حالات الماء فى التربة

١ – حالة طاقة ماء التربة :

ان ماء التربة يشبه بقية المواد او الاجسام في الطبيعة ، يحتوي على طاقة بكميات واشكال مختلفة : منها الحركية والكامنة ، وبسبب ان حركة الماء في التربة بطيئة فطاقته الحركية والتي تكون متناسبة مع مربع السرعة تعد مهملة من جهة ثانية ، فالطاقة الكامنة التي تعتمد اساسا على الموقع او الظروف الداخلية تعد مهمة في تقدير الحالة والحركة للماء في التربة .

الطاقة الكامنة لماء التربة تختلف ضمن مديات واسعة ، فاختلافها بين نقطة واخرى يعطي الفرصة للماء بالتدفق خلال التربة . وتميل للحركة من النقطة التي يكون فيها جهد الطاقة عاليا الى النقطة التي تكون طاقتها واطئة الى ان تصل لحد التعادل مع المحيط المجاور. ماء التربة يخضع لنفس القانون حتى عند وصوله لحالة التعادل ، وحركته تكون ثابتة في اتجاه نقصان طاقته الكامنة . وفي الحقيقة ، معدل نقصان الطاقة الكامنة مع المسافة هي القوة المحركة التي تسبب التدفق او الجريان . المعلومات النسبية عن حالة طاقة ماء التربة عند اية نقطة في التربة او خلالها يمكن عن طريقها تقييم القوة التي تحرك ماء التربة في جميع الاتجاهات ، والتي تقدر الفترة الزمنية التي يستغرقها الماء في نظام التربة حتى يصل لحد التعادل (مثل تماثل حالة الطاقة الكامنة خلال النظام) .

بصورة عامة ، يلاحظ ان الكمية المطلقة من الطاقة الكامنة « التي يحتويها » او « توجد في الماء » ، لم تكن مهمة بنفسها ، لكن المهم هو المستوى النسبي لتلك الطاقة واختلاف نطاقها بالتربة . ظواهر طاقة ماء التربة يعبر عنها بعدة اصطلاحات فقد يعبر عنها بالطاقة النوعية الكامنة لماء التربة نسبة الى الماء في حالته القياسية .

بصورة عامة الحالة القياسية يكون استعمالها افتراضيا الى الخزان الحاوي على ماء نقي وحر ، تحت الضغط الجوي ، وعند نفس درجة الحرارة كما هو الحال في ماء التربة (او عند اي درجة حرارة معينة) وعند مستوى معين او ثابت . وبسبب ان المستوى الافتراضي

للخزان يمكن ان يثبت ، فان ذلك يتبع الطاقة الكامنة والتي يتم تقديرها بالمقارنة مع الحالة القياسية وهي ليست مطلقة ، بل تكون اعتباطية . لهذا يمكن تقدير الطاقة الكامنة النوعية عند مواقع مختلفة وبازمنة مختلفة ضمن التربة .

ان الطاقة التجميعية يمكن ان نحصل عليها بضرب القوة في المسافة التجميعية (المتراكمة) ، ولهذا فان نسبة الطاقة الى المسافة التجميعية ، يمكن ان تعطي القوة الناتجة عنها . وطبقاً لذلك فالقوة التي تحرك ماء التربة وتوجهه من النطاق ذو الطاقة الكامنة العالية الى النطاق ذو الطاقة الواطئة يكون مساويا الى الانحدار السالب في الطاقة الكامنة والذي يعبر عنه بنسبة التغير في الطاقة الى التغير في المسافة $\left(\frac{d\psi}{dX}\right)$ ، وان الاشارة السالبة في القانون الخاص في حركة الماء توضح بان القوة تتحرك في اتجاه نقصان الطاقة وتعد ظواهر طاقة ماء التربة من الظواهر ذات الاهمية الكبيرة في العصر الحديث في مجال فيزياء التربة والتي من خلالها يمكن التحقق من تصنيف الاشكال المختلفة لماء التربة (مثل ماء الجذب الارضي ، الماء الشعري ، الماء الهيكروسكوبي .....الخ) ، وحقيقة ذلك تكمن في ان جميع ماء التربة ليس جزءاً منه يكون متاثرا بواسطة الجذب الارضي ونتيجة لذلك فهو متاثر بالجاذبية والتي قد لايظهر تاثيرها عند قيمة معينة من الرطوبة او حجم المسام .

نلاحظ بان القيمة الممكنة لجهد او طاقة ماء التربة تكون مستمرة ولاتتعرض لاي تغير مفاجئ من حالة لاخرى (عدا التغير في الحالة) .

