

جامعة محمد خيضر بسكرة
كلية العلوم والتكنولوجيا
قسم الهندسة الميكانيكية



مذكرة ماستر

علوم وتكنولوجيا
هندسة ميكانيكية
طاقوية

رقم:

إعداد الطالب:

إبراهيم تاج الدين نوي

يوم: 17 سبتمبر 2020

تحديد درجة حرارة التربة وفقا لبيانات الأرصاد الجوية للمكان

لجنة المناقشة:

رئيسا	جامعة بسكرة	MCB	د. منير جلاب
مشرفا	جامعة بسكرة	MCA	د. عبد الواحد علي وعلي
مناقشا	جامعة بسكرة	MCA	د. ناصر شوشان

الملخص:

تعنى كل من درجة الحرارة والتبخر على سطح التربة بأهمية كبيرة، كونهما شرطين أساسيين في التغيرات المناخية الحيوية، والموارد المائية، وبالتالي، الفينولوجيا النباتية. ومن المعروف بأن هذين المعلمين يخضعان لتغيرات الأحوال الجوية. لتحديد هذه التأثيرات المختلفة، نقتح طريقة عددية لحل معادلة التوازن الطاقوي. في الواقع، إن كتابة معادلة التوازن لجميع التدفقات الحرارية التي تصل إلى سطح التربة أو التي تخرج منه، تمكن من استنتاج قيم التبخر والتسخين للتربة (درجة حرارة التربة). نفذت هذه الدراسة من خلال استغلال بيانات الأرصاد الجوية الواردة من محطة مطار مدينة بسكرة (2005).

Abstract:

Great importance is given to temperature and evaporation at the soil surface, as both condition bioclimatic variations, water resources and, consequently, plant phenology. We know that these two parameters are subject to variations in meteorological conditions. To determine these different influences, we propose a numerical method of solving the energy balance equation. Indeed, the writing of the balance equation of all the heat flows which arrive on the surface of the ground or which leave it makes it possible to deduce there the values of the evaporation and of heating of the ground (temperature of the ground). This study is carried out by considering the meteorological data coming from the station of the site of the airport of the city of Biskra (2005).

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



اقراء

إلى كل الأمة الاسلاميّة والعربية
إلى صاحب السيرة العطرة والفكر المستنير، فقد كان له الفضل الأول
في بلوغي التعليم العالي (والدي الحبيب) أطال الله في عمره
إلى من وضعتني على طريق الحياة وجعلتني ربط الجأش، وراعتني
حتى صرت كبيراً (أمي الغالية)
إلى عمتي العزيزة
إلى إخوتي، من كان لهم بالغ الأثر في كثير من العقبات والصعاب
إلى جميع الأصدقاء
إلى جميع أساتذتي الكرام، ممن لم يتوانوا في مد يد العون لي

شكر وعرّفان

الحمد لله رب العالمين والصلاة والسلام على أشرف الأنبياء والمرسلين سيدنا
محمد وعلى آله وصحبه ومن تبعهم بإحسان إلى يوم الدين، وبعد...
فإني أشكر الله تعالى الذي يسر لنا إنجاز هذا العمل فله الحمد أولاً وآخراً.
ثم أشكر أستاذي المشرف الذي لم يدخر جهداً ولم يبخل علي بأي شيء رغم
كل الصعوبات التي عشناها الأستاذ الدكتور / عبد الواحد علي وعلي، فله من
الله الأجر ومني كل تقدير حفظه الله ومتّعه بالصحة والعافية ونفع بعلمه.
كما أشكر السادة أعضاء لجنة المناقشة الذين لي الشرف بموافقتهم على الحكم
على عملي: الدكتور ناصر شوشان والدكتور منير جلاب
كما أود أن أشكر كل الأستاذة الذين سهروا على تعليمنا وتربيتنا فدمتم ذخرا
للإسلام والمسلمين

فهرس المحتويات

1	الفصل الأول: الدراسات المرجعية
8	الفصل الثاني: مفاهيم وأساسيات حول انتقال الحرارة والطاقة
8	1.2. انتقال الحرارة
8	2.2. طرق انتقال الحرارة
8	1.2.2. انتقال الحرارة بالتوصيل
9	2.2.2. انتقال الحرارة بالحمل
11	3.2.2. انتقال الحرارة بالإشعاع
11	3.2. معادلة انحفاظ الطاقة للمواد الصلبة
13	1.3.2. الشكل العام (التكاملي) لقانون انحفاظ الطاقة
13	2.3.2. الشكل المحلي لقانون انحفاظ الطاقة
14	4.2. الحالة العامة للتوصيل بنظام دوري مع الطريقة التحليلية للحل
16	5.2. التطبيق على حالة التوصيل الحراري للتربة
18	6.2. تحديد درجة حرارة سطح التربة
20	الفصل الثالث: عرض طريقة الحجم المنتهية
20	1.3. تمهيد
20	2.3. طريقة الحجم المنتهية
20	1.2.3. تقديم عام
21	2.2.3. منهجية التطبيق
22	3.2.3. القواعد الأساسية (قواعد باتانكار)
22	4.2.3. ايجابياتها
22	5.2.3. سلبياتها
22	3.3. التطبيق على التوصيل الحراري الدائم أحادي البعد
23	1.3.3. تقطيع مجال الحوسبة

23	2.3.3.2. مكاملة معادلة التوصيل أحادي البعد على حجم التحكم (VC) عند النقطة P
24	3.3.3.3. اختيار قطاع درجة الحرارة (الاستيفاء) بين العقد المجاورة ل P
24	4.3.3.4. كتابة معادلة التوصيل الحراري بالشكل الجبري
25	5.3.3.5. معالجة مصطلح المصدر S
26	4.3.4. خوارزمية توماس أو خ.م.ث.أ (خوارزمية مصفوفة ثلاثية الأقطار)
28	5.3.5. معالجة الشروط الحدية
28	6.3.6. تعميم على التوصيل الحراري في المجال ثنائي الأبعاد
32	الفصل الرابع: نمذجة التوصيل الحراري في التربة
32	1.4.1. تمهيد
32	2.4.2. النمذجة والصياغة الرياضية للتبادلات الحرارية هواء-تربة (إيجاد معادلة التوصيل الحراري)
34	1.2.4.1. صافي الإشعاع الشمسي الوارد R_n
34	2.2.4.2. معادلة تدفق الحرارة المحسوسة H
35	3.2.4.3. تدفق الحرارة الكامنة $L_v E$
36	4.2.4.4. معادلة التوصيل الحراري G
36	3.4.3. وضع معادلة المسألة
37	1.3.4.1. الفرضيات والشروط الحدية
37	2.3.4.2. تقطيع مجال الحوسبة
40	4.4.4. التبخر في وجود الرياح
42	1.4.4.1. طريقة الحساب المقترحة
43	2.4.4.2. انتقال الحرارة والكتلة المقترنان بالتبخر
44	5.4.5. بيانات الأرصاد الجوية لمدينة بسكرة
45	6.4.6. الخصائص الفيزيائية للتربة في منطقة بسكرة (نوع التربة: طميية طينية رملية)
45	7.4.7. خوارزميات الحساب
45	1.7.4.1. حساب من أجل متوسط يوم شهري
46	2.7.4.2. حساب خلال 24 ساعة
47	الفصل الخامس: نتائج ومناقشة

47	1.5. تمهيد
47	2.5. التمثيل البياني لقيم المتوسطات الشهرية
49	3.5. الدورات اليومية لدرجات الحرارة: منحنيات القيم المحسوبة والمعطاة
56	4.5. تطور عملية التبخر
57	الخاتمة
58	المراجع

قائمة الجداول

31	معاملات المعادلة المقطّعة	الجدول (1-3).
39	معاملات المعادلة المقطّعة	الجدول (1-4).
44	قيم المتوسطات الشهرية لعام 2005	الجدول (2-4).
45	خصائص التربة	الجدول (3-4).

قائمة بالأشكال

- 9 الشكل (1-2). انتقال الحرارة بالحمل على سطح مستوٍ
- 12 الشكل (2-2). حجم عنصري
- 12 الشكل (3-2). تمثيل التدفق الحراري في الاتجاهات الثلاثة على الحجم العنصري
- 14 الشكل (4-2). الشكل (4-2) مجال التوصيل الحراري ثنائي الأبعاد
- 20 الشكل (1-3). حجم التحكم
- 23 الشكل (2-3). شبكة أحادية البعد
- 24 الشكل (3-3). اختيار قطاع درجة الحرارة: أ) قطاع متدرج، ب) قطاع خطي
- 26 الشكل (4-3). تشبيك أحادي البعد لحجم التحكم
- 28 الشكل (5-3). معالجة شرط حدّي من نوع التدفق المفروض (نيومان)
- 29 الشكل (6-3). حالة حجم التحكم ثنائي الأبعاد
- 32 الشكل (1-4). مختلف أنواع التبادلات الحرارية الحاصلة بين الجو والتربة
- 33 الشكل (2-4). التبادلات الحرارية بين التربة والجو الحاصلة خلال الليل والنهار
- 37 الشكل (3-4). مجال الحوسبة
- 38 الشكل (4-4). شبكة الحوسبة
- 38 الشكل (5-4). حجم التحكم في بعدين
- 40 الشكل (6-4). التبخر في وجود جريان الهواء
- 40 الشكل (7-4). الحوض السطحي
- 41 الشكل (8-4). الحوض المدفون
- 41 الشكل (9-4). الحوض المغمور
- 42 الشكل (10-4). شكل الطبقة الحديدية الكينماتية
- 45 الشكل (11-4). الخوارزمية (أ)
- 46 الشكل (12-4). الخوارزمية (ب)

- 47 الشكل (1-5). منحنى الإشعاع الشمسي (h)
- 48 الشكل (2-5). درجة حرارة المحيط (T°)
- 48 الشكل (3-5). سرعة الرياح (V)
- 49 الشكل (4-5). الرطوبة النسبية للهواء (HR)
- 49 الشكل (5-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(جانفي/كانون الثاني)
- 50 الشكل (6-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(فيفري/شباط)
- 50 الشكل (7-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(مارس/آذار)
- 51 الشكل (8-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(أفريل/نيسان)
- 51 الشكل (9-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (ماي/أيار)
- 52 الشكل (10-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(جوان/حزيران)
- 52 الشكل (11-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(جويلية/تموز)
- 53 الشكل (12-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (أوت/آب)
- 53 الشكل (13-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(سبتمبر/أيلول)
- 54 الشكل (14-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(أكتوبر/تشرين الأول)
- 54 الشكل (15-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(نوفمبر/تشرين الثاني)
- 55 الشكل (16-5). تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر
(ديسمبر/كانون الأول)
- 56 الشكل (17-5). منحنىي القيم المقاسة والقيم المحسوبة

قائمة بالرموز

q	معدّل تدفق الحرارة	(W)
λ	معامل الناقلية الحرارية	$(W/m.K)$
A	المساحة	(m^2)
T	درجة الحرارة	(K)
h	معامل انتقال الحرارة بالحمل	$(W/m^2.K)$
P	الاستطاعة الكلية التي يشعها الجسم الأسود	(W)
σ	ثابت ستيفان (ثابت التناسب)	$(W.m^{-2}.K^{-4})$
x, y, z	الأبعاد	(m)
t	الزمن	(s)
k	معامل الناقلية الحرارية	$(W/m.K)$
ρ	الكتلة الحجمية	(kg/m^3)
C_p	الحرارة النوعية	$(J/kg.K)$
ψ	درجة الحرارة المركبة	(K)
A_e	السعة (المطال)	(m)
\bar{T}_e	درجة الحرارة المتوسطة	(K)
CE_{eq}	تدفق التبادل الكلي	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
SR	تدفق الاشعاع الساقط الممتص	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
LE	تدفق الحرارة الكامنة	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
g	الجاذبية	(m/s^2)
δ	عمق نفاذ الإشارة	(m)
ω	النّبض	(rad/s)
VC	حجم التحكم	(m^3)
Φ	مقدار سلمي	
v	السرعة	(m/s)
Γ	معامل الانتشار	

S	المصدر	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
R_n	صافي الاشعاع الشمسي	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
L_v	الحرارة الكامنة	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
E	التدفق الكتلي لبخار الماء	$(kg/m^2.s)$
H	تدفق الحرارة بالحمل (الرياح)	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
G	تدفق الحرارة بالتوصيل في التربة	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
J	الحرارة الممتصة من طرف النباتات	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
R_g	الاشعاع الشمسي ذو الطول الموجي القصير	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
α	بياض سطح التربة	
R_t	التدفق الحراري المتبادل بالإشعاع بين سطح التربة والقبة السماوية	$(J.m^{-2}.s^{-1})$
K_E	معامل انتقال الكتلة	
M_W	الكتلة المولية	(kg/mol)
R	ثابت الغازات المثالية	$(J/mol.kg)$
P_{vs}	ضغط البخار المشبع	(Pa)
HR	الرطوبة	$(\%)$
P_v	ضغط البخار	(Pa)
Q	الاستطاعة الحرارية المتبادلة	(W)
\dot{m}	معدل تدفق البخار من سطح السائل	(kg/s)
P_{sat}	ضغط التشبع	(Pa)
c	التركيز	(kg/m^3)
h_c	معامل انتقال الكتلة بالنسبة للتركيز	(m/s)

مقدمة عامة

يهدف العمل المقدم في هذه الدراسة إلى تحسين المعرفة بالظواهر المتعلقة بدرجة الحرارة وتبخر التربة. وبشكل عام، يمكننا الاعتبار بأن هناك ثلاث عوامل رئيسية تؤثر على درجة حرارة التربة والتبخر وهي: متغيرات الطقس، المتغيرات الأرضية والمتغيرات المتعلقة بالتربة التحتية. تحدد الاختلافات الإقليمية في درجة حرارة التربة بشكل خاص من خلال المتغيرات الجوية مثل الإشعاع الشمسي ودرجة حرارة الهواء وتهطل الأمطار.

تؤثر هذه التفاعلات بشكل خاص على جودة ومدة الغطاء النباتي للتربة، إضافة إلى محتواها الرطوبي. وفهم هذه الروابط من شأنه أن يحسن من المعرفة بالتطورات البيئية والجغرافيا الحيوية في المنطقة المدروسة.

ووفقاً للدراسات، فإن التدفق الحراري داخل الأرض يتأثر بعدة عوامل، مثل الإشعاع الشمسي، درجة حرارة الهواء، سرعة الرياح، أيام السنة، التظليل، خصائص التربة، وما إلى ذلك، والذي يظهر تبايناً موسمياً أو غير منتظم.

بالنسبة للتبخر في وجود جريان الهواء فله أهمية عملية. إذ تواجهنا في البيئة عدة مظاهر كالتجفيف، تحلية المياه، ترطيب الهواء ونزع الرطوبة من مختلف المنتجات. في الواقع، إن تهوية المياه في الحالة السائلة من شأنه أن يسمح بتبخر كميات من الماء مما يشكل ضياع مباشر من الخزانات والسدود. ولذلك فإن تحليل سلوك التبخر للسائل وخاصة معدل التبخر له أهمية كبيرة خاصة في سياق الاقتصاد في مياه الشرب.

لذا فقد بدا من الضروري بالنسبة لنا الاهتمام والمساهمة في دراسة ظاهرة التبخر والتي تعتبر كظاهرة لانتقال الكتلة تتأثر بالمعايير التالية: الديناميكا المائية على سطح السائل، والتوازن سائل-بخار في واجهة السطح الحر للسائل والهواء الجوي والتبخر المرتبط بدرجة حرارة سطح التربة.

تتكون هذه المذكرة من خمس فصول:

في الفصل الأول، نسرّد مجموعة من الدراسات السابقة التي تطرقت لموضوع دراستنا وأهمية استخداماته العملية المختلفة.

في الفصل الثاني، نعرض مفاهيم وأساسيات حول انتقال الحرارة والطاقة، بالإضافة لجملة من المعادلات الرياضية الحاكمة لمختلفة الظواهر التي ينطوي عليها التوصيل الحراري في التربة. وناقش أيضاً الطرق التقديرية المستخدمة في بقية الدراسة، لوصف تطور درجة حرارة التربة وارتباطها بمتغيرات مختلفة مأخوذة في عين الاعتبار.

في الفصل الثالث، نتطرق لعرض طريقة الحجوم المنتهية مع شرح كيفية التطبيق على الحالة أحادية البعد وثنائية البعد للتوصيل الحراري.

في الفصل الرابع، نقدّم النّمذجة والصياغة الرياضية للتوصيل الحراري في التربة. بالنسبة للحل، استخدمنا طريقة الحجوم المنتهية، والتي تسمح لنا بالإشراك المباشر للبيانات مثل: سرعة الرياح، والرطوبة النسبية للهواء، ودرجة الحرارة المحيطة، ومعدل التبخر، والتشمس، وقمنا بتقديم طريقة لتقدير معدل التبخر ثم مقارنتها مع النتائج التجريبية.

في الفصل الخامس، نستعرض خلاله ونعلّق على النتائج والمنحنيات البيانية المتحصل عليها.

أخيرًا، تختتم المذكرة بملخص عامة.

الفصل الأول

الدراسات المرجعية

1. الدراسات المرجعية:

جيولي ميهالاكاكو وآخرون. (1992) قاموا بتحليل مجموعة من قياسات درجة الحرارة في أعماق مختلفة من التربة أجريت على مدى أربعة وسبعين عامًا بالمرصد الوطني في أثينا. وقد طوّروا نماذج بسيطة ودقيقة للتنبؤ بالتغير السنوي لدرجة الحرارة على السطح وفي أعماق مختلفة من الأرض. كما تم اقتراح خوارزميات للتنبؤ بالتغير اليومي على سطح التربة. وفي النهاية، قاموا بمقارنة النتائج الإجمالية للتحليل مع البيانات المقابلة لمجموعات أخرى معلومة من القياسات. هذه النتائج مفيدة للتنبؤ بقدرة المباني في استنادها على التربة وكذلك للتنبؤ بكفاءة المبادلات الحرارية أرض-هواء [3].

جيولي ميهالاكاكو وآخرون. (1994) قدموا نموذجًا رقميًا جديدًا وكاملًا للتنبؤ بالأداء الحراري للمبادلات الحرارية أرض-هواء. يصف النموذج الانتقال المتزامن للحرارة والكتلة داخل الأنبوب والتربة، مع مراعاة الطبقات الحرارية الطبيعية للتربة. تم التحقق من صحة النموذج بالمقارنة مع مجموعة كبيرة من البيانات التجريبية ووجدوا أنه دقيق. وتعتبر الخوارزميات المقترحة مناسبة لحساب التغير في درجة حرارة ورطوبة الهواء المتحرك وتوزيع درجة الحرارة والرطوبة في التربة [4].

جيولي ميهالاكاكو وآخرون. (1995) قدموا نموذجًا رقميًا مؤقتًا للتنبؤ بدرجات حرارة التربة في أعماق مختلفة تحت المباني. وقاموا بتطوير النموذج المقترح عن طريق حساب تدفق الحرارة من مبنى إلى التربة، والذي يعتمد على العملية الحرارية المعقدة ثلاثية الأبعاد في الأرض [5].

جيولي ميهالاكاكو وآخرون. (1997) استخدموا نموذجًا شاملًا للتنبؤ بالتغيرات اليومية والسنوية في درجة حرارة التربة. يعتمد هذا النموذج على المعادلة التفاضلية مع التوصيل الحراري المؤقت باستخدام معادلة التوازن الطاقوي في سطح التربة كشرط حدي. تتضمن معادلة التوازن الطاقوي تبادل الطاقة بواسطة الحمل الحراري بين الهواء والتربة، الإشعاع الشمسي الذي يمتصه سطح التربة، وتدفق الحرارة الكامنة بسبب التبخر على سطح الأرض وكذلك إشعاع الأمواج الطويلة. تم التحقق من صحة النموذج مقابل مجموعة واسعة من القياسات للتربة العارية والمغطاة بالعشب القصير في أثينا ودبلن وتم مقارنتها بنتائج المقابلة للنماذج المستندة إلى تحليل فورييه. علاوة على ذلك، تم إجراء دراسة حساسية من أجل تقييم تأثير العوامل المختلفة المرتبطة بمعادلة التوازن

الطاقوي في سطح الأرض على توزيع درجة حرارة التربة. التحليل الاجمالي مفيد للتنبؤ بالقدرة الحرارية للمباني في استنادها على الأرض وكذلك للتنبؤ بالكفاءة الطاقوية للمبادلات الحرارية أرض-هواء [6].

كارول غوتيه وآخرون. (1997) أجروا دراسة عديدة حول السلوك الحراري لأنظمة تخزين المبادلات الحرارية الأرضية (SHESs) تهدف إلى تقليل استهلاك الطاقة في الدفيئات الزجاجية. وتتكون هذه الأنظمة من أنابيب مدفونة تدور الهواء لتخزين ونزع الحرارة من التربة. حيث تم في البداية تقديم نموذج كامل مؤقت ثلاثي الأبعاد لانتقال الحرارة يقوم على معادلات انحفاظ الطاقة لكل من التربة والهواء الدائر. ثم تُحَقَّق من صحته من خلال بيانات تجريبية مأخوذة من نظام (SHES) مثبت في أحد الدفيئات الزجاجية التجارية. ليتم بعد ذلك، استخدام النموذج لفحص تأثير مختلف معايير التصميم والتشغيل على أداء (SHESs). وتشير النتائج إلى أن الكمية الكلية للطاقة المخزنة أو المستردة يوميًا لكل وحدة حجم Q_v تتناقص بشكل كبير مع المسافة من مركز إلى مركز الأنبوب وطول الأنبوب، وتزداد مع سرعة الهواء ويعزز هذا التأثير مع تقلص المسافة من مركز إلى مركز الأنبوب. ومع ذلك، كحل وسط بين التكلفة والأداء، يبدو أن سرعة جريان الهواء المقدر بـ 4 أمتار تعتبر هي الأمثل تقريبًا. ومع زيادة المحتوى الرطوبي في التربة، يزيد Q_v ، إلا أن تأثيره يصبح ضئيلاً بالنسبة لأطوال الأنابيب الكبيرة وسرعات الجريان الصغيرة [7].

غونيل ألفيناس وآخرون. (1997) قدموا طريقة نمذجة للتنبؤ بدرجة حرارة سطح التربة والتبخر. تعتمد العملية على معادلات تدفق الحرارة على سطح التربة وتتضمن انتشار البخار ودالة تصحيح شبه تجريبية لضغط بخار السطح. تمت دراسة آثار التغييرات في ثلاث عوامل نموذجية مهمة عن طريق محاكاة نماذج متعددة [8].

مارتن بيست. (1998) قدموا وصفا لنموذج يسمح بالتنبؤ بدرجة حرارة السطح لمجموعة مختلفة من الأسطح. يقدم هذا النموذج الحل لمعادلة ميزان الطاقة للسطح بالشكل التكراري، استنادا للبيانات الجوية العادية فقط. وقد تبين أنه من أجل الحصول على معدلات التبريد الصحيحة للنباتات أثناء الليل، يجب إزالة التأثير المباشر لتدفق التربة من معادلة ميزان الطاقة لطبقة الغطاء النباتي. وتم وصف رسم بياني يقوم على أساس أن يكون الغطاء النباتي في الأرض مشبعًا بالإشعاع فقط، مما يعطي معدلات تبريد مرضية عند مقارنتها بالبيانات المرصودة [9].

بافيل سيدلاك. (1998) قام بدراسة تأثير خشونة السطح وسرعة الرياح الجيوستروفية والتقسيم الطبقي الأولي المستقرة على مقاييس الطبقة السطحية [10].

