جامعة حماه
كلية الزراعة

مقرَّر الأرصاد الجوية والمناخ الزراعي
المحاضرة النظرية الرابعة 2018/10/31

الحرارة Temperature

تُعتبر الشمس المصدر الوحيد لحرارة جو الأرض وسطحها، ولذلك تعد الحرارة ظاهرة من مظاهر الإشعاع وهي تتبع العلاقات المتبادلة بين الإشعاع الشمسي والإشعاع الأرضي من جهة والخصائص الفيزيائية للأجسام المشعة من جهة أخرى.

فالإشعاع الشمسي الذي يمتصه سطح الأرض يتحول إلى حرارة. وجزء من هذه الحرارة يذهب إلى تسخين الطبقة الجوية الملامسة لسطح الأرض وإلى تبخير الماء الموجود في الطبقة العليا من التربة وفي النباتات، أما باقي الحرارة فينتقل إلى الطبقات السفلية من التربة. وتتغير حرارة الهواء والتربة كلما كان وصول الأشعة الشمسية غير منتظم خلال أيام السنة، وهذا التغير يتراوح أحياناً بحدود واسعة.

إن درجة الحرارة هي من أهم عناصر المناخ وهذا يرجع إلى:

- تأثيرها المباشر وغير المباشر على الظواهر الجوية كافة وتأثيرها المختلف على مظاهر الحياة كلها.
- تحكمها في توزيع المناخ وتوزيع الغطاء النباتي على مناطق الكرة الأرضية، وإضفاء أشكال مميزة لمظاهر سطح الأرض.
- اختلاف درجة الحرارة يؤدّي إلى اختلاف كثافة الهواء وضغطه، وبالتالي يتحرك الهواء من المناطق الأكثر كثافة إلى المناطق الأقل كثافة، كما ينشأ عن عمليات التسخين والتبريد حركات صاعدة وهابطة للهواء، وتتحول الطاقة الحرارية إلى طاقة حركية تعمل على تحريك جزيئات الهواء.
- ارتباط كمية بخار الماء في الجو بدرجة الحرارة بصورة وثيقة، وما اختلاف كمية الهطول في العالم إلا انعكاسٌ مباشرٌ أو غير مباشر لدرجة الحرارة وذلك للدور الذي تؤديه الحرارة في التبخر وفي حركة الهواء.

1- أهمية الحرارة في النشاط الحيوي للنباتات والحيوانات الزراعية:

يتحقق التمثيل الضوئي والتنفس وتبخر الماء وهضم المواد الغذائية في التربة وعمليات فيزيولوجية أخرى في الكائنات النباتية في نطاق محدد من درجة الحرارة. حيث توجد مجالات حرارية للنشاط الحيوي عند النباتات: الحد الأدنى البيولوجي والحد الأعلى البيولوجي وتقع بينهما منطقة حرارية مثالية وعند هذه الحرارة يجري تطور النباتات ويتشكل أفضل كثافة للمحصول. ودرجات الحرارة عند مختلف النباتات غير متساوية، فمثلاً الحد

الأدنى الحيوي لدرجة الحرارة لنمو بذور المحاصيل الحبية الربيعية المبكرة هو من 3–5ْ م، وعند المحاصيل المحبة للحرارة (أرز، قطن) يرتفع إلى 12–15ْ م.

تبدي حرارة التربة تأثيراً كبيراً على نمو المجموع الجذري، وعلى نشاط الكائنات الحية الدقيقة في التربة، وعلى استغلال النبات للفوسفات والنترات من التربة. ويسبّب انخفاض حرارة التربة على عمق عقد التفرع الشتوية أقل من النقطة الحرجة (–16 – –18ْ م لمعظم أصناف القمح الشتوي) إلى تجمدها. وعلى العكس من ذلك فإنَّ مكوث النباتات لفترة طويلة تحت الثلج عند درجة حرارة قريبة من الصفر على عمق عقد التفرع يسبب موت النبات.

تنخفض شدة التركيب الضوئي بحدة عند الكثير من المحاصيل المحبة للحرارة في درجة الحرارة 10–20ْ م، أمَّا عند الشوفان والبطاطا والفجل ونباتات أخرى احتياجها للحرارة أقل فيجري عند هذه الدرجة من الحرارة نمو كبير للكتلة النباتية. وتؤدّي الحرارة العالية للتربة والهواء > 20ْ م في مرحلة تشكل الأزهار في سنابل القمح الربيعي إلى انخفاض المحصول بمقدار 30–40 % عند نقصان رطوبة التربة.

إنَّ زيادة سرعة تطور النباتات تزداد بالتناسب مع ارتفاع درجة الحرارة ولكن إلى حد معين. وعند الزيادة التالية تتباطأ سرعة تطور النبات، ومن ثم يتدهور ويموت النبات. ويلاحظ عند الطقس الجاف الحار في مرحلة النضج تبقع الحبوب أو ما يُسمَّى بالفتلان، حيث نحصل على حبة ضئيلة وهذا يؤدّي إلى انخفاض الإنتاج بشدة وإلى نوعية بذور سيئة. وتؤدّي الحرارة المرتفعة في التربة إلى فساد درنات البطاطا والحصول على بذور سيئة النوعية. وكذلك يرتبط انتشار الآفات وأثرها الضار على المزروعات بعلاقة وثيقة مع النظام الحراري.

تحدد الظروف الحرارية حالة وسلوك وإنتاجية الحيوانات الزراعية بصورة كبيرة. فمثلاً، الطقس الحار يرهق الأغنام ويعرقل تناول العلف. ولهذا السبب تتخذ التدابير لحماية الحيوانات من الحر عند الطقس الحار في ظروف التربية بالطريقة الحرة. وكذلك انخفاض حرارة الهواء في فترة جز الأغنام له تأثير خطير.

إنَّ دراسة طبيعة النظام الحراري للتربة والطبقة الجوية الملامسة للأرض له أهمية كبيرة في إدارة الإنتاج الزراعي بصورة علمية وصحيحة.

2– طرق انتقال الحرارة:

يجري التبادل الحراري بين مناطق الكرة الأرضية والطبقة السفلية من الجو بطرق عدة. وتعدّ حرارة سطح الأرض المصدر الأساسي لتسخين الطبقة السفلية من الجو حيث ينتقل جزء من هذه الحرارة إلى الهواء في ساعات النهار عندما يكون الميزان الإشعاعي للأرض موجباً. وتبرد الطبقة الملامسة للجو ليلاً بسبب الإشعاع الحراري الأرضي وتصبح أبرد من الهواء. وهكذا يمكن أن تنتقل الطاقة الحرارية من مكان إلى آخر بالتوصيل والحمل والإشعاع.

