

**אורור קרקעות חרסיתיות באמצעות הזרקת אוויר בטפוף**

**טמון או הוספת מי-חמצן בהשקיה**

עבודת גמר

מוגשת לפקולטה לחקלאות, מזון ואיכות סביבה על שם רוברט ה. סמית של

האוניברסיטה העברית בירושלים

לשם קבלת תואר "מוסמך למדעי החקלאות"

על ידי

אילן בן נח

העבודה נעשתה בהדרכת

ד"ר שמוליק פרידמן

המכון למדעי הקרקע, המים והסביבה, מנהל המחקר החקלאי מרכז וולקני,

בית דגן

## תודות

ברצוני להביע את תודתי לאנשים שעזרו וליוו עבודה זו.  
לד"ר שמוליק פרידמן על שידע לעורר בי סקרנות מדעית ולשמרה, על הזמינות ועל ההנחיה המקצועית והאישית.  
לפרופ' גרגורי קומונר על הסבלנות, והיכולת להסביר נושאים מסובכים בצורה פשוטה.  
לד"ר ארקדי בריוזקין על חוות הדעת המעמיקה וההשקעה.  
למר טיבור מרקוביץ על העזרה הרבה בעריכת הניסויים. למר בוריס נפתלייב על העזרה בהקמת הניסויים ולמר עובד גסטר  
וקיבוץ עמיעד על הסיוע בתפעול מערך ניסוי השדה.  
להורי על התמיכה הנפשית והכלכלית.  
לאופיר ולשי על הכול.

## תקציר

מחסור חמצן בקרקעות חקלאיות תחת משטר השקיה אינטנסיבי הינה תופעה ידועה, בעיקר בקרקעות כבדות בהן ניקוז המים מהקרקע איטי. תופעה זו מתגברת כאשר ההשקיה הינה במי קולחין או במים מליחים, מכיוון שלצורך הדחת מליחים ההשקיה רבה יותר. בנוסף, מחסור בחמצן מגביל את יכולתה הבררנית של ממברנת השורשים, ובכך מגביר את רגישות הצמחים לנוכחות מליחים. מחקרים רבים הדגימו את ההשפעה החזקה של ריכוזי וקצב אספקת החמצן בבית השורשים על פעילות הצמח: נשימה, התארכות שורשים, דיות, קליטת חומרי הזנה וניבה, וכן את ההשפעה המזיקה של מחסור מוחלט וחלקי בחמצן, על התהליכים הפיסיולוגיים השונים ועל עמידות שורשי הצמחים למחלות (Armstrong, 1979; Bhattarai et al., 2006; Glinski and Stepniewski, 1985; Grable, 1966).

למרות זאת, נכון להיום, ישנו שימוש בשיטות מעטות בלבד לאוורור קרקעות. חלק מהשיטות הקיימות, כגון חריש עמוק, גורמות נזק למבנה הקרקע ולסחף קרקעות. בנוסף, חלק מהשיטות, כגון חפירת תעלות ומילואן בטוף, הינן יקרות ובלתי הפיכות. הימנעות מעקת חמצן נעשית לרוב ע"י בחירת סוג גידול מתאים ליכולות האוורור הקיימות של הקרקע. פיתוח שיטת אוורור יעילה ופשוטה יכולה גם להרחיב בצורה משמעותית את מגוון הגידולים האפשריים בקרקעות כבדות וגם לשפר את היבול בגידולים הקיימים. יתרון כלכלי וסביבתי עיקרי בקרקעות כבדות הוא קיבול הקטיונים החליפיים הגבוה, גורם המאפשר ממשק דישון עם דליפת דשנים מופחתת לעומק הקרקע.

עבודה זו בוחנת שתי שיטות להעשרת הקרקע בחמצן: הזרקת אוויר אטמוספרי אל הקרקע בעזרת טפטוף טמון והוספת מי חמצן בהשקיה. יתרונות הזרקת אוויר בטפטוף הינם העלות הנמוכה והתפעול הפשוט, בעיקר אם ההשקיה נעשית בטפטוף טמון. הבעיה העיקרית בהזרקת אוויר ממקור טמון היא פיזור מוגבל של חמצן, כתוצאה מזרימה מועדפת של אוויר אל פני השטח. היתרון העיקרי בהוספת מי חמצן להשקיה הינו אספקת החמצן במקום ובזמן בו ישנו מחסור. החסרונות העיקריים בהוספת מי החמצן הינם העלות הגבוהה ואי הוודאות לגבי השפעות פיזיולוגיות מזיקות של מי החמצן, הן ביצירת צורוני חמצן ריאקטיבים, והן בהשפעתו ההורמונאלית על הצמחים. בכדי לגרום לאוורור יעיל באמצעות חדרת אוויר ממקור טמון יש צורך בקביעת עומק ההטמנה ומרחק ההצבה בין הטפטפות, כך שפרוס תכולת האוויר בקרקע יהיה מיטבי. לצורך כך מוצע מודל פיסיקלי עם פתרון מתמטי אנליטי של זרימת אוויר תמידית ממקור טמון. בכדי לאפשר שימוש בהוספת מי חמצן להשקיה יש צורך במציאת ריכוזי מי חמצן המאפשרים תנאים מועדפים בחמצן בקרקע, ושאינם גורמים נזק לצמחים.

בעבודה זו נבחנה השפעת אוורור ממקור טמון עם וללא כדור מחורר סביב הטפטפת על ריכוז החמצן בקרקע ועל יבול צמחי פלפל בניסויי חביות. מטרת הכדור הינה להקטין את התנגדות הקרקע לזרימה, ובכך לאפשר פרוס יעיל יותר של האוויר בקרקע כאשר המים ניתנים בהשקיה טמונה או עילית. בנוסף, נבחנה השפעת האוורור והכדור המחורר, כאשר ההשקיה עילית, על ריכוז החמצן וקצב גידול עצי מנגו צעירים במטע מסחרי. נמצא שהחדרת אוויר אטמוספרי ממקור נקודתי טמון אינה מסייעת בצורה משמעותית באוורור קרקעות שריכוז החמצן בהן גבוה (כ-80% בניסויי חביות), ואינה מסייעת כלל באוורור קרקעות בריכוז חמצן גבוה מאוד (95% בניסויי מטע מסחרי). כמו כן נמצא שריכוז חמצן של כ-80% בקרקע אינו גורם לירידה ביבול צמחי פלפל כאשר אין עקה נוספת, כגון מליחות.

בנוסף, נבחנו בעבודה זו השפעות השקיה בתמיסות מי חמצן, בריכוז של 800 ח"מ בהשקיה עילית וטמונה ובריכוז של 600 ח"מ בהשקיה טמונה, על ריכוז החמצן בקרקע ויבול צמחי פלפל בניסויי חביות. השימוש במי חמצן בריכוז של 800 ח"מ נתגלה כיעיל בהעלאת ריכוז החמצן באוויר הקרקע, בעיקר בהשקיה עילית, אולם לא נמצא יעיל בשיפור היבול או בקצב הצימוח של צמחי פלפל, ככל הנראה כתוצאה מפעולה דואלית של שיפור זמינות החמצן ופגיעה הנובעת מחמצון שורשים והשפעה פיזיולוגית הורמונאלית מזיקה. השקיה בתמיסת מי חמצן בריכוז של 600 ח"מ לא השפיעה על ריכוז החמצן בקרקע, ונמצאו עדויות (לא

מובהקות סטטיסטית) לירידה ביבול כתוצאה ממי החמצן. מכיוון שמי החמצן בהשקיה עילית סייעו בהעלאת ריכוז החמצן, ניתן בהמשך לעבודה זו לבחון האם השמת ריכוז מי חמצן נמוך, בהשקיה עילית, ישפר את תנאי האוויר מבלי לפגוע בצמחים. בנוסף, ניתן לבחון האם השמת מי החמצן בתקופה מסוימת של הגידול תגרום להשפעה חיובית יותר (או שלילית פחות) על היבול. לצורך תיאור זרימת האוויר עבודה זו מציעה שני מודלים ושני פתרונות אנליטיים, לבעיות של זרימת אוויר תמידית. הראשון הוא פתרון לזרימת אוויר חד-ממדית, לצורך בחינת השימוש בפונקציה מעריכית לתיאור תלות חדירות הקרקע לאוויר בעומד הקפילרי (Philip, 1998). שימוש בפונקציה מעריכית לתיאור תלות חדירות הקרקע למים בעומד המטריצי (לצורך נוחות נגדיר את העומד המטריצי, שהינו גודל שלילי, כנגדי של העומד הקפילרי) (Gardner, 1958) הינה מקובלת ומתארת את המצב הפיזיקאלי בצורה טובה: גם מתאימה בתנאי הקצה (חדירות 0 ביובש וחדירות מכסימאלית ברוויה) וגם פונקציה קעורה (קמורה כאשר ניתנת במושגים של עומד קפילרי), המתארת נאמנה את השפעת פרוס הנקבובים על החדירות; כך שנקבובים גדולים, משפיעים יותר על החדירות מאשר נקבובים דקים. בנוסף, תאור זה מאפשר לינאריזציה של משוואת הרציפות (Richards eq.) ע"י התמרת קירקהוף, לקבלת משוואת הלמהולץ (Modified Helmholtz eq.) לה יש פתרונות אנליטיים. שימוש בפונקציה מעריכית לתיאור השפעת העומד הקפילרי על חדירות הקרקע לאוויר מתאים מכיוון שישנה עלייה בחדירות ככל שהעומד הקפילרי גדל (תכולת הרטיבות יורדת), אולם אינו מתאים בתנאי הקצה: במקום חדירות סופית מכסימאלית ביובש מתקבלת חדירות אינסופית, ובמקום חדירות 0 ברוויה מתקבלת חדירות סופית חיובית. הפונקציה המעריכית איננה עקבית עם הטענה שהנקבובים הגדולים תורמים יותר לחדירות מאשר נקבובים דקים. היתרון הגדול של פונקציה זו הינו בכך שהיא מאפשרת פתרון אנליטי לבעיית הזרימה התלת-ממדית. יתרון נוסף הינו השימוש בפרמטר יחיד ( $\alpha$ ), שהינו ההופכי של האורך הקפילרי ומשמש מדד ליחס בין השפעת כח העילוי להשפעת הכוחות הקפילריים על הזרימה, בבעיית זרימה תמידית. בעבודה זו מוצעת פונקציה מעריכית קעורה (קמורה כאשר ניתנת כתלות בעומד מטריצי), המתארת את תלות החדירות בעומד הקפילרי כך שתנאי הקצה מתקיימים, אך היא איננה מאפשרת פתרון אנליטי תלת-ממדי, אלא חד-ממדי בלבד. מהשוואת פרוס לחץ האוויר והעומד הקפילרי, המתקבלים מהפתרונות החד-ממדיים, עולה שלמרות השוני בין הפונקציות המתארות את תלות החדירות בעומד הקפילרי, ישנו דמיון איכותי בפרוס לחץ האוויר והעומד הקפילרי המתקבלים מהשימוש בשני המודלים, כך שסביר שהשגיאה הנוצרת מהשימוש בתלות המעריכית לצורך קבלת פתרון תלת-ממדי הינה חסומה, ושהשימוש בפונקציה מעריכית קמורה לתיאור תלות החדירות בעומד הקפילרי מוצדק. סביר להניח שההבדלים בפתרון החד-ממדי הנובע משימוש בשתי הפונקציות גדולים מאלו בתלת ממדי, מכיוון ששדה הלחצים מושפע יותר מהמוליכות ההידראולית בזרימה חד ממדית.