عند تشبيع التربة بالماء ، فالماء يكون عند ضغط هيدروستاتيكي اكبر من الضغط الجوي (مثال ذلك مستوى الماء الجوفي) مستوى الطاقة الكامنة للماء ربما يكون اكبر من حالة المستوى القياسي ولذلك سوف يميل للتحرك من التربة الى الخزان . من جهة ثانية ، عندما تكون التربة رطبة ، لكنها غير مشبعة ، فالماء سوف لا يكون حر التدفق او الجريان الى ناحية الخزان عند الضغط الجوي .

تحت الضغط الهيدروستاتيكي الاكبر من الضغط الجوي ، فان طاقة ماء التربة (في غياب الضغط الازموزي) يكون اكبر من الحالة القياسية ونتيجة لذلك يعد "موجباً" اما في الحالة غير المشبعة للتربة ، يكون الماء تحت تأثير الخاصية الشعرية ، قوة الادمصاص تكون الطاقة الكامنة السالبة وتكون مكافئة للضغط الهيدروستاتيكي والذي يكون اقل من

الحالة القياسية. من الملاحظ تحت الظروف الاعتيادية للتربة في الحقل والتي تكون فيها التربة غير مشبعة ، فان جهد ماء التربة يكون سالباً ، قيمته عند اية نقطة تعتمد ليس فقط على الضغط الهيدروستاتيكي لكن ايضاً على الظروف الفيزيائية مثل الموقع (نسبة الى المستوى القياسي) ، تركيز المذاب والحرارة .

٢ – الجهد الكلي لماء التربة :

لقد وصفت الطاقة الكامنة لماء التربة بطريقة نوعية ، اما من الناحية الثرمودانيميك فيمكن ان نعدها بدلالة الفرق النوعي والجزيئي للطاقة الحرة بين ماء التربة والماء القياسي . ان جمعية فيزياليو التربة التابع لعلوم التربة العالمي (Aslying et. al. ١٩٦٣) عرّفوا الطاقة الكلية لماء التربة بانها "كمية الشغل الواجب بذلها لكل وحدة كمية من الماء النقي لغرض نقلها عكسياً وبالتساوي لكمية من الماء من حوض الماء النقي عند مستوى محدد وتحت ضغط جوي واحد الى التربة (عند النقطة المعينة) . وهذا التعريف يعد شكلياً اما من ناحية التطبيق الفعلي فالطاقة لاتقاس بواسطة نقل الماء كما هي الحال في التعريف الأنف الذكر ، لكن بقياس بعض الصفات الاخرى والمتعلقة بالطاقة كما هو معروف (مثل هيدروستاتيك ، ضغط ، ضغط البخار والمستوى المحدد) .

هناك اعتراضات بان لاتوجد تغيرات في رطوبة التربة يمكن تطبيقها والتي تحصل معاكسة للواقع الفعلي (مثل التخلف في رطوبة التربة) ، أو أن الطاقة الكلية لاتحتاج لاية مقاومة تحت الظروف المتساوية . الصعوبة تكون عند محاولة حساب الطاقة الكلية بين المكونات المختلفة او الميكانيكية ومقارنتها .

التعريف الأنف الذكر يكون مستنداً على معادلة الثرمودايتمك (Gibbs free energy)، الشكل الخاص بمعادلة المشتقة يزود بعض الانتقادات لحالة التعادل بين المكونات المختلفة والاتجاه في حالة تغير الموقع في نظام عدم التعادل ، في سنة ١٩٦٠ Philips قدم شكل التكامل لمعادلة الثرمودانميك الحرارية ليعطي الظواهر الخاصة بالطاقة الكلية للنظام خلال النقل من حالة لاخرى . ماء التربة يكون معرضاً لعدد من مجالات القوى والتي تجعل طاقته تختلف عن الماء الحر النقي مثل مجالات القوة الناتجة من تجاذب الاجسام الصلبة والماء ، فضلاً عن وجود المذاب وعمل ضغط الغاز البخاري

والجذب ، وطبقاً لذلك فان الطاقة الكلية لماء التربة يمكن التعبير عنها بحاصل جمع العوامل المختلفة مع بعضها .

$$\psi_T = \psi_g + \psi_p + \psi_m + \psi_o + \dots$$

حيث تمثل ψ_T الطاقة الكلية وان ψ_g ، ψ_p ، ψ_m ، ψ_o تمثل طاقة الجاذبية ، طاقة الضغط ، طاقة الشد والطاقة الازموزية على التوالي ، والاحرف الموجودة في نهاية كل حد من حدود المعادلة يمثل نوع الطاقة . لاتعمل الطاقة الواحدة بنفس الطريقة ، وان فصلها لايكون متساوياً في التأثير على التدفق او الجريان (كمثال الانحدار في الجهد الازموزي يحتاج الى غشاء شبه نفاذ لكي يؤدي الى تدفق السائل) . من المحاسن الرئيسية للطاقة الكلية هي اعطائها قياساً موحداً ، والتي عندها يكون تقييم الحالة الخاصة للماء في اي وقت ومكان خلال وسط التربة – النبات والجو.