أ– الإشعاع Radiation:

بهذه الطريقة تنتقل الحرارة على شكل موجات دون الحاجة إلى وسط ليتم الانتقال فيه. فمثلاً، أشعة الشمس تصل سطح الأرض على شكل موجات تنتقل عبر الفراغ المحيط بالشمس، وعندما نقف بقرب جسم حار فإنَّنا

نشعر بموجات حارة نتيجة الأشعة الحارة التي يشعها هذا الجسم الحار. وكذلك الأرض تصدر أشعة طويلة الموجة (تحت الحمراء) تساهم في زيادة حرارة الجو. وبالتالي يأخذ الجو حرارته من الشمس والأرض معاً.

ب- التوصيل Conduction:

هو عملية انتقال الحرارة خلال وسط نتيجة التماس بين الجزيئات الدقيقة المكونة لهذا الوسط. فمثلاً إذا سخنا طرف قضيب من المعدن فإنَّ النهاية الثانية من هذا القضيب سوف تسخن بسبب انتقال الحرارة عن طريق الجزيئات المكونة له.

وهنا تنتقل الطاقة الحرارية من الأجسام الحارة إلى الأجسام الباردة بصورة مستمرة، ولا يمكن أن يحدث العكس بقوة ذاتية. ومعنى ذلك أنَّ الكون يتجه إلى درجة تتساوى فيها حرارة جميع الأجسام وينضب منها معين الطاقة، ويومئذ لن تكون هناك عمليات كيماوية أو طبيعية، ولن يكون هنالك أثر للحياة نفسها في هذا الكون. لذلك فإنَّنا نستنتج أن هذا الكون لا يمكن أن يكون باقياً دائماً وإلا لاستهلكت طاقته منذ زمن بعيد وتوقف كل نشاط في الوجود.

جـ- الحمل Convection:

وهو انتقال الحرارة نتيجة انتقال المادة المسخَّنة نفسها. أي نتيجة التسخين غير المنتظم لمناطق مختلفة من سطح الأرض تنتقل جزيئات الهواء عمودياً. وهكذا نجد الهواء الأكثر حرارة والأقل كثافة يتصاعد نحو الأعلى متمدداً مصطحباً معه الحرارة التي اكتسبها من سطح الأرض ليحل بدلاً منه الهواء البارد الذي يسخن بدوره ليرتفع أيضاً نحو الأعلى وهكذا يتكون تيار صاعد من الهواء. ويُظهر الشكل (1) مثال لطرق انتقال الحرارة.

الشكل رقم (1) طرق انتقال الحرارة

3-العوامل المؤثّرة على درجة الحرارة:

تختلف درجة الحرارة من مكان إلى آخر على سطح الكرة الأرضية، وهذا يعود إلى العوامل التالية:

أ- خطوط العرض Latitude:

تتوقف كمية الحرارة التي تكتسبها منطقة ما على شدة الإشعاع الشمسي الوارد، وعلى طول فترة الإضاءة، وهذا كله مرتبط بدرجة عرض المكان. فكلما ابتعدنا عن خط الاستواء قل ارتفاع الشمس فوق الأفق، وكلما ابتعدنا عن المدار سقطت أشعة الشمس مائلة على سطح الأرض، أي قلَّت كمية الحرارة الناشئة عنها. إذ من المعروف أنَّ الأشعة التي تسقط مائلة على سطح ما، ترفع درجة حرارته إلى درجة أقل مما لوكان سقوطها عليه عمودياً. هذا إلى جانب تأثير سمك طبقة الجو التي تقطعها الأشعة والتي تزداد حتى تصل الأشعة إلى المنطقة القطبية. **لهذا يمكننا أن نلاحظ أن على سطح الأرض:**

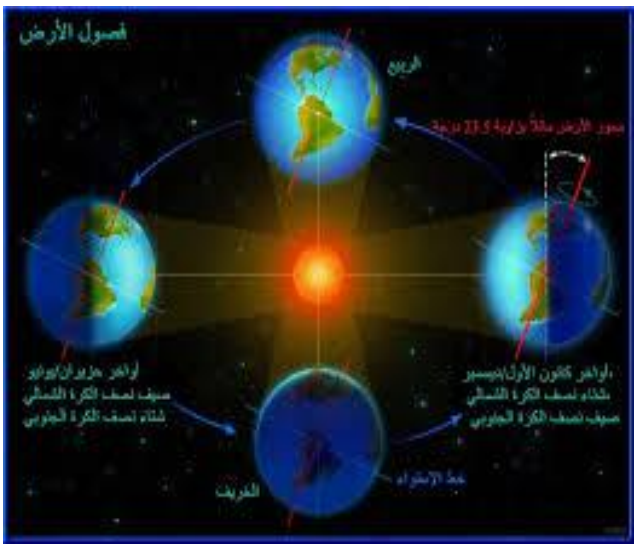
- منطقة حارة (استوائية ومدارية) تقع في خطوط العرض المنخفضة.
- منطقتين معتدلتين- واحدة في كل نصف من الكرة الأرضية – تقعان في خطوط العرض المتوسطة.
- منطقتين باردتين تمتدان حول القطبين.

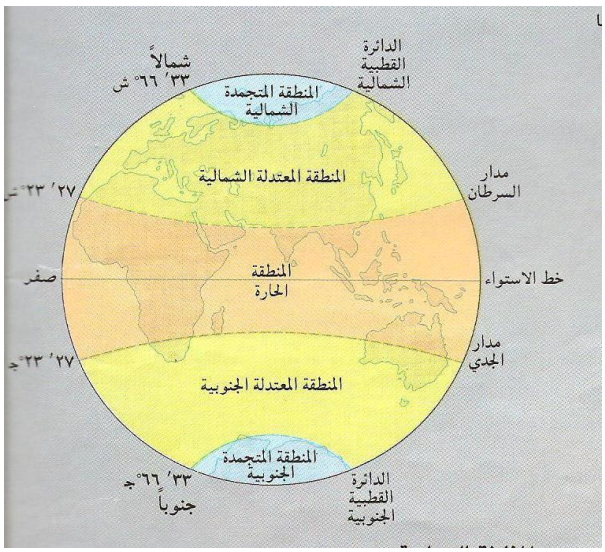
ب- فصول السنة Seasonal effect:

ينتج عن دوران الأرض حول الشمس اختلاف في ميل الأشعة التي تسقط على نقطة ما من الأرض خلال العام. فعندما توجِّه الأرض نحو الشمس نصفها الشمالي تسقط الأشعة مائلة على النصف الجنوبي ويكون النهار أطول شمالاً وبذلك يكون الفصل حاراً، والعكس يكون في النصف الجنوبي وبذلك يكون الفصل بارداً. وبعد مضي ستة أشهر تنعكس الحال فيسود الصيف في نصف الكرة الجنوبي والشتاء في نصفها الشمالي.