بافيل كيشا وإيزابيلا ديمتريفا. (1998) درسا التوزع العام لتفاوت درجات الحرارة على مستوى التربة وتغيراتها الطويلة الأمد على أساس متوسط درجات الحرارة الشهرية الشاذة، والتي تم الحصول عليها من خلال الرصد

الجوي للتربة والبحر في الفترة الممتدة من 1896 إلى 1990. وتم ايجاد خصائص خاصة لبنية واسعة النطاق لتفاوت درجات الحرارة [11].

جينغفينغ وانغ ورافائيل براس. (1999) قدّموا طريقة جديدة لحساب التغير النهاري للتدفق الحراري في التربة استناداً لسلسلة من القياسات لدرجة حرارة سطح التربة خلال فترات زمنية متماثلة. وعندما تم وصف انتقال الحرارة في مصفوفة التربة بواسطة معادلة انتشار أحادية البعد مع معامل انتشار ثابت وجد بأن كل من درجة حرارة وتدفق التربة في موقع معين يرتبطان بمرور الوقت فقط من خلال عامل اشتقاق/تكامل نصف الرتبة. تم استخدام كل من البيانات المحاكاة والمرصودة لاختبار الطريقة [12].

جو يو كيو وآخرون. (1999) طوروا طريقة لتقدير التبخر اليومي للتربة باستخدام القياسات التفاضلية لدرجة الحرارة. الميزة الرئيسية لهذا النهج هي أن درجة حرارة السطح يمكن أن تحل محل قياسات تدفق الحرارة المحسوسة. وقد حدد معامل تجريبي عن طريق مكاملة تدفقات الطاقة خلال ساعات النهار ومتوسط درجات الحرارة أثناء النهار. وهذا يقود إلى معامل انتقال جديد لتبخر التربة يمكن أن يحل محل المقاومة الديناميكية الهوائية من أجل حساب التدفق الحراري المحسوس [13].

مصطفى صلاح الدين. (1999) طوّروا عبارتين للتنبؤ بالتغير اليومي لدرجة حرارة التربة حسب العمق. وهما تستندان إلى معادلة ميزان الطاقة على سطح التربة مع الافتراض بأن تغير درجة الحرارة على السطح يكون بشكل جيبي أو متسلسلة فورييه. تتضمن معادلة ميزان الطاقة التغير الدوري للإشعاع الشمسي ودرجة حرارة الجو وتدفق الحرارة الكامنة نتيجة التبخر. وتم اشتقاق تدفق الحرارة إلى داخل التربة مع حساب عمق التضائل ودرجة حرارة التربة المقابلة [14].

دراغوتين ميهيلوفيتش وآخرون. (1999) قاموا باستغلال ما يسمى بمقاربة الـ "قوة-إرجاع" (The force-restore approach) المستخدمة بشكل شائع لحساب درجة حرارة السطح في النماذج الجوية. حيث أن النقطة الحاسمة في هذه الطريقة هي كيفية حساب درجة حرارة التربة العميقة التي تظهر في مصطلح الإرجاع في معادلة الـ "قوة-إرجاع". إذا تم استخدام معادلة التقدير لحساب درجة حرارة التربة العميقة، فيمكن إدخال بعض الأخطاء في حساب درجة حرارة السطح وبالتالي في تقسيم الطاقة السطحية والمياه السطحية الأرضية. عادة تظهر هذه الأخطاء كنتيجة لتحديد معاملات غير صحيحة لمصطلحات الطاقة السطحية في معادلة التقدير المبنية على مقاربة الـ "قوة-إرجاع". وقاموا باختبار فعالية نموذج الـ "قوة-إرجاع" لدرجة حرارة السطح بالنسبة لـ: (أ) التغيرات في تدفق حرارة التربة؛ (ب) التغيرات في درجة حرارة عمق التربة و (ج) التغيرات في تبخر الماء من التربة. بالإضافة إلى ذلك، تمت مناقشة تأثير التغير في درجة حرارة عمق التربة على توزيع الطاقة السطحية

والمياه السطحية الأرضية. وأخيراً، اقترحوا طريقة جديدة لحساب درجة الحرارة في عمق التربة بناءً على البيانات المناخية وانخفاضها الأسّي في طبقات التربة العميقة [15].

سينكيو كانغ وآخرون. (2000) طوّروا نموذجاً هجيناً لدرجة حرارة التربة للتنبؤ بالأنماط المكانية اليومية لدرجة حرارة التربة في منطقة حرجية من خلال دمج تأثيرات الطبوغرافيا وظلّة الأشجار والبقايا النباتية وفضلات الأشجار. يعتمد هذا النموذج على كل من فيزياء نقل الحرارة وعلى العلاقة التجريبية بين درجتي حرارة الهواء والتربة، ويستخدم متغيرات دخل مستخرجة من نموذج رقمي للتضاريس الأرضية وصور من الأقمار الصناعية بالإضافة لسجلات مرجعية للطقس. ووجدوا توافقاً جيداً بين درجات حرارة التربة التي تتنبأ بها النموذج وبيانات مقاسة على عمق 10 سم في ثلاثة مواقع: غابتان عريضتا الأوراق ومنطقة ذات تربة عارية [16].

مصطفى كرم. (2000) طوّروا نموذجاً جديداً للموجة الحرارية لدراسة انتقال الحرارة في التربة غير المنتظمة. هذا النموذج الذي يعتمد على الخصائص الموجية لتدفق الحرارة الدوري، يُقَطِّع التربة إلى طبقات فرعية. يتم صياغة معاملات الانعكاس الحراري الكلي ومعاملات الانتقال خلال الأسطح البينية لهذه الطبقات لتوظيفها في تقدير درجة حرارة التربة وقطاع تدفق الحرارة من خلال قيمها على مستوى السطح البيئي "تربة-هواء". وقد أظهرت المحاكاة العددية أن نموذج الموجة الحرارية يمكن أن يتنبأ بتقديرات لنموذجين تحليليين دقيقين لقطاع درجة الحرارة ومشتقاتها [17].

هوغو بلترامي. (2001) قام باستغلال محطة مناخية تجريبية في بومكيه، نونافا سكوشا بكندا، بالمراقبة والرصد الجوي لـ (درجات حرارة الهواء السطحي عند ثلاثة ارتفاعات، سرعة الرياح واتجاهها، الإشعاع الشمسي الوارد، هطول الأمطار، سُمك الثلوج والرطوبة النسبية) والمتغيرات الحرارية للتربة (درجات حرارة عند أعماق 0، 5، 10، 20، 50 و100 سم). يتم أخذ القراءات كل 30 ثانية ثم يتم تخزين متوسطات 5 دقائق، من أجل توصف تبادلات السطح البيئي بين الهواء والتربة. وقدم تقريراً عن السنة الأولى من العمل. فبالنسبة لفصول الربيع والصيف والخريف، وجد أن درجات حرارة التربة تتبع درجات حرارة الهواء السطحي مع تضاؤل السعة الموجية وتأخر الطور مع زيادة العمق الذي يؤكد أن التوصيل الحراري يصف بشكل مناسب المجال الحراري للتربة في موقع بومكيه. أما بالنسبة لظروف الشتاء، فوجد أن الحرارة الكامنة المنبعثة أثناء تجميد التربة تهيمن على انتقال الحرارة، وبدرجة أقل التأثير العازل للغطاء الثلجي. وتم استخدام نموذج عددي للتوصيل الحراري لتقدير حجم الحرارة المنبعثة من التجميد خلال أشهر الشتاء. كما أوضح أن هناك علاقة عكسية للفرق بين التربة (100 سم) ودرجات حرارة الهواء والإشعاع الشمسي الوارد في الموقع [18].

جبولي ميهالاكاكو. (2002) قدّم دراسة تتناول طريقتين لنمذجة وتقدير التباين اليومي والسّنوي لدرجة حرارة سطح التربة. تعتبر درجة حرارة سطح التربة عاملاً مهماً لحساب الأداء الحراري للمباني المتصلة مباشرة مع التربة وكذلك لتوقع كفاءة المبادلات الحرارية "من الأرض للهواء". طريقتا التقدير هما نموذج حتمي ومقاربة الشبكة العصبية. وقام باختبار الطريقتين والتحقق من صحتها مقابل مجموعات متعددة من القياسات العملية أجريت في تربة عارية وأخرى مغطاة بالعشب القصير مأخوذة في أثينا ودبلن. وقد أظهرت المقارنة بين النموذجين أن التقنية الذكيّة المقترحة قادرة بشكلٍ جيّد على تقدير توزيع درجة حرارة سطح التربة [19].

تيسي شاكو ورينوكا جانجاهاران. (2002) درسا خصائص التربة ودرجة حرارة الهواء على مدى عام واحد في كاريافاتوم بولاية كيرالا بالهند. وقاما بحساب معامل الانتشار الحراري (K_s) في التربة من خلال طريقتي المدى والتأخر بالإضافة للسّعات وزوايا الطور للتوافقيات الأولى والثانية، وتؤدي كلتا الطريقتان إلى نتائج متماثلة. تم نمذجة التدفق الحراري اليومي ودرجات الحرارة على أعماق مختلفة داخل التربة ووجدوا أنها قابلة للمقارنة مع القياسات المرصودة [20].

فين بلوبورغ. (2002) قدّم نماذج تجريبية وبسيطة لدرجة حرارة التربة على عمق 10 سم في التربة المغطاة بالعشب. يعتمد النموذج العام على بيانات لـ 10 سنوات صادرة عن 13 محطة رصد جويّ تشمل مختلف أنواع التربة في الدنمارك. وكان جذر متوسط الخطأ التريبيعي للنموذج يقدر بـ 0.97 درجة مئوية، وتم شرح 98% من التباين في البيانات. وتم مقارنة توقعات النماذج الخاصة بالمحطة مع النموذج العام، ونوقش بإيجاز إمكانية استخدام النموذج العام للمحاصيل الأخرى [21].

دينيس تيملين وآخرون. (2002) قاموا باستقصاء مدى تأثير الأخطاء في تقدير القيم الساعية للإشعاع الشمسي ودرجة حرارة الهواء على الأخطاء في محاكاة درجة حرارة التربة باستخدام نموذج "2DSOIL". ويعتبر "2DSOIL" نموذج عناصر منتهية ثنائي الأبعاد يحاكي تدفق المياه والمواد الكيميائية والماء والمواد المنحلة الممتصة من طرف جذور النباتات وعمليات التوازن الكيميائي نقل الغاز والحرارة في التربة [22].

تشيهاو تشين وآخرون. (2002) قدّموا نموذجاً كاملاً لتوازن الطاقة السطحية مع علاقاتها الداخلية المقتبسة من أبحاث مختلفة. يقرن النموذج تغير درجة حرارة التربة في وقت واحد مع حركة الرطوبة، الأمر الذي يجعل حل النموذج أكثر صعوبة. وفي هذه الدراسة تم طرح منهجية مفصلة للتقريب العددي للنموذج الكامل من أجل الاستخدام العملي. تم تحديد تدفق الحرارة والحرارة الكامنة في التربة في هذا النموذج وفقاً لتغير درجة حرارتها وحركة الرطوبة، واللذان يوصفان بمعادلتين تفاضليتين. تم استخدام طريقة كرنك ونيكلسون الضمنية لنشر المعادلات التفاضلية إلى مجموعتين من المعادلات الخطية المترامنة، والتي تحل بتطبيق طريقة الحذف

الغاوسي. ويتم تحديد التدفق الحراري الكامن عند التوازن عندما يكون التبخر من السطح مساوياً لفقدان مياه التربة. وتقدر درجة حرارة السطح عندما تصل التدفقات الحرارية للسطح إلى حالة التوازن. يتم استخدام طريقة نيوتن رافسون للحساب التكراري لتقريب تدفق الحرارة الكامن ودرجة حرارة السطح من الموازين. بناءً على هذا التعقيد في علاقات النموذج، اقترح إجراء عملية حسابية مفصلة للنموذج. وتم التحقق من صحة المنهجية من خلال تطبيقها في جنوب الصحراء الفلسطينية لتقدير تدفق الحرارة ودرجة حرارة السطح. وأثبتت المطابقة الجيدة لدرجة حرارة التربة المحاكاة مع درجة الحرارة المقاسة صحة النموذج والطريقة المستخدمة لحلها العددي [23].

مصطفى كرم. (2003) طُوِّر نسخة معدّلة من نموذج "قوة-إرجاع" (force-restore) يسمح بالتنبؤ الدقيق لقيم درجة حرارة سطح الأرض تحت تأثير سطح متعدّد الترددات. وفي تطوير مثل هذه النسخة، تنشر درجة حرارة سطح الأرض عبر متسلسلة فورييه. تم اقتراح معادلة "قوة-إرجاع" لكل مصطلح في السلسلة من حيث المعاملين غير المعروفين: معامل القوة ومعامل الإرجاع. تم توظيف إزالة الأخطاء في تنبؤات كل معادلة "قوة-إرجاع" عند اشتقاق العبارات الصريحة لتلك المعاملات. كتوضيح لتطبيقات نسخة الـ "قوة-إرجاع" المحسّنة، تُستخدم تنبؤاتها في تقييم أداء نموذج تدفق الحرارة السطحي وفي التحقيق في مدى صلاحية نموذج قياس إشعاع الأمواج الدقيقة للتربة [24].

كوسكون غولسر وإيمانفيريدي ايكبرلي. (2004) قدّما دراسة، حول تقدير التغيّرات اليومية لدرجة الحرارة في عمق تربة طينية بدلالة الزمن باستخدام مجموعة من البيانات المقاسة تطبق في معادلة توافقية جيب تاماميه. وتم تحديد بعض الخواص الحرارية للتربة، مثل المطال (السعة) والانتشارية الحرارية وعمق التضائل وزمن التّأخر في الأعماق 0 و 10 و 20 و 30 و 40 و 50 سم. وتم الحصول على أعلى قيمة اتساع 12.31 درجة مئوية على سطح التربة. ومع ذلك، ازدادت الانتشارية الحرارية وعمق التضائل وزمن التّأخر في طبقات التربة العميقة مقارنة بقيم سطح التربة. تتوافق قيم درجة الحرارة المقدرة بواسطة المعادلة التوافقية الجيب تاماميه بشكل جيد مع القيم المقاسة. أعطت درجات الحرارة المقدرة عند عمق التربة 10 سم تقارب كبير مع البيانات المقاسة من قبل كلية الزراعة، بمحطة الأرصاد الجوية في جامعة أندوكوز مايس وقياس درجات الحرارة بست مرات في اليوم بواسطة الباحثين. أظهرت صحة المعادلة في ظل خصائص التربة والشروط الحديثة. لوحظ أكبر تقلب في درجة حرارة التربة فيما يتعلق بالزمن والعمق عند سطح التربة. تظل التغيرات في درجة حرارة التربة عند الطبقات العميقة (أكبر من 30 سم) ثابتة تقريباً خلال اليوم [25].

كلوديا لبيثال وآخرون. (2005) قاموا بتحليل تأثير أخطاء القياس على نتائج طريقتين تحدّدان تدفق حرارة الأرض وهما: مزيج بين مقارنة لوح التدفق الحراري ومقياس كمية الحرارة ومزيج بين مقارنة التدرج ومقياس كمية الحرارة [26].

وي بو يانغ وآخرون. (2006) أجروا محاكاة عددية لأداء نظام المضخات الحرارية الأرضية الشمسية (SESHPS) يعمل في الوضع المتناوب أو المركب على التوالي [27].

فياتشيسلاف سبيشاك. (2006) اقترح طريقة للتنبؤ بتوزيع درجات الحرارة في المناطق الجيوحرارية باستخدام طريقة الشبكة العصبية، ولا سيما سجلات درجات حرارة قاع البئر. تم اختبار الطريقة مقابل نتائج نموذج تحليلي، يوضح أن الأخطاء في تقديرات درجة حرارة الشبكة العصبية المستندة إلى بيانات سجل البئر مشتقة من: (أ) "مستوى التعليم" للشبكة العصبية (الذي يعتمد على كمية وهيكل المعلومات المستخدمة في التدريس) و (ب) مسافة النقطة التي يتم عندها التقدير من المنطقة التي تتوفر عنها بيانات [28].

حكمت إيسن وآخرون. (2007) قدّموا عملاً يهدف إلى تقييم نظام مضخة حرارية تعتمد على الأرض كمصدر حراري. تم تركيب واختبار نظام المضخة الحرارية المقترنة بالأرض (GCHP) في غرفة اختبار، بجامعة الفرات (معمورة العزيز، تركيا). وتم عرض ومناقشة النتائج المتحصّل عليها من الاختبار التجريبي. تم تحديد معامل الأداء (COPsys) لنظام (GCHP) من البيانات المقاسة. تم تطوير نموذج عددي لنقل الحرارة في الأرض لتحديد توزيع درجة الحرارة في محيط الأنبوب. استخدموا طريقة الفروق المنتهية للتحليل العددي. ولوحظ أن النتائج العددية تتوافق مع النتائج التجريبية [29].

زهيبينغ تشونغ وجيمس براون. (2007) تقدم هذه الورقة طريقة مبسطة لحساب انتقال الحرارة العابر من البلاطة للأرض التي يمكن دمجها في برامج المحاكاة كل ساعة. تفترض الطريقة وجود مسارين أساسيين أحاديي البعد لنقل الحرارة من بلاطة مرصوفة بالأرض: (1) انتقال حراري أحادي البعد من حدود البلاطة إلى المحيط و(2) انتقال حراري أحادي البعد بين السطح الداخلي للبلاطة وجزء من التربة تحتها [30].

الفصل الثاني

مفاهيم وأساسيات حول انتقال الحرارة والطاقة

1.2. انتقال الحرارة

يعرف انتقال الحرارة بأنه ذلك العلم الذي يرمي إلى حساب انتقال الطاقة من منطقة إلى أخرى نتيجة للفرق في درجات الحرارة بينهما. تسمى هذه الطاقة المنتقلة بالحرارة. وانتقال الحرارة لا يبحث في كيفية انتقال الحرارة فقط وإنما أيضا يحسب المعدل (تغير مع الزمن) الذي تنتقل به هذه الحرارة. يختلف علم انتقال الحرارة عن علم الديناميكا الحرارية في أن علم الديناميكا الحرارية يدرس الاتزان الحراري للمواد ويكتفي بحساب كمية الحرارة اللازمة لتغيير حالة المادة من اتزان حراري معين إلى وضع آخر بينما يعطي علم انتقال الحرارة تصورا عن الكيفية التي انتقلت بها الحرارة لتغيير وضع الاتزان هذا بالإضافة إلى حساب معدلات انتقال الحرارة أثناء تغير وضع الاتزان [1].

2.2. طرق انتقال الحرارة:

هناك ثلاث طرق رئيسية لانتقال الحرارة وهي:

- انتقال الحرارة بالتوصيل: ويتم انتقال الحرارة بهذه الطريقة خلال المواد الصلبة وخلال السوائل والغازات وعندما تكون ساكنة.
- انتقال الحرارة بالحمل: تنتقل الحرارة بتيارات الحمل خلال السوائل والغازات.
- انتقال الحرارة بالإشعاع: لا يحتاج انتقال الحرارة بالإشعاع إلى وجود وسيط مادي على عكس التوصيل والحمل.

ولابد لكل طريقة من هذه الطرق من وجود فرق في درجات الحرارة ولا بد أن تسري الحرارة من الوسط الذي درجة حرارته عالية إلى الوسط ذي درجة الحرارة المنخفضة.

1.2.2. انتقال الحرارة بالتوصيل:

يسمى انتقال الحرارة خلال وسط صلب أو مائع غير متحرك في وجود فرق في درجات الحرارة في ذلك الوسط بانتقال الحرارة بالتوصيل.

إن انتقال الحرارة بالتوصيل يعني انتقال الطاقة الحرارية من جزيئات المادة ذات الطاقة العالية إلى الجزيئات الأقل طاقة كنتيجة طبيعية لحركة هذه الجزيئات فيما بينهما. ويحدث التوصيل في المواد الصلبة والسائلة

والغازية. ففي السوائل والغازات يحدث التوصيل كنتيجة لتصادم الجزيئات في حركتها العشوائية. أما في المواد الصلبة فالتوصيل يحدث نتيجة لاهتزازات الجزيئات وانتقال الطاقة بواسطة الإلكترونات الحرة. ومعدل انتقال الحرارة بالتوصيل خلال وسط معين يعتمد على الشكل الهندسي لذلك الوسط (سمكه ونوع مادة الوسط) وكذلك فرق درجات الحرارة عبر ذلك الوسط. فنحن ندرك تماما أن وضع صوف زجاجي كعازل حول خزان ماء ساخن يقلل من معدل انتقال الحرارة من ذلك الخزان. وكلما كان ذلك العازل سميكاً كلما كان معدل فقدان الحرارة أقل. كما أن الخزان يفقد حرارة بمعدل أعلى كلما انخفضت درجة حرارة الغرفة التي يوضع بها الخزان.

• قانون فورييه للتوصيل الحراري:

لقد أثبتت التجربة أنه وبمجرد وجود فرق في درجات الحرارة بين سطحين فإن هناك انتقالاً في الطاقة الحرارية بين السطحين وتنتقل هذه الطاقة من السطح الساخن إلى السطح البارد. ولقد استنتج الفيزيائي الفرنسي فورييه أن معدل انتقال الحرارة خلال شريحة مستوية يتناسب طردياً مع الفرق في درجات الحرارة ومساحة الشريحة العمودية على اتجاه انتقال الحرارة وعكسياً مع سمك الشريحة. هذا القانون الذي يسمى بقانون فورييه للتوصيل الحراري يمكن توضيحه بالمعادلة التالية:

$$q = -\lambda A \frac{dT}{dx} \quad (1.2)$$

حيث أن:

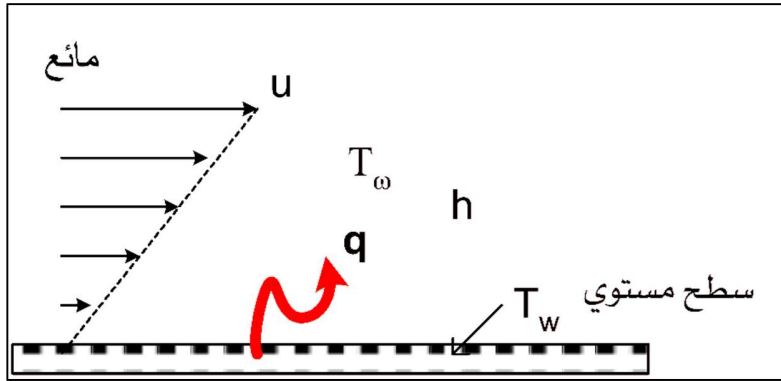
q : معدل تدفق الحرارة (واط).

λ : معامل الناقلية الحرارية (واط/م.كلفن).

A : مساحة السطح الذي يعبره التدفق الحراري (م²).

$\frac{dT}{dx}$: التدرج الحراري (كلفن/م).

