حرارة التربة (Soil Temperature)

١ – الصفات الحرارية للتربة

أ– السعة الحرارية

ان الحرارة النوعية لاية مادة يمكن تعريفها بانها عدد السعرات الحرارية اللازمة لرفع درجة حرارة غرام واحد درجة مئوية واحدة ، والسعة الحرارية لاية مادة تكون مساوية الى حرارتها النوعية مضروبة في كتلتها ، ولهذا فالحرارة النوعية للماء تكون وحدة واحدة وجميع المكونات الخاصة بالتربة لها حرارة نوعية اقل بكثير من الحرارة النوعية للماء وبعض المعلومات التي توصل اليها كل من (Lang ، ١٨٧٨ و Ultrich ، ١٨٩٤) عن قيم الحرارية النوعية لمكونات التربة موضحة في الجدول (١٠ – ١) . يلاحظ من الجدول أن قيمة الحرارة النوعية للكوارتز اقل من مكونات التربة الرئيسية ، وان الهيومس (الدبال) له اعلى قيمة ماعدا الماء ، وان معدن الطين المنيوسليكات الكاوولين له حرارة نوعية اعلى من الكوارتز. وبسبب ان الكوارتز، سليكات الالمنيوم ، الماء والدبال هي من المكونات الرئيسية لمعظم الترب ، فيكون من الواضح بان الدبال والماء سوف يؤثران على الحرارة النوعية . ويمكن حساب الحرارة النوعية للتربة C_s من حاصل جمع الحرارة النوعية للمكونات المفردة مضروبة في كتلتها

$$C_s = C_1M_1 + C_2M_2 + C_3M_3 + \dots + C_nM_n \ (\text{Cal / gm } ^\circ\text{C})$$

ان السعة الحرارية لمكونات التربة تكون مساوية الى الحرارة النوعية مضروبة × كثافتها (كثافة المواد) والسعة الحرارية للتربة لكل وحدة حجم يمكن حسابها من المعادلة الاتية .

$$C_s = C_1X_1 + C_2X_2 + C_3X_3 + \dots + C_nX_n \ (\text{Cal / cm}^3 \ ^\circ\text{C})$$

جدول (١٠ – ١) الحرارة النوعية لمكونات التربة المختلفة.

نوع المعدن	الحرارة النوعية			
	Lang (1878)	Ulrich (1891)	Kersten (1949)	Bowers and Hanks (1962)
الكوارتز (الرمل الخشن)	٠,١٩٨	٠,١٩١	٠,١٩٠	٠,١٩٠
الكوارتز (الرمل الناعم)	٠,١٩٤	٠,١٩٢	٠,١٩٧	—
الكوارتز (الدقيق ، المسحوق)	٠,٢٠٩	٠,١٨٩	—	—
الكاولين	٠,٢٣٣	٠,٢٢٤	—	—
الفلدسبار	—	١٩٤ – ٠,٢٠٥	٠,١٩٠	٢١٠ – ٠,٢٢٠
المايكا	—	٠,٢٠٦ – ٠,٢٠٨	—	—
ابتيايت	—	٠,١٨٣	—	٠,٢٢
دولومايت	—	٠,٢٢٢	—	٠,٢٣
اوكسيد الالمنيوم	٠,٢١٧	—	—	—
اوكسيد الحديديك	٠,١٦٣	٠,١٦٥	—	—
الدبال	٠,٤٧٧	٠,٤٤٣	—	—
الترب الرملية الكلسية	٠,٢٤٩	—	—	—
الترب الرملية الدبالية الكلسية	٠,٢٥٧	—	—	—
ترب الحدائق	٠,٢٦٧	—	—	—
الطين	—	—	—	٠,٢٧
الطين الغريني	—	—	—	٠,٢٦
الغرين المزيجي	—	٠,١٦٤ – ٠,١٩٤	—	—

حيث ان C_v تمثل السعة الحرارية للتربة X_a ، X_w ، X_s تمثل حجم الجزء الصلب لمواد التربة ، الماء والهواء على التوالي و C_a ، C_w ، C_s تمثل السعة الحرارية للمواد اعلاه على التوالي. وبسبب ان المواد الصلبة تتكون من المعادن والمادة العضوية والتي تكون سعتها الحرارية لكل وحدة حجم تقريباً (٠,٤٦ ، ٠,٦٠) على التوالي وبسبب ان مكونات الهواء في المعادلة الاخيرة تكون صغيرة جداً ولكي تكون معنوية ، يمكن تبسيطها كما يأتي :

$$C_v = 0{\cdot}46X_m + 0{\cdot}60X_o + X_w$$

حيث ان X_m ، X_o ، X_w تمثل حجم اجزاء المعادن والمادة العضوية والماء على التوالي.

يلاحظ ان السعة الحرارية للترب الرطبة تعتمد على المحتوى الرطوبي للتربة ، تركيب حبيبات التربة والمادة العضوية الموجودة في التربة ويمكن ملاحظة ذلك من العلاقة الاتية :

$$C_v = \rho_{wmass} C_p = \rho_b (1 + \theta_m) C_p$$

حيث تمثل C_v السعة الحرارة على اساس الحجم ، C_p السعة الحرارية على اساس الكتلة ، θ_m المحتوى الرطوبي على اساس الكتلة وان ρ_b ، ρ_w هي كثافة الماء والتربة الظاهرية على التوالي. ويمكن كتابة المعادلة اعلاه بالصيغة الاتية :

$$C_v = \rho_b (\bar{C}_p + \theta_m C_{pw})$$

حيث تمثل $\bar{C}_p$ معدل السعة الحرارية النوعية لدقائق التربة ، C_{pw} الحرارة النوعية للماء (التي تعرف بانها كمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة ١ غم من الماء درجة مئوية واحدة وتكون مساوية الى ١ سعرة لكل غرام لكل درجة حرارية مئوية). اما الحرارة النوعية لدقائق التربة والتي تكون مساوية الى ٠,٢ سعرة لكل غرام لكل درجة مئوية واحدة. وعند التعويض عن هذه القيم في المعادلة اعلاه نحصل على

$$C_v = \rho_b (0{\cdot}2 + \theta_m) = \text{Cal / gm °C}$$

وعند ربط المعادلات اعلاه نحصل على $C_p = \dfrac{0{\cdot}2 + \theta_m}{1 + \theta_m} = \text{Cal / gm °C}$

وفي النهاية نحصل على

$$C_v = 0{\cdot}2\rho_b + \theta_v$$

ان كمية الحرارة Q_s اللازمة لرفع درجة حرارة حجم معين من التربة V من درجة حرارة معينة الى درجة حرارية اخرى يتم حسابها كما في المعادلة الاتية :