ولذا نميز من حيث اختلاف درجة الحرارة أثناء السنة ثلاثة أنواع من المناطق:

- **المنطقة الاستوائية والمدارية:** حيث يكون طول النهار ثابتاً تقريبا على مدار السنة وتسقط أشعة الشمس دوماً بصورة شاقولية أو قريبة منها. وتختلف الحرارة قليلاً أثناء السنة والفرق بين الفصول غير واضح تماماً.
- **المناطق المعتدلة:** حيث يزداد اختلاف ارتفاع الشمس فوق الأفق كما يزداد اختلاف طول النهار بمقدار ما تبعد هذه لمناطق عن خط الاستواء وتتميز الفصول بشكل واضح.
- **المناطق القطبية:** حيث يسود الليل تقريباً طوال مدة الشتاء ويسود النهار طوال مدة الصيف تقريباً، وذلك بسبب نور الشمس الوهاج من بدء الغروب إلى الشروق، والذي يجعل فترة الليل مضيئة رغم غياب قرص الشمس تحت الأفق. وبما أن أشعة الشمس تكون على درجة كبيرة من الميل فإنَّ الصيف يكون بارداً والشتاء جليدياً شديد البرودة. ويظهر الشكلين (2 و3) تأثير خطوط العرض وفصول السنة على درجة الحرارة.





الشكلين (2 و3) تأثير خطوط العرض وفصول السنة على درجة الحرارة.

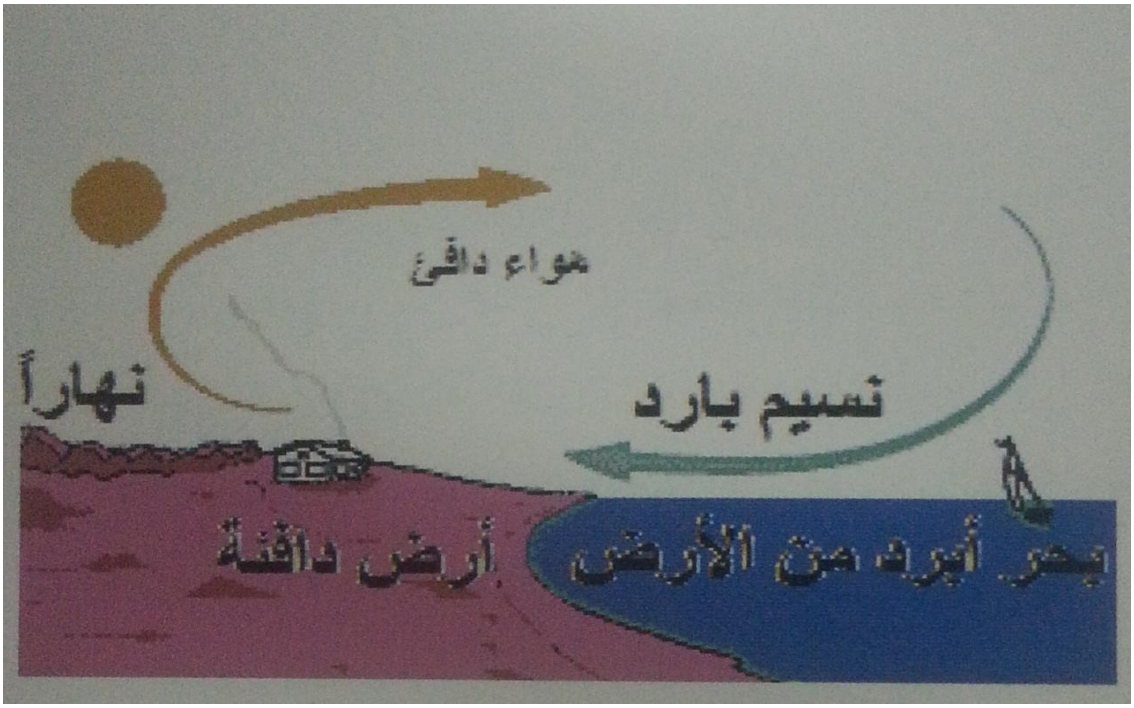
جـ- سطح الأرض Surface:

تؤثّر طبيعة سطح الأرض على سرعة تغير درجة حرارته. والفرق كبير بين البحر والبر حيث يسخن ويبرد الماء ببطء وبمدة أطول من المدة التي يسخن أو يبرد بها البر وذلك للعوامل التالية:

- الحرارة النوعية للماء أعلى من الحرارة النوعية لليابسة.
- تسخن قشرة الأرض الصلبة إلى عمق لا يزيد عن 20 متراً، وقد يبلغ عمق طبقة الماء التي تتأثر بحرارة الشمس 200 متر.
- التبخّر: إنَّ تحوُّل الماء إلى بخار يحتاج إلى طاقة، وعندما يحصل تبخُّر من سطح التربة أو من البحار فإنَّ الماء المتبخّر يستمد معظم الطاقة اللازمة لتبخّره من الجسم الذي تبخَّر منه، ولذا يحصل انخفاض في درجة حرارة ذلك الجسم. وبما أنَّ كمية الماء المتبخّرة من البحر أعلى بكثير من البر، فإنَّ الطاقة التي تستمد من البحر تكون أكثر من البر، وبالتالي تنخفض درجة حرارة البحر أكثر من البر.
- تختلط مياه البحر مع بعضها بسبب التيارات البحرية وينتج عن ذلك حرارة متوسطة لا مثيل لها في البر. ويعتبر هواء البحار أقل حرارة في النهار خلال الصيف وأقل برودة في النهار خلال الشتاء من هواء البر. ولذلك فإنَّ النظام البحري الذي يسود على البحار وعلى الأراضي القريبة منها هو نظام معتدل يمتاز بشتاء دافئ وصيف معتدل رطب. أما النظام القاري فيسود في المناطق البعيدة عن البحار ويمتاز بشتاء بارد وصيف حار.

هذا وتتأثر المياه المختلفة التركيب تأثراً متشابهاً تقريباً. أمَّا التربة بأنواعها المختلفة فإنَّ ها لا تسخن بتأثير أشعة الشمس بسرعة واحدة ولا ترتفع حرارتها إلى درجة واحدة مما يجعل تسخينها للهواء الملامس لها مختلفاً حسب طبيعتها. وبصورة عامة فإنَّ الرمال والحصى تصل درجة حرارتها إلى درجة أعلى من الصخور الكلسية والرملية وهذه بدورها تصل إلى درجة أعلى من الغرانيت والغضار. هذا يعني أن الأراضي الخفيفة المنفذة ترتفع درجة حرارتها إلى درجة أعلى من التي ترتفع إليها تربة الأراضي الثقيلة الكتيمة، ويعود سبب ذلك إلى أن التربة الرطبة تسخن ببطء وكذلك تفقد جزءاً من حرارتها عند التبخر. كذلك يؤثّر لون التربة في سرعة تسخنها ودرجة

حرارتها، فالتربة ذات اللون الفاتح تسخن وتبرد بمعدل أقل من التربة القاتمة. يظهر الشكل (4) تأثير سطح الأرض على درجة الحرارة.