2.2.2 انتقال الحرارة بالحمل:



الشكل (1-2) انتقال الحرارة بالحمل على سطح مستوي

انتقال الحرارة بالحمل هو انتقال الحرارة بين سطح صلب والمائع الذي يسري فوق ذلك السطح. وانتقال الحرارة بالحمل يحمل التأثيرين الحمل والتوصيل معا. وكلما كانت حركة المائع سريعة كلما كان معدل انتقال الحرارة أكبر. ولتفسير طريقة انتقال الحرارة بالحمل نأخذ حالة مائع درجة حرارته T_{∞} ينساب على سطح شريحة ساخنة درجة حرارتها T_w . ومن اليسير ملاحظة أن طبقة المائع البعيدة عن الشريحة تمشي بسرعة المائع، أي أن طبقات المائع في الاتجاه العمودي على الشريحة تأخذ شكلا مشابها لتوزيع السرعة كما في الشكل (1-2) حيث تساوي سرعة المائع عند السطح صفرا وعليه فإن عملية انتقال الحرارة عند تلك النقطة تكون بالتوصيل. وبمعرفة معامل انتقال الحرارة بالتوصيل للمائع والتدرج في درجة حرارة المائع عند الطبقة القريبة من السطح يمكننا حساب معدل انتقال الحرارة باستخدام معادلة انتقال الحرارة بالتوصيل. إذا كان الأمر هو أن الحرارة تنتقل بالتوصيل عند الطبقة الملاصقة للسطح فلم نتحدث إذن عن الحمل الحراري؟ الحقيقة هي أن التدرج في درجة حرارة المائع يعتمد اعتمادا مباشرا على سرعة المائع في نقل الحرارة من على السطح ولهذا السبب يمكننا القول أن التدرج في درجة الحرارة عند السطح يعتمد على توزيع سرعة المائع. لذا يجب أن نتذكر دائما أن انتقال الحرارة عند السطح يتم دائما بالتوصيل كما أن انتقال الحرارة بالحمل دائما يتطلب حركة المائع.

أنواع الحمل:

أ. الحمل الطبيعي:

إذا وضعنا لوحا ساخنا في غرفة بها هواء أبرد من اللوح ولا توجد أي وسيلة لتحريك هذا الهواء فإن الهواء الملامس للوح سوف يسخن فيتحرك إلى أعلى نتيجة لانخفاض كثافته فيلامس طبقات الهواء الباردة التي تعلو اللوح فيبرد وتزداد كثافته فينزل مرة أخرى إلى اللوح الساخن، وهكذا يصعد ويهبط الهواء محدثا ما يسمى بتيارات الحمل الحر حول اللوح الساخن فتعمل على نقل الحرارة منه إلى الهواء المحيط بدون استخدام أي وسيلة خارجية. لذا يسمى انتقال الحرارة في هذه الحالة بالحمل الطبيعي.

ب. الحمل القسري:

أما استخدام وسيلة ما لتحريك الهواء على السطح كمروحة مثلا يصبح الحمل جبريا. هنا يكون لدينا تحكم مباشر على حركة المائع وبالتالي نستطيع أن نصمم منظومات تقي بالتطبيقات المرغوبة في مجال التبريد وتكييف الهواء. يضاف إلى ذلك أنه يكون من الممكن أن نحصل على سرعات أعلى بكثير في حالة الحمل القسري مقارنة بالحمل الطبيعي وبالتالي الحصول على معدلات أكبر لانتقال الحرارة.

• قانون نيوتن للتبريد:

للتعبير عن انتقال الحرارة بالحمل بين سطح ما ومائع يسري حوله نستخدم قانون نيوتن للتبريد:

$$q = hA(T_w - T_\infty) \quad (2.2)$$

q : معدل تدفق الحرارة (واط).

h : معامل انتقال الحرارة بالحمل (واط/م².كلفن).

A : مساحة السطح الذي يسري فوقه المائع (م²).

$(T_w - T_\infty)$: الفرق بين حرارة المائع والسطح (كلفن).

3.2.2 انتقال الحرارة بالإشعاع:

الإشعاع الحراري هو أحد صور انبعاث الطاقة وانتقالها، وكمية الطاقة التي يحملها الإشعاع تعتمد على درجة حرارة وطبيعة السطح الباعث للأشعة. وهذا النوع من وسائل انتقال الحرارة لا يحتاج إلى وسيط بين السطح الباعث والمستقبل للأشعة. وتنتقل الأشعة على هيئة موجات كهرومغناطيسية.

• قانون ستيفان وبولتزمان:

وينص على أن الاستطاعة الكلية التي يشعها الجسم الأسود تتناسب مع مساحته ومع درجة حرارته المطلقة مرفوعة للقوة الرابعة. ويُعبّر عن ذلك رياضياً، بافتراض σ ثابت التناسب، بالعلاقة [2]:

$$P = \sigma AT^4 \quad (3.2)$$

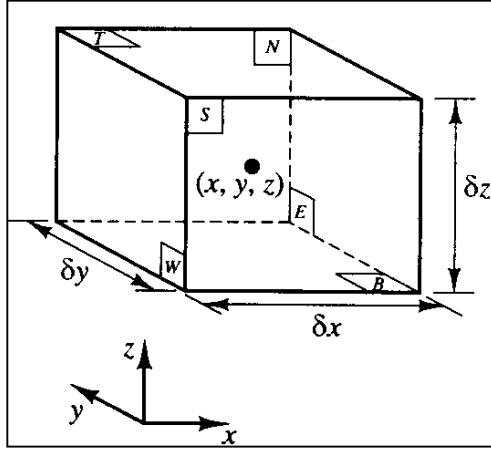
حيث:

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \quad (W.m^{-2}.K^{-4})$$

ويعرف باسم ثابت ستيفان. لقد جاء اكتشاف هذا القانون تجريبياً على يد ستيفان عام 1879 ثم برهنه رياضياً بولتزمان عام 1884 من محاكمات ترموديناميكية دقيقة.

3.2 معادلة انحفاظ الطاقة للمواد الصلبة:

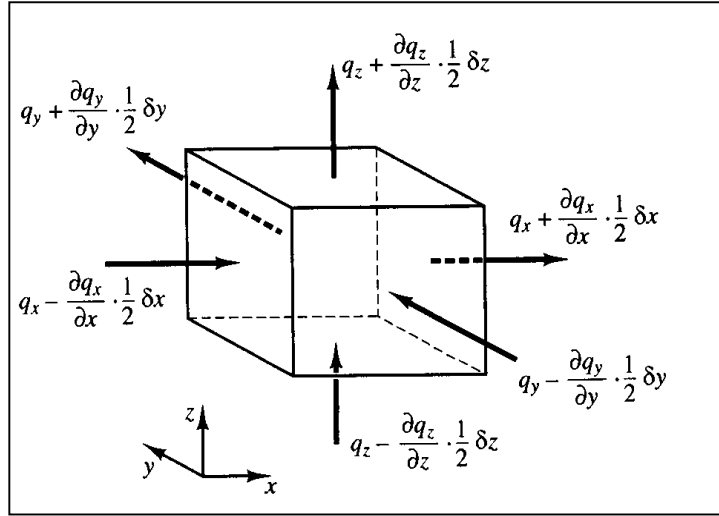
نعتبر حجماً عنصرياً صغيراً مع جوانب δx ، δy ، و δz ، الشكل (2-2) [31]:



الشكل (2-2) حجم عنصري [31]

يعطى المعدل الصافي لتدفق الحرارة في الاتجاه (x) بفرق التدفق بين الوجهين W و E:

$$\left[\left(q_x - \frac{\partial q_x}{\partial x} \frac{1}{2} \delta x \right) - \left(q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \frac{1}{2} \delta x \right) \right] \delta y \delta z = - \frac{\partial q_x}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \quad (4.2)$$



الشكل (3-2) تمثيل التدفق الحراري في الاتجاهات الثلاثة على الحجم العنصري [31]

وبالمثل في الاتجاهين (y) و (z):

$$- \frac{\partial q_y}{\partial y} \delta x \delta y \delta z \quad : (y)$$

$$- \frac{\partial q_z}{\partial z} \delta x \delta y \delta z \quad : (z)$$

المعدل الصافي الإجمالي للتدفق الحراري لكل وحدة حجم في الاتجاهات الثلاثة هو المجموع مقسومًا على الحجم العنصري $(\delta x \delta y \delta z)$ ، لنحصل على المعدل الصافي الإجمالي يساوي:

$$-div (q) = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} - \frac{\partial q_z}{\partial z} \quad (5.2)$$

1.3.2 الشكل العام (التكاملي) لقانون انحفاظ الطاقة:

$$\delta x \delta y \delta z = dV \quad \text{نضع:}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho C_P T dV + \iiint -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) dV = \iiint S dV \quad (6.2)$$

بحيث:

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho C_P T dV \quad \text{يمثل معدل تغير الحرارة في الحجم } dV$$

$$\iiint -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) dV \quad \text{يمثل تدفق الحرارة المار خلال الأوجه التي تحد الحجم } dV$$

$$\iiint S dV \quad \text{يمثل المصدر الحراري في الحجم } dV$$

في سنة (1822) صاغ الفيزيائي والرياضي الفرنسي جوزيف فورييه القانون الفيزيائي الذي يربط بين شعاع تدفق الحرارة بالتوصيل (q) والتدرج الحراري، ويحدد هذا القانون بأن تدفق حرارة بالتوصيل يتناسب مع التدرج الحراري. وبالنسبة لمادة متماثلة الخصائص، يتم كتابة عبارة التدفق الحراري في الاتجاه الديكارتي، على سبيل المثال (x) بالشكل: $q_x = -k \frac{\partial T}{\partial x}$ حيث أن k هي الناقلية الحرارية للمادة.

وبالمثل على (y) و (z) :

$$q_y = -k \frac{\partial T}{\partial y} \quad : (y)$$

$$q_z = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad : (z)$$

2.3.2 الشكل المحلي لقانون انحفاظ الطاقة:

يكتب النموذج المحلي لقانون انحفاظ الطاقة على النحو التالي:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho C_P T) - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) = S \quad (7.2)$$

بتطبيق قانون فورييه والتعويض بعبارات التدفق الحراري، يصبح لدينا:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho C_p) - \left(\frac{\partial}{\partial x} \left(-k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(-k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right) = S \quad (8.2)$$

في حال ثبوت قيم الخصائص الفيزيائية والحرارية ($\rho C_p k$) للمادة المُشكَّلة للحجم مع غياب مصدر حراري (S)، تبسط المعادلة (8.2) على النحو التالي:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (9.2)$$

حيث أن:

ρ : الكتلة الحجمية (كغ/م³).

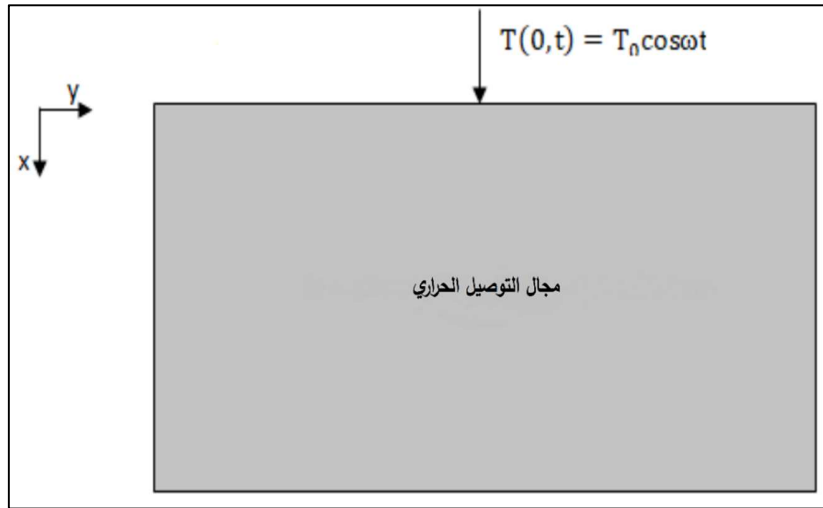
C_p : الحرارة النوعية (جول/كغ. كلفن).

k : الناقلية الحرارية (واط/م. كلفن).

T : درجة الحرارة (كلفن).

(z, y, x) : الأبعاد (م).

4.2. الحالة العامة للتوصيل بنظام دوري مع الطريقة التحليلية للحل:



الشكل (4-2) مجال التوصيل الحراري ثنائي الأبعاد

عند اخضاع جسم لشروط حدية دورية، الشكل (4-2)، فإن قطاع درجة الحرارة بدلالة الزمن سيتضمن

ثلاث مراحل بارزة هي [32]:

المرحلة الأولى بداية النظام الدوري، والمرحلة الثانية نظام دوري ثابت، وأخيراً، مرحلة نهاية النظام الدوري.

ويتيح العمل بالطريقة التحليلية، الحصول على الحل خلال المرحلة الثانية (النظام الدوري الثابت) والذي نقدمه كالآتي:

- باعتبار أن انتشار الحرارة يكون أحادي الاتجاه وفي جسم صلب ذو أبعاد كبيرة جدًا. تكتب معادلة الانتشار خلال النظام العابر على النحو التالي:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (10.2)$$

مع الأخذ بعين الاعتبار الشروط الحدية:

- عند $x = 0$ $T(x, 0) = 0$
- تتغير درجة الحرارة المفروضة جيبيا بدلالة الزمن : $T(0, t) = T_0 \cos \omega t$ و $T(\infty, t) = 0$

تكتب درجة الحرارة المركبة بالشكل:

$$\psi(x, t) = T(x, t) + iT^*(x, t) \quad (11.2)$$

حيث T^* هو قطاع درجة الحرارة الذي يتم حسابه عن طريق حل نفس معادلة الانتشار ولكن بشرط حدي متغير الطور لزاوية $\pi/2$.

وفي هذه الحال، يصاغ حل المسألة بالشكل التالي:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T^*}{\partial x^2} \quad (12.2)$$

مع الأخذ بالشروط الحدية التالية:

- $T^*(x, 0) = 0$
- $T^*(0, t) = T_0 \sin \omega t$
- $T^*(\infty, t) = 0$

بضرب المعادلة (11.2) في i وإضافة الناتج إلى T ، نحصل على قطاع درجة الحرارة المطلوب في البداية عن طريق حل المعادلة التالية:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (13.2)$$

مع الأخذ بالشروط الحدية التالية:

- $\psi(x, 0) = 0$
- $\psi(0, t) = T_0 e^{i\omega t}$
- $\psi(\infty, t) = 0$

أخيرا نحصل على المعادلة:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - \frac{i\omega}{\alpha} \phi = 0 \quad (14.2)$$

مع الشروط الحدية التالية:

- $\phi(0) = T_0$
- $\phi(\infty) = 0$

ويسمح لنا حل هذه المعادلة بحساب درجة الحرارة المركبة $\psi(x, t)$ ويكتب على النحو التالي :

$$\frac{\phi(x)}{T_0} = e^{(i\omega/\alpha)^{1/2}x} \quad (15.2)$$

نحصل على درجة الحرارة المركبة بالشكل التالي:

$$\frac{T(x, t)}{T_0} = e^{-(i\omega/2\alpha)^{1/2}x} \cos \omega t - \left(\frac{\omega}{2\alpha}\right)^{1/2} x \quad (16.2)$$

نلاحظ أن الحل أعلاه لا يستوفي الشرط الابتدائي، لذلك فهو صالح فقط للقيم الكبيرة لـ t (نظام دوري ثابت). نلاحظ أيضًا أنه يمكن استنتاج هذا الحل (بمزيد من الصعوبات) بفصل المتغيرات وحل المشكل الابتدائي.

5.2. التطبيق على حالة التوصيل الحراري للتربة:

في هذه الحالة يتم اعتبار التربة كتلة صلبة شبه لا نهائية، تعرض على سطحها بإشارة جيبيه حرارية. تُقدّم معادلة التوصيل الحراري للتربة حلولاً جيبيه خلال فترة التحريض في حين تتغير الساعات والقيم المتوسطة والازلاجات الطورية وفقا للعمق المعتبر في التربة. وعموماً، كلما زاد العمق زاد تضاًؤل وتأخر الإشارة الجيبية. تم صياغة الحل التحليلي لهذا النموذج على نحو تام.

تحدث العديد من التبادلات الحرارية على سطح التربة، من بينها التبادل مع الجو (التوصيل والحمل الحراريين والحرارة الكامنة) والتبادل مع الشمس والسماء (بالإشعاع). لذا فالميزان الحراري المحفوظ يتطلب معرفة درجة حرارة الهواء الخارجي وتدفق الإشعاع الشمسي الاجمالي الساقط على السطح. كما يتطلب أيضاً تقريباً للحل التحليلي، نعتبر في هذه الحالة أن المحرض (على سبيل المثال: درجة حرارة سطح التربة) يمكن أن يُجزأ لمجموع دوال جيبيه. وبالتالي، يجب أن يتحقق هذا الميزان الحراري من خلال متغيرات جيبيه اهتزازية. لذا فمن الضروري القيام بتشكيل وتبسيط منحنيات درجة حرارة الهواء الخارجي وتدفق الإشعاع الشمسي الاجمالي

الساقط. وسنعرض الحالة التطبيقية والواقعية لهذه العملية خلال الفصل الرابع، لاستنادها على بيانات وقياسات الأرصاد الجوية، حيث سنشرح فيه بالتفصيل الوصف الدقيق للميزان الحراري المحفوظ.

عندما تكون درجة الحرارة على سطح التربة جيبية، فإن الحل التحليلي هو المقترح لحالة انتشار الحرارة بالتوصيل في كتلة شبه لا نهائية. وبالتالي، سيتم اعتبار جميع المحرضات في هذه الحالة كثوابت أو كدوال جيبية زمنية [33].

كمثال، يتم التعبير عن درجة حرارة الهواء الخارجي (T_e) على النحو التالي كالاتي:

$$T_e(t) = \bar{T}_e + A_e \sin(\omega t - \varphi_e) \quad (17.2)$$

حيث ω يمثل النبض (راديان/ثا): $\omega = \frac{2\pi}{t}$.

المعاملات الثابتة التي سيتم تقديرها هي: درجة الحرارة المتوسطة \bar{T}_e ، السعة A_e ، الانتقال الطوري φ_e .

يمكن استخدام طرق مختلفة (طريقة المربعات الصغرى، طريقة التحديد، طريقة التحليل الطيفي)، ولكن بما أن الهدف هنا هو استخراج إشارة الضوضاء الحقيقية (درجات الحرارة المقاسة)، فالطريقة الأنسب للاستخدام هي طريقة التحليل الطيفي من نوع فورييه.

وتسمح هذه الطريقة بالتعبير عن $T_e(t)$ في شكل مجموع دوال جيبية:

$$T_e(t) = \bar{T}_e + \sum_{n=1}^N a_n \sin(n\omega t) + \sum_{n=1}^N b_n \cos(n\omega t) \quad (18.2)$$

بالاقتصار على العدد القاعدي ($n = 1$): $T_e(t) = \bar{T}_e + a_1 \sin(n\omega t) + b_1 \cos(n\omega t)$

تُعرف درجة الحرارة المتوسطة \bar{T}_e بأنها تكامل متوسط درجة حرارة الهواء الخارجي بالنسبة لبيانات درجة الحرارة المقدمة من قاعدة بيانات الأرصاد الجوية على مدار عام.

$$\bar{T}_e = \frac{1}{1 \text{ an}} \int_0^{1 \text{ an}} T_e(t) dt \quad (19.2)$$

وبالتالي يتم التعبير عن درجة حرارة الهواء الخارجي بدالة جيبية.

تجرى نفس الطريقة على التدفق الناتج من خلال بيانات خام للإشعاع الاجمالي الساقط ليكون من الشكل:

$$\Phi(t) = \bar{\Phi} + A_\Phi \sin(\omega t - \varphi_\Phi) \quad (20.2)$$

6.2. تحديد درجة حرارة سطح التربة:

تشكل درجة حرارة سطح التربة المحرض الذي سيفرض كشرط حدي علوي للتربة باعتبارها كتلة شبه لا نهائية. لذلك فإن تقديرها أمر ضروري للغاية، ويُمكننا من حساب قيم درجات الحرارة في كل أعماق التربة. يجري تحديد درجة الحرارة سطح التربة من خلال ميزان الطاقة الذي يعبر عنه على النحو التالي [33]:

$$0 = CE_{eq} + SR - LE \quad (21.2)$$

حيث:

CE_{eq} : تدفق التبادل الكلي (جول/م².ثا).

SR : تدفق الإشعاع الساقط الممتص (جول/م².ثا).

LE : تدفق الحرارة الكامنة الى خارج التربة (جول/م².ثا).

يمثل الطرف الأيسر للمعادلة التدفق الحراري النافذ الى داخل التربة. وهو في الواقع ضعيف جدًا مقارنة مع الثلاثة الآخرين، لذلك اعتبر معدومًا.

ويعتمد هذا الميزان بشكل أساسي على الميزان الذي وضعه ميهالاكاكو وآخرين [4]. ويأخذ في عين الاعتبار ما يلي:

- درجة حرارة الهواء الخارجي والتدفق الاجمالي للإشعاع الشمسي الساقط.
- الرطوبة والغطاء النباتي للتربة والرياح ومتوسط الرطوبة النسبية في الجو. هذا الميزان هو الوحيد الذي يأخذ في الاعتبار جميع خصوصيات مكان الدراسة.

يتم هنا تجميع التبادلات الحرارية والانبعاثات الإشعاعية للتربة في شكل تدفق: CE_{eq} يساوي التبادل الكلي، ويتميز بمعامل التبادل الكلي مع الجو: h_{eq} .

تعتبر جميع هذه المعلمات قيمًا متوسطة سنوية، وبالتالي تعتبر ثابتة ولا تتغير خلال السنة.

في النهاية تأخذ درجة حرارة سطح التربة الناتجة عن هذا الميزان الشكل التالي:

$$T_{تربة}(x = 0, t) = \bar{T}_s + A_1 \sin(\omega t - \omega_{\Phi}) + A_2 \sin(\omega t - \varphi_{\Phi}) \quad (22.2)$$

حيث: $T_{sol}(x, t)$ يمثل درجة حرارة التربة بدلالة الزمن t والعمق x ، ويمكن كتابتها أيضا بالشكل:

$$T_{\text{ترربة}}(x, t) = \bar{T}_e + A_e \exp\left(-\frac{x}{\delta}\right) \sin\left(\omega t - \varphi_e - \frac{x}{\delta}\right) \quad (23.2)$$

حيث δ يمثل عمق نفاذ الإشارة. ويرتبط هذا الأخير مع الانتشارية الحرارية للتربة: $\left(a_{\text{ترربة}} = \frac{\lambda_{\text{ترربة}}}{c_{\text{ترربة}} \rho_{\text{ترربة}}}\right)$

$$\text{والنبض } \omega, \text{ بواسطة العلاقة } \delta = \sqrt{\frac{2a_{\text{ترربة}}}{\omega}}.$$

من الناحية الفيزيائية، يشير عمق النفاذ هذا إلى العمق الذي تتوهن فيه سعة إشارة درجة حرارة السطح الدورية للنَّبض ω بعامل $e^{-1} \approx 0.367$.

من خلال درجة حرارة السطح، تأخذ درجة الحرارة في جميع أنحاء التربة الشكل التالي:

$$T(x, t) = \bar{T}_s + A_1 \exp\left(-\frac{x}{\delta}\right) \sin\left(\omega t - \varphi_a - \frac{x}{\delta}\right) + A_2 \exp\left(-\frac{x}{\delta}\right) \sin\left(\omega t - \varphi_\Phi - \frac{x}{\delta}\right) \quad (24.2)$$

عادة يتم إضافة مصطلح $Geo(x)$ إلى هذا الحل لتمثيل التدفئة الجيولوجية للتربة. يعتبر العديد من الباحثين خلال الممارسة التطبيقية أنه يمكن تمثيل التأثير الجيولوجي بدالة خطية ومستقلة عن التربة: $Geo(x) = gx$ حيث g هو شعاع الجاذبية.