המודלים התלת-ממדיים מציעים שני פתרונות לבעיות זרימת אוויר ממקור טמון במרכז גליל בלתי חדיר, חצי אינסופי בציר האנכי: א) כאשר יש משטח בעל לחץ אטמוספרי מעל המקור לבחינת השפעת האטמוספירה על זרימת האוויר ב) כאשר יש משטח בלתי חדיר מתחת למקור האוויר לצורך בחינת השפעת פני מי-תהום על זרימת האוויר. הגיאומטריה הגלילית משמשת לתיאור השפעת מקורות נקודתיים טמונים שכנים או השפעת ליזימטר גלילי כגון חבית. המודלים התלת-ממדיים נבנו תוך שימוש בפונקציה המעריכית המוצעת ע"י (Philip, 1998) שנבדקה במודל החד-ממדי ושימוש בפתרונות קיימים של זרימת מים (Communar and Friedman, 2011; Philip, 1989; Raats, 1971) שהותאמו לזרימת אוויר. מפרוסי הלחצים וקווי הזרם של האוויר בתנאים השונים עולה כי פני מי-תהום משפיעים מעט מאוד על זרימת האוויר, בעיקר בזרימה בתווך גלילי. כמו כן, השפעת האטמוספירה על זרימת האוויר בתווך גלילי הינה זניחה. המודלים הנ"ל ישימים, בעיקר כאשר אין מפל גדול של לחץ האוויר בקרקע, כך שדחיסות האוויר זניחה. בכדי לתאר זרימה מועדפת, כלפי מעלה, גדולה, ניתן להתאים (להגדיל) את הפרמטר ( $\alpha$ ), המתאר את הקרקע, כך שיתאר את זרימת האוויר בצורה מציאותית יותר. בהמשך לעבודה זו, ניתן להתאים את  $\alpha$  לזרימת אוויר ע"י השוואה לערכים מדודים.

## גדלים וסימנים פיזיקאליים

קבועים:

$$g - \text{קבוע גרביטציה} \cong 9.8 \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}^2} \right)$$

$$p_a^0 - \text{לחץ אטמוספרי} \cong 101,325 \text{ (Pa)}$$

$$\gamma - \text{צפיפות משקלית של מים} = \rho_w g \cong 9,800 \left( \frac{\text{Pa}}{\text{m}} \right)$$

$$\rho_a^0 - \text{צפיפות אוויר אטמוספרי} \cong 1.2 \left( \frac{\text{Kg}}{\text{m}^3} \right)$$

סימנים:

$i$  הינו אינדקס המסמן אחד מהבאים: קפילרי -  $c$ , מים -  $w$ , אוויר -  $a$

$$c - \text{ריכוז חמצן} \left( \frac{\text{mol}}{\text{m}^3} \right)$$

$$h_i - \text{עומד לחץ} = \frac{p_i}{\gamma} \text{ (m}_{\text{H}_2\text{O}})$$

$$h_{cr} - \text{ערך פריצת אוויר} \text{ (m}_{\text{H}_2\text{O}})$$

$$K_i - \text{מוליכות} \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right)$$

$$K_s^i - \text{מוליכות הידראולית ברוויה} \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right)$$

$$K_0 - \text{מוליכות אוויר מינימאלית} \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right)$$

$$K_r^i - \text{מוליכות יחסית} = \frac{K_i}{K_s^i}$$

$$k_i - \text{פרמאביליות} \text{ (m}^2)$$

$$p_i - \text{לחץ} \text{ (Pa)}$$

$$Q - \text{ספיקה} = \left( \frac{\text{m}^3}{\text{sec}} \right)$$

$$Q_* - \text{ספיקה לא ממדית} = \frac{\alpha^2 Q}{K_s}$$

$$q - \text{שטף נפחי} = \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right)$$

$$q_m - \text{שטף מסי} = \left( \frac{\text{Kg}}{\text{m}^2 \cdot \text{sec}} \right)$$

$$q_z - \text{שטף בכיוון אנכי} = \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right)$$

$$q_x - \text{שטף בכיוון אופקי} = \left( \frac{\text{m}}{\text{sec}} \right)$$

$$q_z - \text{שטף אנכי לא ממדי}$$

$$R - \text{מרחק רדיאלי לא ממדי} = \frac{\alpha}{2} r$$

$$r - \text{ציר רדיאלי} = [\text{m}]$$

$$r_* - \text{רדיוס גליל} = [\text{m}]$$

$$t - \text{זמן} \text{ (sec)}$$

$$V - \text{נפח} \text{ (m}^3)$$

$$Z - \text{מרחק אנכי לא ממדי} = \frac{\alpha}{2} z$$

$$z - \text{ציר אנכי, עומד הרום} \text{ (m)}$$

$$z_0 - \text{גובה פני קרקע מעל המקור} \text{ (m)}$$

$$z_* - \text{גובה מקור מעל מי תהום} \text{ (m)}$$

$$\alpha = \frac{1}{\text{אורך קפילרי}} \left( \frac{1}{\text{m}} \right)$$

$\varepsilon$  – מקדם דיאלקטרי

$$\theta = \text{תכולת רטיבות נפחית} \left( \frac{\text{m}^3}{\text{m}^3} \right)$$

$$\theta_a = \text{תכולת אוויר נפחית} \left( \frac{\text{m}^3}{\text{m}^3} \right)$$

$\mu_i$  – צמיגות דינאמית ( $\text{Pa} \cdot \text{sec}$ )

$$\rho = \text{מרחק לא ממדי} = \sqrt{Z^2 + R^2}$$

$$\rho_i = \text{צפיפות} \left( \frac{\text{Kg}}{\text{m}^3} \right)$$

$$\Phi = \text{פוטנציאל השטף המטריצי} = \left( \frac{\text{m}^2}{\text{sec}} \right)$$

$$\varphi = \frac{8 \cdot \pi \cdot \Phi}{\alpha \cdot Q} = \text{פוטנציאל השטף המטריצי הלא ממדי}$$

$\Psi$  – פונקצית הזרם הלא ממדית

$\phi_w$  – עומד מים כולל ( $\text{m}$ )

אופרטורים:

$$\vec{\nabla} = \text{גרדיאנט} = \left( \frac{\partial [ ]}{\partial x} \vec{i}, \frac{\partial [ ]}{\partial y} \vec{j}, \frac{\partial [ ]}{\partial z} \vec{k} \right)$$

$$\nabla = \text{דיוורגנץ} = \frac{\partial [ ]}{\partial x} + \frac{\partial [ ]}{\partial y} + \frac{\partial [ ]}{\partial z}$$

$$\nabla^2 = \text{לפליסיאן} = \frac{\partial^2 [ ]}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 [ ]}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 [ ]}{\partial z^2}$$

I.....	תקציר
III.....	גדלים וסימנים פיזיקאליים
1.....	פרק א רקע
1.....	1. חמצן הקרקע-היבט הקלאי
3.....	2. תוצאות מחקרים קודמים
5.....	3. הוספת מי-חמצן בהשקיה
5.....	4. התדרת אוויר בטפטוף טמון
7.....	פרק ב זרימת אוויר תמידית בקרקע
7.....	1. זרימת אוויר תמידית חד-ממדית בקרקע לא רוויה
10.....	ב.1. א. זרימת אוויר תמידית חד-ממדית אנכית
11.....	ב.1. ב. זרימת אוויר תמידית חד ממדית אופקית
12.....	ב.1. ג. דיון ומסקנות
14.....	2. זרימת אוויר תלת-ממדית תמידית בקרקע לא רוויה
16.....	ב.2. א. זרימה תמידית ממקור נקודתי טמון בקרקע אינסופית
20.....	ב.2. ב. זרימה תמידית ממקור נקודתי טמון מתחת לפני שטח עם לחץ אטמוספרי
23.....	ב.2. ג. זרימה תמידית ממקור נקודתי טמון מעל לפני שטח בלתי חדירים
25.....	ב.2. ד. דיון ומסקנות
26.....	פרק ג ניסויים בהזרקת אוויר
26.....	1. ניסוי חביות ראשון (2010) – 6 טיפולים
26.....	ג.1. א. חומרים ושיטות
29.....	ג.1. ב. תוצאות ודיון
39.....	ג.1. ג. מסקנות
40.....	2. ניסוי חביות שני (2011) – 2 טיפולים
40.....	ג.2. א. חומרים ושיטות
40.....	ג.2. ב. תוצאות ודיון
46.....	ג.2. ג. מסקנות
48.....	3. ניסוי במטע מסחרי
48.....	ג.3. א. חומרים ושיטות
48.....	ג.3. ב. תוצאות ודיון
50.....	ג.3. ג. מסקנות
51.....	פרק ד הוספת מי חמצן בהשקיה
51.....	1. ניסוי חביות ראשון (2010) – 4 טיפולים
51.....	ד.1. א. חומרים ושיטות
51.....	ד.1. ב. תוצאות ודיון
55.....	ד.1. ג. מסקנות
56.....	2. ניסוי חביות שני (2011) – 2 טיפולים
56.....	ד.2. א. חומרים ושיטות
56.....	ד.2. ב. תוצאות ודיון
59.....	ד.2. ג. מסקנות
60.....	סיכום:
63.....	מראה מקום

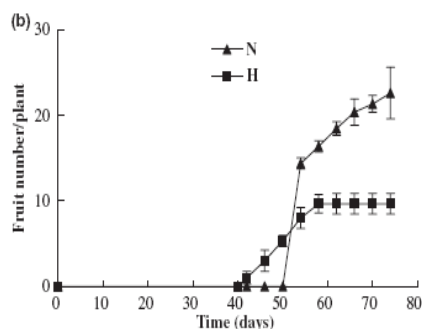
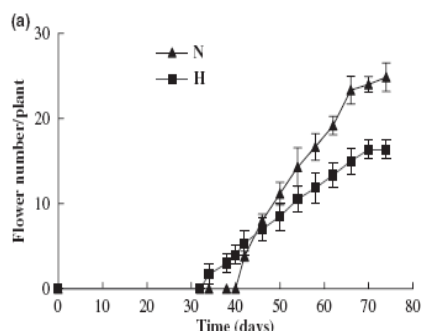


### א.1. חמצן הקרקע-היבט חקלאי

אדמות חרסיתיות מהוות חלק גדול משטחי החקלאות בעולם. נמצא, שעבור מגוון גידולים חקלאיים בתנאים אקלימיים דומים, מתקבלים יבולים גבוהים יותר בקרקעות חוליות (קלות), לעומת אלו הנטועים באדמות חרסיתיות (כבדות). הבדלים אלו הם תוצאה של כמה גורמים. גורם אפשרי הוא אוורור לקוי באדמות כבדות (Drew and Lynch, 1980). מחקרים רבים הדגימו את ההשפעה החזקה של ריכוזי וקצב אספקת החמצן בבית השורשים על פעילות הצמח: נשימה, התארכות שורשים, דיות, קליטת חומרי הזנה וניבה. וכן את ההשפעה המזיקה של חוסר מוחלט (anoxia, anaerobiosis) וחלקי (hypoxia) בחמצן על התהליכים הפיסיולוגיים השונים ועל עמידות שורשי הצמחים למחלות (Armstrong, 1979; Bhattarai et al., 2006; Glinski and Stepniewski, 1985; Grable, 1966).