الشكل (4) تأثير سطح الأرض على درجة الحرارة.

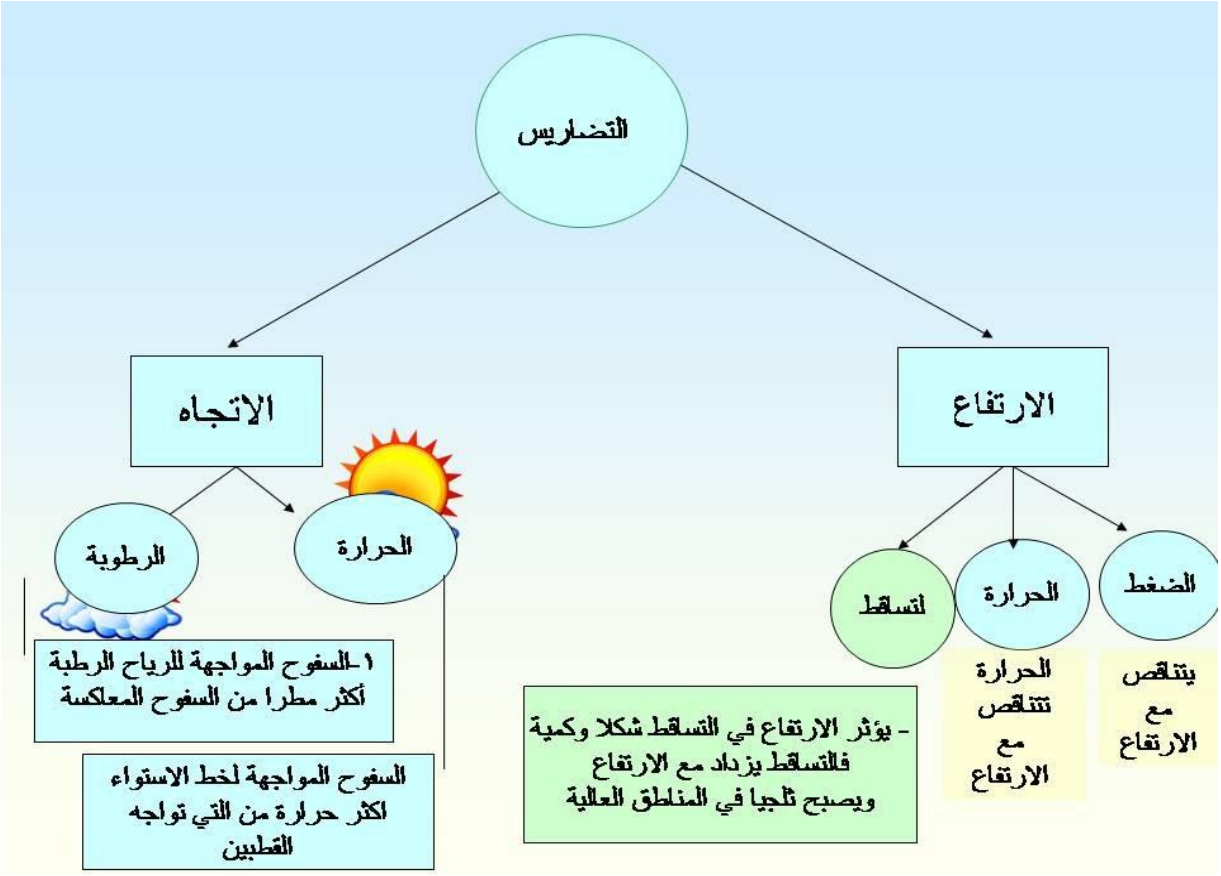
د- التضاريس Relief:

تنخفض درجة الحرارة مع الارتفاع عن سطح البحر ولذلك فالجبال تشكل جزراً حرارية باردة، في حين تكون السهول والوديان أكثر حرارة بوجه عام من الجبال. وتؤدّي واجهة المظهر التضاريسي دوراً هاماً في التأثير على درجة الحرارة، فالواجهات المعرَّضة مباشرة لأشعة الشمس تكون أكثر تلقياً للإشعاع الشمسي، وبالتالي أكثر حرارة من الواجهات الواقعة في منأى عن الأشعة الشمسية أي الجنوب والغرب أكثر تلقياً للحرارة من الشمال والشرق.

هـ- الارتفاع عن سطح البحر Altitude:

تنخفض درجة حرارة الهواء مع الارتفاع عن سطح الأرض. ويسمى تغير الحرارة لكل 100 متر ارتفاعاً بالتدرج الحراري العمودي Vertical temperature gradient. ويتوقف هذا التغير في التدرج الحراري العمودي بالعلاقة مع الوقت في السنة والوقت من اليوم ومع الارتفاع. حيث يبلغ التدرج الحراري العمودي وسطياً في طبقة التروبوسفير 0.5-0.6 °م/100 متر. ويكون موجباً إذا تناقصت الحرارة مع الارتفاع وسالباً إذا زادت مع الارتفاع.

يُسمّى ارتفاع الحرارة مع الارتفاع بالانقلاب الحراري Inversion. وإذا لم تتغير الحرارة مع الارتفاع (خط التساوي في درجة الحرارة Isotherm) فالتدرج الحراري العمودي يساوي الصفر لكل 100 متر. ويُظهر الشكل (5) تأثير كل من التضاريس والارتفاع على درجة الحرارة.



الشكل (5) تأثير كل من التضاريس والارتفاع على درجة الحرارة.

ويتوقف التدرج الحراري العمودي (الرأسي) في الغلاف الجوي على الوقت من اليوم وعلى نسبة الغيوم ونوع السطح. حيث التدرج الحراري الرأسي موجب نهاراً خصوصاً في الصيف فوق اليابسة، ولكن عند الطقس الصافي يكون أكبر بعشرات المرات من الطقس الغائم.

ويمكن أن نشير إلى أن التربة الرطبة تقلل من شدة التدرج الحراري الرأسي في طبقة الغلاف الجوي الأرضي.

ونتيجة الإشعاع الفعَّال الكبير ليلاً، وخاصةً عندما تكون السماء صافية يبرد سطح الأرض بشدة، وهذا يؤدّي إلى برودة الهواء الملامس لسطح التربة، وينشأ الانقلاب الإشعاعي حيث يبلغ ارتفاعه أحياناً أكثر من عشرة أمتار. ويمكن أن يلاحظ الانقلاب عند سحب حرارة الكتل الهوائية إلى الكتل الباردة (الانقلاب الجبهي).

تستخدم المعطيات عن التدرج الحراري العمودي في طبقات الجو المختلفة عند إجراء التنبؤ الجوي، والخدمة الجوية للطائرات النفاثة، وعند خروج المركبات إلى المدار، ولتحديد ظروف رمي المخلفات الصناعية أيضاً.

