغيوم التراكمية على الساحل المواجه لهبوب الرياح Wind Word. هذه التأثيرات تختفي فيما بعد في الشتاء، عندما تنقل مساحات الماء أو تختفي نتيجة الانجماد.

أوراسيا Eurasia: الطقس والمناخ البارد في أوراسيا إلى حد ما عكس طقس ونظام سقوط الأمطار في أمريكا الشمالية. فالجزء الغربي من المنطقة شبه القطبية لأوراسيا تكون أكثر رطوبة وأقل تطرفاً

في حرارتها، وذلك لاختفاء الجبال العالية التي يكون اتجاهها شمالي جنوبي، فيصبح تأثير الهواء القادم من المحيط الأطلسي واضحاً ولا يوجد ما يصدّه. في حين يكون انخفاض الحرارة في الوسط والشرق أكثر شدة وتكون أكثر جفافاً، وخاصة في فصل الشتاء. يتميز ساحل المحيط الهادئ، على كل حال، بالغيوم والبرودة، مع ضباب كثيف ورذاذ. الشتاء هنا أقل برودة مما هو في غرب الجبال. وهناك صفة لا يمكن إغفالها لمناخ البوريل Boreal في أوراسيا هي زيادة انتشاره على دوائر العرض كلما اتجهنا شرقاً، وهذا الانتشار يوازي زيادة القارية في المناخ (أنظر الخريطة المناخية).

المناخ القطبي

هو المناخ المتجمد لمعظم أشهر السنة أو لكلها. فهو حسبما حدده كوبن هو المناخ الذي تكون فيه الحرارة لأدنى شهر أقل من ١٠°م ويمكن أن تنخفض الحرارة كثيراً. وكما سبق وذكرنا فإن تحديد ١٠°م يتطابق تقريباً مع خط الأشجار الدائم، حيث بعدة لا يمكن للأشجار أن تنمو. ومن متابعة هذا الموضوع يتضح أنه من غير الصحيح تماماً أن يندم وجود الأشجار إذا انخفض معدل الحرارة الشهري لجميع الأشهر عن ١٠°م. ففي الجزر القطبية حيث لا ترتفع الحرارة عن ١٠°م، ولكنها بنفس الوقت لا تنخفض عن الصفر المؤوي طول العام، توجد أشجار كثيفة. وعليه استبعد بعض المهتمين بالمناخ هذه الجزر من المناخ القطبي. ويمكن القول أن خط الحرارة ١٠°م يمكن أن يخدم غرضاً تصنيفياً عضوياً Genetic للمناخ حيث أن المنطقة هذه هي منطقة نشوء الكتل القطبية P والمتجمدة cA وهي منطقة سيادتها طول العام كذلك. فكما المنطقة الاستوائية هي منطقة سيادة نوع واحد من الكتل هي المدارية أو الاستوائية، فإن هذه المنطقة هي منطقة سيادة نوع واحد من الكتل هي الكتل المتجمدة والقطبية. وهذا يدفعنا للقول أن هذه المنطقة هي منطقة الفصل الواحد، فالشتاء هنا طويل وبارد وشديد، ولا وجود للصيف بالمعنى المعروف، فصيف المنطقة يشابه ربيع الإقليم البارد D أو يشابه شتاء الإقليم المعتدل C، وعليه يصعب القول أن هناك صيفاً بمعنى الكلمة. فكما أن المناطق الاستوائية يسودها صيف دائم فإن هذه المناطق يسودها شتاء دائم. الفرق هنا أن المدى الحراري السنوي كبير جداً. ففي المناطق الاستوائية لا يوجد مدى حراري سنوي كبير حيث معظم الأشهر متشابهة، لكن المدى الحراري اليومي كبير. في حين أن هذا الإقليم يكون مداه الحراري السنوي كبير بينما يندم أو يقل المدى الحراري اليومي. ويتفرد هذا الإقليم بطول الليل أو النهار، فالليل هنا مستمر ويصل في القطبين إلى ستة أشهر، والنهار كذلك. ويقسم هذا الإقليم إلى إقليمين ثانويين وتكون درجة الحرارة صفرم هي الحد الفاصل بينهما.

Tundra Climate

٨-٤ مناخ التندرا ET

أدنى شهر أقل من ١٠°م ولكنه لا ينخفض عن الصفر المؤوي. وسمي بهذا الاسم نسبة إلى نوع النبات الذي ينمو فيه. يوجد هذا الإقليم حصراً في النصف الشمالي إذا استبعدنا الجزر القطبية التي تنمو فيها الأشجار. أما إذا اعتبرت هذه الجزر ضمن الإقليم فإن هناك منطقة في أقصى أمريكا الجنوبية تعتبر ضمن الإقليم. وغالباً ما يكون موقع الإقليم قريباً من البحار والمحيطات حيث يساعد ذلك على تحسين درجة الحرارة صيفاً لترتفع عن الصفر المؤوي. ويعتبر هذا الإقليم انتقالياً بين الإقليم البارد جنوباً والإقليم الدائم الانجماد شمالاً.

أبرز صفة لهذا الإقليم هو طول الليل شتاءً وطول النهار صيفاً. فبعد دائرة عرض ٧٠° شمالاً يصبح طول النهار شهرين، وكذلك الليل في الشتاء. وكلما تقدمنا باتجاه دائرة عرض ٩٠° شمالاً طال النهار في الصيف وطال الليل في الشتاء حتى نصل إلى القطب ليصبح النهار ستة أشهر صيفاً والليل ستة أشهر شتاءً. أن طول النهار في الصيف يسمح بوصول كمية كبيرة من الإشعاع الشمسي نظرياً. ولكن نظراً لوجود غطاء ثلجي في الإقليم وكذلك نسبة تغيم عالية، فإن الإشعاع الشمسي الممتص يكون قليلاً. فالمعروف أن الثلج ذا عاكسية عالية تصل إلى أكثر من ٨٠٪، وهكذا فإن ٢٠٪ من الإشعاع الشمسي الواصل فعلاً إلى الأرض سوف يمتص ولكن معظمه سوف يستخدم في إذابة الثلوج.

لهذا لا ترتفع درجة الحرارة عن الصفر المؤوي إلا في حزيران. ورغم أن الشمس مشرقة لأكثر من ٢٤ ساعة، فإن درجة الحرارة لا ترتفع عن ١٠°م إلا نادراً وبذلك يبقى المعدل الشهري للحرارة اقل من ١٠°م. وخلال فترة الشهرين أو الثلاثة التي ترتفع فيها الحرارة عن الصفر المؤوي فإن الثلوج تذوب لتسمح لنباتات التندرا بالنمو وهي عبارة عن أعشاب قصيرة وطحالب. أما في الشتاء فإن جنوب هذا الإقليم يشهد ليلاً مستمراً لشهرين ويزداد طول الليل إذا اتجهنا شمالاً. إن انعدام وجود الشمس مع ميلانها الشديد أن ظهرت يؤدي إلى خفض درجة الحرارة بشدة. فمنذ أيلول تبدأ درجات الحرارة بالانخفاض الشديد والسريع لتصل في الشتاء إلى -٣٨°م في ساجستر، سيبيريا و -٢٣°م في ابرنافك في جرينلاند وإلى -٣٩°م في يوركا في كندا (الجدول ٨-٤). وبذلك سجلت هذه المناطق معدل حراري سنوي منخفض ومدى حراري سنوي عالي جداً. فالمدى الحراري السنوي يصل إلى ٤٣°م في ساجستر وإلى ٢٨°م في ابرنافك، وإلى ٤٥°م في يوركا. أن هذا المدى الحراري السنوي العالي سببه انخفاض درجة الحرارة الشديد شتاءً. ومما يلفت النظر أن المدى الحراري اليومي يكاد أن يكون معدوماً أو قليلاً حيث لا يتجاوز ٣°م. والسبب في ذلك يعود إلى طول الليل أو طول النهار، وأن الشمس منذ شروقها إلى غروبها لا ترتفع عن الأفق Horizon في أفضل الأحوال عن ٤٣°، وبذلك لا يسود تدرج يومي في الحرارة. وإذا اعتبرنا أن هناك ربيع وخريف، فإن الخريف أدنى من الربيع. حيث أن الربيع يعقب شتاءً طويلاً قاسياً، وعليه فإن درجات الحرارة تستهلك في إذابة الثلوج لذلك ترتفع درجة حرارة الهواء ببطء. أما الخريف فإنه يتبع صيفاً ارتفعت فيه درجة الحرارة عن الصفر المؤوي والأرض خالية من الثلج مما يسمح باستغلال كل الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض لرفع حرارة الهواء. في الصيف وعندما تذوب الثلوج، فإن الحرارة لا تسمح إلا بإذابة القشرة الخارجية للتربة وتبقى طبقات التربة الأخرى متجمدة وهذا ما يسمى بانجماد التربة الدائم Permafrost، مما يؤدي إلى تكون مستنقعات صيفاً لعدم تمكن التربة المتجمدة من تسريب مياه الثلوج الذائبة بسبب ارتفاع الحرارة عن الصفر المؤوي. لذلك تكثر الحشرات الطائرة في هذا الفصل مما يجعل الحياة شبه مستحيلة.

الجدول ٨-٤ معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمناخ التندرا ET.

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
ساجستر	٣٧-	٣٨-	٣٤-	٢٢-	٩-	٠	٥	٣	١	١٤-	٢٧-	٣٣-	١٧-
	٣	٣	٠	٠	٥	١٠	٨	٣٥	١٠	٣	٣	٥	٨٤
ابرنافك	٢٢-	٢٣-	٢١-	١٤-	٤-	٢	٥	٥	١	٤-	١٠-	١٧-	٩-
	١٠,٠	١٠,٠	١٥,٠	١٥,٠	١٥,٠	١٥,٠	٢٥	٢٨	٢٥	٢٨,٠	٢٨,٠	٢٨,٠	٢٣٤
يوركا	٣٨-	٣٩-	٣٦-	٢٧-	٩-	٣	٦	٣	٤-	٢٣-	٣٠-	٣٧-	١٩-
	٢	٢	٣	٢	٤	٤	١١	١٦	١١	٥	٣	٢	٦٥

After: Trewartha

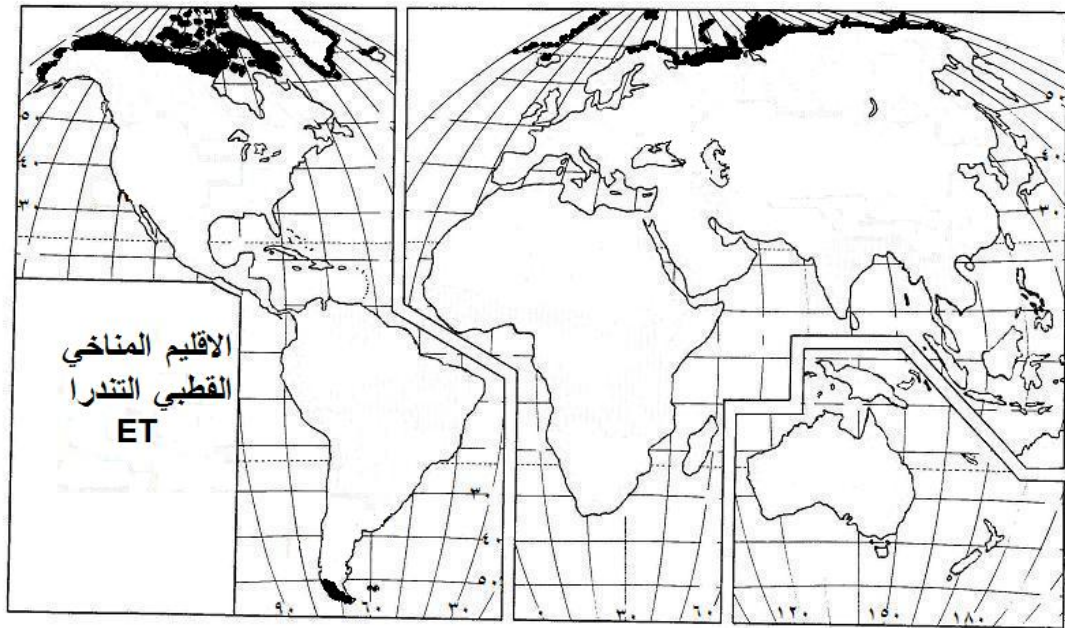
الضغط والرياح متباينة في الإقليم بين سنة وأخرى. فالمنطقة تخضع للضغط العالي القطبي Polar High وتمر بها بعض المنخفضات الجوية النشطة في أي وقت من السنة. والمعروف أن الضغط العالي القطبي يكون ضحلاً حيث لا يتجاوز ٨-١٠ كم في ارتفاعه. لذلك تسود الرياح الشرقية والشمالية الشرقية في نصف الكرة الشمالي، ولكن الرياح الغربية مازالت على ارتفاع معين هي السائدة. أن أصل الضغط العالي هنا حراري، حيث أن انخفاض درجة الحرارة يساعد على هبوط الهواء وتشكيل ضغط عالي دائم. لذلك فالميزان الحراري للإقليم يكون سالباً مما لابد من تعويض ذلك عبر نقل الطاقة من مناطق الفيض الحراري (المناطق الاستوائية والمدارية) وذلك عبر المنخفضات الجوية التي تسمح للكتل الهوائية المدارية بغزو المنطقة، وكذلك عبر التيارات البحرية الدافئة التي تنقل الطاقة بواسطة الماء. عندما يمر منخفض جوي قرب مرتفع جوي فإن ذلك يؤدي إلى انحدار ضغطي شديد يساعد على هبوب رياح شديدة السرعة. فالإقليم يشتهر بشدة رياحه التي تصل سرعتها أحياناً إلى ٢٣٠ كم/ساعة، كما أن الانحدار على السفوح يساعد على شدة سرعة الرياح. أن إعطاء

وصف كامل للدورة العامة في هذا الإقليم يصبح من الصعوبة بمكان، حيث أن المنطقة في جنوبها تخضع لضغطين عالين الأول فوق سيبيريا Siberian high والثاني فوق كندا Canadian high، وضغطين واطنين الأول فوق جزر الألوشيان Aleutian low والثاني فوق جزيرة أيسلندا Icelandic low. وبذلك من الصعب القول أن الرياح الشرقية هي السائدة، بل أن المرتفعات والمنخفضات الجوية يمكن أن تغزو المنطقة في أي وقت وأي فصل وتتوغل عميقاً في داخلها. لذلك فإن الشذوذ هو الصفة السائدة في طقس الإقليم.

أمطار الإقليم أو التساقط فيه قليل نسبة إلى الأقاليم الأخرى. يغزر التساقط في المناطق الساحلية بسبب وجود المصدر المائي لبخار الماء. التساقط هنا في الشتاء يكون على شكل ثلج جاف وفي الصيف على شكل مطر أو ثلج رطب. مصدر الأمطار دائماً المنخفضات الجوية. والتساقط قليل حيث أن معدلة ل ٥٠ محطة هو ١٨٠ ملم، أعلى محطة سجلت ٣٠٤ ملم، وأقل محطة سجلت ٧٦ ملم. فالتساقط في الإقليم متباين كثيراً، لذلك يمكن القول أن بعض المناطق خاصة في آسيا ذات التساقط القليل يمكن أن تصنف بأنها شبه جافة إلى شبه رطبة. بينما مناطق التساقط الغزير فيمكن أن تصنف بأنها مناطق رطبة. كل المحطات تقريباً كانت قمة التساقط فيها في الصيف، وهذا يفسر النشاط الكبير للمنخفضات الجوية صيفاً. فالمناطق الساحلية يمكن أن يكون تساقطها الغزير في نهاية الشتاء وهي فترة نشاط المنخفضات الجوية. أما المناطق الداخلية فتكون قمة تساقطها صيفاً. إن الثلج الجاف الساقط شتاءً هو الذي يستخدمه الاسكيمو Eskimo في بناء مساكنهم. ومن الصعب قياس كمية الثلوج الساقطة شتاءً وذلك لأنه يكون مصحوباً برياح شديدة مما يؤدي إلى تذرية هذا الثلج فيصعب فصل الثلج المتساقط عن الثلج الذي تحركه الرياح.

التوزيع الجغرافي للإقليم ET

كما أسلفنا فإن هذا الإقليم لا يتمتع بأنجماد دائم وإنما تذوب فيه الثلوج لبعض الوقت في الصيف. لذلك فإنه سيحتل الأطراف الجنوبية للإقليم القطبي القريبة من حدود المناخ البارد. ولما كانت هذه الأطراف في النصف الجنوبي كلها ماء فإن هذا الإقليم لا يظهر هنا إلا في جزر فوكلاند وأقصى أطراف أمريكا الجنوبية. أما في نصف الكرة الشمالي فيظهر على السفوح الجنوبية للمنطقة القطبية في كندا، كما يظهر في منطقة خليج هدسن وفي جزيرة بافن، وعلى سواحل جرينلند، والنصف الشمالي من أيسلندا، وفي شمال سيبيريا المحاذية للمحيط المتجمد الشمالي وفي جزر ألوشيان في المحيط الهادي (الخارطة ٨-٣).



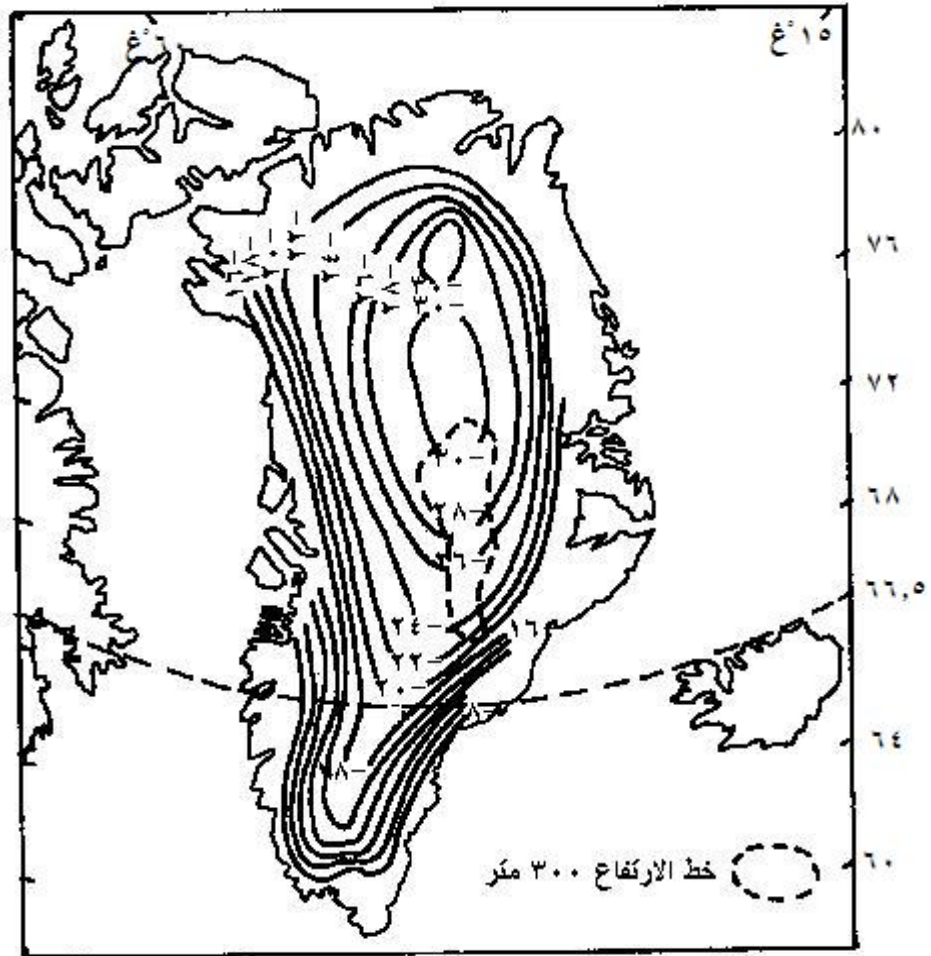
الخريطة ٨-٣: التوزيع الجغرافي لإقليم مناخ التندرا ET.

Ice Cape Climate

٥-٨ المناخ المتجمد EF

هذه المنطقة لا يتوفر عنها إلا القليل من المعلومات، حيث أن قسوة مناخها وخلوها من السكان يجعل المعلومات عنها لا تتوفر إلا من خلال البعثات العلمية. وعلى كل حال، فإن شروطها كما وضعها كوين هو أن لا تتجاوز درجة الحرارة لأي شهر من أشهر السنة الصفر المؤوي. فهذه المنطقة هي منطقة الانجماد الدائم، أي أن الثلوج تغطي سطحها طوال العام.

شكل الدورة العامة للرياح هنا مهم جداً في إلقاء الضوء على طبيعة مناخ هذا الإقليم. فالمنطقة الشمالية يظهر فيها هذا المناخ بوضوح في وسط كريينلند Greenland (الخريطة ٨-٤)، بينما في الجنوب فإنه يشغل معظم القارة القطبية الجنوبية Anta-arctic. في النصف الجنوبي، يحتل اليابس منطقة القطب وما حولها. وتتكون هذه القارة من هضبة محدبة في الوسط وتنحدر باتجاه الأطراف حيث يزيد ارتفاع وسطها عن ٤٠٠٠ م. في طبقة الستراتوسفير Stratosphere فوق القارة القطبية الجنوبية تظهر دورة إعصارية Cyclonic مع رياح غربية شديدة السرعة. هذه الدورة تضعف في الصيف مما يسمح بدخول هواء دافئ إلى داخل القارة من العروض الدنيا. على السطح يتشكل ضغط



الخريطة ٨-٤: المعدل السنوي لدرجة الحرارة في جزيرة جرينلند. المصدر: علي موسى

عالي ضحل Shallow لا يتجاوز ارتفاعه عدة مئات من الأمتار. ينتج هذا الضغط العالي من الانخفاض الشديد لدرجة الحرارة ومن السطح الثلجي. هبوط الهواء الناتج عن تبريد الهواء يكون انقلاب حراري على ارتفاع معين. ولأن سطح الهضبة محدب، فإن الضغط العالي المتشكل على السطح سرعان ما يتصرف عن طريق خروج هواء ينساب تحت تأثير الجاذبية Gravity على السفوح إلى أطراف القارة. ولولا هذا الانسياب للهواء فإن ضغط عالي حراري عميق سوف يتشكل فوق القارة

القطبية الجنوبية يؤدي إلى خروج موجات (كتل هوائية) باردة إلى العروض الدنيا. لذلك على السطح هناك رياح شرقية إلى جنوبية شرقية تبدأ خفيفة وتزداد سرعة على طول السفوح لتصل أحيانا إلى سرعة تزيد عن ٢٠٠ كلم/ساعة. تجرف هذه الرياح معها كميات من الثلوج لذلك يصبح من الصعب معرفة هل هذه الثلوج متساقطة من السماء أم إنها الثلوج التي تذروها الرياح.

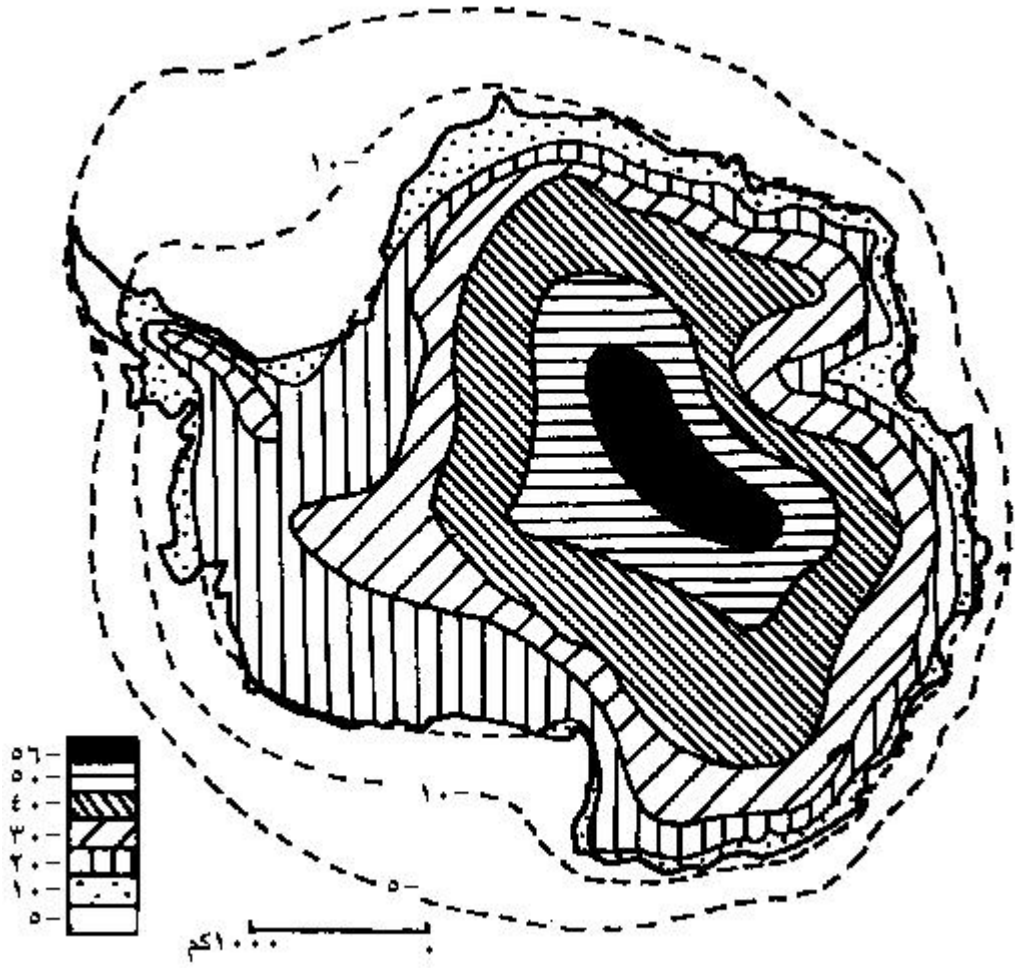
أما في نصف الكرة الشمالي، فإن المحيط المتجمد الشمالي لا يبرد بالدرجة التي تبرد بها القارة القطبية الجنوبية، كما أنه محاط باليابس من جميع الجهات تقريباً، واليابس البارد جداً الوحيد والمغطى بالثلوج هو جرينلاند ذات الامتداد الطولي وليس العرضي كما في القارة القطبية الجنوبية. لذلك فإن الدورة الإعصارية في الستراتوسفير فوق جرينلاند ليست مستمرة ولا دائمة كما هي فوق القارة القطبية الجنوبية بل تنقطع في الصيف وفي الشتاء، مما ينتج عنها خروج موجات هواء باردة باتجاه كندا وأوراسيا. أسفل هذه الدورة وعلى السطح، فإن السطح المحدب لهضبة جرينلاند يؤدي إلى عدم تركيز الضغط العالي، لذلك يبقى هذا الضغط ضعفاً وتخرج منه رياح تحت تأثير الجاذبية إلى السواحل. لذلك تكون الرياح الشرقية الخارجة من الضغط العالي الجنوبي والشمالي غير مستمرة أي متقطعة وضعيفة. وعلى أطراف هذه المناطق (جرينلاند والقارة القطبية الجنوبية) تتكون المنخفضات الجوية التي قد يستطيع بعضها من اختراق منظومة الضغط العالي الضحلة لتؤدي إلى التساقط.

الحرارة كما أسلفنا لا ترتفع عن الصفر المؤوي في الصيف، لذلك ليس هناك ذوبان للجليد. ففي الصيف يكون النهار لمدة ستة أشهر، ولكن أشعة الشمس مائلة لا يزيد ارتفاعها عن ٢٣° في مركز القطب، كما أن عاكسية الثلوج Albedo عالية، لذلك تبقى درجات الحرارة منخفضة. فقد سجلت القارة القطبية الجنوبية - ٢٨° صيفاً، وفي أسمت في جرينلاند سجلت - ١١° م، وفي الحوض القطبي الشمالي سجلت صفرم (الجدول ٨-٥). أما في الشتاء فدرجة الحرارة تنخفض في داخل القارة القطبية الجنوبية إلى - ٥٩° م، وفي أسمت إلى - ٤٧° م، وفي القطب الشمالي إلى - ٣٨° م. أما المعدل السنوي لدرجة الحرارة في جرينلاند فتتراوح بين - ٥° في أطرافها الجنوبية إلى - ٣٠° في وسطها (الخريطة ٨-٤). في حين يتراوح المعدل السنوي للحرارة في القارة القطبية الجنوبية بين - ٥° في الأطراف إلى - ٥٦° في الوسط (الخريطة ٨-٥). التباين الكبير في درجة الحرارة بين الصيف والشتاء يؤدي إلى ظهور مدى حراري كبير جداً. ففي القطب الجنوبي يكون المدى الحراري السنوي ٣١° م، وفي أسمت ٣٦° م، وفي القطب الشمالي ٣٨° م. أما المدى الحراري اليومي فهو معدوم لأن الشمس مشرقة خلال ٢٤ ساعة وتبقى على نفس ارتفاعها عن الأفق، أو مختفية خلال ٢٤ ساعة

الجدول ٨-٥ معدل درجات الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية للمناخ المتجمد EF.												
السنة	١٢	١١	١٠	٩	٨	٧	٦	٥	٤	٣	٢	١
المحطة	٢٩-	٤٠-	٥٤-	٥٨-	٥٧-	٥٧-	٥٩-	٥٩-	٥٩-	٥٩-	٥٩-	٥٩-
القطب الجنوبي	٢٩-	٤٠-	٥٤-	٥٨-	٥٧-	٥٧-	٥٩-	٥٩-	٥٩-	٥٩-	٥٩-	٥٩-
أسمت	٤١-	٤٧-	٤٠-	٣١-	٢٠-	١٦-	١١-	١٧-	٢٢-	٣٦-	٤٣-	٣٨-
القطب الشمالي	١٥	٥	٨	٥	٣	٣	٣	١٠	٨	١٣	١٣	٢٥
القطب الشمالي	٣٦-	٣٨-	٣٤-	٢٠-	١٤-	٢-	٠	١-	١١-	٢٤-	٢٨-	٣٠-
القطب الشمالي	١٠	٧	٢٦	٢٠	٤	١٣	١٣	٢١	٢٨	٢٣	٢٤	١٣

وبذلك لا يظهر تباين يومي للحرارة. وقد سجلت أدنى حرارة في هذا الإقليم كما في فوستك في ٢٤ آب ١٩٦٠ وكانت - ٨٨° م. ترتفع درجة الحرارة أحياناً في هذه المناطق عند مرور الجبهة الدافئة من المنخفض الجوي ثم بعد ذلك تعود لتنخفض بسرعة بعد عبور الجبهة.

التساقط في الإقليم صلب طول العام وقليل جداً. فالظروف كلها لا تساعد على التساقط، فالحرارة الشديدة الانخفاض، وكمية بخار الماء القليلة في الهواء، والضغط العالي، والانقلاب الحراري الواطئ Low temperature inversion، كلها عوامل لا تشجع على التساقط. ولكن التساقط أكيد موجود حتى يعوض فقدان من الثلج الناتج من تبخير بعض كمياته وكذلك عن طريق حركة الثلج على شكل ثلاجات إلى السواحل. معظم التساقط في الإقليم يعتقد أنه إعصاري ناتج من تسلل بعض



الخريطة ٨-٥: التوزيع الجغرافي للمعدل السنوي لدرجة الحرارة على القارة القطبية الجنوبية.

المصدر: علي موسى

المنخفضات الجوية التي تتجح في التسلسل إلى الإقليم. حيث يلاحظ أن نسبة التغييم في الإقليم عالية حيث تصل إلى ١٠/٦، كما أن عدد أيام التساقط مرتفعة حيث تصل إلى ٢٠٤ يوم في السنة، ولكن ناتج التساقط محدود. ففي دراسة عن أسمت، جرينلند وجد أن ناتج التساقط هو ٣٠٠ ملم ثلج أي ما يساوي ١١١ ملم ماء. أما في حوض القطب الشمالي فقد يصل إلى ما يساوي ٢٠٢ ملم ماء. أما في القارة القطبية الجنوبية فيصعب قياس كمية التساقط، لأنه وكما أسلفنا فإن اختلاط الثلج الذي تذروه الرياح بالثلج المتساقط يجعل من الصعوبة قياسه. لذلك فالتقديرات تجعل التساقط في وسط القارة لا يزيد عن ١٠ ملم في السنة بينما يرتفع على السواحل إلى ١٥٠ ملم.

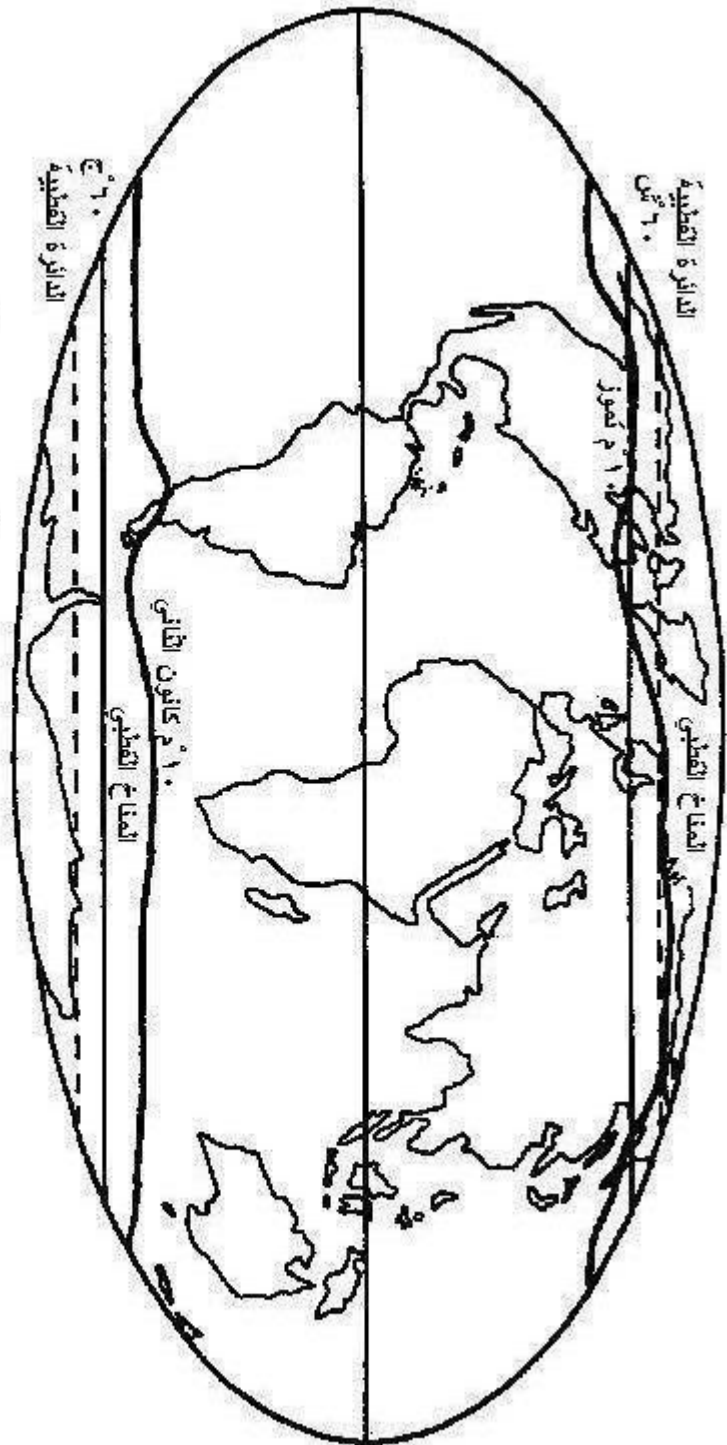
التوزيع الجغرافي للإقليم EF

أوسع امتداد للإقليم في نصف الكرة الجنوبي حيث يشغل كل القارة القطبية الجنوبية، كما يظهر في جرينلند عدا سواحلها، وكذلك في وسط حوض القطب الشمالي (الخارطة ٨-٦).

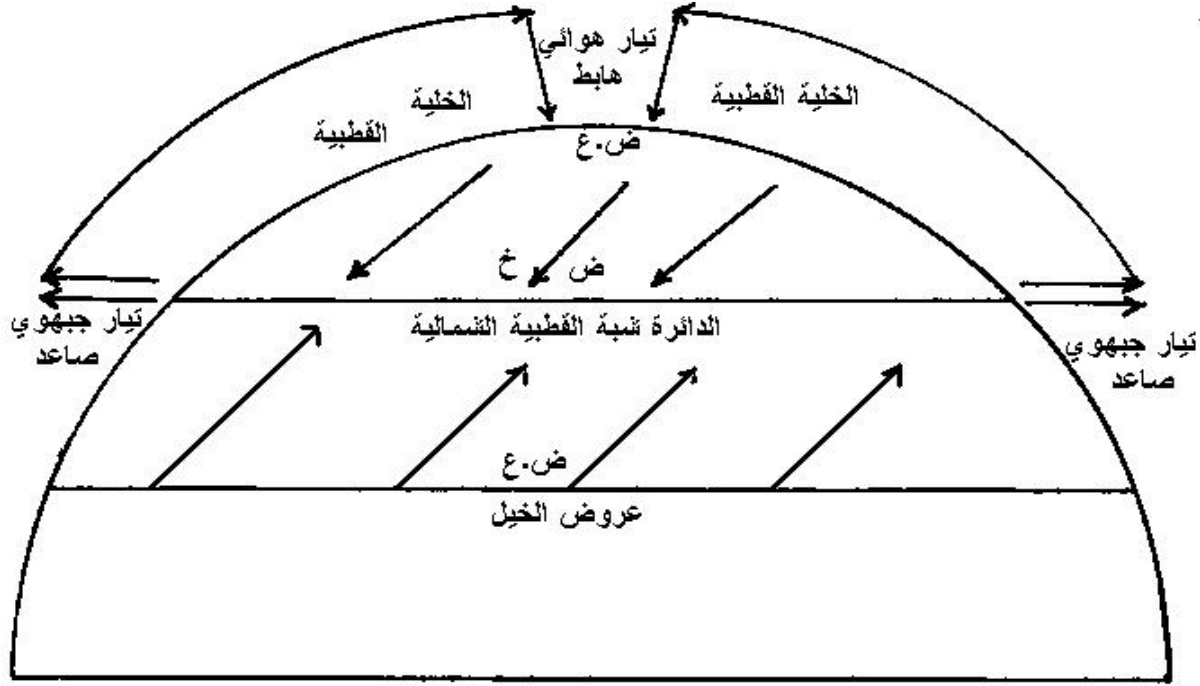
The Climate of Polar Cell

٦-٨ مناخ الخلية القطبية

الخلية القطبية هي اقل الخلايا استقراراً ووضوحاً. وهي الخلية الوحيدة التي يسود فيها على السطح عكس ما يسود فيها في الأعلى. فالهواء المتصاعد فوق المنطقة شبه القطبية والنااتج عن



الشكل ٨-٦: التوزيع الجغرافي للمناخ القطبي بنوعية المنجم EF والتقسيم ET.



الشكل ٧-٨: موقع الخلية القطبية من الكرة الأرضية.