٣– اساسيات الثرموداينميك (الدانيميك– الحرارية) في ظواهر الطاقة :

لمزيد من الايضاح ، يكون من المفيد عند هذه النقطة الانتقال من الموضوع المتعلق بماء التربة لغرض توضيح ديناميك الحرارة المرتبطة بظواهر الطاقة . في العقود الماضية عدة محاولات اجريت لتطبيق الاساسيات والمصطلحات الخاصة بالثرموداينميك وربطها مع ماء التربة المسوك ، حركة الماء في التربة وكذلك خلال نظام التربة والنبات . في سنة ١٩٤٣ اجريت محاولات من قبل Edlefsen and Anderson لتطوير الثرموداينميك الكلاسيكية وكذلك في سنة ١٩٥٩ Guggenheim والذي تعامل مع حالة التعادل والعمليات العكسية والتي تخدم فقط لوصف القوة التي تعمل على الماء وطاقة ضغطه . يلاحظ بان حالة التعادل تحدث بصورة نادرة في الطبيعة والتي قد تؤدي الى حصول العمليات العكسية ، ولوصف مثل هذه العمليات والتي تعرف بالحالة غير المتعادلة او العكسية (الثرموداينميك العكسية) والتي قد تطورت في السنوات الحديثة من قبل كل من Prigogine ، ١٩٦١ و deGroot ، ١٩٦٣ و Katchalsky and Gurron ، ١٩٦٥ . ان تطبيقات الثرموداينميك مع ظواهر ماء التربة سوف نتكلم عنها في الفصول القادمة ، وفي هذا الفصل سوف نتطرق عن الثرموداينميك الكلاسيكية .

تعتمد ظواهر الطاقة بصورة اساسية على القانون الاول والثاني للطاقة ، والقانون الاول هو الاكثر تطبيقاً وذو مدى انتشار واسع المعرفة ويعرف بقانون حفظ الطاقة والذي ينص على ان الطاقة يمكن حفظها بين جسم واخر، ولايمكن تخليقها او تحطيمها .

$$dQ = dU + pdv + dw$$

حيث ان dQ تمثل الحرارة المضافة الى النظام ، وان dU ، Pdv يمثلان التغير في الطاقة الداخلية للنظام والشغل المسبب للتمدد بواسطة النظام على التوالي ، وان الشغل الاخر الناتج عن النظام والمحيط المجاور له يتمثل بـ dw .

القانون الثاني للثرموداينميك الحرارية يحدد اتجاه التغير في النظام المنتخب والذي يكون دائماً ناحية التعادل ، هذا القانون دقيق جداً وصعب التحقيق ، ويمكن وصفه بطرق متعددة ولاتوجد طريقة واضحة تعطي معنى متكاملاً للباحث المتتبع للامور. القانون الثاني للثرموداينميك عند تعريفه رياضياً له خاصتين : الحرارة المطلقة T (والتي تكون موجبة دائماً) والـ entropy (S) كما في المعادلات الأتية :

لحالة العمليات العكسية $dQ = Tds$

لحالة العمليات غير العكسية $dQ < Tds$

وهذه الخصائص المركزة (مثل الحرارة ، الضغط والتركيز) تعتمد على حجم النظام ، اما الصفات الواسعة (مثل الكتلة والحجم) تعتمد على النظام ككل. ان معنى الـ entropy غير واضح لحد الان ، والذي يكون عبارة عن القياس الداخلي وغير المرتب (العشوائي) للنظام ، وان التغير فيها يكون مساوياً الى النسبة بين الحرارة الداخلة الى حرارة النظام $\left(dS = \frac{dQ}{T} \right)$ يلاحظ في العمليات غير العكسية ds في النظام تكون اكبر من الصفر، وعليه فان entropy تميل الى الزيادة التلقائية . يمكن كتابة القانون الثاني للدايتميك الحرارية بالصيغة الاتية :

$$dU = TdS - Pdv$$

- ان التغير في مشتقة الطاقة الداخلية للنظام ذو المكونات المتغيرة ، يمكن التعبير عنه بدلالة كل من s ، v ، n وعندما تكون n ممثلة لعدد من المولات لمكونات النظام (Guggen-heim ١٩٥٩ و Slaty ، ١٩٦٧) .

$$dU = \left(\frac{\partial U}{\partial S} \right)_{nin} dS + \left(\frac{\partial U}{\partial V} \right)_{nn} dV + \left(\frac{\partial U}{\partial ni} \right)_{nnj} dni$$