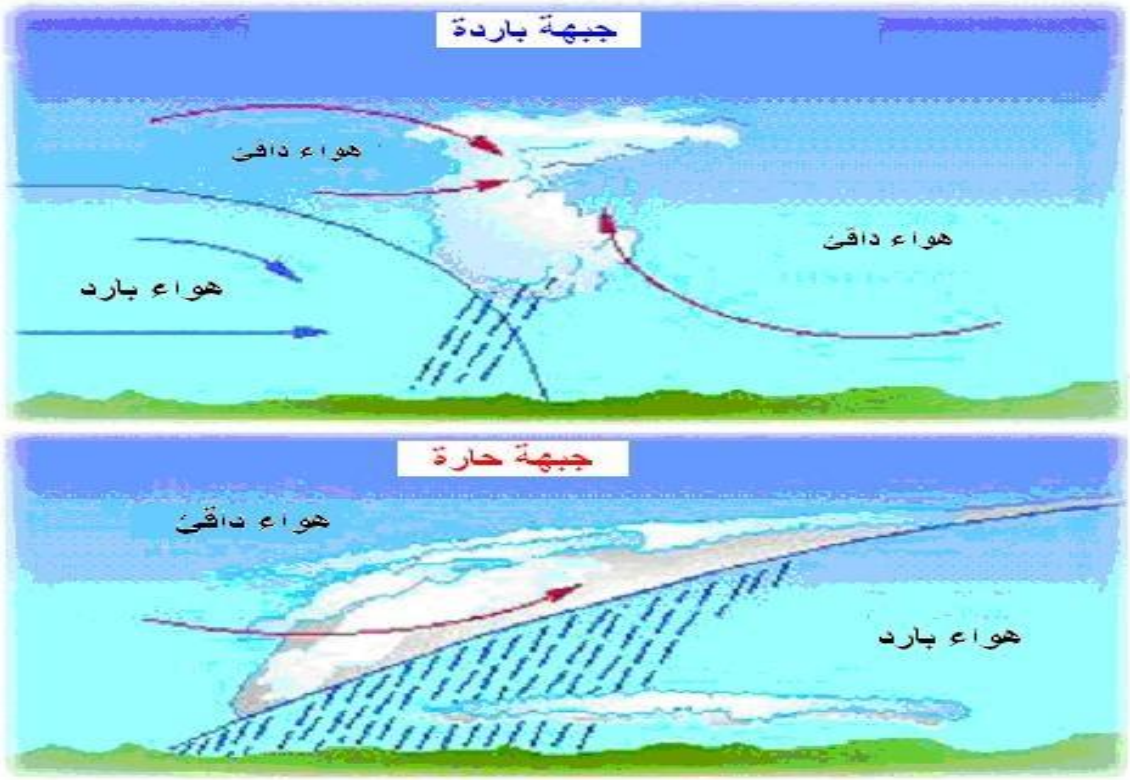
هذا ويحصل عادة تحرك شاقولي للهواء بفعل العوامل التالية:

أ- التسخين الشديد لسطح الأرض والهواء المجاور له الأمر الذي يؤدّي إلى خفة وزنه وارتفاعه وتمدده.

ب- عندما يصطدم هواء متحرك أفقياً بجبل فإنَّه سيصعد إلى قمة الجبل وقد يهبط إلى الطرف الآخر.

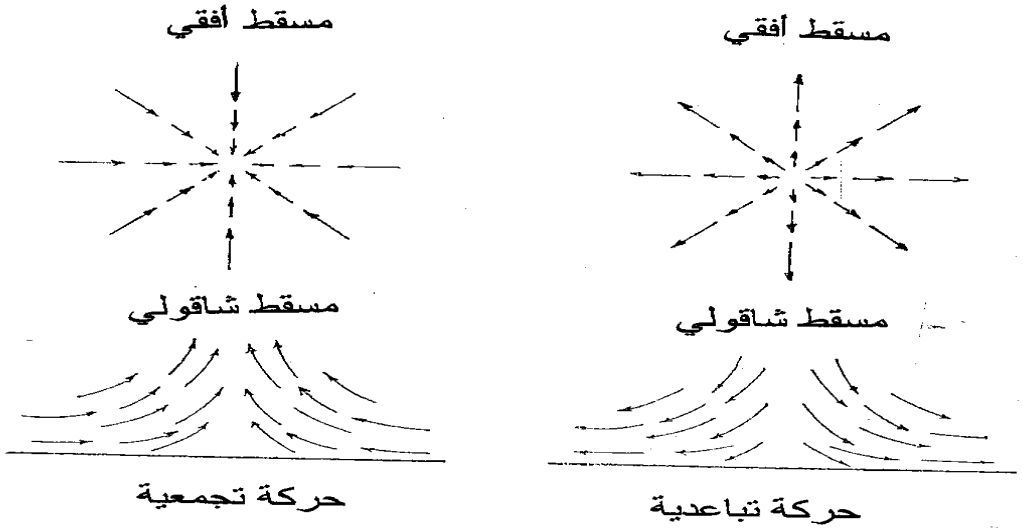
جـ- عندما يصطدم تيار هواء ساخن بتيار هواء بارد فإنَّ التيار الساخن سيعلو التيار البارد لأنه أخف منه. ويطلق على خط الالتقاء بينهما اصطلاح الجبهة " Front ". ويوضّح الشكل رقم (6) هذه الحالة.

والواضح أنَّ هذه الحركة ليست شاقولية تماماً ولكن سيكون هناك تيار مستمر من الهواء الساخن فوق الهواء البارد.



الشكل (6) التيارات الهوائية الدافئة والباردة وتشكيل ما يُسمّى بالجبهة بينها

إنَّ حزم الهواء المتحركة أفقياً من جهات مختلفة قد يحصل لها تجمع Convergence أو تباعد Divergence فيولد حركة شاقولية إلى أعلى في الحالة الأولى، وحركة شاقولية إلى أسفل في الحالة الثانية. ويوضح الشكل رقم (7) هاتين الحالتين.



شكل (٤–٣) مسقط أفقي ورأسي لحركة الهواء في حالتي التجمع والتباعد.

الشكل (7) حركة الهواء في حالتي التجمُّع والتباعد

إنَّ العوامل السابقة تعمل على رفع جزء من الهواء إلى أعلى بينما يبقى معظم الهواء المحيط ساكناً. أما الهواء المرتفع فسوف يتمدد نظراً لانخفاض الضغط في الطبقات العليا، وسوف يفقد حرارة إضافية نتيجة هذا التمدد علاوة على الانخفاض الذي يحصل بفعل الارتفاع والذي أطلق عليه معدل التغير (الهبوط) Lapse rate. ويطلق على انخفاض درجة حرارة الهواء الصاعد مصطلح معدل التغير الادياباتيكي أو الذاتي Adiabatic lapse rate، ويختلف هذا المعدَّل الأخير حسب كمية الرطوبة في الهواء الصاعد. فإذا كان الهواء جافاً يطلق على التغير في درجة الحرارة مع الارتفاع اسم معدل التغير الذاتي الجاف Dry adiabatic lapse rate ويساوي وسطياً: 10 درجات مئوية لكل 1000 متر.