التقاء الهواء المداري بالهواء القطبي مكوناً الجبهة القطبية، يسير على شكل رياح غربية في الأعالي متجهاً إلى القطبين. وفوق المنطقة القطبية يهبط هذا الهواء بفعل التبريد مكوناً ضغطاً عالياً ضحلاً Shallow high فوق المناطق القطبية (الشكل ٧-٨). هبوط الهواء فوق المناطق القطبية يتباين في مناطق هبوطه لأنه سيتبع البقع الأكثر برودة. ففي النصف الجنوبي يهبط هذا الهواء فوق القارة القطبية الجنوبية دائماً مكوناً ضغطاً عالياً ضحلاً. يتصرف الهواء من هذا الضغط العالي إلى أطراف المنطقة، وبذلك يصل إلى البحار المحيطة بالقارة القطبية الجنوبية. وعندما يكون من القوة ليعبر هذه البحار إلى القارات الجنوبية، فإنه سوف يقطع مسافة كبيرة فوق الماء الدافئ نسبة إلى درجة حرارة الهواء، لذلك يصل هذه القارات وقد تعدلت درجة حرارته وزادت رطوبته. لذلك من النادر أن تغزو استراليا وأفريقيا موجات برد شديدة كالتى نلاحظها في أوراسيا وأمريكا الشمالية. وبذلك لا تلعب الخلية القطبية الجنوبية دوراً واضحاً في التأثير على مناخ القارات الجنوبية.

في نصف الكرة الشمالي، تكون القصة مختلفة. ففي الشتاء وعندما تنخفض درجات الحرارة أكثر، فإن الهواء الهابط ينشط أكثر مكوناً مراكز للضغط العالي فوق شمال أمريكا الشمالية وشمال أوراسيا. هذان المركزان يصحبان قادريين على دفع كتل هوائية متجمدة شديدة البرودة إلى الجنوب ليصل تأثير بعضها إلى دائرة عرض ٣٠° شمالاً. لذلك يتوسع في الشتاء تأثير الخلية القطبية على حساب خلية روزبي وتصبح العروض الوسطى منطقة صراع بين الكتل المدارية والكتل القطبية والمتجمدة. إذ أن منطقة سيادة الكتل القطبية تصبح تحت سيطرة هذه الخلية طيلة فترة الشتاء (شمال دائرة عرض ٦٦°). وهنا لابد من الإشارة إلى نقطة مهمة جداً وهي أن الضغط العالي المتشكل فوق المنطقة تتخلله غزوات من المنخفضات الجوية المتكونة فوق المحيطات المجاورة (الضغط الواطئ اللوشى والأيسلندي) مما يؤدي إلى كسر حدة هذه المرتفعات الجوية ويساهم في التساقط الغزير على المناطق التي يغزوها. أما في الصيف، فإن الخلية القطبية تتراجع إلى الشمال وذلك بسبب تسخين اليابس. لذلك تضعف مراكز الضغط العالي ويتراجع هذا الضغط ليركز شمال دائرة عرض ٧٥° شمالاً وبذلك ينحصر وجوده فوق جرينلاند وبشكل أضعف فوق حوض القطب الشمالي. أن الضغط في مراكز الضغط العالي ونشاط المنخفضات الجوية يجعل من المستحيل أن تخرج كتل هوائية متجمدة أو قطبية نشطة إلى

الجنوب، لذلك يقتصر وجود هذه الكتل إلى حدود دائرة عرض ٦٠° شمالاً. وبذلك تصبح منطقة السيادة الدائمة لهذه الخلية هي حدود سيادتها الصيفية وتنحصر بين دائرتي عرض ٦٠-٩٠° شمالاً. الخلية القطبية يشغلها من الجنوب المناخ البارد الرطب Df وتنخفض فيها الحرارة كلما اتجهنا شمالاً ليتحول المناخ إلى ET ثم إلى EF. وبذلك لا ترتفع درجات الحرارة في هذه الخلية عن ٢٠° م. أما التساقط فيها فيكون معظمه على شكل ثلج شتاءً ومطر صيفاً عدا المناطق القطبية التي يبقى التساقط فيها ثلجاً. ويقل التساقط كلما اتجهنا شمالاً باستثناء المناطق الساحلية التي قد تشهد تساقطاً غزيراً. وجه الشبه بين هذه الخلية وخليّة هادلي أن كلاهما خلية الفصل الواحد، رغم أن طبيعة الفصل تختلف. فخليّة هادلي يسود ضمنها الصيف طول العام وفيها فائض حراري، بينما الخلية القطبية يسودها شتاء دائم وفيها نقص حراري. وأوجه الاختلاف بين الخليتين كثير حيث أنهما بالأساس متناقضتان. فالحرارة مرتفعة بشكل دائم ضمن خلية هادلي، بينما انخفاض دائم للحرارة ضمن الخلية القطبية. المدى الحراري السنوي صغير جداً ضمن خلية هادلي، بينما يكون كبيراً جداً ضمن الخلية القطبية. المدى الحراري اليومي مرتفع ضمن خلية هادلي، ومعدوم أو صغير ضمن الخلية القطبية. التساقط كله مطراً ضمن خلية هادلي، ومعظمه ثلوج ضمن الخلية القطبية. كما أن كمية التساقط غزيرة جداً ضمن خلية هادلي بينما تكون قليلة جداً ضمن الخلية القطبية. تزدهر الحياة النباتية ضمن خلية هادلي وتكون معدومة إلى محدودة ضمن الخلية القطبية.

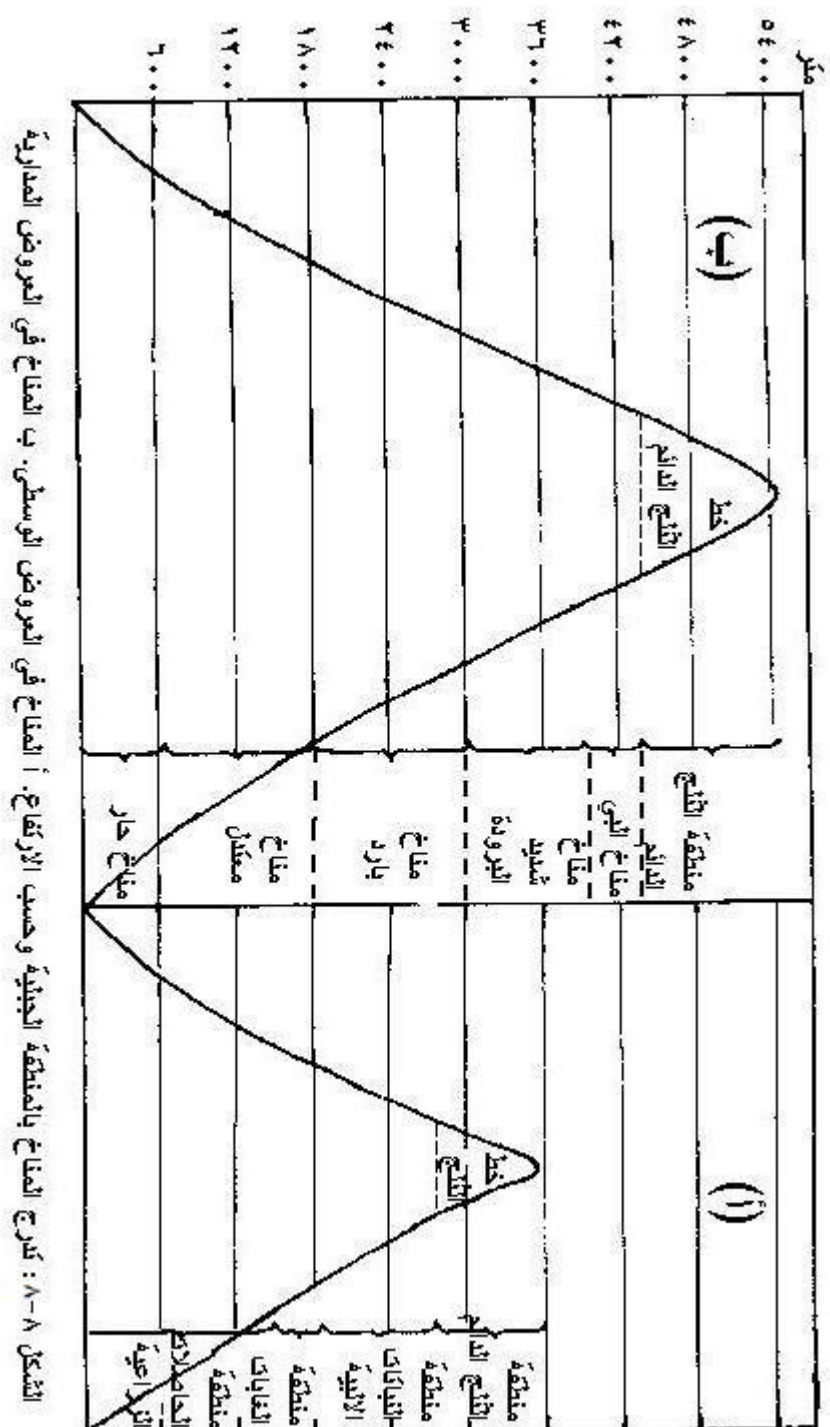
Height Climate

٧-٨ مناخ المرتفعات H

المقصود بالمرتفعات هنا هي السلاسل الجبلية الكبيرة الحجم والهضاب المرتفعة ذات التأثير على المناخ، فالجبال المنفردة أو حتى السلاسل الجبلية ذات الارتفاع أقل من ١٨٠٠ متر لا تدخل ضمن هذه المعالجة. حيث أن السلاسل الجبلية ضمن هذا الارتفاع ليس لها تأثير مناخي يؤدي إلى تغيير مناخ المنطقة الجبلية وجعله مختلفاً عن مناخ المنطقة المجاورة. لذلك تظهر الجبال غير المرتفعة في الخريطة ضمن إقليمها المناخي المجاور.

الجبال هي ثاني عامل مهم بعد توزيع الماء واليابس يؤثر على المناخ ويجعله مختلفاً عن المنطقة المجاورة السهلية، أو ضمن نفس دوائر العرض. فالارتفاع له تأثير كبير على جملة من العناصر. ولو كانت هذه الحقيقة هي الوحيدة في تأثير الجبال على المناخ لأصبح أمر معالجتها سهلاً، ولكن المناخ في الجبال يختلف في السلسلة نفسها، فهناك اختلاف بين سفوح السلسلة الجبلية، فالسفوح المواجهة للشمس Sun facing slop تختلف حرارتها عن السفوح المعاكسة للشمس Shadow، كما أن السفوح المواجهة للرياح Windward slop تختلف في كمية أمطارها عن السفوح التي تقع في ظل المطر Leeward slop. ويختلف تأثير الارتفاع على المناخ حسب دوائر العرض التي يوجد فيها، كما يختلف تعرض السفوح للإشعاع والمطر حسب ارتفاعها ودرجة عرضها.

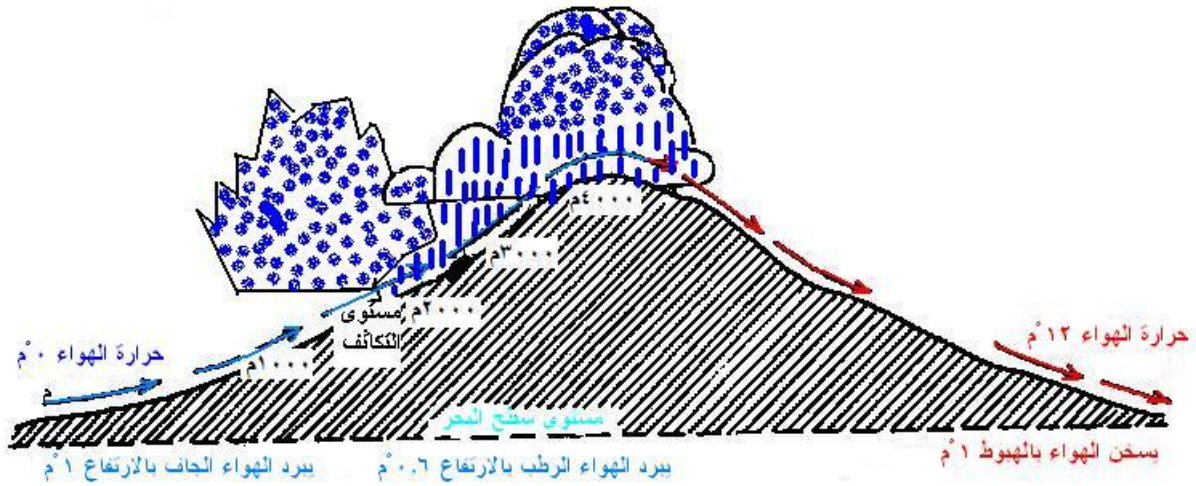
بالنسبة للدورة العامة ونظام الطقس والمناخ، فالسلسلة الجبلية تخضع لنفس دورة الضغط والرياح العامة للمنطقة التي توجد فيها السلسلة. فالجبال في المناطق الاستوائية تخضع لنظام الضغط الاستوائي ولنفس نظام حركة الرياح واتجاهاتها العامة والمدى الحراري وغير ذلك من مواصفات المناخ. ولكنها ستختلف عن المنطقة المجاورة لها إذا زاد ارتفاعها عن الحد الذي يخرجها من ذلك الإقليم المناخي. فمثلاً جبل مثل كلمانجارو في أفريقيا وعلى خط الاستواء، ويزيد ارتفاعه عن ٤٠٠٠ متر، فنجد المناخ الاستوائي Af يكون في قاعدته وإلى ارتفاع معين عندما نصل إلى الارتفاع الذي يخفض درجة حرارة ابرد الشهور عن ١٨° م. عند ذلك الارتفاع يتحول المناخ إلى المناخ المعتدل C، وعند الوصول إلى منطقة انخفاض الحرارة لشهر واحد عن ٣° م يتحول مناخ الجبل إلى المناخ البارد D، وعندما نصل إلى الارتفاع الذي تكون فيه حرارة أدنى شهر لا تزيد عن ١٠° م يتحول المناخ إلى المناخ القطبي E، حيث يظهر مناخ التندرا أولاً ثم خط الجليد الدائم (الشكل ٨-٨). يوضح هذا التسلسل في المناخ جملة أمور، فالمناخ الجبلي يأخذ نفس تسلسل مناخ السهول ولكن يفتقد مناخ الجبال إلى المناخ الصحراوي، أي باستثناء المناخ الصحراوي فإن التباين الأفقي للمناخ من خط الاستواء إلى القطب نجده في المنطقة الجبلية عمودياً. الفرق هنا أن المسافة الأفقية المطلوبة لتغيير



الشكل ٨-٨ : تدرج المناخ بالمنطقة الجبلية وحسب الارتفاع. أ المناخ في العروض الوسطى. ب المناخ في العروض المدارية

المناخ تكون كبيرة، بينما المسافة العمودية المطلوبة لتغيير المناخ تكون أقصر. الضغط الاعتيادي ينخفض بالارتفاع، حيث أن عمود الهواء يتناقص ارتفاعه فيقل وزنه، لذلك فقيمة الضغط الجوي على ارتفاع ٥٥٠٠ متر هي نصف قيمة الضغط عند مستوى سطح البحر. ويمكن للإنسان أن يعتاد على انخفاض الضغط لو عاش في المنطقة عدة أسابيع. فهناك عدد من المستوطنات البشرية التي يزيد ارتفاعها عن ٣٠٠٠ متر. هذا الانخفاض في الضغط بالارتفاع لا يؤثر على حركة الهواء العامة ولا يخلق وضعاً مختلفاً عن الجوار. يمكن للجبال أن تعدل من اتجاه الرياح، كما إنها تؤدي إلى خلق رياح محلية مثل نسيم الجبل والوادي. فهذا النوع من الرياح المحلية معروف في المناطق الجبلية ويلعب دوراً في تحديد طقس المنطقة. ففي المساء تكون قمم الجبال ابرد من قواعدها فتهبط رياح خفيفة على السفوح بحكم ثقلها إلى الوديان فتكون برکاً من الهواء البارد في هذه الوديان. أما في النهار فان التسخين الشديد لجوانب وقعر الوادي يؤدي بالهواء إلى التمدد والارتفاع إلى الأعلى.

توجد الجبال رياح محلية أخرى هي ألفوهن أو الشنوك Foehn or Chinook. وحقيقة هذا النوع من الرياح يعتمد على حقيقة أن الرياح تفقد طاقة بالارتفاع بسبب خفة الوزن والتمدد. ولكن فقدان الطاقة هذا يختلف بين الهواء الجاف والهواء الرطب. فالهواء يفقد ١°م كلما ارتفع ١٠٠ متر إذا كان جافاً، بينما يفقد ما معدلة ٠,٦°م كلما ارتفع ١٠٠ متر إذا كان رطباً، وذلك بسبب أن طاقة التكاثف المحررة تضاف إلى الهواء فتقلل من نسبة فقدانه للطاقة. فإذا افترضنا أن هواء درجة حرارته صفرم اضطر لتسلك سلسلة جبلية ارتفاعها ٤٠٠٠ متر، ومستوى التكاثف عند الارتفاع ١٠٠٠ متر. فالهواء المتسلك سيفقد حرارته بمعدل ١°م لكل ١٠٠ متر في الألف متر الأولى. أي أن الهواء عندما يصل إلى ارتفاع ١٠٠٠ متر ستكون درجة حرارته -١٠°م. في هذا الارتفاع يكون الهواء قد وصل إلى مستوى التكاثف، أي أن الغيوم ستشكل بعد هذا الارتفاع وبذلك يبدأ الهواء بفقدان ٠,٦°م لكل ١٠٠ متر ارتفاع. فالهواء المتكاثف يطلق حرارة كامنة تضاف إلى حرارة الهواء فتتباطأ سرعة فقدانه للحرارة. فإذا استمر الهواء بالارتفاع فان حرارته عند ارتفاع ٢٠٠٠ متر ستصبح -١٦°م، وعند ارتفاع ٣٠٠٠ متر ستكون -٢٢°م، وعند ارتفاع ٤٠٠٠ متر ستكون درجة الحرارة -٢٨°م (الشكل ٨-٩).



الشكل ٨-٩: كيفية تكون رياح ألفوهن أو الشنوك.

فان هبوط الهواء سيرفع من حرارته نتيجة التضاضط. ترتفع درجة حرارة الهواء بمعدل ١°م لكل ١٠٠ متر هبوط. فعندما يهبط الهواء ١٠٠٠ متر فان حرارته سوف ترتفع ١٠°م فتصبح -١٨°م. وعندما يهبط ١٠٠٠ متر أخرى تصبح حرارته -٨°م، وعندما يهبط ١٠٠٠ متر أخرى تصبح حرارته ٢°م، وعندما يهبط الهواء الـ ١٠٠٠ متر الأخيرة تصبح حرارته ١٢°م. وبذلك يكون الهواء قد اكتسب

١٢ م عن الهواء الأصل قبل تسلقه السلسلة الجبلية. لذلك فإن ارتفاع درجة حرارة الهواء في ألفوهن أو الشنوك ستختلف باختلاف ارتفاع الجبال واختلاف مستوى التكاثف، فكلما ارتفع الجبل أو انخفض مستوى التكاثف ارتفعت درجة حرارة الهواء الهابط أكثر. لذلك ليس غريباً أن تكون درجة حرارة رياح ألفوهن أعلى ب ٢٢ م من الهواء المجاور، ويمكن أن يحدث ذلك خلال فترة قصيرة كما حدث في كب، مونتانا حيث ارتفعت درجة حرارة الهواء ١٩ م خلال سبعة دقائق.

بالنسبة للحرارة، فللجبال تأثير كما أوضحنا قبل قليل على درجة حرارة الهواء. فالهواء الجاف يفقد ١٠ م لكل كيلومتر ارتفاع، بينما الهواء الرطب يفقد ٦ م لكل كيلومتر. لذلك تعتبر الجبال دائماً أقل حرارة من المناطق المجاورة لها. وهذه الصفة تكون مرغوبة في المناطق المدارية والمعتدلة الدافئة، وغير مرغوبة في المناطق الباردة والقطبية. لذلك يسكن الناس في المرتفعات في مناطق مثل اليمن وأفريقيا الاستوائية، بينما تصبح الجبال مهجورة في شمال أمريكا الشمالية وشمال أوروبا. انخفاض درجة الحرارة في الجبال يختلف بين سفح وآخر وحسب اتجاه السفح. فالسفوح الجنوبية في نصف الكرة الشمالي، والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي، يستلم طاقة شمسية أكبر من بقية السفوح لمواجهته الشمس طول النهار، بينما السفح الشمالي في نصف الكرة الشمالي، والعكس صحيح في نصف الكرة الجنوبي، لا يستلم أية كمية مباشرة من الإشعاع طول العام. كما أن كمية الإشعاع على الجبال تكون أكبر لقرب الجبال من الشمس، وفقدانها ليلاً أكبر لصفاء السماء. نتيجة الارتفاع تستلم الجبال أشعة فوق بنفسجية أكبر. كما أن درجة حرارة التربة تكون أكبر، حيث أن استلام كمية كبيرة من الأشعة الشمسية يرفع من درجة حرارة التربة. المهم بالنسبة للمناخ هو انخفاض الحرارة بالارتفاع. في المناطق المدارية يمكن تمييز أربعة أنواع من المناخ وحسب الارتفاع كما أسلفنا في المثال عن جبل كلماتجارو. وتقل هذه الأقاليم إلى ثلاثة في العروض الوسطى، وإلى إقليمين في العروض العليا.

المدى الحراري في المناطق المرتفعة وكما أسلفنا، يبقى كما هو لنوع المناخ الذي تقع فيه السلسلة الجبلية. فالمناطق المدارية ذات المدى الحراري السنوي الواطئ يبقى مداها الحراري السنوي واطئ مهما ارتفعنا وتغير المناخ إلى معتدل أو بارد (الجدول ٨-٦). أي أن المدى الحراري يعكس طبيعة الأرض السهلية التي تقع فيها هذه السلاسل الجبلية. وفي المناطق الجبلية يتكرر ظهور الانقلابات الحرارية الواطئة. فالهواء البارد الهابط ليلاً من الجبال إلى الوديان المجاورة يكون بحيرات من الهواء البارد ويكون الهواء الدافئ فوقها. لذلك هناك منظر اعتيادي يكاد يكون يومي في المناطق الجبلية وهو ظهور الضباب الإشعاعي Radiation fog في الوديان قبل شروق الشمس والذي يتبدد بسرعة بعد الشروق.

تعتبر الجبال حاجزاً حرارياً، فالسلاسل المرتفعة والتي تمتد فقط من الشمال إلى الجنوب تعطي تأثيراً حرارياً واضحاً. فجبال الهملايا تجعل الهند والباكستان أكثر حرارة من الصين وعلى نفس دوائر العرض. تمنع هذه الجبال تسلل الكتل الهوائية القطبية إلى جنوب هذه الجبال، كما تمنع توغل الكتل المدارية إلى شمال هذه الجبال. وهذا الأمر ينطبق على جبال الألب كذلك، حيث وسط وشمال أوروبا يختلف مناخياً عن جنوب أوروبا جنوب جبال الألب.

الجدول ٨-٦ معدل درجة الحرارة ومجموع الأمطار الشهرية والسنوية لمناخ المرتفعات H

المحطة	١	٢	٣	٤	٥	٦	٧	٨	٩	١٠	١١	١٢	السنة
بوغوتا	١٣	١٤	١٤	١٤	١٤	١٤	١٣	١٣	١٣	١٣	١٤	١٤	١٤
	٣٩	٤٨	٦٦	٩٦	١٠٣	٦٠	٤٨	٣٨	٥٣	١٥٧	١٤٠	٩٣	٩٤٢
كويتا	١٣	١٣	١٣	١٣	١٣	١٣	١٣	١٣	١٣	١٣	١٢	١٣	١٣
	٨١	٩٩	١٢٢	١٧٨	١١٧	٣٨	٢٨	٥٦	٦٦	٩٩	١٠٢	٩١	١٠٧٢
لونجبيك	٥-	٦-	٣-	١	٥	١١	١٣	١٣	٩	٤	١-	٤-	٣
	١٨	٣١	٥١	٦٩	٦١	٤١	٩١	٥٦	٤٣	٤٣	٢٣	٢٣	٥٤٨

After: Trewartha

أمطار الجبال تختلف عن أمطار المناطق السهلية المجاورة. فاضطرار الهواء إلى تسلق الجبال يساعد على تبريدها مما يؤدي إلى تكاثف بخار الماء فيها مما يؤدي على تنشيط سقوط الأمطار. زيادة سقوط الأمطار بالارتفاع ليس له قاعدة ثابتة لأنه يعتمد على توفر بخار الماء في الهواء. وعلى يمكن القول أن الأمطار تزداد بالارتفاع ولكن إلى ارتفاع معين حيث تقل قدرة الهواء على الاحتفاظ بالرطوبة كلما انخفضت درجة حرارته، وبذلك تبدأ عندها الأمطار بالتناقص بالارتفاع. وتكفي الإشارة إلى أن أغزر بقاع العالم أمطاراً هي المناطق الجبلية كما في تشيروبونجي في الهملايا، وفي جبال الانديز في كولومبيا. هذه الحقيقة تكون أكثر بروزاً في المناطق الجافة وشبه الجافة، حيث تظهر المناطق الجبلية عبارة عن جزر خضراء في وسط الصحراء القاحلة. فالارتفاع يؤدي إلى زيادة الأمطار في محيط جاف جداً أو شبه جاف مما يجعلها مختلفة عما حولها. وبرز مثال على ذلك جبال اليمن التي تبدو وكأنها جنة خضراء في وسط صحراء مترامية الأطراف.

الجبال تختلف أمطارها ضمن المنطقة الجبلية نفسها. فالسفوح المواجهة لهبوب الرياح أمطارها أغزر من السفوح المعاكسة لهبوب الرياح (ظل المطر Rain Shadow). فالرياح عندما تضطر لتسلك الجبال فإنها تتكاثف وتسقط أمطاراً على السفوح التي تواجهها، وعندما تعبر هذه الجبال فإنها تبدأ بالهبوط مما يكسبها حرارة فتتوقف عملية التكاثف فتصبح أقل مطراً. وتجب الإشارة هنا إلى أن الهواء العابر للجبال لا يبدأ الهبوط حال عبوره القمة وإنما يقطع مسافة بعد القمة ثم يبدأ بالهبوط. وما ينطبق على الأمطار ينطبق على الثلوج. أما بالنسبة إلى خط الثلج الدائم Snow line، فإن ارتفاعه يختلف حسب دائرة العرض، وحسب تعرض السفح للرياح، وحسب كمية الأمطار الساقطة. فخط الثلج مرتفع في المناطق الاستوائية والمدارية وينخفض كلما اتجهنا إلى القطب. كما أن خط الثلج أخفض على السفوح المواجهة للرياح من السفوح التي تقع في ظل المطر، وذلك لأن كمية التساقط تلعب دوراً في ارتفاع خط الثلج. ففي المناطق الغزيرة التساقط يكون خط الثلج منخفضاً بينما في المناطق القليلة التساقط يكون خط الثلج مرتفعاً. لذلك فأعلى خط للثلج ليس عند خط الاستواء وإنما على دائرتي عرض ١٥-٢٥ م شمالاً وذلك لغزارة الأمطار على خط الاستواء وقلتها في هذه العروض.

وأخيراً، فإن تبدلات الطقس اليومي سريعة في المناطق الجبلية مقارنة بالمناطق المجاورة. فيمكن للمرء في المنطقة الجبلية أن يرى الفصول الأربعة في يوم واحد، وهذا قول شائع بين سكان المناطق الجبلية. فالمساء بارد خاصة إذا كانت السماء صافية، ويستمر إلى بعد شروق الشمس. تزداد الحرارة في النهار مع ارتفاع الشمس في الأفق، وعند الظهيرة وبعدها تبدأ الغيوم بالتكاثر في السماء وقد يسقط المطر مما يؤدي إلى خفض واضح في درجات الحرارة، ثم تعود درجات الحرارة إلى الارتفاع بعد انقشاع الغيوم، ولكن الظل يبقى بارداً.

الفصل التاسع

التحديات المناخية

- ٩-١ تعريف وتحديد أسباب التبدلات المناخية
- ٩-٢ كيفية الكشف عن مناخ الماضي
- ٩-٣ المناخ عبر العصور الجيولوجية
- ٩-٤ نماذج التبدل المناخي
- ٩-٥ أثر التأثير الاسترجاعي على المناخ
- ٩-٦ أثر التبدل المناخي على مظاهر الحياة
- ٩-٧ التنبؤ بالمناخات المستقبلية

التبدلات المناخية

٩-١ تعريف وتحديد أسباب التبدلات المناخية

Definition and Factors Affecting Climatic Change

التبدل المناخي أو تغيير المناخ من المواضيع الجديدة التي حازت على اهتمام العديد من الباحثين في الآونة الأخيرة. حيث كان الاعتقاد السائد قديماً إن المناخ ثابت. ولذلك قال البعض إن الدورة المناخية التي أمدها ٣٠-٣٥ سنة تعطي معدلات ثابتة للمناخ. فالمعدل لعناصر المناخ حسب اعتقادهم هو عبارة عن تثبيت للتذبذب الحاصل في تسجيلات عناصر الطقس. لذلك فالحالات المسجلة لعنصر الطقس يصبح معدله هو المعدل المناخي الثابت لذلك العنصر. وعليه وكما ذكرنا ظهر مصطلح الدورة الكبرى للمناخ. ولكن لوحظ بعد أن تراكمت المعرفة وزاد اكتشاف المجهول المناخي، إن المناخ ابعده ما يكون عن الثبات. وهكذا بدأت محاولات معرفة مناخ الماضي لتكشف لنا عن مفاجآت كبيرة.

٩-١-١ تعريف التبدل المناخي *Climatic Change Definition*

التبدل المناخي هو التغيير الحاصل في عنصر أو مجموعة عناصر المناخ خلال الزمن. فمعدل الحرارة يرتفع في منطقة معينة مثلاً ويستمر في الارتفاع حتى يصل إلى مستوى معين، ثم يبدأ بالانخفاض والى أن يصل إلى مستوى معين كذلك، ثم يعاود الارتفاع. هذا الارتفاع والانخفاض في المعدل وخلال فترة طويلة من الزمن يسمى تبدل مناخي. وهذا الارتفاع أو الانخفاض في المعدل لا يمكن اكتشافه من خلال تتبع التسجيلات الحرارية لعناصر الطقس اليومية أو الشهرية ومعدلاتها. بل أنه حالة تكتشف من خلال استخراج المعدل السنوي المتحرك لدرجة الحرارة لعدد كبير من السنين يتجاوز أمانه سنة. والمعدل السنوي المتحرك يستخرج بأخذ معدل كل خمسة سنوات، ثم نتحرك سنة ونأخذ معدل السنوات الخمسة الأخرى وهكذا. وفي هذه النقطة لا بد من التمييز بين التبدل والتذبذب. فالتذبذب هو ارتفاع وانخفاض قيم العنصر حول معدله. فالمعدل كما هو معروف عبارة عن متوسط قيم العنصر، أي أنه رقم وسطي لمجموعة أرقام. فمثلاً المعدل الحراري ٢٥ م يمكن أن يكون متوسط ٣٠ م و ٢٠ م، أو متوسط ٣٥ م و ١٥ م، أو متوسط ٤٠ م و ١٠ م. أما التبدل المناخي فإنه ارتفاع أو انخفاض معدلات الحرارة لفترة طويلة من الزمن قد تزيد عن مئات السنين. فمعدل درجة حرارة مدينة بغداد مثلاً قد يكون ٢٣ م. ارتفاع هذا المعدل الطويل الأمد إلى ٣٠ م أو انخفاضه إلى ١٥ م كمعدل وثباته على هذا التغيير لفترة طويلة يعني تغيراً واضحاً في المناخ. فالتبدل يشترط الثبات على الارتفاع أو الانخفاض لفترة طويلة من الزمن قبل أن يبدأ بالتبدل من جديد. والتبدل لا يشترط التغيير في كل عناصر المناخ، علماً إن التبدل في عنصر واحد غالباً ما يتبعه تبدل في بقية العناصر.

من الصعب جداً التفريق بين التذبذب والتبدل. فليس هناك فترة زمنية محددة يمكن من خلالها التفريق بين المصطلحين. فعلى المدى القصير، يعتبر التذبذب هو الاختلاف المناخي بين سنة وأخرى أو شهر وآخر أو بين مجموعة سنوات وسنوات أخرى على أن لا تتعدى الثلاثين عاماً. أما التبدل فهو التغيير في معدلات المناخ الثابتة لأكثر من مائة عام. أما على المدى الطويل، فإن التبدل المناخي هو التغيير الكامل في معدلات معظم العناصر المناخية أو لنقل هو الانتقال من مناخ دافئ إلى مناخ جليدي أو من مناخ رطب إلى مناخ جاف. وفي هذه الحالة فإن الفترة الزمنية التي يستغرقها هذا التبدل واستمراره فترة طويلة يؤدي إلى ظهور تذبذب داخل هذه الفترة. فالمعروف لدينا أن هناك عصور دفيئة وعصور جليدية، وهذا تبدل مناخي. في داخل هذه العصور هناك

حالات تذبذب كثيرة، كأن يشتد الدفء أو يتناقص أو يشتد الجليد أو يتناقص، وهذا تذبذب طويل الأمد ضمن عصور التبدل الطويلة.

المهم الآن نحن نعلم إن المناخ ابعدها ما يكون عن الثبات، ومهما كانت المدة التي نستخدمها. فنحن نعلم وبثقة عالية إن المناخ قد تبدل في الماضي، وسوف يستمر بالتبدل، والأدلة على ذلك كثيرة. فالجليد في تقدمه وانحساره عبر العصور الجيولوجية دليل جيد على تبدل المناخ. وهناك دليل آخر هو ظهور نباتات معينة في بعض المناطق ثم اختفائها. كما إن الآثار التي وجدت في الصحاري وتشير إلى فترات مطيرة مرت بها هذه المناطق فهو دليل آخر لا يقل أهمية عن الأدلة الأخرى على تبدل المناخ. وهناك الكثير مما يمكن ذكره بهذا الصدد لإثبات إن المناخ قد تبدل في الماضي. ولما كان المناخ على طول الحقب الجيولوجية في تبدل، فماذا يمنعه في الاستمرار بالتبدل في المستقبل.

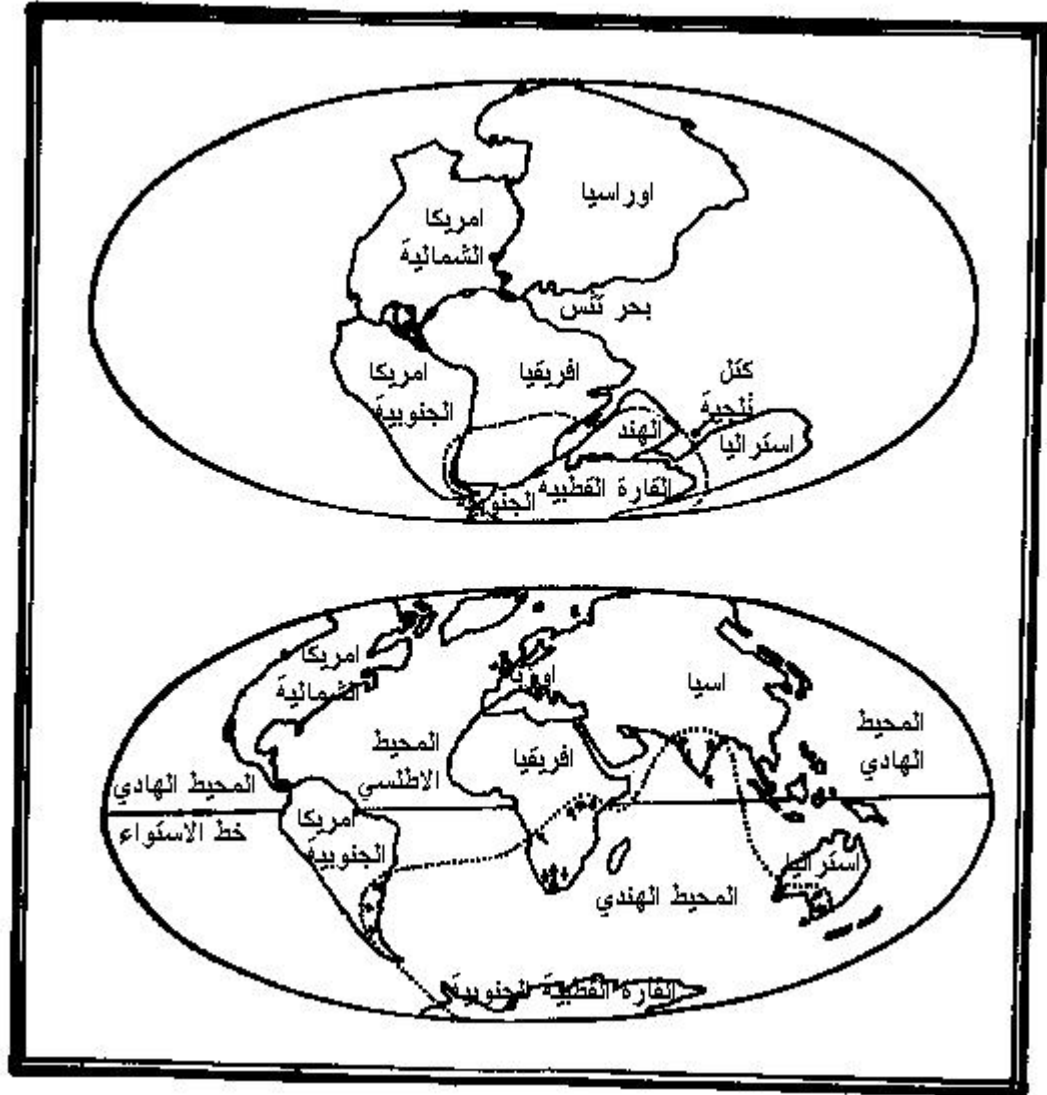
٩-١-٢ أسباب التبدلات المناخية *Factors Affecting Climate Change*

إن العامل الأساسي المتحكم بالمناخ هو الإشعاع الشمسي، واختلاف كمية هذا الإشعاع الواصل إلى أية منطقة يؤدي إلى اختلاف مناخها. لهذا يمكن للمناخ أن يتبدل لأسباب كثيرة. فالعوامل المؤثرة على الإشعاع ومن ثم في المناخ كثيرة، لذلك من الممكن أن يكون أي عامل منها سبباً للتبدل المناخي. حتى إن تفاعل هذه العوامل بمجموعها يمكن أن يكون سبباً إضافياً للتبدل المناخي. في الحقيقة لا يمكن اعتبار سبباً أهم من الآخر، ولكن يمكن أن يكون أي منها عاملاً منشطاً للتبدل المناخي، في حين يمكن اعتبار بعض العوامل مسببة لتبدل واسع كبير، بينما عوامل أخرى مسببة لتبدل محدود. وفيما يأتي النظريات التي عالجت أسباب التبدلات المناخية:

٩-١-٢-١ نظرية زحزحة القارات وحركة الصفائح

Plate Tectonic and Drifting Continents

تعتمد نظرية زحزحة القارات على أن القارات الحالية بتوزيعها الحالي لم تكن في مواقعها الحالية قبل ملايين السنين. حيث يعتقد فاكندر واضع النظرية أن اليابس كان يتكون من قارة واحدة هي بنجاليا، انقسمت هذه القارة بفعل عوامل عديدة إلى قارتين هما جندوانالند في الجنوب ولوراسيا في الشمال (انظر الشكل ٩-١). ونتيجة نفس العوامل، استمرت القارتين بالتكسر والتحرك حتى وصلت إلى توزيعها الحالي. هذا يعني إن قارات أو أجزاء منها كانت في عروض غير عروضها الحالية. فهناك أجزاء من قارة آسيا كانت في القطب الجنوبي ونتيجة تحركها وصلت إلى العروض المدارية. فشبه القارة الهندية كانت في العروض القطبية وهي الآن في العروض المدارية. والدليل على ذلك أن هناك مخلفات جليدية وجدت في أجزاء من شبه القارة في حين إن الزحف الجليدي في أوج تقدمه لم يصل إلى هذه العروض. كما أن هذه النظرية فسرت وجود آثار عصور جليدية قدر عمرها ب ٢٣٠ مليون سنة مضت في مواقع مدارية حالياً في أستراليا وأفريقيا وأمريكا الجنوبية. فالمعروف إن نوع المناخ يخضع لعروض المنطقة، وعلية فإن مناخ العروض المدارية يختلف عن مناخ العروض الوسطى وكذلك عن العروض القطبية. فإذا ما تحركت مناطق من عروض إلى أخرى فإن مناخها يتبدل، وب نفس الوقت فإن هذا التحرك ينتج عنه تبدل في طبيعة مناخ المنطقة التي تم التحرك إليها. فتتحرك القارات أو أجزاء منها يؤدي كذلك إلى تغيير في طبيعة التيارات البحرية التي كانت سائدة، وفي بعد المنطقة أو قربها من المسطحات المائية. كما إن اصطدام الصفيحة المتحركة بصفيحة موجودة في المنطقة أصلاً يؤدي إلى ظهور الجبال الالتوائية والتي تكون مرتفعة، وهذا بدوره يؤثر على مناخ المنطقة.