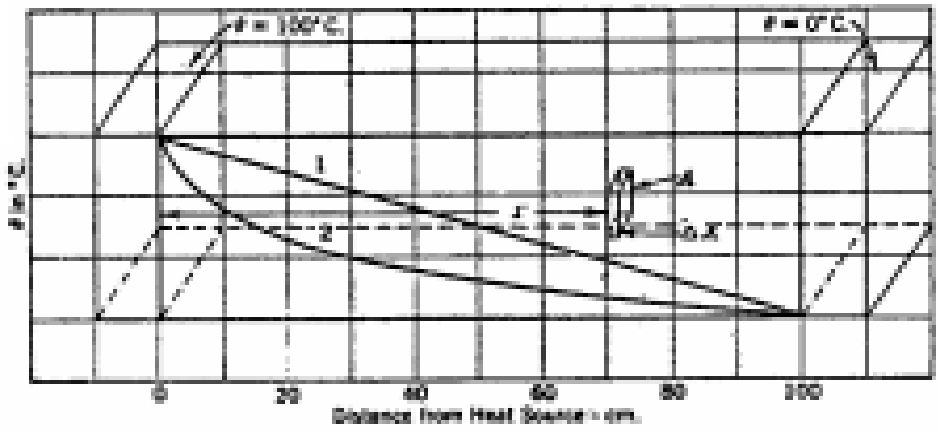
$$Q_s = C_v V (T_2 - T_1) = C_v V \Delta T$$

ب– الايصالية الحرارية والانتشار

١ – نظرية التدفق الحراري (الجريان الحراري)

لفهم التدفق الحراري خلال مادة معينة ، دعنا نتتبع الفكرة العامة المستعملة من قبل (Patten ، ١٩٠٩) وذلك باخذ قضيب معدني بطول (١٠٠ سم) ويوضع بتلامس مع مصدر حراري . ونتيجة لهذه الظروف من الجريان المستقر للحرارة ، تكون احدى النهايات عند درجة حرارية مقدارها (١٠٠ م°) والنهاية الاخرى عند صفر درجة مئوية كما موضح في المنحنى (رقم ١) شكل (١٠ – ١) . ولغرض حساب كمية الحرارة الجارية خلال اي جزء من القضيب ، فاذا كان هناك مقطع مستطيل ضمن القضيب يبعد مسافة x من النهاية الساخنة ، تصور مقطع صغير مستطيل الشكل ومساحة المقطع العرضي لهذا الجزء A ذو السمك ΔX (تغير صغير جداً في المسافة) . فاذا كانت θ حرارة وجه هذا المقطع عند X ، فجريان الحرارة لكل وحدة زمن خلال السطح A سوف تكون مساوية الى

$$\theta = - KA \left(\frac{d\theta}{dx} \right)$$



شكل (١٠ – ١) تدفق الحرارة خلال التربة .

حيث ان الانحدار الحراري يتمثل $\left(\frac{d\theta}{dx} \right)$ او التغير في θ مع المسافة عن المصدر الحراري ، K تمثل الايصالية الحرارية للمواد وان الاشارة السالبة تمثل نقصان الحرارة عند زيادة المسافة x . وهذا التعبير البسيط عن حالة الجريان الحراري من النطاق الحار الى

النطاق البارد للقضيب يزداد طردياً مع الايصالية للمواد. مساحة المقطع العرضي والتي خلالها يحصل الجريان الحراري والاختلافات الكبيرة في الحرارة بين النهاية الحارة والباردة. بصورة عامة، الايصالية الحرارية تعرف بانها كمية الحرارة التي تجري خلال وحدة مساحة ذو وحدة سمك في وحدة زمن تحت وحدة انحدار حراري. لهذا فحرارة السطح عند مسافة $X + \Delta X$ من المصدر الحراري سوف تكون اوطأ او اقل منها عند X وسوف تكون مساوية الى $\left[\theta - \left(\frac{d\theta}{dx} \right) \Delta X \right]$ وبسبب $\frac{d\theta}{dx}$ تكون المعدل والتي عندها النقصان الحراري يحصل مع زيادة المسافة X من المصدر الحراري. وعليه فان معدل النقصان مضروب في المسافة ΔX والتي عند الانخفاض في الحرارة سوف تعطي الانخفاض الكلي في الحرارة عند مرورها من X الى $X+\Delta X$، وفي هذه الحالة ΔX تكون صغيرة جداً وان هذا الانخفاض في الحرارة ربما يعد ثابتاً عبر هذه المسافة، ونتيجة لذلك فجريان الحرارة خلال السطح من المقطع عند $X+\Delta X$ سوف تكون مساوية الى

$$\frac{d\theta}{dt} = -KA \left[\frac{d}{dx} \left(\theta - \frac{d\theta}{dx} \right) \Delta X \right]$$

فالتعبير ضمن الجزء الخارجي تكون ببساطة معدل التغير في الحرارة عند X $+ \Delta X$ ، وبسبب ان الحرارة عند $X + \Delta X$ تكون اقل من تلك التي عند X وسوف تكون اقل حرارة تترك المقطع المستطيل الشكل من دخولها له وهذا الاختلاف يعطي التعبير الاتي :

$$\frac{d\theta}{dt} = - KA \left(\frac{d\theta}{dx} \right) - \left[- KA \left(\frac{d}{dx} \left(\theta - \left(\frac{d\theta}{dx} \right) \Delta X \right) \right) \right]$$

$$\frac{d\theta}{dt} = - KA \frac{d^2 \theta}{dX^2} \Delta X$$

والتي يمكن اختزالها الى

ان المقطع $\frac{d^2 \theta}{dx^2}$ تكون معدل التغير في الانحدار الحراري او التعجيل في تغير الحرارة مع المسافة، تحت الانحدار الثابت للحالة المستقرة. فهذا التعجيل يكون صفراً ولا يكون هناك اختلاف بين كمية الحرارة الداخلة والخارجة من هذا المقطع.

فاذا اعتبرنا ان الشكل (١٠ – ١) يمثل مربع من التربة وقبل وصول الحالة المستقرة ، فالحرارة عند كل نقطة في التربة تكون متغيرة طبقاً للمنحنى (2) وتحت هذه الظروف ان الجريان الحراري نحو احد الجهات من المستطيل لاتكون نفسها والتي تتركه عند الوجه الاخر وعند الافتراض بان متوسط الحرارة للمقطع ترتفع بواسطة كمية صغيرة $d\theta$ في وحدة الزمن الصغيرة dt . لهذا فكمية الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة نفس المقطع لكل وحدة زمن تكون مساوية الى :

$$AC\left(\frac{d\theta}{dt}\right)\Delta X$$

حيث ان C تمثل السعة الحرارية للتربة (والتي تساوي الحرارة النوعية الفعالة للتربة × الكثافة الظهرية) . في هذا التعبير نلاحظ ان كمية الحرارة التي نحتاجها تكون مساوية الى حجم المقطع (A ΔX) مضروبة في السعة الحرارية (C) في التغير الحراري $\left(\frac{d\theta}{dx}\right)$ فاذا كانت التربة معزولة عن المحيط الخارجي فانها سوف لاتفقد الحرارة اثناء عملية العزل وعليه :

$$AK\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial X^2}\right)\Delta X = AC\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)\Delta X$$

$$\frac{K}{C}\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial X^2}\right) = \frac{\partial\theta}{\partial t}$$

حيث تمثل هذه المعادلة الظواهر المتعلقة بحساب الايصالية الحرارية K من معلومات السعة الحرارية الفعالة C ، معدل التغير في الانحدار الحراري $\left(\frac{\partial^2\theta}{\partial X^2}\right)$ والتغير في الحرارة عند نقطة معينة مع الزمن $\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)$. حيث ان الأنتشار يتمثل بالنسبة بين الايصالية الحرارية K والسعة الحرارية الفعالة C والتي تساوي $\left(\frac{K}{C}\right)$ والتي تكون عبارة عن التغير الحراري والذي يحدث في اي جزء من التربة عند جريان الحرارة اليها من الطبقات المتجاورة ، ويكون التغير في الحرارة (م°) في ١ ثانية عندما يكون الانحدار الحراري متغيراً بدرجة مئوية واحدة لكل سم^3 (١ م°/ سم^3) . في بعض الاحيان يمكن تمييز نظرية