والملاحظ أنَّ هذا المعدل الأخير أكبر من معدل التغير وذلك بسبب فقد الحرارة بالتمدد إلى جانب العوامل الأخرى المسببة لانخفاض درجة الحرارة مع الارتفاع. أمَّا إذا كان الهواء رطباً فإنَّه يبرد عند الصعود، ونتيجة لذلك يتحول بخار الماء المحمول في هذا الهواء المجاور الصاعد إلى ماء، ونتيجة لهذا التحول فإنَّ الحرارة المنتشرة من هذا التحول يمتصها الهواء المجاور ويعدل من انخفاض درجة حرارته مع الارتفاع. ويطلق على التغير في درجة الحرارة في هذه الحالة اصطلاح معدل التغير الذاتي الرطب Wet adiabatic lapse rate ويساوي بالمتوسط 6 درجة مئوية لكل 1000 متر. وهذا المعدل يقل عن معدل التغير Lapse rate وعن معدل التغير الذاتي الجاف.

ويلاحظ أن منحنى معدل التغير الذاتي الرطب ينحني مع الارتفاع نظراً لفقده الرطوبة واقترابه من الحالة الجافة حتى يصل إلى معدل التغير الذاتي الجاف. وقد يحصل العكس حيث أن الهواء الجاف (رطوبته أقل من الإشباع) عند صعوده يبرد، ويصبح مشبعاً وبالتالي يستمر في صعوده إلى أعلى وتنخفض درجة حرارته بمعدل التغير الذاتي الرطب.

ونظراً لتداخل هذه العوامل يفضل قياس درجة حرارة الهواء مع الارتفاع عن سطح الأرض بشكل فعلي للمناطق المختلفة.

ويختلف الأمر بعد الغروب في الليالي الهادئة الصافية حيث يبرد السطح بسرعة ويبرد معه الهواء الملامس وتهبط درجة حرارته إلى درجة أخفض من درجة حرارة الطبقات التي فوقه. ويبقى هذا الهواء ملامساً للسطح ولا يختلط بالطبقات التي فوقه نظراً لكونه أثقل وزناً، وهذا ما أطلق عليه اصطلاح الانقلاب أو التحول Inversion.

4- المسار اليومي والسنوي لحرارة الهواء:

يتم تحديد المسارات اليومية والسنوية لحرارة الهواء في الطبقة القريبة من سطح الأرض بالاعتماد على قيم الحرارة على ارتفاع 2 م. ويرتبط مسار الحرارة بشكل أساسي بمسار الحرارة المقابل لسطح الأرض. وتتحدد خصائص مسار حرارة الهواء بقيمة الحدية أي بأعلى وأدنى درجة حرارة (الحرارة العظمى والحرارة الصغرى). والفرق بين هاتين الحرارتين يسمى المدى الحراري اليومي. وعندما يكون مسار الحرارة اليومي طبيعياً فإنَّ أدنى درجة حرارة تلاحظ قبل شروق الشمس أما أعلى درجة حرارة فتسجل بعد 2-3 ساعات من منتصف النهار.

وكثيراً ما يختل التغير اليومي لحرارة الهواء عن طريق تدفق الكتل الهوائية الدافئة والباردة، فمثلاً إذا حدث تدفق الهواء البارد نهاراً فإنَّ حرارة الهواء يمكن أن تصبح في ساعات النهار أقل من الليل السابق.

ويمكن تعريف المدى الحراري اليومي Diurnal range بأنه الفرق بين درجتي الحرارة العظمى والصغرى اليومية. ويُلاحظ بأنَّ المدى الحراري اليومي للهواء أقل من المدى الحراري لسطح التربة. حيث يصادف أكبر مدى حراري في المناطق الصحراوية المدارية وشبه المدارية ويتجاوز المدى الحراري 20ْ م خلال العام كله. ويشكل المدى الحراري اليومي في المدارين خلال العام 12ْ م تقريباً. ويُلاحظ أقل مدى حراري في خطوط العرض المعتدلة شتاء وأكبر مدى حراري صيفاً. وكذلك يكون المدى الحراري أكبر في الأيام الصافية من الأيام الغائمة.

المدى الحراري اليومي للهواء فوق المحيطات يساوي وسطياً 2-3ْ م، وفي عمق القارات يساوي 20-22 م. ويتوقف المدى الحراري في اليابسة على التضاريس:

- المدى الحراري للوديان المغلقة والمنخفضات > المدى الحراري فوق قمم التلال، حيث يلاحظ خلط الهواء أشد.
- ينخفض المدى الحراري اليومي مع زيادة الارتفاع عن مستوى البحر.

ويسمى الفرق بين متوسط درجات الحرارة الشهرية لأحر شهر وأبرد شهر في السنة بالمدى الحراري السنوي Annual range. ويسمى الفرق بين درجة الحرارة المطلقة العظمى ودرجة الحرارة المطلقة الصغرى خلال العام بالمدى الحراري السنوي المطلق (أي بين أعلى حرارة وأخفض حرارة تلاحظ خلال العام). ويتوقف المدى الحراري السنوي للهواء في المكان المدروس على:

- خطوط العرض الجغرافية.
- البعد عن البحر.
- ارتفاع المكان.
- المسار السنوي لدرجة التغييم.

5- صفات النظام الحراري:

عند تقييم النظام الحراري لمنطقة ما لأهداف زراعية أو أهداف أخرى يُفضَّل الاعتماد على خصائص النظام الحراري للمنطقة والتي تعكسه بشكل دقيق الظروف الحرارية للمنطقة وأهمها:

آ- متوسطات الحرارة Mean temperature:

يُعرف المتوسط اليومي للحرارة Mean daily temperature بأنَّه المتوسط الحسابي لدرجات الحرارة في جميع فترات الرصد. حيث تُقاس حرارة الهواء في الوقت الحالي في محطات الأرصاد الجوية/8/ مرات يومياً. فعندما نجمع نتائج هذه القياسات ونقسم المجموع على/8/ نحصل على المتوسط اليومي لحرارة الهواء.

- المتوسط الشهري للحرارة Mean monthly temperature: هو المتوسط الحسابي لمتوسطات الحرارة اليومية في جميع أيام الشهر.

- المتوسط السنوي للحرارة Average annual temperature: هو المتوسط الحسابي لمتوسطات الحرارة اليومية أو الشهرية خلال العام.

لا يعطي المتوسط السنوي لحرارة الهواء تصوراً دقيقاً عن المستويات العامة للحرارة، وتستخدم المتوسطات الشهرية والمتوسطات العشرية لدرجات الحرارة لوصف الظروف الحرارية لبعض الفترات. غير أنَّ جميع الصفات الوسطية لا تعطينا تصوراً كاملاً عن المسار اليومي والسنوي للحرارة (أي عن الظروف الهامة في الإنتاج الزراعي).