الشكل ٩-١: حركة القارات عبر العصور الجيولوجية حسب نظرية حركة الصفائح.

إن تطور نظرية زحزحة القارات إلى نظرية الصفائح قد ألقى ضوءاً جديداً على تفسير التبدلات المناخية. فالمعروف لدينا الآن أن الصفائح في حركتها المتعكسة أو المتقابلة تخلق واقعاً تضاريسياً جديداً. فعند اصطدام الصفائح تتكون الجبال الالتوائية، كما في جبال الألب، والهملايا، والانديز، والروكي. إن ظهور هذه الجبال وفي مواقعها الحالية قد أوجد في المنطقة مناخاً جديداً. فقد عزل مناطق عن التأثير البحري، وعرض مناطق إلى هبوب أنواع جديدة من الرياح لم تكن تألفها من قبل. كما إن المنطقة التي ارتفعت أصبح مناخها مختلفاً عما كان في السابق. أما في حالة افتراق الصفائح فإن الانكسار الناتج عن هذا الافتراق يؤدي غالباً إلى ظهور البحار، كما في البحر الأحمر، حيث إن المناطق المنخفضة الناتجة عن الانكسار سوف تغمر بالماء، ومعروف ما للماء من تأثير مباشر على المناخ. إن هاتين النظريتين إذاً تفسران التبدل المناخي الجذري أو الكامل. حيث أن حركة الصفائح وزحزحة القارات يؤثر وبشكل مباشر على التيارات البحرية الكتل الهوائية ودرجة الحرارة والأمطار وبقية عناصر المناخ الأخرى. وهما يحتاجان إلى وقت طويل لإكمال مهمتهما، حيث تقدر الفترة الزمنية بآلاف بل وملايين السنين.

٩-١-٢-٢ نظرية الغبار البركاني والغبار الذي يسببه الإنسان

Volcanic and Human Dust

هذه النظرية تعالج التأثير المباشر على الإشعاع الشمسي الواصل إلى أية منطقة عن طريق اعتراض طريق هذا الإشعاع والتقليل من كمية الواصل منه إلى الأرض. فالانفجارات البركانية يصاحبها دائماً انبعاث كمية كبيرة من الأتربة والدخان تقذف إلى ارتفاعات كبيرة قد تصل أحياناً وحسب شدة الانفجار إلى طبقة الستراتوسفير. وإذا ما وصلت هذه الأتربة إلى هذه الطبقة الخالية من بخار الماء فإنها ستبقى معلقة هناك ولفترة طويلة لعدم وجود الأمطار التي تساعد على إنزالها معها عند السقوط. فصغر حجمها يجعل تأثير الجاذبية الأرضية عليها ضعيفاً مما يسمح لها بالبقاء فترة تزيد على الثلاثة سنوات. لذلك تعمل هذه الأتربة على حجز جزء من الإشعاع الشمسي عن طريق الامتصاص والتشتت من الوصول إلى سطح الأرض. إن هذا الخفض في كمية الإشعاع الشمسي سيؤثر بشكل مباشر على درجة الحرارة وبالتالي ستتأثر جميع عناصر المناخ الأخرى. إن حجز كمية من الإشعاع الشمسي لفترة أكثر من سنة سيؤثر بشكل مباشر على تقصير فصل الصيف وإطالة فترة الشتاء. ولما كان التبدل المناخي يعمل وفق تغذية استرجاعية سنائية على شرحها لاحقاً، فإن هذا النقص في الإشعاع الشمسي قد يكون السبب المحفز للتبدل المناخي الشامل. أما في حالته الاعتيادية، فإن هذا النقص في الإشعاع الشمسي يؤدي إلى تذبذب مناخي مؤقت. إن انخفاض النشاط البركاني بين سنة ١٩١٥ و ١٩٦٣ قد أعطى دعماً لهذه النظرية حيث توافقت مع ارتفاع ملحوظ في معدل درجة حرارة الأرض. ولكن انخفاض درجة حرارة الأرض خلال عقد الأربعينات وبدون وجود نشاط بركاني كبير يتعارض مع منطوق النظرية، حيث إن الانخفاض في درجة الحرارة قد سبق استعادة البراكين نشاطها بحوالي ٢٣ سنة.

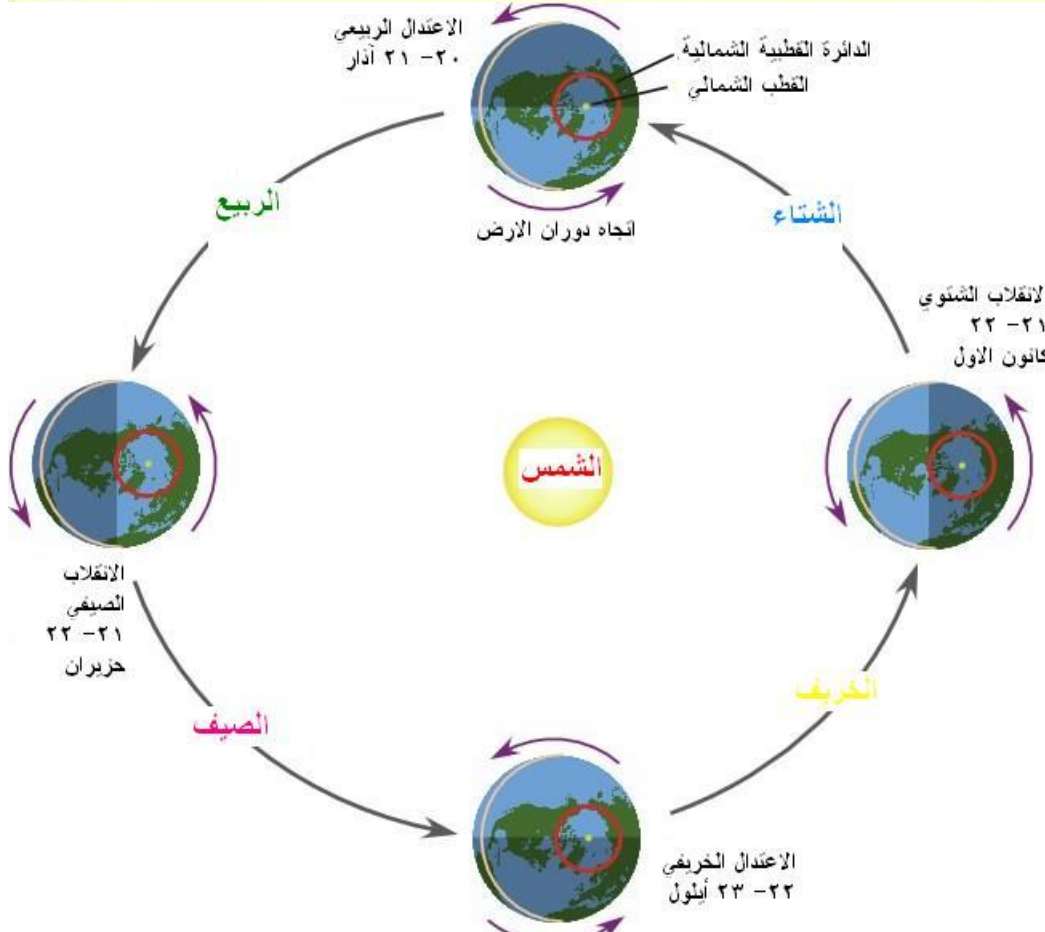
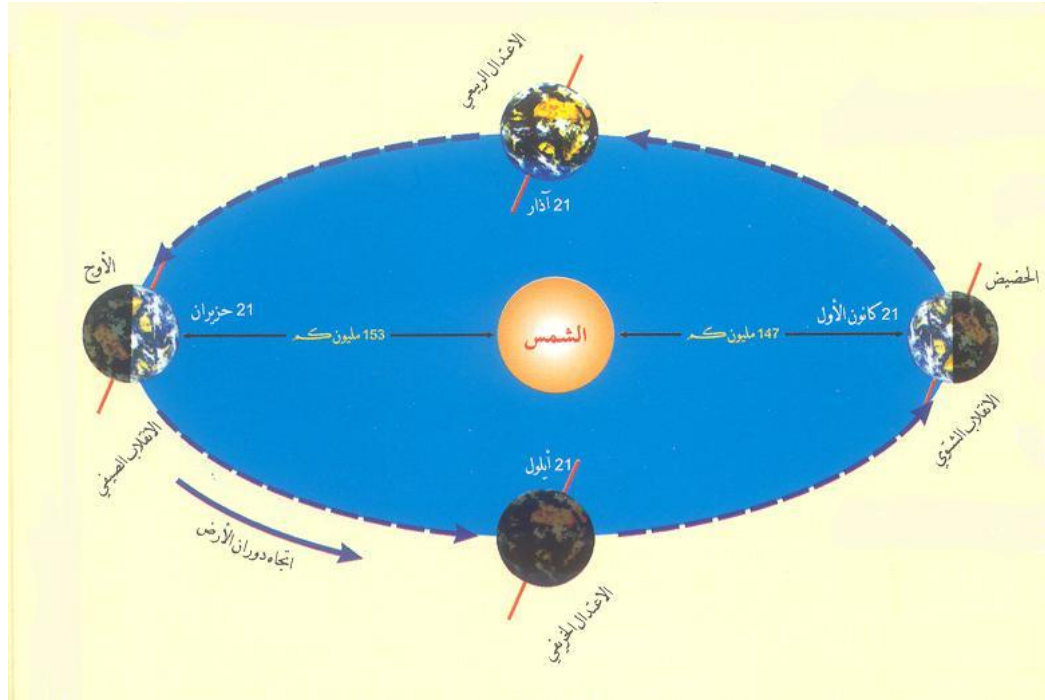
إن الانفجارات البركانية وازدياد عددها عادة يعد احد الأسباب المهمة للعصور الجليدية، ولكن بعض البحوث تشكك بهذه العلاقة. فقد بين آرثر هولمز عام ١٩٥٦ أنه لا توجد علاقة إحصائية بين فترات النشاط البركاني الكبيرة وبين حدوث العصور الجليدية، في حين بينت بحوث أخرى إن هناك علاقة. ففي دراسة اعتمدت على تحليل عينات أخذت من قاع المحيط تبين أن هناك نشاطات بركانية كبيرة خلال المليون سنة الماضية قياساً لفترة الـ ١٨ مليون سنة الماضية. وفي دراسة إحصائية لإيجاد العلاقة بين فترات النشاط البركاني والعصور الجليدية في آخر مليون سنة، وجد أن هناك علاقة إحصائية جيدة بين العصور الجليدية التي اكتسحت الأرض وبين زيادة فترات النشاط البركاني. يلاحظ من هذا الشرح أن الانفجارات البركانية يمكن أن تفسر التبدل المناخي خلال آلاف السنين.

هناك نوع آخر من الغبار المتطاير بسبب الأعمال الإنشائية، فبناء السدود لحجز المياه لاستعمالها للري أو لتوليد الطاقة الكهربائية، وشق الطرق في المناطق الجبلية يتطلب تفجير أجزاء من المنطقة بغرض تسويتها، خاصة إذا كانت المنطقة ذات صخور صلبة. هذا التفجير ينتج عنه تطاير كميات كبيرة من الأتربة تبقى معلقة في الهواء حتى تسقط الأمطار. كما إن الحروب القديمة والحديثة ينتج عنها تطاير كميات كبيرة من الأتربة في الهواء ناتجة من حركة الجيوش وفي الوقت الحاضر من التفجيرات الشديدة. كما إن حرق النبات والدخان الناتج عن حرق وقود السيارات والمعامل والذي ينتج التلوث Pollution يدخل ضمن هذا النوع. إن استمرار وجود هذه الكميات من الأتربة في الهواء والتلوث يقلل من كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض، مما يؤدي إلى خفض درجة الحرارة، التي بدورها قد تؤثر على بقية عناصر المناخ. ومن الواضح إن تأثير هذه الأتربة لوحدة لا يؤدي إلى تبدل مناخي إلا إذا رافقته عوامل أخرى، أما عمل هذا العامل منفرداً فإنه يؤدي إلى تذبذب مناخي قصير الأجل.

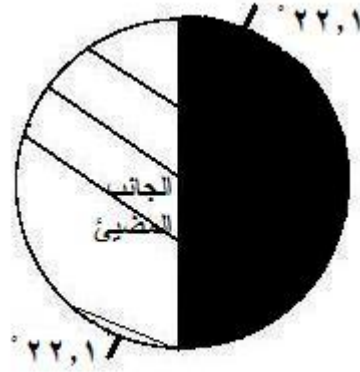
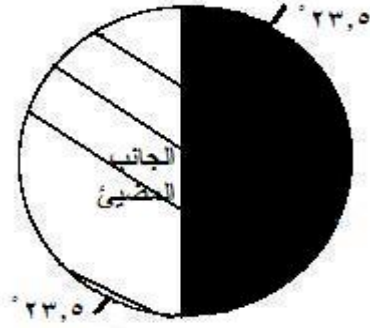
هناك مجموعة من النظريات الفلكية التي تشير إلى أن كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الأرض غير ثابت عبر العصور. فعلاقة الأرض بالشمس تحدد إلى مدى كبير نوع المناخ السائد. وموقع الأرض الحالي من الشمس هي التي حددت نوع المناخ الحالي السائد. واستناداً إلى هذه الحقيقة، فقد استفاد علماء المناخ من نظريات فلكية ظهرت في الأربعينيات من هذا القرن. وهذه النظريات التي وضعها مليون ميلان وكوفتش اليوغسلافي Milutin Milan Kovitch تشير إلى أن موقع الأرض من الشمس ليس ثابتاً، ويتغير بثلاثة طرق:

١ - الشكل البيضوي لدوران الأرض حول الشمس والشكل الدائري Eccentricity: تؤكد هذه النظرية أن الأرض تغير شكل دورتها حول الشمس بين الشكل البيضوي والشكل الدائري. ففي كل ١٠٠,٠٠٠ إلى ٩٠,٠٠٠ سنة يتغير شكل دورة الأرض من الشكل البيضوي إلى الشكل الدائري. ففي الشكل البيضوي للدوران تقترب الأرض من الشمس في كانون الثاني (يناير) فتصبح المسافة بينهما ١٤٧ مليون كم، وهذا ما يسمى بالحضيض. وتبتعد الأرض عن الشمس في تموز (يوليو) بمسافة ١٥٣ مليون كم، وهذا ما يسمى بالأوج (الشكل ٩-٢). ابتعاد الأرض عن الشمس في تموز يؤدي إلى تقليل الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض بمقدار ٦٪ في تموز (يوليو) عنة في كانون الثاني (يناير). أي أن صيف النصف الجنوبي يستلم طاقة أكثر ب ٦٪ من صيف النصف الشمالي. هذا النقصان في كمية الإشعاع الشمسي في تموز وزيادته في كانون الثاني يجعل صيف وشتاء النصف الشمالي أقل قسوة. وعندما يتغير شكل الدوران إلى دائري فإن الأرض تكون في نفس البعد عن الشمس في كل الفصول (الشكل ٩-٢). وبذلك ليس هناك فرق في كمية الأشعة الواصل إلى النصف الشمالي عن النصف الجنوبي في فصل الصيف لكلا النصفين. وبذلك يصبح الصيف الشمالي أكثر حرارة مما هو عليه الآن، في حين يصبح الشتاء الشمالي أكثر برودة مما هو عليه الآن. أما النصف الجنوبي فيصبح صيفه أقل حرارة مما هو عليه الآن، وشتاءه أقل برودة مما هو عليه الآن. بالرغم من أن هذا هو بحد ذاته تبدل مناخي، إلا أن ما يترتب على هذا التبدل قد يكون إشارة الانطلاق لعصور جليدية. فقد توصل الجيولوجيين إلى أن هناك دورة مناخية للعصور الجليدية أمدها ١٠٠,٠٠٠ سنة يعقبها فترة دفيئة مقدارها ١٠,٠٠٠ سنة. لذلك يعتقد العلماء إن ٤٥٪ من أسباب التبدل المناخي تعود إلى شكل دوران الأرض.

٢ - زاوية ميلان المحاور Obliquity: تتغير زاوية ميل المحور للأرض بين ٢٤,٤° و ٢٢,١° كل ٤١,٠٠٠ سنة. فزاوية الميل للمحور الآن ٢٣,٥°، ومناخ الأرض كما هو عليه الآن. فإذا زاد الميل للمحور وأصبح ٢٤,٤°، فإن الليل القطبي في المنطقة القطبية الشمالية على سبيل المثال والذي هو ستة أشهر، سيسود في دوائر عرض أدنى من الوقت الحاضر. أي إن الليل القطبي ولمدة ستة أشهر سينزل إلى الدائرة ٧٠° شمالاً (انظر الشكل ٩-٣). وبذلك فإن الغطاء الجليدي للأرض سوف يتسع ليشمل مناطق أدنى إلى الجنوب من خط الجليد الدائم الحالية. وهذا طبعاً سينطبق على القطب الجنوبي كذلك. أي أن الغطاء الجليدي على الأرض سوف يتسع، وقد يكون ذلك مقدمة لعصر جليدي، لأن عاكسية الأرض ستزداد ويقل الإشعاع الشمسي الممتص من الأرض. أما في حالة كون زاوية الميل تصبح ٢٢,١°، فإن الليل القطبي سيتقلص في القطبين، وبذلك ترتفع درجة حرارة القطبين عما هي عليه الآن. وهذا يعني تقلص الغطاء الجليدي الحالي وسيادة فترة دفيئة. إن أي تحرك في حدود أي إقليم مناخي يتبعه تحرك في حدود الأقاليم الأخرى، أي إن الأقاليم المناخية ستتحرك إلى جنوب مواقعها عند سيادة العصر الجليدي، وإلى شمال مواقعها الحالية عند سيادة الفترات الدفيئة.

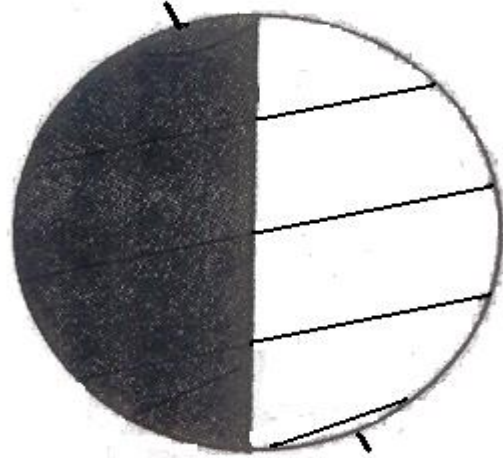
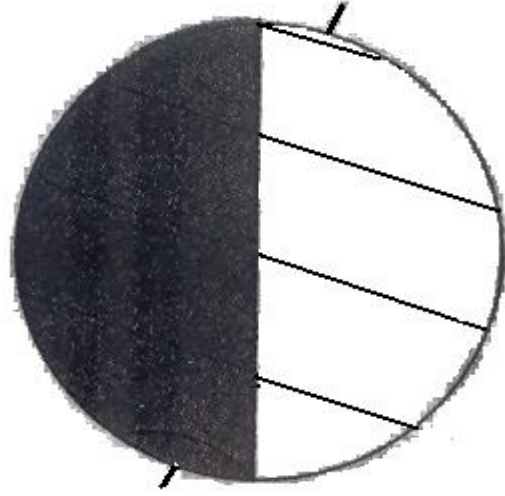


الشكل ٩-٢: الشكل الدائري والشكل البيضاوي لدوران الأرض حول الشمس، بعد الأرض عن الشمس في الشكل الدائري متساوي في كل الفصول.



الشكل ٩-٣: اختلاف زاوية ميلان محور الأرض. في الحالة الأولى الميلان الحالي، وفي الثانية بزاوية ٢٢,١ مما يقلص مساحة مناطق الليل القطبي، وفي الثالثة بزاوية ٢٤,٤ مما يوسع مساحة مناطق الليل القطبي.

٣- اتجاه ميلان المحور *Precession*: يتجه ميلان المحور في الوقت الحاضر إلى النجم القطبي. وفي كل ٢٦,٠٠٠ سنة يتغير الاتجاه إلى النجم فيكا، ليعود بعد ذلك إلى اتجاهه القديم. والنجم فيكا يقع في الاتجاه المعاكس لاتجاه النجم القطبي (انظر الشكل ٩-٤). ففي حالة اتجاه محور الأرض باتجاه النجم فيكا فان موعد الفصول سيتغير، فيصبح شتاء النصف الشمالي في تموز (يوليو) وصيف النصف الشمالي في كانون الثاني (يناير). فإذا كان شكل دوران الأرض ببيضوي، فسيتلاءم موقع الأرض في الحضيض مع صيف النصف الشمالي، مما يعني ارتفاع في درجة حرارة الصيف. أما شتاء النصف الشمالي فسيتلاءم مع فترة الأوج، مما يعني اشتداد برودة الشتاء. وهذا هو تغير مناخي واضح. أما النصف الجنوبي فان شتاءه سيكون أدفئ من الوقت الحاضر، وصيفة ابرد من الوقت الحاضر.



الشكل ٩-٤: اختلاف اتجاه محور الأرض، في الحالة الأولى وتمثل الوقت الحالي تتجه الأرض إلى النجم القطبي، وفي الحالة الثانية تتجه إلى النجم فيكا.

إن تأثير هذه النظريات على المناخ لا يقتصر على تأثيرها المنفرد، أي كل نظرية على حدة، وإنما يتعدى ذلك إلى تأثيرها مجتمعة. فلان مواعيد حدوثها مختلف، فان هناك مرتان يتغير فيها اتجاه ميلان المحور، وتتغير عندها زاوية ميل المحور. وبعد دورتان من تغير زاوية الميل يكون شكل دوران الأرض حول الشمس قد تغير. وهذا يعني أن يصادف كل ١٠٠,٠٠٠ سنة أن تكون الأرض قد مرت بفترات متطرفة وفترات غير متطرفة في علاقتها بالشمس. فيصادف أن يكون شكل الدورة بيضوي، وزاوية الميل ٢٤,٤°، وميلان المحور باتجاه النجم فيكا، وهذا أقصى تطرف يمكن أن تشهده الأرض. وبذلك يمكن القول إنه في حالة صحة هذه النظريات فان التبدل المناخي عبر العصور الجيولوجية يمكن تفسيره بسهولة.

إن هذه النظرية قد أعيد حسابها مرات عديدة من قبل مجموعة من الفلكيين، وقد تم تصحيح بعض الأرقام البسيطة فيها. لذلك تعد هذه النظرية لا غبار عليها. وفي دراسة لإيجاد علاقة بين الدورات التي اقترحها العالم الفلكي اليوغسلافي وبين العصور الجليدية والدفينة على سطح الأرض، فقد وجد أن هناك علاقة جيدة بين هذه الدورات الثلاث وبين التغيرات المناخية الكبيرة التي مرت على الأرض. وقد وجد إن للدورة الأولى أكبر الأثر في ذلك. حيث إن اختلاف شكل دورة الأرض من الشكل الدائري إلى الشكل البيضوي لها الأثر الكبير في التغيرات المناخية الكبيرة التي شهدتها الأرض، وإن الدوريتين الأخيرتين مسئولتان عن التذبذب الحاصل في مناخ كل فترة من الفترات.

إن عدم وجود تسجيل دقيق لتاريخ الأرض المناخي، أو عدم اكتمال هذا التسجيل في مناطق واسعة من الأرض، يجعل المشككين بهذه النظرية يطرحون فكرة أن الدراسات التي أوجدت العلاقة بين الدورات الفلكية وبين المناخ قد تكون مجرد صدفة. وقد طرح تساؤلاً خطيراً شكك كثيراً في جدوى هذه النظرية. وهذا التساؤل هو: لماذا لم تشهد الأرض في فترة طويلة من تاريخها عصوراً جليدية؟ أي لماذا اقتصر العصور الجليدية على الفترة الأخيرة من تاريخ الأرض؟ إن الجواب على هذا السؤال كان من أكبر التحديات التي وقفت حائلاً بوجه قبول هذه النظرية، ولكن ظهور نظرية زحزحة القارات قد أعطى جواباً لهذا السؤال من خلال القول إن مواقع معظم القارات كان خلال فترة طويلة من تاريخ الأرض في المواقع المدارية. ولما كان الزحف الجليدي لا يصل لأي من هذه المواقع، فقد اختفت مظاهر العصور الجليدية من هذه المناطق طالما كانت بمواقعها المدارية. ولم تظهر عليها آثار الزحف الجليدي إلا بعد أن تحركت هذه المواقع إلى العروض العليا والتي يصبح من الممكن أن يؤثر فيها الزحف الجليدي عندما يتغير المناخ باتجاه انخفاض في درجة الحرارة. بعد هذا التفسير، نشط الاهتمام من جديد بهذه النظرية. يبقى أن نذكر إن هذه النظرية يمكن أن تفسر التبدلات المناخية بآلاف السنين، ويمكنها أن تعطي تفسيراً مقنعاً عن التغيرات المناخية الكبيرة التي مرت على سطح الأرض. ولكنها بالتأكيد عاجزة عن تفسير التغيرات المناخية خلال مئات السنين.

Sun Spots

٩-٢-٤ نظرية البقع الشمسية

رغم قدم هذه النظرية إلا أن استخدامها يتجدد. ومفهوم هذه النظرية هو أن الشمس عبارة عن جسم غازي ملتهب، وتستمر الغازات في التهابها نتيجة الانفجارات النووية التي تحدث في الشمس والتي تكون مسئولة عن الطاقة الهائلة المنبعثة من الشمس. الانفجارات النووية هذه تؤدي إلى خروج السنة اللهب إلى بعد كبير عن السطح الخارجي للشمس وإلى الفضاء المحيط بالشمس. ولأن السنة اللهب هذه تبرد بسرعة عند ابتعادها عن السطح الخارجي، فإنها تبدو على شكل بقع سوداء للناسر إليها من الأرض. معنى ذلك إن كثرة هذه البقع يشير إلى نشاط شمسي كبير وقتها تشير إلى نشاط شمسي قليل. والنشاط الشمسي الكبير يعني انبعاث كمية كبيرة من الطاقة إلى الفضاء الخارجي، مما يعني وصول كميات أكبر من الطاقة إلى الأرض عندما تكون البقع كثيرة. ولما كانت قوة هذه الانفجارات تحدث بشكل دوري، فإن هناك فترة تكون فيها البقع قليلة وأخرى تكون فيها البقع كثيرة، وتقدر هذه الفترة بحوالي ١١ سنة. هذه المعلومات هي التي أغرت المناخيين في الماضي للاعتقاد بوجود دورة مناخية أمدها ٣٥ سنة.

في دراسة ظهرت في السبعينيات لفلكيين تبين أن الفترة الواقعة بين ١٦٤٥ و ١٧١٥ قد تميزت باختفاء البقع الشمسية. وفي دراسة ثانية، جرت محاولة لربط هذا الاختفاء للبقع بالمناخ الذي ساد أوروبا في تلك الفترة. وباستعمال نسبة تكرار الوهج القطبي أو نسبة كاربون ١٤ في حلقات الأشجار كمعبر عن فترات قلة أو زيادة النشاط الشمسي مع فترات انخفاض وارتفاع

درجات الحرارة. كانت النتيجة أن هناك توافقاً جيداً مع دورة الشمس. فقد مرت فترة على أوروبا من نهاية القرن السابع عشر إلى بداية القرن الثامن عشر سميت بالعصر الجليدي الصغير Little Ice Age. شهدت هذه الفترة انخفاض في درجة الحرارة يتطابق تماماً مع فترة اختفاء البقع الشمسية. وقد خلصت الدراسة إلى إن التغيير في النشاط الشمسي مسئول عن التغيير المناخي والذي قد يستمر بين ٥٠ إلى مئات السنين. ولكن السؤال الذي مازال مطروحاً هو كيف نوفق بين دورة ١١ سنة والتغير المناخي؟ حيث إن الدراسة السابقة لم تربط بين الدورة الشمسية والتغير المناخي. وفي محاولات عديدة بعضها نجح وبعضها فشل في إيجاد العلاقة بين البقع الشمسية والتبدل المناخي، فإن الباحثين مازالوا يبحثون عن طريق لربط الدورة الشمسية بالتغير المناخي. وفي محاولة من مجلس البحث العلمي الأمريكي في هذا المجال، ركز المجلس على أهمية تغيير طريقة البحث من استخدام الإحصاء (لأن نسبة التغيير في الإشعاع قليلة فلا يظهر تأثيرها في العلاقات الإحصائية) إلى البحث عن السبب أو الأسباب الفيزيائية التي يمكن أن يحدثها تغيير بسيط في كمية الإشعاع الواصل إلى الأرض على المناخ. معلومات البقع الشمسية يمكن ربطها بالتبدل المناخي عن طريق تذبذب كمية الطاقة الواصلة إلى الأرض. ولما كانت كمية الطاقة الواصلة إلى الأرض لا تختلف إلا بكميات قليلة بين النشاط العالي للشمس والنشاط الواطئ، لذلك نعتقد إن البقع الشمسية لا تؤدي إلى تبدل مناخي كبير إلا إذا تلاعب حدوثها مع عوامل أخرى. لذلك فإن أفضل ما يمكن للبقع الشمسية أن تحدثه هو تذبذب مناخي.

٩-٢-٥ نظرية ثاني اوكسيد الكربون Carbon dioxide Theory

النظرية الأكثر شيوعاً في الوقت الحاضر. ويستند مؤيدو هذه النظرية على إن غاز ثاني اوكسيد الكربون هو من غازات البيوت الزجاجية. أي أنه احد الغازات المسؤولة عن تسخين الأرض عن طريق قدرته على امتصاص الأشعة الأرضية الطويلة الموجة. ولولا وجود هذا الغاز لأصبح جو الأرض مشابهاً لجو القمر. يعمل غاز ثاني اوكسيد الكربون من خلال انه يسمح للأشعة الشمسية القصيرة الموجة أن تمر إلى جو الأرض من دون أن يستطيع امتصاصها، بينما يكون معتمداً أمام الأشعة الأرضية الطويلة الموجة فيقوم بامتصاص جزء كبير منها. وبهذه الطريقة يسخن الغلاف الغازي المحيط بالأرض. لذلك فإن زيادة نسبة هذا الغاز في الغلاف الغازي يزيد من إمكانية التسخين، أي أن زيادة كمية هذا الغاز تزيد من إمكانية امتصاص الطاقة مما يرفع من درجة حرارة الأرض.

إن كمية غاز ثاني اوكسيد الكربون في الغلاف الغازي ليست ثابتة. ويعود ذلك إلى نشاط الإنسان بالدرجة الأولى في الوقت الحاضر، وإلى النشاط الطبيعي في الحالات الاعتيادية. يتولد غاز ثاني اوكسيد الكربون من عمليات الاحتراق للنباتات والمواد النفطية وكل أنواع الوقود الأخرى. ويستهلك ثاني اوكسيد الكربون من النبات بالدرجة الأولى. ففي فصل الربيع والصيف في العروض الوسطى والعليا مثلاً، تقل نسبة ثاني اوكسيد الكربون في الجو، وذلك بسبب استهلاك النباتات والأشجار لنسبة كبيرة من هذا الغاز حيث يستعمل في التركيب الضوئي للنبات. بينما تزداد نسبة ثاني اوكسيد الكربون في الخريف والشتاء وذلك بسبب دخول كثير من هذه النباتات فترة سبات مما يوقف استهلاك هذا الغاز من قبلها، هذا في الأحوال الطبيعية. أما في الوقت الحاضر، فإن اعتماد الإنسان أكثر على الوقود أدى إلى اتساع استعماله بشكل متزايد مما أدى إلى ضخ كميات كبيرة من هذا الغاز إلى الغلاف الغازي. صحيح إن ارتفاع نسبة ثاني اوكسيد الكربون قد تنشط عملية التمثيل الضوئي للنباتات فتستهلك نسبة منه لتخزن من جديد في النبات، كما إن البحار والمحيطات تخزن جزءاً آخر. إلا أن الدراسات بينت إن نسبة ٥٠٪ من هذا الغاز

المولد عن طريق حرق الوقود يبقى في الغلاف الغازي. وبذلك قدرت النسبة التي أضيفت للغلاف الغازي بين سنتي ١٨٦٠ و ١٩٧٠ ب ١٠٪ من نسبة هذا الغاز في الهواء. وبذلك ارتفعت كمية الغاز في الهواء من ٢٨٥ جزء بالمليون إلى ٣٣٠ جزء بالمليون. والتوقعات تشير إلى أن الكمية سوف تتضاعف بحلول ٢٠٤٠. رافق هذه العملية تزايد قطع الغابات وخاصة في العروض الدنيا والاستوائية. أي أن الإنسان الحديث ونتيجة متطلبات التنمية قام بعملية مزدوجة، فهو يضخ كميات كبيرة من الغاز إلى الغلاف الغازي وبنفس الوقت يقطع جزءاً من رنة الغلاف الغازي المتمثلة بالأشجار وخاصة الغابات الاستوائية. هذه العملية أدت إلى زيادة نسبة ثاني اوكسيد الكربون في الغلاف الغازي من ٣٣٪ إلى ٤٤٪. وهناك الكثير من الدراسات الحديثة التي تشير إلى أن تضاعف كمية ثاني اوكسيد الكربون في الجو قد ترفع درجة حرارة المناطق الاستوائية إلى ٢ م. وهذا يصبح خطيراً جداً إذا علمنا أن حرارة المناطق القطبية الشمالية هي - ٦ م. أي إن صيف القطب الشمالي سيصبح صيفاً مؤوياً مما يؤدي إلى إذابة كميات كبيرة من الثلوج القطبية. ولك أن تتخيل نتائج إذابة هذه الثلوج. ما يهنا هنا هو اثر ذلك على التبدل المناخي. فمن الواضح إن استمرار زيادة ثاني اوكسيد الكربون في الجو سيؤدي إلى ارتفاع درجة الحرارة، أي إن العالم مقبل على استمرار الفترة الدفينة التي تمتع بها منذ أكثر من ١٠ آلاف سنة.

ما هو مستقبل مناخ الأرض في ضوء هذا التغيير المتوقع في نسبة ثاني اوكسيد الكربون؟ الجواب على هذا السؤال فيه الكثير من الغموض لان العلاقة الكاملة بين عناصر المناخ مازالت غير واضحة تماماً. وهنا يطرح تساؤلاً مهماً لعدد من الباحثين يعد من اشد الانتقادات التي وجهت إلى هذه النظرية: إذا كان لثاني اوكسيد الكربون هذا التأثير فلماذا شهد العالم في عقد الأربعينات من هذا القرن انخفاضاً جديداً في درجة الحرارة؟ وما زال هذا الانخفاض مستمر. إن بعض المؤيدين لهذه النظرية يرد بالقول انه لولا الكمية المرتفعة نسبياً لغاز ثاني اوكسيد الكربون في الجو لكانت نسبة الانخفاض في درجة الحرارة التي شهدها العالم أكثر شدة. في حين أن هناك أدلة أخرى تشير إلى أن ارتفاع درجة الحرارة مستمر، حيث أن ارتفاع منسوب البحر من القرن الأخير لحد الآن كان بمعدل ١٥ سم. في حين يرى عدد آخر من الباحثين إن ارتفاع الحرارة الناتج عن زيادة ثاني اوكسيد الكربون سيؤدي إلى زيادة التبخر مما سيرفع من كمية الغيوم. إن ارتفاع كمية الغيوم بنسبة ٦ ٪ فقط عن معدلها الحالي سيخفض درجة الحرارة بمعدل ٥,٠ م، وذلك لان الغيوم ستحجب جزءاً من الإشعاع الشمسي.

يتفق معظم الباحثين على أن درجة حرارة الأرض سترتفع بمعدل ١ م عام ٢٠٠٠ وبمعدل ٢ م عام ٢٠٤٠ إذا استمرت كمية ثاني اوكسيد الكربون بالارتفاع بنفس معدلها الحالي. وهذا ما دعا دول العالم للاجتماع في اليابان لتوقيع معاهدة كيوتو للحد من إنتاج غازات البيوت الزجاجية. وهنا يبدأ الخلاف في كيف سيكون مناخ الأرض إذا ارتفعت درجة الحرارة؟ فرفع درجة الحرارة سيؤدي إلى رفع درجة حرارة مياه المحيطات، مما سيؤدي إلى انخفاض قابليتها على خزن ثاني اوكسيد الكربون، وهذا سيحرر نسبة من الكربون المذاب فيها إلى الغلاف الغازي. كما إن تسخين المحيطات سيرفع من كمية بخار الماء في الهواء، وهو غاز يرفع من درجة الحرارة، وهذا سيعجل من رفع درجة الحرارة. في حين يرى البعض الآخر كما بينا في المثال السابق، إلى أن رفع درجة الحرارة قد يؤدي إلى رفع نسبة الغيوم مما يساعد على خفض درجة الحرارة.

هذه النظريات كما يبدو تعمل بشكل متناغم، ولهذا فإن موضوع التبدل المناخي يصبح أكثر تعقيداً مما نتصور من حيث إن عاملاً من عوامل التبدل قد يعمل على تعطيل أو تفعيل عامل أو بقية العوامل الأخرى. وهذا ما سوف نناقشه باستفاضة في مبحث التغذية الاسترجاعية. ما ينقصنا هنا هو معرفتنا بمناخ الماضي، هذا المناخ الغامض والذي من خلاله يمكن أن نعرف على

الأقل كيف عمل المناخ عبر العصور ليعطينا تصوراً عن كيفية عملة في المستقبل. ولما كان هذا الموضوع شائكاً، ولم يعطى الاهتمام الكافي في الماضي، فإن البحوث الحديثة بدأت بالاهتمام به، مما ألقى بعض الضوء ولو بشكل بسيط على هذا المناخ. وهذا ما سنحاول أن نلقي عليه الضوء في المبحث القادم.