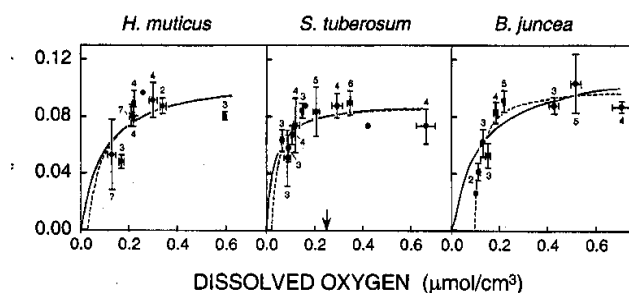
באיור 1, ניתן לראות שבעגבנייה (*Solanum lycopersicum*) ישנה ירידה ביכול הנובעת מנשירת פרחים ופירות צעירים כתוצאה מהיפוקסיה בשורשים. כמו כן, ניתן לראות שההיפוקסיה משפיעה על פרמטרים פיזיולוגיים נוספים, כגון פריחה מוקדמת. שורשי צמחים שונים מגיבים בצורה שונה לריכוזי חמצן מומס בתמיסת הקרקע, וברובם חלה פחיתה בקצב קליטת החמצן, כאשר הריכוז פוחת מריכוז הרוויה האטמוספרי. באיור 2 ניתן לראות שריכוזי החמצן המומס בשיווי משקל עם האטמוספירה ( $0.25 \mu\text{mol}/\text{cm}^3$  ב- $25^\circ\text{C}$  מסומן בחץ), לא בהכרח מספק את התנאים לקליטה מכסימאלית של חמצן ע"י השורשים. כמו כן, ניתן לראות שישנה ירידה משמעותית בנשימת השורשים בריכוזים מעט נמוכים מריכוז שווי-המשקל עם האטמוספירה. השפעת המחסור בחמצן על דיכוי הפעילויות הפיסיולוגיות של הצמח גבוהה יותר כאשר עולה דרישת הצמח לחמצן. למשל בטמפרטורות גבוהות, שכן קצבי נשימה מכסימאליים וריכוזי חמצן קריטיים לשורשים עולים עם הטמפרטורה.

באיור 3, ניתן לראות שהריכוז האטמוספרי (21%) אינו מאפשר קליטת חמצן מיטבית כאשר הטמפרטורה הינה  $30^\circ\text{C}$ , ושהוא גבולי כאשר הטמפ'



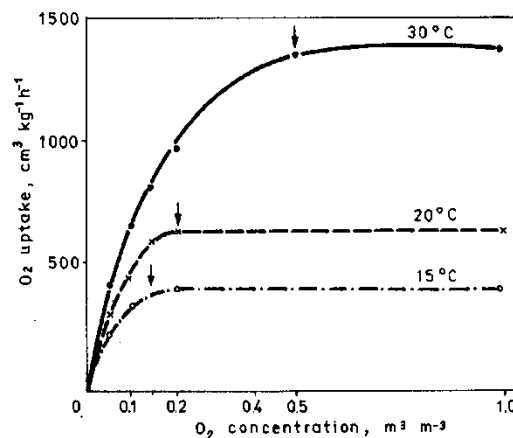
איור 1: השפעת היפוקסיה בשורשים של צמחי עגבניה על מספר הפרחים (a) ומספר הפירות (b). בטיפול: ביקורת (N) ובתנאי היפוקסיה (H) (Horchani et al., 2008)

הינה- $20^\circ\text{C}$ . כמו כן, ניתן לראות שבתנאי ריכוז חמצן אטמוספרי עלייה ב-10 מעלות גורמת לצריכת החמצן לגדול בערך פי 1.6, לעומת עלייה של בערך פי 2.3 בתנאים אידיאליים (Asplund and Curtis, 2001); פרמטר זה נקרא Q10. למרות שריכוזי החמצן במים נמוך (8 ח"מ בשווי-משקל עם האטמוספירה ב- $25^\circ\text{C}$ ), צריכת החמצן גבוהה מזו של יסודות ההזנה, לכן חשוב שריכוזי החמצן בתמיסת הקרקע יחודש בצורה רציפה.



איור 2: קצב קליטת החמצן של חרדל, תפ"א ושכרון (מימין לשמאל) כתלות בריכוזי החמצן המומס בבית השורשים (Asplund and Curtis, 2001).

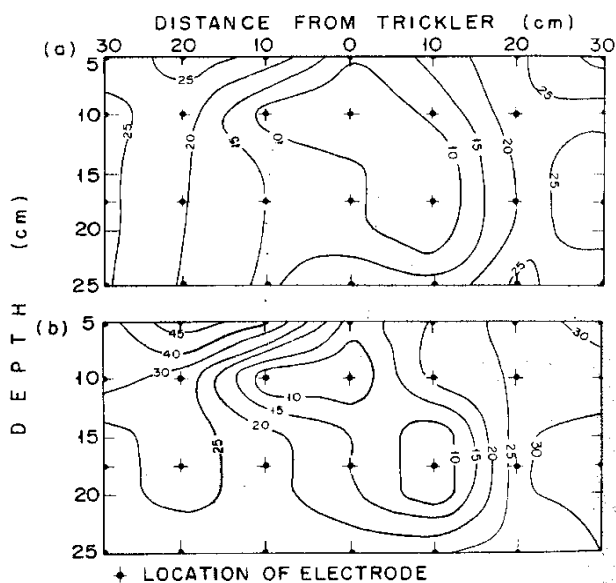
אחרת ייווצרו תנאי היפוקסיה בזמן של שעות בודדות. קצב צריכת החמצן ליחידת שטח קרקע מוערך בכ-  $15 \frac{gO_2}{m^2 \cdot day}$  (Hodgson and MacLeod, 1989). לכן, אם נניח שמתחת פני שטח של מטר רבוע, ישנם 100 ליטר תמיסה בריכוז חמצן של 8 ח"מ, ידרשו לשורשים 75 דקות בלבד לצרוך את כל החמצן. באוויר ריכוז החמצן גבוה בהרבה מזה שבמים (בערך פי 30 על בסיס נפחי). לכן, כל עוד אין תנאי הצפה קיצוניים, אוגר החמצן בקרקע נמצא בפאזה הנוזלית. מכיוון שקליטת החמצן ע"י השורשים מתבצעת מהפאזה הנוזלית, אזי מסלול החמצן הינו מהאטמוספירה אל אוויר הקרקע, ממנו לתמיסת הקרקע העוטפת את שורשי הצמח, וממנה לשורשי הצמח.



איור 3: השפעת ריכוז החמצן באוויר הקרקע על קצב הנשימה של קצוות שורשים של בצל בטמפרטורות שונות (Berry and Norris, 1949)

התמוססות החמצן במים הינו תהליך מהיר יחסית, ומאחר שמקדם הדיפוזיה של חמצן באוויר גדול פי 10,000 מזה של החמצן במים, ניתן להניח שהגורם המגביל הינו מעבר החמצן בתמיסה העוטפת את השורשים. הנחה זו מתחזקת כתוצאה מתופעות של הידוק הקרקע עקב צימוח יונקות שורשים והיווצרות שכבה צמיגית סביב השורש (מוציגל-ל או מוצילג) בה קצב דיפוזיית החמצן נמוך עוד יותר מזה שבתמיסת הקרקע.

מקור החמצן בקרקע הינו אטמוספרי. כאשר החמצן נע בקרקע בצורה של דיפוזיה וקונבקציה, הרכיב הקונבקטיבי הינו תוצאה של שינויים בלחץ הברומטרי ובטמפרטורה במהלך היום שגורמים לזרימת אוויר מהקרקע ואליה. הרכיב הדיפוזיבי נובע מהמבלע של חמצן בקרקע, הן על ידי שורשי צמחים והן ע"י אוכלוסיה מיקרוביאלית אירובית, שיוצר גרדיאנט ריכוזים בין הריכוז האטמוספרי לבין זה שבקרקע. בעיית האוורור אופיינית לקרקעות כבדות כיוון שקרקעות אלו מאופיינות בנקובים קטנים ועקב כך בתאחיזת מים גבוהה. כפי שניתן לראות באיור 4, תכולות הרטיבות הגבוהות מקטינות את הספקת החמצן, הן בהסעה והן בדיפוזיה. גם מקדם הדיפוזיה וגם חדירות הקרקע לאוויר יורדים בצורה חדה עם עליה בתכולת הרטיבות (ירידה בתכולת האוויר). די בהשקיה תכופה כדי להוריד את קצב דיפוזיית החמצן באזור שמתחת לטפטפת עילית לאחר מתן המים (Silberbush et al., 1979).



איור 4: פירוס של קצב דיפוזיית חמצן, (ביחידות של  $10^3 \cdot gO_2/cm^2 \cdot min$ ) בחתך הקרקע מתחת לטפטפת שעה וחצי (למעלה) ו-4 ימים (למטה) לאחר ההשקיה (Silberbush et al., 1979)

(et al., 1979), כאשר ערך של  $20 \cdot 10^{-8} \frac{gO_2}{cm^2 \cdot min}$  נחשב

לערך קריטי לצימוח שורשים (Glinski and Stepniewski, 1985), ערך השווה לכ-20% מצריכת החמצן בקרקע (Hodgson and MacLeod, 1989). מעל ערך זה ישנו גידול מעריכי בצימוח שורשים כתלות בריכוז החמצן, ומתחת לערך זה אין כמעט צימוח שורשים. למשל, בניסוי השקיה בטפטוף בעגבניות שנערך בקליפורניה, התנווד ריכוז החמצן באוויר הקרקע בעומק של 20 ס"מ בקרקע הסיינית-חרסיתית בין 18% ל-10% בתדירות השקיה של פעם בשבוע, בעוד שבהשקיה יומית היה ריכוז יציב ונמוך של 4% חמצן (Meek et al., 1983).

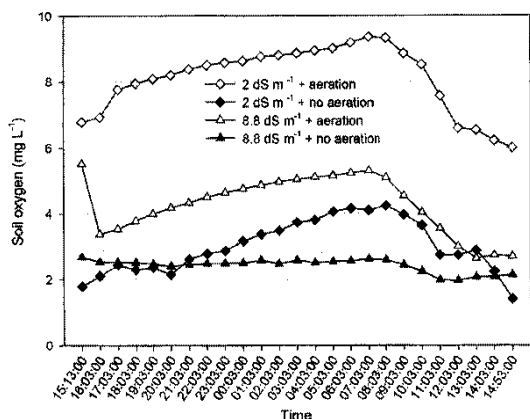
ניסויים בהם נתקבלו יבולים נמוכים יותר במנות השקיה גבוהות יותר, למשל בעגבניות (Bar-Yosef et al., 1980),

מצביעים על האפשרות למחסור בחמצן. גם אם ישנה תגובה חיובית למנת ההשקיה, אין זה שולל את האפשרות שהעשרת הקרקע בחמצן יכולה הייתה להעלות את היבול.

מכיוון שמאגר ה-ATP בתאים פעילים מאוד מבחינה מטבולית, מספיק רק ל-1 עד 2 דקות (Drew, 1997) כדי למנוע תמותת תאים, בזמן עקת חמצן יש צורך בנשימה אנאירובית לייצור ATP. הנשימה האנאירובית הינה יעילה הרבה פחות מהנשימה האירובית, מכיוון שתהליך הגליקוליזה בלבד מייצר רק 2 מולק' ATP, בזמן שהמשך הפירובט למעגל קרבס מספק 34 מולק' ATP נוספות. הנזק העיקרי הנגרם, בזמן עקת חמצן, הינו תוצאה של הצטברות חומרים רעילים שהינם תוצר של הנשימה האנאירובית, כגון חומצה לקטית, חומצה מאלית ואתנול. בנוסף, כתוצאה מירידה באנרגיה המתקבלת בנשימה זו, ישנה ירידה ביכולת הבררנית של ממברנות השורשים המאפשרת חדירת מלחים והרעלה. גורם מזיק נוסף הינו הירידה בהובלת המוטמעים בשיפה אל התאים המצויים בעקה (Drew, 1997). במהלך עקת חמצן, ישנה ירידה במוליכות ההידראולית של השורשים שגורמת לירידה בלחץ הטורגור להופעת סימני כמישה ולסגירת פיוניות (Horchani et al., 2008), זאת ככל הנראה כתוצאה מעלייה בחומציות הציטוזול, המשפיעה על תעלות המים בשורשים (אקופורניום) (Tournaire-Roux et al., 2003).