اما من ناحية كمية الثرموداينميك الحرارية ذات الفائدة هي طاقة جبس الحرة Gibbs free energy لهذا فالطاقة الكيميائية μ_i لمكونات النظام المتغيرة يمكن تعريفها على اساس الجزء المولالي للطاقة الجبسية الحرة Gi ، وان التغير في الطاقة الحرة للنظام مع تغير التركيز للمكونات تكون مكافئة الى :

$$G_i = \left(\frac{\partial G}{\partial ni} \right) T, P, nj = \mu_i$$

اذن ، فان المشتقة الكلية للطاقة الكيميائية تكون

$$d\mu_i = \left(\frac{\partial \mu i}{\partial T} \right)_{p,ni} dT - \left(\frac{\partial \mu i}{\partial P} \right)_{T,ni} dP - \left(\frac{\partial \mu i}{\partial ni} \right)_{T,P,nj}$$

وعليه ، فان الطاقة الكيميائية تكون عبارة عن التعبير لحالة الطاقة الكامنة لمكونات النظام المختلط في غياب القوة الخارجية ، خاصة عندما تكون الحرارة ، الضغط والمكونات الاخرى فقط متغيرات مؤثرة . الطاقة الكيميائية تتضمن تأثير الجاذبية ، الطرد المركزي او مجال القوة الكهربائية ، وتكون ثابتة في النظام عندما تكون المكونات لكل من الحرارة ، الضغط وكذلك التركيز ثابتة ، وعند وجود حالة التعادل . اما في النظام غير المتعادل ، فاختلاف الطاقة الكيميائية للمركبات بين موقعين يحددان الاتجاه (وليس المعدل) والتي تميل فيها المركبات للحركة المقيدة خلال النظام .

اما عن كيفية تطبيق هذه العلاقات في حالة ماء التربة فلاتزال موضع دراسة من قبل كثير من الباحثين ، وعند مراجعة الانتقادات التي اشار اليها كل من Bolt and Frissel (١٩٦٠) والتي تؤخذ بنظر الاعتبار في تشكيل معادلات الشغل الخاصة بطاقة ماء التربة لاختيار المتغيرات غير المعتمدة . والتي لايحصل لها تداخل (العوامل تكون منفصلة على اساس معادلة حاصل الجمع) ، تظهر هذه الصعوبات من طبيعة القوى المتداخلة بين الماء والجزء الصلب (متضمنة الادمصاص ، الايونات المتبادلة وتأثير الخاصية الشعرية) .

الاختلاف في الطاقة الكيميائية بين الماء في التربة والماء النقي عند نفس درجة الحرارة يطلق عليها بجهد ماء التربة (طاقة ماء التربة) (Taylar and Slatyer، ١٩٦٠). وعليه فالطاقة الكلية تتضمن طاقة الجذب الارضي ، طاقة الضغط ، طاقة الشد وطاقة الضغط الازموزي .

٤ – طاقة الجذب الارضي (جهد الجاذبية)

كل جسم على سطح الارض ينجذب الى ناحية مركز الارض بواسطة قوة الجاذبية والتي تساوي وزن الجسم ، وان هذا الوزن يكون عبارة عن حاصل ضرب كتلة الجسم بقوة التعجيل (الجذب الناتج عن التعجيل). لرفع الجسم ضد الجذب ، يجب بذل شغل وهذا الشغل يخزن من قبل الجسم المرفوع على هيئة الطاقة الكامنة للجذب الارضي ، وكمية الطاقة تعتمد على وضع الجسم في مجال قوة الجذب.

جهد الجاذبية لماء التربة عند اية نقطة يقدر بواسطة مستوى النقطة نسبة الى الوضع الاعتباطي للنقطة القياسية (المستوى القياسي). يمكن اختيار النقطة القياسية في موقع معين ضمن التربة ، وقد تكون تحت مقد التربة في موقع يختار لهذا الغرض ، ونتيجة لذلك فجهد الجاذبية يكون دائما موجباأو سالباأو صفرا. فعند ارتفاع مقداره Z فوق النقطة القياسية (المستوى القياسي) ، فجهد الجاذبية g لكتلة معينة من الماء (m) تشغل حجما مقداره(V)واستنادا على تعريف جهد ماء التربة فانها تكون مساوية $\psi_g = mg\,Z = \rho_w\,V\,gZ$