٢-٩ كيفية الكشف عن مناخ الماضي

How to Detects Paleoclimate

للكشف عن مناخ الماضي، استخدم الباحثون في شؤون المناخ عدة طرق من أهمها:

١-٢-٩ الأثر الجيولوجية *Geological Trace*

لأن الأرض عبر تاريخها الجيولوجي قد مرت بتبدلات مناخية، فإن هذه التبدلات تركت لنا أثراً استطعنا من خلالها الاستدلال على هذه التبدلات المناخية. فالمعروف أن لكل مناخ أثاره المختلفة بسبب اختلاف العناصر المناخية المهيمنة أو الفاعلة في ذلك المناخ. فمثلاً يترك لنا المناخ الصحراوي الكثبان الرملية وقلة أو انعدام النبات. بينما المناخ المتجمد يترك لنا أثار الزحف الجليدي وما يخلفه من طريقة خاصة بالتعرية والإرساب. أما المناخات المعتدلة الرطبة فلها أثارها كذلك، حيث تتميز بسيادة الغابات وظهور التربة السمكية بالإضافة إلى النشاط النهري الواضح. أما المناخ الاستوائي فهو الآخر يترك أثراً مميزة مثل بقايا الأشجار الاستوائية الضخمة، ونوع التربة المميز. إن سيادة مناخ معين لفترة طويلة في منطقة معينة سيترك أثراً في تلك المنطقة، هذه الآثار سوف تختلط بالضرورة مع أثار المناخ الجديد الذي ساد في المنطقة. ففي قارة أوربا، وهي القارة التي درست أكثر من غيرها، ظهرت لنا أثار عصور جليدية وصل فيها الجليد إلى منتصف القارة. وفي أمريكا الشمالية، تجاوز الجليد الحدود الكندية الحالية ووصل في بعض الأحيان إلى جنوب الولايات الشمالية في الولايات المتحدة الأمريكية الحالية. الدراسات الجيولوجية في هذا المجال ما زالت حديثة وتحتاج إلى جهود متواصلة لتغطية الموضوع بشكل كامل. نحن نعرف الآن من خلال الدراسات الجيولوجية أن الأرض مرت بعدة عصور جليدية، بل توصل العلماء إلى أن الأرض تتعرض إلى عصر جليدي أمدته ١٠٠ ألف سنة، يليه عصر دفيء أمدته ١٠ آلاف سنة. كما نعرف المديات التي امتد إليها الجليد، ولكننا لا نعرف الكثير من تفاصيل مناخ المناطق المعتدلة. نحن نعرف الآن على سبيل المثال إن العصور الجليدية يصاحبها تقلص في نطاق المناخ الصحراوي، مما يجعل النطاق الصحراوي الحالي يتقلص كثيراً في حالة سيادة العصر الجليدي. كما نعرف أن العصر الدفيء، يصاحبه توسعاً في النطاق الصحراوي. هذه المعطيات تحتاج إلى استمرار البحث فيها للوصول إلى تصور أفضل عن مناخ الماضي. إن هذه الطريقة تكشف التبدل المناخي الطويل الأمد، أي التبدل عبر آلاف السنين.

٢-٢-٩ طلع النباتات *Plant Pauline*

جميع النباتات حبوب طلع تنتج سنوياً. إذا ما تجمعت حبوب الطلع هذه في بحيرة أو قاع بحر فإنها ستكون على شكل طبقات تعبر عن فترة زمنية طويلة. كمية ونوعية حبوب الطلع المتجمعة في قاع البحيرة تعبر عن نوع وكثافة النبات السائد في تلك الفترة. والحقيقة يعتبر هذا الأسلوب هو الأفضل في الكشف عن مناخ الماضي، حيث أن النبات معبر جيد عن نوع المناخ. فكل ما نحتاجه هو معرفة المناخ المطلوب لنمو نوع معين من النبات، وهذا أصبح متيسراً الآن. ورغم

إن دراسات من هذا النوع ما زالت في بداياتها، إلا أنها حققت نجاحاً جيداً شجع الباحثين على الاستمرار في هذا المضمار. حيث يمكن لهذا الأسلوب أن يكشف لنا عن مناخ حقبة زمنية طويلة تتعدى آلاف السنين.

٣-٢-٩ عينات من ثلوج المناطق القطبية *Polar Ice Samples*

أخذ عينة من ثلوج المناطق القطبية تساعد على معرفه المناخ. فلو أخذنا عينة طويلة من ثلوج المناطق القطبية، فإن الطبقات الثلجية التي تتكدس في المنطقة سنة بعد أخرى تحصر معها أنواع من الغازات. ومن خلال تحليل هذه العينات يمكن استنتاج مناخ تلك الحقبة من خلال معرفة نسبة الأوكسجين ١٦ إلى نسبة الأوكسجين ١٨ أو من خلال مقارنة نسبة الهيدروجين والهيدروجين الثقيل، أو من خلال اختلاف نسبة ثاني اوكسيد الكربون.

٤-٢-٩ حلقات الأشجار *Trees Rings*

أسلوب آخر للكشف عن مناخ الماضي، يتمثل في دراسة حلقات الأشجار. فالمعروف إن حلقات الأشجار تتكون بشكل منتظم إذا كان المناخ ملائماً لنموها، وإذا تذبذب المناخ فإن حلقات الأشجار يصيبها التشوه. لذلك فإن دراسة حلقات الأشجار المعمرة يعطي فكرة جيدة عن مناخ حقبة تزيد عن أمانه سنة. أي إن هذا الأسلوب يستخدم في الكشف عن التذبذب المناخي أكثر من استخدامه في الكشف عن التبدل المناخي.

٥-٢-٩ مواعيد الفيضان والزراعة والحصاد *Flood and Harvest Times*

سجل الصينيون منذ القديم مواعيد الفيضانات ونوعية مواسم الزراعة والحصاد وكذلك مواعيد انجماد البحيرات مما يعني أنها معلومات مناخية مهمة يمكن الاعتماد عليها لمعرفة مناخ الماضي. ولكن مشكلة هذه المعلومات أنها تعود فقط للاف الثاني قبل الميلاد.

٦-٢-٩ التراث الفني والفكري *Arts and Thought Heritages*

إن دراسة التراث الفني والفكري للإنسان يمكن أن يعطي فكرة جيدة عن مناخ الماضي. فالحضارة البشرية عمرها أكثر من خمسة آلاف سنة، وبذلك فإنها تغطي فترة زمنية جيدة. خلال هذه الفترة ترك لنا أسلافنا العديد من الأمور التي يمكن استخدامها. فقد ترك لنا الصينيون تسجيلات دقيقة عن فترات الفيضان في الصين، وقد بدأت هذه التسجيلات منذ آلاف الثاني قبل الميلاد. كما ترك لنا إنسان الكهوف بعض الرسوم المعبرة مثل رسومات الحيوانات والنباتات السائدة. وفي عصر النهضة الأوروبية، خط بعض الفنانين الانطباعيين لوحات لمناطق معروفة اختلف شكلها كثيراً عن الشكل السائد حالياً.

هذه الأساليب بالإضافة إلى أساليب أخرى أقل أهمية، بالإضافة إلى التسجيلات المناخية ذات العمر القصير نسبياً، حيث لا يتجاوز عمر التسجيلات ٣٠٠ سنة، كل هذه الأدوات يمكن استخدامها لبناء تصور جيد عن مناخ الماضي. ورغم إن هذه الدراسات ما زالت حديثة، إلا أن بعض الباحثين تمكن من أن يبني ولو بشكل بسيط تصوراً عن مناخ الماضي. هذا التصور يبدأ بعموميات للفترات الموعلة في القدم، وتزداد تفاصيله كلما اقتربنا من العصر الحالي. إن بناء تصور شامل عن مناخ الماضي ليس بالشيء السهل ولكنه كذلك ليس مستحيلاً. وهذا ما سنبحثه في المبحث التالي.

٣-٩ المناخ عبر العصور الجيولوجية Paleoclimatology

ليس من السهل وصف أو تركيب مناخ الأرض في الماضي، لأن التسجيلات المناخية كما تقدم ذكره عمرها قصير جداً. وكما اشرنا سابقاً، لما كان مناخ الماضي يعتمد في كشفه على أمور معقدة بعض الشيء، فإن مناطق كثيرة في العالم لم يأخذ منها نماذج لتحليل مناخها. وما متوفر لدينا حالياً يعطي صورة مقطعة وغير متصلة للمناخ في الماضي الطويل جداً. وسنحاول في هذا المبحث أن نلخص آخر ما تم التوصل إليه بهذا الصدد.

١-٣-٩ المناخ في العهد الجيولوجي الأول Precambrian

يقدر عمر الأرض بحوالي ٥,٤ بليون سنة. ويقسم الجيولوجيون هذه الفترة إلى قسمين رئيسيين: ما قبل الكامبري Precambrian والكامبري Cambrian. الحد الفاصل بين الفترتين هو ٥٧٠ مليون سنة قبل الوقت الحاضر. السبب في هذا التقسيم يعود إلى الاعتقاد السائد إن الحياة بدأت مع الكامبري أي قبل ٥٧٠ مليون سنة. ولو إن الدراسات الحديثة تبين إن الأرض قد شهدت حياة قبل هذا التاريخ بكثير. بل إن البعض يعتقد الآن إن الحياة بدأت على الأرض تماماً في الوقت الذي بردت فيه بما يكفي للسماح للحياة بالبداية. لذلك يصبح تقسيم عمر الأرض إلى فترتين تقسيم اعتباطي لا معنى له. المهم إننا نعتقد إن الغلاف الغازي المحيط بالأرض قد استغرق وقتاً طويلاً ليصبح ما هو عليه الآن. فالاعتقاد السائد هو أن الغازات المحيطة بالأرض قد استنفذت من حرارة الأرض، والماء الموجود في المحيطات والغازات المحيطة بالأرض الحالية قد نتجت من الأرض نفسها عندما بدأت تبرد.

فالأوكسجين الحر لم يظهر على الأرض قبل ١٧٠٠ مليون سنة قبل الآن، أي عند تطور ظهور الصخور الحمراء وتوقف تكون انطقه الحديد. وهذه هي فترة تحول من تقلص في الغلاف الغازي إلى تأكسد هذا الغلاف. ولإعطاء فكرة جيدة عن فترة ما قبل الكامبري نوضح هنا أهم المحطات في تلك الفترة:

- ٤ مليار سنة: أول كاربون حيوي على الأرض.
- ٣,٨ مليار سنة: تشكل انطقه الحديد، مع قلة في توفر الحديد.
- ٣,٧ مليار سنة: أقدم الصخور على الأرض.
- ٣,٥ مليار سنة: أقدم الخلايا الحية.
- ٣,٤ مليار سنة: أقدم بكتريا على الأرض.
- ٣ مليار سنة: أول عصر جليدي في ما قبل الكامبري، وظهور بكتريا التركيب الضوئي.
- ٢,٧ مليار سنة: أقدم آثار كيميائية على الخلايا الحية المعقدة.
- ٢,٣ مليار سنة: أول اشنيات خضراء.
- ٢ مليار سنة: ظهور الأوكسجين في الغلاف الغازي.
- ١,٧ مليار سنة: نهاية تشكل انطقه الحديد وبدأ ظهور الصخور الحمراء.
- ٧٠٠ مليون سنة: أول هيكل عظمي على الأرض.
- ٥٧٠ مليون سنة: بداية الكامبري والتقسيم الحديث للعهود التي مرت بها الأرض.

الغلاف الغازي الذي تكون بعد أن بدأت الأرض تبرد كان يتكون من نسبة عالية من الكربون، ٨٠٪ من غاز ثاني أوكسيد الكربون. بحلول ٣,٥ بليون سنة قبل الآن تناقصت الكمية إلى ٢٠٪، وهذا التاريخ يتلاءم مع ظهور أول بكتريا. وعندما بدأت عمليات التمثيل الضوئي في

الغلاف الغازي في ٢,٧ بليون سنة، فان نسبة الكربون انخفضت إلى ١٥٪. وخلال ٧٠٠ مليون سنة فان التمثيل الضوئي خفض نسبة ثاني اوكسيد الكربون إلى ٨٪. هذه العملية (التمثيل الضوئي) بدأت تضيف الأوكسجين إلى الغلاف الغازي. هذه العملية استمرت إلى ٦٠٠ مليون سنة قبل الوقت الحاضر حيث انخفض ثاني اوكسيد الكربون إلى ١٪ وارتفع الأوكسجين إلى ١٥٪. عند ٥٧٠ مليون سنة قبل الآن بدأ الأوكسجين الحيوي الذي يمكن أن تتنفسه الكائنات الحية. وهذا ما دفع العلماء بالاعتقاد أن بداية الحياة كانت في هذا التاريخ الذي سمي بعدة بالكامبري وانتهاء فترة ما قبل الكامبري.

يعتقد العلماء إن فترة ما قبل الكامبري تميزت بالبرودة وان الجليد كان يغطي معظم الأرض، ووصفت الأرض بأنها كرة ثلج كبيرة. بدأت الأرض تشهد الدفء مع بداية الكامبري حيث قدرت حرارة الأرض كمعدل ٢٢ ° مئوية. في هذه الفترة شهدت الأرض انفجار للحياة لم تشهده من قبل ولا من بعد حيث حل المناخ المداري بعد مئات الملايين من السنين التي كانت بها الأرض مغطاة بالجليد. استطاع العلماء تمييز أربعة فترات جليدية كبيرة خلال هذا العهد وهي من الأحداث إلى الأقدم:

- ١- فارانجين Varangian قبل ٦٦٠ - ٦٨٠ مليون سنة قبل الآن.
- ٢- ستورتين Sturtian قبل ٧٥٠ مليون سنة قبل الآن.
- ٣- جينييسو Gnejsu قبل ٩٥٠ مليون سنة قبل الآن.
- ٤- هورونين Huronian قبل ٢٣٠٠ مليون سنة قبل الآن.

٢-٣-٩ المناخ في العهد الجيولوجي الثاني Paleozoic

هذا العهد والذي يبدأ قبل ٥٧٠ مليون سنة قبل الآن وينتهي قبل ٢٢٥ مليون سنة قبل الآن سجل ظهور الأوكسجين وعودة ثاني اوكسيد الكربون إلى حوالي ١٪ من حجم الغازات في الغلاف الغازي. يعتقد إنها الفترة الأولى التي تشهد فيها الأرض ارتفاعاً في درجة الحرارة وصل إلى ٢٢ °م. في العصر الكامبري الذي هو أول عصور هذا العهد، حيث ارتفع منسوب البحر كثيراً، وقد استمر ارتفاع الحرارة إلى منتصف الارديفيشي، يعتقد إن الحياة العضوية بدأت، وان الأرض شهدت انفجاراً بالحياة لم تشهده من قبل ولن تشهده من بعد. عادت العصور الجليدية في هذا العهد بالظهور في نهاية العصر الارديفيشي Ordovician بين ٤٦٠ - ٤٣٠ مليون سنة. يعتقد العلماء أن سبب هذا العصر الجليدي هو إن معظم القارات كانت في ذلك الوقت في عروض أعلى أو قرب القطب. فقد كان موقع أفريقيا وأمريكا الجنوبية في هذا الوقت مباشرة على القطب الجنوبي. في الارديفيشي، انخفض مستوى سطح البحر بسبب الجليد.

في منتصف العهد الثاني بدأ مستوى سطح البحر يستعيد منسوبه السابق خلال السولارين Silurian والديفونين Devonian. حيث إن الاندماج البطيء لأوروبا وأمريكا الشمالية والتحرك لقارة جندوانا إلى الشمال أوجد مناطق دافئة، فقد وصلت درجة الحرارة إلى ٢٢ °م كما في بداية الكامبري. وبسبب ظهور النباتات على حافات القارات فان نسبة الأوكسجين ارتفعت، وانخفضت نسبة ثاني اوكسيد الكربون. التباين بين حرارة الشمال والجنوب كانت معتدلة. وشهدت نهاية الديفونين فترات برد متقطعة أدت إلى تدمير الفقريات دون التأثير على أعداد الأصناف الأخرى من الحيوانات.

كما ظهر عصر جليدي طويل غطى فترة عدة عصور جيولوجية. بدأ قبل ٣٥٠ مليون سنة قبل الآن أي في نهاية الديفونين Devonian وغطى كل عصر الكربونيفروس Carboniferous وحتى منتصف البريمين Permian. الدلائل تشير إلى أن هذه الفترة الجليدية لم تكن متصلة بل إن الجليد فيها كان يتقدم ويتراجع. فقد سجل ١٧ تراجع للجليد

في هذه الفترة. إن ارتفاع كمية الأوكسجين في الهواء وانخفاض كبير في كمية ثاني اوكسيد الكربون قد تكون السبب في الفترات الجليدية الطويلة. كما إن تجمع قارة بنجاليا القديمة أدى إلى ظهور مناطق داخلية جافة كانت الحرارة فيها متطرفة.

بين العصور الجليدية بالتأكيد هناك فترات دفيئة ارتفعت فيها درجات الحرارة إلى مستويات جيدة أحياناً، بل يعتقد البعض إن الأرض قد تكون سجلت درجات حرارة اكبر من المعدل الحالي. بشكل عام واستناداً إلى المعطيات الحالية المأخوذة من العهد الحالي، فإن العلماء يعتقدون إن الفترات الدفيئة التي تخللت العصور الجليدية قد تكون استمرت حوالي ١٠ آلاف سنة إلى ١٢ ألف سنة. المؤشرات الأقدم تشير إلى أن العهد الثاني قد يكون سجل على الأقل ٥٠ ألف سنة للفترات الدفيئة. انتهى هذا العهد بارتفاع كبير في درجة الحرارة ولفترة قصيرة زادت فيها الحرارة عن ٢٢ م.

٩-٣-٣ المناخ في العهد الجيولوجي الثالث Mesozoic

يبدأ هذا العهد من ٢٢٥ مليون سنة قبل الآن إلى ٦٥ مليون سنة قبل الآن. يبدو أن طيلة هذا العهد قد شهد دفناً. وتوصف عصور هذا العهد بالدفانة أو الحارة. ففي النصف الأول من الترياسك Triassic كان هناك جفاف وتباين في درجة حرارة الفصول، والتباين كان كبيراً جداً في قارة بنجاليا الواسعة. السبب في هذا التباين هو إن مياه البحار استهلكت كميات كبيرة من الحرارة، كما إن تحرك مياه البحار في هذه الفترة على شكل تيارات بحرية أدت إلى عدم تسخين هذه المياه مما لا يساعد على أن تلعب المياه دوراً في استقرار حرارة اليابس. لذلك يعتقد إن في داخل قارة بنجاليا الكبيرة كان هناك صحراء واسعة.

في عصر الجوراسك Jurassic، بدأ مستوى سطح البحر بالارتفاع بسبب ارتفاع درجة الحرارة وانفراد قاع المحيط، هذا الارتفاع أدى إلى طغيان ماء البحر على مساحة واسعة من اليابس. وكنتيجة لهذا فان الصحراء بدأت بالتقلص، واستقرت درجة حرارة اليابس. في هذا العصر بدأت قارة بنجاليا بالتكسر إلى أجزاء اصغر، مما جعل أراضي أكثر تتماس مع المياه مما أدى إلى ازدياد الرطوبة. لذلك أصبح مناخ هذا العصر حار رطب. في بداية عصر الجوراسك Jurassic شهدت الأرض ارتفاع في درجة الحرارة زادت عن ٥ م عما هو عليه الآن. هذا الارتفاع أدى إلى تسارع عملية التجوية في الصخور إلى ٤٠٠ مرة أكثر مما عليه المعدل الحالي. هذه العملية خفضت معدل ثاني اوكسيد الكربون إلى المعدل الطبيعي لل ١٥٠ ألف سنة التالية.

استمر الوضع السابق في عصر الكريتيسوس وظهرت حالتان مناخيتان جديدتان هما: أولاً التدرج الحراري بين الشمال والجنوب انعدمت تقريباً، أي إن معدلات درجات الحرارة على مستوى الأرض من القطب إلى خط الاستواء أصبحت واحدة. ثانياً وإن معدل درجة الحرارة اكبر من الآن بحوالي ١٠ م. فقبل ١٠٠ مليون سنة من الآن شهدت الأرض ونتيجة الدفاء الذي تتمتع به ظهور النباتات المزهرة. في آخر عصر من هذا العهد وهو الكريتيسوس Cretaceous نشطت الثلجات في القطب الجنوبي. تشير بعض البحوث إلى إن المنطقة الاستوائية كانت جافة بالرغم من وجودها قرب الماء. لذلك فلم تكن هناك غابات استوائية كثيفة كما هي الآن، بل إن النباتات كانت من النوع القصير. التيارات البحرية استمرت بالحركة ولكن أفقياً وليس عمودياً، أي أن الحركة في الماء كانت فقط للطبقة السطحية منه ولم تتأثر أعماق المحيط بهذه الحركة. شهد العهد الثالث إذاً ارتفاعاً كبيراً في درجة الحرارة وقد وصلت الأمور إلى إن درجة حرارة الأرض أصبحت متقاربة من القطب إلى خط الاستواء. ومع ذلك فإن نهاية الجوراسك وبداية الكريتيسوس شهد انخفاضاً في درجة الحرارة، حيث ظهر الجليد في المناطق القطبية.

Cenozoic

٩-٣-٤ المناخ في العهد الجيولوجي الرابع

ابتدأ هذا العهد قبل ٦٥ مليون سنة قبل الآن. وفيه عصران هما الثلاثي Tertiary والرابعي Quaternary. في الثلاثي، نشطت الثلجات في القطب الجنوبي في بداية الايوسين Eocene ووسطه ونهايته. وكذلك في الاولجوسين Oligocene. كانت فترة وسط الميوسين Miocene دافئة في القطب الجنوبي، في حين شهدت الفترة الأولى والأخيرة من هذا العصر نشاطاً للثلجات في القطب الجنوبي. في المليونين سنة الماضية وحتى من قبل بداية العصر الثلاثي ظهرت دورة بين العصور الجليدية والفترات الدفينة. من الأدلة المتوفرة عن هذا العصر، يعتقد أن الدورة بين العصور الجليدية والفترات الدفينة أخذت أطول من ١٠ آلاف سنة، حيث يقترح البعض دورة ٢٠ ألف سنة بين عصر جليدي وآخر.

شهد البليستوسين (٦) عصور جليدية Glacial و (٥) فترات دفينة Interglacial. وفيما يأتي جدولاً بالعصور الجليدية والفترات الدفينة، الاسم الأول في الجدول هو حسب التسمية الأمريكية، والاسم الثاني حسب التسمية الألمانية. كما أن السنين في العمود الأخير تشير إلى عدد السنين التي استغرقتها الفترة أو العصر بآلاف السنين قبل الميلاد.

الجدول ٩-١: العصور الجليدية والفترات الدافئة خلال عهد البليستوسين، من الأحدث إلى الأقدم
اسم العصر / الفترة النوع الزمن المستغرق /

آلاف السنين

٧٠-١٥	عصر جليدي	Wisconsinan/ Wurm	وسكونسن/ فيرم
١٣٠-٧٠	فترة دفينة	Sangamon/ Eemian	سانجامون/ أميان
١٨٠-١٣٠	عصر جليدي	Illinoian/ Rib	الينوي/ ريب
٢٣٠-١٨٠	فترة دفينة	Yarmouth/ Holstein	يارماوث/ هولستين
٣٠٠-٢٣٠	عصر جليدي	Kansan/ Mindel	كانساس/ مندل
٣٣٠-٣٠٠	فترة دفينة	Aftonian/ Cromer	افتونين/ كرومر
٤٧٠-٣٣٠	عصر جليدي	Nebraskan/ Gunz	نبراسكا/ جوائز
٥٤٠-٤٧٠	فترة دفينة	/Waalian	/ وولين
٥٥٠-٥٤٠	عصر جليدي	/Donau II	/ دوناو II
٥٨٥-٥٥٠	فترة دفينة	/Tiglian	/ تجلين
٦٠٠-٥٨٥	عصر جليدي	/Donau I	/ دوناو I

هذا الجدول تم تركيبه من عدد من المؤشرات التي وجدت في مناطق مختلفة من العالم. ولا بد من القول إلى إن الفترات الجليدية قد تخللها فترات اعتدال (لا ترتقي إلى مستوى الفترات الدفينة). فقد وجد في اليابان فترتان باردتان الأولى من ٧٠ ألف إلى ٦٠ ألف سنة قبل الآن، والثانية قبل ١٨ ألف سنة. كما إن هذه التواريخ ظهرت في كولومبيا واليونان وتايوان. ووجدت فترة معتدلة بين ٥٠ ألف إلى ٢٦ ألف سنة قبل الآن. في نصف الكرة الجنوبي كان المناخ قبل ٤٠ ألف سنة ابرد من الآن، كما شهدت الفترة بين ٤٠ ألف إلى ٢٦ ألف سنة قبل الآن مناخاً أكثر رطوبة من الآن. وشهد النصف الجنوبي قبل ٢٦ ألف سنة جفافاً وتراجع في الجليد الموجود على الأرض، وقد يكون السبب في تراجع الجليد إلى قلة سقوط الأمطار أو التباين الكبير في درجة الحرارة بين الصيف والشتاء.

في أفريقيا، شهدت الـ ٥٠ ألف سنة الماضية إلى ٢٢ ألف سنة الماضية ارتفاعاً عاماً في درجة الحرارة مع ارتفاع في كمية الأمطار. التذبذب في مناخ الأرض كان متزامناً بين نصفي الكرة، كما إن تقدم الجليد على اليابس والذي يتزامن مع أعظم فترات الثلجات تزامن مع الجفاف العام لمناخ الأرض. جنوب غرب الولايات المتحدة وجنوب جبال الأطلس هما المكانان اللذين سجلا رطوبة عالية في فترة الجفاف. وكما يلاحظ من الجدول إن آخر عصر جليدي انتهى قبل ١٢ ألف سنة. ومنذ ذلك الوقت تمتعت الأرض بمناخ دفيء قياساً للفترات الجليدية. ويتزامن انتهاء آخر عصر جليدي مع العصور التاريخية. لذلك فإن المعلومات المتوفرة عن هذه الفترة تعتبر من أغنى المعلومات قياساً بالفترات الماضية. لذلك فإن المعلومات المتوفرة لدينا عن هذه الفترة جيدة مقارنة بالفترات الماضية. وعليه يمكن تقسيم الـ ١٢ ألف السنة الماضية مناخياً إلى أربعة فترات هي:

(١) المناخ النموذجي Post – glacial climatic optimum ٧٠٠٠ - ٥٠٠٠ سنة قبل الآن
٥٠٠٠ - ٣٠٠٠ ق.م. شهد العالم أدفئ فترة خلال العشرة آلاف سنة الماضية. شهدت الأرض ارتفاع في منسوب مستوى سطح البحار، وزيادة في كمية الأمطار الساقطة خاصة في المناطق الجافة الحالية. تزدح نطاق الضغط العالي شبه المداري صيفاً ليصل إلى ٤٠ - ٤٥ ° شمالاً مما سمح بتغلغل الرياح الموسمية إلى الشمال أكثر.

(٢) الفترة الباردة لعصر الحديد Iron Age cold epoch ٢٩٠٠ - ٢٣٠٠ سنة قبل الآن
٩٠٠ - ٣٠٠ ق.م. كانت هناك رطوبة في أوروبا وتزدح غابات روسيا إلى الجنوب من موقعها الحالي. فقد شهد صيف هذه الفترة انخفاضاً واضحاً في درجة الحرارة. أما إلى الجنوب وخاصة في حوض البحر المتوسط وشمال أفريقيا فقد شهد جفافاً، ولكنة اقل شدة من الجفاف الحالي.

(٣) مناخ نموذجي ثانوي Second optimum ١٠٠٠ - ٨٠٠ قبل الآن ١٠٠٠ - ١٢٠٠ ميلادية.
ارتفاع درجة الحرارة كان اقل من الفترة الأولى ولفترة اقصر حيث ارتفعت الحرارة بمعدل ١ °م عنها الآن. هناك أدلة على إن مزارع العنب والزيتون انتشرت شمال موقعها الحالي بحوالي ٣ - ٥ ° شمالاً. كما إن خط الأشجار الدائم على الجبل ارتفع بمعدل ٢٠٠ متر عنه حالياً. في البحر المتوسط والمناطق الجافة الحالية شهدت رطوبة أعلى من الآن.

(٤) العصر الجليدي الصغير Little Ice Age ٥٥٠ - ١٢٥٠ سنة قبل الآن أو ١٤٣٠ - ١٨٥٠ ميلادية.
درجة حرارة شمال المحيط الأطلسي شمال ٥٠ ° شمالاً أخفض من الآن بحوالي ٣ - ١ °م. درجة حرارة الشتاء هي التي انخفضت بينما بقيت درجة حرارة الصيف كما هي الآن. جفاف وتلوج على مرتفعات إتيوبيا، وتقدم الثلوج في أوروبا وآسيا الصغرى وشمال أفريقيا. قلة في الأمطار وتراجع مسارات المنخفضات الجوية باتجاه خط الاستواء.

المشكلة التي تواجه العالم في الوقت الحاضر هو الارتفاع المتوقع في درجة الحرارة الذي قد يكون سببه تزايد كمية ثاني أوكسيد الكربون. وقد سبق أن تعرضنا للموضوع سابقاً ضمن العوامل المؤثرة في التبدل المناخي. فكثير من المصادر تشير إلى إن ارتفاع درجة الحرارة كان بمعدل ٠,٦ °م منذ نهاية القرن التاسع عشر. ويستمر الارتفاع ما دامت كميات ثاني أوكسيد الكربون المضافة إلى الهواء في تزايد مستمر. وهناك مؤشرات على هذا الارتفاع في الحرارة من خلال تناقص مساحة الغطاء الجليدي بنسبة ١٠٪ منذ نهاية الستينات من العصر الماضي. وتناقص جليد البحار في الربيع والصيف في نصف الكرة الشمالي بمعدل ١٠ - ١٥٪ منذ خمسينات القرن الماضي، وكذلك تقلص ثلجات الجبال. كما إن مناطق محددة من العالم شهدت ارتفاع خطير في الحرارة أكبر من المناطق الأخرى. ففي ألاسكا، ارتفعت الحرارة في الساحل الشمالي للاسكا بمعدل يفوق المعدل العالمي. أما في القطب الجنوبي فقد ارتفعت الحرارة بمعدل ٠,٢ °م خلال العقود الخمسة الماضية.

ولابد من أن نختم الموضوع بالقول إن حادثتين ترافقتا مع انفجارات بركانية كبيرة أدت إلى انخفاض واضح في درجة الحرارة بعد الانفجار البركاني بسنة. ففي العام ٥٣٥م كانت الشمس باهتة والظل الذي ترسمه على الأرض غير واضح، كما شوهدت ثلوج في الصيف لم تشاهد من قبل في تلك المناطق. تكرر الأمر عام ١٨١٦م بعد انفجار بركان تمبورا في سومطرة، في السنة التي أطلق عليها السنة بدون صيف.

٩-٤ نماذج التبدل المناخي Climatic Change Models

النماذج المناخية هي محاولة للتنبؤ بالمناخ المستقبلي عن طريق معرفة التغيير الحاصل في العناصر المناخية نتيجة التفاعل بين الغلاف الغازي والمحيطات وسطح الأرض والغلاف الثلجي. تستعمل هذه النماذج لأغراض مختلفة، تتراوح بين دراسة الطقس وحركيته إلى النظام المناخي والتنبؤ بمناخ المستقبل. وقد شاعت فكره استخدام هذه النماذج في الفترة الأخيرة رغم إن النتائج المستحصلة منها ليست دقيقة جداً. فالمناخ كما هو معروف نظام معقد جداً لم يلم العلماء بكل أسرارها، لذلك فإن أي تطور جديد في علم المناخ سوف ينعكس إيجاباً على تطور دقة هذه النماذج المناخية. ومع ذلك ظهرت أنواع مختلفة من هذه النماذج في محاولة لمعرفة التغيرات المناخية المستقبلية. وقد ظهرت لحد الآن نماذج مناخية مختلفة تراوحت بين البسيطة جداً إلى المعقدة. ويمكن تصنيف هذه النماذج إلى ثلاثة أنواع وهي:

٩-٤-١ النماذج الأحادية One Dimension Model

تركز هذه النماذج على فكرة توازن الطاقة بين الكمية الواردة والكمية المنبعثة والمعووسة. ويمكن التعبير عن هذا التوازن بالمعادلة الآتية:

$$4sT^4 = (a-1) S$$

حيث أن:

a = معدل ألعاكسية من سطح الأرض وهي حوالي ٠,٣٧ إلى ٠,٣٩

S = الثابت الشمسي-الإشعاع الشمسي القادم حسب وحدة المساحة-حوالي ١٣٦٧ واط/م^٢

s = ثابت ستيفن- بولتزمان وهو حوالي ٥,٦٧ × ١٠^{-٨} جك^٤-م^{-٢}-ثا^{-١}

T = درجة الحرارة وهي مجهولة والمفروض إيجادها

الجانب الأيمن من المعادلة يمثل الإشعاع القادم من الشمس والجانب الأيسر من المعادلة يمثل الإشعاع الصادر من الأرض والذي يحسب حسب قانون ستيفن-بولتزمان الذي يفترض طاقة حرارية ثابتة، والمجهول هو الحرارة التي يجب إيجادها.

هذه المعادلة تهتم بالطاقة المنبعثة من الأرض أكثر من درجة حرارة سطح الأرض، وهو ما لا نحتاجه في الدراسات المناخية. لذلك يمكن تطوير الفكرة إلى نموذج ذا بعد واحد (عمودي). وهذا النموذج يسمى نموذج الإشعاع-الحمل. هذه الفكرة تبسط الغلاف الغازي لتحسب عمليتان لنقل الطاقة فقط وهما: نقل الطاقة إلى الأعلى وإلى الأسفل من خلال طبقات الغلاف الغازي- نقل الطاقة بالحمل مهمة جداً في أسفل الغلاف الغازي. هذا النموذج أفضل من استخدام المعادلة السابقة لوحدها وذلك لأنه يستطيع أن يعطينا درجة حرارة سطح الأرض، وكذلك تأثير غازات البيوت الزجاجية على تباين درجة الحرارة. ولكنه قاصر لأنه لا يمثل إلا نقطة واحدة على الأرض. كما انه يعطي درجة الحرارة الأفقية فقط. وعليه فانه يحتاج إلى إضافة أبعاد أخرى. ان إضافة الأبعاد الأخرى يتطلب ان يحتوي النموذج المناخي على أكثر من عامل مؤثر مما يؤدي الى تعقيد عملية التفاعل بين العناصر المناخية التي يوجد تفاعل بينها أصلاً.

٩-٤-٢ النمادج الثنائية

Tow Dimensions Model

إذا ما نشرنا موديل البعد الواحد إلى أكثر من نقطة على سطح الأرض أفقياً فإن ذلك سيجعله موديل ذا بعدين. فإذا ما حسبنا نقل الطاقة أفقياً على مستوى الغلاف الغازي، فيمكن حساب معدل الحرارة لأكثر من نقطة على سطح الأرض. هذا النوع من النمادج يعطينا ميزة اعتماد العاكسية على درجة الحرارة. أي إن كمية العاكسية يمكن حسابها من شدة درجة الحرارة- لذلك يصبح القطب ثلجياً، وخط الاستواء حار. النقص في هذا النموذج هو عدم احتوائه على الجانب الحركي من الغلاف الغازي، حيث يصعب معرفة انتقال الحرارة أفقياً.

إن النمادجان السالفين الذكر يعطيان معلومات محدودة عن الغلاف الغازي والتغيرات التي يمكن أن تحصل فيه. لأنهما يعتمدان على عنصر واحد وفي نقطة واحدة أو عدة نقاط. والغلاف الغازي لا يعمل بهذه الصورة، حيث إن التداخل الكبير بين عناصره تجعله أكثر تعقيداً للتنبؤ بتغير عنصر واحد فقط. ولهذا ظهرت الضرورة إلى نمادج الأبعاد الثلاثية والتي تستطيع أن تتناول أكثر من عنصر أفقياً وعمودياً وعلى منطقة واسعة لنتمكن من خلال ذلك الأخذ بنظر الاعتبار التفاعل المعقد بين العناصر المختلفة وتأثير العوامل المختلفة على هذه العناصر. إلا أن هذه المهمة ليست سهلة.

٩-٤-٣ النمادج الثلاثية

Three Dimensions Model

يستخدم هذا النموذج الأبعاد الثلاثة أو الأربعة إن صح التعبير. فتحدد منطقة على أساس خطوط الطول ودوائر العرض، ولعدة مستويات في الغلاف الغازي ليعمل نموذجاً لها. فهو نموذج للغلاف الغازي في منطقة واسعة. كما يمكن أن ينمذج الأرض اليابسة كما يمكن أن ينمذج سطح المحيطات. وفي حالة الأبعاد الأربعة، فإنه يمزج بينهما. يعمل هذا النموذج على إعطاء صورة عن مناخ الأرض، وما يمكن أن نتوقعه.

نمادج مناخ الأرض أو نمادج الدورة العامة للرياح GCM's تستعمل معادلات حركة السوائل fluid motion كل على حدة في البداية ثم تدمج بينها بمرور الوقت. كما تحتوي على وسائل لقياس حدوث الظواهر الصغيرة التي لا يمكن قياسها ضمن المقياس الكبير الذي يعمل عليه النموذج، مثل الحمل الحراري. وبعض النمادج تدخل دورات بعض الغازات مثل دورة الكربون في الطبيعة. نمادج الدورة العامة تنمذج الغلاف الغازي وسطح الأرض وتضيف درجة حرارة سطح المحيطات. لذلك فإنها تحتاج إلى كم هائل من المعلومات، بما فيها كيميائية الغلاف الغازي. هذه النمادج تحتوي على منطقة مركزية حتى تستطيع أن تدمج معادلات حركة السوائل لتحصل على:

- ضغط سطح الأرض
 - سرعة الرياح الأفقية المرافقة في الطبقات
 - درجة الحرارة والرطوبة في الطبقات
 - أما وسائل قياس الظواهر الصغيرة فإنها تهتم بالاتي:
 - الإشعاع (الشمسي بما فيها الأمواج القصيرة، والإشعاع الأرضي، والأشعة فوق الحمراء، والأشعة الطويلة)
 - الحمل الحراري
 - العمليات التي تجري على سطح الأرض والمياه
- تستطيع هذه النمادج أن تعطي صورة عن مناخ الأرض لكل دائرة عرض إلى خمسة دوائر عرض أو خط طول إلى خمسة خطوط. نموذج مركز هادلي على سبيل المثال، يستعمل ٢,٥ دوائر

العرض و ٣,٧٥ خط طول، ويستعمل شبكة من ٧٣ عين فيها ٩٦ نقطة وعموديا إلى ١٩ طبقة. كما إن هناك نموذج للمحيطات OGCMs الذي يستخدم الانعكاس من الغلاف الغازي وقد يحتوي أو لا يحتوي على الثلج البحري. ولا بد من الإشارة هنا أن النماذج القديمة كانت تستعمل أسلوب التصحيح في قيمة الانعكاس من السطح كلما تقدمنا في العمليات الحسابية. النماذج الجديدة لا تحتاج إلى التصحيح وإنما تعتبر هذه الظاهرة غير ضرورية. هذه العملية أدت إلى أن تكون النماذج الجديدة أكثر قدرة على التنبؤ بمناخ المستقبل من النماذج القديمة.

ويعتبر حالياً إن الدمج بين النموذج الخاص بالغلاف الغازي GCMs والنموذج الخاص بالمحيطات OGCMs هو من أحدث ما يمكن تقديمه في هذا المجال. حيث يمكن أن نستغني في هذه الحالة عن استعمال الانعكاسات من سطح الماء في نموذج الغلاف الغازي. لذلك تعتبر هذه النماذج هي الأساس في نماذج شديدة التطور للكشف عن مناخ المستقبل. آخر هذه النماذج بين تطابقاً جيداً بين الشواذ في درجة الحرارة المقاسه للـ ١٥٠ سنة الأخيرة، عندما أضيف إلى البرنامج تأثير غازات الاحتباس الحراري.

نماذج مناخ المحيطات OGCMs يمثل قمة التعقيد في النماذج المناخية. ورغم إنها الوحيدة التي يمكنها أن تعطي تصوراً عن المناخ المستقبلي، إلا إنها ما زالت في طور التطوير. وإذا قارنا النماذج ذات البعد الواحد أو ذات البعدين فإنها أسهل بكثير من النماذج الثلاثية الأبعاد، حيث يمكن القول إن النماذج الثلاثية الأبعاد معقدة بقدر تعقيد المناخ نفسه.