## 2.א. תוצאות מחקרים קודמים

התופעה של מחסורים זמניים בחמצן מוכרת מזה שנים רבות, אך נכון להיום טרם נמצאו פתרונות מעשיים להעלאת ריכוזי החמצן בצורה יעילה וכדאית מבחינה כלכלית. בארץ ובעולם נבדקו דרכים שונות לאוורור הקרקע, כגון: דחיסת אויר דרך מערכת טפטון (Bhattarai et al., 2004; Melsted et al., 1949b), הוספת מי-חמצן, (Busscher, 1982; Melsted et al., 1949b) פראוקסידים אחרים (Bryce et al., 1982; Herr and Jarrel, 1966) או בועות אוויר למים בהשקיה בטפטוף טמון (Bhattarai et al., 2004; Bhattarai et al., 2006; Goorahoo et al., 2002), וחפירת "תעלות הזנה" לאורך שורות העצים ומילואן בחומר עם הולכת אוויר ומים טובה, כגון: טוף, פרלייט או קומפוסט (MacDonald et al., 2004) (Ben-Gal et al., 2004). באיור 5 ניתן לראות שריכוזי החמצן בעציצים המלוחים היו נמוכים יותר. זאת, ככל הנראה, מכיוון ששורשי הצמחים העלו את קצב הנשימה בכדי להתמודד עם העקה, והאוורור העלה את ריכוזי החמצן והיבולים (טבלה 1) ב-21% ו-28%, בהתאמה (Bhattarai et al., 2006). מאידך, אם בטיפול



איור 5: ריכוזי החמצן בקרקע עם וללא טיפול של הוספת חמצן על ידי יניקת בועות אוויר בעגבניות שהושקו במים עם מליחות של 2 ו-8.8 ד"ס/מ' (Bhattarai et al., 2006)

ההשקיה במים שפירים האוורור הגביר את היבול, הדבר מעיד על כך שנוצרו תנאים מגבילים בחמצן בקרקע. בנוסף לכך, הוספת מלח גרמה לירידה בריכוז החמצן כתוצאה מהגברת הנשימה. כלומר, שבמהלך עקת החמצן תחת השקיה במים שפירים נותר חמצן זמין באזור השורשים. זאת בסתירה לגישה המתייחסת לשורשי הצמחים בעת עקת חמצן כמבלע מושלם לחמצן. כלומר, שקצב נשימת השורשים מוגבל רק ע"י קצב הספקת החמצן אליהם. מצב בו שוררת עקת חמצן וריכוז החמצן אינו שווה לאפס ניתן להסביר אולי ע"י מנגנון אקטיבי של קליטת חמצן בשורשים. עם זאת, לא מצאתי בסיס מחקרי התומך בתופעה זו. מפתיע שגם

בקרקעות חוליות (ובהטמנה רדודה של 15 ס"מ), היכן שלא צפויה בעיית אוורור נתקבלה תגובה חיובית, עליה של 39% ביבולי פלפל, לחמצון על ידי יניקת בועות אוויר (Goorahoo et al., 2002).

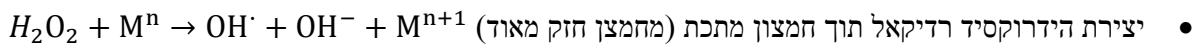
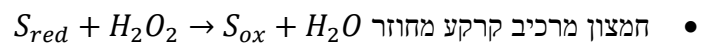
מראה מקום	תוספת יבול	עצמת אוורור (הוספת חמצן)	גידול	קרקע	שיטת אוורור (הוספת חמצן)
(Melsted et al., 1949a)	50% +		תירס	"עיבוד מצוין" 6% חומר אורגני	מי חמצן, H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>
"	20% +		סויה	"	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>
"	53% +		תירס	"	דחיסת אוויר
"	אין השפעה		סויה	"	דחיסת אוויר
(Herr and Jarrel, 1966)	שטח עלים + מסת צמח +		כריזנטמה	כבול + פרלייט	Urea peroxide
(Bryce et al., 1982)	20% + מסה על- קרקעית		עגבנייה	כבול + חול מוצפים	Urea peroxide
(Busscher, 1982)	150% + 100% + אין השפעה	0.5 to 24 hr/d אוורור	עגבנייה הציל שעועית	חמרה סיינית- חרסיתית השקיה יומית	דחיסת אוויר
"	33% + אין השפעה	0.5 to 24 hr/d אוורור	פלפל סויה	חול השקיה יומית	דחיסת אוויר
(Goorahoo et al., 2002)	39% פרי	12% (v/v) אוויר	פלפל	חול סייני	יניקת בועות אוויר
(Bhattarai et al., 2004)	25% פרי	2 טיפולים של 5 L Ha <sup>-1</sup>	קישוא (שדה)	ורטיסול קיבול שדה עד רוויה	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>
"	82% משקל טרי, תרמילים		סויה (עציצים)	"	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>
"	14% + הלקטים	"	כותנה (עציצים)	"	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>
"	6% + תרמילים	12% (v/v) אוויר	סויה (עציצים)	"	יניקת בועות אוויר
"	28% + הלקטים	12% (v/v) אוויר	כותנה (עציצים)	"	יניקת בועות אוויר
(Bhattarai et al., 2006)	21% פרי 28% פרי במליחות גבוהה	12% (v/v) אוויר	עגבנייה (עציצים)	"	יניקת בועות אוויר

טבלה 1: מחקרים בהן נבחנו שיטות שונות להעשרת הקרקע בחמצן ותוספת היבול שהתקבלה (+ מציין תוספת)

למרות הניסיונות הרבים, מספר הפרסומים המדעיים המעידים על הצלחה באוורור הקרקע הנו קטן מאד (מרוכזים בטבלה 1), ואף לא אחת מהשיטות שנוסו יושמה בהרחבה בחיי המעשה החקלאיים. חפירת "תעלות הזנה" והמילוי שלהן במצע מאוורר, הביאה בחלק מהמקרים לגידול משמעותי ביבולים (MacDonald et al., 2004), אך היא שיטה יקרה עם השלכות בלתי הפיכות על האפשרות לעיבוד הקרקע.

### 3.א. הוספת מי-חמצן בהשקיה

פירוק מי חמצן למים וחמצן מעלה את ריכוזי החמצן, הן בתמיסת הקרקע והן באוויר הקרקע, אך לא מעבר למגבלות המסיסות של החמצן המשתחרר בפאזה המימית (מסיסות חמצן במים ב- $25^{\circ}\text{C}$  היא כ-40 ח"מ, ובשיווי משקל עם אוויר אטמוספרי כ-8 ח"מ). לצורך השוואה ניתן להעריך את כמות החמצן שהוספה בניסויי יניקת אוויר (Bhattarai et al., 2004). למשל, 12% בנפח אוויר שהוזרק בלחץ של כ-1.5 באר (אבסולוטי) למערכת הטפטוף הטמון, משמעם ריכוז של כ-50 ח"מ חמצן במים. השקיה בקצב של 6 מ"מ/יום במים אלה מוסיפה לקרקע חמצן בקצב של 0.3 ג' ל-מ<sup>2</sup> ליום. ערך זה נמוך פי 50 לערך, לעומת ערכים מדווחים של קצב נשימת קרקע עם צמחים: 15 ג' ל-מ<sup>2</sup> ליום (Hodgson and MacLeod, 1989). סיבה אפשרית לכך שתוספת קטנה זו של חמצן גורמת לעליה משמעותית של 20%-עד-30% ביבולים היא המקום (והזמן) שבהם הועשרה הקרקע בחמצן: באזור הטפטפת הטמונה, היכן (ומתי) שמסופקים המים וחומרי ההזנה. מסביב לטפטפת נוצר אזור עם תנאים מיטביים לשורשי הצמחים: רטוב, עשיר בחמצן ובחומרי הזנה ושטוף ממלחים. השקיה בתמיסת מי חמצן יוצרת תנאים דומים. מי חמצן מתפרקים למים וחמצן, כאשר ישנו קטליזטור מתכתי (בד"כ תחמוצות ברזל או מנגן) בתהליך ספונטני בו  $2\text{H}_2\text{O}_2 \rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$ . פרט להתפרקות זו, עלולים להיווצר בקרקע תהליכי פירוק נוספים כגון:



ישנה שונות גדולה בחלקה של כל ריאקציה בין קרקעות שונות. בקרקע חרסיתית דלה בחומר אורגני ועשירה בברזל נמצא קצב פירוק מי חמצן איטי, יצירת הידרוקסיד רדיקאל נמוכה ויצירת חמצן גבוהה. כמו כן, נמצא שקבוע קצב פירוק מי החמצן תלוי מעט מאוד, אם בכלל, בריכוז מי החמצן (מתאים לסדר ראשון או פסאודו סדר ראשון), ומושפע בעיקר מריכוז הברזל והחומר האורגני בקרקע, ומעט מערך ההגבה וריכוז הזרחן (Petigara et al., 2002). תנועת מי החמצן בקרקע מורכבת בעיקר מרכיב קונבקטיבי, בו נעים מי החמצן עם מי ההשקיה אל שורשי הצמחים. בנוסף, ישנו רכיב דיפוזיבי שכיוונו וגודלו תלוי בגרדיאנט ריכוז מי החמצן. ריכוז זה תלוי במנגנוני ההתמודדות של הצמח עם מי החמצן כאשר:

(א) יכולת בררנית של הצמח (ממברנה ומשאבות טרנס ממברנליות) יוצרות ריכוז גבוה של מי חמצן בסביבת השורש

ומקטינים את התנועה הדיפוזיבית אליו.

(ב) הפרשת אנזימים, המפרקים את מי החמצן מקטינים את ריכוזו בסביבת השורש ומגדילים את התנועה הדיפוזיבית אליו.

מנגנונים אלו גורמים לכך שריכוז החמצן בסביבת השורש יהיה גדול יותר, כך שבזרימה קונבקטיבית של מים אל השורש תהיה העשרה גבוהה יותר בחמצן. מכיוון שמי חמצן הינו הורמון צמחי, המשפיע ומבקר מנגנונים פיזיולוגיים רבים בצמח, הרי שהעלאת ריכוזו בצמח עלולה לגרום לתופעות לוואי מזיקות. שימוש במנגנון הראשון יגרום לעלייה גדולה יותר בריכוז מי החמצן בשורשים מאשר המנגנון השני.