حيث ان ρ_w هي كثافة الماء g هي التعجيل الناتج عن الجذب الارضي ، وطبقا لذلك وعلى اساس الطاقة الكامنة لكل وحدة كتلة ، فان جهد الجاذبية يكون مساويا الى

$$\phi_g = \psi_g = gZ$$

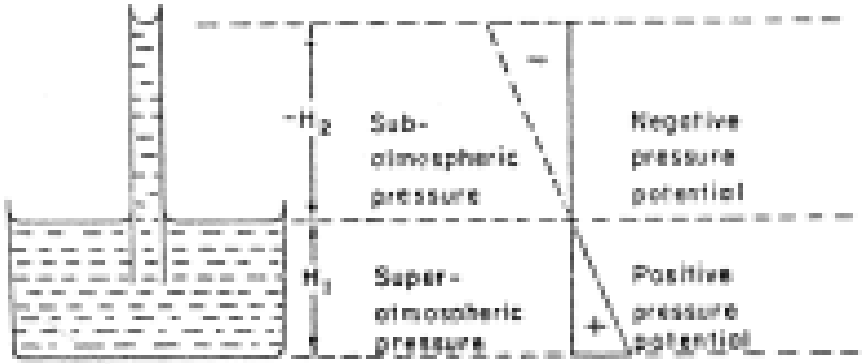
وعلى اساس الطاقةالكامنة لكل وحدة حجم ، فان جهد الجاذبية يكون مساويا الى

$$\phi_g = \psi_g = \rho_w gZ$$

ولهذا نلاحظ بان جهد الجاذبية يكون غير معتمد على الظروف الكيميائية وضغط ماء التربة ، لكنه يعتمد فقط على المستوى النسبي والذي يحدد من قبل الباحث.

٥- طاقة الضغط (جهد الضغط)

عندما يكون ضغط ماء التربة الساكن اكبر من الضغط الجوي ، فجهد الضغط يعد موجبا ، وعندما يكون ضغط ماء التربة الساكن اقل من الضغط الجوي ، فجهد الضغط يكون سالبا . (الضغط الثانوي عادة مايعرف بالشد أو السحب) . فالماء تحت السطوح الحرة يكون عند جهد الضغط الموجب في حين يكون الماء عند مثل هذا السطح ذو جهد ضغط مساويا للصفر ، والماء عند سحبه خلال الانبوب الشعري فوق ذلك السطح يكون متصفا بجهد الضغط السالب ، وهذه الاساسيات موضحة في الشكل (٥-٢) .



شكل (٥-٢) الضغط الجوي والثانوي تحت وفوق السطح الحر للماء .

جهد الضغط الموجب الذي يحدث تحت مستوى الماء الجوفي يطلق عليه جهد نسبة الغمر (Ross ، ١٩٦٦) . ضغط الماء الساكن P نسبة الى الضغط الجوي يكون

$$\psi_p = \rho g h$$

حيث ان h تمثل عمق أو ارتفاع الغمر تحت سطح الماء الحر (يطلق عليه ارتفاع مضغاط السوائل) ، وعليه فالطاقة الكامنة لهذا الماء تكون $\psi_p = pdv$

وعليه ، جهد نسبة الغمر تؤخذ على اساس الطاقة الكامنة لكل وحدة حجم

$$\psi_{p_v} = \psi_{p_3} = \psi_p$$

غالبا مايطلق على جهد الضغط السالب «بالجهد الشعري» وحديثا اطلق عليه «جهد الشد» والذي يعرف بانه مقياس الضغط السالب نسبة الى ضغط الغاز الخارجي لماء

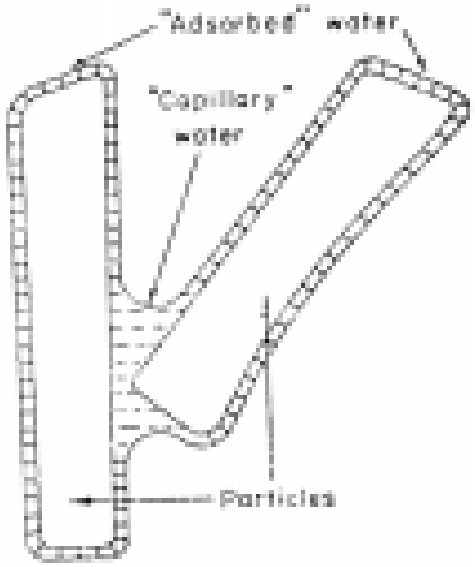
التربة والتي عندها يكون المحلول متماثلا في مكوناته مع محلول التربة لغرض الوصول الى حالة التعادل خلال الغشاء المسامي مع الماء في التربة .
هذا الجهد لماء التربة ناتج من القوة الشعرية وقوة الادمصاص (قوة المسك) طبقا لهيكل التربة ، وهذه القوى تجذب وتربط الماء في التربة وتخفض الطاقة الكامنة .