الاستعمال الواسع لهذه النماذج في الوقت الحاضر يركز على التنبؤ بحالة درجة الحرارة المستقبلية في محاولة للتعرف على تأثير ثاني اوكسيد الكربون على الحرارة. وقد بينت نتائج بعض هذه النماذج إن هناك تطابق جيد بين الحرارة المتنبئ بها والحرارة المسجلة إذا افترضنا زيادة في ثاني اوكسيد الكربون بنسبة ١٪ في السنة. ورغم ذلك ما زال هناك نقاش واسع بين الباحثين عن الفائدة المتوخاة من هذه النماذج. رغم إن العديد من الباحثين المهتمين بارتفاع حرارة الأرض نتيجة ارتفاع كمية ثاني اوكسيد الكربون في الهواء يستعملون هذه النماذج باعتبارها الطريقة الوحيدة للتنبؤ بارتفاع الحرارة في المستقبل.

٩-٥ أثر التأثير الاسترجاعي على المناخ

The Effects of Feedback on Climate

التأثير الاسترجاعي أو التأثير الراجع Feed Back يعني إن عناصر المناخ مترابطة فيما بينها بشكل معقد جداً. فليس هناك تأثير واحد معروف للعنصر المناخي على عنصر آخر أو مجموع العناصر، بل هناك مجموعة استجابات. لذلك قبل الخوض في كيفية عمل العنصر المناخي، لا بد أولاً من معرفة معنى التغذية، ثم كيف تعمل.

٩-٥-١ معنى التأثير الاسترجاعي Feedback

يمكن تعريف التأثير الاسترجاعي Feed Back بأنه استجابة أو مجموعة الاستجابات لعنصر مناخي أو مجموعة عناصر لتغيير حاصل في العنصر الأساس. أو هو التغيير الحاصل في سلوك عنصر أو مجموعة عناصر استجابة لتغيير حصل على سلوك عنصر مناخي. فعندما يحصل ارتفاع في درجة الحرارة، فما هي استجابة العناصر الأخرى كالأمتار، والضغط الجوي، والرياح.... الخ لهذا التغير في الحرارة. دراسة المناخ علمتنا أن الاستجابة ليست دائماً واحدة. فأحياناً تستجيب العناصر الأخرى بشكل يؤدي في النهاية إلى عودة الحرارة إلى سلوكها السابق فتتخفف، وأحياناً أخرى تعمل هذه العناصر على تعميق التغيير الحاصل في هذا العنصر، فتزيد

من ارتفاع درجة الحرارة. وهنا يطرح سؤال مهم وهو: هل يمكن أن يحصل تغير ارتفاعاً أو انخفاضاً في عنصر مناخي من دون أن تسجل استجابة سلبية أو ايجابية من بقية العناصر؟ والجواب على هذا السؤال هو بالتأكيد كلا. فإن أي تغير في سلوك عنصر مناخي يتطلب بالضرورة استجابة من بقية العناصر. ورغم أن طريقة الاستجابة هذه غير مفهومة بشكل واضح، وما زال هناك الكثير من الأمور التي تحتاج إلى إيضاح في هذا المجال، إلا أننا استطعنا أن نفهم نوعان من الاستجابة.

Positive Feedback

٢-٥-٩ التأثير الاسترجاعي الايجابي

التغذية الاسترجاعية الايجابية Positive Feed Back وهي تعميق حالة التغير الحاصلة في العنصر المناخي. أي أن استجابة العناصر المناخية للتغير الحاصل في العنصر المناخي هي باتجاه تعميق هذا التغير أو زيادته. فمثلاً، إذا انخفضت درجة الحرارة فإن هذا الانخفاض سيؤدي إلى سقوط الثلج بدلاً من الأمطار. سقوط الثلج سيؤدي إلى زحف الجليد ووصوله إلى مناطق لم يكن يصلها سابقاً. وهذا ما يؤدي إلى انخفاض درجة حرارة المناطق التي وصلها الجليد، حيث أن الجليد عاكس جيد للطاقة القادمة من الشمس مما يعني استمرار أو تعميق لانخفاض درجة الحرارة. هذا النوع من الاستجابة يعتقد إنها المسؤولة عن التبدل المناخي. فالتبدل المناخي لا يمكن أن يكون فجائياً بالمعنى الحرفي للكلمة. أي أن التبدل المناخي يبدأ بالتغير في سلوك عنصر وغالباً ما تكون الحرارة، يتبع هذا التغير في سلوك هذا العنصر أن تبدأ العناصر الأخرى بتغيير سلوكها استجابة للتغير الحاصل في العنصر الأساسي. فإذا كان التغير في سلوك العناصر الأخرى باتجاه تعميق التغير في العنصر الأساسي، أي تعميق انخفاض درجة الحرارة مثلاً فإن هذا السلوك الايجابي تجاه هذا العنصر أدى إلى تغير مناخي واضح. أما إذا عملت العناصر الأخرى على التقليل من تأثير التغير في سلوك العنصر، فإنها سيوقف عملية التغير المناخي، وهذا ما يسمى التغذية الاسترجاعية السلبية.

Negative Feedback

٣-٥-٩ التأثير الاسترجاعي السلبي

التغذية الاسترجاعية السلبية Negative Feed Back هي عودة العنصر المناخي الذي حصل فيه تغير إلى سابق سلوكه. فإذا ارتفعت درجة الحرارة، فإن ذلك قد يؤدي إلى ارتفاع كمية التبخر مما يؤدي إلى زيادة كمية الغيوم. هذه الزيادة في تغطية الغيوم ستؤثر بالتأكيد على كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض، مما يؤدي إلى عودة درجة الحرارة إلى وضعها السابق. هنا كانت استجابة العناصر المناخية الأخرى لارتفاع درجة الحرارة سلبية، بمعنى إنها لم تسمح لدرجة الحرارة بالاستمرار في الارتفاع، مما لم يؤدي في النهاية إلى تبدل مناخي. فعندما تعود درجة الحرارة إلى سابق عهدها، فلا يمكن اعتبار ذلك تبدلاً مناخياً. وهناك الكثير من الامثلة على التأثير السلبي للتغذية الاسترجاعية.

إن عدم معرفتنا بطبيعة استجابة العناصر الأخرى للتبدل في عنصر أساسي يجعل عملية التنبؤ بالتبدل المناخي المقبل صعبة جداً. حيث أن عناصر المناخ تتفاعل وتستجيب لبعضها البعض، فالعلاقة بينها شائكة لأن العنصر الواحد يتفاعل مع بقية العناصر فيكون التفاعل مع البعض ايجابياً ومع البعض الآخر سلبياً. فالتبادل المعقد بين عناصر المناخ يجعل من المستحيل التنبؤ بالتبدل القادم. ولما كان التبدل المناخي موضوعاً حيوياً لما له من تأثير على مظاهر الحياة المختلفة، فلا بد من بذل الجهود للوصول بهذا الموضوع إلى نتائج يستطيع الإنسان من خلالها أن يتغلب على هذه المشكلة. لأن التبدل المناخي يمكن أن تكون آثاره مدمرة.

٩-٦ أثر التبدل المناخي على مظاهر الحياة

The Effects of Climate on Life

للتبدل المناخي آثار كارثية على الكثير من مظاهر الحياة البشرية، كما يمكن أن تكون له آثار إيجابية. بشكل عام إذا جاء التبدل المناخي بشكل بطيء، فإن الآثار الكارثية للتبدل يمكن السيطرة عليها وتقليل أثارها السلبية، أما إذا كان التبدل سريعاً فإن آثاره الكارثية ستكون اشد وطأة. وفيما يأتي استعراض موجز عن بعض الآثار المحتملة للتبدل المناخي على نشاطات الإنسان.

٩-٦-١ اثر التبدل المناخي على الزراعة

Climatic Effects on Agriculture

للتبدل المناخي تأثير كبير ومباشر على الإنتاج الزراعي. فالزراعة تخضع بشكل كبير للمناخ، فلا توجد نبتة أو شجرة يمكنها أن تنمو من دون أن يكون المناخ ملائماً. وعليه فإن جميع محاولات الإنسان لاستنبات نباتات في غير موعدها انصبت على تغيير المناخ المحيط بالنبتة لكي تستطيع النمو. بمعنى آخر فالنبات يتأثر بشكل مباشر بالمناخ، مما يجعل التبدل المناخي يعني تبدل كامل في أنواع كثيرة من النباتات السائدة في ذلك المكان. فلو انخفضت معدلات الحرارة في البصرة درجتان أو ثلاثة عن معدلها الحالي، ففي أفضل الظروف سيقول معدل إنتاجية النخيل من التمر، أو أن النخيل ستموت أصلاً ولا يستطيع مقاومة انخفاض الحرارة. هناك أنواع أخرى من النباتات سوف تتأثر أما عن طريق انخفاض إنتاجيتها أو اختفائها تماماً. بالمقابل فإن هذا الانخفاض سوف يعطي فرصة لنباتات أخرى أن تنمو في الموقع لم تستطع هذه النباتات أن تنمو سابقاً بسبب ارتفاع الحرارة بالنسبة لها. باختصار فإن الواقع النباتي للمنطقة سوف يتغير بشكل جذري. وهذا الواقع سوف يخلق صعوبات أخرى مثل، احتياج الفلاح إلى فترة زمنية طويلة نسبياً لكي يدرك أن المناخ تبدل، وسيحتاج بعدها إلى فترة أخرى لكي يتعلم كيف يزرع المحاصيل الجديدة التي تتلاءم مع المناخ الجديد. هذا بالإضافة إلى أن هناك محاصيل إستراتيجية (القمح، الرز، البن، الشاي.. وغيرها) ستتأثر سلباً أو إيجاباً بالتبدل وحسب نوع التبدل طبعاً، مما سيؤثر على توزيعها الجغرافي، وبالتالي على كمية توفرها. يمكن أن نقيس على عمق الأزمة التي يسببها التبدل المناخي بالقياس على الأزمات التي يسببها التذبذب المناخي في التأثير على إنتاجية بعض المحاصيل. فالعراق بلد حدي بالنسبة لإنتاج القمح، ففي السنوات الممطرة يقترب البلد من حدود الاكتفاء الذاتي ولا يستورد إلا القليل من هذا المنتج. وفي سنوات الجفاف فإن العراق يستورد أكثر من نصف احتياجاته من هذا المنتج.

في الثلاثينيات من هذا القرن أصيبت الولايات المتحدة الأمريكية وبالذات في الوسط الغربي منها بأزمة اقتصادية خانقة بسبب الجفاف. وفي نفس الفترة اضطر عدد كبير من الأيرلنديين إلى الهجرة إلى العالم الجديد بسبب ما أصاب البطاطس من انخفاض إنتاجيتها بسبب الجفاف كذلك، وحيث إنها المنتج الرئيسي الذي يقتات عليه الإنسان فقد تفشت المجاعة مما اضطر عدد كبير منهم للهجرة. أما نطاق الجوع في أفريقيا فانه مثال حي ومستمر لمعاناة الإنسان مع التذبذب المناخي. فهناك الآلاف من البشر والحيوانات يموتون بسبب الجفاف الذي يضرب المنطقة بين فترة وأخرى. فكيف يكون الحال إذا كان هذا التبدل دائماً؟ بالتأكيد ستكون المعاناة كبيرة حيث سيؤثر ذلك على غذاء الإنسان بشكل مباشر بالإضافة إلى التأثير السيئ على الدورة الاقتصادية. وبالرغم من التطور الذي حصل في المجال الزراعي، من تهجين وهندسة وراثية وزراعة محاصيل في غير موعدها أو مكانها، إلا أن هذا التطور يتطلب تكاليف عالية مما يجعل أمر استخدامها إذا ما حصل التبدل المناخي صعباً.

٩-٦-٢ اثر التبدل المناخي على الصناعة

Climatic Effects on Industry

قد يكون تأثير المناخ على الصناعة اقل من تأثيره على الزراعة، ولكنة بالتأكيد يؤثر سلباً أو إيجاباً على الصناعة، وبحسب نوع التغير المناخي، وكذلك بحسب المنطقة التي تتعرض لهذا التغير. تعتبر إنكلترا مثلاً مكاناً جيداً لاستيطان صناعات النسيج القطني والصوفي، ورغم إن الصناعة الحديثة استطاعت أن تتحكم بالمناخ داخل المعامل الصناعية، إلا أن هذا التحكم أضاف تكاليف جديدة على الإنتاج. فلو تغير المناخ في إنكلترا نحو الاجف فان هذا سيضيف عبئاً مالياً جديداً على صناعة النسيج البريطانية. بالمقابل فان صناعة التعدين المكشوفة في كندا مثلاً سوف تشهد تحسناً إذا تبدل المناخ في كندا باتجاه ارتفاع في درجات الحرارة. الملاحظة المهمة هنا إن الواقع الصناعي إذا ما تبدل المناخ سوف لن يشهد تبديلاً دراماتيكياً، حيث إن التأثير الأكبر سيكون في زيادة تكاليف المنتج. فكما أوضحنا في المثال الإنكليزي، فان صناعة النسيج الإنكليزية سوف تتحمل تكاليف إضافية.

٩-٦-٣ اثر التبدل المناخي على النشاطات الأخرى

Climatic Effects on other Activates

ذكرنا سابقاً أنه لا يوجد نشاط إنساني لا يتأثر بالمناخ سلباً أو إيجاباً. ومن هذا المنطلق نستطيع أن نعدد الكثير من النشاطات الإنسانية التي تتأثر بالمناخ. فبالإضافة إلى الزراعة والصناعة اللتان تعرضنا لهما سابقاً، فان جميع النشاطات الاقتصادية الأخرى تتأثر بالتبدل المناخي. فقطاع المواصلات مثلاً يعتبر من القطاعات التي كالزراعة تتأثر بشكل مباشر بالتبدل المناخي. فالطرق البرية، والبحرية، والجوية، تتأثر بشكل مباشر. فانخفاض درجة الحرارة مثلاً يزيد من كمية الثلوج المكدسة على بعض الطرق، كما ستظهر الثلوج على طرق لم تكن تظهر فيها سابقاً. وهذا نفسه ينطبق على الطرق البحرية، حيث ستغلق موانئ لم تكن تغلق سابقاً، في حين ستعرقل حركة النقل الجوي في مناطق جديدة لم تكن الثلوج تشكل عائقاً لها في الماضي. أما المدن فقصتها معقدة أكثر. فالمعروف إن معظم مدن العالم صممت أبنيتها وشوارعها بشكل يتلاءم مع مناخ المنطقة. فالتبدل المناخي سيرفع من حرارة داخل البيت في أوروبا بشكل مزعج مثلاً إذا تبدل المناخ باتجاه ارتفاع درجة الحرارة. وفي أفريقيا مثلاً سيؤدي انخفاض الحرارة إلى تأثير سيئ كذلك، لأن البيوت صممت في منطقة ذات درجة حرارة مرتفعة. كما إن تصميم البيوت في المناطق الجافة يختلف عن التصميم في المناطق الرطبة، فالسقوف المائلة في المناطق المطيرة يقابلها السقوف المسطحة في المناطق الجافة. وفي المدن يمكن أن تضرب عشرات الأمثلة عن التغيرات السيئة إذا تبدل المناخ.

لتبدل المناخ تأثير سيئ جداً على النشاط السياحي. فالفعاليات السياحية تصمم في الكثير من المواقع السياحية استناداً إلى المناخ السائد. فالتزلج على الجليد، والتزلج على الأمواج، والاستمتاع بالجو المعتدل صيفاً، والمشاتي شتاءً، والكثير غيرها من الفعاليات السياحية تعتمد كلها على ما يبدو وبشكل مباشر على المناخ السائد. لذلك فان أي تغيير معاكس على المناخ سيتطلب تغييراً جوهرياً بالنشاط السياحي في المنطقة. خلاصة القول إن تبدل مناخ العراق مثلاً من مناخ صحراوي إلى مناخ معتدل مطير، أو العكس إلى مناخ مداري رطب صيفاً جاف شتاءً، سيتطلب تغييراً في جميع الأنشطة الاقتصادية كالزراعة، والنقل، والسياحة، وفعاليات المدينة وتصميمها... الخ من النشاطات الاقتصادية. وسيكون هذا التغير مكلفاً.

وعلى أن نتذكر أن التبدل المناخي سيؤثر على الكثير من الفعاليات الطبيعية، كالتجوية، والتعرية، والنقل والإرساب. كما سيؤثر على طبيعة الموارد المائية، ونوع النبات الطبيعي السائد. وهذا بدوره سيؤثر على النشاط الاقتصادي للإنسان. مما قد يكلف الإنسان الكثير من الخسارة لأنة بني فعاالياته ونشاطه على ما يسود من مناخ حالياً. لذلك فإن أي تبدل مناخي سعني تبدل لكثير من الأمور الحالية إلى ما يتلاءم مع التبدل المناخي. لذلك أصبح من الضروري العمل بجدية كبيرة للوصول إلى التنبؤ باتجاهات التبدل المناخي المستقبلي.

٩-٧- التنبؤ بالمناخات المستقبلية Climatic Prediction

للتنبؤ بمناخ المستقبل والاتجاهات الممكنة لهذا التبدل، لابد لنا من معرفة مناخ الماضي للبناء عليه في اتجاهات التبدل المناخي، أو الانتظار إلى أن نجمع إحصاءات مناخية طويلة جداً حتى يمكن البناء عليها. ولما كانت كلا النظريتين تحتاجان إلى فترة طويلة قادمة، ونحن نعتقد إن التبدل المناخي سوف لن ينتظر، لذلك لابد للباحث أن يستغل ما موجود تحت يده في الوقت الحاضر ليبنى عليه، وليصل إلى تصور ولو مبدئي عن موضوع التبدل المناخي.

إن عدم إدراك العلاقات بين العناصر المناخية بشكل كامل اثر في عدم تطور عملية التنبؤ المناخي. فكما بينا في موضوع التغذية الاسترجاعية، فإن العلاقة بين العناصر المناخية معقدة وتأخذ أكثر من منحى في آن واحد. هذا فضلاً عن أن جميع النظريات التي تناولت موضوع التبدل المناخي لم تعطي تفسيراً كاملاً للعملية. حيث أن الأسباب المؤثرة في التبدل المناخي متشابكة وكل نظرية تعمل على فترة زمنية مختلفة. لهذه الأسباب تعثرت عملية التنبؤ بالمناخ، لذلك استخدم الباحثون في هذا المجال احد الطريقتين الآتيتين، أو كلاهما للوصول إلى تصور جيد عن التبدل المناخي المقبل.

٩-٧-١ الطريقة الإحصائية Statistical

وهي الطريقة التي تستخدم القوانين الإحصائية المعنية بالتنبؤ للوصول إلى التنبؤ بالتبدل المناخي القادم. وتتمثل هذه الطريقة في معرفة اتجاهات بعض عناصر المناخ وبالذات درجات الحرارة في الماضي، والبحث عن انتظام معين في مسارها. وهذا ما سمي بالمنحى الزمني لعنصر الحرارة. فإذا ما وجد منحى معين لسلوك الحرارة خلال الفترة الزمنية، فعلى أساس هذا المنحى يتم توقع الحرارة في المستقبل. إن هذه الطريقة بقدر ما هي سهلة إلا أنه يجب توخي الحذر في التعامل مع نتائجها. لأن رسم الاتجاهات خاصة على المدى القصير قد تكون خادعة ومن ثم فإن النتائج التي ستظهر منها ستكون خاطئة. فمثلاً إذا أخذنا اتجاه الحرارة في السبعينات سنرى إن الاتجاه العام هو نحو ارتفاع في درجة الحرارة. بينما لو بدأنا بالاتجاه العام للحرارة من الأربعينات فإن الاتجاه العام سيكون باتجاه انخفاض درجة الحرارة. لذلك لاستعمال هذه الطريقة بشكل ناجح فإننا بحاجة إلى سلسلة زمنية طويلة جداً غير متوفرة لنا في الوقت الحاضر.

٩-٧-٢ الطريقة الرياضية Mathematical

وتتمثل في محاولة بناء أنموذج رياضي يستعمل الحاسوب من أجل توقع التغير الحاصل في المناخ. ويعتمد هذا الاتجاه على افتراض حصول تغيير في احد عناصر المناخ الأساسية (الحرارة أو الإشعاع الشمسي). وباستعمال معادلات رياضية معقدة والتي تفسر قوانين حركة الغلاف الغازي أو حرارته، فإنه يمكن معرفة التغذية الاسترجاعية إن كانت سلبية أو ايجابية مما يعطي تصوراً عن كيفية التغير الذي يحتمل أن يحصل في المناخ. هذه الطريقة لها سلبياتها الكثيرة. من

أهمها إن اكتشاف نوع التغذية الاسترجاعية ليس من السهولة بمكان، كما أن الباحث يضطر أحياناً إلى اختصار المعادلات الرياضية ليتمكن من استخدامها، هذا فضلاً عن إن بعض المعلومات التي تتطلبها المعادلات الرياضية لا تقاس بشكل دقيق لعدم توافر أجهزة قياسها الدقيقة. ورغم هذه الصعوبات فقد ظهرت نماذج مناخية جيدة وكما اشرنا سابقاً في مبحث النماذج المناخية استطاعت أن تعطي ملامح التغير القادم في حالة حصوله. فقد ظهرت نماذج تتوقع التغير الذي يمكن أن يحصل بالدورة العامة للرياح إذا حصل تغير في الإشعاع أو الحرارة. كما ظهرت نماذج توقعت التغير الحاصل في درجة الحرارة نتيجة أسباب مختلفة. إن هذه النماذج تحتاج إلى انتظار مئات السنين للتحقق من صحتها. وقد عقد مؤتمر في ألمانيا عام ١٩٨٩ خصص للنماذج المناخية.

هناك عمل بدأ بالظهور يتمثل في بناء نماذج محلية تعتمد على نتائج النماذج العامة وتدخل العوامل المحلية لتتنبأ بالتغير المناخي على مستوى منطقة صغيرة. كما هناك محاولات للتنبؤ بحالة المناخ لفترة اقصر. فالتنبؤ للفصل القادم أو السنة القادمة أصبحت من الأعمال الروتينية لدوائر الأنواء في أوروبا والولايات المتحدة. إن هذا النوع من التنبؤ يستخدم الإحصاء مع المعادلات الرياضية. وقد بدأ الباحثون يستخدمون دليلاً جديداً لهذا النوع من التنبؤ يتمثل في مراقبة ظاهرة النينو El Neno. وهذا يدفعنا إلى تتبع محاولات أولية للتنبؤ بالمناخ وهي الطريق الاستنباطية.

Prediction

٢-٧-٩ الطريقة الاستنباطية

وهي طريقة تستخدم ما توصل إليه الباحثون من كشف عن مناخ الماضي للبناء عليه في اكتشاف مناخ المستقبل. هذه الطريقة رغم إنها عمومية، إلا إنها مفيدة. فالكشف عن مناخ الماضي أوضح بعض الحقائق مثل فترات تكرار العصور الجليدية والفترات الدفينة. إن البناء على هذه الحقيقة يتطلب دقة في معلومات الماضي المناخي، لذلك فإن هذه الطريقة تكون أكثر دقة كلما زادت أو تحسنت اكتشافات المناخ القديم، أي إن هذه الطريقة تعتمد كلياً على صحة المعلومات التي يتم اكتشافها عن مناخ الماضي.

الفصل العاشر

السيطرة على المناخ ومناخ المدينة

- ١-١٠ الآثار السلبية للنشاط البشري على المناخ
- ٢-١٠ محدودية عمل الإنسان في مجال السيطرة على المناخ
- ٣-١٠ مناخ المدينة كنموذج

السيطرة على المناخ ومناخ المدينة

١-١٠ الآثار السلبية للنشاط البشري على المناخ

The Negative Effects Of Humans Activity on Climate

العديد من الأنشطة البشرية لها تأثير سلبي على المناخ. ويمكن تقسيم الأنشطة البشرية إلى أنشطة متلائمة مع البيئة، وأنشطة غير متلائمة مع البيئة. وسنحدد مفهوم البيئة هنا بالمناخ. وهنا يمكن القول إن أنشطة الجمع والانتقاط وهي أولى النشاطات التي عرفها الإنسان، وكذلك نشاطات الرعي والزراعة هي من الأنشطة التي لا تؤثر على المناخ. بعبارة أخرى إن الإنسان تلائم مع المناخ الذي عاش فيه منذ وجوده على هذه الأرض إلى قبل حوالي عدة مئات من السنين الماضية. بعبارة أوضح إن التأثير السلبي لنشاط الإنسان ابتداءً مع بداية الثورة الصناعية قبل حوالي ٣٠٠ سنة. ورغم إن بدايات هذه الثورة لم تشهد استعمالاً جائراً للمواد التي تؤثر على المناخ، إلا إن التقدم الصناعي واكتشاف البترول عجل كثيراً في هذا الاستعمال الجائر الأمر الذي أدى إلى ظهور دعوات كثيرة للسيطرة على هذا الاستعمال. فلكي تقوم الثورة الصناعية استخدم الإنسان الوقود للتعويض عن طاقته المحدودة، وبذلك استخدم الفحم أولاً كمصدر أساسي للوقود الذي يحرك الآلات. والمعروف إن الفحم مادة شديدة التلوث، حيث إن احتراقه يولد الكثير من ثاني أكسيد الكربون بالإضافة إلى الكثير من المواد أصلبه على شكل دخان. وكما وضحنا في الفصل السابق، فإن لثاني أكسيد الكربون تأثير سيئ على الحرارة حيث إنه من غازات الدفيئة الذي يعمل على رفع درجة الحرارة. كما إن الملوثات الكثيفة قد تحجب جزءاً من الإشعاع الشمسي. هذا بالإضافة إلى خطر الأمطار الحامضية الناتجة من ثالث أكسيد الكبريت. وحادث موت أكثر من أربعة آلاف مواطن إنكليزي في الخمسينات مشهورة، حيث أدى ارتفاع الضغط على إنكلترا من عدم تصريف الملوثات الناتجة من احتراق الفحم في المناطق الصناعية وخاصة في لندن، مما أدى إلى وفاة آلاف من كبار السن وذوي الأمراض الصدرية خلال أربعة أيام وهي فترة ارتفاع الضغط. مما دفع السلطات البريطانية إلى استصدار قانون البيئة الذي عمل على نقل الكثير من هذه المعامل خارج المدن المكتظة بالسكان، كما عمل على تبديل الوقود المستعمل من الفحم إلى البترول.

إن اكتشاف النفط وتطور إنتاجه سرع كثيراً في انتشار الصناعة إلى مناطق مختلفة من العالم بعد أن كانت تقتصر على مناطق محدودة. فرخص أسعاره وكذلك كمية الطاقة التي يولدها بالإضافة إلى سهولة نقله، كلها عوامل ساعدت على انتشار استعماله بسرعة كبيرة. إن الاستعمال الواسع للبترول ومشتقاته، في المعامل وفي المواصلات البرية والبحرية والجوية، أدى إلى إضافة كمية كبيرة من غاز ثاني أكسيد الكربون إلى الهواء. ومعروف ما لهذا الغاز من تأثير على رفع حرارة الغلاف الغازي. ورغم التقدم الصناعي الهائل ودخول العالم إلى المرحلة الثالثة من الثورة الصناعية، إلا إن استخدام البترول مازال في تزايد مستمر الأمر الذي يندب بكارثة مناخية.

نتج عن الثورة الصناعية كذلك ظهور عدد من الغازات المضرة بالمناخ مثل غاز الفريون المستخدم في التبريد، وأثيل الرصاص الناتج من احتراق وقود الطائرات. هذه الغازات الخفيفة استطاعت الوصول إلى أعلى التروبوسفير مما أدى إلى تآكل في طبقة الأوزون التي تحمي الأرض من الأشعة فوق البنفسجية الحارقة. فغاز الأوزون الموجود على ارتفاعات مختلفة ولكنه يتركز على ارتفاع ٢٥ كم يتكون بشكل طبيعي من اتحاد غاز الأوكسجين الذري O مع غاز الأوكسجين O₂ بمساعدة الأشعة فوق البنفسجية التي تأتي مع الأشعة الشمسية. وهذه هي المعادلة:



لذلك فالأوزون يتكون يومياً بشكل طبيعي لتوفر الغازين وكذلك الأشعة فوق البنفسجية. الذي يحصل إن عدد من الغازات الصناعية لها القدرة على تفتيت هذا الاتحاد بين الغازين ليرجعه إلى عناصره الأساسية. لذلك فإن وصول هذه الغازات إلى ارتفاع ٢٥ كم سيفتت الأوزون إلى أوكسجين عادي وأوكسجين ذري. استمرار عملية التفتيت، وعدم وجود إشعاع شمسي فوق احد القطبين لفترة تصل إلى ستة أشهر يؤدي إلى ظهور ثقب في الأوزون فوق القطبين وخاصة في فصل الشتاء القطبي، وهذا ما يطلق عليه ثقب الأوزون. إن وصول نسبة اكبر من المقرر من الأشعة فوق البنفسجية إلى سطح الأرض بسبب قلة الأوزون يؤدي إلى مشاكل مناخية وصحية كثيرة. فالأشعة فوق البنفسجية أشعة حارقة، تقضي على الخلايا الحية إذا زادت عن نسبتها، وتسمح بتفشي الأمراض والجراثيم إذا قلت عن نسبتها. أما مناخياً، فإن الأشعة فوق البنفسجية تؤدي إلى رفع درجة الحرارة، وكما اشرنا سابقاً فإن الغلاف الغازي يعاني من ارتفاع كمية ثاني اوكسيد الكربون، وإذا أضفنا إليه الأشعة فوق البنفسجية فإن الأزمة سوف تتفاقم.

من مشاكل الإنسان الأخرى والتي أثرت على الحياة البرية هو ظهور الأمطار الحامضية. فالمناطق الصناعية وخاصة التي مازالت تستخدم نسبة من الفحم كوقود، تنفث إلى الجو اوكسيد الكبريت، الذي باختلاطه بماء المطر يتحول إلى مادة حامضية أكثر تركيزاً مما هو مطلوب فتؤدي إلى قتل النباتات. وكثيراً من المناطق الصناعية تعاني الآن من هذه المشكلة. التجمعات البشرية الكبيرة أثرت على المناخ كذلك. فظهور المدن الكبيرة ذات الأبنية الشاهقة أوجدت ما يسمى بجزيرة المدينة الحرارية. فاستخدام السيارات، وتعبيد الطرق بالإسفلت، والأبنية العالية أوجدت منطقة مرتفعة الحرارة في وسط المدينة. أي أن المدينة غيرت مناخ المنطقة الموجودة فيها بعد بنائها، وهذا ما سنناقشه بالتفصيل في المبحث الثالث من هذا الفصل.

كما أن قطع الغابات اثر كثيراً على المناخ من خلال تقليل استهلاك ثاني اوكسيد الكربون المنتج بكثرة من المصانع والسيارات. فالغابات هي رئة الغلاف الغازي الذي بواسطته يستهلك ثاني اوكسيد الكربون الزائد. لذلك فإن قطعها يعمل على تفاقم كميات هذا الغاز الذي يعتبر من غازات الدفينة.

١٠-٢ محدودية عمل الإنسان في مجال السيطرة على المناخ

Limitation of Human work on Climate Control

حاول الإنسان منذ البداية أن يسيطر على بعض الظواهر الجوية، أما لتلافي أخطارها، أو للاستفادة منها بأكبر قدر ممكن. وقد حقق بعض النجاحات، كما اخفق في البعض منها. ويعود الإخفاق إلى عدم استطاعه الإنسان الكشف عن الأسرار الكاملة لبعض هذه الظواهر. فقد عبد الإنسان بعض هذه الظواهر في القدم ظناً منه انه بهذه الطريقة يستطيع أن يقلل من أخطارها أو يمنع حدوثها. أما حديثاً، فإن الإنسان سلك طريقين: الأول محاولة التعديل من الظاهرة Modification لتقليل الآثار السلبية الناتجة عنها، والثاني هو محاولة التنبؤ بالظاهرة Forecasting قبل حدوثها وذلك في محاولة لتقليل الخسائر البشرية التي قد تنجم عنها. وقد ناقشنا في الفصل السابق جهود الإنسان في التنبؤ، لذلك سيقصر موضوعنا هنا على محاولات الإنسان في التعديل أو السيطرة. فقد بذل الإنسان جهداً كبيراً لتعديل المناخ أو السيطرة عليه، إلا انه حقق نجاحات محدودة في هذا المجال، لان ظاهرة المناخ اكبر من أن يستطيع السيطرة عليها. وفيما يأتي عرض لهذه المحاولات:

Climate modification

١٠-٢-١ تعديل المناخ

تعود المحاولات في هذا الجانب إلى قدم الإنسان نفسه. فالبحث عن مسكن يقي الإنسان تقلبات الجو ومن ثم التطور إلى اختيار التصميم الملائم للمسكن لكي يتلاءم مع معطيات مناخ

المنطقة حتى يوفر له اكبر قدر من الراحة، من محاولات الإنسان الأولى. كما استخدم الإنسان الملابس لتقية تقلبات الجو، ثم تطورت إلى تنوعها لتلاؤم اختلاف الفصول، واختلاف المناخات. واستطاع الإنسان إن يحقق نجاحات كبيرة لتعديل المناخ في المجال الزراعي، والصناعي، وبخصوص شعور الإنسان بالراحة. كل هذه المحاولات استخدمت طريقة توازن الفعل مع الظاهرة لتجنب أضرارها. وفيما يلي استعراض لمحاولات الإنسان في هذا المجال:

Housing & Clothing

١-١-٢-١٠ السكن والملابس

استخدم الإنسان الكهوف لتقيه تقلبات الجو والحيوانات المفترسة، كما استخدم جلود الحيوانات. تطورت هذه العملية إلى بناء البيوت والاستعاضة عن جلود الحيوانات بالأقمشة. عندما بدأ الإنسان بالانتشار والتعرف على مناخات جديدة عمل جاهداً على إيجاد مسكن يتلاءم والظروف المناخية الجديدة، ويوفر له اكبر قدر ممكن من الراحة. لذلك نجد إن تصميم هذه المساكن اختلف بين مكان وآخر، وهذا تعبير عن محاولات الإنسان التكيف مع المناخ الذي يعيش فيه. فاستخدام القش من قبل سكان المناطق المدارية والطين من قبل سكان المناطق الصحراوية، والبيوت المغلقة من قبل سكان المناطق الباردة كلها تعبير عن التلاؤم الجيد مع مناخ المنطقة. فقد وجد أن بيت الاسكيمو المبني من الثلج والمغلف بجلود الحيوانات من الداخل يجعل هذا البيت ترتفع فيه الحرارة ٢٦ م أكثر من درجة حرارة المنطقة المحيطة بالبيت. كما إن اتجاه الإنسان الحديث لتقليد الطراز الغربي في البناء جعل من غير الممكن السكن في البيوت الحديثة من دون استخدام وسائل التدفئة والتبريد. أما الملابس فهي الأخرى استخدمها الإنسان كوسيلة لتعديل المناخ المحيط به. فقد استخدم سكان المناطق الحارة الأقمشة القطنية الخفيفة، واللون الأبيض لتخفيف وطأة الحرارة على جسمه. أما سكان المناطق الباردة فقد استخدموا الملابس الصوفية والألوان الغامقة لحفظ درجة حرارة الجسم ولتوفير اكبر طاقة ممكنة للجسم. كما اختلفت الملابس في المناخ الواحد في الفصول المختلفة. ففي المناطق ذات المناخ المتقلب استخدم الإنسان الملابس الخفيفة ذات الألوان الفاتحة في فصل الصيف، بينما استخدم الملابس الصوفية ذات الألوان الغامقة في فصل الشتاء. لقد نجح الإنسان كثيراً في اكتشاف ما يريحه سواء بابتكار التصميم الملائم له في المسكن أو اختيار نوع الملابس الملائمة لمناخه.

Agriculture

١-١-٢-١٠ الزراعة

تراوح عمل الإنسان في هذا المجال بين استخدام الري لتعويض النقص في كمية الأمطار الساقطة، إلى تعديل شدة الرياح، إلى تغطية الحقل ببقايا النباتات، وإلى تخفيف أثر الانجماد. استخدم الإنسان الري قبل ٥٠٠٠ سنة، حيث ظهرت أولى الاستخدامات في حضارة وادي الرافدين ووادي النيل. الري هو توفير المياه للنباتات في فترة انقطاع سقوط الأمطار، أو في حالة عدم توفرها. تعمل مياه الري على تزويد النبات بالمياه اللازمة، كما تعمل على خفض حرارة التربة، كما يوفر هواءاً محيطاً بالنبات أقل حرارة من حرارة المنطقة المجاورة. فقد وجد إن الري يخفض حرارة المنطقة المروية بحوالي ١-٢ م، كما يرفع من كمية بخار الماء في الهواء. بهذه الطريقة عدل الإنسان مناخ المنطقة المحيطة بالنبات مما مكنها العيش.

استخدم الإنسان كذلك الأشجار كمصدات للرياح. ومصدات الرياح هي أشجار أو شجيرات تستخدم لغرض تخفيف تأثير الرياح الشديدة السرعة على النبات، كما إنها تؤدي إلى تخفيف التبخر. إن مصدات الرياح تعمل على رفع درجة الحرارة في الصيف بمقدار ٣ م وتؤدي إلى خفض التبخر بمعدل ٢٠-٢٥٪. كما إنها تؤدي إلى زيادة الإنتاج بمقدار ١٠-٣٥٪ قياساً بالإنتاج في مزارع غير محمية. كما إن المصدات تزيد من تكدس الثلج في المناطق الباردة مما يسهم في رفع رطوبة التربة بعد ذوبان الثلج.

يستخدم العديد من المزارعين طريقة ترك التبن أو بقايا النباتات على ارض الحقل. هذه الطريقة تمنع رفع درجة حرارة التربة، وكذلك احتفاظ التربة برطوبتها، لان التبن مادة عازلة.

يستطيع الفلاح تجنب الانجماد وذلك عندما تنخفض درجة الحرارة دون الصفر المؤوي. من الطرق التي يستعملها الفلاح هي، استخدام التغطية بالقش، أو استحداث طبقة من الدخان تمنع الإشعاع الأرضي من الهروب إلى الجو، أو استخدام مراوح كبيرة لخلط الهواء. هذه الطريقة تستخدم عندما يكون انخفاض درجة الحرارة ناتج عن انقلاب حراري Temperature Inversion. ففي الانقلاب الحراري يكون الهواء على ارتفاع عدة أمتار أدنى بكثير من الهواء الملاصق للتربة، فقد يصل الفرق إلى ٨ م. لذلك فخلط الهواء بالمراوح يرفع من درجة حرارة الهواء فوق مستوى الانجماد. كما يمكن استخدام المياه لرفع درجة الحرارة في المناطق المعرضة للانجماد. فالماء يطلق كمية كبيرة من الطاقة عندما يتعرض للانجماد، مما يرفع من حرارة التربة جزئياً. كما يمكن حرق الوقود والخشب في المنطقة المعرضة للانجماد لرفع درجة حرارة الهواء.

١٠-٢-١-٣ تعديل العواصف المدارية Hurricanes Modification

الهيركين أو العواصف المدارية تتكون بسبب التسخين الشديد الذي يؤدي إلى تمدد الهواء الشديد الرطوبة وارتفاعه إلى الأعلى، عندما يبرد ويتكاثف بخار الماء الموجود فيه، فإن كمية الحرارة الكامنة التي تطلق إلى الهواء ستساعد على استمرار تصاعد الهواء إلى الأعلى مما يؤدي إلى استمرار عملية تصاعد الهواء من سطح الماء واستمرار عملية التكاثف. إن الهواء الذي يدخل إلى هذه المنظومة من الأعلى ونتيجة دوران الأرض حول نفسها، سيأخذ شكلاً دائرياً من الأعلى إلى الأسفل يشبه عملية تصريف الماء في مغسلة أو حمام سباحة. عندما يصل الهواء إلى سطح الماء في الأسفل، فإنه سوف يستعيد التحمل بكميات كبيرة من بخار الماء ويسخن وبذلك يعود إلى المنظومة من جديد لتستمر عملية تصاعد الهواء إلى الأعلى. تغطي العملية منطقة واسعة تمتد على دائرة قطرها يتراوح بين ١٠٠-١٦٠ كم. كما تقدر طاقة الإعصار بعدة آلاف ميكا طن من الطاقة النووية. يصاحب الإعصار رياح شديدة السرعة بسبب منحدر الضغط الشديد بين المركز وخارجة. وتصابح الإعصار أمطار غزيرة وأمواج عالية واحتمال ظهور عواصف التورنيدو على جوانب الإعصار.