نظرًا لضآلة العمق الذي تم اعتباره في حالتنا المدروسة، فسيكون لهذا المصطلح تأثير ضعيف إلى حد ما على درجة حرارة التربة (بضعة أعشار من الدرجة على الأكثر) لذلك سنهمله لاحقًا.

وبالتالي، فإن هذه النمذجة تتيح تحليليا حساب درجة حرارة التربة لأي عمق، وفي أي وقت من السنة.

يمكننا الاستنتاج بأن التقريب الجيبي المقترح في الأعلى يعتبر بأن المناخ الذي يقع فيه المبنى النموذجي له موسمية ملحوظة (مناخ معتدل). وفي حالات أخرى (كالمناخات المدارية والاستوائية وما إلى ذلك)، قد لا يكون هذا النموذج صالحًا. ومع ذلك، تجدر الإشارة إلى أنه بالنسبة لهذه المناخات، في النطاق الذي لا يكون فيه عمق التربة كبيرًا جدًا يكون مناسبًا بشكل عام إلى هذه المناخات، وذلك بسبب ارتفاع قيمة متوسط درجة حرارة التربة. بالإضافة إلى ذلك، فقد تم استخدام هذا النموذج في العديد من الأبحاث، مما يشير إلى أنه لا يزال مقبولًا لمتطلبات النمذجة (الجيولوجية).

الفصل الثالث

عرض طريقة الحجم المنتهية

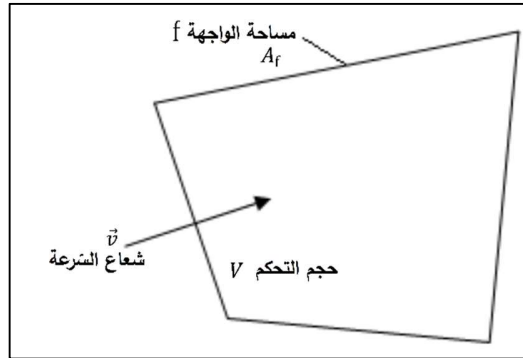
1.3. تمهيد:

في عام 1971 قدّم سوهاس باتانكار وبرايان سبالدينغ لأول مرة وصفاً لطريقة الحجم المنتهية ونشرها باتانكار في كتابه الشهير (نقل الحرارة وتدفق السوائل العددي [34]) سنة 1980.

2.3. طريقة الحجم المنتهية:

1.2.3. تقديم عام:

طريقة الحجم المنتهية هي تقنية تقطيع تحول معادلات الانحفاظ التفاضلية الجزئية إلى معادلات جبرية يمكن حلها عددياً. تتكون تقنية حجوم التحكم من تكامل المعادلات التفاضلية الجزئية في كل حجم تحكم للحصول على المعادلات المقطّعة التي تحافظ على جميع المقادير الفيزيائية في حجم التحكم (VC) كما هو موضح في الشكل (1-3):



الشكل (1-3) حجم التحكم

في الحالة العامة تكون معادلة النقل من أجل مقدار سلمي Φ ، صالحة لجميع معادلات الانحفاظ في النظام الدائم بالشكل [35]:

$$\oint_A (\rho \Phi \vec{v}) d\vec{A} = \oint_A (\Gamma_\Phi \text{grad} \Phi) d\vec{A} + \int_{VC} S_\Phi dV \quad (1.3)$$

حيث:

ρ : كثافة التدفق.

\vec{v} : شعاع السرعة $\vec{v} = v_x \vec{i} + v_y \vec{j}$.

\vec{A} : شعاع مساحة السطح.

Γ_Φ : معامل الانتشار للمقدار Φ .

$grad\Phi$: تدرج المقدار Φ ، $(grad\Phi = \frac{\partial\Phi}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial\Phi}{\partial y} \vec{j})$ (ثنائي الأبعاد).

S_Φ : مصطلح المصدر (مصدر Φ لكل وحدة حجم).

يتم تطبيق المعادلة (1.3) على كل حجم تحكم ضمن مجال الحوسبة (مجال الدراسة أو التحليل). وينتج عن تقطيع هذه المعادلة ما يلي:

$$\sum_f^{N \text{ faces}} \rho_f v_f \Phi_f A_f = \sum_f^{N \text{ faces}} \Gamma_\Phi (\vec{\nabla}\Phi)_n A_f + S_\Phi V \quad (2.3)$$

حيث:

$N \text{ faces}$: عدد أوجه (واجهات) حجم التحكم.

Φ_f : قيمة Φ المنقولة بالحمل الحراري عبر الواجهة f .

A_f : مساحة الواجهة f ($|\vec{A}| = |A_x \vec{i} + A_y \vec{j}|$) (ثنائي الأبعاد).

v_f : تدفق الكتلة عبر الواجهة f .

$(\vec{\nabla}\Phi)_n$: قيمة $\vec{\nabla}\Phi$ ناظمي (عمودي) على الواجهة f .

V : حجم حجم التحكم.

2.2.3 منهجية التطبيق:

الخطوات المختلفة لتنفيذ طريقة الحجوم المنتهية هي:

- تقطيع مجال الحوسبة الي عدد منتهي من النقط (عقد الشبكة)، تُعرّف حولها حجوم عنصرية متجاورة (تسمى أحجام التحكم)، غير متقاربة ومتصلة في الواجهات.
- مكاملة المعادلات النمذجية في شكل محافظ لكل حجم تحكم (VC).
- تقيم التكاملات على حجم تحكم في عقدة معينة بتقريب تغير Φ بواسطة قطاعات أو قوانين الاستيفاء بين العقد المجاورة للنقطة المعتبرة.
- كتابة المعادلات الجبرية بدلالة قيم Φ عند عقد الشبكة.
- حل الجملة الجبرية الخطية المتحصل عليها.

3.2.3 القواعد الأساسية (قواعد باتانكار):

تم وضع القواعد التالية من قبل باتانكار [34]:

- **القاعدة (1):** الاتساق في وجوه حجم التحكم: عند اشتراك حجمي تحكم متجاورين بنفس الوجه، وجب تمثيل التدفق المار خلال هذا الوجه بنفس العبارة في المعادلات المقطعة لكلا حجمي التحكم.
 - **القاعدة (2):** المعاملات الإيجابية: يجب أن تكون جميع المعاملات (المعامل a_p والمعاملات المجاورة a_{VS}) موجبة دائماً.
 - **القاعدة (3):** الميل السالب في مصطلح المصدر الخطي: عندما يكون مصطلح المصدر خطياً مثل $\bar{S} = S_C + S_p T_p$ ، يجب أن يكون الميل S_p دائماً أقل من أو يساوي الصفر (وإلا سيحدث لدينا تناقض مع القاعدة 2).
 - **القاعدة (4):** مجموع معاملات الجوار: يجب على المعامل a_p أن يساوي مجموع معاملات الجوار $a_p = \sum a_{VS}$ للحالات التي تظل فيها المعادلة التفاضلية محققة بعد إضافة ثابت إلى المتغير التابع.
- 4.2.3 ايجابياتها:**

- الحفاظ على الطابع المحافظ للمعادلات على كل حجم تحكم (استمرارية التدفقات في الواجهات)، وصالحة لأي دقة للنسيج الشبكي.
- سهولة التنفيذ نسبياً.
- قابلة للتطبيق على الأشكال الهندسية المعقدة.
- الزمن المستغرق في الحساب والتخزين في الذاكرة معقول (مصنوفة شريطية).

5.2.3 سلبياتها:

- أقل دقة من الطرق الطيفية.

3.3 التّطبيق على التوصيل الحراري الدائم أحادي البعد:

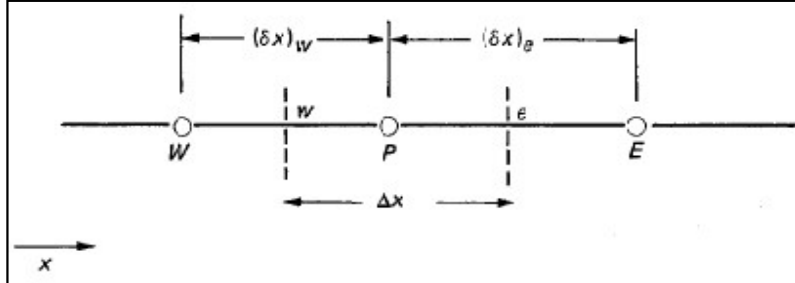
نعتبر أنّ معادلة التوصيل الحراري الدائم أحادي البعد تكون كالتالي:

$$\frac{d}{dx} \left(\lambda \frac{dT}{dx} \right) + S = 0 \quad (3.3)$$

حيث: λ يمثل الناقلية الحرارية، T يمثل درجة الحرارة، S يمثل معدل توليد الحرارة لكل وحدة حجم. للحصول على جملة المعادلات الجبرية نتبع الخطوات التالية:

1.3.3. تقطيع مجال الحوسبة:

يوضح الشكل (3.2) طريقة التقطيع:



الشكل (2-3) شبكة أحادية البعد

حيث:

P : عقدة معتبرة.

W : العقدة الغربية.

E : العقدة الشرقية.

w : الواجهة الغربية لحجم التحكم (VC).

e : الواجهة الشرقية لحجم التحكم (VC).

Δx : عرض حجم التحكم (VC) المدروس.

2.3.3. مكاملة معادلة التوصيل أحادي البعد على حجم التحكم (VC) عند النقطة P :

بمكاملة المعادلة (1.3) على حجم التحكم بالشكل (1-3) نحصل على التوالي على:

$$\int_w^e \frac{d}{dx} \left(\lambda \frac{dT}{dx} \right) dx + \int_w^e S dx = 0 \quad (4.3)$$

$$\left[\lambda \frac{dT}{dx} \right]_w^e + \int_w^e S dx = 0 \quad (5.3)$$

$$\lambda_e \left(\frac{dT}{dx} \right)_e - \lambda_w \left(\frac{dT}{dx} \right)_w + \bar{S}[x]_w^e = 0 \quad (6.3)$$

حيث \bar{S} هو القيمة المتوسطة لمصطلح المصدر S على حجم التحكم. مع مراعاة قانون فورييه = \vec{q}

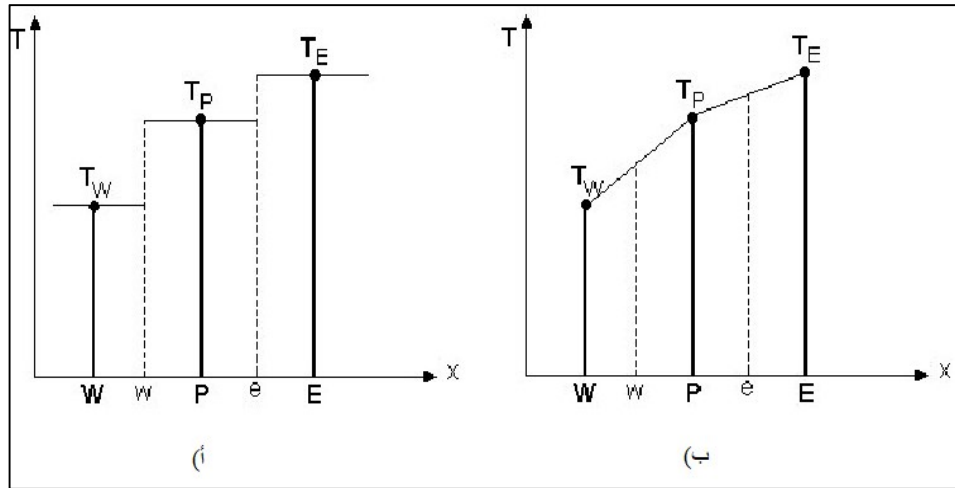
$-\lambda \text{grad} T$ (حيث \vec{q} هو كثافة التدفق الحراري)، يمكن إعادة كتابة المعادلة (6.3) على النحو التالي:

$$-q_e + q_w + \bar{S} \Delta x = 0 \quad (7.3)$$

حيث: q_e و q_w هما كثافتا التدفق الحراري عبر واجهتي حجم التحكم.

3.3.3 اختيار قطاع درجة الحرارة (الاستيفاء) بين العقد المجاورة لـ P :

يمكن افتراض نوعان للقطاع، النوع الأول هو القطاع المتدرج (أ) بالشكل (3-3) والثاني هو القطاع الخطي (ب) بالشكل (3-3).



الشكل (3-3) اختيار قطاع درجة الحرارة: (أ) قطاع متدرج، (ب) قطاع خطي

في حالة قطاع درجة حرارة متدرج (أ) (الشكل (3-3)) على حجم التحكم، هناك انقطاع لدرجة الحرارة T عند الواجهتين w و e لحجم التحكم. بالإضافة لأنه لم يتم تحديد المشتق $\left(\frac{dT}{dx}\right)$ وبالتالي فإن هذا القطاع غير مناسب.

في حالة قطاع درجة حرارة خطي (ب) (الشكل (3-3)) بين عقد الشبكة، يزول الانقطاع في درجة الحرارة T وتعرّف المشتقات عند الواجهتين كالتالي:

$$\left(\frac{dT}{dx}\right)_e = \frac{T_E - T_P}{x_E - x_P} = \frac{T_E - T_P}{\delta x_e} \quad (8.3)$$

$$\left(\frac{dT}{dx}\right)_w = \frac{T_P - T_W}{x_P - x_W} = \frac{T_P - T_W}{\delta x_w} \quad (9.3)$$

4.3.3 كتابة معادلة التوصيل الحراري بالشكل الجبري:

يمكن كتابة المعادلة (7.3) أيضا على النحو الآتي:

$$\lambda_e \frac{(T_E - T_P)}{\delta x_e} - \lambda_w \frac{(T_P - T_W)}{\delta x_w} + \bar{S} \Delta x = 0 \quad (10.3)$$

حيث \bar{S} هو القيمة المتوسطة لـ S على حجم التحكم.

بعد اعادة تجميع الحدود، تُكتب المعادلة الجبرية في النهاية كالتالي:

$$a_P T_P = a_E T_E + a_W T_W + b \quad (11.3)$$

حيث:

$$a_E = \frac{\lambda_e}{(\delta x)_e} \quad a_W = \frac{\lambda_w}{(\delta x)_w} \quad a_P = a_E + a_W \quad b = \bar{S} \Delta x$$

ملاحظات:

1. تأخذ المعادلات المقطعة عموماً الشكل التالي:

$$a_P T_P = \sum a_{VS} T_{VS} + b \quad (12.3)$$

الترميز VS : يشير إلى العقد المجاورة.

2. استخدام أبسط نوع للقطاع يمكّن من تقدير المشتق $\frac{dT}{dx}$ ، وبطبيعة الحال، كان من الممكن القيام بالعديد من دوال الاستيفاء الأخرى.
3. ليس من اللازم بالضرورة تقدير جميع الكميات بنفس دوال الاستيفاء.
4. من أجل نفس المتغير، لا يلزم بالضرورة استخدام نفس دوال الاستيفاء لكل الحدود في المعادلة النموذجية.

المبادئ الواجب مراعاتها هي:

1. التغيرات في كميات Φ لها سلوك فيزيائي واقعي.
2. الميزان الإجمالي يكون محافظ.

5.3.3 معالجة مصطلح المصدر S :

إذا كان مصطلح المصدر S يتغير بشكل غير خطي $S = S(t)$ ، نكتب:

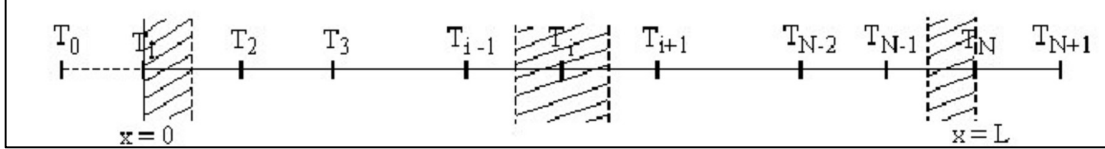
$$\bar{S} = S_C + S_P T_P \quad (13.3)$$

حيث S_C هو الجزء الثابت من \bar{S} (مستقل عن درجة الحرارة)، يجب تحويله إلى خطي بدلالة T للحصول على جملة معادلات جبرية خطية.

4.3. خوارزمية توماس أو خ.م.ث.أ. (خوارزمية مصفوفة ثلاثية الأقطار):

تتيح هذه الخوارزمية إيجاد الحل لنظام خطي للمصفوفة ثلاثية الأقطار [35].

يوضح الشكل (4-3) التشبيك في الحالة أحادية البعد:



الشكل (4-3) تشبيك أحادي البعد لحجم التحكم

بتطبيق هذه الخوارزمية (خ.م.ث.أ.)، يتم الحصول على المعادلات المقطعة في النظام الخطي من خلال مكاملة المعادلة (12.3) على حجم التحكم (VC). تكتب المعادلات المقطعة في حالتنا باعتبار (i) عقدة داخلية على النحو التالي:

$$a_i T_i = b_i T_{i+1} + c_i T_{i-1} + d_i \quad (14.3)$$

حيث : $1 \leq i \leq N$

يعبر عن درجة الحرارة T_i بدلالة درجتي الحرارة المجاورتين لها T_{i+1} و T_{i-1} .

مع الأخذ بعين الاعتبار الشكل الخاص للمعادلات عند نقاط الحدود (1) و (N)، فوجب أن:

$$b_N = 0 \quad ; \quad c_1 = 0$$

على سبيل المثال، إذا كانت درجة الحرارة T_1 معلومة، فإن: $a_1 = 0$ ، $b_1 = 0$ ، $c_1 = 0$ و $d_1 = T_1$.
 وفق المعادلة (14.3)، من أجل ($i = 2$)، تتكون علاقة بين T_1 ، T_2 و T_3 ، ولكن بما أن T_1 معبر عنها بدلالة T_2 المعلومة، تختزل هذه العلاقة إلى علاقة بين T_2 و T_3 فقط، أي يمكن التعبير عن T_2 بدلالة T_3 .
 وتستمر عملية التعويض إلى غاية T_N التي يتم التعبير عنها بدلالة T_{N+1} والتي ليس لها أي دور حيث أن ($b_N = 0$)، وبذلك نحصل في هذه الخطوة على قيمة T_N . ثم تبدأ العملية العكسية حيث تحدد T_{N-1} بدلالة T_N ثم T_{N-2} بدلالة T_{N-1} وهكذا حتى تتم كتابة T_2 بدلالة T_3 بينما تكتب بدلالة T_2 . وتستمر عملية التعويض على مراحل كما يلي:

$$\begin{aligned} a_1 T_1 &= b_1 T_2 + 0 + d_1 & \Rightarrow T_1 &= f(T_2) = \frac{b_1}{a_1} T_2 + \frac{d_1}{a_1} \\ a_2 T_2 &= b_2 T_3 + c_2 T_1 + d_2 & \Rightarrow T_2 &= f(T_3) \\ a_3 T_3 &= b_3 T_4 + c_3 T_2 + d_3 & \Rightarrow T_3 &= f(T_4) \end{aligned} \quad (15.3)$$

.....

$$a_{N-1}T_{N-1} = b_{N-1}T_N + c_{N-1}T_{N-2} + d_{N-1} \quad \Rightarrow T_{N-1} = f(T_N)$$

$$a_N T_N = 0 + c_N T_{N-1} + d_N \quad \Rightarrow T_N = Q_N$$

في هذه الخطوة نبحث عن العلاقات من النوع $T_i = f(T_{i+1})$ وفق الشكل،

$$T_i = P_i T_{i+1} + Q_i \quad (16.3)$$

ولكن يمكن أيضًا كتابة العلاقة التالية:

$$T_{i-1} = P_{i-1} T_i + Q_{i-1} \quad (17.3)$$

بتعويض العلاقة (17.3) في المعادلة (14.3) نتحصل على:

$$a_i T_i = b_i T_{i+1} + c_i (P_{i-1} T_i + Q_{i-1}) + d_i \quad (18.3)$$

بإعادة تجميع الحدود في المعادلة (18.3) بالشكل العام (17.3) نحصل على المعاملين P_i و Q_i بدلالة المعاملين P_{i-1} و Q_{i-1} :

$$Q_i = \frac{d_i + c_i Q_{i-1}}{a_i - c_i P_{i-1}} \quad ; \quad P_i = \frac{b_i}{a_i - c_i P_{i-1}} \quad (19.3)$$

لبدء العملية التكرارية، نلاحظ أنه من أجل $(i = 1)$ ، تكون المعادلة (14.3) بالفعل على نحو الشكل (16.3) وتعطى القيم Q_1 و P_1 بالصيغتين التاليتين:

$$Q_1 = \frac{d_1}{a_1} \quad ; \quad P_1 = \frac{b_1}{a_1} \quad (20.3)$$

ومن الجيد الإشارة بأن الحصول على العلاقتين (20.3) يتم من خلال تعويض $c_1 = 0$ في العلاقتين (19.3).

في نهاية العملية التكرارية نلاحظ أن $b_N = 0$ وبالتالي $P_N = 0$ ومن المعادلة (16.3) نحصل على:

$$T_N = Q_N \quad (21.3)$$

وفي هذه النقطة، نكون في وضع بدء عملية التعويض إلى الخلف باستخدام العلاقة (16.3).

• مختصر الخوارزمية:

1. أحسب P_1 و Q_1 باستخدام العلاقتين (20.3).
2. أحسب P_i و Q_i ، من أجل $(i = 2 \div N)$ ، باستخدام علاقتي التكرار (19.3).
3. ضع $T_N = Q_N$

4. استخدم المعادلة $T_i = P_i T_{i+1} + Q_i$ من أجل $(i = N - 1 \rightarrow 1)$ للحصول على T_{N-1} ،
 T_1, \dots, T_{N-2} .

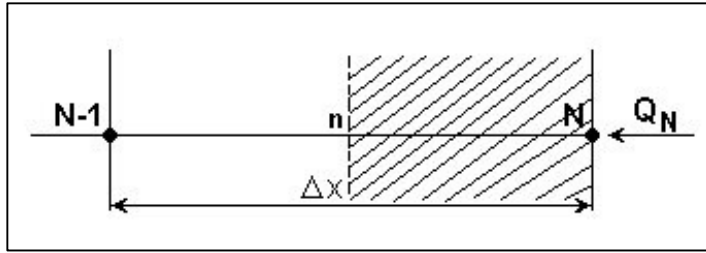
5.3. معالجة الشروط الحدية:

باعتبار أن معادلة انحفاظ الطاقة (1.3) محصورة في المجال $0 < x < L$ ، يوضح الشكل (3-4) الشبكة أحادية البعد.

من أجل النقطتين 1 و N الواقعتين على حدود مجال الحوسبة، تكامل المعادلة (1.3) على نصف حجم التحكم.

الحالات النموذجية الثلاث للشروط الحدية التي تواجه مسائل التوصيل الحراري هي كالاتي:

1. تكون درجة الحرارة مفروضة (معلومة) على الحدود (شرط ديرشليه)، في هذه الحالة، درجة الحرارة T_1 أو T_N معلومة، وليس من الضروري كتابة معادلة مقطّعة إضافية عند العقدة 1 أو N .
2. تكون كثافة التدفق الحراري مفروضة، وبالتالي (dT/dx) معلومة (شرط نيومان)، تكامل المعادلة (1.3) على نصف حجم التحكم (VC) الموضح في الشكل (3-5).