ب- الحرارة العظمى والصغرى، والمدى الحراري:

بمعرفة قيم الحرارة العظمى والدنيا والمدى الحراري نحصل على تصور ملموس حيث أنَّ هذه الخصائص تغطي النقص الذي تعطيه معطيات درجة الحرارة المتوسطة. فمثلاً، عندما نعلم الحد الأدنى لدرجة الحرارة في بعض الشهور يمكن أن نحكم على ظروف التشتية للمحاصيل الشتوية والأشجار المثمرة، وعلى فترات انتهاء الصقيع في الربيع وبدايته في الخريف.

تؤدّي المعطيات عن درجة الحرارة العظمى دوراً هاماً في معرفة كثرة تكرار الفترات مرتفعة الحرارة شتاء، وعدد الأيام الشديدة الحرارة التي تعيق نمو النباتات وترهق الحيوانات صيفاً بسبب الحر، وإمكانية تضرر المحاصيل في فترة امتلاء الحبوب .... إلخ.

ويعبّر المدى الحراري اليومي والسنوي عن قارية المناخ، ويعتبر المدى الحراري اليومي للطبقة السفلية من الغلاف الجوي دليلاً هاماً للنظام الحراري في الحقول الزراعية.

جـ- التراكمات الحرارية (مجاميع الحرارة):

استخدم مجموع درجات الحرارة في الأرصاد الزراعية بصورة واسعة كدليل يعبّر عن الوحدات النسبية لكمية الحرارة في المكان المدروس خلال فترة معينة. وأدخل مجموع درجات الحرارة عن طريق ريميور عام 1734 م كدليل الحاجة الإجمالية للنبات من الحرارة.

وقد بين بوديكو وجود علاقة وثيقة بين مجموع درجات الحرارة النشطة (التي أعلى من 10° م) والمجموع السنوي لمحصلة الإشعاع. وبالتالي سمحت دراسة توزع مجموع درجات الحرارة النشطة أعلى من 10° م في الكرة الأرضية إلى ضبط المصادر الحرارية في المناطق المختلفة لأهداف زراعية.

ويُستخدم أيضاً للتعبير عن حاجة النبات للحرارة بمجاميع الحرارة الفعالة، وهي عبارة عن متوسطات الحرارة اليومية التي استبعدت منها قيم صفر النمو للمحصول، ويختلف صفر النمو من نبات إلى آخر كما يختلف من مرحلة تطورية إلى أخرى، فمثلاً صفر النمو للقمح 5م° في المراحل الأولى (حتى استطالة الساق) بينما يأخذ القيمة 10م° للمراحل الأخيرة بالنسبة للأقماح الطرية و12م° بالنسبة للأقماح القاسية.

إنَّ صفر النمو في الوقت الحالي معروف بالنسبة لمعظم أنواع النباتات، فمثلاً للذرة قيمته 10م° وللقطن 12-15م° بحسب الأصناف ولجوز الهند 18م°.... الخ.

يتمّ حساب التراكم الحراري النشط بأخذ كامل متوسط الحرارة اليومي إذا كانت قيمته أكبر من 10م° ويُهمل

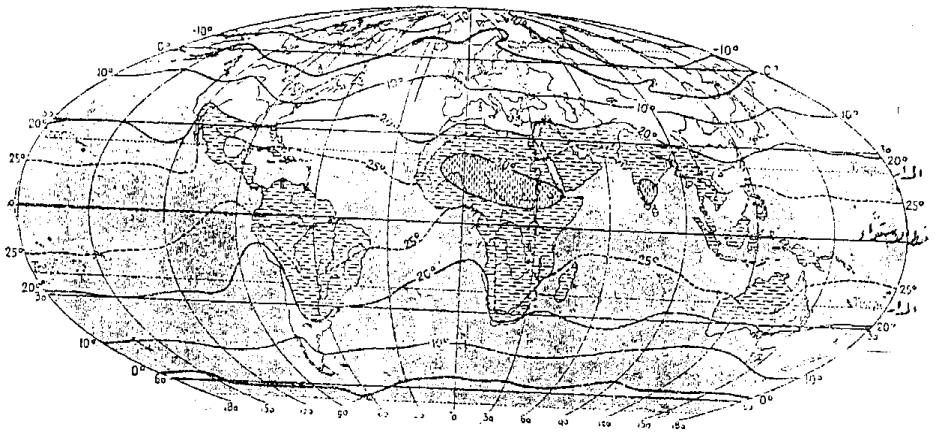
إذا كان أقل. أمَّا التراكم الفعال فيحسب بأخذ الفروقات اليومية بين متوسط الحرارة اليومية وصفر النمو للمحصول خلال المرحلة المدروسة.

6- خطوط درجات الحرارة المتساوية Isotherms:

يُستعمل لتقييم الظروف الحرارية للأرض الصفات السابقة للنظام الحراري، ولهذا ترسم خرائط متوسط درجات الحرارة السنوية، ودرجات الحرارة لأحر وأبرد شهر، وتوزّع درجات الحرارة العظمى والصغرى ومجموع درجات الحرارة...إلخ. ويُذكر على الخرائط خطوط درجات الحرارة المتساوية: " وهي خطوط ترسم على الخرائط تربط بين المناطق ذات درجات الحرارة المتماثلة أو مجموع درجات الحرارة والتي يمكن عن طريقها معرفة توزّع الحرارة فوق منطقة معينة أو على سطح الكرة الأرضية ".

ودرجات الحرارة التي تدل عليها هذه الخرائط هي درجات حرارة معدلة وليست درجات الحرارة الفعلية. ويبين الشكل رقم (8) خطوط درجات الحرارة المتساوية كمتوسط سنوي لسطح الكرة الأرضية مقدرة بالمئوية.

وواضح أنَّ بعض هذه الخطوط متعرجة وليست مستقيمة مما يدل على تأثير البر والبحر في درجة الحرارة. ويلاحظ من هذا الشكل أيضاً أنَّ الخط الذي يصل بين أعلى الأماكن حرارة على سطح الأرض يقع شمال خط الاستواء لأن اليابسة في نصف الكرة الشمالي أوسع من النصف الكرة الجنوبي.