### 4.א. החדרת אוויר בטפטוף טמון

אין בנמצא פרסומים מדעיים מהם ניתן להסיק מה גרם לכישלון שיטת ההחדרה בלחץ של אוויר (גזי) דרך טפטפות טמונות. סיבה אפשרית אחת היא התנגדות הקרקע החרסיתית ליציאת אוויר (ומים) ממקור נקודתי. הלחץ הנגדי בקרקע הרטובה מגביל את קצב האספקה, וגורם לאי-אחידות באספקה לאורך השלוחה (נושא שנחקר רבות, לגבי פיזור המים בטפטוף טמון, (Shani et al., 1996)). חיסרון נוסף בשיטה זו נובע מכך שהאוויר היוצא מהטפטפת אינו מתפזר לכל הכיוונים, אלא עולה לפני הקרקע דרך איזור צר - אפקט הארובה (Elder and Benson, 1999), נקרא גם אצבוע (fingering) - תופעה הנוצרת מכיוון שהאוויר בקרקע הידרופילית איננו זורם מרטיב, כך שגם הצמיגות וגם הקפילריות הינן כוחות המתנגדים לזרימתו, ולכן זרימת האוויר הינה בעיקרה זרימה מועדפת דרך הנקבובים הגדולים ביותר. אפקט זה משמעותי יותר ככל שתכולת הרטיבות גדלה, לכן נוצר פרדוקס בו קל יותר לאוורר קרקעות יבשות. אולם, אלו לרוב אינן זקוקות לאוורור. בנוסף, הזזה מכאנית של גרגרי קרקע ע"י

האוויר, הן ע"י העברת תנע בהתנגשות בין מולקולות האוויר לגרגרי הקרקע (Kong et al., 2009) והן ע"י התכווצות של חרסיות בנוכחות האוויר עקב כוחות קפילריים הנוצרים בנתיב התקדמות האוויר, גורמים להרחבת הנתיב המועדף והפיכתו למועדף אף יותר. ישנה בספרות המדעית כמות מצומצמת של מאמרים העוסקים בזרימת אוויר בתווך נקבובי (Geistlinger et al., 2006; Lazik et al., 2008; Mumford et al., 2009; Selker et al., 2007; Tsai, 2007; Tsai, 2008; van Dijke and van Zee, 1995) וכוחות המתארים זרימה זו בתווך לא רווי (Mei et al., 2002). בזרימה בלתי רוויה, ישנם אספקטים נוספים המשפיעים על הזרימה, כגון שינויים במוליכות ההידראולית ובכוח העילוי (Stöhr and Khalili, 2006). זרימת האוויר בקרקע בעלת תכולת רטיבות גבוהה מונעת הן מגרדיאנט הכוחות הקפילריים והן מכוח העילוי. כח העילוי נוצר כתוצאה מהפרש צפיפויות בין הזורמים, היוצר הפרש לחצים בין חלקו התחתון לחלקו העליון של הנפח הטבול. כלומר, כח העילוי נובע מגרדיאנט לחץ המים. פועל יוצא מכך הוא שכח העילוי אינו תלוי בתכולת הרטיבות, כל עוד נשמרת רציפות של הפאזה הנוזלית. בצורה אנלוגית לזרימת מים בה ניתן לחלק את גרדיאנט עומד המים הכולל, שהינו הכוח המניע את זרימת המים, לשני כוחות (קפילרי, הנגרם ע"י הגרדיאנט בעומד המטריצי, המוגדר כהפרש בין לחץ המים ללחץ האוויר (גודל שלילי), וגרוויטציוני, הניתן ע"י גרדיאנט עומד הרום), כך ניתן לתאר את גרדיאנט לחץ האוויר, שהינו הכוח המניע את זרימת האוויר (בהזנחת משקל האוויר), לסכום של גרדיאנט הלחץ הקפילרי וגרדיאנט לחץ המים, כאשר גרדיאנט לחץ המים מייצג את השפעת כוח העילוי על האוויר בקרקע (Philip, 1998). כאשר ישנו רצף מים בקרקע, ומי הקרקע נמצאים במצב הידרוסטאטי, אזי עומד המים הכולל הינו קבוע ולכן גרדיאנט עומד הלחץ של המים שווה לנגדי של גרדיאנט עומד הרום. במצב של זרימת אוויר תמידית אין שינוי בתכולת האוויר בזמן, ואם נניח שהפאזה המוצקה איננה משתנה, אז אין שינוי בתכולת הרטיבות בזמן. כלומר, גם המים נמצאים במצב תמידי ומכיוון שאין מקור או מבלע למים, אזי המים בהכרח נמצאים במצב הידרוסטאטי. יש לשים לב, שהפרוס ההידרוסטאטי החדש של המים שונה מהפרוס ההידרוסטאטי שהיה מתקיים ללא זרימת האוויר (פירוס הניתן על פי עקום התאחיזה) מכיוון שעקב זרימת האוויר קיים גרדיאנט בלחץ האוויר, כך שלחץ המים אינו שווה לעומד המטריצי, כפי שאנו רגילים בתיאור זרימת מים לא רוויה. כלומר, ההנחה שהמים נמצאים בפרוס הידרוסטאטי איננה שקולה לכך שזרימת האוויר לא גרמה לתנועת מים. גורם חשוב במיוחד לתיאור זרימת אוויר בקרקע הינו תלות חדירות הקרקע בתכולת האוויר או במתח המטריצי. אמצעי נח ומוצלח במיוחד לתיאור תלות חדירות של מים בקרקע, במתח המטריצי, הינו קשר מעריכי (Gardner, 1958). הסיבות העיקריות לכך, שקשר זה מוצלח כל כך הן:

1. מאפשר לינאריות של משוואת הרציפות ע"י התמרת קירקהוף לקבלת משוואת הלמהולץ, המאפשרת פתרונות אנליטיים.
  2. תנאי הקצה מתארים נכון את המצב הפיזיקאלי: מוליכות 0 ביובש (מתח מטריצי שואף למינוס אינסוף) ומוליכות מקסימאלית סופית ברוויה (מתח מטריצי שואף ל-0).
  3. הפונקציה הינה קמורה, כלומר, ככל שהמתח המטריצי גדל (נהייה פחות שלילי), כך קצב העלייה במוליכות ההידראולית גדל (נגזרת שנייה חיובית). ככל שהמתח המטריצי גדל, כך נקבובי קרקע גדולים יותר מתמלאים מים. כלומר, תיאור זה מתאים למצב הפיזיקאלי, בכך שהנקבובים הגדולים משפיעים יותר על המוליכות, מאשר הנקבובים הקטנים אפילו, בקרקעות בהן ישנן יותר נקבובים קטנים מאשר גדולים.
- תיאור תלות חדירות הקרקע לאוויר בלחץ הקפילרי (ערכו המוחלט של המתח המטריצי) בצורה דומה (Philip, 1998) אומנם מאפשר את הלינאריות של משוואת הרציפות, אך אינו מתאים בתנאי הקצה, בכך שהחדירות אינה שואפת לערך סופי מכסימאלי, אלא לאינסוף, כאשר הלחץ הקפילרי שואף לאינסוף, ואינה שואפת ל-0 כאשר הלחץ הקפילרי שואף ל-0. כמו כן, תלות חדירות זאת במתח מטריצי הינה קעורה. כלומר, ככל שנקבובי הקרקע המלאים באוויר גדולים יותר, כך קטנה ההשפעה על חדירות האוויר. מצב זה ייתכן היפותטית, אם כמות הנקבובים הגדולים קטנה בצורה משמעותית מהדקים, אולם אינו עקבי. שכן

אם עבור מים, אנו טוענים, שהנקבובים הגדולים משפיעים יותר על המוליכות ההידראולית, הרי שזה נכון אף יותר עבור זרימת אוויר. שכן, זכור הכוחות המתנגדים לזרימת האוויר בקרקע נובעים מצמיגות בדומה למים, ומקפילריות בניגוד למים, בהן כח זה הינו כח מניע של זרימה. כוחות אלו גדלים ככל שהנקבובים קטנים על-פי "החוק הקפילרי" (משוואת Young-Laplace). באיור 6 מוצגת השוואה בין תלות המוליכות היחסית, על פי המודלים השונים, לעומד הקפילרי.

### פרק ב זרימת אוויר תמידי בקרקע

היתרון בשימוש בפתרון תמידי הינו בכך שהוא לרוב פשוט יותר ונח לשימוש. בנוסף, ניתן להשתמש בפתרונות אלו, גם אם אינם מתארים את המצב בצורה מדויקת, בכדי להבין תופעות פיזיקאליות. בכך שאנו מכירים את המצב ההתחלתי ומוצאים את המצב הסופי (תמידי) ניתן לתחום את כל אירוע הזרימה בין שני מצבים אלו, בגלל שמשוואת הזרימה הינה פרבולית (משוואת הדיפוזיה) המאופיינת בתכונות מרסנות.

מכיוון שזמן הזרימה האופייני  $(\frac{1}{K_S^i \cdot a})$  של אוויר, הינו קצר בהרבה מזה של מים (גם  $\alpha$  גדולה יותר ובעיקר המוליכות

ההידראולית ברוויה  $(K_S^i)$  גדולה יותר כפי שעולה ממשוואה 12), זמן ההגעה לשו"מ בזרימת אוויר מהיר בהרבה מזה שבזרימת מים. לכן, יש להבחין בין שני מצבי שו"מ:

- 1) מצב קוואזי-תמידי, בו ישנם שינויים קטנים בזמן, הנובעים מהזזת המים כתוצאה מזרימת האוויר שהינה איטית בהרבה מזרימת האוויר (בעיקר אם לוקחים בחשבון גם זרימת האוויר נעשית בנקבובים גדולים והמים בנקבובים קטנים).
- 2) מצב תמידי, בו גם המים כבר הגיעו לשו"מ הידרוסטטי.

ההבדל המרכזי בין המצבים הינו בכח העילוי שכן, כפי שצוין, כח העילוי שווה לגרדיאנט לחץ המים, ובמצב בו ישנה זרימה, גם אם איטית, גרדיאנט לחץ המים אינו שווה (והפוך בסימנו) לגרדיאנט הרום. גרדיאנט לחץ המים יכול להיות גבוה גם בזרימות איטיות של מים, כאשר המוליכות ההידראולית קטנה (בעיקר בקרקע יבשה) ובכך ליצור שגיאה גדולה בהערכת כח העילוי. פשוט נוסף (פרט לזרימה תמידית), הוא התייחסות לבעיית זרימה חד-ממדית. פתרון אנליטי לזרימה חד-ממדית תמידית, הינו פשוט יותר, מכיוון שמדובר בפתרון משוואה דיפרנציאלית מסדר ראשון, לא לינארית, כאשר ישנו פרוס מוליכות. לכן הוא יכול לשמש לתיאור פיזיקה יותר נכונה. במילים אחרות, ניתן להשתמש בהנחות יותר מדויקות ועדיין לקבל פתרון אנליטי; החיסרון הוא בכך שפתרון זה מתאר פחות טוב מצבים פיזיקליים של אורור מאולץ ממקורות נקודתיים.

#### ב.1. זרימת אוויר תמידי חד-ממדית בקרקע לא רוויה

פתרון אנליטי פשוט, המתאר זרימת אוויר תמידי חד-ממדית בקרקע לא רוויה, מתקבל בצורה הבאה:

הלחץ הקפילרי  $(p_c)$  הינו ההפרש בין לחץ האוויר  $(p_a)$  ללחץ המים  $(p_w)$ :

משוואה 1:

$$p_c = p_a - p_w$$

עומד המים הכולל  $(\phi_w)$  מוגדר כסכום עומד הלחץ  $(\frac{p_w}{\gamma}, \gamma -$  הצפיפות המשקלית של המים) ועומד הרום  $(z)$ :

משוואה 2:

$$\phi_w = \frac{p_w}{\gamma} + z$$

במצב של פרוס הידרוסטטי עומד המים הינו קבוע ולכן:

$$\vec{\nabla} p_w = \gamma \vec{\nabla} (\phi_w - z) = -\gamma \vec{\nabla} z$$

ניתן לנסח את חוק דארסי לאוויר בצורה אנלוגית למים תוך הזנחת השפעת לחץ האוויר על צמיגותו הדינאמית ( $\mu_a$ ):  
(Philip, 1998)

משוואה 4:

$$\vec{q} = -\frac{k_a}{\mu_a} \vec{\nabla} (p_a + \rho_a g z)$$

כש- $k_a$  הינה חדירות הקרקע לאוויר,  $-\rho_a$  צפיפות האוויר ו- $g$  קבוע הגרוויטציה. נהוג להציג את חדירות הקרקע, כמכפלת איבר של חדירות פנימית ( $k_s^a - \text{Intrinsic permeability}$ ), שהינה תכונה של הקרקע בלבד, בפונקציה התלויה בדרגת הרוויה. כלומר, שהחדירות של הקרקע לאוויר ביובש, שווה לחדירות הקרקע למים ברוויה. צפיפות האוויר, על פי חוק הגזים האידיאליים, הינה מתכונתית ללחץ האוויר ולכן:

משוואה 5:

$$\rho_a = \frac{\rho_a^0}{p_a^0} \cdot p_a$$

כש:  $-\rho_a^0$  צפיפות האוויר בלחץ אטמוספרי ( $p_a^0$ ), ולכן משוואה 4 הופכת ל:

משוואה 6:

$$\vec{q} = -\frac{k_a}{\mu_a} \vec{\nabla} \left( p_a \left( 1 + \frac{\rho_a^0}{p_a^0} g z \right) \right)$$

מכיוון ש- $\frac{\rho_a^0}{p_a^0} g = 1.16 \cdot 10^{-4} \frac{1}{m}$  אזי, עבור זרימה, בה הפרש הגבהים אינו עולה על מספר עשרות מטרים, ניתן להזניח

את השפעת הגרביטציה.