عمل الإنسان على تعديل شدة الإعصار وذلك بنشر يوديد الفضة في فترات (كل ٩ ساعات) على الغيوم التي تحيط بعين الإعصار. الغاية من ذلك هو محاولة تقليل منحدر الضغط الشديد بين مركز الإعصار والمناطق المجاورة عن طريق توسيع عين الإعصار. وفي حالة نجاح ذلك فإن الرياح المصاحبة للإعصار والتي هي مصدر التدمير ستخف سرعتها. في السبعينات من القرن الماضي تم تحقيق نتيجة خفض سرعة الرياح بنسبة ٣٠٪ فقط. وما زالت المحاولات جارية لتحقيق نتائج أفضل. وهناك طرائق أخرى مقترحة لتخفيف شدة الإعصار مثل رش سطح المياه بطبقة من الزيت تقلل كثيراً من نسبة التبخر. التفكير بخلط الماء السطحي الدافئ بالماء السفلي الأبرد نسبياً مما يمنع الماء السطحي من الوصول إلى درجة الحرارة المطلوبة (٢٧°م). كما يقترح البعض بخفض درجة حرارة الماء عن طريق تقليل الإشعاع الشمسي الواصل إلى سطح الماء بإيجاد طبقة غيوم السمحاق الرقيقة. وما زالت الجهود مستمرة بهذا الصدد.

يتم التركيز في الوقت الحاضر على تتبع نشوء الإعصار عن طريق الأقمار الاصطناعية، ومن خلال معرفة سير الإعصار (اتجاهه وسرعته) عندها يمكن تقليل الخسائر البشرية التي يمكن إن تنتج عن الإعصار بإعطاء تحذير قبل وقت كاف.

إن الطرائق السالف ذكرها تعمل على تعديل مناخ منطقة صغيرة. هناك مقترحات أخرى لم ترى النور بعد تعمل على تعديل مناخ مناطق كبيرة نسبياً. هذه المقترحات إما مكلفة اقتصادياً، أو غير ممكنة فنياً. كما إن هذه المقترحات لا تعرف نتائجها الجانبية على المناخ العام بعد، وذلك لعدم معرفة التغذية الاسترجاعية للمناخ بهذا الخصوص. فهناك اقتراح مثلاً برصف

سواحل الصحاري الساحلية الباردة بالإسفلت، هذه الطريقة ستؤدي إلى تسخين الهواء على طول الساحل مما يساعد على تصاعد الهواء المشبع ببخار الماء. تصاعد الهواء سيعمل على ظهور الغيوم التراكمية المزنية التي قد تساعد على سقوط الأمطار الأمر الذي يخفف من جفاف هذه المناطق الساحلية. كما هناك اقتراح برش مادة داكنة اللون فوق ثلوج المناطق القطبية، مما سيؤدي إلى رفع درجة حرارة المنطقة. إن عدم معرفة النتائج المترتبة على هذه المقترحات فضلاً عن تكاليفها العالية جعلها غير قابلة للتنفيذ. كما إن علماء البيئة حذروا بشدة من تنفيذ هذه المقترحات وذلك لاعتقادهم بأنها ستؤثر على الدورة العامة للرياح مما لا يعلم إلا الله كيفية تأثيرها على مناخ الأرض ككل.

Climatic Control

١٠-٢-٢ السيطرة على المناخ

محاولات حديثة الغرض منها تعديل المناخ في المنطقة المعنية لتجنب الأضرار الناتجة عنه. أو تغيير كامل بالمناخ لتحقيق غايات أو أغراض معينة. وهناك العديد من هذه الطرق.

Industry

١٠-٢-٢-١ في مجال الصناعة

لأن الصناعة غالباً ما تكون في أماكن مغلقة، فإن السيطرة على الجو فيها يصبح سهلاً خاصة بعد تطور أجهزة التكييف. فقد أصبح بالإمكان السيطرة على درجة الحرارة، وكمية الرطوبة في جو المصنع. فبالإمكان رفع درجة حرارة المناطق الباردة وخفض درجة حرارة المناطق الحارة إلى الدرجة التي يشعر الإنسان فيها بالراحة. كما وجدت الكثير من المرافق السياحية المسيطر عليها تقنياً من أجل إيجاد مناطق ترفيه في غير مناطقها أو مواسمها. فبالإمكان إيجاد قاعات كبيرة مجمدة تستعمل لأغراض التزلج على الجليد. كما توجد مسابح مغلقة لممارسة السباحة شتاءً، إلى غير ذلك من الفعاليات المختلفة.

Green House

١٠-٢-٢-٢ البيوت الزجاجية

وتعد من أحدث الطرق المستخدمة في الزراعة والتي بدأت بالانتشار بشكل واسع. فتحت البيت الزجاجي يستطيع الفلاح التحكم بكل عناصر المناخ. وقد مكنت هذه الطريقة الفلاح من إنتاج محاصيل زراعية في غير مواسمها، مما مكنته من تغطية تكاليفها عن طريق سعرها المرتفع. إن الجو المغلق يساعد على التحكم بدرجة الحرارة، كما يمكن الفلاح من الاحتفاظ بالرطوبة الملائمة، ويقلل من النتج في النبات، مما يؤدي إلى الاقتصاد في استهلاك الماء. وتؤمن هذه التغطية حفظ النبات من الرياح الشديدة ومن كل المظاهر الجوية الأخرى القاسية والمؤذية للنبات. وقد أصبح بالإمكان إنتاج أنواع مختلفة من الخضر والفواكه باستخدام هذه الطريقة، مما مكن الإنسان من إنتاج المحاصيل الصيفية في الشتاء أو المحاصيل الشتوية في الصيف.

Cloud seeding or Rainmaking

١٠-٢-١ الاستمطار

تعتمد الفكرة أساساً على حقيقة علمية هي إن بخار الماء يمكنه أن يتحمل انخفاض شديد في درجة الحرارة فيصل إلى (-٤٠ م) من دون أن يتجمد أو يتكاثف. والأجزاء المتجمدة منه فقط هي الأجزاء التي لامست أجسام صلبة (نويات التكاثف). لذلك فإن انعدام التكاثف في بعض الغيوم يعود أصلاً إلى قلة عدد نويات التكاثف مما يمنع أو يؤخر عملية التكاثف. فكانت الفكرة أنه يمكن استمطار هذه الغيوم عن طريق إضافة نويات تكاثف صناعية إلى هذا النوع من الغيوم. فاستعملت مواد مثل يوديد الفضة أو اوكسيد الكاربون الصلب أو قطع الثلج المبروش. وتستعمل هذه المواد عندما تكون درجة حرارة الغيوم دون الصفر المنوي بكثير. وقد لاقت التجارب في هذا النوع من الغيوم نجاحاً كبيراً. فعند رش يوديد الفضة، أو أية مادة أخرى، فإن هذه الأجسام الباردة ستقوم بسحب ملايين الذرات من بخار الماء إليها مما يساعد

على تكاثفها وكبر حجمها. وعادة تتجمد ذرات بخار الماء بمجرد ملامستها لهذه الأسطح مكونة سطحاً جيداً لتكاثف ذرات أخرى حول الجسم المتجمد. وبذلك تبدأ هذه الذرة المتجمدة بالكبر عن طريق امتصاص بخار الماء المجاور أو الاندماج عند الاصطدام بذرات أخرى. وعندما يصل حجمها إلى حجم لا يستطيع الهواء حمله عندها تسقط على شكل ثلوج. فإذا صادفت قبل وصولها إلى سطح الأرض طبقة هوائية دافئة فإنها تتحول إلى قطرات مطر. أما في الغيوم الدافئة فيمكن استعمال قطرات ماء صغيرة أو ذرات أملاح صغيرة كنويات تكاثف ترش في الغيوم. وقد تبين أن ذرات الملح سوف تسحب ملايين الذرات من بخار الماء باتجاهها، ومادام تركيز الملح عالياً فسوف تستمر العملية حتى تصل الذرات إلى حجم كبير لتسقط على الأرض على شكل مطر.

إن هذه الطريقة في حالة نجاحها الكامل، فإنها سوف تقضي على نقص المياه في مناطق واسعة من العالم. حيث يمكن عن طريقها زيادة المياه الجوفية للمناطق شبه الجافة والجافة مناخياً، كما يمكنها من توفير مياه الري لكل المناطق التي تحتاج إليها. هذه الفكرة التي بدأت في الستينيات من القرن الماضي تتطلب شروطاً لنجاحها. فلا بد أولاً من وجود الغيوم في السماء والأفضل أن تكون من نوع التراكمية. كما ينبغي معرفة درجة حرارة الغيوم ليتخذ قرار بنوع النويات الملائمة. ولا تنجح عملية الزرع في حالة كون الهواء الموجود فوق الغيوم جافاً أو رطوبته قليلة. كما يجب أن تكون كميات نويات التكاثف الصناعية محسوبة بدقة متناهية، فزيادتها تفتت الغيوم أو انفجارها، وقلتها لا تؤدي إلى إتمام المهمة. كما إن اتجاه الرياح في فترة زراعة الغيوم تعتبر عاملاً حاسماً وذلك لأن الرياح هي التي تسوق الغيوم باتجاه معين. فالرياح السريعة كذلك قد تفشل العملية لأنها تصعب عملية الزرع وتؤدي إلى التساقط في غير الأماكن المقرر الزراعة فيها.

إن الصعوبات التي واجهت هذه العملية لم تحل بشكل كامل. فهناك مشكلة التكاليف العالية لإيصال نويات التكاثف إلى الغيمة. كما هناك التشكيك بالكمية التي يمكن أن تضيفها هذه العملية للماء فعلاً. وهناك المشكلة القانونية التي نشأت من هذه التجارب والتي تتمثل في هل أن هذه العملية ستقلل من الرطوبة المتوفرة في الهواء للمناطق التي تقع أسفل المنطقة التي تم الزرع فيها. كما لوحظ إن العملية لا يمكن التحكم بها بشكل صارم، أي لا نستطيع أن نسقط المطر على حقل بعينه. فالتجربة يمكن أن تنجح ولكن الأمطار قد تسقط على حقول أخرى ليس الحقل المراد. والتجارب في هذا المجال مازالت مستمرة، وفي حالة تطورها فإنها ستحقق ثورة علمية في مجال توفير الماء للمناطق الجافة.

Fog and Cloud Dispersal

١٠-٢-٢ تبديد الغيوم والضباب

إن الضباب هو قطرات ماء صغيرة الحجم يستطيع الهواء أن يحملها، تتكاثف عندما تنخفض درجة حرارة الهواء دون نقطة الندى. لذلك هناك طريقتان للتخلص من الضباب الذي يسبب الكثير من الحوادث، ويؤخر رحلات الطيران خاصة في المناطق التي يتكرر فيها الضباب بكثرة. الطريقة الأولى تستعمل مع الضباب البارد، والذي يتكون فوق المسطحات الجليدية، وهي طريقة الترسيب. ففي فرنسا يستعمل سائل البروبان Propane في ترسيب الضباب. أما روسيا والولايات المتحدة فيستعملون الثلج المبروش أو يوديد الفضة أو يوديد الرصاص. وتعتبر طريقة الترسيب هي الأفضل مع الضباب البارد. والطريقة الثانية هي المستعملة مع الضباب الدافئ، حيث تستخدم إما طريقة التفتيت أو الترسيب. وقد لوحظ إن التفتيت مع الضباب الدافئ هو أفضل من الترسيب. ففي التفتيت يستعمل الهواء الدافئ والذي يسخن بكميات كبيرة من مولد خاص هائل. يقوم الهواء الدافئ برفع درجة حرارة الهواء مما يرفع من قابليته على حمل بخار الماء وبذلك تتحول قطرات الضباب إلى ذرات بخار ماء من جديد. كما يمكن استخدام طائرات الهليكوبتر لخلط الهواء الدافئ الجاف بالهواء البارد

الرطب مما يساعد على امتصاص ذرات بخار الماء وبذلك يتبدد الضباب، وهذه الطريقة فعالة إذا كان الضباب من النوع الإشعاعي. وهناك طرائق لترسيب الضباب لكنها أقل فعالية من الطريقة السابقة. فيمكن ترسيب الضباب برش المنطقة بقطرات من الماء من طائرة حيث تعمل قطرات الماء على تجميع ذرات الضباب الصغيرة حولها فيثقل وزنها وتترسب بسرعة. والمشكلة مع هذه الطريقة هي استهلاكها الماء بكميات كبيرة جداً. أما بالنسبة إلى الغيوم الواطئة والتي تعيق حركة الطيران كالضباب، فإنه يمكن استخدام طريقة التفتيت بنشر نوويات التكاثف بكميات كبيرة مما يخلق تنافساً بين نوويات التكاثف على جذب قطرات بخار الماء مما يؤدي إلى تفتيتها. وهذه الطريقة مشابهة إلى تفتيت الضباب البارد.

Hail Suppression

١٠-٢-٣ منع البرد

إن للبرد أضرار كبيرة وواضحة على المزروعات والممتلكات، وكلما زاد الحجم زادت الأضرار. يتكون البرد في الغيوم التي تحتوي على تيارات صاعدة عنيفة، والتي تحتوي على كميات كبيرة من بخار الماء بدرجة حرارة دون الصفر المؤوي. فإذا تكونت شرائح ثلج صغيرة في أسفل هذه الغيوم وجاءت بطريق التيارات الصاعدة إلى داخل الغيمة، فإنها عن طريق الاصطدام والجذب لذرات بخار الماء الباردة جداً سوف يكبر حجمها. ونتيجة عنف التيارات الهوائية فإن التيار الهوائي الصاعد سيأخذ هذه الذرات معه صعوداً مما يؤدي إلى انجمادها، بينما يعمل التيار الهوائي الهابط إلى خفض هذه الأجسام معه مما يؤدي إلى ذوبان جزء منها. وهكذا تبقى حبيبات البرد صعوداً ونزولاً مع التيار الهوائي في الغيمة إلى أن يكبر حجمها، أو إلى أن تضعف شدة هذا التيار فلا يستطيع حملها فتسقط على شكل برد. لذلك يعتقد أن يوديد الفضة الذي يعمل على انجماد الماء في منطقة التكاثف سوف يحرم البرد من المادة الأولية (الماء) الذي يحتاج إليه ليكبر حجمه. لذلك فإن الغيوم التي يحتمل أن يتساقط منها البرد إذا ما رشت بالنوويات الاصطناعية فإنها ستوفر مجالاً أقل للتكاثف حول النوويات. أي إن المنافسة بين النوويات لجلب قطرات الماء حولها سيؤدي إلى صغر حجم البرد أو يلغي تكونه. وفي كلتا الحالتين ستكون النتيجة أما منع تساقط البرد أو التقليل من الأضرار الناتجة عنه إلى أقصى حد ممكن. وقد ظهرت دراسات في الاتحاد السوفيتي السابق تشير إلى أن استخدام يوديد الفضة عن طريق قذفه من قاعدة إطلاق أرضية إلى الغيوم التي تتم مراقبتها بواسطة الرادار سيؤدي إلى تقليل الأضرار الناتجة عن البرد إلى ٨٠ إلى ٩٠٪. وفي الولايات المتحدة تم استخدام الطائرات لإيصال يوديد الفضة إلى الغيوم، وكانت النتيجة أن البرد تساقط على مناطق واسعة ولكن بحجم صغير جداً. وبذلك تم تقليل الخسائر إلى ٥٠٪. كما ظهرت تجارب في فرنسا وألمانيا وإيطاليا والأرجنتين، وجميع هذه التجارب صادفت نجاح جيد في تصغير حجم البرد المتساقط.

Lightning Suppression

١٠-٢-٤ منع العواصف الرعدية

إن للبرق أخطاره الكثيرة أكبرها وأهمها حريق الغابات والضحايا البشرية التي يسببها. إن تقليل البرق أو التخلص منه سيخفف كثيراً من حرائق الغابات التي تلتهم سنوياً مساحات واسعة. لتقليل أخطار العواصف الرعدية، لابد من تبديد الشحنة الكهربائية قبل أن تصل إلى حد الانفجار. وهناك طريقتان : الأولى باستعمال كميات كبيرة من نوويات التكاثف من مادة يوديد الفضة. وقد لوحظ من استعمال هذه الطريقة أن عدد مرات البرق الأرضي قد انخفضت، في حين ارتفعت عدد مرات البرق داخل الغيمة. الطريقة الثانية، هي في استعمال ابر معدنية صغيرة. والطريقة تتلخص في نشر أعداد كبيرة من الإبر المعدنية الصغيرة في الغيوم التي تحتوي على الشحنات الكهربائية، حيث تقوم هذه الإبر بتبديد الشحنات الكهربائية. ومن

الملاحظ أن الغيوم التي تستعمل معها هذه الطريقة تختفي منها الصعقات الكهربائية، بينما استمرت هذه الصعقات في الغيوم التي لم تستعمل فيها هذه الطريقة.

إن هذا النوع من المشاريع ليس سهلاً ويجابه تحديات خطيرة، أولى هذه التحديات التكاليف الباهظة مقابل نتائج متواضعة جداً. لذلك تحجم عدد من المؤسسات على الاستمرار في مثل هذه المشاريع. كما إن النتائج الجانبية الناتجة عن مثل هذه المشاريع غير مدركة بشكل كامل لحد الآن. فمثلاً منع الصواعق الرعدية سيخفف كثيراً من حرائق الغابات ولكن بنفس الوقت فإنه سيحرم هذه الغابات من التجدد والذي هو ضروري جداً لها. كما أن عدد كبير من الظواهر المناخية مازال يلفه الكثير من الغموض، ولم نفهم الكثير عنه. لذلك فإن بعض هذه التجارب تحتاج إلى وقت يتقدم فيه العلم أكثر ليتيح لنا فهم أوسع للظواهر المناخية حتى يستطيع الباحثون من التعامل معها بشكل أفضل. لذلك نعتقد إن الوقت مازال مبكراً للحكم على مثل هذه التجارب والتي لم يمضي عليها وقتاً طويلاً.

إن النشاط البشري الاعتيادي يؤدي عملاً كبيراً في تغيير المناخ السائد على سطح الأرض حالياً باتجاه لا يستطيع احد أن يتوقع نتائجه. فالتلوث الصلب والسائل والغازي يقذف إلى الغلاف الغازي وإلى الأرض يومياً وبكميات كبيرة. وسيكون له تأثير سيئ على المناخ في المستقبل القريب. كما إن بناء المدن والازدحام السكاني الكبير فيها مع وجود عدد كبير من السيارات والمعامل في هذه المدن الكبيرة وحولها قد أوجد مناخاً خاصاً بهذه المدن. لذلك أصبحت المدن تمتلك مناخاً خاصاً بها يختلف عن المناخ المجاور لها. وهذا ما سنحاول أن نعطي عنه صورة أوضح في المبحث القادم.

١٠-٣ مناخ المدينة كنموذج *Climate of Cities as Samples*

لقد انتبه الباحثون منذ فترة طويلة تعود إلى القرن التاسع عشر إلى حقيقة اختلاف مناخ المدينة عن مناخ الريف المجاور. فقد أدى إنشاء المدن إلى تغيير في المناخ المحلي السائد مما جعل مناخ المدينة يختلف بنسب مختلفة عن مناخ الريف المجاور. فجميع عناصر المناخ في المدينة تأثرت إما إيجابياً أو سلبياً نتيجة التغيير الذي حصل على استعمالات الأرض في المدينة. وعلى الرغم من أن هذا الاختلاف ليس واحداً في جميع المدن بسبب اختلاف أحجام المدن وموقعها الفلكي. إلا إن جميع المدن تتميز بميزات تجعل التأثيرات في مناخها تأثيراً متشابه وان اختلفت درجته. لذلك ظهرت بحوث كثيرة درست هذا المناخ وحددت نقاط الاختلاف بين مناخ المدينة ومناخ الريف المجاور، ثم كشفت عن أسباب هذا الاختلاف. وتبذل الجهود حالياً في البحث عن الحلول الناجحة لمعالجة السلبيات في مناخ المدينة، لأن مناخ المدينة بحق يعتبر أنموذجاً مثالياً للتغير المناخي المعاكس والذي تكون بسبب النشاط البشري. وسنعرض في هذا المبحث لمناخ المدينة بالرغم من أن معظم البحوث ركزت على مدن العروض الوسطى والباردة.

١٠-٣-١ العوامل المساعدة على تكوين مناخ المدينة

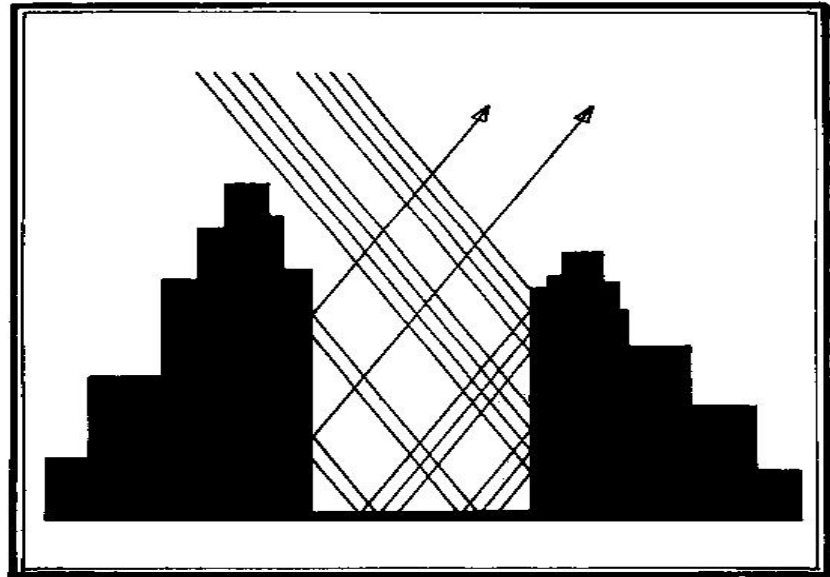
Factors Helping to Make City Climate

مناخ المدينة يختلف عن مناخ أطراف المدينة ويختلف عن مناخ الريف المجاور. ولا بد من الانتباه مقدماً إلى حقيقة إن الحديث عن مناخ المدينة واختلافه يعني اختلاف هذه المناخ عن المناطق المجاورة له. أي إن المقارنة تتم بين منطقتين متجاورتين تقعان في إقليم مناخي واحد، وليس بين مدينتين تقعان في إقليمين مناخيين مختلفين. فالاختلاف بين الأقاليم المناخية حقيقة معروفة ولها عواملها، أما موضوعنا فإنه ينصب على منطقة معينة تختلف مناخها المحلي بسبب اختلاف شكل استخدامات الأرض. ففي منطقة تخضع لنفس الظروف المناخية

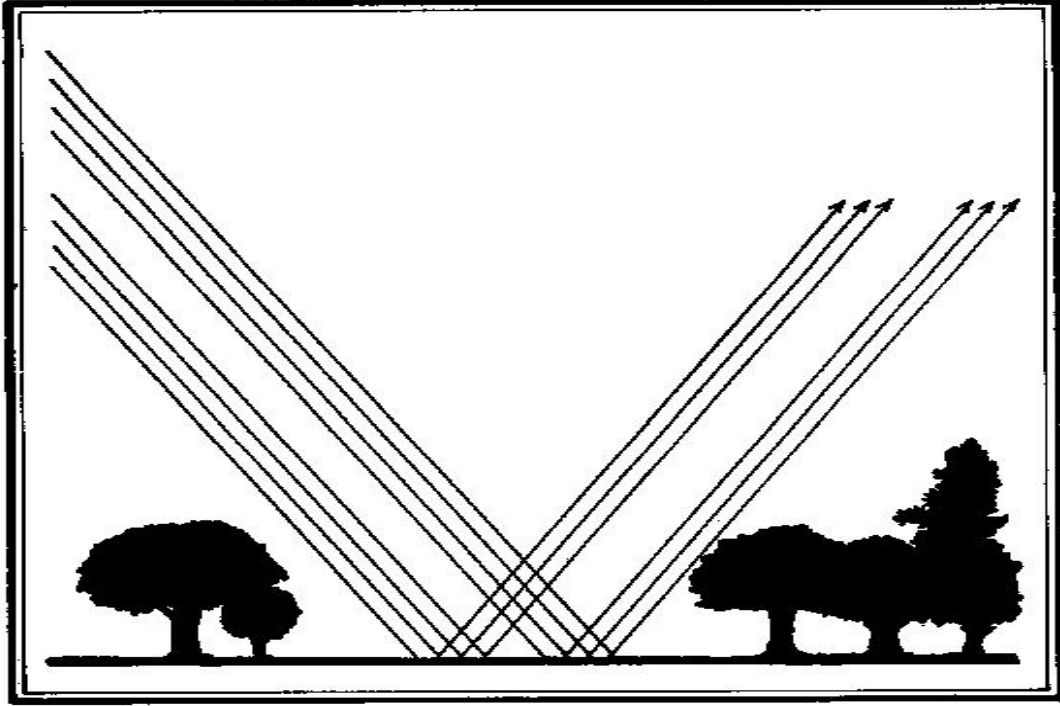
العامة، وفي إقليم مناخي واحد، تختلف تفاصيل المناخ المحلي بين الريف والمدينة لجملة أسباب هي:

١- اختلاف المواد المستعملة في البناء: تتكون بنايات المدينة من الطابوق والاسمنت والحجر والحديد، وشوارعها مرصوفة بالحجر أو الإسفلت. في حين تكون أبنية الريف من الطين أو أقل استخداماً لهذه المواد، كما إن الطرقات في الريف نادراً ما ترصف بالإسفلت. اختلاف كمية الطاقة المستوعبة بين مواد البناء معروفة. فالاسمنت مثلاً يستوعب كمية من الطاقة تفوق الكمية التي يستوعبها الطين بثلاث مرات. وجميع المواد المستخدمة في البناء في المدينة لها قابلية مرتفعة على إيصال الحرارة مقارنة بالطين. فما نحتاجه من طاقة لتسخين المدينة هو أقل بكثير من الطاقة المطلوبة لتسخين الريف. ويلاحظ إن الأرض المرصوفة بالإسفلت تسخن أسرع بكثير من الأرض الغير مرصوفة. فقد وجد في كولومبيا (ميريلاند) أن حرارة الأرض المزروعة ٣١ م° في حين سجلت الأرض المرصوفة بالإسفلت في المنطقة نفسها ٤٤ م°. كما أن درجة الحرارة على عمق عدة سنتيمترات في التربة هي أقل من درجة الحرارة على نفس العمق في مواد البناء. ويظهر أثر هذا الاختلاف ليلاً، حيث تشع البنايات كمية من الطاقة اكبر ولفترة أطول مما يحدث مع التربة. لذلك تكون المدينة أكثر حرارة من الريف مساءً.

٢- اختلاف أشكال واتجاهات بنايات المدينة عن الريف: نظام التسخين في المدينة نظام معقد، بينما نظام التسخين في الريف نظام بسيط (الشكل ١٠-١). يتضح من الشكل إن الأشعة الشمسية الساقطة على المدينة تتضخم، وذلك بسبب إن جدران الأبنية تعكس الأشعة الساقطة عليها فيعود جزء منها إلى أرض المدينة مما يضخم هذه الأشعة. بينما في الريف تسقط الأشعة لوحدها من غير تضخيم (الشكل ١٠-٢)، بل إن جزء من هذه الأشعة قد يحجب بواسطة الأشجار التي تمنع الأشعة من الوصول إلى سطح الأرض في الريف، كما إن جزء مهم من هذه الطاقة يستهلك في تيجان الأشجار. لذلك تتضاعف كمية الطاقة المكتسبة على أرض المدينة قياساً بالريف المجاور. ومما يزيد من حالة التعقيد هذه إن الأبنية العالية في المدينة تحجب وتخفف من سرعة الرياح داخل المدينة مما يعمل على بطء تبديد الطاقة المكتسبة في المدينة، بينما أرض الريف المفتوحة تسمح بتبديد أسرع للطاقة من أرض الريف.



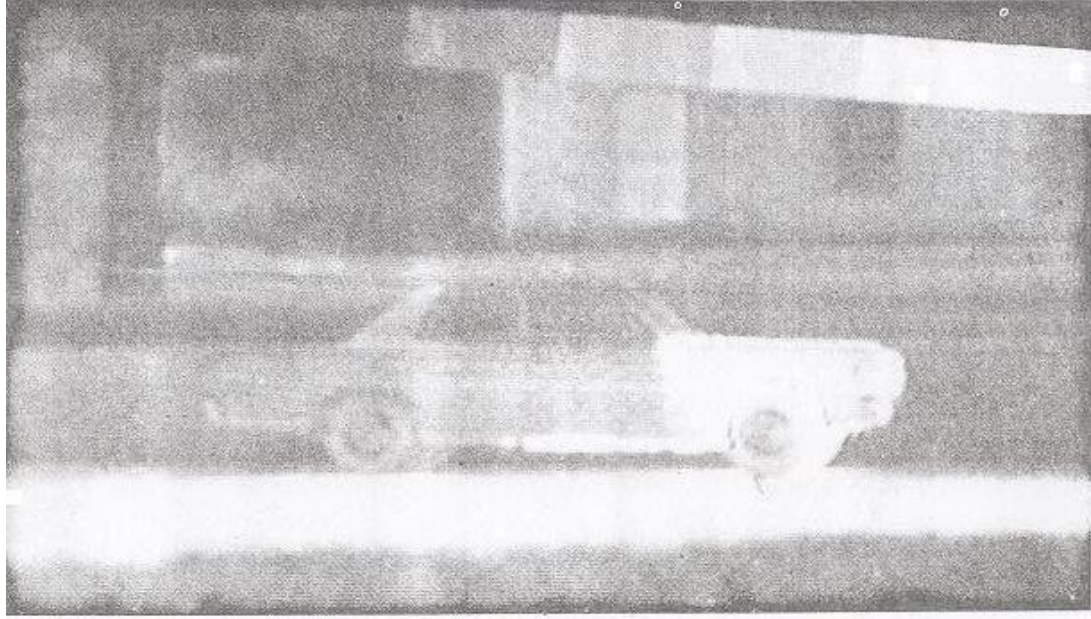
الشكل ١٠-١: تأثير أبنية المدينة المباشر على تضخيم كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى الأرض فالإشعاع الشمسي المباشر زائداً الإشعاع المنعكس من الجدران يؤدي في النهاية إلى رفع درجة حرارة المدينة.
After Lowry, 1967.



الشكل ١٠-٢: ارض الريف المنبسطة لخلوها من الأبنية تستلم كمية من الطاقة اقل من المدينة لذلك فان حرارة الريف اقل من المدينة.
After Lowry, 1967.

٣- المدينة مولد كبير للطاقة: الكثافة السكانية العالية في المدينة يتطلب استخدام كبير لوسائل النقل والتي منها شخصية، كما يستخدم هؤلاء الناس الوقود لأغراض الطبخ والتدفئة والتبريد، مع عدد كبير من المعامل الصناعية التي تستخدم الوقود بكميات كبيرة، يجعل المدينة كمولد ضخم للطاقة. فالمعروف ان حرق الوقود يحرر طاقة حرارية، وكمية هذه الطاقة الحرارية المحررة في المدينة كبيرة جداً. فقد قدرت الطاقة المضافة في المدن الأمريكية إلى جو المدينة بنسبة ١٠-١٥٪ من الطاقة الشمسية الواصلة إلى ارض المدينة، وبنسبة ٣٣٪ من الإشعاع الشمسي الواصل إلى المدن الأوروبية. إن هذه الكمية من الطاقة مع العوامل الأخرى المؤثرة على مناخ المدينة يمكن أن ترفع درجة الحرارة حوالي ١-٢ م° للحرارة العظمى اليومية عن حرارة الريف المجاور، وبين ١-٩ م° للصغرى اليومية عن حرارة الريف. ولإعطاء فكرة عن الطاقة المضافة إلى جو المدينة، الشكل ١٠-٣ يوضح صورة سيارة مأخوذة بالأشعة تحت الحمراء ليبين المناطق الساخنة من المناطق الأقل سخونة. فاللون الفاتح في الصورة يشير إلى الأجزاء الساخنة واللون الغامق إلى الأجزاء الأقل سخونة. يلاحظ من الشكل أن الجزء الأمامي من السيارة (ماكينة السيارة) ساخن جداً، وكذلك العادم أسفل السيارة، بالإضافة إلى إسفلت الطريق. إن الشكل يعطي فكرة مبسطة فقط عن كمية الطاقة التي يمكن أن تضاف إلى جو المدينة.

٤- طريقة تصريف مياه الأمطار في المدينة: في المدينة نظام تصريف مياه الأمطار يجعل هذه المياه تتصرف بسرعة إلى المجاري المخصصة لها. كما إن مواد البناء والطرق في المدينة تتكون من مواد لا تمتص الماء. وفي المدن التي تسقط فيها الثلوج، فان سلطات المدينة تعمل بسرعة على إزاحتها لأنها تهدد وسائل النقل. لذلك تبدو المدينة جافة بعد وقت قصير من سقوط الأمطار أو تهاطل الثلوج. بينما في الريف تمتص التربة قدراً كبيراً من مياه الأمطار، وإذا سقطت الثلوج فان الذوبان البطيء لها يسمح للتربة أن تمتص اكبر قدر ممكن



الشكل ١٠-٣: صورة بالأشعة تحت الحمراء لسيارة مشغلة تبين المناطق الساخنة فيها، كما توضح ارتفاع حرارة الشارع لأنه معبد بالإسفلت الذي يكتسب طاقة عالية.

من المياه الذائبة. هذه الحالة تجعل التربة في الريف رطبة، بينما الطرقات في المدينة جافة. لذلك تستهلك تربة الريف كمية كبيرة من الطاقة الواصلة للريف في تبخير الماء، إذا علمنا أن كل غرام من الماء يحتاج إلى ٥٨٠ سعره لكي يتبخر، بينما الثلج يحتاج إلى ٦٦٠ سعره لكي يتبخر. وبذلك رطوبة التربة في الريف تستهلك كميات كبيرة من الطاقة لأغراض التبخير، بينما الطاقة الواصلة للمدينة تستعمل كلها في التسخين. وبذلك تختل الموازنة الحرارية في المدينة لمصلحة رفع حرارتها.

٥- نسبة التلوث في هواء المدينة أعلى من الريف بكثير: نسبة التلوث في هواء المدينة أعلى منة بكثير من هواء الريف. فالمعامل والسيارات تحمل الهواء في المدينة مواد ملوثة صلبة وسائلة وغازية، وان نسبة ٨٠٪ من المواد الملوثة الصلبة صغيرة الحجم جداً بحيث أنها تستطيع البقاء معلقة في الهواء إلى أن يأتي المطر ليسقطها. هذه المواد الصلبة تقلل من الإشعاع الشمسي الوارد إلى ارض المدينة، وبنفس الوقت تقلل من هروب الإشعاع الأرضي من المدينة. كما أن هذه المواد تعمل كنوويات تكاثف لذلك تزداد نسبة التغييم في المدينة كما يترادى تكرار الضباب. ولما كانت بعض الغازات عبارة عن بخار الماء، وغاز ثاني وأول اوكسيد الكربون، فان هذه الغازات تمتص الأشعة الأرضية بكفاءة. أي أن هذه الغازات تعمل عمل البيوت الزجاجية في أنها تمنع الإشعاع الأرضي من الهروب وبذلك يسخن هواء المدينة. إن تقليل هروب الإشعاع الأرضي قد يوازن أو يزيد عن الإشعاع الشمسي الذي تم حجبته بالغيوم والضباب أو بالمواد الملوثة الصلبة. قد تحتوي الملوثات الغازية أحياناً على غازات خطيرة مثل غاز ثاني اوكسيد السلفر، يذوب هذا الغاز بمياه الأمطار مكوناً أمطار حامضية. ملوثات المدينة تعمل إذا على رفع درجة حرارة المدينة بالإضافة إلى التأثير الصحي السيئ لهذه الملوثات.

إن هذه العوامل جميعاً عملت على إعطاء صفات خاصة لمناخ المدينة جعلته يختلف عن مناخ الريف المجاور. فمناخ المدينة بشكل عام يتميز بارتفاع درجة حرارته عن أطراف المدينة، وأطراف المدينة أكثر حرارة من الريف. وعندما تتأثر درجة الحرارة فان ذلك يؤثر على العناصر الأخرى بشكل أو بآخر، فتزداد نسبة التغييم، ونسبة تكرار الضباب. كما تنخفض سرعة الرياح ويقل الإشعاع الشمسي في جو المدينة قياساً بالريف المجاور.

الملاحظ إن التغيرات في مناخ المدينة هي بسبب تأثير عوامل ثابتة وعوامل متغيرة. فالأبنية والإسفلت، أي شكل المدينة هي من العوامل الثابتة. بينما كمية الطاقة المولدة في المدينة وكذلك نسبة التلوث في هواء المدينة هي من العوامل المتغيرة. فهذه العوامل تختلف بين الصيف والشتاء وبين أيام العطل وأيام العمل. كما تختلف كثافة هذه العوامل ومن ثم تأثيرها بحسب اختلاف الوظيفة الأساسية للمدينة وحجمها وكثافة السكان فيها. فالمدن الصناعية الكبرى يكون تأثير هذه العوامل فيها واضحاً، وكلما قل التركيز الصناعي قل وضوح هذه العوامل. كما تلعب الكثافة السكانية دوراً في بروز هذه العوامل، فكلما قلت الكثافة السكانية قل تأثير هذه العوامل. ولكن مع ذلك ما يجمع هذه المدن جميعاً إنها ذات مناخ يختلف بشكل أو بآخر عن مناخ المنطقة المجاورة. وبمقارنة مناخ المدينة في يوم عمل مع يوم آخر (عطلة) يعطي فكرة واضحة عن تأثير العوامل المتغيرة على مناخ المدينة.

١٠-١-٣-١ مقارنة مناخ المدينة بين يوم عمل ويوم عطلة

Comparing City Climate Between Work Day And Holliday

إن الاختلاف الأساسي بين يوم العمل ويوم العطلة هو أن كمية الطاقة المضافة إلى هواء المدينة في يوم العطلة هي أقل بكثير من كمية الطاقة المضافة إليه في يوم العمل. فعدد السيارات العاملة في الشوارع يقل بشكل كبير في أيام العطل، كما أن كل المعامل تقريباً تتوقف عن العمل. وإذا ما خرج الناس لقضاء عطلتهم خارج المدينة، فإن الطاقة المستخدمة في التبريد أو التدفئة والطبخ ستقل. إن هذا التغيير يشمل كمية المواد الملوثة في الهواء كذلك، فحيث إن مصدر التلوث هو السيارات والمعامل، فإن توقفها عن العمل أو تقليل استعمالها سيؤدي بالنتيجة إلى تقليل نسبة التلوث في الهواء وهذا ما سيؤدي إلى اختلاف نسبي في مناخ المدينة بين أيام العطلة وأيام العمل.