الخاصية الشعرية ناتجة عن الشد السطحي للماء وزاوية التلامس مع الدقائق الصلبة ، وفي النظام غير المشبع للتربة (الاطوار الثلاثة) السطح المحدب يتبع المعادلة الشعرية .

$$P_o - P_c = \Delta P = \gamma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

حيث ان P_o هي الضغط الجوي ، والذي يؤخذ على اساس انه صفر، P_c يمثل ضغط ماء التربة والذي يكون اصغر من الضغط الجوي ، ΔP تمثل نقصان الضغط Pressure deficit أو الضغط الثانوي لماء التربة ، γ هي الشد السطحي للماء ، R_1, R_2 يمثلان نصف قطر التقعر والتحدب .

وعندما تكون التربة مشابهة الى الانبوب الشعري ، فمعادلة الخاصية الشعرية ربما توصف جهد الضغط السالب أو الشد الى نصف قطر مسام التربة والتي عندها سطح التحدب يكون موجودا ، فضلاً عن ذلك فالتربة تظهر خاصية المسك التي تكون خلاف التبع على سطح دقيقة التربة وهذه الميكانيكية موضحة في الشكل (٥-٣) . ان وجود الماء على هيئة غشاء رقيق فضلا عن انه تحت سطح مقعر يكون مهماً في الترب الطينية وتحت شد عالي ، حيث يكون متاثرا بواسطة طبقة الشحنة الكهربائية المزدوجة وكذلك وجودها في الترب الرملية يكون الادمصاص (قوة المسك) غير مهم نسبياً وان تأثير الخاصية الشعرية تكون سائدة . بصورة عامة ، جهد الضغط السالب ينتج من تأثير الربط للميكانيكتين ولايمكن فصلها ، وبسبب الخاصية الشعرية تكون عند حالة التعادل الداخلي مع الادمصاص (الامساك) ولايمكن لاحدهما ان يحدث تاثيرا بدون الاخر . وعليه المصطلح القديم «الطاقة الشعرية» «الجهد الشعري» يكون غير كافي والمصطلح الجيد «جهد الشد» والتاثير الكلي الناتج من جذب الماء الى جميع جسم التربة بضمنها المسام وسطح الدقائق مجتمعتا .



شكل (٥ – ٣) الماء في التربة غير المشبعة موضحاً الماء الشعري والمدمص والذي يوضح جهد الشد.

بعض فيزيائيوا التربة يلجاون لفصل جهد الضغط الموجب عن جهد الشد بافتراض ان الجهدين غير مترابطين ، وطبقا لذلك فماء التربة ربما يظهر الجهدين . ان التربة غير المشبعة ليس لها جهد ضغط ، ويكون جهد الشد سائداوالذييعبرعنه بوحدة الضغط السالب ، وهذه الظاهرة تستغل في التعبير عن رطوبة المقد الداخلية في الحقل بمصطلح منفرد للطاقة عند اتساعها من نطاق الترطيب أو التشبع الى النطاق غير المشبع تحت أو فوق مستوى الماء الجوفي . ان العامل الاضافي الذي يؤثر على ضغط ماء التربة هو اعاقة الهواء ، ويمكن اهمال تاثير هذا العامل عند ثبات الضغط الجوي ، في المختبر يمكن تطبيق ضغط الهواء لتغيير ضغط ماء التربة ، وعليه يطلق على هذا التاثير بجهد الهواء Pneumatic Potential وفي الترب غير المشبعة يكون جهد الضغط مساويا الى حاصل جمع جهد الشد وجهد الهواء .

عند غياب المذاب (الطور السائل وطور بخار الماء) في الوسط المسامي غير المشبع ، وعند حالة التعادل فالرطوبة النسبية يمكن تمثيلها في العلاقة $h = \exp(g\psi_m / RT)$

حيث ان h تمثل الرطوبة النسبية و R ثابت الغازات ليخار الماء و T هي الحرارة المطلقة .

٦ – الجهد الازموزي

ان وجود المذيبات في ماء التربة تؤثر على الخصائص الثرموداينميكية وتؤدي الى خفض جهد الطاقة ، حيث ان المذيب يؤدي الى خفض الضغط البخاري لماء التربة ، ولاتؤثر هذه الظاهرة معنوياً على كتلة السائل المتدفق وها دور كبير عند وجود الاغشية النفاذة او الجدار النفاذ الذي يسمح للماء بالانتقال اكثر من الملح. ان تأثير الظاهرة الازموزية يكون مهماً في التداخل بين جذور النبات والتربة فضلاً عن عملية انتشار البخار.

ويمكن حساب الجهد الازموزي بتطبيق المعادلة الاتية : $\psi_0 = - mRT$

حيث تمثل m تركيز الاملاح بوحدة (مول / سم^3) ، R هي ثابت الغازات (٨٢ بار سم^3 / مول ، درجة مطلقة . او ٠,٠٨٢١ جو. لتر / مول. درجة مطلقة) ، T هي درجة الحرارة المطلقة بقياس كلفن .