الايصالية الحرارية ببساطة عند اعتبارها ممثلة كمقطع مستطيل (الشكل ١٠ – ١) وعند اعتبار ان درجة الحرارة عند كل جانب من المقطع مساوية الى T_1 وT_2 وسمك المقطع d وكمية الحرارة الجارية عبر زمن معين Q ، فمعدل الحرارة الجارية لكل وحدة مساحة تكون $\left(\frac{Q}{At}\right)$ والانحدار الحراري $\frac{T_1 - T_2}{d}$ ونتيجة لذلك فالايصالية الحراري تساوي

$$K = \frac{\frac{Q}{At}}{\frac{(T_1 - T_2)}{d}} = \frac{Qd}{At(T_1 - T_2)}$$

ومن الملاحظ ان هذا القانون يشبه قانون دارسي لحساب الايصالية المائية للتربة ماعدا خصوصية الاستعمال والتطبيق .

وبسبب ان التربة وسط حبيبي يتكون من الحالة الصلبة والسائلة والغازية ، فان الايصالية الحرارية سوف تعتمد على الصفات الحجمية لهذه المركبات (الحجم وانتظام الدقائق الصلبة ، وعلاقة التداخل بين الحالة الصلبة والسائلة) . يلاحظ بان الايصالية الحرارية للكوارتز تصل الى (٢٦,٣ × ١٠–٣ سعرة /سم .ثا.م°) عند قياسها بصورة متوازية الى المحور البلوري وتصل (١٦,٠٠ × ١٠–٣ سعرة /سم . ثا . م°) عند قياسها بصورة عمودية على المحور البلوري وهذه القيم لكل من الماء والهواء هي (١,٤ × ١٠-٣ و ٠,٠٦ × ١٠-٣ سعرة / سم. ثا. م°) على التوالي والتي تؤدي الى جعل نسبة الايصالية الحرارية (٣٣٣ : ٢٣ : ١) لكل من الكوارتز، الماء والهواء على التوالي . من هذا يلاحظ بان الايصالية الحرارية تتاثر ببعض الخصائص الفيزيائية للتربة والتي تشمل :

أ– نوع التربة والمسامية

يلاحظ بان الايصالية الحرارية للترب المختلفة تتبع التسلسل الاتي (الرمل > الغرين > الطين > المادة العضوية) . ان الجدول (١٠ – ٢) يبين نتائج عدة بحوث والتي لها علاقة بتاثير نوع التربة على الايصالية الحرارية . رغم ان الايصالية الحرارية لمكونات المعادن (الحالة الصلبة) تكون متبعة نفس التسلسل في القيم (Simth ، ١٩٣٢) ، يلاحظ بان هذه الاختلافات في الايصالية الحرارية متعلقة بدرجة التراص والمسامية

جدول (١٠ – ٢) الخصائص الحرارية للتربة المختلفة

نوع التربة	الإيصالية الحرارية (سعرة / سم. ثا. °م × ١٠^-٣)			الانتشارية الحرارية (سم^٢ / ثا × ١٠^-٣)		
	Van Schwarz (١٨٧٩)	Geiger (١٩٦٥)	Nakshabaudi and Kohnke (١٩٦٥)	Van Duin (١٩٦٣)	Van Duin (١٩٦٣)	Nakshabaudi and Kohnke (١٩٦٥)	Geiger (١٩٦٥)
رمل رطب	١٠٠	٤,٠٠	*٤,٣٥	++٣,٧٠	++٤,٤	*١٢,٦	٧,٠٠
رمل جاف	٨٥,٥	٠,٥٥	٠,٣٥	٠,٣٧	١,٧	١,٥	٣,٥
طين رطب	٩٠,٣	٣,٥٠	+١,٤٠	++٣,١٨	++٣,٧	+٣,٢	١١,٠
طين جاف	٧٤,٣	٠,١٧	٠,٢٥	٠,٣٧	١,٨	١,٥	١,٢
غرين مبلل	٩٩,٣	—	−٤,٢٥	—	—	−٦,٠٠	—
غرين جاف	٨٣,٣	—	٠,٤٥	—	—	١,٨	—
	٥٨,٨	٠,٨٥	—	—٠,٨٢	—١,٢	—	١,٢
	١٥,٥	٠,٢٠	—	٠,١١	١,٣	—	٢,٠

* النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٢٣٪

+ النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٣٨٪

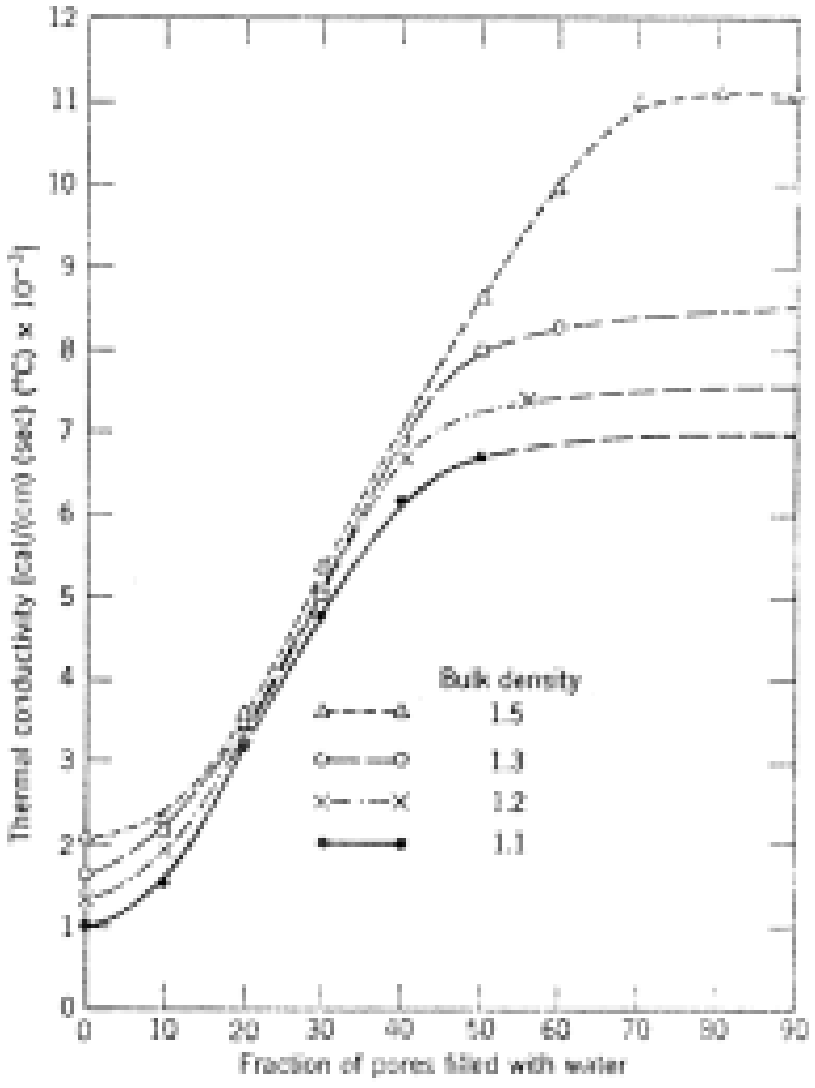
– النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٧٥٪

++ النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ١٠٠٪

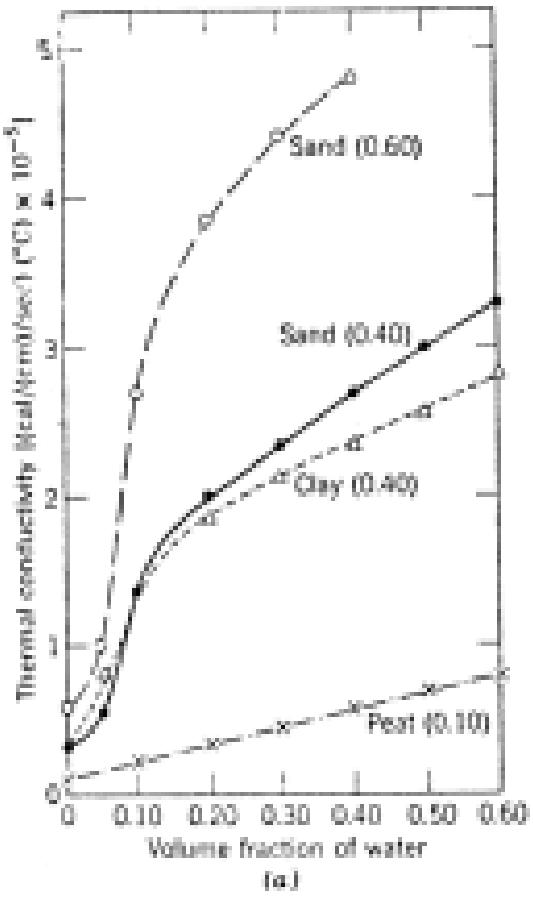
— النسبة المئوية لدرجة التشبع بالماء ٦٦,٦٦٪

للنظام ، ولهذا فالايصالية الحرارية تضمحل مع نقصان حجم الدقائق طبقاً لاختزال السطح المتلامس بين الدقائق والتي خلالها سوف تكون الحرارة جاهزة للجريان. لاحظ Patten (١٩٠٩) ان الايصالية الحرارية للكاربورينديم كان اقل بحدود ٧٠٪ عند نقصان حجم الدقائق من ٤٥٠– الى ٦ ملمكرون ، ولدقائق الكوارتز كان $\frac{١}{١٥}$ ، $\frac{١}{٢٠}$ ، من

ذلك لكتلة صلدة من الكوارتز. ان زيادة الكثافة الظاهرية يقلل من مساميتها ومن ثم يؤدي الى زيادة التلامس الحراري بين الدقائق الصلبة. ان الكمية الواطئة لايصال الهواء تكون مختزلة وان الايصالية الحرارية تزداد. ان تاثير انضغاط التربة على الايصالية الحرارية موضحة في الشكل (١٠ – ٢) و (١٠ – ٣)

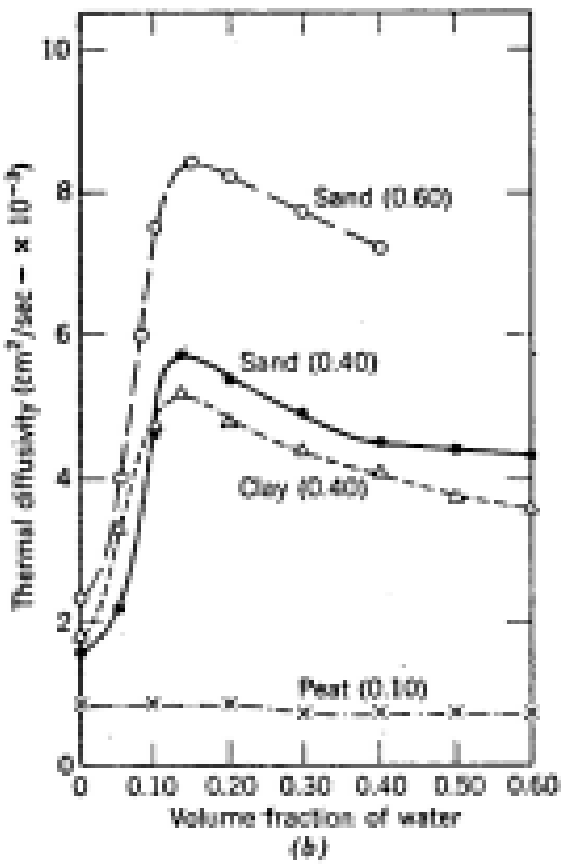


شكل (١٠ – ٢) تاثير الايصالية الحرارية بكثافة التربة والمحتوى الرطوبي (عن : Van Rooyen and Winterkorn, 1959) .



شكل (١٠ – ٣) تاثير الماء على الايصالية الحرارية (من : Van Duin, 1963).

لتربة الجيرتوزم ، ويلاحظ عند زيادة الكثافة الظاهرية للتربة الجافة من ١,١ – ١,٥ غم / سم^{٣} تقل المسامية من ٥٩ – ٤٣ ٪ ومن ثم تؤدي الى زيادة الايصالية الحرارية من ١,– × ١٠–^{٣} الى ٢,١ × ١٠–^{٣} سعرة/سم ثانية. وبمعنى آخر، ان نقصان المسامية بمقدار ٢٧,١ ٪ ينتج عنه مضاعفة الأيصالية الحرارية وهذا ما توصل اليه كل من Van Rooyen and Winterkorn ، (١٩٥٩) وفي (١٩٦٣) توصل Van Duin الى ان نقصان المسامية بمقدار ٥٠ ٪ للرمل (فضلاً عن الطين) أدت الى مضاعفة الايصالية الحرارية والتي قد ادت الى زيادة مقدارها بنسبة ٣٣ ٪ في انتشار الحرارة للرمل الجاف كما في الشكلين (١٠ – ٣) ، (١٠ – ٤) على التوالي.



شكل (١٠ – ٤) تاثير الماء على الانتشارية الحرارية (عن : Van Duin, 1963).