شكل رقم (٤-٦) خارطة خطوط درجات الحرارة المتساوية كمتوسط سنوي لسطح الكرة الأرضية

شكل رقم (8) خارطة خطوط درجات الحرارة المتساوية كمتوسط سنوي لسطح الكرة الأرضية

ويتبيَّن من هذه الخرائط أنَّ خطوط الحرارة المتساوية متقاربة في بعض المناطق ومتباعدة في بعضها الآخر مما يدل على اختلاف معدل درجات الحرارة في الاتجاه الأفقي أيضاً. ويطلق على معدل التغير الأفقي في درجة لحرارة التدرج الحراري الأفقي Horizental temperature gradient. ويُلاحظ أنَّ هذه الخطوط تكون متباعدة ومستقيمة تقريباً في نصف الكرة الجنوبي حيث تسود المحيطات، وأنَّ معظم التعرج يحدث عندما تمر هذه الخطوط من القارات إلى البحار. وتنحرف هذه الخطوط باتجاه القطبين خلال فصل الشتاء عندما تنتقل من اليابسة إلى البحر، وتنحرف نحو خط الاستواء خلال فصل الصيف. إن سبب هذا الانحراف يعود إلى كون

البحر أدفأ من البر في فصل الشتاء وأبرد منه في فصل الصيف. ويؤثّر على هذا التعرج أيضاً تيارات البحر الدافئة والباردة. ومن الطبيعي أنَّ أعلى اختلاف بين حرارة الصيف والشتاء يحصل فوق القارات حيث تصبح حارة نسبياً في الصيف وباردة نسبياً في الشتاء وهذا واضح في أواسط قارة آسيا.

7- الميزان الحراري Heat balance:

يعبّر الميزان الحراري للطبقة الفعالة من الأرض عن الحسابات العامة للطاقة في هذه الطبقة. ويقصد بالطبقة الفعالة هي تلك الطبقة التي تتعرض حرارتها لتغيرات يومية وسنوية. ويدخل في معادلة التوازن الحراري للجزء المضيء من الأيام المكونات التالية:

- محصلة الإشعاع Rn.
- التدفق الحراري في التربة G.
- التدفق الحراري في الهواء أو الحرارة الحساسية H.
- صرف الطاقة (الحرارة) على التبخر LE، حيث L حرارة التبخر الكامنة (تساوي تقريباً 2520×10^3 جول/كغ)، و Eالتبخر لفترة حسابية.

إذاً تعتمد معادلة الميزان الحراري على القاعدة الفيزيائية الأساسية لحفظ الطاقة Conservation of energy وتصبح بالشكل التالي: $Rn = G + H + LE$

وتُعتبر معادلة الميزان الحراري معادلة تقريبية تنطبق على أي فترة زمنية من ثانية حتى مليون سنة حيث تتجاهل هذه المعادلة بعض المكونات التي قد تكون ضرورية ومهمة لمنطقة معينة وزمن محدد.

ويساعد مكونات قياس الميزان الحراري للمزروعات على التقييم أكثر دقة للنظام الجوي في الحقول الزراعية. وكذلك المعطيات عن التوازن الحراري تكون مهمة لدراسة مناخ الكرة الأرضية والدراسات العلمية لإجراءات تشكيلية (الري، التجفيف،..).

8- حرارة الغطاء النباتي:

يمكن أن تكون الحرارة ضمن النباتات غير الحرارة فوقها أو الحرارة في الحقل الخالي من النباتات. إذاً يوجد اختلاف حراري بين المساحات العارية والأراضي المزروعة. فيُلاحظ في الزراعات الكثيفة التظليل التام للتربة، وبالتالي تعد طبقة الأوراق العلوية هي الطبقة الفعالة. ولذلك نرى درجة الحرارة العظمى نهاراً في الطبقة العلوية من الأوراق، ويتكون الانقلاب في داخل المزروعات.

وتعتبر طبقة الأوراق العلوية في الليالي الصافية طبقة مشعة، وهي تقوم بتبريد الأوراق المتوضعة في الأسفل بشدة، وعند الصقيع الخريفي تتضرر في الدور الأول.

وإذا كانت درجة تظليل التربة من قبل الغطاء النباتي تشكل أقل من 50%، فإنَّ توزّع الحرارة رأسياً في المزروعات يختلف قليلاً عن توزعه فوق الحقل بدون غطاء نباتي. وفي هذه الحالة تعد أعلى طبقة من التربة هي الطبقة الفعالة، ولذلك يُسجَّل الحد الأعلى والحد الأدنى في المسار اليومي للحرارة على سطح التربة. أي أنَّ

الغطاء النباتي يختص بمراحل أولية لتطور النباتات أو بزراعات نامية بصورة عمودية من الأوراق الضيقة الموجهة تقريباً والتي تسمح للأشعة الشمسية بالنفاذ بصورة جيدة في ساعات منتصف النهار والإشعاع الحراري ليلاً في الكرة الأرضية.

تختلف النباتات بتركيب أوراقها وتوضعها على الساق ومساحتها واتجاهها الفراغي وارتفاع التوضّع... إلخ، وجميع هذه الخواص تؤثّر في النظام الحراري للنباتات.

وعند قياس حرارة الهواء في المزروعات والغراس يجب أن تجرى بدون الإضرار بالغطاء النباتي، ولذلك من الضروري الحصول على أجهزة تقيس الحرارة عن بعد ذات قسم مستقبل صغير الحجم. لكن في النباتات ذات السوق الغليظة كعبّاد الشمس والذرة الصفراء والقنب يستعمل ترمومترات عادية. وتقاس أيضاً درجة الحرارة وسط النباتات بمقياس رطوبة الهواء.

إنَّ حرارة أوراق النباتات التي تقع في الظل تكون قريبة عادة من حرارة الهواء. ودرجة حرارة الأوراق غير الواقعة في الظل عندما تكون السماء صافية تكون عادة أعلى بـ 1-2ْ م من حرارة الهواء. ويستخدم لقياس حرارة الأوراق والهواء ترمومتر كهربائي بآن واحد.

4-9- أهمية حساب النظام الحراري للتربة والهواء في الإنتاج الزراعي:

تعتبر حرارة الوسط المحيط أحد العوامل الأساسية في النشاط الحيوي للنباتات والحيوانات. ولذلك فإنَّ قياسها مهم لجميع فروع الإنتاج الزراعي وخاصةً إنتاج المحاصيل. ومن أجل توزيع الأصناف والهجن الجديدة من المحاصيل الزراعية يجب معرفة حدود درجات الحرارة التي تسمح بنموها، ودرجات الحرارة المثالية للنمو وإنتاج المحصول، ومعرفة مجموع درجات الحرارة الفعالة من بدء الزراعة وحتى النضج ومدى توفّرها في ظروف المنطقة.

إنَّ المعطيات عن النظام الحراري للتربة والهواء ضرورية أيضاً لتقدير المواعيد المثلى للزراعة والجني، وتقييم حالة المحاصيل الشتوية والثمرية في فترة الشتاء، وصنع النظام المثالي للاستثمار في البيوت البلاستيكية، وتوزيع المحاصيل المحبة للحرارة في المناطق المثلى التي تؤمّن احتياجاتها، وحل سلسلة من المسائل الأخرى.

----------انتهت المحاضرة الرابعة----------

ملاحظة: مصدر المحاضرات (4-3-2-1) من كتاب نظري المناخ والأرصاد الزراعية للدكتور حسن شهاب والدكتور هيثم أحمد