٧ – التعبير الكلي لجهد ماء التربة

يمكن التعبير عن جهد ماء التربة فيزيائياً باحدى الطرق الاتية :

١ – الطاقة لكل وحدة كتلة :

وهذه الطريقة غالباً ماتستعمل للتعبير عن وحدة الجهد ، والوحدة المستخدمة هي وحدة الارك لكل غرام اووحدة الجول لكل كغم ، كما موضح في الصيغة الرياضية الآتية :

الطاقة = الشغل = القوة × المسافة = الكتلة × التعجيل الارضي × المسافة

وطالما ان التعبير يشمل الطاقة لكل وحدة كتلة

$$\frac{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة}}{\text{الكتلة}} = \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة} = \text{سم/ثا}^2 \times \text{سم} = \text{سم}^2/\text{ثا}^2 = \text{الارك/غم}$$

٢ – الطاقة لكل وحدة حجم

بسبب ان الماء غير قابل للانضغاط ، غالباً ماتكون كثافته غير معتمدة على الجهد ، وعليه ، هناك نسبة مباشرة بين التعبير عن الجهد بوحدة الطاقة لكل وحدة كتلة والتعبير عنها بوحدة الطاقة لكل وحدة حجم . هذا التعبير عن الطاقة يعطي ابعاد وحدة الضغط (حيث يتم التعبير عن الطاقة بحاصل ضرب الضغط × الحجم ، ولهذا فنسبة الطاقة الى الحجم تعطي وحدة الضغط) . هذه الوحدة تكون مكافئة للضغط والذي يقاس بوحدة الداين / سم^2 او البار. وكذلك جو. ان الابعاد الاساسية تكون وحدة قوة لكل وحدة مساحة ، وهذا النوع من الوحدات يكون مناسباً للتعبير عن الجهد الازموزي وجهد الضغط ونادراً ماتستعمل للتعبير عن جهد الجاذبية . ورياضياً يعبر عنها كما يأتي :

$$\text{الطاقة لكل وحدة حجم} = \frac{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة}}{\text{الحجم}} = \frac{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الأرضي} \times \text{المسافة}}{\text{الحجم}}$$

$$= \text{الكثافة} \times \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة} = \text{غم/سم}^3 \times \text{سم/ثا}^2 \times \text{سم}$$

$$= \text{غم / سم ثا}^2$$

$$= \text{داين / سم}^2$$

٣ – الطاقة لكل وحدة وزن (ضاغط مائي)

يمكن التعبير بوحدة ضغط الماء الساكن ، يمكن ايضاً ان نعبر بمكافئ الضاغط المائي والتي هي عبارة عن ارتفاع عمود السائل عند الضغط المعلوم (مثال ضغط واحد جو يكون مكافئاً لارتفاع عمود من الماء او الضاغط المائي لـ ١٠٣٣ سم او لعمود من الزئبق بارتفاع ٧٦ سم) . هذه الطريقة تكون سهلة التعبير واكثر شيوعاً في الاستعمال عند مقارنتها ببقية الطرق رياضياً يعبر عنها بالآتي :

$$\text{الطاقة لكل وحدة وزن} = \frac{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة}}{\text{الوزن}}$$

$$= \frac{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الارضي} \times \text{المسافة}}{\text{الكتلة} \times \text{التعجيل الارضي}}$$

$$= \text{المسافة} = \text{سم}$$

الجدول الآتي يبين طريقة التحويل من وحدة الى اخرى لغرض التعبير عن جهد ماء التربة :

جدول (٥ – ١) تحويل وحدات جهد ماء التربة

الوحدة المعطاة	الوحدة المرغوبة	بضرب العمود الاول × هذا العمود
الطاقة / الكتلة	الطاقة / الوزن	الكتلة / الوزن = ١ / التعجيل الارضي
الطاقة / الكتلة	الطاقة / الحجم	الكتلة / الحجم = الكثافة
الطاقة / الوزن	الطاقة / الكتلة	الوزن / الكتلة = التعجيل الارضي
الطاقة / الوزن	الطاقة / الحجم	الوزن / الحجم = الوزن / الكتلة = الكتلة / الحجم
الطاقة / الحجم	الطاقة / الوزن	الحجم / الوزن = ١ / (الكثافة × التعجيل)
الطاقة / الحجم	الطاقة / الكتلة	الحجم / الكتلة = ١ / الكثافة

علماً ان البار الواحد = 10^6 داين / سم^2 ≃ ١٠٢٢ سم من الماء

واحد جو = ١,٠١٣ بار ≃ ١٠٣٣ سم من الماء

وعليه ، فمن الخصائص الاعتيادية للتعبير عن حالة الماء بمصطلح جهد الضاغط الكلي او جهد الضاغط للجاذبية او جهد الضاغط والتي دائماً يعبر عنها بوحدة السنتمر. وطبقاً لذلك فان

$$\psi = \psi_g + \psi_p$$

ويمكن كتابتها على صورة الضاغط او الشحنة (Head)، فمعادلة الضاغط الكلي تكون

$$H = H_g + H_p$$

حيث ان H_g تمثل شحنة الجاذبية ، H_p هي شحنة الضغط ، H جهد الشحنة الكلية .