ب – المحتوى الرطوبي

ان الزيادة في الايصالية الحرارية كنتيجة لرفع الكثافة تكون صغيرة مقارنة مع التربة المضغوطة نتيجة لاضافة الماء. حيث ان الاغشية المائية عند نقطة التلامس بين الدقائق لاتؤدي الى تحسين التلامس الحراري بين الدقائق فقط ولكن ايضا لاحلال الهواء في الفراغ المسامي للماء والتي تكون تقريبا (٢٠ مرة) عند مقارنتها مع الايصالية الحرارية للهواء. حيث يتضح من الشكل (١٠–٢) والشكل (١٠–٣) الزيادة السريعة في الايصالية الحرارية والانتشار كنتيجة لارتفاع النسبة المئوية للماء في فراغ المسام. ان اعظم زيادة في معدل الايصالية الحرارية تحدث عند المستويات الواطئة من المحتوى الرطوبي. فاذا كانت الايصالية الحرارية للتربة الجافة (الشكل ١٠–٢) مع الكثافة الظاهرية ١ : ١ تعد مساوية الى ١٠٠ ، فالايصالية الحرارية عند الكثافة ١,٢ ، ١,٣ ، ١,٥ تكون مساوية الى ١٣٠ ، ١٦٥ و ٢١٠ سعرة/سم.ثا.م على التوالي. وعندما يكون فراغ المسام

٢٥٪ مملوءاً بالماء ، فالايصالية الحرارية النسبية (١ : ١ طين= ١٠٠) هي ٤٠٠ ، ٤٢٠ ، ٤٢٠ و ٤٤٠ سعرة/سم. ثا مْ على التوالي وتصبح القيم مساوية الى ٦٧٠ ، ٧٢٥ ، ٨٠٠ و ٨٦٠ سعرة/سم. ثا مْ على التوالي عندما يكون فراغ المسام ٥٠٪ مملوءة بالماء. وبكلمة اخرى ، فان الرمل للكثافة على الايصالية الحرارية تكون كبيرة عند المحتوى الرطوبي العالي الشكل (١٠ – ٣). ولغرض تمييز وملاحظة تاثير الماء على الايصالية الحرارية ، افترض وجود كرتين من الكوارتز الجاف موضوعة بتلامس مع بعضها الاخر ، فان الايصالية تحدث خلال مساحة المقطع العرضي الصغير نسبيا عند نقطة التلامس. ومع اضافة كمية صغيرة من الماء في حواف نقاط التلامس للسطح ، يلاحظ بان الايصالية الحرارية تزداد بدرجة كبيرة ومسافة الجريان خلال حواف الماء تكون صغيرة. اما مع الاضافة الزائدة للماء ، فمسافة الجريان خلال الماء (حجم الماء) يزداد بسرعة مع ازدياد سطح التلامس ونتيجة لذلك فمعدل ايصال الحرارة يجب ان يزداد ببطىء اكثر كالسابق الشكل (١٠ – ٣).

رغم ان الرمل الناعم ، الترب المزيجية الغرينية والطين تظهر اختلافات في الايصالية الحرارية كدالة لنسب الماء على اساس الوزن ، يلاحظ بان المنحنى يكون متشابهاً عندما يرسم مع الشد الرطوبي ، وهناك زيادة قليلة في الايصالية الحرارية من الترب الجافة بالفرن تحت عمود الشد (PF) ٥ وذلك لان الاغشية المائية غير كافية لتجهيز التلامس الحراري بين الدقائق ، وتبدأ الايصالية الحرارية بالارتفاع عند عمود الشد (PF) ٤,٥ وتصل قيمة تساوي نفس القيمة عند PF مساوي لـ ٣,٨ ، وهذا فالايصالية الحرارية تزداد بسرعة عند مستويات شد واطئة والتي تعتمد على دقائق التربة وهذا ماتوصل اليه كل من (Nakshabandi and Kohnke ، ١٩٦٥). تزداد قيم الانتشار الحراري مع زيادة المحتوى الرطوبي الى اعلى مايمكن وبعدها تتناقص قيمتها الشكل (١٠–٤) ، وهذا مايتضح عن طريق الارتفاع الكبير في الايصالية الحرارية عند المحتوى الرطوبي الواطئ عند مقارنتها مع زيادة السعة الحرارية للنظام (Patten ، ١٩٠٩) حيث ان قيمة C تصبح كبيرة عند زيادة المحتوى الرطوبي ، وتصل قيمة الايصالية الحرارية لنفس قيمة الايصالية الحرارية للماء وبالنتيجة يقل الانتشار (Jackson and Kirkham ، ١٩٥٨) الشكل (١٠–٤) يوضح الانتشار الظاهر ولاتاخذ في الحساب الانتقال الحراري للماء.

جـ – قياس الايصالية الحرارية

طريقة الحالة المستقرة لتقدير الايصالية الحرارية للتربة الرطبة بها نقطتي ضعف رئيستين ، حيث تكون معرضة الى اعادة توزيع الماء تحت تاثير الانحدار الحراري ولايمكن استخدامها في الحقل. في حين طريقة الحالة غير المستقرة (الانبوب الاسطواني) (Jackson and Taylor ، ١٩٦٥ و Vries and Peck ، ١٩٦٨) والتي تتغلب على هذه الصعوبات ، رغم ان بعض الحرارة تدفع جريان الرطوبة . حيث ان الطريقة اساسا تتكون من سلك معدني سميك يسخن كهربائيا ليخدم كمصدر حراري وجهاز لقياس ارتفاع الحرارة ، ويكون هناك جريان كروي من السلك الى التربة ويمكن حساب الايصالية الحرارية من المعادلة الآتية :

$$T - T_0 = \frac{q}{(4\pi k)d} + \ln(t + t_c) \quad (t < t_1)$$

حيث ان T_0 تمثل الحرارة عند t_0 ، $T - T_0$ هي ارتفاع درجة الحرارة ، q تمثل تطور الحرارة لكل وحدة زمن ووحدة طول من المصدر، d ثابت ، t_1 هي الفترة الزمنية عند نهاية فترة التسخين ، t_c تمثل ثابت التصحيح والذي يعتمد على ابعاد الانبوب (المدس) فضلاً عن الخصائص الحرارية لكل من الانبوب والتربة . فاذا كانت $T - T_0$ مرسومة مع اللوغاريتم الاعتيادي للزمن نحصل على خط مستقيم لقيم الزمن العالية ، وعليه فالايصالية الحرارية يتم حسابها من المعادلة الآتية :

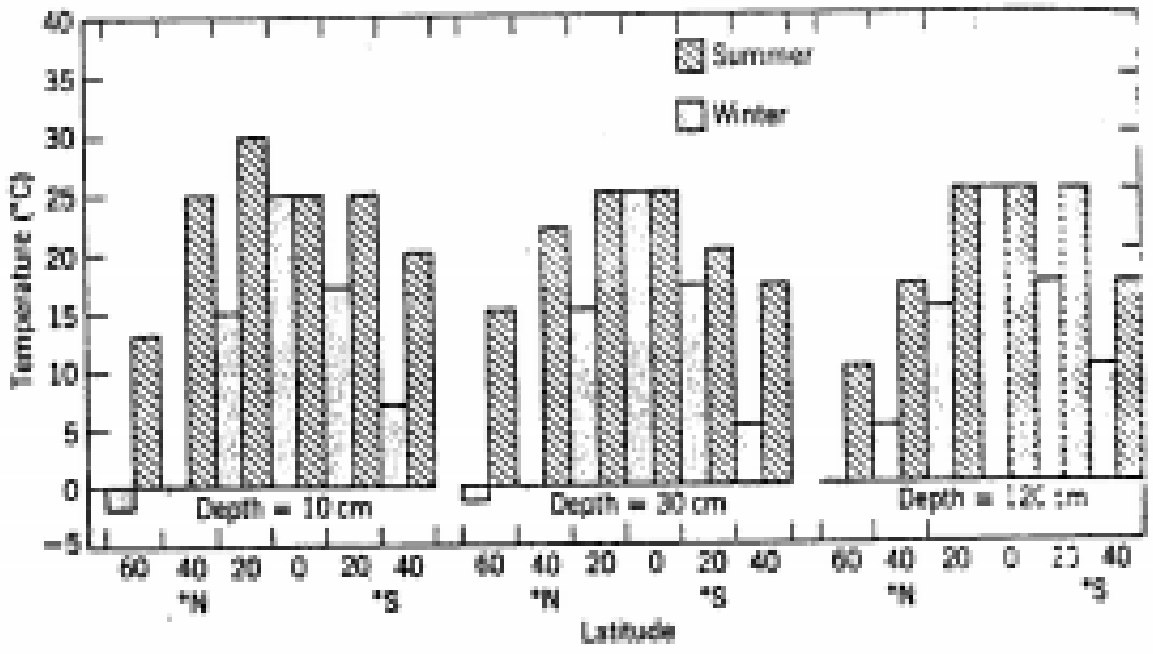
$$K = \frac{2.303\, q}{4\pi S}$$

حيث ان S تمثل الميل المقاس ، $\frac{q}{4\pi k}$ نحصل عليها من المعادلة السابقة ، ونحصل على قيمة q من التيار المطبق على السلك (امبير) والمقاومة المقاسة (اوم / سم من المدس) .