משוואה 7:

$$\vec{q} = -\frac{k_a}{\mu_a} \vec{\nabla} p_a$$

חשוב לציין, שמדובר בשטף נפחי ( $q$ ) ולא מסי ( $q_m$ ). כלומר, ההנחה שהשטף הנפחי קבוע לאורך הזרימה, שקולה להזנחת דחיסות האוויר. עבור שטף מסי נקבל משוואת זרימה לינארית ב- $p_a^2$ :

משוואה 8:

$$\vec{q}_m = \vec{q} \cdot \rho_a = -\frac{k_a}{2\mu_a} \frac{\rho_a^0}{p_a^0} \vec{\nabla} p_a^2$$

במקרים בהם הפרשים בלחץ האוויר אינם גבוהים, ניתן להזניח את השפעת דחיסות האוויר.

כנזכר לעיל, תלות חדירות הקרקע לאוויר בלחץ הקפילרי צריכה להיות פונקציה קעורה המתאימה לתנאי הקצה, בהם ישנם

שאיפה לערך סופי בתכולת אוויר גבוהה ואפס ברווית מים, ולכן אני מציע את התלות הבאה:

משוואה 9:

$$\frac{k_a}{\mu_a} (h_c - h_{c,cr}) = \frac{k_s^a}{\mu_a} (1 - e^{-a(h_c - h_{c,cr})})$$



מכיוון שנהוג להשתמש ב- $\alpha$  כהופכי של האורך הקפילרי, ביחידות של אורך מים, אזי, לצורך השוואה אנלוגית לזרימת מים, נוח יותר להשתמש במושגים של עומד, ביחידות של אורך מים, כאשר,  $h_c$  הינו העומד הקפילרי, ביחידות של אורך מים כלומר מחולק ב- $\gamma$ .

מכיוון שערך פריצת האוויר ( $h_{c,cr}$ ) הינו קבוע, מבלי להתייחס לתופעות של היסטרוזה, אזי כשנפתור עבור עומד הלחץ הקפילרי  $(h_c = h_c - h_{c,cr})$ , נקבל:  
משוואה 10:

$$\frac{k_a}{\mu_a}(h_c) = \frac{k_s^a}{\mu_a}(1 - e^{-\alpha h_c})$$

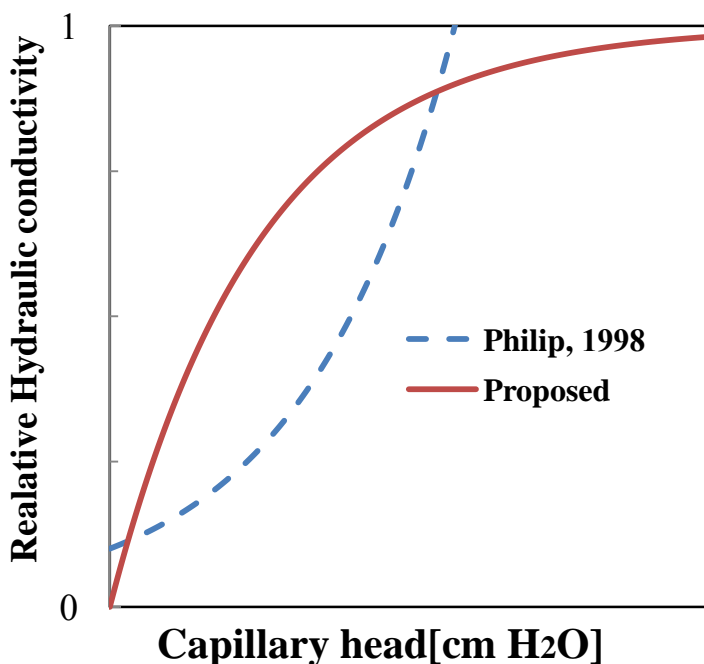
לצורך נוחות, במקום השימוש בחדירות האוויר, נגדיר את המוליכות ההידראולית של האוויר ( $K_a$ ) כ:  
משוואה 11:

$$K_a = \frac{k_a}{\mu_a} \cdot \gamma = K_s^a(1 - e^{-\alpha h_c})$$

ההכפלה היא בצפיפות המים, מכיוון שנוח יותר להשוות בין זרימת אוויר לזרימת מים בצורה זו. זאת בעיקר מכיוון שגדלים, כגון עומד מים, אורך קפילרי וכו', לרוב ניתנים ביחידות של אורך מים. מהגדרת המוליכות ההידראולית של האוויר בצורה זו (משוואה 11), עולה שהיחס בין המוליכות ההידראולית של מים ברוויה לזו של אוויר ביובש, שווה ליחס בין הצמיגויות הדינאמיות:  
משוואה 12:

$$\frac{K_s^a}{K_s^w} = \frac{\frac{k_s^a}{\mu_a} \cdot \gamma}{\frac{k_s^a}{\mu_w} \cdot \gamma} = \frac{\mu_w}{\mu_a}$$

ב- $20^\circ\text{C}$  יחס זה שווה לכ-55 (טבלה 2 בעמוד 27) כלומר, עפ"י חוק דארסי, עבור אותו הפרש עומדים, בתנאים אלו, שטף האוויר בקרקע יבשה גדול פי 55 משטף המים בקרקע רוויה. אם היינו מגדירים את המוליכות ההידראולית בצורה שונה: במקום להכפיל בצפיפות המים במשוואה 11 היינו כופלים



איור 6: השפעת הלחץ הקפילרי על המוליכות היסטית של האוויר, איור זה הינו לצורך המחשה בלבד ואינו מתבסס על ערכים מדויקים. ערכי הפרמטרים הינם:  
 $K_0 = 150 \frac{cm}{hr}$  ו- $K_s^a = 1500 \frac{cm}{hr}$ ,  $\alpha = 0.002 \text{ cm}^{-1}$

בצפיפות האוויר, אזי יחס המוליכויות ההידראוליות, המוגדרות בצורה זו היה שווה ליחס הצמיגויות הקינמטיות; כך שב- $20^\circ\text{C}$  בלחץ אטמוספרי מוליכות המים הייתה גדולה פי 10.4 ממוליכות האוויר. עם הגדרה זו, נוח פחות להשוות בין זרימת מים לאוויר, כיוון שיש להתאים את יחידות עומד האוויר לאלו של המים.

ניתן להגדיר את המוליכות היחסית  $(K_r^a = \frac{K_a}{K_s^a})$  באיור 6 מוצגת השוואה בין תלות המוליכות היחסית לעומד הקפילארי, על-פי משוואה 10, לעומת התלות המעריכית, אותה מציע (Philip, 1998). לא מצאתי מדידות בספרות, של תלות המוליכות של האוויר בעומד הקפילרי, התומכות בצורה חד-משמעית באחד מהמודלים הנ"ל.

מתוצאות ניסויים במספר קרקעות נמצאה תלות שונה של חדירות הקרקע לאוויר בכל אחת מהקרקעות (Clayton, 1999). החיסרון הבולט בשימוש במשוואה 10 לתיאור המוליכות ההידראולית של האוויר, הוא בכך שלא ניתן לבצע לינאריזציה של בעיית זרימת האוויר התלת-ממדית ע"י שימוש בהתמרת קירקהוף ולקבל פתרון אנליטי. מהצבת משוואה 4-1 במשוואה 7 נקבל: משוואה 13:

$$\vec{q} = -K_a \vec{\nabla}(h_c + h_w)$$

כאשר פרוס המים הינו הידרוסטאטי, גרדיאנט עומד לחץ המים שווה לנגדי של גרדיאנט עומד הרום. מהצבת משוואה 3 במשוואה 11 מתקבל:

משוואה 14:

$$\vec{q} = -K_a \vec{\nabla}(h_c + (\phi_w - z)) = -K_a \vec{\nabla}(h_c - z)$$

### ב.1.א. זרימת אוויר תמידית חד-ממדית אנכית

בזרימת אוויר חד-ממדית אנכית, ניתן לרשום את משוואה 13 כ-

משוואה 15:

$$q_z = -K_a \left( \frac{dh_c}{dz} - 1 \right)$$

יש לשים לב ש- $z$  מוגדר חיובי כלפי מעלה, כך שבזרימת אוויר כלפי מטה השטף הינו גודל שלילי.

משוואה זו ניתנת לכתיבה גם כ-

משוואה 16:

$$\frac{dh_c}{dz} = 1 - \frac{q_z}{K_a} = \frac{K_a - q_z}{K_a}$$

מכאן, ניתן לראות שכאשר השטף כלפי מעלה שווה למוליכות ההידראולית, נקבל פירוס עומד קפילרי אחיד בחתך הקרקע, כלומר, פירוס של תכולת רטיבות אחידה בחתך הקרקע שהנו הידרוסטאטי. אם השטף כלפי מעלה גדול מהמוליכות ההידראולית, העומד הקפילרי קטן עם הגובה. כלומר, נקבל פרוס מים הידרוסטאטי, בו תכולת הרטיבות גדלה עם הגובה. במקרה של זרימת אוויר כלפי מטה, נקבל תמיד פרוס רטיבות שקטן עם הגובה. אם השטף שונה מהמוליכות ההידראולית, אזי ניתן ע"י הפרדת משתנים של ביטוי 16 לקבל:

משוואה 17:

$$dz = \frac{K_a dh_c}{(K_a - q)} = \frac{K_s^a (1 - e^{-ah_c}) dh_c}{(K_s^a (1 - e^{-ah_c}) - q_z)} = \frac{(1 - e^{-ah_c}) dh_c}{A - e^{-ah_c}}$$

כש-  $A = 1 - \frac{q_z}{K_s^a}$

בעזרת משוואה זו, תוך שימוש בתנאי השפה, על-ידי אינטגרציה למשוואה הנ"ל, כאשר חשוב לזכור שהשטף הנפחי הינו קבוע רק במקרה בו דחיסות האוויר זניחה.

מאינטגרציה נקבל:

משוואה 18:

$$z = \frac{(h_c - h_c^0)}{A} + \frac{1 - A}{\alpha A} \ln \left( \frac{A - e^{-\alpha h_c}}{A - e^{-\alpha h_c^0}} \right)$$

כש-  $h_c^0$  העומד הקפילרי ב- $z=0$ .