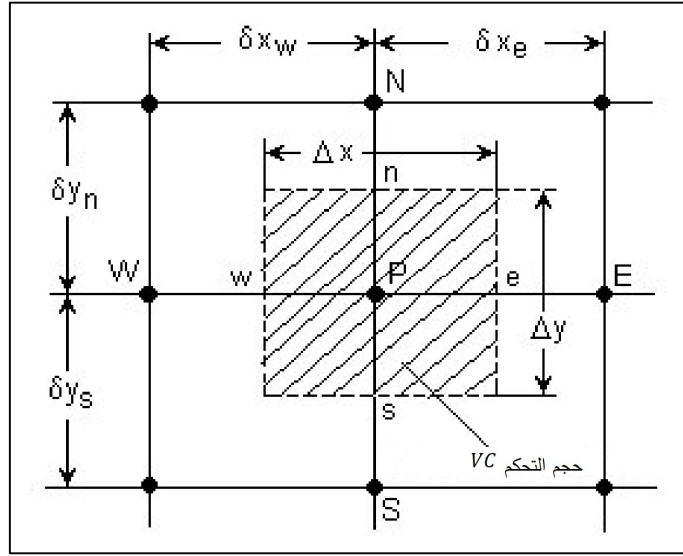


الشكل (3-5) معالجة شرط حدي من نوع التدفق المفروض (نيومان)

3. فرض كثافة التدفق الحراري المخصّصة بمعامل التبادل (h) ودرجة حرارة المائع المحيط (T_f) أو بواسطة التدفق الإشعاعي (شرط مختلط أو نوع فورييه).

6.3. تعميم على التوصيل الحراري في المجال ثنائي الأبعاد:

تظل المنهجية المستخدمة لتقطيع المعادلة في حالة المجال ثنائي الأبعاد هي نفسها المستخدمة في الحالة أحادية البعد. في هذه الحالة يمثل الشكل (3-6) حجم التحكم:



الشكل (6-3) حالة حجم التحكم ثنائي الأبعاد

تكون معادلة التوصيل الحراري في الحالة الثنائية الأبعاد عمومًا على النحو التالي [35]:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + S \quad (22.3)$$

حيث أن:

ρ : متوسط الكتلة الحجمية (كغ/م³).

C_p : متوسط السعة الحرارية (جول/كغ.كلفن).

λ : متوسط الناقلية الحرارية (واط/م.كلفن).

T : درجة الحرارة (بالكلفن) عند نقطة من مجال الحوسبة معلّمة بالإحداثيات (y, x) في اللحظة t (بالثانية).

y, x : الإحداثيات المكانية لنقطة معتبرة من المجال (م).

S : مصطلح المصدر (واط/م³).

بمكاملة المعادلة (22.3) على حجم التحكم ثنائي الأبعاد (VC) الموضّح في الشكل (6-3) خلال مجال

زمني محدد من t إلى $t + \Delta t$ نحصل على:

$$\begin{aligned}
& \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} \rho C_P \frac{\partial T}{\partial t} dx dy dt \\
&= \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) dx dy dt + \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) dx dy dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} S dx dy dt \quad (23.3)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \rho C_P (T_P - T_P^0) \Delta x \Delta y \\
&= \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_e \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_e - \lambda_w \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_w \right\} \Delta y dt + \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_n \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_n - \lambda_s \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_s \right\} \Delta x dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \bar{S} \Delta x \Delta y dt \quad (24.3)
\end{aligned}$$

بتعويض تدرجات درجة الحرارة نحصل على:

$$\begin{aligned}
& \rho C_P (T_P - T_P^0) \Delta x \Delta y \\
&= \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_e \left(\frac{T_E - T_P}{\delta x_e} \right)_e - \lambda_w \left(\frac{T_P - T_W}{\delta x_w} \right)_w \right\} \Delta y dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_n \left(\frac{T_N - T_P}{\delta y_n} \right)_n - \lambda_s \left(\frac{T_P - T_S}{\delta y_s} \right)_s \right\} \Delta x dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \bar{S} \Delta x \Delta y dt \quad (25.3)
\end{aligned}$$

باستخدام مخطط ضمني كلياً نتحصل على:

$$\begin{aligned}
& \rho C_P (T_P - T_P^0) \frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} \\
&= \lambda_e \left(\frac{T_E - T_P}{\delta x_e} \right) \Delta y - \lambda_w \left(\frac{T_P - T_W}{\delta x_w} \right) \Delta y + \lambda_n \left(\frac{T_N - T_P}{\delta y_n} \right) \Delta x - \lambda_s \left(\frac{T_P - T_S}{\delta y_s} \right) \Delta x \\
&+ \bar{S} \Delta x \Delta y \quad (26.3)
\end{aligned}$$

بعد النشر والتجميع في المعادلة (26.3) نحصل على الشكل العام للمعادلة المقطعة:

$$a_P T_P = a_E T_E + a_W T_W + a_N T_N + a_S T_S + b \quad (27.3)$$

حيث أن:

$$\begin{aligned}
a_W &= \frac{\lambda_w A_w}{\delta x_w} & a_E &= \frac{\lambda_e A_e}{\delta x_e} & a_S &= \frac{\lambda_s A_s}{\delta y_s} & a_N &= \frac{\lambda_n A_n}{\delta y_n} \\
a_P &= a_W + a_E + a_S + a_N + a_P^0 \\
a_P^0 &= \rho C_P \frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} & b &= \bar{S} \Delta x \Delta y + a_P^0 T_P^0
\end{aligned}$$

الجدول (1-3) معاملات المعادلة المقطعة

A_w	A_e	A_s	A_n
$\Delta y. 1$	$\Delta y. 1$	$\Delta x. 1$	$\Delta x. 1$

إذا تمكنا من التعبير عن $\bar{S} = S_C + S_P T_P$ (التحويل الخطي لمصطلح المصدر) فإن المعاملين a_P و

b للمعادلة المقطعة هما كالتالي:

$$a_P = a_W + a_E + a_S + a_N + a_P^0 - S_P \Delta x \Delta y$$

$$b = S_C \Delta x \Delta y + a_P^0 T_P^0$$

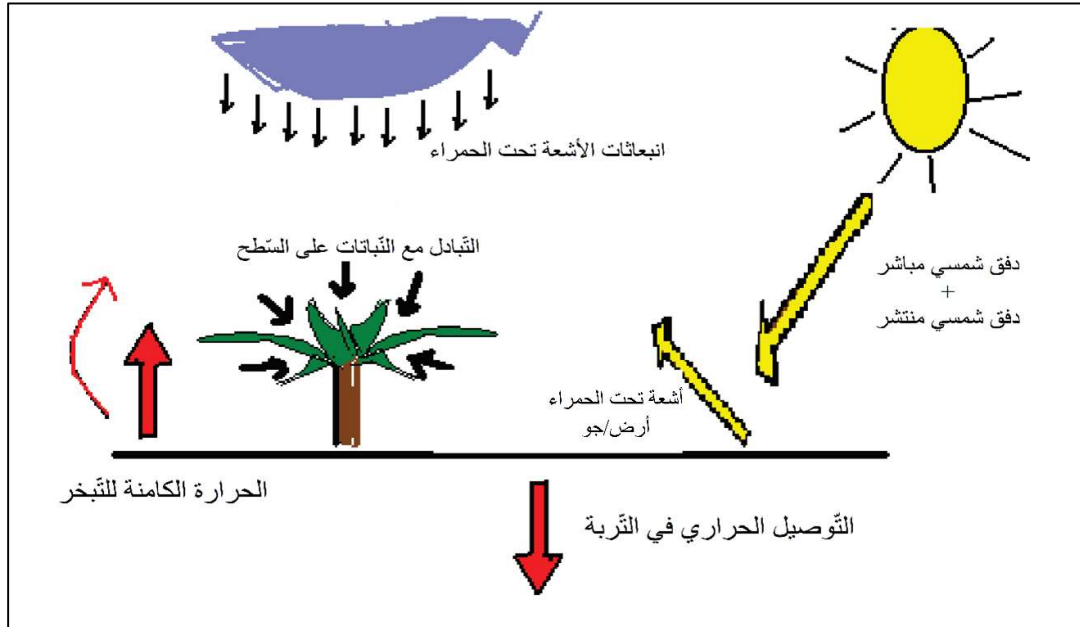
الفصل الرابع

نمذجة التوصيل الحراري في التربة

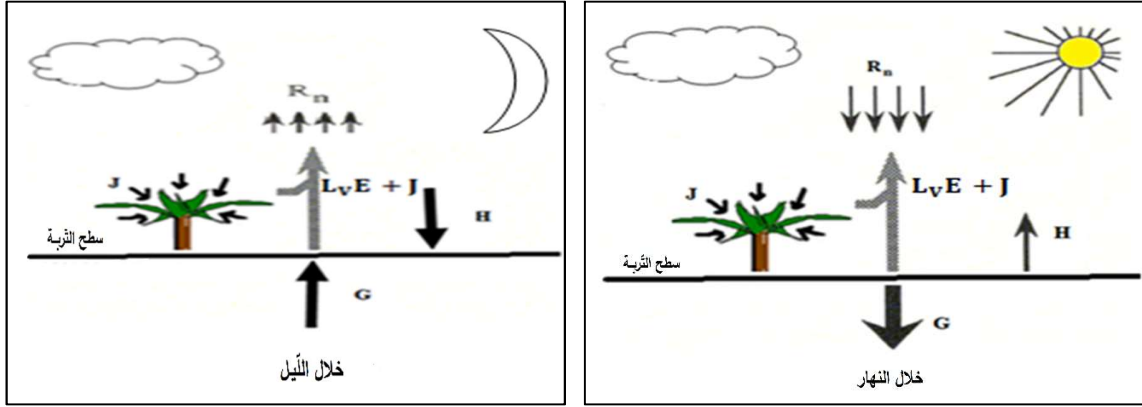
1.4. تمهيد:

ترجع العوامل المؤثرة في درجة حرارة التربة ومعدل انتقال الحرارة في باطن الأرض إلى التبادلات الحاصلة بين الجو وسطح التربة، ويمكن تصنيفها وفقاً لثلاث فئات رئيسية وهي: متغيرات الطقس، ومتغيرات سطح الأرض ومتغيرات التربة التحتية. وفي الواقع، تحدّد هذه التأثيرات بشكل أساسي من خلال الظروف المناخية للمنطقة مثل الإشعاع الشمسي ودرجة حرارة الهواء وهطول الأمطار. وتتميز كل منطقة من التربة المعنوية بشكل خاص بتغيراتها الدورية في درجة حرارة الهواء والإشعاع الشمسي التي تحدث نتيجة للتغيرات الموسمية واليومية. يجب كذلك مراعاة عوامل جوية أخرى كالرياح والأمطار والرطوبة. كما يرجع ذلك أيضاً إلى الخصائص الفيزيائية التي تميز قوام التربة (التوصيل الحراري، السعة الحرارية، المحتوى المائي، وما إلى ذلك). في هذه الدراسة، يجري الحل بطريقة رقمية تصاغ على نحو بحث ضمن بيئة ماتلاب.

2.4. النمذجة والصياغة الرياضية للتبادلات الحرارية هواء-تربة (إيجاد معادلة التوصيل الحراري):



الشكل (1-4) مختلف أنواع التبادلات الحرارية الحاصلة بين الجو والتربة



الشكل (2-4): التبادلات الحرارية بين التربة والجو الحاصلة خلال الليل والنهار

بالنظر إلى كثرة أنواع التبادلات الحرارية، فقد تقرر اختيار المبادلات الرئيسية فقط وهي على النحو التالي:

- الإشعاع الشمسي الوارد: التدفق المباشر، التدفق المنتشر، أثر الدفيئة (الاحتباس الحراري).
- الحمل الحراري في الهواء (الرياح).
- الأشعة تحت الحمراء المنبعثة من الأرض وتبادلها مع القبة السماوية.
- تدفق الحرارة الكامنة نتيجة التبخر على مستوى سطح الأرض.

تُحكم مجمل عمليات التبادل الحراري بين التربة والبيئة بواسطة معادلة التوازن الطاقوي. حيث تستقبل التربة صافي الطاقة (R_n) من الإشعاع الشمسي، فيطرح جزء منها إلى الجو في شكل حرارة كامنة عبر تبخر الماء على سطح الأرض ويشار إليها بـ $(L_v \cdot E)$ ، وجزء يُتبادل مع الهواء عن طريق الحمل الحراري (الرياح) يسمى تدفق الحرارة المحسوسة (H). وأخيراً تمتص التربة آخر جزء من الحرارة (G) والذي يتمثل في تدفق الحرارة بالتوصيل [36].

تعطى معادلة التوازن الطاقوي بالشكل الآتي:

$$R_n = L_v E + H + G + J \quad (1.4)$$

حيث:

R_n : صافي الإشعاع (جول/م².ثا).

L_v : الحرارة الكامنة اللازمة لتبخير الماء (جول/م².ثا).

E : التدفق الكتلي لبخار الماء (كغ/م².ثا).

H : تدفق الحرارة عن طريق الحمل الحراري للرياح (جول/م².ثا).
 G : تدفق الحرارة بالتوصيل في التربة (جول/م².ثا).
 J : الحرارة الممتصة من طرف الغطاء النباتي (التركيب الضوئي ...) (جول/م².ثا).

وفيما يلي العبارات المفصلة للتدفقات المتبادلة:

1.2.4 صافي الإشعاع الشمسي الوارد R_n :

يعتبر التدفق الشمسي الوارد (المباشر والمنتشر) مقداراً متغيراً، يرتبط بالعديد من المعلمات (الوقت، الساعة، الموقع الجغرافي، الغيوم، وما إلى ذلك). ويمكن حسابه من خلال العبارة التالية:

$$R_n = R_g(1-\alpha) - R_t \quad (2.4)$$

حيث:

R_n : صافي الإشعاع (جول/م².ثا).

R_g : الإشعاع الشمسي الاجمالي الساقط نو الطول الموجي القصير (جول/م².ثا)، معطى من قبل الأطلس الشمسي للجزائر.

α : بياض سطح التربة (يحدّد حسب المكان الجغرافي).

R_t : التدفق الحراري المتبادل بالإشعاع بين سطح التربة والقبة السماوية (جول.م⁻².ثا⁻¹) ويعبر عنه بالعلاقة:

$$R_t = \varepsilon_{\text{التربة}} \sigma \left(T_{\text{السماء}}^4 - T_{\text{سطح التربة}}^4 \right) \quad (3.4)$$

حيث أنّ العاملين ε_{sol} و σ (واط.م⁻².ك⁻⁴) على التوالي يمثلان انبعاثية التربة وثابت بولتزمان. في حين أنّ سطح التربة T و السماء T (بالكلفن °) هما على التوالي درجتا حرارة سطح التربة والقبة السماوية المعطاة بموجب

قانون سوينبانك (Swinbank) بدلالة درجة حرارة الهواء T_a :

$$T_{\text{السماء}} = 0.0552 \cdot T_a^{1.5} \quad (4.4)$$

تعتمد كمية الأشعة تحت الحمراء المنبعثة من سطح التربة بشكل مباشر على درجة حرارتها. لذا سيتم استخدام متوسط انبعاثية للتربة يساوي 0.73، وقيمة تتراوح بين 0.65 و 0.8 اعتماداً على طبيعة الوسط.

2.2.4 معادلة تدفق الحرارة المحسوسة H :

ينتج تدفق الحرارة المحسوسة H من التبادل الحلي المتمثل في انتقال الطاقة عن طريق حركة الهواء بين سطح التربة والطبقات الدنيا من الغلاف الجوي، ويرجع هذا النوع من الانتقال إلى الحركة الطبيعية للهواء

الناتجة عن الفرق في الكثافة (الحمل الحراري الطبيعي)، أو الحركة القسرية بواسطة الرياح. يحسب هذا التدفق بالعلاقة التالية:

$$H = h_c (T_a - T_{\text{السطح}}) \quad (5.4)$$

حيث:

h_c : هو معامل انتقال الحرارة بالحمل ويقدر بالعلاقة:

$$h_c = 0.5 + 1.2 \sqrt{V_{\text{الرياح}}} \quad (6.4)$$

حيث:

$V_{\text{الرياح}}$: سرعة الرياح (م/ثا)

3.2.4. تدفق الحرارة الكامنة $L_v E$:

يتم حساب تدفق الحرارة الكامنة الناتجة عن التبخر بواسطة علاقة ستيفان [37] التي تستند إلى نظرية انتقال الكتلة والمسماة أيضًا بنظرية الغشاء (Film Theory) وتعطى بالشكل التالية:

$$L_v E = \frac{L_v K_E M_W}{RT_a} (P_{VS}(T_S) - P_V(T_a)) \quad (7.4)$$

حيث:

L_v : الحرارة الكامنة اللازمة لتبخير الماء (جول/م². ثا).

E : التدفق الكتلي لبخار الماء (كغ/م². ثا).

K_E : معامل انتقال الكتلة.

M_W : الكتلة المولية لبخار الماء (كغ/مول).

R : ثابت الغازات المثالية (جول/مول. كغ).

P_{VS} : ضغط البخار المشبع ويعطى بالعلاقة:

$$P_{VS}(T_S) = \exp \left(25.5058 - \left(\frac{5204.9}{T_S} \right) \right) \quad (8.4)$$

P_V : ضغط البخار ويعطى بالعلاقة:

$$P_V(T_a) = HR P_{VS}(T_a) \quad (9.4)$$

حيث:

HR : الرطوبة النسبية.

4.2.4. معادلة التوصيل الحراري G:

بتعويض الكميات السابقة (2.4) (3.4) (5.4) في معادلة التوازن الطاقوي (1.4) مع اعتبار التربة عارية من الغطاء النباتي $J = 0$ ، صار بإمكاننا أخيراً كتابة معادلة التدفق الحراري بالتوصيل المفروضة كشرط حدّي علوي للتربة ($y = 0$)، (منصف كرارتي وآخرون 1995)، وهي كالاتي:

$$G = (1 - \alpha)Rg - \varepsilon_{\text{تربة}} \sigma \left(T_{\text{سطح التربة}}^4 - T_{\text{السماء}}^4 \right) + h_c \left(T_a - T_{\text{سطح التربة}} \right) - L_V E \quad (10.4)$$

تأخذ هذه العبارة أيضاً في الحسبان كل من درجة حرارة الهواء الخارجي وتدفق الإشعاع الاجمالي الساقط والرياح والرطوبة النسبية للجو. وبالإضافة إلى اعتبارات الظروف الجوية، فإنّ هذا النموذج يأخذ أيضاً في عين الاعتبار الحرارة الكامنة اللازمة لتبخر الماء وتدفق الحرارة بالتوصيل، والتي غالباً ما يتجاهلها المختصون.

3.4. وضع معادلة المسألة:

تعتمد الصيغة الرياضية لهذه المسألة على معادلة التوصيل، والتي يتم حلها بواسطة طريقة الحجم المنتهية استناداً للشروط الحدية والطبقة البيئية تربة-هواء. وفقاً للشروط الحدية، فإن معادلة التوصيل الحراري ثنائي الأبعاد في التربة تكتب بالشكل التالي:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (11.4)$$

حيث:

ρ : متوسط الكتلة الحجمية للتربة بال (كغ/م³).

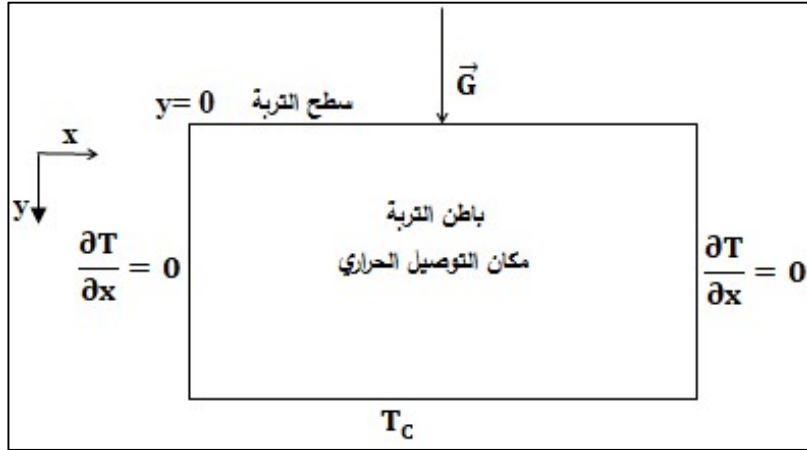
C_p : متوسط السعة الحرارية للتربة بال (جول/كغ. كلفن).

λ : متوسط الناقلية الحرارية للتربة بال (واط/م. كلفن).

T : درجة الحرارة بال (كلفن) عند نقطة معتبرة من التربة معلّمة بواسطة الإحداثيات (y, x) في اللحظة t بال (ثانية).

(x) : عمق النقطة المعتبرة من التربة بال (م).

باعتبار التربة كتلة شبه لا نهائية يكون لدينا الشكل التالي:



الشكل (3-4) مجال الحوسبة

التدفق G هو صافي التدفق الممتص من طرف التربة والذي يسري خلال جميع أنحاءها وباطنها.

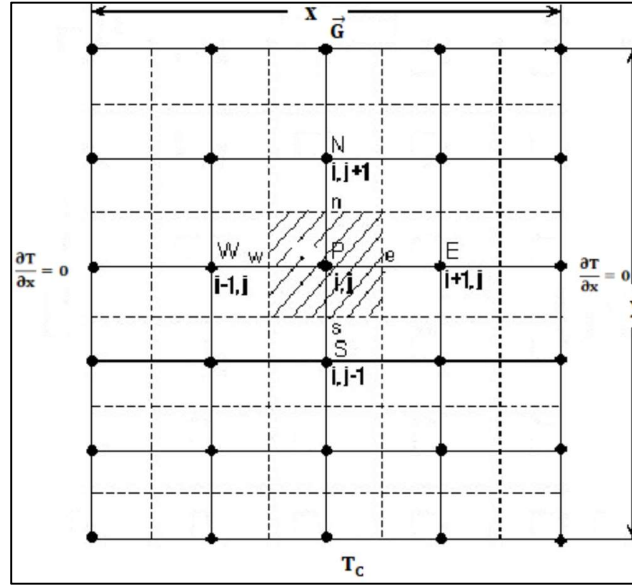
1.3.4. الفرضيات والشروط الحدية:

يمثل مجال الحوسبة الموضح في الشكل (3-4) مختلف الشروط الحدية المأخوذة بعين الاعتبار وهي كما يلي:

- $y = 0$ هو السطح الحر للتربة الذي يعبر خلاله التدفق الحراري (\vec{G}) الناتج عن معادلة التوازن الطاقوي.
- يشمل التوصيل الحراري جميع النقاط الداخلية لمجال "تحت التربة" ولا يتضمن مصدر حرارة.
- يتم اعتبار التوصيل أحادي الاتجاه (في اتجاه المحور y).
- يتم اعتبار التبادل الحراري في اتجاه المحور x معدوم.
- من المعلوم أنه عند عمق معين من الأرض تظل درجة الحرارة ثابتة، وتكون قيمتها متعلقة بالموقع الجغرافي والطبيعة الجيولوجية للتربة السفلية. لذا فنحن نقدرها بـ $17^\circ \text{م} = T_c$ على العمق 5 متر. وفي الممارسة العملية، يتم قياسها حسب الموقع الجغرافي المحدد للدراسة.
- اعتبار الخصائص الفيزيائية (ρ, C_p, λ) للمواد المكونة من الصخر داخل مجال الحوسبة كقيم ثابتة ومستقلة عن النقطة المدروسة في كامل أنحاء المجال.