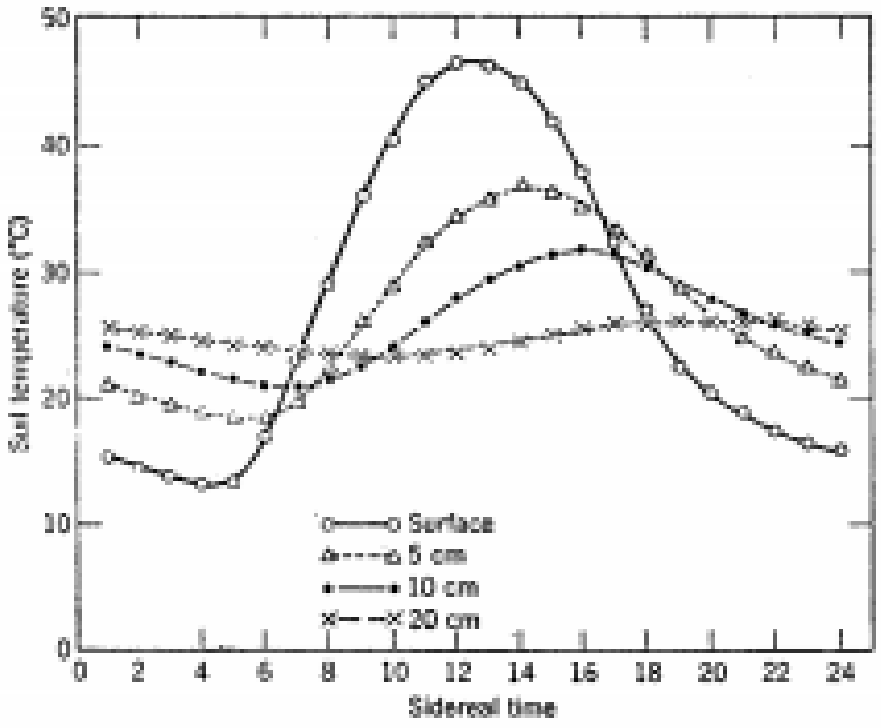
٣- التغيرات في حرارة التربة

أ- النموذج الشامل Global Pattern

ان المعلومات في الشكل (١٠-٥) تظهر أن الاشعة الشاملة كانت عالية في خطوط العرض الواطئة ، وانعكاس الطاقة الشمسية كانت قليلة في هذه الخطوط (خطوط العرض) . وهذه الاختلافات في اشعة الشمس والمسؤولة عن اختلاف درجة حرارة التربة عند خطوط العرض المختلفة . ان درجة حرارة التربة في كل من الصيف والشتاء في الغلاف الجوي الغربي الشكل (١٠-٦) وعلاقتها مع خطوط العرض وعمق التربة وتكون قيمها المحسنة مقاربة من الحرارة المتماثلة (Chang ، ١٩٥٧) وهناك عدة حقائق معنوية لهذه القيم .



شكل (١٠-٥) تغيرات حرارة التربة مع طول خطوط العرض في الغلاف الجوي الغربي (عن :Chang, 1957).



شكل (١٠-٦) التغيرات اليومية في درجة الحرارة في الترب القريبة (من : Yakuwa, 1945).

١- حرارة التربة عند العمق (١٠ ، ٣٠ ، ١٢٠ سم) تقريبا نفسها عند خط عرض صفر على مدار السنة.

٢- حرارة التربة خلال الصيف عند خط ٢٠° شمال وجنوب تقريبا نفسها عند جميع الاعماق.

٣- حرارة التربة عند العمق (١٠ ، ٣٠سم) تكون تقريبا ٥م اعلى في الصيف عند خط ٤٠° شمال من ذلك عند ٤٠° جنوب.

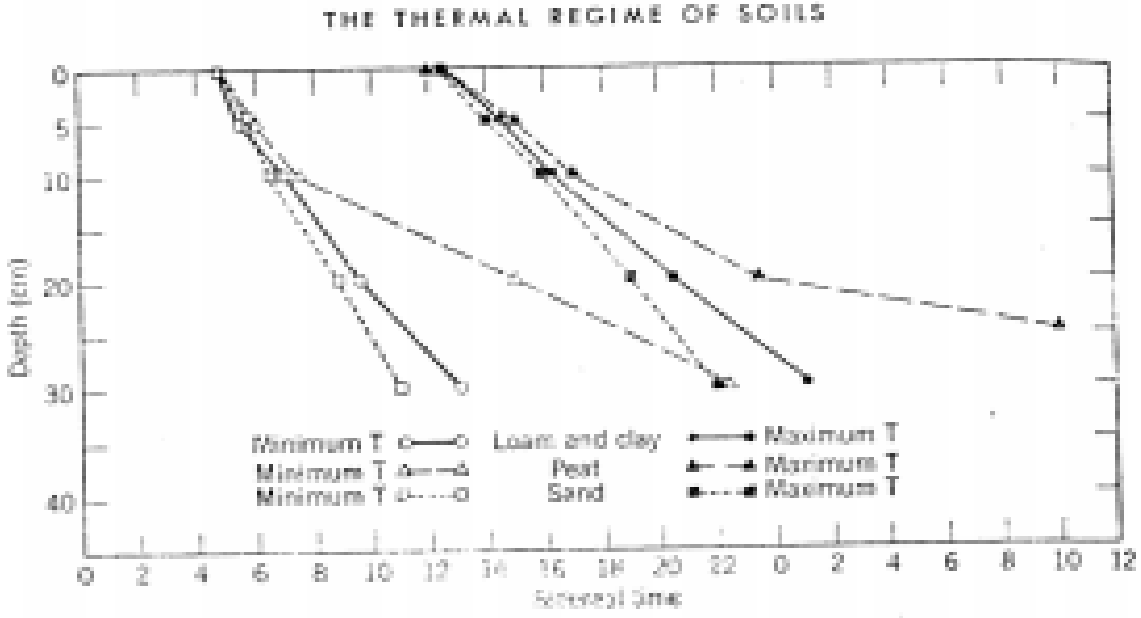
٤- حرارة التربة عند جميع الاعماق تزداد شتاءا من خطوط العرض العالية الى اعلى مايمكن عند خط الاستواء.

٥- حرارة التربة الشتوية عند جميع الاعماق وعند خط ٤٠° شمالا حوالي ٥م ابرد مما عند خط ٤٠° جنوبا.