כאשר השטף שווה ל-0 או  $A=I$ , במקרה זה נקבל את הפרוס ההידרוסטטי, בו גרדיאנט העומד הקפילרי שווה לגרדיאנט בעומד הרום (שווה גם לגרדיאנט עומד לחץ המים  $(h_w)$ ). כאשר  $A=0$ , כלומר השטף שווה למוליכות ההידראולית המכסימאלית, הפתרון הסינגולרי הינו:

משוואה 19:

$$z = h_c - h_c^0 - \frac{1}{\alpha} (e^{\alpha h_c} - e^{\alpha h_c^0})$$

במקרה של זרימה בעמודה, אם נגדיר את מישור הייחוס  $z=0$  בתחתית העמודה, העומד הקפילרי ב- $z=0$  הינו תנאי שפה. אולם, קביעת העומד הקפילרי עלולה להיות משימה מסובכת מבחינה טכנית, עקב זרימת האוויר. לעומת זאת, ניתן לקבוע בקלות יחסית את השטף בעמודה ואת לחץ האוויר בתחילת העמודה או בסופה. ניתן לקבוע שניים מתוך שלושת המשתנים (שטף האוויר, לחץ האוויר בכניסה  $(h_a^0)$  ולחץ האוויר ביציאה  $(h_a^L)$ ), וממדידת המשתנה השלישי ניתן לחשב את עומד המים הכולל  $(\phi_w)$ , שייוצר בעמודה במהלך זרימת האוויר. בעזרתו ניתן לחשב את העומד הקפילרי בתחילת העמודה ובסופה, כאשר ערך  $h_{c,cr}$  זניח (נניח שהינו זניח בכל עבודה זו):

משוואה 20:

$$h_c^0 = h_a^0 - \phi_w; \quad h_c^L = h_a^L - \phi_w + L$$

מדידת או קביעת השטף ייתנו לנו את ערכו של  $A$  ( $A = 1 - \frac{q_z}{k_a^0}$ ), ולכן מהצבת משוואה 20 במשוואה 18 נקבל את עומד המים הכולל:

משוואה 21:

$$\phi_w = \frac{1}{\alpha} \ln \left[ \frac{A \left( e^{-\alpha(L + \frac{(h_a^L - h_a^0)}{A-1})} - 1 \right)}{e^{-\alpha(L + h_a^0 + \frac{(h_a^L - h_a^0)}{A-1})} - e^{-\alpha(L + h_a^L)}} \right]$$

לכן פרוס העומד הקפילרי בעמודה הינו:

משוואה 22:

$$z = \frac{(h_c - h_a^0 - \phi_w)}{A} + \frac{1-A}{\alpha A} \ln \left( \frac{A - e^{-\alpha h_c}}{A - e^{-\alpha(h_a^0 - \phi_w)}} \right)$$

כמו כן, ניתן לתאר את פרוס עומד לחץ האוויר בעמודה ע"י המשוואה הסתומה הבאה:

משוואה 23:

$$z = \frac{(h_a - h_a^0 - 2\phi_w + z)}{A} + \frac{1-A}{\alpha A} \ln \left( \frac{A - e^{-\alpha(h_a - \phi_w + z)}}{A - e^{-\alpha(h_a^0 - \phi_w)}} \right)$$

נראה שנוח יותר למצוא את פרוס העומד הקפילרי בעמודה ממשוואה 22 ולהוסיף לו את ההפרש בין הגובה בכל נקודה לעומד המים הכולל.

### ב.1.ב. זרימת אוויר תמידיית חד ממדית אופקית

בעמודה אופקית, עומד הרום  $z$ , הינו קבוע. נגדיר את מישור הייחוס, שיהיה שווה ל-0 בציר העמודה, כך שמשוואה 3 הופכת ל:

משוואה 24:

$$\phi_w = \frac{p_w}{\gamma} = h_w$$

בזרימת אוויר תמידיית, כאשר המים נמצאים בפרוס הידרוסטטי, מתקיים:

$$\frac{dh_w}{dx} = 0$$

מכך שלחץ המים הינו קבוע, מתקבל שגרדיאנט לחץ האוויר, שווה לגרדיאנט עומד הלחץ הקפילרי:

משוואה 26

$$\frac{d}{dx} h_a = \frac{d}{dx} (h_w + h_c) = \frac{dh_c}{dx}$$

ולכן, חוק דארסי מנוסח כ:

משוואה 27

$$q = -K_a \frac{dh_c}{dx}$$

מהפרדת משתנים והצבת הביטוי ל- $Ka$  נקבל:

משוואה 28

$$dx = - \frac{K_s^a (1 - e^{-\alpha h_c}) \cdot dh_c}{q_x}$$

מאינטגרציה נקבל:

משוואה 29:

$$x = \frac{K_s^a (\alpha \cdot (h_c^0 - h_c) + e^{-\alpha h_c^0} - e^{-\alpha h_c})}{\alpha \cdot q_x}$$

מכיוון שהעומד הקפילרי בסוף העמודה הינו:

משוואה 30:

$$h_c^L = h_a^L - \phi_w$$

ומהצבת תנאי השפה:

משוואה 31:

$$h_c^0 = h_a^0 - \phi_w$$

נקבל שעומד המים הכולל הינו:

משוואה 32:

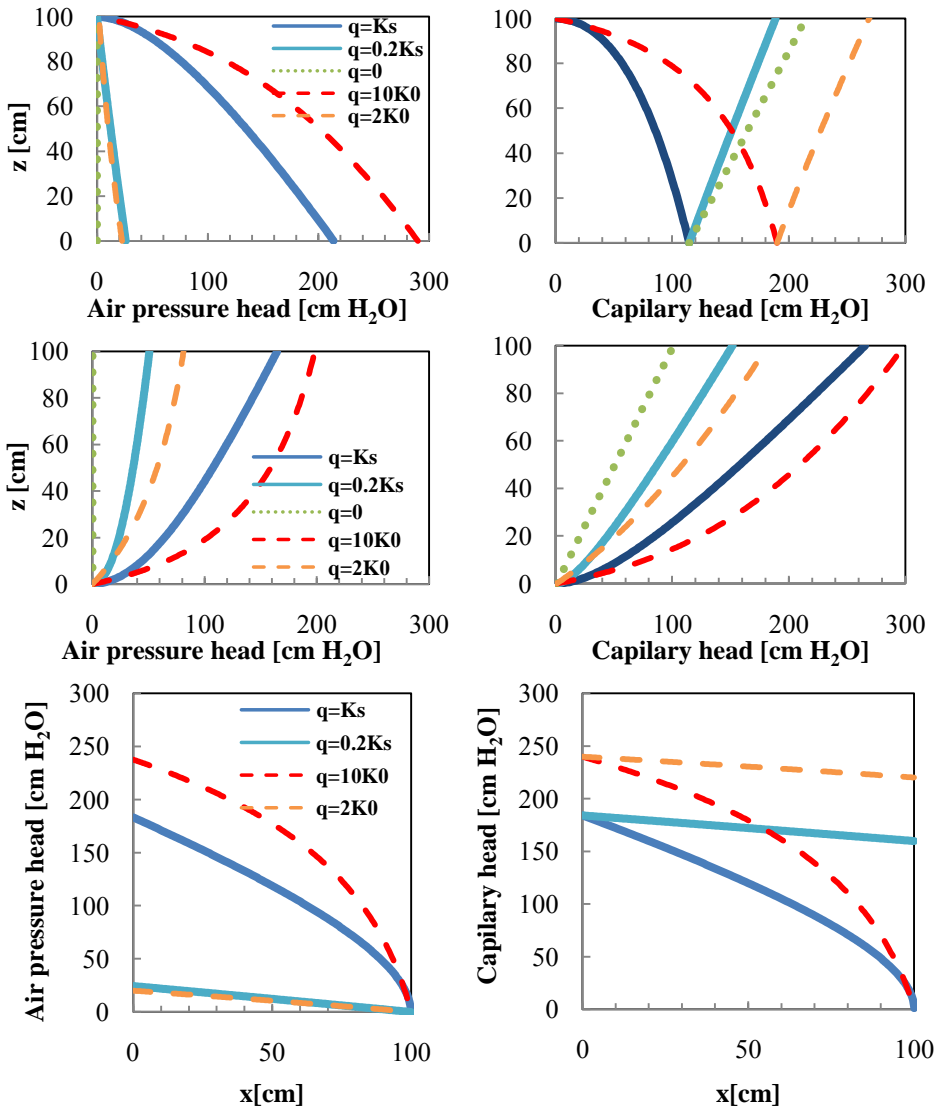
$$\phi_w = \frac{1}{\alpha} \ln \left[ \frac{-\alpha (h_a^L - h_a^0) - \frac{\alpha L q_x}{K_s^a}}{e^{-\alpha h_a^L} - e^{-\alpha h_a^0}} \right]$$

והפתרון לפרוס עומד לחץ האוויר בזרימת אוויר חד-ממדית אופקית הינו:

$$x = \frac{K_s^a (\alpha \cdot (h_c^0 - h_a - \phi_w) + e^{-\alpha h_c^0} - e^{-\alpha (h_a - \phi_w)})}{\alpha \cdot q_x}$$

### ב.1.ג. דיון ומסקנות

באיור 7, ישנה השוואה בין פירוסי לחץ האוויר והעומד הקפילרי, המחושבים ע"י המודלים השונים (הפתרון לזרימה חד-ממדית על פי המוליכות כפי שניתנת ע"י Philip (1998) הינו פשוט ואינו מוצג בעבודה זו) בשטפים שונים ובכיווני זרימה שונים. ניתן לראות שעבור שטפים נמוכים בזרימת האוויר כלפי מעלה, פרוס עומד לחצי האוויר הינו דומה בשני המודלים, זאת למרות



שהעומד הקפילרי בתחתית העמודה שונה. כמו כן, ניתן לראות שבקירוב די טוב פרום לחץ האוויר במצב זה הינו לינארי. העלאת השטף פי 5 תגרום לעלייה גדולה יותר בלחץ האוויר בעמודה על-פי המודל של (Philip, 1998), זאת למרות שהעומד הקפילרי בתחתית העמודה גדול יותר בזרימה במודל זה. זאת כיוון שכמעט עבור כל עומד קפילרי (פרט לעומדים מאוד נמוכים או מאוד גבוהים) החזירות, על-פי המודל המוצע, גדולה יותר מזו שבמודל של (Philip, 1998) (איור 6). בנוסף, בזרימה כלפי מעלה בשטפים גדולים, בשני המודלים מתקבל מצב בו העומד הקפילרי קטן עם עלייה בגובה; כלומר, תכולת הרטיבות גבוהה יותר בחלקה העליון של העמודה מאשר בחלקה התחתון. לעומת זאת,

איור 7: השתנות עומד לחץ האוויר (שמאל) והעומד הקפילרי (ימין), בזרימת אוויר חד-ממדית, בכיוון: מעלה (למעלה), מטה (אמצע) ואופקי (למטה), על פי המודל של (Philip, 1998) בקו מקוטע, בשטף: גבוה (אדום- $q=10K_0$ ) ונמוך (כתום- $q=2K_0$ ) ועל פי המודל המוצע בקו רציף, בשטף: גבוה (כחול- $q=Ks$ ) ונמוך (תכלת- $q=0.2Ks$ ) וללא זרימת אוויר (נקודות ירוקות).  $\alpha = 0.01 \frac{1}{cm}$ , העומד הקפילרי בתחתית העמודה, נקבע לכל מודל ולכל כיוון הזרמה בנפרד, כמינימאלי (רטיבות מקסימאלית) המסוגל להעביר את השטף הגבוה.

בשטפים נמוכים, תכולת הרטיבות קטנה עם הגובה, אך קטנה פחות מאשר במקרה ההידרוסטטי (נקודות ירוקות). בזרימת אוויר כלפי מטה, בשני המודלים ישנה עלייה בעומד הקפילרי (ירידה בתכולת הרטיבות) בעמודה, לעומת עקום התאחיזה המיוצג ע"י קו שטף 0. בנוסף, ככל שהשטף גדול יותר, כך ישנה עלייה גדולה יותר בעומד הקפילרי. ישנה התאמה טובה בין שני המודלים, בכך שהעלאת השטף פי 5 תגרום בערך לאותו שינוי בעומד הקפילרי. בזרימה אופקית, כזכור, הגרדיאנט בעומד הקפילרי שווה לגרדיאנט בעומד לחץ האוויר. בשטפים נמוכים, הגרדיאנטים הינם בקירוב טוב לינאריים. זאת כיוון שהאוויר כמעט ואינו מזיז את המים. לעומת זאת, שטף גבוה, יגרום להזזת מים מתחילת העמודה לסופה, ובכך להקטנת החזירות ולהגדלת הגרדיאנט בסוף העמודה.