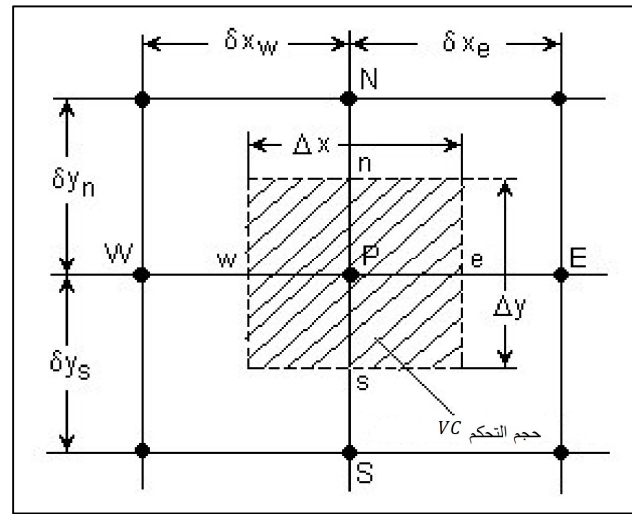
2.3.4. تقطيع مجال الحوسبة:

يُقسَّم مجال الحوسبة إلى عدد من النقاط تمثل العقد تتوضع في مراكز أحجام التحكم مُشكِّلةً بالتالي شبكة الحوسبة.



الشكل (4-4) شبكة الحوسبة

باعتبار حجم التحكم في الشكل (4-4) ثنائي الأبعاد:



الشكل (5-4) حجم التحكم في بعدين

بمكاملة المعادلة (11.4) على حجم التحكم المبين في الشكل (5-4) وعلى مجال زمني محدد من t إلى

$t + \Delta t$ نجد:

$$\begin{aligned}
& \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} \rho C_P \frac{\partial T}{\partial t} dx dy dt \\
&= \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) dx dy dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \int_{VC} \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) dx dy dt \quad (12.4)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \rho C_P (T_P - T_P^0) \Delta x \Delta y \\
&= \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_e \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_e - \lambda_w \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_w \right\} \Delta y dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_n \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_n - \lambda_s \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_s \right\} \Delta x dt \quad (13.4)
\end{aligned}$$

بتعويض التدرجات الحرارية، نحصل على:

$$\begin{aligned}
& \rho C_P (T_P - T_P^0) \Delta x \Delta y \\
&= \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_e \left(\frac{T_E - T_P}{\delta x_e} \right) - \lambda_w \left(\frac{T_P - T_W}{\delta x_w} \right) \right\} \Delta y dt \\
&+ \int_t^{t+\Delta t} \left\{ \lambda_n \left(\frac{T_N - T_P}{\delta y_n} \right) - \lambda_s \left(\frac{T_P - T_S}{\delta y_s} \right) \right\} \Delta x dt \quad (14.4)
\end{aligned}$$

باستخدام مخطط ضمني كلياً، نحصل على المعادلة:

$$\begin{aligned}
& \rho C_P (T_P - T_P^0) \frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} \\
&= \lambda_e \left(\frac{T_E - T_P}{\delta x_e} \right) \Delta y - \lambda_w \left(\frac{T_P - T_W}{\delta x_w} \right) \Delta y + \lambda_n \left(\frac{T_N - T_P}{\delta y_n} \right) \Delta x \\
&- \lambda_s \left(\frac{T_P - T_S}{\delta y_s} \right) \Delta x \quad (15.4)
\end{aligned}$$

بعد النشر والتجميع في المعادلة (15.4) نحصل على الشكل العام للمعادلة المقطعة:

$$a_P T_P = a_E T_E + a_W T_W + a_N T_N + a_S T_S + b \quad (16.4)$$

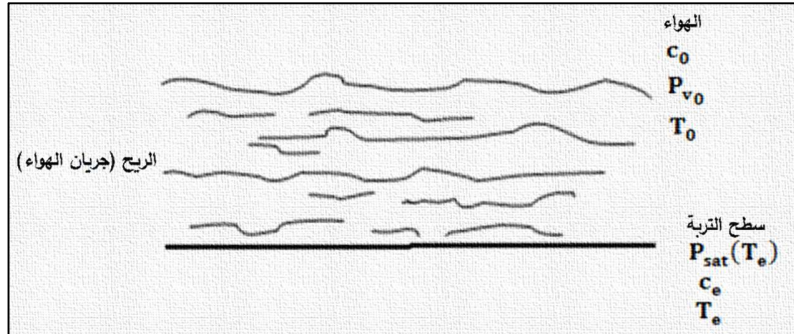
حيث:

$$\begin{aligned}
a_E &= \frac{\lambda_e A_e}{\delta x_e} & a_W &= \frac{\lambda_w A_w}{\delta x_w} & a_N &= \frac{\lambda_n A_n}{\delta y_n} & a_S &= \frac{\lambda_s A_s}{\delta y_s} \\
a_P &= a_W + a_E + a_S + a_N + a_P^0 \\
a_P^0 &= \rho C_P \frac{\Delta x \Delta y}{\Delta t} & b &= a_P^0 T_P^0
\end{aligned}$$

الجدول (1-4) معاملات المعادلة المقطعة

A_W	A_e	A_s	A_n
$\Delta y. 1$	$\Delta y. 1$	$\Delta x. 1$	$\Delta x. 1$

4.4. التبخر في وجود الرياح:



الشكل (4-6) التبخر في وجود جريان الهواء

تجريبياً، يقدر معدل التبخر بشكل عام عن طريق القياسات، حيث تعتمد هذه الطريقة على استخدام القياسات المجمعة من حوض التبخر في تقدير قيمته. وتعتمد شعبيتها على كونها غير مكلفة ومعدات بسيطة. ويمكن استخدام أشكال مختلفة لعرض الحوض، وبشكل أساسي هناك الأحواض السطحية والمدفونة والعائمة نقدمها كما يلي:

أ. الحوض السطحي الشكل (4-7): له شكل أسطواني قطره 122 سم وعمقه 25.4 سم. يوضع على ارتفاع 18 سم فوق سطح الأرض، ويكون الماء الموجود داخله على مسافة تتراوح بين 5 و8 سم من الحافة. ولكن كونه صغير يجعله عرضة لمشكلة الانخفاض الكبير للعطالة الحرارية.



الشكل (4-7) الحوض السطحي

ب. الحوض المدفون في الأرض الشكل (4-8): له شكل مربع بُعده 91.4 سم، وعمق يتراوح بين 46 إلى 91 سم. ويدفن بحيث تكون حافته بارزة فوق سطح الأرض بمقدار 10 سم. وفي الواقع، هو يعد هذا النوع أفضل مجسّد للعطالة.



الشكل (4-8) الحوض المدفون

ج. الحوض المغمور (العائم) في سطح الماء الشكل (4-9): إنّ التبخر الذي يتم قياسه بواسطة هذا الحوض يعد الأكثر تمثيلاً لظروف التبخر في سطح الماء الحر، ولكن يصعب جدًا تنفيذه فضلا عن تكلفته العالية.



الشكل (4-9) الحوض المغمور

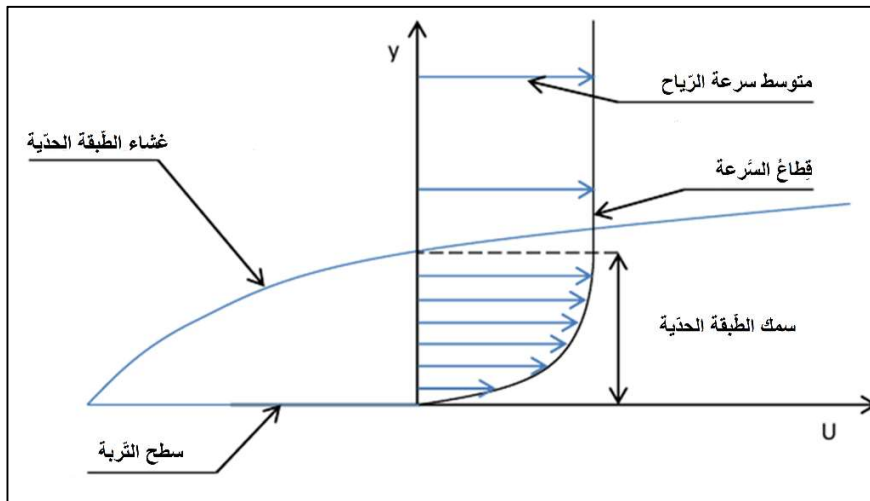
1.4.4. طريقة الحساب المقترحة:

نعتبر في دراستنا أن التبخر يكون عبر سطح التربة (أنظر الشكل (4-6)). عند تلامسه مع جريان الهواء (الرياح)، يعتمد التبخر على الطبقة الحدية الكتلية التي تلعب دوراً رئيساً في انتقال الكتلة. وفي الواقع، يتباطأ المائع المحاذي لسطح التربة بسبب حالة عدم الانزلاق.

قدم كل من جون هـ. لينهارد الرابع وآخرون [38]، تحليلاً يعتمد على نموذج الغشاء الراكد (Stagnant film) يأخذ في الاعتبار توازن الكتلة في السطح البيئي هواء-تربة، مما يسمح بالتعبير عن التدفق الاجمالي للكتلة السطحية للبخر في السطح البيئي. يعد نموذج الغشاء الراكد صالحاً مهما تكن طبيعة نظام الجريان صفائحي أو مضطرب.

يؤدي جريان الهواء فوق سطح التربة إلى ازاحة بخار الماء أثناء التبخر. يحدد هذا الجريان ديناميكية تجديد الهواء فوق السطح البيئي (سطح التربة - الهواء) وبالتالي ديناميكيات التبخر. تحافظ هذه الظاهرة على اختلال التوازن التيرموديناميكي في السطح البيئي. تحدد الانتقالات الحرارية والكتلية حول السطح الحر للتربة توزع تركيز البخار في جريان الهواء المحيط.

مناطق حدوث انتقالات الحرارة والكتلة هي: الطبقة الحدية الحرارية والطبقة الحدية للانتشار، حيث أن المنطقة الأولى تتغير فيها درجة الحرارة تدريجياً من T_e إلى T_0 والأخرى يتغير فيها التركيز تدريجياً من c_e إلى c_0 .



الشكل (10-4) شكل الطبقة الحدية الكينماتية

يوجد في الواقع ثلاث طبقات حدية مختلفة وهي:

- الكينماتية: تتوقف على تدرج كمية الحركة من سطح التربة باتجاه الهواء. حيث تظهر هذه الطبقة الحدية بمجرد تحرك الهواء، الشكل (10-4).

- **الحرارية:** تحدث عند وجود فرق في درجة الحرارة بين سطح التربة والهواء .
- **الكتلية:** لا تظهر الا في حالة مخاليط الأنواع واختلال التوازن في التركيز بين جريان الهواء وسطح التربة.

2.4.4. انتقال الحرارة والكتلة المقترنان بالتبخر:

باعتبار أن T_e هي درجة حرارة سطح التربة الذي يجري بمحاذاته تيار هوائي ذو تركيز c_0 بضغط بخار P_{v_0} ودرجة حرارة T_0 . يكون تركيز البخار c_e في سطح التربة ، مقابلًا لحالة التشبع عند درجة الحرارة T_e . يحدث بالتزامن مع هذا الجريان انتقال للحرارة يسمى انتقال الحرارة المحسوسة، وهو ناتج عن الفرق في درجة الحرارة بين الماء والهواء، وانتقال للكتلة، سببه التدرج في ضغط بخار الهواء. ويصاحب أيضا هذا الانتقال الأخير انتقال للحرارة يسمى بانتقال الحرارة الكامنة $L_V(T_e)$ ، اللازمة لتبخير الماء عند درجة حرارة السطح T_e . ولتوصيف كل هذه التبادلات الحاصلة على مستوى سطح التربة، تقدّم معاملات الانتقالات معرفةً بالعلاقات التالية:

• انتقال الحرارة المحسوسة:

يصاحب عملية التبخر ما يسمى بانتقال الحرارة المحسوسة بين الهواء الرطب وسطح التربة أين تحدث العملية، ويعبر عنه على النحو التالي:

$$Q = h(T_e - T_0)A \quad (17.4)$$

حيث:

h : معامل تبادل الحرارة المحسوسة (واط/م².كلفن).

Q : الاستطاعة الحرارية المتبادلة (واط).

A : المساحة (م²).

• انتقال الكتلة:

$$\dot{m} = h_c(c_e - c_0)A \quad (18.4)$$

حيث:

\dot{m} : تدفق الماء المتبخر من على سطح السائل (كغ/ثا).

h_c : معامل انتقال الكتلة بالنسبة للتركيز (م/ثا).

c_e, c_0 : يمثلان على التوالي تركيزي البخار في طبقة الهواء وعند السطح الحر للماء (كغ/م³).

ونظرًا لأن التركيز (c) مرتبط بالضغط الجزئي P_v ، فلدينا العلاقة التالية:

$$\dot{m} = \frac{h_c}{R_v T} [P_{sat}(T) - P_{v_0}]A \quad (19.4)$$

انتقال الحرارة الكامنة المصاحب لانتقال الكتلة:

$$Q = L_V(T_e)\dot{m} = L_V(T_e) \frac{h_c}{R_v T} [P_{sat}(T) - P_{v_0}] A \quad (20.4)$$

وبالتالي، فإن إجمالي الاستطاعة الحرارية المتبادلة بين الهواء والماء هي:

$$Q = \left\{ h(T_e - T_0) + L_V(T_e) \frac{h_c}{R_v T} [P_{sat}(T) - P_{v_0}] \right\} A \quad (21.4)$$

5.4. بيانات الأرصاد الجوية لمدينة بسكرة:

لقد اخترنا موقع بسكرة، وقمنا باستغلال بيانات مسجلة لمدة سنة واحدة (2005) بمحطة الأرصاد الجوية ببسكرة موضحة في الجدول (2-4) وبالخصوص منها المتوسطات الشهرية للمعطيات التالية:

- سرعة الرياح.
- الرطوبة النسبية للهواء.
- درجة حرارة المحيط.
- معدل التبخر.
- الإشعاع الشمسي.

الجدول (2-4) قيم المتوسطات الشهرية لعام 2005.

الأشهر	الإشعاع الشمسي (h)	درجة حرارة المحيط (T°)	سرعة الرياح (V)	الرطوبة النسبية للهواء (HR)	معدل التبخر (مم)
جانفي/كانون الثاني	221	10	04.6	53	110.7
فيفري/شباط	232	10.7	03.9	51	140.3
مارس/آذار	270	17.8	04.2	41	195.5
أفريل/نيسان	298	21.8	05.3	32	257.6
ماي/أيار	320	27.9	03.7	28	329.1
جوان/حزيران	358	31.7	04	29	370.6
جويلية/تموز	371	35.9	03.5	26	420.83
أوت/آب	334	27.2	03.4	29	385.8
سبتمبر/أيلول	268	28.5	03.5	46	290.2
أكتوبر/تشرين الأول	251	24	02.1	51	198.2

144.2	54	03.7	17.7	215	نوفمبر/تشرين الثاني
159.8	66	03.1	10.8	219	ديسمبر/كانون الأول

المصدر: محطة الأرصاد الجوية ببسكرة

6.4. الخصائص الفيزيائية للتربة في منطقة بسكرة (نوع التربة: طميية طينية رملية):

تتميز منطقة بسكرة بتربة ذات قوام: طميي رملي [0 سم - 20 سم]، ورملي طميي [20 سم - 60 سم] وطيني رملي بعد 60 سم وإضافة للخصائص الفيزيولوجية المبينة في الجدول (3-4) يملك هذا القوام خصوصية كونه متجانسًا بشكل عام على طول العمق في جميع أنحاء المنطقة [39].

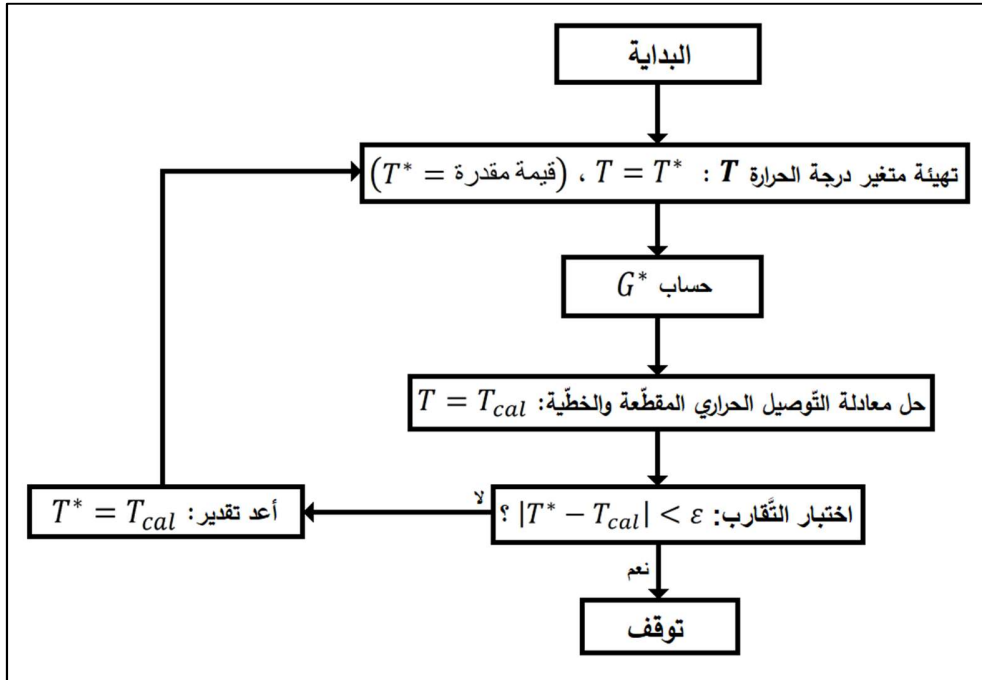
الجدول (3-4) خصائص التربة [36].

الحرارة النوعية	الناقلية الحرارية	الانبعاثية	الكتلة الحجمية
$10^3 (J/kg K)$	$3 (W/m.K)$	0.73	$2.10^3 (kg/m^3)$

7.4. خوارزميات الحساب:

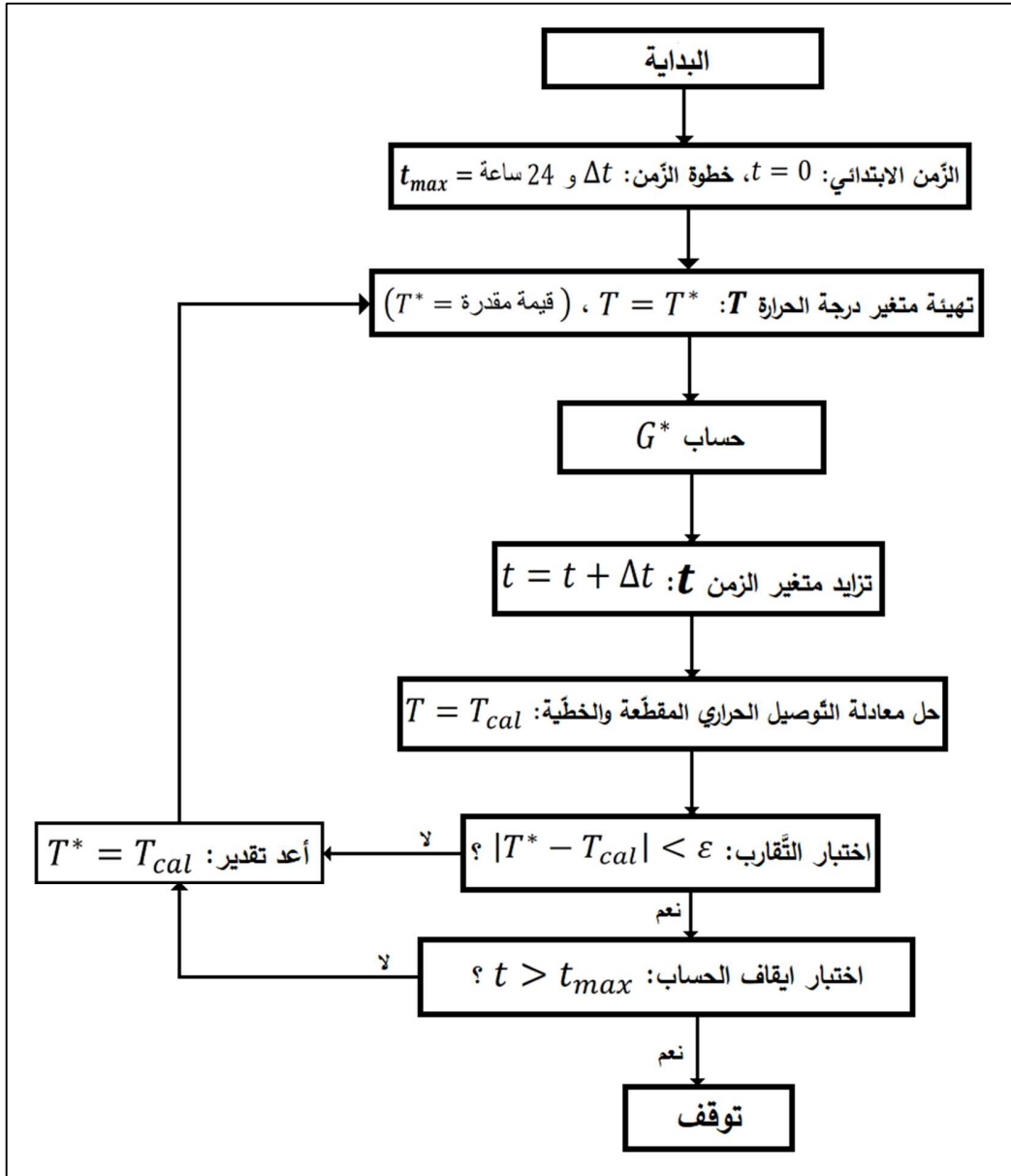
من أجل الخوارزميتين (أ) و (ب): فإن المعلمات المدخلة هي نفسها القيم المتوسطة المأخوذة من الجدول (2-4) باستثناء الحالة (ب) حيث يتم تقريب درجة حرارة الهواء بواسطة دالة جيبيه.

1.7.4. حساب من أجل متوسط يوم شهري:



الشكل (4-11) الخوارزمية (أ)

2.7.4. حساب خلال 24 ساعة:



الشكل (4-12) الخوارزمية (ب)

سيتم خلال الفصل التالي عرض النتائج المتحصّل عليها بعد اجراء الحل ضمن بيئة ماتلاب.