لقد لاحظ Chang بان التربة في تموز عند خط ٦٠° شمالا تكون أدفأ من هواء التربة عند عمق ١٠ سم وهذا العمق يتغير بين ٢٠ ، ٤٠ سم في خط العرض الوسطي ، ٨٠ سم في المناطق الاستوائية الجافة ، ودرجة الصفر المتماثلة عند ١٠ سم تتبع حرارة الهواء ماعدا في اوربا الغربية ووسط امريكا الشمالية خاصة عندما تكون حرارة التربة اعلى بسبب سقوط الثلج.

ب – التغيرات الحرارية اليومية

هناك بحوث قدمت من قبل (Wollny، ١٨٨٣ و Bouyoucos ، ١٩١٣) بينت ان تغيرات الحرارة اليومية في التربة متاثرة بواسطة طبقة التربة ، نوع الغطاء السطحي والاشعة الساقطة . الشكل (١٠–٧) يوضح نتائج (Yakuwa ، ١٩٤٥) ، حيث انه في الصباح وقبل شروق الشمس ادنى درجة حرارة للتربة عند السطح وتزداد مع العمق (مثال : ٤,٣٠ صباحا من اب ١٩٢٩ عندما تكون الحرارة السطحية تقريبا ١٣م° وكانت الحرارة عند العمق ٢٠ سم بحدود ٢٤م° ، وهذه الحرارة الدنيا قد انتقلت على هيئة امواج وتبطيء الحرارة عند الاعماق المختلفة)، وتستمر هذه الامواج بالانخفاض ، بعد شروق الشمس حتى عند دفأ سطح التربة ، وتصل حرارة التربة الحدود الدنيا عند الاعماق (٥ ، ١٠ ، ٢٠ ، ٣٠سم) كما موضح في الشكل السابق للترب المزيجية والطينية ونتيجة لايصالها الحراري المرتفع ، الرمل يظهر فيه الحرارة الدنيا عند ٥,٧٥ ، ٦,٥ ، ٨,٧٥ و ١١ على التوالي.



شكل (١٠–٧) علاقة نوع التربة مع معدل الاختراق للامواج الحرارية اليومية والسنوية (عن : Yakuwa, 1945).

اما الترب العضوية والتي يكون ايصالها الحراري واطئ تحتاج الى فترة زمنية طويلة للوصول الى الحرارة الدنيا للامواج حتى تصل اوطأ الاعماق وتصل الامواج الاعماق خلال (٦,٠٠ ، ٧,٥ ، ١٥ و ٢٢,٥ ساعة) على التوالي.

حالا بعد شروق الشمس ، حرارة السطح ترتفع وعند حوالي السابعة صباحا تكون اعلى مما للعمق ٢٠ سم ، واقصى حرارة للسطح تحدث عند الساعة (١٢,٣٠) وهذه الزيادة في حرارة السطح تسبب اقصى موجات حرارية لتتحرك نحو الاسفل وتصل الاعماق (٥ ، ١٠ ، ٢٠ سم) عند الساعة (١٤,٥ ، ١٦,٢٥ و ٢٠,٥) على التوالي في الترب المزيجية ، وتاخذ حتى الواحدة صباحا لليوم التالي للوصول الى العمق ٣٠سم وان الموجات في الترب الطينية كانت نفسها للترب المزيجية ، فاقصى موجة حرارة في الترب الرملية تصل نفس الاعماق عند الساعة (١٤,٠٠ ، ١٦,٠٠ ، ١٩,٠٠ ، ٢٢,٠٠) على التوالي. اما الترب العضوية فتصل اقصى حرارة عند السطح حوالي ١٢م وذلك بسبب ادمصاصها العالي واقصى قيمة عند الاعماق (٥ ، ١٠ ، ٢٠ ، ٣٠ سم) عند الساعة ١٥,٠٠ ، ١٧,٠٠ ، ٢٣,٥ ، ١٠) لليوم التالي على التوالي. هناك انقلاب في حرارة التربة عند السطح بعد الغروب وتصبح باردة اكثر من التي عند ٥سم بحدود ١٦,٥ بعد ساعتين وكانت ابرد من التربة عند العمق ٢٠ سم. لاحظ Yakuwa (١٩٤٥) ان اتساع حرارة التربة للترب المختلفة ولعمق ٥ سم يتبع السلسلة الآتية الرمل > الترب المزيجية > الترب العضوية > الطين وهذا التسلسل للترب العضوية والطين كان معكوسا تحت ٢٠ سم.

ان العمق النسبي عندما تكون درجة حرارة الاتساع ١,٠م للرمل ، الغرين ، الطين والترب العضوية كان ١٠٠ ، ٨٢ ، ٨٢ ، ٧٠ ، والتي تعكس الايصالية الحرارية النسبية لانواع الترب الاربعة. ووجد كذلك بان معدل حركة الحرارة القصوى تتغير من الساعة ٣,٣٠ الى ٥,٣١ ساعة لكل ٥ سم للترب الرملية والعضوية على التوالي.

جـ – تغيرات الحرارة الموسمية

ان التغيرات الموسمية لحرارة التربة مع العمق تكون متشابه في خصائصها للتغيرات اليومية ، وخلال اشهر الصيف (تموز، حزيران في الغلاف الشمالي) فالحرارة في وسط النهار متشابه ، وتصل الاشعة ذروتها.

اما في اشهر الشتاء فلها تاثير مشابه لحرارة الليل والمعلومات التي حصل عليها Smith ، ١٩٣٢ في كليفورنيا تكون مثالية بالنسبة للتغيرات الملحوظة (التربة من ٠,١٥–٦,١٠م كانت ادفأ من الهواء من منتصف مايس حتى بداية اب) ، وخلال اشهر الشتاء ، الطبقات العميقة كانت ادفأ عند عمق ٠,١٥م وكان الانحدار الحراري للاعلى وانقلاب الانحدار الحراري يحدث بحدود ١ مايس الى منتصف ايلول خاصة عندما كان الانحدار الحراري نحو الاسفل وهناك موجات فعلية لحرارة التربة واقصى حرارة عند ١٥,٢٤ سم و١٥ ، ٣ ، ٥ ، ٦ ، ٨ ، ٩ متر تحدث تقريبا في ١ ، ١٥ تموز و١ ، ١٥ اب و١ ، ١٥ ايلول ، ١٥ تشرين الاول على التوالي ، وهذه الاختلافات الفصلية كانت مرتبطة مع الاشعة القادمة ، خصائص الحرارة لفقد التربة كما ترتبط بالتغيرات في المحتوى الرطوبي والانحدار الحراري .

٤– التحويرات في نظام حرارة التربة

ان النظام الحراري للتربة يمكن تحويره بواسطة انتظام الاشعة الساقطة والخارجة (المنعكسة) أو بواسطة تغيير الصفات الحرارية للتربة .

أ– تاثير النبات

ان اساسيات التراص في الغطاء النباتي تاخذ اهمية الحزام النباتي على حرارة التربة . حيث وجد Chudnovskii، ١٩٦٦ قيم تاثير الحزام الاخضر على الغلاف الجوي لمحيط التربة بين الاشجار، ووجد أن سرعة الرياح بين الاشجار كانت مختزلة ٢٠–٤٠٪ بدرجة اكبر مما في الجو المفتوح عند العمق ٥٠ سم . كانت الرطوبة النسبية اكبر بدرجة ٢–٤٪ وكانت حرارة التربة اكبر ، توازن الطاقة بين الاشجار يعتمد على النظم الزراعية المستعملة ، يلاحظ ان الاشعة النشطة والتدفق الحراري الى التربة كانت اعلى تحت الارض المتروكة عن تلك المزروعة بالحنطة أو الحبوب .