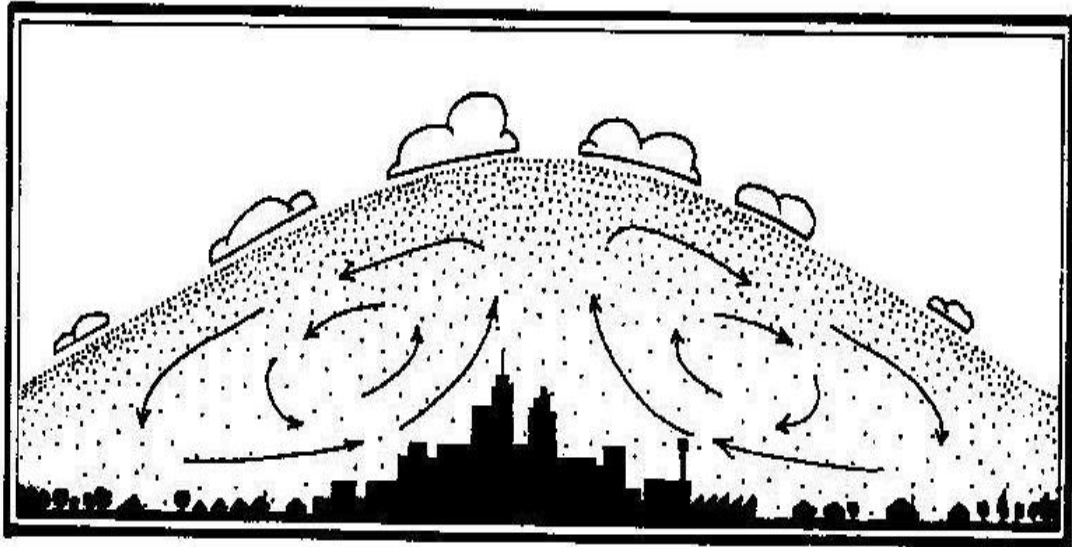
إن المدينة التي نناقش مناخها هي مدينة مفترضة تقع في منطقة منبسطة أو قليلة التلوج، ولا يوجد قربها مسطح مائي كبير. اليوم هو الجمعة لذلك لا تستعمل كمية كبيرة من الوقود في هذا اليوم. اليوم هو من أيام الصيف والسماء صافية والرياح خفيفة السرعة.

عند شروق الشمس تمتص بنايات المدينة كمية من الأشعة أكبر من امتصاص أرض الريف وذلك لأن أبنية المدينة تتقاطع مع الأشعة الشمسية. لذلك تبدأ كمية الطاقة المكتسبة في المدينة بالارتفاع كلما ارتفعت الشمس في كبد السماء، ويتركز هذا الارتفاع في وسط المدينة حيث ازدحام الأبنية. ولما كان الهواء هنا أسخن من الهواء في المناطق المجاورة، فإنه سيبدأ بالارتفاع في حركة تصاعدية. إن الهواء المتصاعد لا بد أن يحل محله هواء آخر. لذلك يبدأ هبوب نسيم خفيف من المناطق المجاورة موازي لسطح الأرض، وهذا ما يطلق عليه نسيم الريف. عند وصوله أرض المدينة يسخن نسيم الريف ويبدأ الهواء بالتصاعد. المناطق التي تحرك منها هذا النسيم يتكون فوقها تيار هوائي هابط ليعوض خروج النسيم السطحي منها ويكون مصدر التيار الهابط الهواء المتصاعد فوق المدينة والذي تعرض إلى التبريد نتيجة الارتفاع. وبذلك تتكون دورة لنسيم المدينة والريف. يختفي نسيم الريف ظهراً لقلّة الفروق الحرارية بين المدينة والريف، ويشتد عسراً لعودة الاختلاف في التسخين بين المدينة والريف.

في المساء تكون الأجزاء الأكثر إشعاعاً في المدينة هي سطوح الأبنية والشوارع. فإذا كانت سطوح الأبنية متقاربة الارتفاع فإن طبقة من الهواء البارد سوف تتشكل تدريجياً قرب السطوح. هذه الطبقة الباردة تكونت بسبب ملازمة الهواء للسطوح التي فقدت حرارتها بسرعة. وبذلك يتكون انقلاب حراري Temperature Inversion في جو المدينة. والانقلاب الحراري هو عندما تكون طبقة من الهواء الدافئ فوق طبقة الهواء البارد القريبة من السطح. إن طبقة الهواء البارد ستمنع الهواء الدافئ المحصور في الشوارع بين البنايات

من الارتفاع إلى الأعلى. وباستمرار انخفاض درجة حرارة الهواء بالإشعاع، فإن هواء المدينة بين الأبنية يبقى أدفئ من الهواء قرب السطوح والذي يقع فوقه هواء أدفئ. وبذلك تفقد المدينة حرارتها بشكل تدريجي وليس سريع.

في يوم السبت صباحاً سيعود النشاط إلى المدينة من جديد. فالمعامل والسيارات والشاحنات تضيف إلى جو المدينة طاقة محررة ودخان وغازات أخرى. فالطاقة المحررة المضافة إلى هواء المدينة مع التلوث المضاف إلى الهواء سيكونان عاملين مؤثرين في المناخ ولا بد من أخذهما بنظر الاعتبار. فالهواء الساخن في وسط المدينة في هذا اليوم سيكون أكثر سخونة مما سيؤدي إلى ارتفاعه أكثر من يوم الجمعة. حيث إن الهواء الساخن المرتفع سيسخن أكثر عندما يصل إلى مستوى مداخل المعامل التي تضيف إلى الهواء طاقة جديدة ترفع من درجة حرارته. وبذلك فإن الهواء المحمل بذرات صلبة ومواد غازية أخرى سيرتفع أكثر من اليوم السابق مكوناً خيمة المدينة والتي تنحدر أطرافها إلى الضواحي. وهكذا يصبح نسيم الريف أنشط من اليوم السابق. في المساء يساعد تبريد الذرات الصلبة والهواء على ظهور أو تكرار ظاهرة الضباب الدخاني Smog، وذلك لأن المواد الملوثة ستكون نويات يتكاثف حولها بخار الماء. وتبدأ طبقات الضباب بالنزول من أعلى الخيمة إلى الأسفل. الشكل (١٠-٤) يبين شكلاً تخطيطياً لهذه الخيمة التي تغطي المدينة. وإذا كان اليوم خالياً من الأمطار فإن المواد الصلبة ستبقى معلقة في الهواء ليضاف إليها مواد جديدة في يوم العمل التالي. أما إذا صادف هبوب رياح قوية فإنها أو الأمطار ستساعد على إزاحة أو تخفيف نسبة التلوث في هواء المدينة. لذلك كثيراً ما تصادف المدن الصناعية ارتفاع شديد في تلوث هوائها خاصة عندما يسيطر عليها الضغط العالي لفترة من الزمن. ويكون تأثير هذا التلوث هو في رفع درجة حرارة المدينة أكثر فضلاً عن تأثيرها السيئ في الصحة العامة مما قد يؤدي إلى وفيات.



الشكل ١٠-٤: خيمة الغبار فوق بعض المدن والنتيجة من التسخين الشديد ووجود الملوثات في جو المدينة ويظهر نسيم الريف جزءاً من هذه الخيمة. After Lowry, 1967.

إن الاختلاف في درجات الحرارة بين يوم العمل ويوم العطلة قد يصل إلى ٣ م صباحاً وإلى ٥ م مساءً. أما في المساء فالفرق يزيد قليلاً عن ٥ م (الشكل ١٠-٥). إن هذا الاختلاف في الحرارة يعود إلى تأثير المواد الملوثة والطاقة الإضافية التي تضاف إلى هواء المدينة في أيام العمل. أما بالنسبة إلى الضباب والأمطار فإنها أكثر في أيام العمل من أيام العطلة إذا كانت الظروف الأخرى مواتية لتكونها. أما الدورة الهوائية فوق المدينة والريف المجاور فإنها تشتد

نهاراً في أيام العمل عن أيام العطل. يلاحظ من هذا الاستعراض إن مناخ المدينة بصفاته التي سوف نتناولها في المبحث القادم قد اختلفت بين أيام العطل وأيام العمل. كما إنها تختلف بين المدينة والريف المجاور. إن هذا الاختلاف قد أوجد ما يسمى بمناخ المدينة. لذلك فالعوامل التي تم شرحها سابقاً هي المسؤولة عن ظهور مناخ المدينة.

١٠-٣-٢ الصفات الأساسية لمناخ المدينة

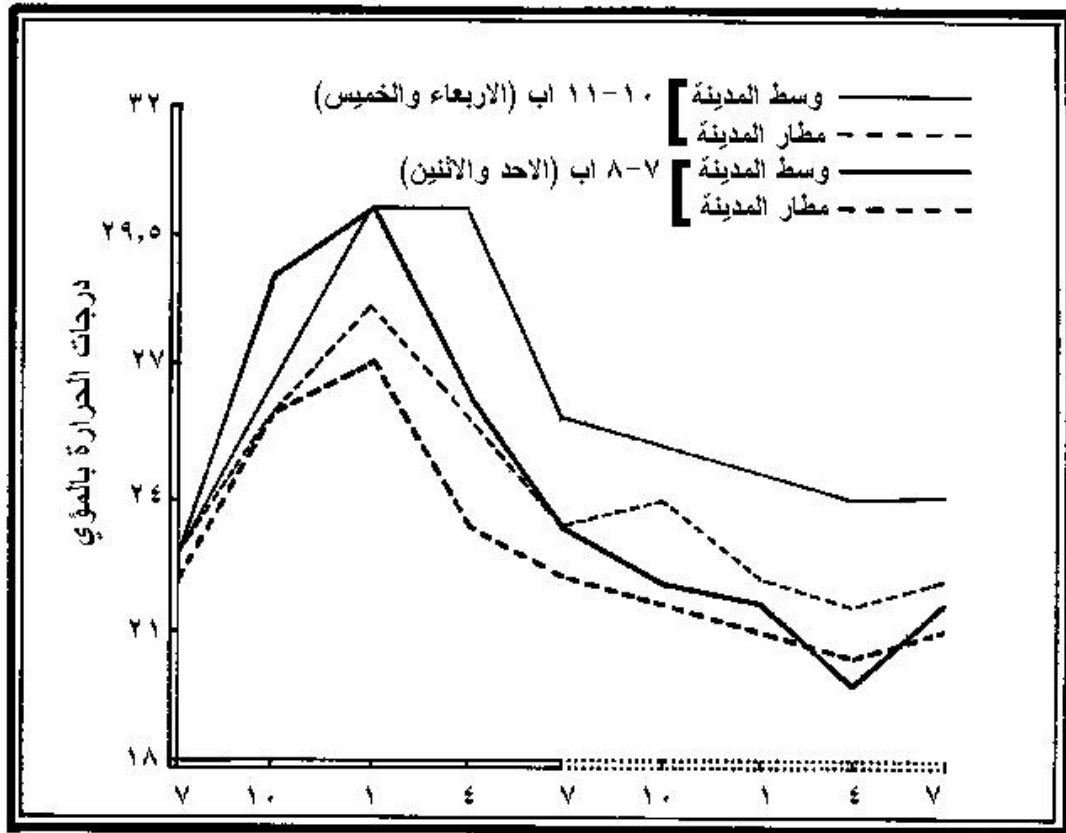
The Major Characteristics of City Climate

إن العوامل التي سبق استعراضها ستعمل مع العوامل المؤثرة في المناخ بشكل عام لتعطي المدينة مناخها المميز. ولابد من التأكيد هنا إن العوامل المؤثرة في مناخ المدينة لا تعمل بشكل منفصل عن العوامل المؤثرة في مناخ الإقليم. وللتعرف على الصفات الأساسية لمناخ المدينة فلا بد من معرفة عناصر المناخ في المدينة كل على حدة وذلك لتتبع التغيير الحاصل فيها. وسنلاحظ إن للعوامل التي سبق شرحها تأثير مباشر على كل عنصر من العناصر المناخية. وسوف نركز في شرح عناصر المناخ في المدينة على الاختلافات التي تحصل عليها هذه العناصر بسبب وجودها في جو المدينة. أي أن التركيز سيكون على مدى اختلاف الإشعاع الشمسي في المدينة عن الريف المجاور.

Solar Radiation

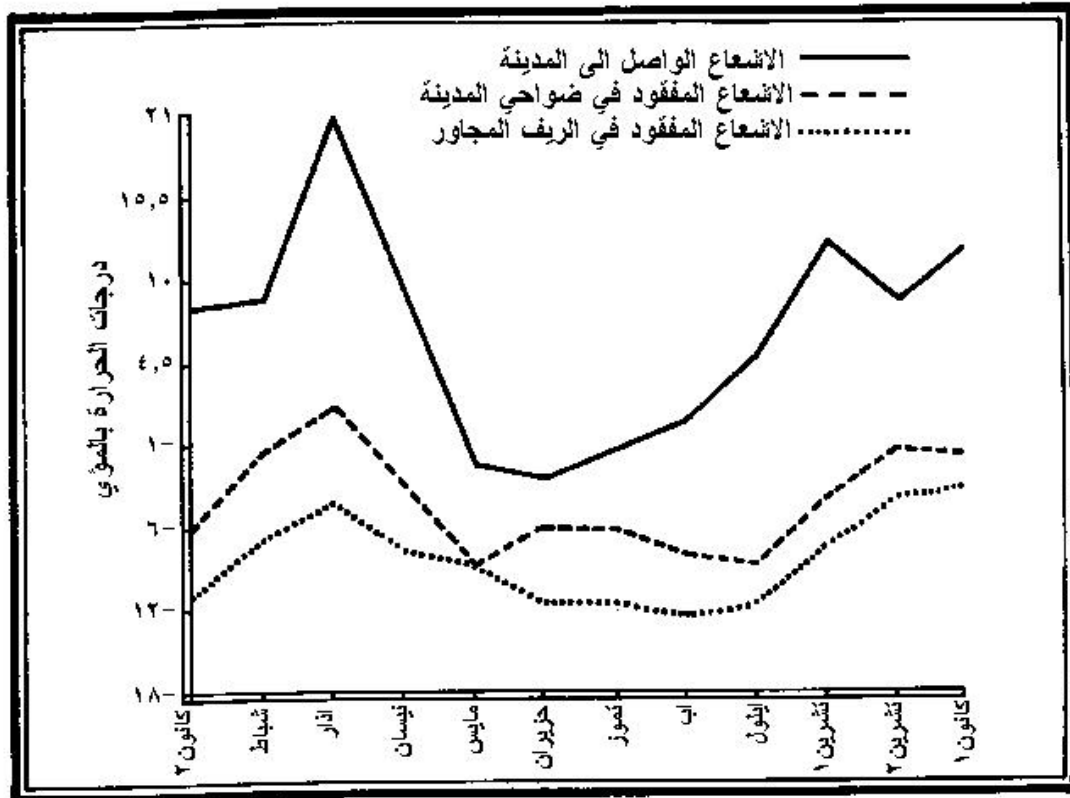
١٠-٣-١ الإشعاع الشمسي

إن احتواء جو المدينة على نسبة عالية من العوالق الصلبة هو المسئول الأساسي عن تقليص كمية الإشعاع الشمسي الواصل إلى المدينة. وحيث إن علاقة الإشعاع الشمسي بالمواد الصلبة العالقة في الهواء يعتمد على زاوية سقوط الأشعة الشمسية، فإن الاختلاف



الشكل ١٠-٥: اختلاف درجات الحرارة بين محطة وسط المدينة (الخطوط المتصلة) ومحطة مطار المدينة (الخطوط المقطعة) في مدينة نيويورك بين يوم عطلة ويوم عمل.. 1967, Lowry After

يكون كبيراً في مدن العروض العليا، وفي فصل الشتاء حيث تسقط الأشعة بزاوية. ففي دراسة عن مدينة روتردام، هولندا بين ديبور De Boar إن مركز المدينة يتسلم كمعدل سنوي من ٣-٦٪ أشعة شمسية أقل من الضواحي وبين ١٣-١٧٪ أشعة شمسية أقل من الريف (الشكل ١٠-٦). وفي مدن ترتفع في هوائها نسبة الدخان كما في بريطانيا، بين جاندلر Chandler إن هذه المدن تتسلم كمعدل شتوي (من تشرين الأول إلى آذار) حوالي ٢٥-٥٥٪ إشعاعاً شمسياً أقل من الريف المجاور. ونتيجة تركيز المواد العالقة في جو لندن قبل تطبيق قانون التلوث، فقد كانت المدينة تتسلم ساعات سطوع شمسي أقل بـ ٢٠٧٠ ساعة سنوياً عن المناطق المجاورة. ونتيجة اختلاف تركيز المواد العالقة في الهواء بين نهاية الأسبوع وأيام الأسبوع فإن ماتير Mateer وجد إن المعدل السنوي للطاقة الواصلة إلى مدينة تورنتو الكندية تزيد بمقدار ٢,٨٪ في أيام الأحد على بقية أيام الأسبوع. لقد لوحظ إن هواء المدينة هو أداً من هواء المناطق المجاورة على الرغم من قلة الإشعاع الشمسي. جزء من ذلك يعود إلى أن كمية من الإشعاع الشمسي تمتص من قبل المواد الصلبة العالقة في الهواء قبل أن تصل إلى الأرض. ففي دراسة لروج Roach بين أن المناطق التي تحتوي على نسبة عالية من التلوث تكون نسبة الامتصاص المباشر للأشعة الشمسية من قبل المواد الملوثة عالياً بحيث يؤدي إلى رفع درجة حرارة الهواء ١٠ م عن الهواء في المناطق المجاورة. وبعد تطبيق قانون تنظيف هواء لندن من الدخان، فقد توافرت فرصة رائعة لمعرفة أثر هذه الدخان على كمية الإشعاع الشمسي. فقد تبين أن نسبة الإشعاع ارتفعت بمعدل ١٪ عن السابق. كما أن جنكنز Jenkins قد بين إن عدد ساعات



الشكل ١٠-٦: الإشعاع الشمسي الواصل إلى المدينة أقل من الإشعاع الواصل إلى الضواحي وكذلك إلى الريف المجاور. النسب المئوية السالبة تبين قلة نسبة المفقود من الضواحي والريف نسبة إلى جو المدينة.
After Lowry, 1967.

سطوع الشمس للفترة الواقعة بين تشرين الأول وكانون الأول قد ازدادت بنسبة ٥٠٪ للفترة بين ١٩٥٨-١٩٦٧ عن الفترة ١٩٣١-١٩٦٠.

أما بالنسبة إلى الأشعة فوق البنفسجية Ultraviolet فإن طبقة الهواء على ارتفاع ١٦٣٠ متر تحتفظ بنسبة ١٤٪ من الأشعة فوق البنفسجية في الأيام الخالية من الضباب الدخاني Smog في مدينة لوس انجلوس، وترتفع النسبة إلى ٥٨٪ في أيام الضباب الدخاني. أما على سطح الأرض، فإن نسبة الأشعة فوق البنفسجية الواصلة تقل بنسبة ٥٠٪ في أيام الضباب الدخاني. وفي أيام اشتداد كثافة هذا الضباب فإن النسبة الواصلة تقل بمعدل ٩٠٪ عن الأيام الخالية من هذا الضباب.

Temperature

١٠-٣-٢-٢ الحرارة

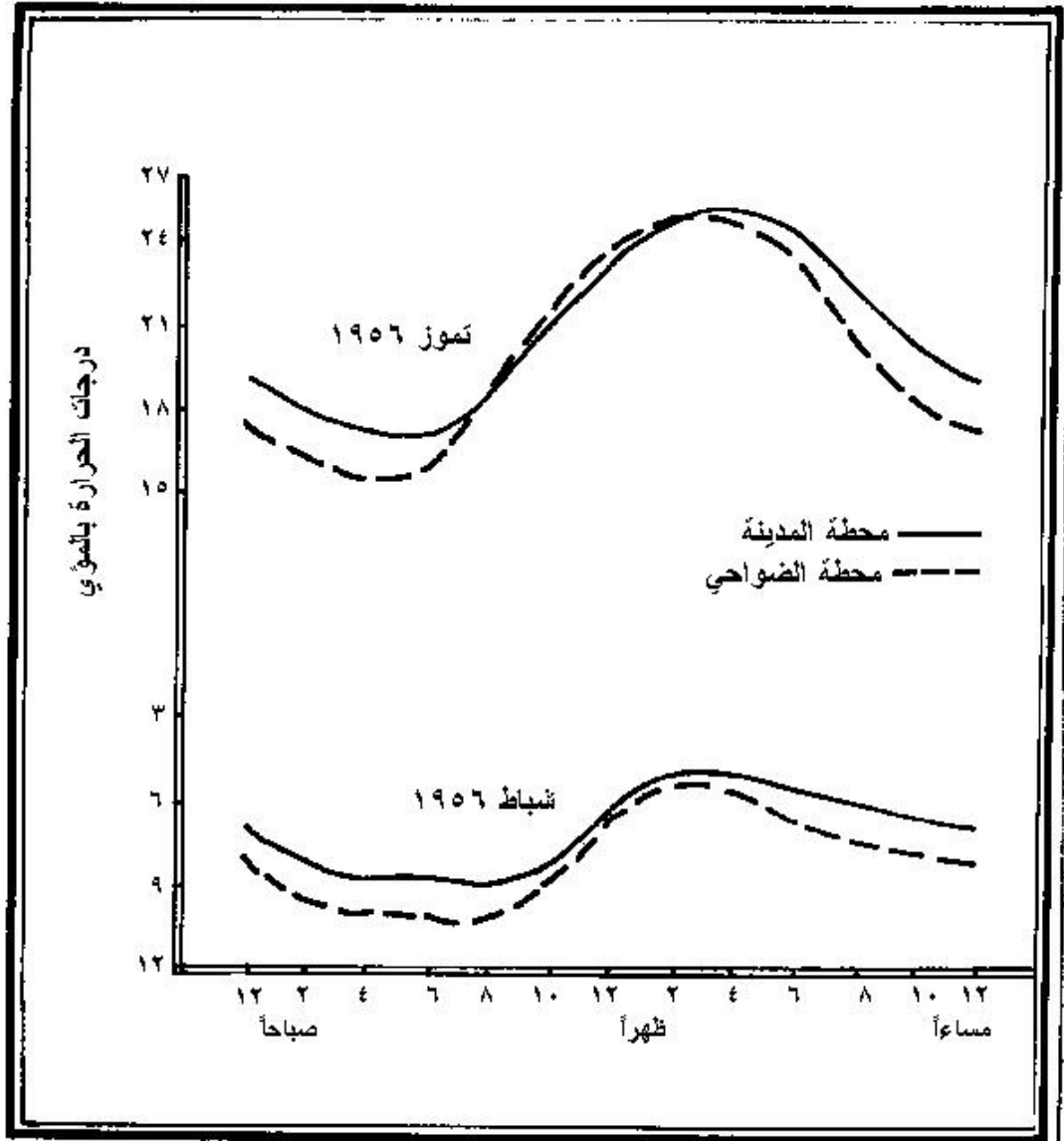
إن اختلاف حرارة المدينة عن المناطق المجاورة يعد من أكثر المواضيع التي أثارها اهتمام الباحثين، فمعظم البحوث التي تناولت مناخ المدينة ركزت على اختلاف حرارتها عن المناطق المجاورة. كما إن مركز المدينة الحراري (الجزيرة الحرارية Heat Island) قد اكتشف منذ أكثر من ١٠٠ سنة.

أن أكبر اختلاف بين حرارة المدينة والمناطق المجاورة يظهر في درجة الحرارة الصغرى (الشكل ١٠-٧). يلاحظ من الشكل إن أعلى حرارة صغرى مسجلة في مركز المدينة، حيث الأبنية المرتفعة والازدحام في الحركة. تبدأ درجة الحرارة بالانخفاض التدريجي كلما ابتعدنا عن مركز المدينة باتجاه الضواحي. وتزايد الانخفاض بالاتجاه من الضواحي إلى الريف المجاور. وقد قدر اختلاف درجة الحرارة الصغرى كمعدل سنوي ب ٢,٢ م° في المدينة أعلى من الريف. فقد وجد إن معدل درجة الحرارة الصغرى للفصلي للمدينة يزيد ب ٢,٢ م° عن الريف في مدينة واشنطن الأمريكية. إن الاختلاف الكبير بين درجة الحرارة الصغرى للمدينة والريف عادة يسجل في نهاية الصيف وبداية الخريف.

أما بالنسبة إلى درجة الحرارة العظمى فإنها أقل وضوحاً بين المدينة والريف، بل سجلت أحياناً حرارة عظمى في الريف أعلى من المدينة. سجلت مدينة لندن ارتفاعاً في درجة حرارتها العظمى يزيد بمقدار ٠,٦ إلى ١,١ م° عن الريف المجاور. وفي مجموعة من المدن الأمريكية في الجنوب سجلت المدينة عظمى أكثر ب ٠,٥ م°. كما وجد إن معدل درجة الحرارة العظمى لمدينة أمريكية وكندية تغطي القارة الأمريكية من الشمال إلى الجنوب يزيد على المناطق المجاورة بمعدل ١,٢ م° وبانحراف معياري ١ م°. هذه الزيادة سجلت قرب مركز المدينة وليس في المركز، والسبب يعود إلى أن البنايات المرتفعة في مركز المدينة تحجب كثيراً من الإشعاع الشمسي، بينما المناطق القريبة من المركز غالباً ما تكون مفتوحة على شكل مراتب للسيارات.

الشكل ١٠-٧ يوضح اختلاف درجات الحرارة الصغرى والعظمى بين المدينة والريف المجاور لفصلي الصيف والشتاء لمدينة فيينا وريفها. يبين الشكل إن الفرق كبير بين المدينة والريف بالنسبة للصغرى في كلا الفصليين، والفرق في الصيف أكبر من الشتاء. أما العظمى فإن الفرق أقل بكثير، بل أحياناً قد ترتفع العظمى قليلاً عن المدينة. يتضح من الشكل إن هناك فرقاً في المعدل السنوي بين حرارة المدينة والجوار يتراوح بين ١ م° إلى ١,٣ م°، وبمقارنة الشكل مع أرقام أخرى من مدن أخرى يتبين إن حجم المدينة وكثافتها السكانية تلعب دوراً مهماً.

إن ارتفاع درجة حرارة المدينة عن المناطق المجاورة قد يكون له تأثير إلى ارتفاع معين. ففي دراسة عن مدينة نيويورك وسنسناتي الأمريكيتين وباستخدام الهليوكوبتر في القياس، تبين إن درجة حرارة المدينة أعلى من الريف المجاور وإلى ارتفاع ١٠٠ متر، بينما على ارتفاع ١٢٢ متر كانت درجة الحرارة فوق المدينة أخفض من درجة الحرارة فوق المناطق المجاورة. وفي اختلاف حرارة المناطق المجاورة للمدينة بين المنطقة التي تقع أعلى الرياح



الشكل ١٠-٧: السير اليومي لدرجة الحرارة في مدينة فيينا وضواحيها لشهري شباط وتموز. الخط المتصل للمدينة والمتقطع للضواحي. After Mather, 1974.

وتلك التي تقع أسفل رياح المدينة، وجد كلارك إن تأثير حرارة المدينة قد تؤثر في منطقة أسفل رياح المدينة وإلى مسافة مقدارها عدة كيلومترات. كما وجد إن نسبة تكرار الانقلاب الحراري فوق الريف المجاور هو أكثر تكراراً مما هو عليه فوق المدينة، وذلك بسبب تأثير تسخين المدينة لهوائها. وقد يكون هذا الانقلاب الحراري هو المسئول عن انخفاض درجة حرارة الهواء على ارتفاع ١٢٢ متراً فوق المدينة بينما فوق الريف وعلى نفس الارتفاع يكون الهواء أدفئ.

إن اختلاف درجة حرارة المدينة عن ريفها يختلف بين مدينة وأخرى. فدرجة حرارة الجزيرة الحرارية في المدينة يختلف عن الريف المجاور بقدر حجم المدينة وكثافتها السكانية. والعلاقة بين هذه العوامل ليست علاقة خطية (طردية) تماماً. فالجدول (١٠-١) يبين هذه الحقيقة. وقد بين لورنس Lawrence أنه في الفترة بين ١٩٤٠ و ١٩٦٠ حيث توسعت مدينة مانجستر البريطانية ووصلت إلى قرب مطار المدينة، فإن الاختلاف في درجة الحرارة الصغرى بين المدينة والريف المجاور قد شهد ارتفاعاً مقداره ٢ م لصالح المدينة. كما بين

لاندسبرج Landsberg إن مدينتي لوس انجلوس وسانت دياغو في ولاية كاليفورنيا قد شهدتا ارتفاعاً بدرجة حرارتهما لارتفاع عدد السكان فيهما.

إن شدة الجزيرة الحرارية في المدينة لا يعتمد على حجم المدينة وعدد سكانها فقط، بل انه يتأثر بعناصر المناخ الأخرى. فقد وجد عدد من الباحثين إن عناصر مناخ معينة تؤدي إلى ظهور أو اختفاء الجزيرة الحرارية في المدينة بغض النظر عن حجمها وعدد سكانها. ففي دراسة لساندبورج Sundborg عن مدينة إسبلا في السويد، وجد إن سرعة الرياح ونسبة الغيوم في السماء هي العوامل الأكثر تحديداً لشدة الجزيرة الحرارية في وسط المدينة مساءً. النتائج نفسها توصل إليها شاندلر Chandler عن مدينة لندن، فقد وجد إن هذه العوامل (سرعة الرياح ونسبة الغيوم) ليس لها تأثير في الجزيرة الحرارية نهائياً وذلك لأن الجزيرة الحرارية عادة خفيفة الظهور أثناء ساعات النهار. إن العلاقة بين هذه العوامل وعدد سكان المدينة واضح كذلك، ففي الدراستين السابقتين ومجموعة بحوث أخرى تبين انه بارتفاع عدد سكان المدينة تكون المدينة بحاجة إلى فترة صحو اقل حتى تظهر فيها الجزيرة الحرارية. أما بالنسبة إلى الرياح فكلما زاد عدد سكان المدينة كانت الحاجة إلى سرعة رياح عالية لتبديد الجزيرة الحرارية واختفائها. والجدول (١٠-٢) يوضح العلاقة بين سرعة الرياح وعدد السكان واختفاء الجزيرة الحرارية.

الجدول ١٠-١: الاختلاف بين معدل درجة الحرارة السنوي في المدينة عن الريف المجاور بالدرجة المئوية

المدينة	اختلاف درجة الحرارة	المدينة	اختلاف درجة الحرارة
شيكاغو	٠,٦	موسكو	٠,٧
واشنطن العاصمة	٠,٦	فيلاديلفيا	٠,٨
لوس انجلوس	٠,٧	برلين	١,٠
باريس	٠,٧	نيويورك	١,١

After Peterson, 1973.

الجدول ١٠-٢: سرعة الرياح المطلوبة لتبديد الجزيرة الحرارية نسبة إلى عدد سكان المدينة

المدينة	عدد سكانها	سرعة الرياح م/ثا
لندن (بريطانيا)	٨,٥٠٠,٠٠٠	١٢
مونتريال (كندا)	٢,٠٠٠,٠٠٠	١١
بريمن (ألمانيا)	٤٠٠,٠٠٠	٨
هاملتون (كندا)	٣٠٠,٠٠٠	٨-٦
ريدنج (بريطانيا)	١٢٠,٠٠٠	٧-٤
كوموكايا (اليابان)	٥٠,٠٠٠	٥
بالواتو (كاليفورنيا)	٣٣,٠٠٠	٥-٣

After Peterson, 1973.

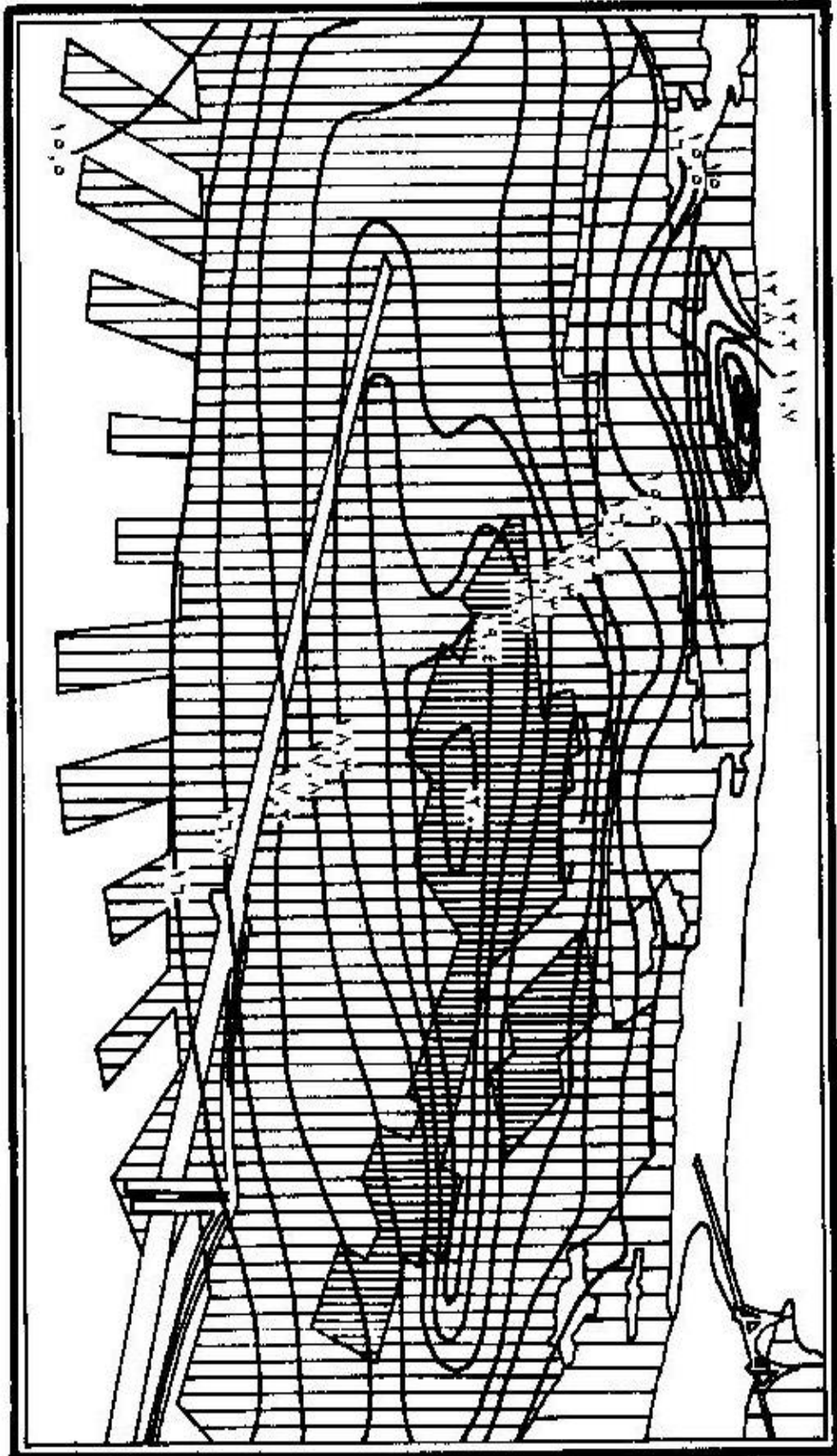
إن الظاهرة الأكثر بروزاً في اختلاف درجة الحرارة بين المدينة والمناطق المجاورة لها هو في ارتفاع درجة حرارة وسط المدينة (الشكلان ١٠-٨ و ١٠-٩). هناك مجموعة عوامل تعمل معاً من أجل إيجاد هذا الفرق الحراري. ويمكن القول إن الفرق في فصل الصيف يعود إلى إن بنايات المدينة العالية وتعبيد الطرق في المدينة بالإسفلت عوامل تعمل على اكتساب درجات الحرارة. حيث تكون قابلية هذه المواد على اكتساب الحرارة اكبر من قابلية التربة على اكتساب الحرارة. كما إن نسبة قليلة من الطاقة الشمسية الواصلة إلى المدينة تستخدم في



الشكل ١٠-٨: توزيع درجة الحرارة السنوية في مدينة واشنطن حيث تبدو الجزيرة الحرارية واضحة ومتفقة تماماً مع اشتداد كثافة الأبنية في المدينة.
After Lowry, 1967

التبخر نتيجة تصميم المدينة الذي يساعد على تصريف مياه الأمطار بسرعة، في حين إن تربة الريف وخضرته تساعدان على تبديد جزء كبير من الطاقة الواصلة إليه بالتبخر. ففي المساء وفي الوقت الذي تبدأ الحرارة بالانخفاض عن طريق الإشعاع، فإن المدينة تفقد حرارتها أبطأ من الريف وذلك لأن الكمية الكبيرة من الطاقة التي اختزنت في الجدران والأسفلت تحتاج إلى وقت أطول حتى تتبدد. وبذلك تبقى هذه المواد أدفاً من التربة مما يساعد على إن إشعاعها مساعداً يساعد على احتفاظ الهواء المجاور بدرجة حرارة أعلى من الهواء الموجود فوق التربة في الريف. أما في فصل الشتاء، فإن القصة تختلف. فالنسبة العالية من الوقود المستعملة في التدفئة تضيف إلى هواء المدينة طاقة إضافية لذلك يصبح الهواء وسط المدينة أدفاً من هواء المناطق المجاورة. وهذه الطاقة المضافة تعوض عن انخفاض كمية الطاقة الواصلة من الشمس شتاءً نتيجة ميلان الأشعة في هذا الفصل. وكما بينا سابقاً، فإن ما يساوي بين ٢٠-٣٣٪ من الطاقة الواصلة من الشمس تضاف إلى هواء المدينة من الطاقة المستخدمة في التسخين والسيارات والمعامل.

إذا كانت هذه الأسباب مسؤولة عن تكون الجزيرة الحرارية، ولكنها تساعد على اختلافها بين الصيف والشتاء. فإن مجموعة عوامل أخرى تعمل طوال العام على رفع درجة حرارة وسط المدينة عن المناطق المجاورة. فالتلوث الموجود في هواء المدينة وكما وضحنا سابقاً يساعد على امتصاص كمية من الإشعاع الأرضي ويعيده إلى أرض المدينة مما يؤدي إلى رفع درجة حرارة هذا الهواء. فاحتواء الهواء الملوث على نسبة عالية من ثاني أكسيد الكربون



الشكل ١٠-٩: توزيع درجة الحرارة في مدينة سان فرانسيسكو في أسيية ربيعية. يلاحظ انخفاض الحرارة في الزاوية الشمالية الغربية نتيجة لموقعها البحري بينما ترتفع درجة الحرارة في وسط المدينة بتأثير الجزيرة الحرارية.

After Lowry 1967

والمواد الأصلية يساعد على امتصاص الإشعاع الأرضي بنسبة اكبر. كما إن هندسة المدينة وبنائاتها والتي تقلل من سرعة الرياح تساعد على عدم تبديد هذه الجزيرة الحرارية إلا إذا ارتفعت سرعة الرياح إلى حد معين (الجدول ١٠-٢). فانخفاض سرعة الرياح لا يسمح للهواء البارد من المناطق المجاورة باختراق المدينة، كما لا يساعد على ارتفاع نسبة التبخر. إن عدم وضوح الجزيرة الحرارية نهائياً ووضوحها مساءً يمكن تفسيره كما جاء في بحث لتاج Tag. فقد تبين له إن انخفاض نسبة العاكسية وانخفاض الرطوبة في أرض المدينة هما المسئولان عن رفع درجة الحرارة والتي يعادلها قابلية مواد البناء على خزن الحرارة وقابلية السطح على تشتيت الأشعة. نتيجة هذا التوازن، فإن درجة حرارة المدينة لا ترتفع كثيراً عن درجة حرارة المناطق المجاورة نهائياً. في حين يكون ارتفاع حرارة هواء المدينة في المساء بسبب ارتفاع نسبة تشتيت الأشعة على سطوح أبنية المدينة وقابلية مواد البناء على خزن أكبر للطاقة من التربة. لذلك درجة حرارة الهواء تكون أعلى فوق المدينة من درجة حرارة الهواء فوق الريف المجاور.