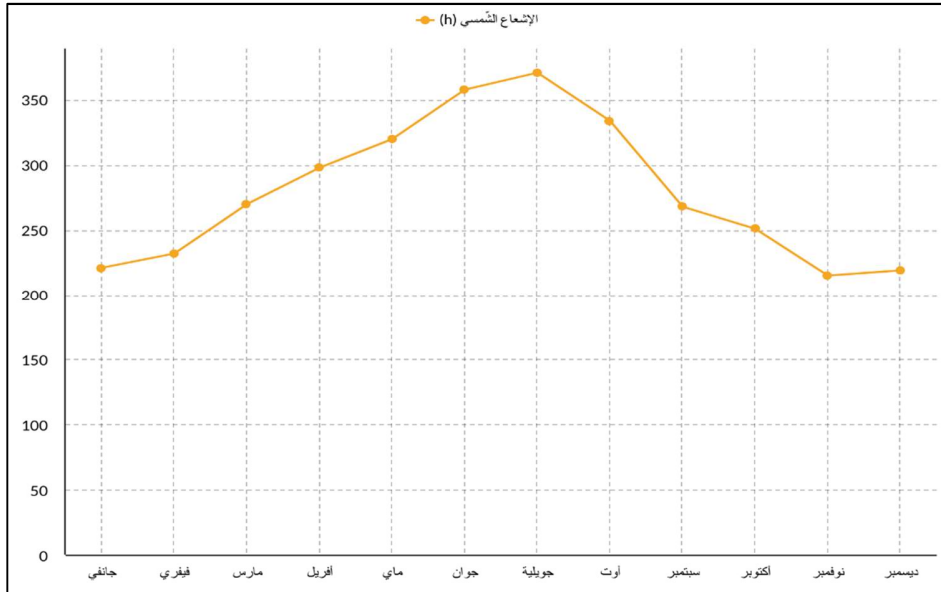
الفصل الخامس

نتائج ومناقشة

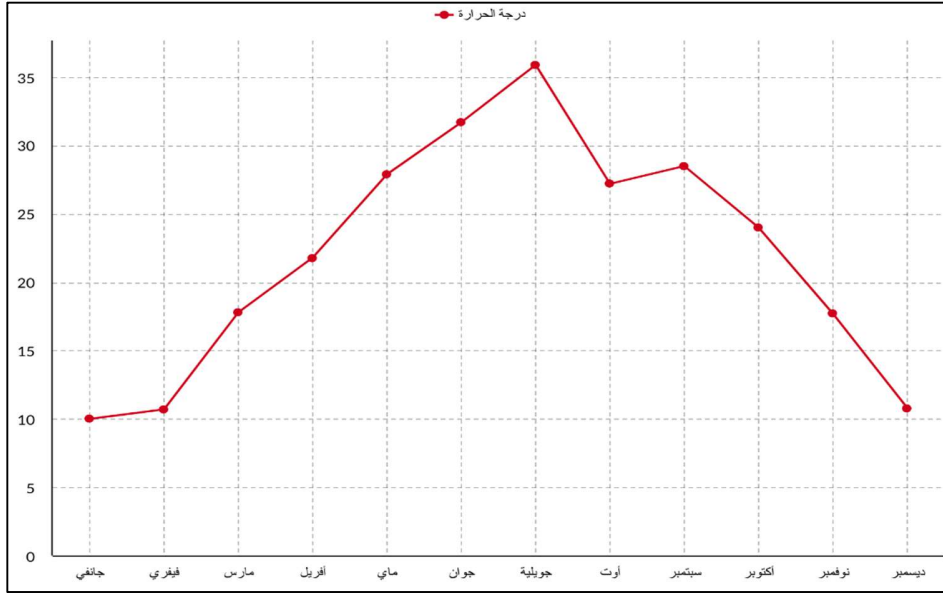
1.5. تمهيد:

بعد معالجة الحل ضمن برنامج ماتلاب نستعرض خلال هذا الفصل النتائج المتحصل عليها من منحنيات الدورات اليومية لدرجات حرارة التربة والهواء إضافة الى منحنى تطور التبخر الذي سيتم مقارنته مع القيم المقاسة.

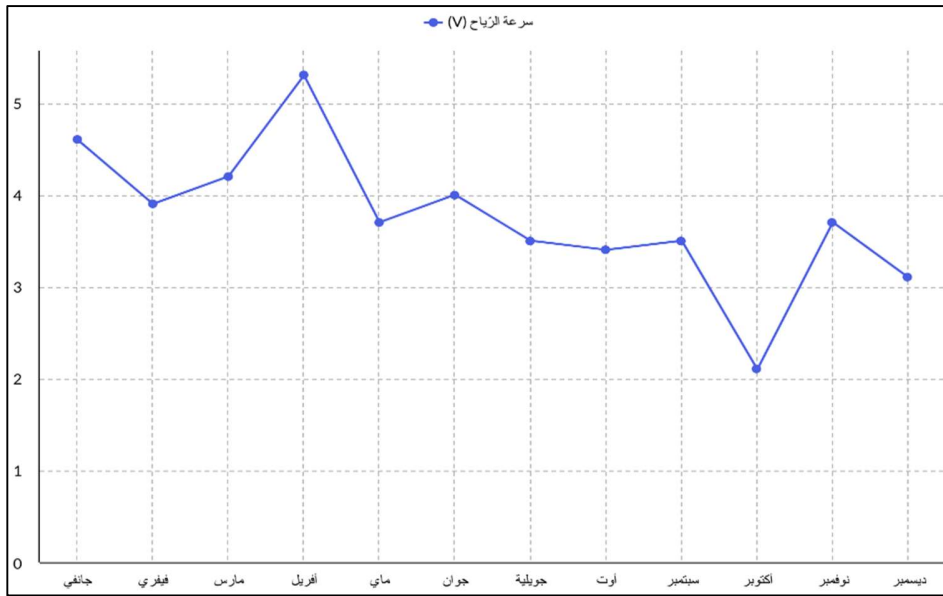
2.5. التمثيل البياني لقيم المتوسطات الشهرية:



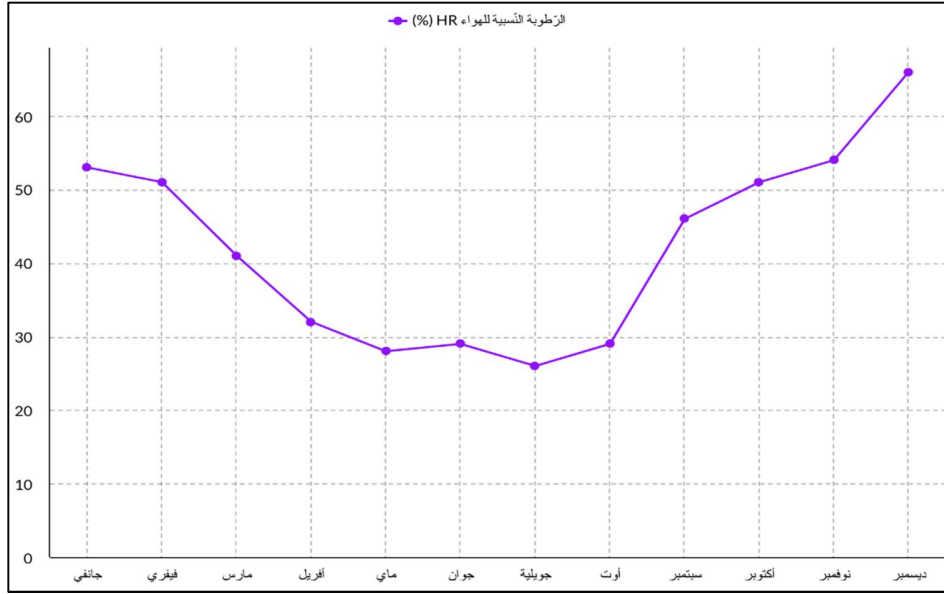
الشكل (5-1): منحنى الإشعاع الشمسي (h)



الشكل (2-5): درجة حرارة المحيط (T°)

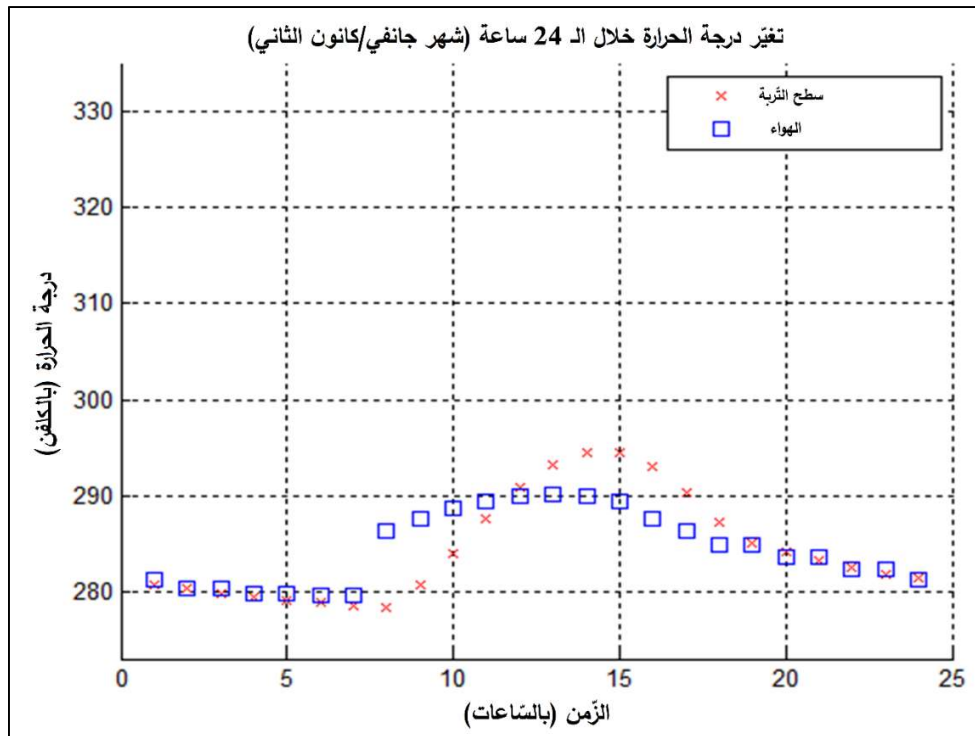


الشكل (3-5): سرعة الريح (V)

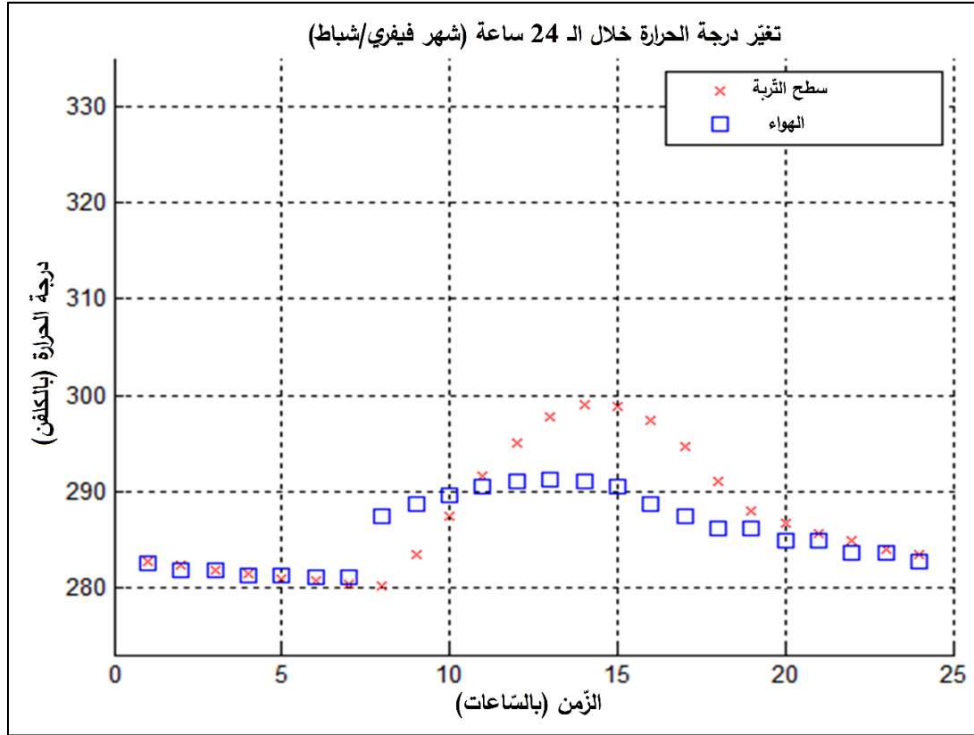


الشكل (4-5): الرطوبة النسبية للهواء (HR)

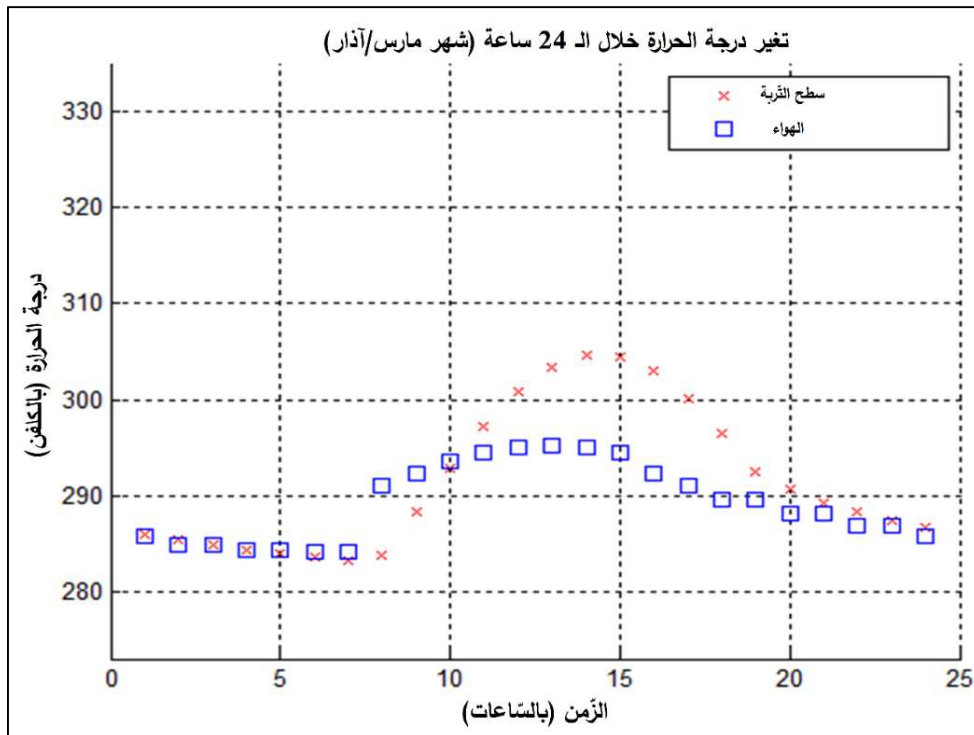
3.5. الدورات اليومية لدرجات الحرارة: منحنيات القيم المحسوبة والمعطاة



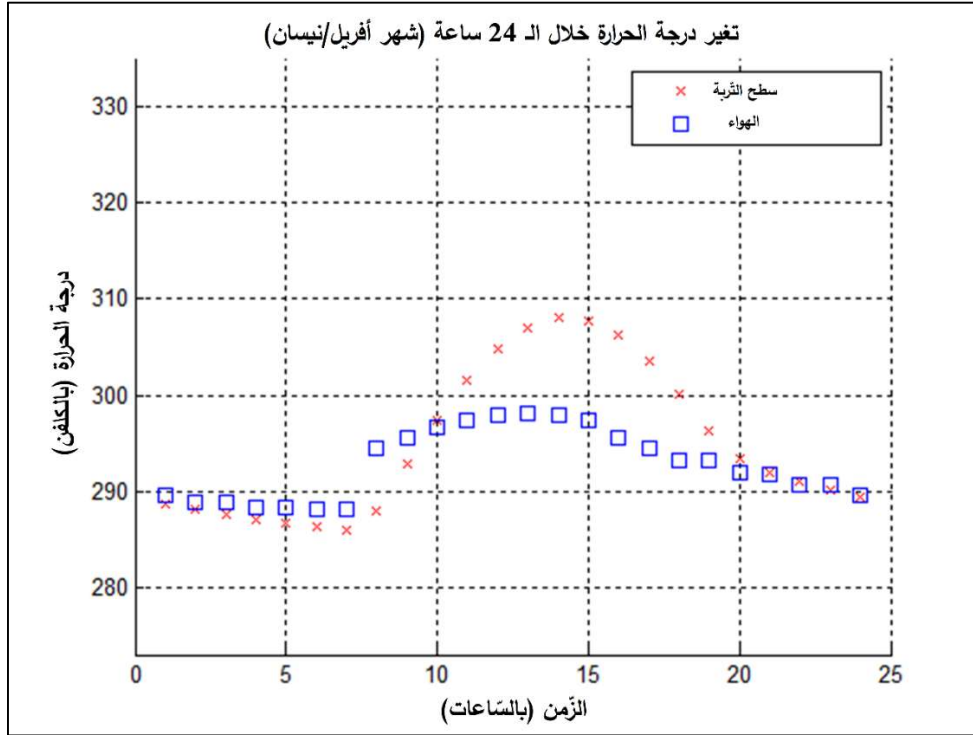
الشكل (5-5): تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (جانفي/كانون الثاني)



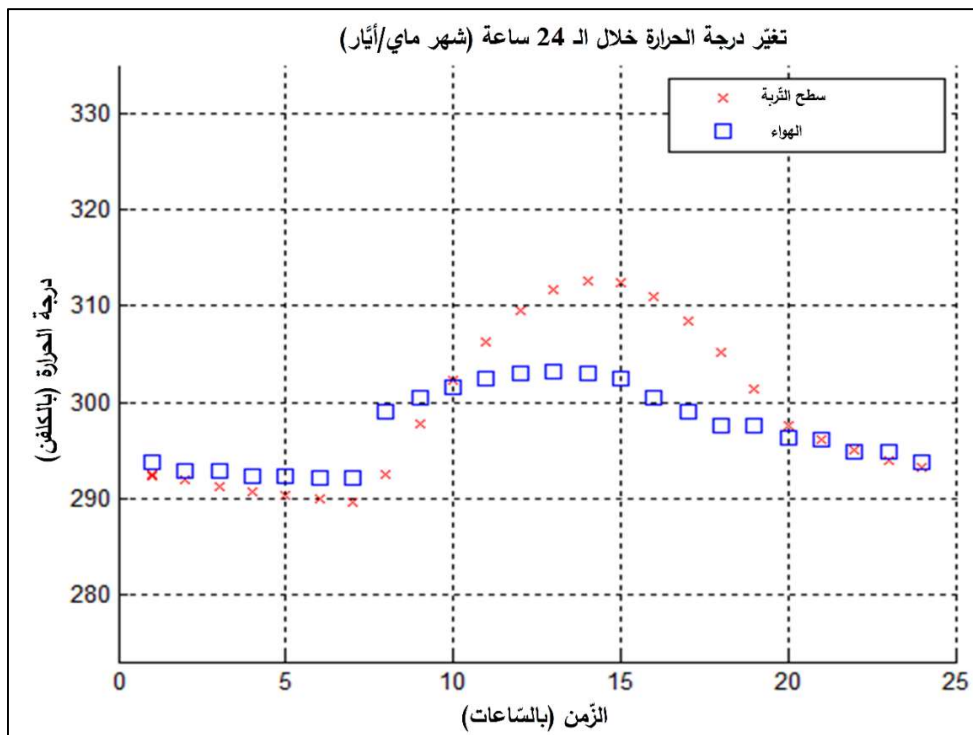
الشكل (5-6) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (فيفري/شباط)



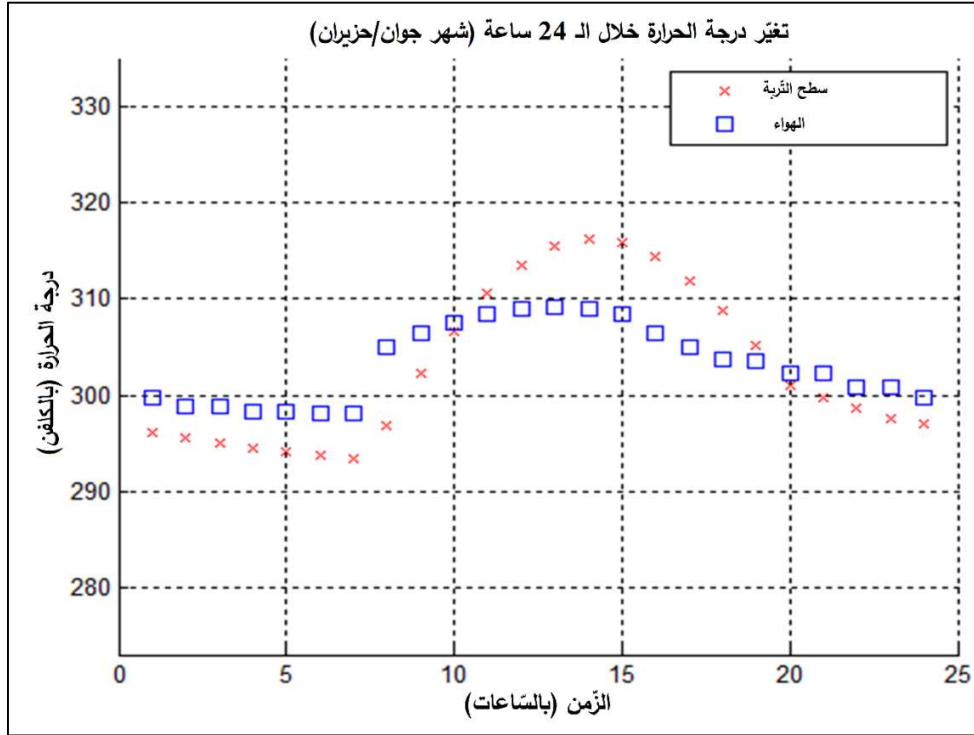
الشكل (5-7) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (مارس/آذار)



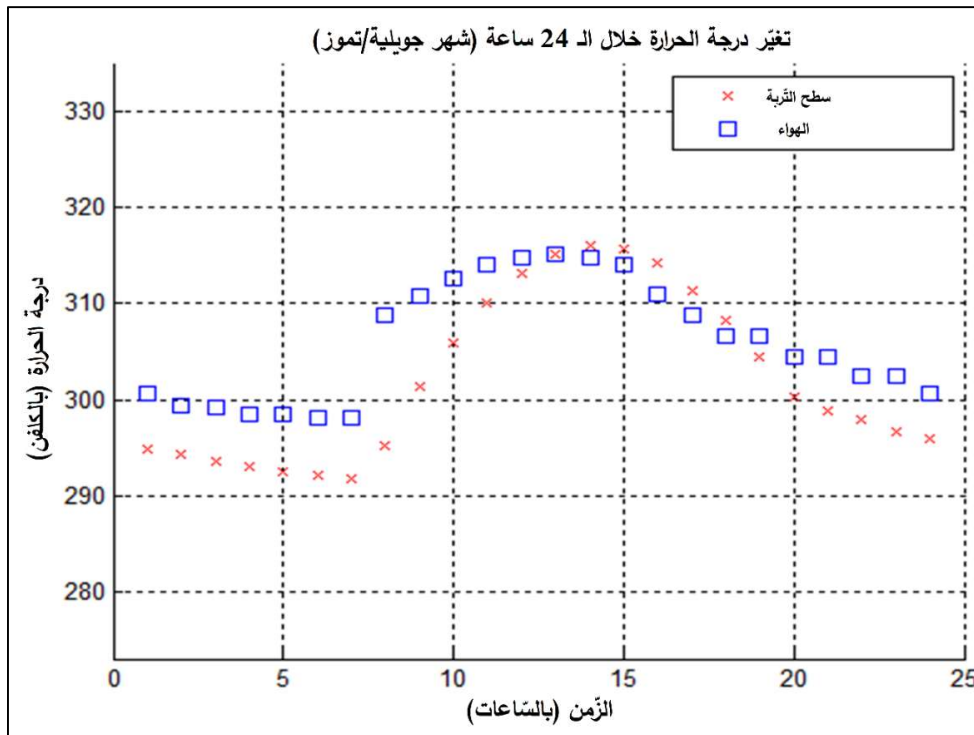
الشكل (5-8) تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (أفريل/نيسان)