ب– الاغطية

تاثير الاغطية على النظام الحراري يقلل من الانقلابات والتغيرات اليومية والموسمية لحرارة التربة (Kohnke and Werkhoven ، ١٩٦٣) وهناك اختلافات قليلة بين

الاغطية والارض المتروكة بدون زراعة في منتصف الصيف. حرارة التربة المغطاة عند عمق ٣سم كانت نفسها عند التربة المغطاة عند العمق ١٠ سم وكانت التربة المغطاة ابرد في الربيع ، الصيف والخريف وتدفأ اكثر بطئا من كانون الثاني الى اذار (Hassan, et. al. ، ١٩٨٩) . في التربة غير المغطاة تصل الحرارة الدنيا للانبات الجيد للذرة (١٦°م) مبكرة لفترة اسبوعين من التربة المغطاة . ينصح بالتغطية بالورق الابيض في النطاق الحار والجاف لزيادة انعكاس الاشعة الساقطة خلال النهار، حيث ان الورق الاسود يجب ان يستعمل في النطاق البارد لامتصاص طاقة الاشعة خلال النهار ويقلل الحرارة المفقودة في الليل (Chudnovskii ، ١٩٦٦) .

جـ – الري والبزل

ان الري يزيد السعة الحرارية للتربة ، ويرفع الرطوبة النسبية للهواء ، فوق التربة ويزيد الايصالية الحرارية ، وهذا يختزل تغيرات حرارة التربة اليومية . ان تدفق الحرارة المضطرب الى هواء التربة فوق التربة غير المروية كانت ٥٩٠ سعرة/ سم^{2} خلال ٢٤ ساعة . اما تحت نظام الري بالرش كانت مختزلة الى ١١٩ سعرة/ سم^{2} خلال ٢٤ ساعة ، اما البزل فيقلل السعة الحرارية للتربة الرطبة والتي ترفع حرارة التربة وهذا يلعب دورا مهما في تدفئة التربة في فصل الربيع .

د – تغير الخصائص الفيزيائية للتربة السطحية

ان عملية رص وانضغاط التربة السطحية تزيد من كثافة التربة وايصالها الحراري ، ومن جهة ثانية فعملية الحراثة تختزل التدفق الحراري من السطح الى الطبقة تحت السطحية .

ان اتساع الموجات اليومية في التربة المحروثة تكون اكبر بكثير من التربة غير المحروثة ، اما التربة المشة تكون ابرد في الليل من التربة المضغوطة وهذه تجعل التربة المشة حساسة وسريعة التاثر بالاتجاه . ان وجود سلسلة مرتفعة في الحقل تسبب زيادة التبخر وتقلل نسبة ماينعكس من اشعة الشمس الساقطة ، والتي تعني بان الاشعة الساقطة والنشطة تكون

كبيرة ، وبالمقارنة فحرارة الحقل المرتفع أو الحاوي على سلسلة تكون اعلى من تلك الحقول المستوية .

مثال (١)

اذا علمت أن المحتوى الرطوبي لتربة معينة ٠,٢٠ على اساس الحجم ، درجة حرارتها ١٦°م وان كثافتها الظاهرية ١,٣ غم/ سم^3 . اوجد مقدار الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة التربة الى ٢٢°م لعمق ٩٠ سم بوحدة المساحة .

$$Q_s = C_v V \Delta T$$
$$C_v = 0.2 \rho_b + Q_v$$

$$Q_s = (0.2 \rho_b + Q_v) V \Delta T$$

مقدار الحرارة = [(٠,٢) (١,٣ غم/سم^3) (سعرة/غم.م°) + (٠,٢) (سعرة/ سم^3.م°)]
[(٩٠سم) (١سم) (١سم) (٢٢م°-١٦م°)] .
= (٠,٤٦ سعرة/ سم^3.م°) (٥٤٠ سم^3.م°)
= ٢٤٨,٤ سعرة حرارية

مثال (٢)

اذا كانت مقدار الحرارة اللازمة لرفع درجة حرارة التربة ١٠٠ سعرة ومحتوى رطوبة التربة على اساس الحجم ٠,٢٢ وكثافتها الظاهرية ١,٣٢ غم/ سم^3 . اوجد مقدار التغير في درجة حرارة التربة لعمق ٨٠ سم .

$$Q_s = (0.2 \rho_b + Q_v) V \Delta T$$

$$\Delta T = \frac{Q_s}{(0.2 \rho_b + Q_v) V}$$

$$\text{التغير في درجة الحرارة} = \frac{\text{١٠٠ سعرة}}{[(٠,٢)\ (١,٣٢\ \text{غم/سم}^{٣})\ (\text{سعرة/ غم.مْ})+(٠,٢٢)\ (\text{سعرة/سم}^{٣}\text{مْ})]\ [(٨٠\ \text{سم})\ (١\ \text{سم})\ (١\ \text{سم})]}$$

$$= \frac{\text{١٠٠ سعرة}}{(٣٨,٧٢\ \text{سعرة/مْ})} = ٢,٥٨٣\ \text{مْ}$$

مثال (٣)

اذا كانت درجة حرارة سطح التربة ١٥مْ وعند العمق ٥ سم ٢٠مْ. اذا علمت أن معامل التوصيل الحراري ٠,٠٠٣ سعرة/ سم ثانية درجة مئوية. اوجد كمية الحرارة المتدفقة من السطح ولعمق ٥ سم خلال يوم واحد بافتراض ان درجة الحرارة تبقى ثابتة خلال اليوم.

$$Q_d = K\,A\,t\,\frac{T_x - T_s}{d_x - d_s}$$

$$\text{كمية الحرارة المتدفقة} = -٠,٠٠٣\ \text{سعرة/ سم ثا مْ} \times ١\ \text{سم} \times ١\ \text{سم} \times ١\ \text{يوم} \times ٨,٦٤ \times ١٠^{١}\ \frac{\text{ثا}}{\text{يوم}}$$

$$\times \frac{\text{١٥مْ} - \text{٢٠مْ}}{\text{صفر سم} - (-٥\ \text{سم})}$$

$$= ٢٥٩,٢\ \text{سعرة}.$$

مثال (٤)

عند قياس كثافة فيض الحرارة لتربة ما −٤٠ سعرة/ سم^{٢} يوم ومعامل التوصيل الحراري ٠,٠٠٣ سعرة/ سم ثا مْ. اوجد معدل الانحدار في درجة الحرارة والذي يسبب التدفق الحراري.

$$Q = -K \frac{\Delta T}{\Delta d}$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta d} = -\frac{Q}{K}$$

$$\text{معدل الانحدار} = -\frac{-٤٠ \text{ سعرة/ سم ٢ يوم}}{٠,٠٠٣ \text{ سعرة/ سم ثا م}^{\circ} \times ٨,٦٤ \times ١٠^{٤} \text{ ثا/ يوم}}$$

$$= ٠,١٥٤ \text{ م}^{\circ}/\text{ سم.}$$