Humidity

١٠-٣-٢-٣ الرطوبة

إن اختلاف الرطوبة بين هواء المدينة والريف المجاور نتيجة إلى الاختلاف بين تصميم المدينة والريف. فتصميم المدينة يساعد على تصريف سريع لمياه الأمطار، وإن الشوارع والجدران لا تمتص مياه الأمطار. لذلك فإن الماء بعد سقوط الأمطار بفترة غير متوافر لرفع رطوبة هواء المدينة، خاصة إذا كانت المدينة بعيدة عن المسطحات المائية. في حين إن تربة الريف التي تمتص كميات كبيرة من مياه الأمطار، والنباتات التي تحتوي على نسبة عالية من الماء توفر مصدراً جيداً لرطوبة الهواء. وهنا لابد من التمييز بين الرطوبة النسبية والرطوبة المطلقة أو ضغط بخار الماء في الهواء.

فالرطوبة النسبية Relative humidity في المدينة هي أقل من الرطوبة النسبية في المناطق المجاورة. ولأن الرطوبة النسبية تعتمد على درجة حرارة الهواء. فأن حرارة الهواء كلما ارتفعت انخفضت الرطوبة النسبية إذا كانت كمية بخار الماء في الهواء ثابتة. لذلك ترتبط رطوبة الهواء النسبية في هواء المدينة بالجزيرة الحرارية للمدينة. وذلك لأن الهواء كلما ارتفعت حرارته زادت قابليته على حمل بخار الماء، وبذلك يؤدي ارتفاع الحرارة إلى خفض نسبة الرطوبة إذا كانت كمية بخار الماء ثابتة. وفي هذا الصدد، فإن عدد من البحوث توصلت إلى إن الفرق في الرطوبة النسبية بين هواء المدينة وهواء المناطق المجاورة هو بحدود ٥٪ فقط. إن هذه النسبة الواطنة سجلت في مناطق طبيعة مناخها رطب. وليس هناك إشارة في البحوث إلى الفرق بين رطوبة الهواء النسبية فوق المدن والمناطق المجاورة في مناطق مناخها شبه جاف أو جاف. وقد جاء في هذه البحوث إن الرطوبة النسبية تختلف كثيراً بين المدينة والريف المجاور إذا كانت الجزيرة الحرارية في المدينة قوية وواضحة. وهذا يعني إن الفرق في الرطوبة النسبية بين المدينة والريف ليلاً يكون أكبر من الفرق في الرطوبة النسبية نهائياً إذا كانت كمية الرطوبة في الهواء ثابتة.

أما بالنسبة إلى الرطوبة المطلقة Absolute humidity فإن الفرق أقل بين هواء المدينة والريف. بل تسجل الرطوبة المطلقة أحياناً في هواء المدينة زيادة عن الرطوبة المطلقة في هواء الريف المجاور. إن هذا الاختلاف يعود إلى إن الرطوبة المطلقة لا تعتمد على درجة الحرارة بل تعتمد على قياس ما موجود فعلاً في الهواء من بخار ماء بغض النظر عن درجة حرارته. والسؤال من أين تأتي كمية بخار الماء العالية في هواء المدينة إذا كانت أرض المدينة ونظام التصريف فيها لا يساعدان على الاحتفاظ بكميات كبيرة من الماء؟ إن وجود المعامل واحتراق وقود السيارات يضيف كميات إضافية من بخار الماء إلى هواء المدينة يومياً حتى في الوقت الذي قد تكون فيه تربة الريف جافة. كما إن الهواء الدافئ نهائياً والذي يستطيع أن يحمل كميات كبيرة من بخار الماء عندما يبرد ليلاً، فانه فوق الريف

سيتم التخلص من كميات من بخار الماء الزائدة عن قدرة الهواء على الحمل نتيجة انخفاض درجة حرارته بالتكاثف وظهور الندى. في حين كون هواء المدينة أدفأ من هواء المناطق المجاورة، فإن قابليته على الحمل أكبر. كما إن هواء المدينة مساءً لا تنخفض درجة حرارته بنفس درجة انخفاضها فوق الريف، لذلك يبقى أدفأ أي أن قابليته على الحمل مازالت أعلى من قابلية هواء الريف. وبذلك لا يتخلص إلا من كميات قليلة من البخار الذي يحمله. هذا فضلاً عن أن الرطوبة الموجودة في الهواء فوق المدينة لا تتبدد بسرعة لعدم وجود الرياح القوية التي تعمل على أزاحته واستبداله بهواء أقل رطوبة، في حين إن الفضاء المفتوح في الريف يساعد الرياح دائماً على إزاحة الهواء واستبداله مما يقلل من رطوبته. لكل هذه الأسباب فإن الرطوبة المطلقة في هواء المدينة تكون أكثر من الرطوبة المطلقة في هواء الريف المجاور.

Visibility

١٠-٣-٤ مدى الرؤية

جميع الدلائل تشير إلى أن مدى الرؤية في المدن ينخفض كثيراً وذلك بسبب ارتفاع نسبة التلوث في هواء المدينة. ومن المؤكد إن هذا الانخفاض في مدى الرؤية يختلف بين المدن الصناعية والمدن غير الصناعية بغض النظر عن حجم هذه المدن. فالتلوث الصلب والغازي في الهواء سببه الأساس المعامل الصناعية، ولا تسهم السيارات إلا بنسبة أقل من نسبة المعامل. لذلك تظهر قبة من الهواء الملوث حول المدن الصناعية في حين تكون هذه القبة أقل ظهوراً فوق المدن غير الصناعية. وبشكل عام فإن المواد الأصلية في هواء المدن هي أكثر تركيزاً من هواء الريف. لذلك يضاف سبب آخر إلى تقليل مدى الرؤية وهو الضباب. إن توفر نويات التكاثف (الملوثات الأصلية) هي المسؤولة عن إيجاد الجو الملائم لتكاثف بخار الماء قرب السطح مما يكون الضباب Fog. وإذا ما وجد الدخان Smoke كعملية مستمرة في جو المدينة نتيجة التركيز الكثيف للمعامل الصناعية، فإن ذلك سيؤدي إلى تكرار ظاهرة الضباب الدخاني Smog في جو المدينة. وحتى إن لم تكن المدينة صناعية فإن تكرار ظاهرة الضباب فيها أعلى من الريف. حيث إن كمية الملوثات الأصلية في هواء المدينة أكثر بعشرة أضعاف كميته في هواء الريف المجاور كمعدل عام. وقد بينا سابقاً إن تركيز التلوث يختلف بين الفصول وبين أيام الأسبوع وكذلك بين الأيام التي تكون رياحها شديدة أو هناك حالة سكون في الهواء. ففي الشتاء خاصة إذا كانت الأرض مغطاة بالثلج، أو في أيام الانعكاس الحراري، تزيد الملوثات في هواء المدينة على الصيف الذي تختفي فيه حالات استقرار الهواء. وفي أيام العطل من الأسبوع تكون الملوثات أقل في الجو من أيام العمل الأسبوعية، وذلك بسبب قلة ما يضاف إلى الهواء أثناء العطل.

لما كانت الملوثات الأصلية هي المسؤولة عن تقليص مدى الرؤيا، فإن ازديادها في هواء المدينة يساعد على تكرار ظاهرة الضباب الدخاني. وفي تجربة أجريت على سواحل هولندا، وجد إن الضباب الدخاني يكون أكثر كثافة ويكرر أكثر إذا كان الهواء من اليابس إلى الماء، في حين تنخفض نسبة تكرار الضباب الدخاني إذا كان الهواء من الماء إلى اليابس. والسبب هنا واضح في علاقته بتركيز الملوثات في الهواء. فالهواء القادم من اليابس يحمل معه نسبة عالية من الملوثات الأصلية (نويات التكاثف)، في حين تنخفض كثيراً نسبة الملوثات في الهواء البحري. لذلك من الطبيعي إن يرتبط تحسن مدى الرؤية في المدن الصناعية في السنوات الأخيرة بتطبيق قوانين التلوث التي عمدت إلى تخفيض نسبة الملوثات الأصلية في هواء المدينة. فإن إجبار المعامل على استبدال الفحم كوقود في الصناعة إلى النفط والغاز الطبيعي، واستخدام أجهزة تساعد على حرق الوقود بشكل أفضل، قد خففا كثيراً من نسبة التلوث في هواء المدينة. لذلك أجرى عدد من الباحثين مقارنة بين فترات كان فيها التلوث كثيراً وفترات بعد تطبيق قوانين الحد من التلوث. وقد كانت النتائج إن مدى الرؤية قد تحسن كثيراً في هذه المدن، وإن نسبة تكرار ظاهرة الضباب الدخاني أصبحت أقل. ففي دراسة عن لندن وجد إن نسبة التلوث في الهواء قد انخفضت بنسبة ٣٢٪ للفترة بين ١٩٥٩ إلى ١٩٦٤

عن الفترة الواقعة بين ١٩٥٤ إلى ١٩٥٩. كما شهدت الفترة نفسها انخفاضاً في نسبة تكرار الضباب الدخاني.

هناك مدن أخرى بدأت تشهد ارتفاعاً في عدد سكانها. هذه المدن مثل توسان، أريزونا قد بدأت تشهد انخفاضاً في مدى الرؤيا. أي إن تكرار فترات الضباب بدأت تشهد ارتفاعاً يتناسب مع ارتفاع عدد سكانها. إن ارتفاع عدد السكان في مدينة صحراوية مثل توسان يعني ازدياد عدد ذرات التراب في الهواء نتيجة الاستعمال البشري وكذلك نمو بعض الصناعات حول المدينة مما يؤدي إلى ارتفاع نسبة التلوث في الهواء.

Wind

١٠-٣-٢-٥ الرياح

إن حركة الرياح في المدينة تختلف عن حركة الرياح في المناطق المجاورة لها من خلال اختلاف السرعة والتيارات الهوائية فوق المدينة. وسبب هذا الاختلاف هو إن أبنية المدينة العالية تكون عائقاً بوجه سرعة الرياح. أي إن هذه الأبنية تكون سطحاً خشناً يزيد من عامل الاحتكاك مع حركة الهواء مما يؤدي إلى خفض سرعتها. كما إن الحرارة في منطقة الجزيرة الحرارية تؤدي إلى تسخين للهواء مما يدفع به للارتفاع على شكل تيارات هوائية، هذا فضلاً عن أن عائق الأبنية مع التسخين يؤديان إلى زيادة الاضطرابات الهوائية في جو المدينة. لكل ذلك فإن المدينة تتميز بانخفاض سرعة الرياح فيها عن المناطق المجاورة. وإن فترات سكون الهواء فوق المدينة أكثر من هذه الفترات فوق الريف المجاور. ولا بد من الإشارة إلى الصعوبات التي يجابهها الباحثون في مجال قياس الرياح، فليس هناك تسجيلات لسرعة الرياح في الشوارع ومناطق العمل في المدينة. بل إن كل تسجيلات السرعة في المدينة تأخذ أما من أسطح البنايات أو من مواقف السيارات الكبيرة. وهكذا فإن اختلاف سرعة الرياح في المدينة تم مقارنتها بما يجاورها بقياسات لا تعبر بشكل دقيق عن طبيعة سرعة الرياح في المدينة.

إن القاعدة التي تبين إن سرعة هواء المدينة أقل من سرعة هواء المناطق المجاورة ليست عامة كما يبدو من نتائج البحوث. ففي دراسة لجاندلر Chandler عن سرعة الرياح في وسط مدينة لندن وسرعة الرياح في المطار المجاور، وجد إن سرعة الرياح تختلف بين الليل والنهار. ففي النهار (جدول ١٠-٣) يكون هواء المناطق المجاورة دائماً أسرع من الهواء في المدينة، وفي الليل يحدث العكس. ويحاول الباحث أن يعطي سبباً لذلك فيذكر أنه في النهار يتغلب عنصر إعاقة الأبنية للرياح وبذلك تقل سرعة الهواء في المدينة عن سرعته في المناطق المجاورة. بينما في الليل، ولأن الرياح تميل إلى السكون في المناطق المكشوفة نتيجة التبريد وتكوين طبقة من الهواء المستقر، فإن المدينة في هذه الحالة مازالت أدفاً من المناطق المجاورة. لذلك يكون استقرار الهواء فيها أقل من المناطق المجاورة مما يؤدي إلى حركة رياح تكون أسرع من المناطق المجاورة.

الجدول ١٠-٣: الفرق في سرعة الرياح بين وسط مدينة لندن ومطارها.

الفترة	الواحدة صباحاً	الواحدة ظهراً	معدل السرعة	معدل السرعة
	م/ثا	م/ثا	معدل السرعة	معدل السرعة
كانون ١-شباط	٢,٥	٠,٤-	٣,١	٠,٤
آذار-مايس	٢,٥	٠,١-	٣,١	١,٢
حزيران-آب	٢,٠	٠,٦-	٢,٧	٠,٧
أيلول-تشرين ١	٢,١	٠,٢-	٢,٦	٠,٦
المعدل السنوي	٢,٢	٠,٣-	٢,٩	٠,٧

After Peterson, 1973

ويبين جاندلر إن ليالي الصيف وأيام وليالي الشتاء تكون فيها الرياح أسرع في المدينة إذا كانت سرعة الرياح دون ٥,٥ م/ثا. ولا بد من القول إن الاختلاف في السرعة بين هواء المدينة والمناطق المجاورة يقل كلما زادت سرعة الهواء. إن مثال لندن قد لا ينطبق على مدن أخرى. فقد وجد عدد من الباحثين نتائج مختلفة بهذا الصدد عن النتيجة التي توصل إليها جاندلر. لذلك يبدو إن لكل مدينة ظروفها والتي تؤثر في اختلاف سرعة الهواء فيها. وإن جميع البحوث التي تناولت اختلاف سرعة الرياح بين المدينة والريف المجاور لم تكن بنفس التفصيل الذي تم في لندن. كما إن اختلاف مواقع أجهزة التسجيل لسرعة الرياح قد يكون لها تأثير في نتائج الدراسات.

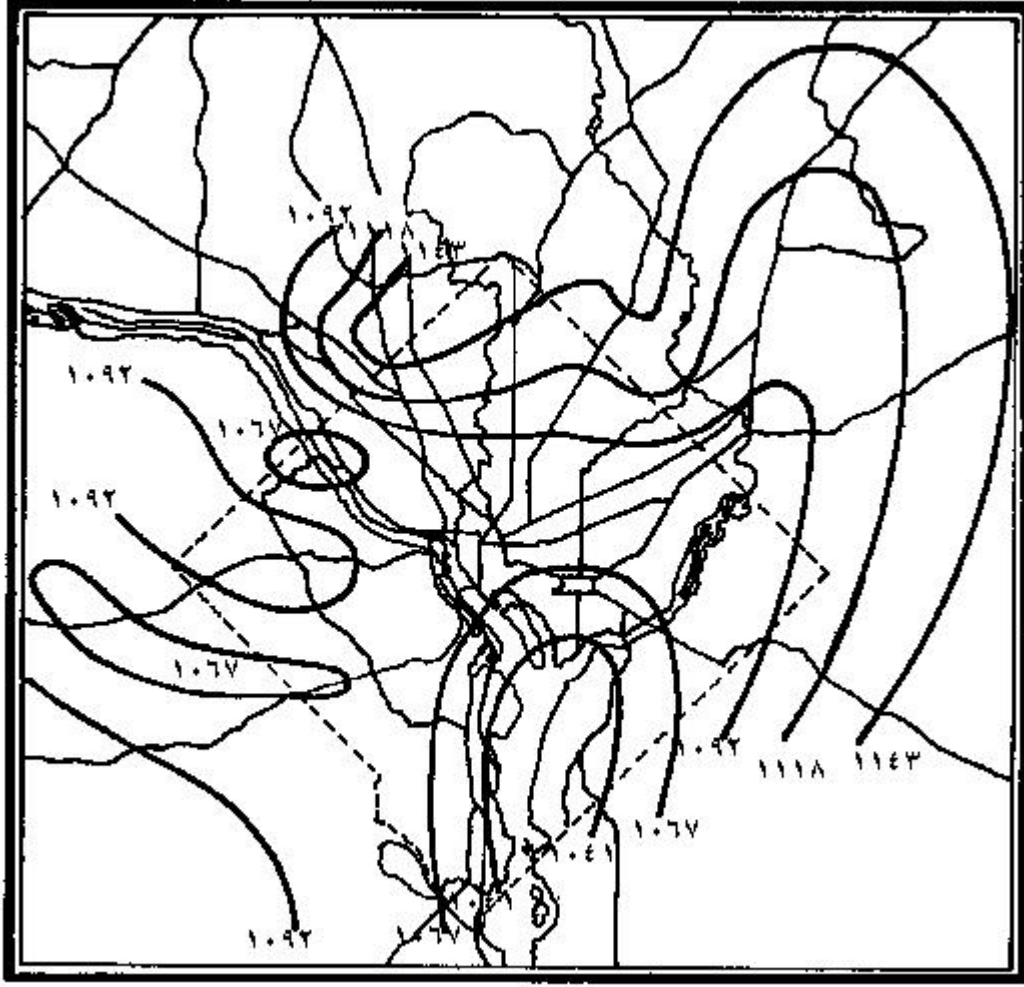
أما بالنسبة إلى اتجاه الرياح وحركة التيارات الهوائية فوق المدينة، فإن الافتراض هو، لما كان الهواء في وسط المدينة (الجزيرة الحرارية) يسخن أكثر من الهواء المجاور، فإنه سوف يكون تيارات هوائية صاعدة تؤدي إلى انخفاض نسبي في الضغط يتطلب جلب هواء من المناطق المجاورة ليحل محل الهواء المتصاعد. وبذلك يتم جلب هواء بارد نسبياً من المناطق المجاورة للمدينة ويسمى بنسيم الريف. إن هذا الافتراض يرتبط إذاً بتكون الجزيرة الحرارية ووضوحها، أي نسبة الاختلاف بين درجة حرارة وسط المدينة والمناطق المجاورة. فإذا كانت الجزيرة الحرارية ضعيفة، فلا يسجل دخول هواء من المناطق المجاورة إلى وسط المدينة. وقد أثبتت عدد من البحوث وجود هذا الهواء عندما تكون الجزيرة الحرارية شديدة الوضوح وعندما تكون سرعة الرياح في الإقليم خفيفة. أما إذا اشتدت سرعة الرياح العامة فإن هذه الدورة تنعدم ولا يمكن إثباتها. فمن جهة تختفي الجزيرة الحرارية عندما تشتد حركة الرياح العامة، ومن جهة أخرى فإن سرعة الرياح العالية تخفي أثر حركة نسيم الريف. فقد وجد إن مدينة نيويورك يتصاعد منها تيار هوائي من جزيرة منهاتن (قلب المدينة) ليؤدي إلى هبوط تيارات هوائية على أطراف المدينة. كما إن هواءً سطحياً بارداً نسبياً ينساب من المناطق المجاورة إلى قلب المدينة عندما تكون سرعة الرياح العامة خفيفة. وحتى مع وضوح هذه الدورة فإن الرياح السطحية داخل المدينة تبقى أخف من سرعة رياح المناطق المجاورة بسبب العوائق المرتفعة. ويستثنى من ذلك الشوارع التي تمتد باتجاه مواز لحركة الرياح، حيث تكون السرعة فيها أعلى من المناطق المجاورة وذلك لأن الأبنية على جانبي الشارع تحصر الهواء فتزيد من سرعته.

Precipitation

١٠-٣-٦ التساقط

هناك جملة عوامل تساعد على زيادة الأمطار فوق المدينة عن المناطق المجاورة. فهناك عدة مصادر تزيد من بخار الماء في الهواء، وهناك الحرارة المرتفعة التي تؤدي إلى عدم استقرار في الهواء مما يساعد على التصاعد، فضلاً عن إن أبنية المدينة تعمل عائقاً طبيعياً يساعد على تصاعد مستمر في الهواء وتكون الاضطرابات الهوائية. هذه العوامل إذا أضيف إليها إن هواء المدينة يحتوي على كمية كبيرة من نويات التكاثف بسبب ارتفاع نسبة التلوث في هواء المدينة، نكون قد وفرنا ٧٥٪ من الشروط اللازمة لسقوط الأمطار. ولكن يصعب تحديد تأثير هذه العوامل في إيجاد الفروق في كمية الأمطار الساقطة على المدينة عن الريف وذلك للأسباب الآتية:

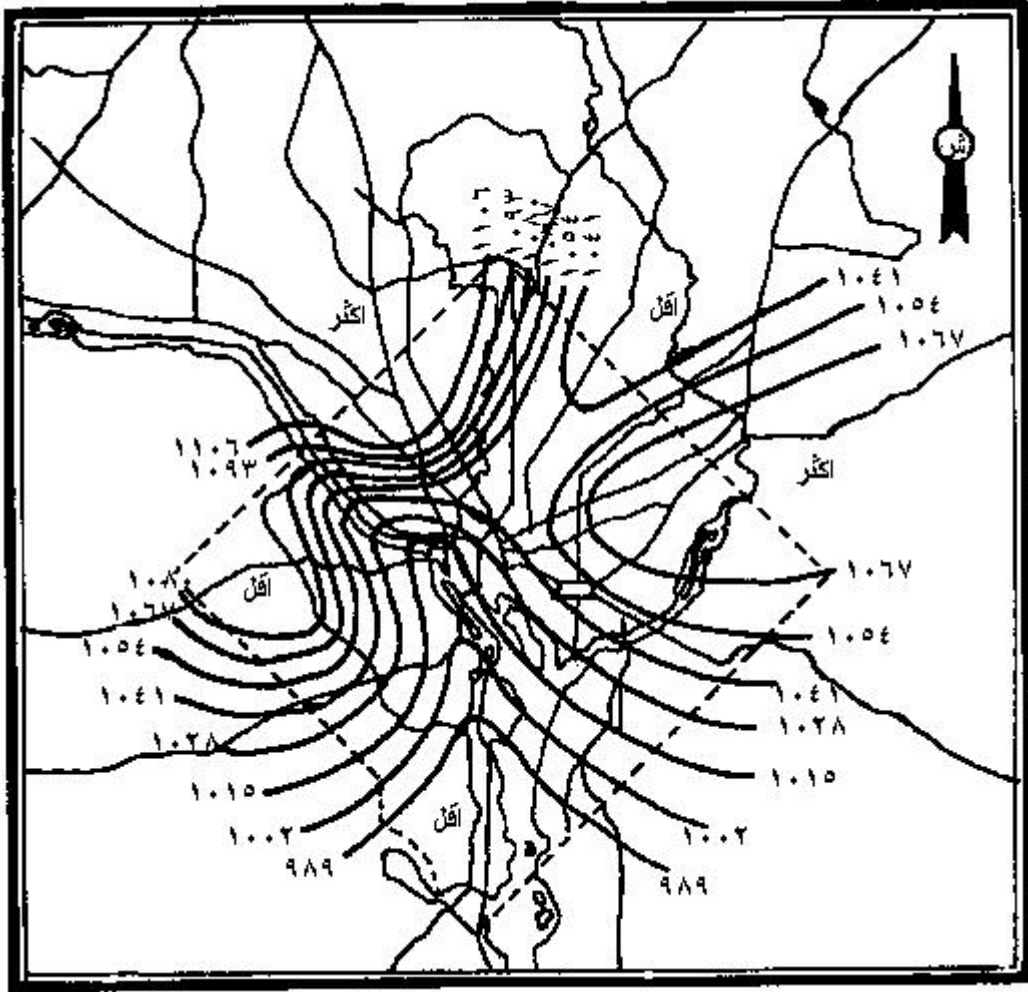
- (١) لا توجد مناطق قروية خاصة في المناطق التي أجريت عليها الدراسات خالية من النشاط الصناعي.
- (٢) لا توجد تسجيلات دقيقة لتوزيع الأمطار داخل المدينة ولفترات طويلة.
- (٣) يحتوي عدد كبير من المدن التي درست على مسطحات مائية أو مناطق مرتفعة والتي سيكون لها تأثير في زيادة كمية الأمطار.
- (٤) إن التباين الطبيعي في كمية الأمطار ضمن منطقة صغيرة موجود، لذلك يصعب إرجاع أسباب التباين إلى العوامل المؤثرة في المدينة أو عوامل أخرى.



الشكل ١٠-١٠: توزيع الأمطار السنوية في مدينة واشنطن. After Lowry, 1967

ومع كل هذه الصعوبات، فإن جميع البحوث أجمعت على زيادة كمية الأمطار في المدينة (الشكل ١٠-١٠). ففي دراسة لجانكنون Changnon عن منطقة شيكاغو الصناعية، تبين أن كمية الأمطار وعدد العواصف الرعدية وعدد مرات تساقط البرد قد ازدادت في المدينة منذ عام ١٩٢٥. ففي الفترة بين ١٩٥١ و ١٩٦٥ ازدادت كمية الأمطار في مدينة لابلورت La port، والتي على طريق هبوب الرياح من مدينة شيكاغو بثلاثين ميلاً، حوالي ٣١٪ وازداد عدد أيام العواصف الرعدية حوالي ٣٨٪ وعدد أيام البرد ٢٤٦٪، وازدادت عدد الأيام التي أمطارها تزيد عن ٦,٥ ملم بمقدار ٣٤٪. وقد أرجع الباحث أسباب هذه الزيادات إلى ازدياد النشاط البشري في المدينة الذي أدى إلى رفع نسبة التلوث في هواء المدينة. إن مدينة لابلورت تقع قرب بحيرة ميشيكان ويؤثر فيها نسيم البحيرة، لذلك لا يمكن اعتبار هذه المنطقة مثلاً حقيقياً لعدد كبير من المدن التي تفتقر إلى هذه الصفات. وفي دراسات مماثلة عن مناطق أخرى فقد وجد أن نسبة الزيادة في العناصر المذكورة سابقاً اقل بكثير مما وجد في مدينة لابلورت.

لا يتفق الباحثون حول توزيع الأمطار فوق المدينة. فهناك بحوث تبين أن هناك أجزاء من المدينة تتسلم كميات اقل من الأمطار، بينما هناك أخرى وهي ليست مركز المدينة تتسلم أعلى كميات من الأمطار (الشكل ١١-١٠). فقد بينت عدد من الدراسات عن مدن مختلفة أن الأمطار الغزيرة تسقط على مجرى الرياح قريباً من مركز المدينة وليس فيه. كما تبين دراسات أخرى



الشكل ١٠-١١: توزيع مجموع الأمطار السنوية لمنطقة واشنطن العاصمة. After Lowry, 1967

إن الأمطار تختلف بين أيام الأسبوع. ففي دراسة عن باريس تبين إن نسبة الأمطار الساقطة خلال أيام الأسبوع تزيد بنسبة ٣١٪ عن الأمطار الساقطة في يومي السبت والأحد (أيام العطلة).

وفي محاولة لإعطاء أهمية لبعض العوامل التي تساعد على زيادة الأمطار فوق المدينة مقارنة بالمناطق المجاورة، فقد ركز الباحثون على عاملين هما زيادة نوويات التكاثف في هواء المدينة بسبب التلوث، وارتفاع الحرارة في وسط المدينة نتيجة الطاقة المضافة إلى هواء المدينة من المعامل والسيارات وأجهزة التدفئة والتبريد وأجهزة الطبخ. ولإثبات العامل الأول، فإن عدد من الباحثين حاول معرفة عدد نوويات التكاثف التي تؤدي إلى زيادة الأمطار. ففي دراسة لمي Mee وجد إن عدد النوويات في الهواء يكون ٥٠ نووية في السنتمتر المكعب الواحد لهواء فوق المحيطات قرب بورتوريكو. ازداد هذا العدد إلى ٢٠٠ في السنتمتر المكعب في مناطق ليست ملوثة ولكنها فوق اليابس، وتراوح العدد بين ١٠٠٠ إلى ١٥٠٠ في السنتمتر المكعب في مدينة صناعية وامتد هذا التأثير إلى مسافة ١٦٠ كم عن المدينة وفي مجرى الهواء. ولكن التطور الحديث في نظرية الاستمطار بين إن المهم هو حجم هذه الذرات ونوعها وليس عددها. وذلك لأن الغيوم الدافئة عندما تجد عدداً كبيراً من النوويات

فأن هذه النوويات سوف تتزاحم وتتنافس على جذب بخار الماء من هذه الغيوم مما يؤدي إلى صغر حجم ذرة الماء المتكاثف مما يمنع تساقط الأمطار. كما انه في الغيوم الباردة لا تصلح كل ذرات التلوث كنويات وذلك لان عملية التكاثف تشترط الأجسام الباردة. وكما بينا في الفصل السابق، فإن تفتت الغيوم والضباب يعتمد على رش المنطقة بكمية كبيرة من نوويات التكاثف وبحجم معين حتى نمنع عملية التكاثف. لذلك فإن البحوث يجب أن تتجه إلى تحديد عدد النوويات الصالحة لجذب الماء وحجمها. ومع ذلك فإن ارتفاع عدد نوويات التكاثف في هواء المدن، جعل كل البحوث تجمع على أن كمية الأمطار فوق المدينة يزداد عن كمية الأمطار الساقطة على الريف المجاور. كما إن عدد أيام التساقط للأمطار والبرد والعواصف الرعدية يزداد فوق المدينة مقارنة بالريف المجاور. وقد انفرد لاندسبرج Landsberg بذكر أن عدد الأيام التي يتساقط فيها الثلج يكون فوق المدينة اقل من عدد الأيام المسجلة للريف المجاور وذلك لارتفاع درجة حرارة المدينة عن المناطق المجاورة.

من خلال الاستعراض السابق لعناصر المناخ في المدينة، تبين أن هناك عناصر تعد ايجابية في مناخ المدينة، بينما عناصر أخرى أصبحت سلبية. فارتفاع الحرارة في وسط المدينة يعد عنصراً ايجابياً لمدن العروض الوسطى والعليا، حيث انه يحسن كثيراً من جو الشتاء القارص ويجعله اقل قسوة. بينما هذا العامل يعد سلبياً في مدن العروض المدارية وخاصة في فصل الصيف. ومن العناصر السلبية انخفاض مدى الرؤية بسبب ارتفاع نسبة التلوث في هواء المدن مما اثر كثيراً على حركة السيارات وكذلك على صحة الإنسان في هذه المدن. وإذا عدت كميات الأمطار عاملاً ايجابياً لأول وهلة، فهي في الحقيقة سلبية وذلك لان الزيادة في سقوط الأمطار تتم فوق المدن التي لا تستفيد منها بشكل مباشر. وقد تكون حسنة الأمطار هي في غسل الهواء المشبع بالملوثات فوق هذه المدن الصناعية.

إن مناخ المدينة بمواصفاته التي تعرضنا لها يعد عند عدد كبير من الباحثين أنموذجاً للتغيير المناخي ضمن الإقليم. ولتوضيح هذا التغيير المناخي فلا بد من مقارنة مناخ المدينة بمناخ الريف المجاور من اجل الوصول إلى تحديد نسبة الزيادة والنقصان في تصرف العناصر المناخية لمناخ المدينة مقارنة بمناخ الريف المجاور. وهذا ما بدا واضحاً من خلال استعراضنا لعناصر مناخ المدينة ومقارنتها بعناصر مناخ الريف المجاور. وقد لاحظنا من خلال هذا الاستعراض الفروقات الواضحة بين مناخ المنطقتين.

المصادر

(١) المصادر العربية

- (١) أبو العينين، حسن سيد احمد، أصول الجغرافية المناخية، ط١، دار الجامعة للطبع والنشر، بيروت ١٩٨١.
- (٢) الراوي، عادل سعيد و قصي عبد المجيد السامرائي، المناخ التطبيقي، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، دار الحكمة للطباعة والنشر، الموصل، ١٩٩٠.
- (٣) السامرائي، قصي عبد المجيد وعبد مخور الريحاني، جغرافية الأراضي الجافة، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، دار الحكمة للطباعة والنشر، بغداد، ١٩٩٠.
- (٤) السامرائي، قصي عبد المجيد، " ظاهرة النينو المناخية"، مجلة كلية الآداب، جامعة بغداد، كلية الآداب، العدد ٤٥، ١٩٩٩.
- (٥) السامرائي، قصي عبد المجيد، العواصف الترابية والتصحر، دراسة تطبيقية عن العراق، مجلة الجغرافي العربي، العدد ٣، ١٩٩٥.
- (٦) شحادة، نعمان، علم المناخ، مطبعة النور النموذجية، الأردن ١٩٨٣.
- (٧) شعبان، سمير صلاح الدين، طاقة الرياح تحبوا، الخفجي، العدد التاسع، المملكة العربية السعودية، ١٩٨٨.
- (٨) الصراف، صادق، مبادئ علم البيئة والمناخ، دار الكتب للطباعة والنشر، بغداد ١٩٨٠.
- (٩) القاضي، تغريد احمد عمران، اثر المنظومات الضغطية السطحية والعليا في تكون العواصف الغباريه في العراق. رسالة ماجستير (غير منشورة)، جامعة بغداد، كلية الآداب، قسم الجغرافية، ٢٠٠١.
- (١٠) منظمة الأقطار العربية المصدرة للنفط، مركز بحوث الطاقة الشمسية، ندوة استخدامات الطاقة الشمسية في التدفئة والتبريد، كانون الأول، بغداد ١٩٨٤.
- (١١) موسى، علي حسن، المعجم الجغرافي المناخي، دار الفكر، دمشق، ١٩٨٦.
- (١٢) موسى، علي حسن، مناخات العالم، ط٢، دار الفكر، دمشق، ١٩٨٩.
- (١٣) النجم، فياض وحמיד مجول، فيزياء الجو والفضاء، ج ١ الأنواء الجوية، وزارة التعليم العالي والبحث العلمي، ط١، بغداد ١٩٨٢.
- (١٤) والتون، كنيث، الأراضي الجافة، ترجمة الدكتور علي عبد الوهاب شاهين، الإسكندرية، ١٩٧٦.

References المصادر الأجنبية (٢)

- (1) Al Samarrie, Kousay A., The Impacts of Projected Climatic Change on Farming in Western Oklahoma, Ph. D Dissertation, University of Oklahoma, Norman, Oklahoma, 1987.
- (2) Al Samarrie, Kousay A., The Effects of Local Rainfall Variations on Agricultural Production in the Irrigated Area of the Mesopotamian Plain of Iraq, MA Thesis, University of Northern Colorado, Greeley, Colorado, 1982.
- (3) Atkinson, B.W. " Climate": From Geography Yesterday& Tomorrow, Brown (ed.), Royal Geographical Society, Oxford University Press, 1980.
- (4) Ayoade, J. O., Introduction to Climatology for the Tropics, John Wiley & Sons, New York, 1983.
- (5) Critchfield, H. J., General Climatology, 3rd. ed., Prentice Hall Inc., New Jersey, 1974.
- (6) Eddy, John, "The Case of the Missing Sunspots", Scientific American, CCXXXVI, No.5, 1977.
- (7) Gribbin, John and Lamb, H.H., "Climatic Change in Historical times". From, Climatic Change, Edited by John Gribbin, Cambridge University Press, Cambridge, London, 1979, PP 68-82.
- (8) Griffiths, John F. & Dennis M. Driscall, Survey of Climatology, Charles E. Merrill Publishing Company, Columbus Ohio, 1982.
- (9) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Climate_ changes of 535-536](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_changes_of_535-536), 1 Jan 2005.
- (10) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Dust_storm](http://en.wikipedia.org/wiki/Dust_storm), 7 Mar 2005.
- (11) [http://en.wikipedia.org/wiki/ ElNino](http://en.wikipedia.org/wiki/ElNino), 29 Mar 2005.
- (12) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Climate model](http://en.wikipedia.org/wiki/Climate_model), 17_Des 2004.
- (13) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Global_ warming](http://en.wikipedia.org/wiki/Global_warming), 7 Jan 2005.
- (14) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Historical temperature record](http://en.wikipedia.org/wiki/Historical_temperature_record), 5 Dec 2004.
- (15) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Ice age](http://en.wikipedia.org/wiki/Ice_age), 2 Jan 2005.
- (16) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Lightning](http://en.wikipedia.org/wiki/Lightning), 31_Mar 2005.
- (17) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Paleoclimatology](http://en.wikipedia.org/wiki/Paleoclimatology), 5 Jan 2005.
- (18) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Temperature record of the past 1000 years](http://en.wikipedia.org/wiki/Temperature_record_of_the_past_1000_years), 5 Jan 2005.
- (19) [http://en.wikipedia.org/wiki/ Thunderstorm](http://en.wikipedia.org/wiki/Thunderstorm), 17_Mar 2005.

- (20) http://en.wikipedia.org/wiki/Tropical_cyclon, 25_Mar 2005.
- (21) Lowry, William P., "The Climate of Cities". Scientific American, W. H. Freeman & Co., San Francisco, California, Vol. 217 No. 2, Aug. 1967.
- (22) Lutgens, Frederick K. & Edward J. Tarbuck, The Atmosphere. An Introduction to Meteorology, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1979.
- (23) Mather, John R. Climatology: Fundamental & Application. McGraw-Hill Book Co., New York, 1974.
- (24) Miller, Albert & Others, Elements of Meteorology, 4th ed., Charles E. Merrill Publishing Co., Columbus, Ohio, 1983.
- (25) Oliver, John, Climatology Selected Applications, John Wiley & Sons, New York, 1981.
- (26) Penman, H. L., "Natural Evaporation From Open Water, Bare Soil & Grass". Royal Geographical Society, Vol. 193, 1948.
- (27) Peterson, James T., "The Climate of Cities" Survey of Recent Literatures, From: Climate in Review, Editor Geoffrey Mc Boyle, Houghton Mifflin Co., Boston, 1973.
- (28) Rosenberg, Norman J., Microclimates: The Biological Environment, John Wiley & Sons, New York, 1974.
- (29) Strahler, A. N., Modern Physical Geography, 2nd ed., John Wiley & sons, New York, 1983.
- (30) Tarling D. H., "The Geological – Geophysical Framework of Ice Ages". From, Climatic Change, Edited by John Gribbin, Cambridge University Press, Cambridge, London, 1979, PP 3 – 24.
- (31) Terjung, Werner H., "Physiologic Climates of the Conterminous United States: A Bioclimatic Classification Based on Man", Annals of the Association of American Geographers, Vol. 56, 1966.
- (32) Thornthwaite, W. C., "The Climate of North America According to a New Classification", Geographical Review, Vol. 21, 1931.
- (33) Thornthwaite, W.C., "Problems in the Classification", Geographical Review, Vol. 21, 1931.
- (34) Thornthwaite, W. C., "An Approach Toward a Rational Classification of Climate", Geographical Review, Vol. 33, 1943.
- (35) Trewartha, Glenn T., An Introduction to Climate, 3th. ed., McGraw-Hill Book Co., New York, 1965.
- (36) Trewartha, Glenn T. & Lyle H. Horn, An Introduction to

- Climate, 5Th. ed., McGraw-Hill Book Co., New York, 1980.
- (37) Trewartha, G. T., The Earth's Problem Climates, 2Nd. Ed. University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, 1982.
- (38) Wijmstra, T. A., " Palaeobotany and Climatic Change", From, Climatic Change, Edited by John Gribbin, Cambridge University Press, Cambridge, London, 1979, PP 25- 46.
- (39) Wright, David, Meteorology, Basil Blackwell, Oxford, 1983.
- (40) www.jpl.nasa.gov/ENSO/el_nino.html, for El-Nino chart, march 2005.
- (41) www.palaeos.com/ Mesozoic, Climate, march 2005.
- (42) www.palaeos.com/ Paleozoic, Climate, march 2005.
- (43) www.scotese.com for the maps and the graph of the paleoclimatology, march, 2005.