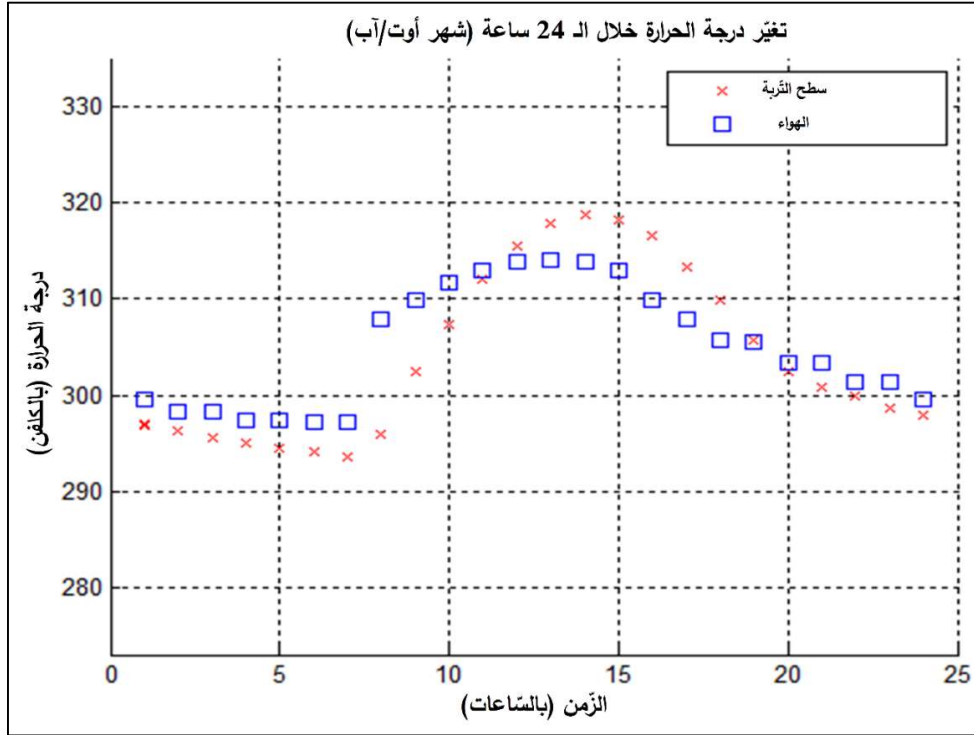
الشكل (5-9) تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (ماي/أيار)



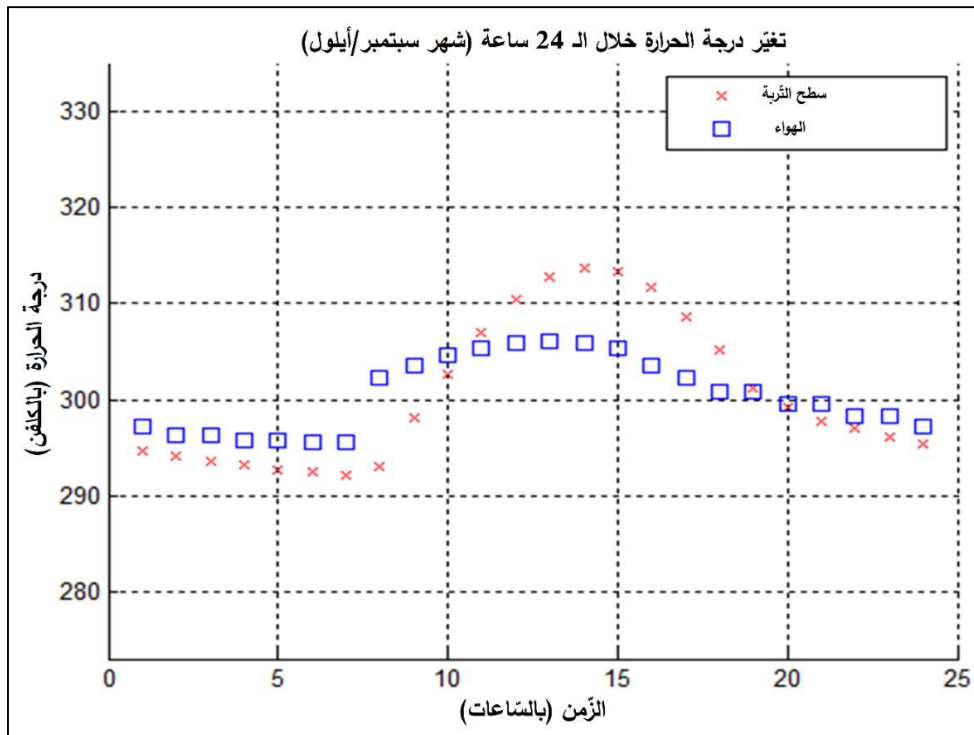
الشكل (5-10) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (جوان/حزيران)



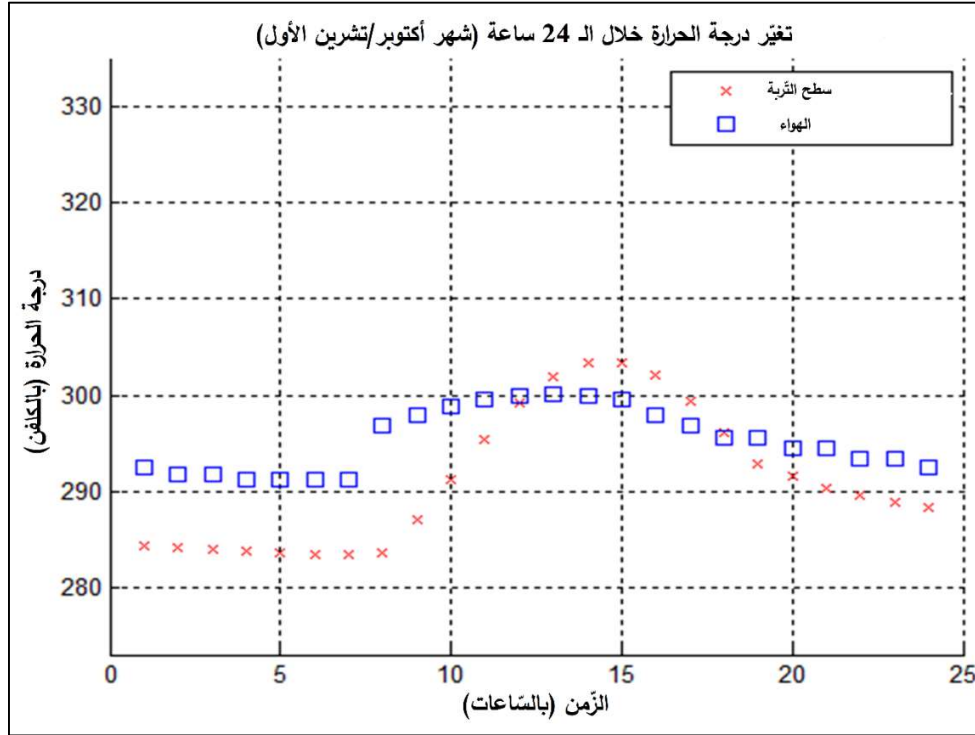
الشكل (5-11) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (جويلية/تموز)



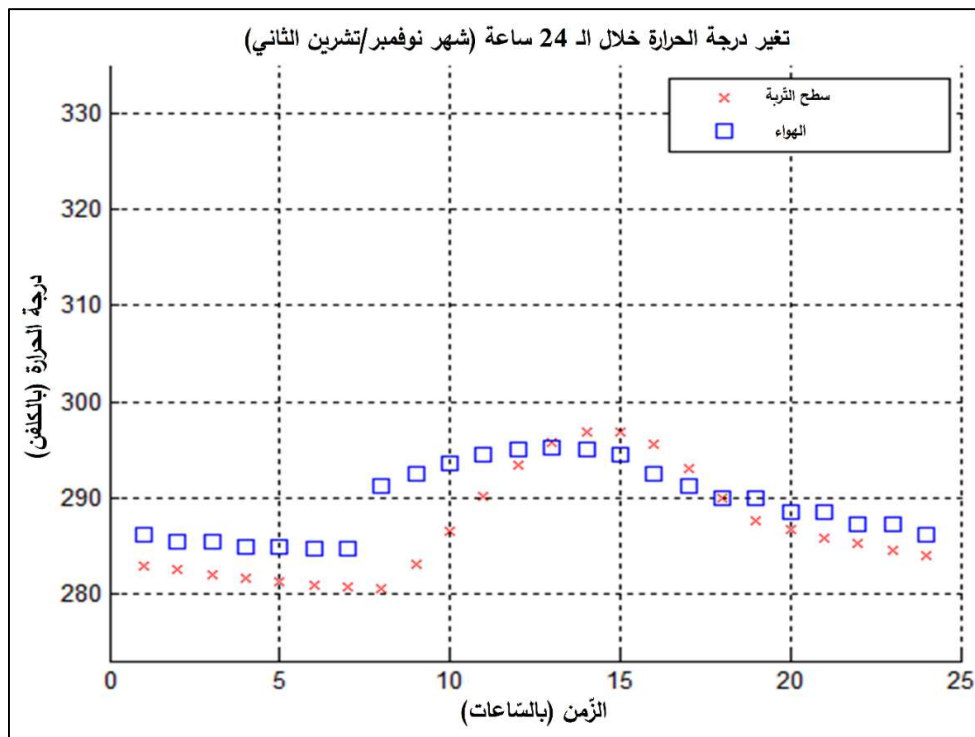
الشكل (5-12) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (أوت/آب)



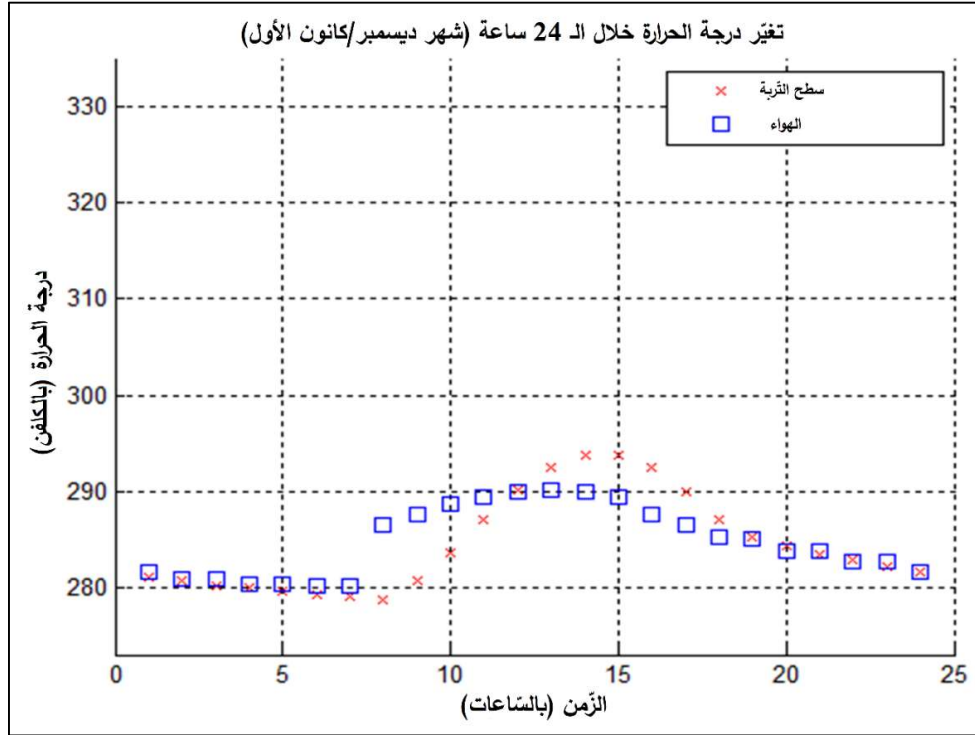
الشكل (5-13) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (سبتمبر/أيلول)



الشكل (5-14) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (أكتوبر/تشرين الأول)



الشكل (5-15) تغير درجتي حرارة الهواء وسطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (نوفمبر/تشرين الثاني)



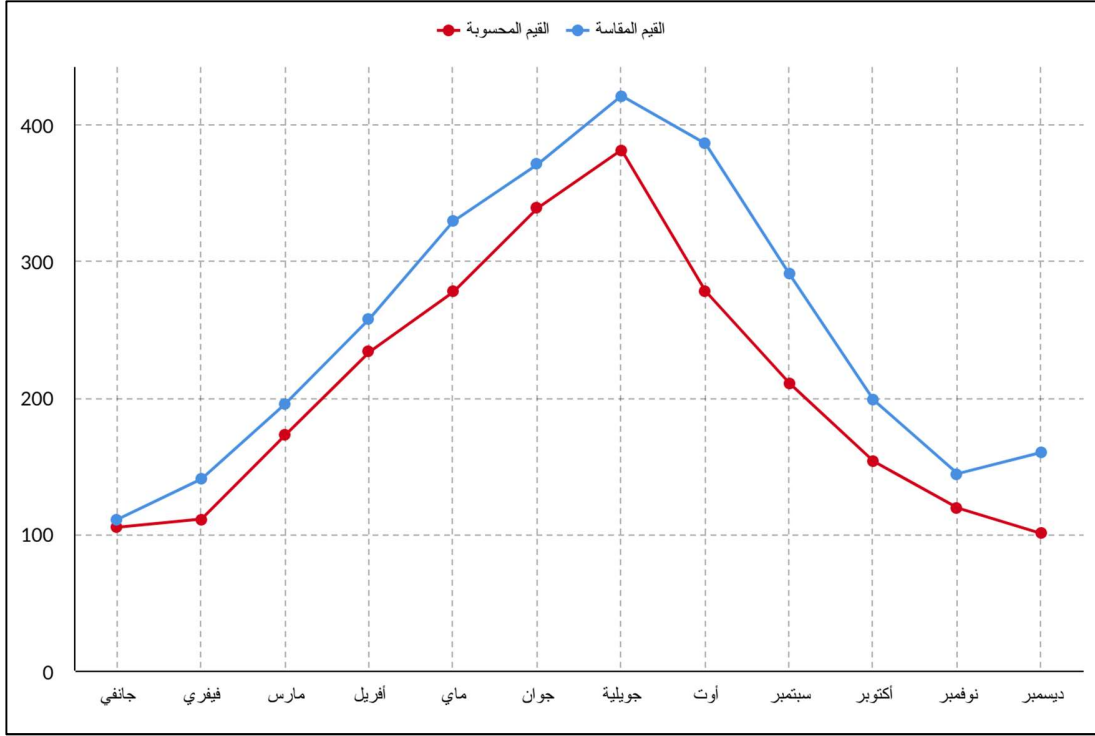
الشكل (5-16) تغير درجتي حرارة الهواء و سطح التربة خلال 24 ساعة لشهر (ديسمبر/كانون الأول)

• التعليق:

تُظهر الأشكال (5-6)، (5-7)، (5-8)، (5-9)، (5-10)، (5-11)، (5-12)، (5-13)، (5-14)، (5-15)، (5-16)، (5-17)، الفرق الحراري بين درجات حرارة سطح التربة المحسوبة وحرارة الهواء المعطاة (محطة الأرصاد).

يتأرجح هذا الفرق بين القيم السالبة أثناء فترة الليل عند برودة سطح التربة (تفريغ الحرارة المخزنة خلال النهار)، والقيم الموجبة خلال النهار عند سخونة سطح التربة (تستقبل التربة الحرارة الآتية من الشمس أثناء النهار)، بينما يكون أعظمياً عند انتصاف الشمس وقت الظهيرة. تؤثر العوامل الجوية على درجة حرارة سطح التربة من خلال التأثير على معدل النقل في التبادلات الحرارية بين التربة والجو. وبشكل خاص يعتبر الإشعاع الشمسي العامل الأكثر تأثيراً.

4.5. تطور عملية التبخر:



الشكل (5-17) منحني القيم المقاسة والقيم المحسوبة

• التعليق:

تتطلب عملية التبخر طاقة حرارية (L_V) لتحويل الماء من الحالة السائلة إلى الحالة البخارية. وينتقل بخار الماء الناتج عن هذه العملية من الطبقة المجاورة مباشرة لسطح تربة عن طريق الانتشار في الهواء. يعتمد التبخر (E) من سطح التربة التي تكون فيها حالة تشبع الماء ثابتة، على الرطوبة النسبية للهواء المجاور للسطح وسرعة الرياح. ويؤدي في الواقع اختلال التوازن في تركيز بخار الماء بين الهواء وسطح التربة إلى تبخر الماء على السطح. نتيجة لذلك فإن معدّل التبخر من سطح التربة مرتبط ويتغير عكسيًا وفقًا لقيمة (HR)، الشكل (5-4).

الخاتمة:

بالاعتماد على البيانات المناخية الرسمية المأخوذة من محطة الأرصاد الجوية ببسكرة، أظهرت لنا دراسة العلاقات الحرارية الشهرية بين الهواء والترية تغيراً في الطور، مع حدوث فارق زمني للترية (تأخير لبضع ساعات مقارنة مع الهواء). علاوة على ذلك، حددت تحليلات النتائج تبخر الترية وبينت أن تغيراته تكون دائماً عكس الرطوبة النسبية للهواء الجوي.

المراجع

المراجع العربية:

1. انتقال الحرارة، أساسيات الحرارية والموائع، المؤسسة العامة للتعليم الفني والتدريب المهني، المملكة العربية السعودية.
2. زيمانسكي، مارك؛ قدورة، عبد الرزاق؛ السمان، وجيه؛ حصري، أحمد. الفيزياء الحديثة للجامعات، الجزء الثاني: الضوء والإشعاع (مترجم، مطبعة الكتبي، دمشق 1972).

المراجع الأجنبية:

3. MIHALAKAKOU, G.; SANTAMOURIS, M.; ASIMAKOPOULOS, D. Modelling the earth temperature using multiyear measurements. *Energy and Buildings*, 1992, 19.1: 1-9.
4. MIHALAKAKOU, G.; SANTAMOURIS, M.; ASIMAKOPOULOS, D. Modelling the thermal performance of earth-to-air heat exchangers. *Solar energy*, 1994, 53.3: 301-305
5. MIHALAKAKOU, G., et al. On the ground temperature below buildings. *Solar energy*, 1995, 55.5: 355-362.
6. MIHALAKAKOU, G., et al. On the application of the energy balance equation to predict ground temperature profiles. *Solar Energy*, 1997, 60.3-4: 181-190.
7. GAUTHIER, Carol; LACROIX, Marcel; BERNIER, Hervé. Numerical simulation of soil heat exchanger-storage systems for greenhouses. *Solar energy*, 1997, 60.6: 333-346.
8. ALVENÄS, Gunnel; JANSSON, Per-Erik. Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil: calibration and sensitivity analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1997, 88.1-4: 47-56.
9. BEST, Martin J. A model to predict surface temperatures. *Boundary-Layer Meteorology*, 1998, 88.2: 279-306.
10. SEDLÁK, Pavel. Stable atmospheric surface layer in modelling with constant ground temperature. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 1998, 42.1: 41-60.
11. KISHCHA, P. V.; DMITRIEVA, I. V. Spatial structure and long-term variations of the ground-level temperature variance. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 1998, 42.4: 511-520.
12. WANG, J.; BRAS, R. L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. *Journal of hydrology*, 1999, 216.3-4: 214-226.

13. QIU, Guo Yu, et al. Estimation of soil evaporation using the differential temperature method. *Soil Science Society of America Journal*, 1999, 63.6: 1608-1614.
14. SALAH EL-DIN, MM. On the heat flow into the ground. *Renewable Energy*, 1999, 18.4: 473-490.
15. MIHAILOVIĆ, Dragutin T., et al. Sensitivity of soil surface temperature in a force-restore equation to heat fluxes and deep soil temperature. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 1999, 19.14: 1617-1632.
16. KANG, Sinkyu, et al. Predicting spatial and temporal patterns of soil temperature based on topography, surface cover and air temperature. *Forest Ecology and Management*, 2000, 136.1-3: 173-184.
17. KARAM, Mostafa A. Reforming the force-restore method for predicting ground surface temperature. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 2003, 41.4: 812-816.
18. BELTRAMI, Hugo. On the relationship between ground temperature histories and meteorological records: a report on the Pomquet station. *Global and Planetary Change*, 2001, 29.3-4: 327-348.
19. MIHALAKAKOU, G. On estimating soil surface temperature profiles. *Energy and Buildings*, 2002, 34.3: 251-259.
20. CHACKO, P. Tessy; RENUKA, G. Temperature mapping, thermal diffusivity and subsoil heat flux at Kariavattom of Kerala. *Journal of Earth System Science*, 2002, 111.1: 79-85.
21. PLAUBORG, Finn. Simple model for 10 cm soil temperature in different soils with short grass. *European Journal of Agronomy*, 2002, 17.3: 173-179.
22. TIMLIN, D. J., et al. Error analysis of soil temperature simulations using measured and estimated hourly weather data with 2DSOIL. *Agricultural Systems*, 2002, 72.3: 215-239.
23. QIN, Zhihao; BERLINER, Pedro; KARNIELI, Arnon. Numerical solution of a complete surface energy balance model for simulation of heat fluxes and surface temperature under bare soil environment. *Applied mathematics and computation*, 2002, 130.1: 171-200.
24. KARAM, Mostafa A. Reforming the force-restore method for predicting ground surface temperature. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 2003, 41.4: 812-816.
25. GULSER, Coskun; EKBERLI, Imanverdi. A comparison of estimated and measured diurnal soil temperature through a clay soil depth. *JApSc*, 2004, 4.3: 418-423.

26. LIEBETHAL, Claudia; HUWE, Bernd; FOKEN, Thomas. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 132.3-4: 253-262.
27. YANG, Wei Bo; SHI, Ming Heng; DONG, Hua. Numerical simulation of the performance of a solar-earth source heat pump system. *Applied Thermal Engineering*, 2006, 26.17-18: 2367-2376.
28. SPICHAK, Viacheslav V. Estimating temperature distributions in geothermal areas using a neuronet approach. *Geothermics*, 2006, 35.2: 181-197.
29. ESEN, Hikmet; INALLI, Mustafa; ESEN, Mehmet. Numerical and experimental analysis of a horizontal ground-coupled heat pump system. *Building and environment*, 2007, 42.3: 1126-1134.
30. ZHONG, Zhipeng; BRAUN, James E. A simple method for estimating transient heat transfer in slab-on-ground floors. *Building and Environment*, 2007, 42.3: 1071-1080.
31. VERSTEEG, Henk Kaarle; MALALASEKERA, Weeratunge. *An introduction to computational fluid dynamics: the finite volume method*. Pearson education, 2007.
32. SAATDJIAN, Estéban. *Les bases de la mécanique des fluides et des transferts de chaleur et de masse pour l'ingénieur*. Editions Sapiaientia, 2009.
33. SALOMON, Thierry, et al. *Dimensionnement du puits climatique. Analyse, modélisation, validation d'un modèle de simulation dynamique pour les puits canadiens ou provençaux, Rapport Adème, Région Languedoc Roissillon*, 2003.
34. PATANKAR, Suhas v. *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Taylor & Francis, 1980.
35. POPA, Loan C. *Modélisation numérique du transfert thermique, méthode des volumes finis*. Université de Craiova 2002.
36. MABROUKI, Djamel. *Étude de l'influence des paramètres climatiques sur la température du sol (application au site de Biskra)*. Université de Biskra, 2014.
37. SACADURA, JF. *Transferts thermiques: Initiation et Approfondissement*. Tec & Doc, 2015.
38. LIENHARD, John H IV; LIENHARD, John H V. *A Heat Transfer Textbook Fourth Edition by Press Cambridge Massachusetts*, 2013.
39. BENAZIZA, A; LEBID, H. *Caractérisation de quelques variétés d'abricotier (Prunus armeniaca L.) Dans la région de M'chouneche wilaya de Biskra. Courrier du Savoir*, 2007, 80: 101-110.