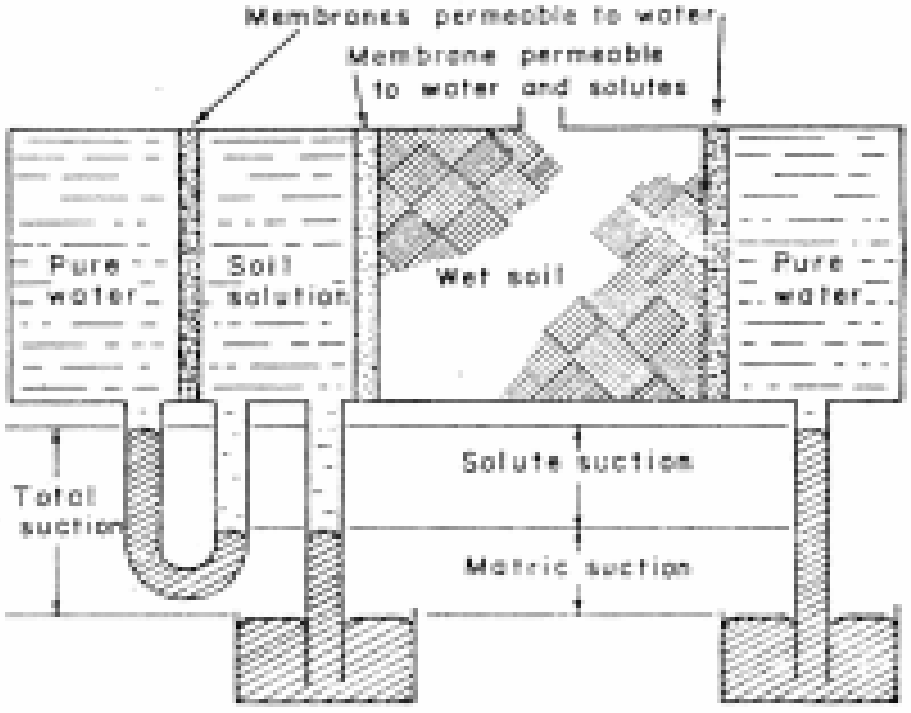
عند التعبير عن جهد الضغط السالب لماء التربة باصطلاح مكافئ لشحنة مائية او ضاغط مائي يجب ربطها بحقيقة ان هذه الشحنة او الضاغط ربما يكون (١٠٠٠٠ سم) او (١٠٠٠٠٠ سم) من الماء. ولتجنب مثل هذه الارقام الكبيرة اقترح Schofield

(١٩٣٥) استخدام اصطلاح PF الذي يمكن تعريفه بانه اللوغاريتم السالب لشحنة الضغط (الشد او السحب) بوحدة سم من الماء. ان الـ PF للرقم واحد تمثل شحنة الشد لـ ١٠ سم من الماء، وان الـ PF للرقم ٣ تمثل شحنة الشد لـ ١٠٠٠ سم من الماء وهكذا. ان استخدام الطرق المختلفة للتعبير عن جهد ماء التربة يمكن ان تكون محيرة لبعض المبتدئين في حل المسائل المتعلقة بالجهد. لذلك يجب فهم بان هذه الطرق المترادفة في التعبير تكون متكافئة في الحقيقة، وكل طريقة تعبير يمكن ان تترجم بصورة مباشرة الى اي من الطرق الاخرى فعند استعمال ψ لتمثيل الجهد بوحدة الطاقة لكل وحدة كتلة، وان الجهد على اساس الضغط وشحنة الجهد يتمثلان بـ P و H على التوالي، فان

$$\psi = \frac{P}{\rho_w}$$

$$H = \frac{P}{\rho_w g} = \frac{\psi}{g}$$

وعند استخدام اصطلاح "الشد" او السحب على اساس الجهد السالب فيمكن استخدامها بدلاً من وضع الاشارة السالبة او بالعكس لوصف ضغط ماء التربة، وعند الكلام عن الجهد الازموزي او جهد الشد باشارة موجبة، وهذين النوعين من الجهد بصورة مجتمعة او منفصلة موضحة في الشكل (٥ — ٤).



شكل (٥ — ٤) نظام التعادل، جهد الشد والجهد الأزموزي لنظام التربة (من Richards، ١٩٦٥).