מניתוח זה נראה שניתן להשתמש בשני המודלים לתיאור זרימת אוויר תמידית חד-ממדית. כאשר, עדיין נשאר לבצע התאמה בין המודלים לתוצאות מדידות, ע"י שינוי הפרמטר  $\alpha$ .

המודלים הנ"ל מוגבלים מכמה סיבות עיקריות:

- (א) זרימה לא יציבה- זרימת אוויר, במיוחד כלפי מעלה, בקרקע בעלת פאזה נוזלית, הינה זרימה לא יציבה המתאפיינת בזרימה מועדפת ותופעות כגון אפקט הארובה. לא ברור עד כמה חוק דארסי תקף למצבים אלו.
- (ב) רצף מים- בקרקעות יבשות מידי, אין רצף מים בקרקע. מכיוון שכך, אין מקום לטענה שעומד המים הכולל קבוע. מה גם שחוק דארסי אינו ישים במקרה זה.
- (ג) דחיסות האוויר- לא נלקחת בחשבון השפעת דחיסות האוויר על השטף. לכן, ישנה שגיאה הנובעת מהזנחת הדחיסות. שגיאה זו זניחה פחות ככל שההפרשים בלחצי האוויר בעמודה גדלים.
- (ד) זרימה טורבולנטית- מספר ריינולדס הקריטי לזרימה למינארית בתווך נקבובי מוערך בכ-1. לכן, בקרקע בעלת קוטר גרגר של כ-1 מ"מ, נקבל שכאשר הצמיגות הקינמטית של האוויר הינה  $10^{-5} \frac{m^2}{sec}$ , השטף הקריטי הינו  $10 \frac{mm}{sec}$ . במקרה של זרימה טורבולנטית חוק דארסי אינו מתקיים.
- כאשר הקרקע יבשה, שינויים גדולים בלחץ הקפילרי יגרמו לשינויים קטנים בלבד במוליכות ההידראולית. לדוגמא, בקרקע בה האורך הקפילרי הינו 20 ס"מ ( $\alpha = 0.05 \frac{1}{cm}$ ) נקבל מוליכות ההידראולית יחסית של 99% כבר בעומד קפילרי של 92 ס"מ. כלומר, בקרקע יבשה ניתן להניח שהמוליכות ההידראולית הינה קבועה. במקרה זה, ישנו פתרון פשוט בו גרדיאנט לחץ האוויר שווה לשטף חלקי המוליכות ההידראולית.

## ב. זרימת אוויר תלת-ממדית תמידית בקרקע לא רוויה משוואת הרציפות קובעת:

משוואה 33:

$$\sum_i \nabla(\vec{q}_i \rho_i) = \sum_i \frac{\partial(\rho_i \theta_i)}{\partial t}$$

כאשר האינדקס i הינו לאוויר (a) או למים (w).

עבור מצב תמידי:

משוואה 34:

$$\nabla(\vec{q}_i \rho_i) = 0$$

ועבור מים במצב ההידרוסטטי:

משוואה 35:

$$\vec{q}_w = 0$$

כאשר, חשוב לשים לב שבמקרה קוואזי-תמידי הנחה זו שגויה. במצב תמידי משוואה 33 הופכת ל:

משוואה 36:

$$\nabla(\vec{q}_a \rho_a) = 0$$

שטף האוויר מבוטא על-ידי חוק דארסי:

משוואה 37:

$$\vec{q}_a = -K \vec{\nabla} P_a$$

ישימות חוק דארסי לזרימת אוויר בקרקעות רטובות שנויה במחלוקת, שכן זרימת אוויר הינה זרימה בלתי יציבה המאופיינת,

כנזכר לעיל, בזרימה מועדפת ולא רציפה. אך כאן יונה קיומו של חוק דארסי: מהצבתו במשוואה 36 נקבל:

משוואה 38:

$$\nabla(\rho_a K \vec{\nabla} P_a) = 0$$

מכך שצפיפות האוויר הינה מתכונתית ללחץ האוויר, על-פי חוק הגזים האידיאליים, משוואה זו הופכת ל:

משוואה 39:

$$\nabla(K\bar{\nabla}P_a^2) = 0$$

בהזנחת דחיסות האוויר (אתיחס בהמשך) נקבל:

משוואה 40:

$$\nabla(K\bar{\nabla}P_a) = 0$$

מהגדרת הלחץ הקפילרי ( $p_c = p_a - p_w$ ), הזנחת משקל האוויר והשימוש באנלוגיה בין כוח העילוי לכח המשיכה (Philip, 1998), נקבל:

משוואה 41:

$$\nabla(K\bar{\nabla}h_c) - \frac{\partial K}{\partial z} = 0$$

נניח כאן שתלות המוליכות ההידראולית של האוויר בלחץ הקפילרי הינה מעריכית (Gardner, 1958; Philip, 1998):

משוואה 42:

$$K = K_0 e^{\alpha h_c}$$

שימוש זה, כפי שצוין קודם, הינו בעייתי בכך שישנה מוליכות מינימאלית סופית גדולה מ-0. אך, היתרון הגדול הינו היכולת

להשתמש בהתמרת קירכהוף. נגדיר פונקצית פוטנציאל שטף מטריצי לאוויר:

משוואה 43:

$$\Phi = \frac{K_0}{\alpha} + \int_0^{h_c} K dh_c = \frac{K_0 e^{\alpha h_c}}{\alpha} = \frac{K}{\alpha}$$

יש לשים לב, שגבול האינטגרציה התחתון מתאים לכך שמצב הקרקע במרחק אינסופי מהמקור הינו רווי במים (אנלוגי לכך

שהחדרת המים נעשית בקרקע יבשה). הבעיה העיקרית עם הגדרה זו היא הסתירה הפנימית הנוצרת בין הנחת פרוס הידרוסטטי

של המים בקרקע אינסופית וההנחה שהקרקע רוויה. בכדי לתקן סתירה זו יש צורך להגדיר את פרוס פוטנציאל הרקע, כלומר,

הפוטנציאל של הקרקע ללא הזרמת האוויר, או במילים אחרות את הפוטנציאל של האוויר בקרקע, הנובע מפרוס הידרוסטטי של

המים. פרוס הרקע של פוטנציאל השטף של האוויר הינו:

משוואה 44:

$$\Phi_b = \frac{K_0}{\alpha} e^{\alpha(z-\phi_w)}$$

אינדקס b מסמן רקע (background) ו- $\phi_w$  עומד המים הכולל. המשוואה מוגדרת מעל המשטח הפריאטי ( $p_w = 0$ ) בלבד.

ממשוואות 43 ו-41 נקבל את משוואת הלמהולץ (modified Helmholtz eq):

משוואה 45:

$$\nabla^2 \Phi - \alpha \frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0$$

משוואה זו זהה למשוואה המקבילה לה בזרימת מים, כאשר מגדירים את z כחיובי כלפי מטה. בכדי לתאר זרימת אוויר תמידית

ממקור טמון בקרקע אינסופית, ניתן להשתמש בפתרון לזרימת מים, ומכיוון שכוח העילוי אנלוגי לגרוויטציה, יש להפוך את כיוון

ציר z.

## ב.2.א. זרימה תמידית ממקור נקודתי טמון בקרקע אינסופית

פתרון לזרימת אוויר בקרקע אינסופית מתאים למקרים בהן עומק ההטמנה גדול ומפלס מי התהום ממוקם עמוק מספיק מתחת למקור. מכיוון שזרימת האוויר מושפעת מכוחות קפילריים, הפועלים לכל הכיוונים בצורה שווה, וכח העילוי הפועל בכיוון מעלה, נוח להשתמש בקורדינטות גליליות לתיאור זרימת אוויר.

הפתרון לפרוס פוטנציאל השטף המטריצי בזרימת אוויר תמידית ממקור נקודתי טמון בעומק  $z=0$  בקרקע אינסופית, רוויה באינסוף, ניתן ע"י (Philip, 1998):

משוואה 46:

$$\Phi_{\infty, wet}^u = \frac{Q}{4\pi} \frac{e^{\frac{\alpha}{2}(z - \sqrt{z^2 + r^2})}}{\sqrt{z^2 + r^2}}$$

האינדקס העליון  $u$  מסמן לא כלוא (*unconfined*) בכיוון הרדיאלי. אינדקס עליון  $c$  יסמן כלוא. אינדקס תחתון  $\infty$  מסמן זרימה בקרקע אינסופית בציר האנכי. האינדקס  $wet$  מסמן פתרון להחדרת אוויר לקרקע שהייתה רוויה במים טרם התחלת החדרת האוויר.  $Q$  הינה ספיקת המקור. שימוש באורכים הלא-ממדיים:

משוואה 47:

$$\frac{Z}{z} = \frac{\rho}{\sqrt{z^2 + r^2}} = \frac{R}{r} = \frac{\alpha}{2}$$

מאפשר לרשום את משוואה 46 כ:

משוואה 48:

$$\Phi_{\infty, wet}^u = \frac{Q\alpha}{8\pi} \frac{e^{(Z-\rho)}}{\rho}$$

אולם, כאמור, פתרון זה מתאים להחדרת אוויר אל קרקע רוויה במים ברקע. לכן, פרוס הפוטנציאל למקור טמון בקרקע לא רוויה בעלת פרוס הידרוסטטי הינו על-פי עקרון הסופרפוזיציה:

משוואה 49:

$$\Phi_{\infty}^u = \Phi_{\infty, wet}^u + \Phi_b = \frac{Q\alpha}{8\pi} \frac{e^{(Z-\rho)}}{\rho} + \frac{K_0}{\alpha} e^{2(Z - \frac{\alpha}{2}\phi_w)}$$

השטף האנכי הינו, על-פי חוק דארסי והגדרת פוטנציאל השטף:

משוואה 50:

$$q_z = \alpha \cdot \Phi - \frac{\partial \Phi}{\partial z}$$

נגדיר את פונקציית פוטנציאל השטף המטריצי הלא-ממדית כ:

משוואה 51:

$$\phi = \frac{8\pi}{\alpha Q} \Phi$$

לכן, ע"י נרמול השטף האנכי ב- $\frac{Q\alpha^2}{8\pi}$ , נקבל את השטף האנכי הלא-ממדי:

משוואה 52:

$$q_z = \phi - \frac{1}{2} \frac{\partial \phi}{\partial Z}$$



ונקבל:

משוואה 53:

$$q_{z\infty}^u = \frac{e^{(z-\rho)}}{2\rho} \left(1 + \frac{Z}{\rho} + \frac{Z}{\rho^2}\right)$$

נגדיר את פונקציית הזרם הלא-ממדית ( $\Psi$ ) כ:

משוואה 54:

$$\Psi = \int_0^R R q_{bz} dR = 1 - \int_R^\infty R q_{bz} dR$$

יש לשים לב, שפונקציית הזרם הניתנת כאן מקבלת ערך 0 במקור ו-1 באינסוף, היא בעצם המשלימה של פונקציית הזרם הלא-ממדית כפי שניתנה ע"י (Philip, 1998) (האיבר האחרון במשוואה 54). לכן, פונקציית הזרם הלא-ממדית, במקרה זה, הינה:

משוואה 55:

$$\Psi_\infty^u = 1 - \frac{1}{2} \cdot \frac{\rho + Z}{\rho} \cdot e^{(z-\rho)}$$

מפרוס פוטנציאל השטף המטריצי, ניתן למצוא בקלות את פירוס הלחץ הקפילרי מהמשוואה:

משוואה 56:

$$h_c = \frac{1}{\alpha} \ln \left( \frac{\Phi \cdot \alpha}{K_0} \right)$$

מכיוון שהלחץ הקפילרי הינו ההפרש בין לחץ האוויר ללחץ המים, ופרוס המים הינו הידרוסטאטי, ניתן למצוא בקלות את עומד

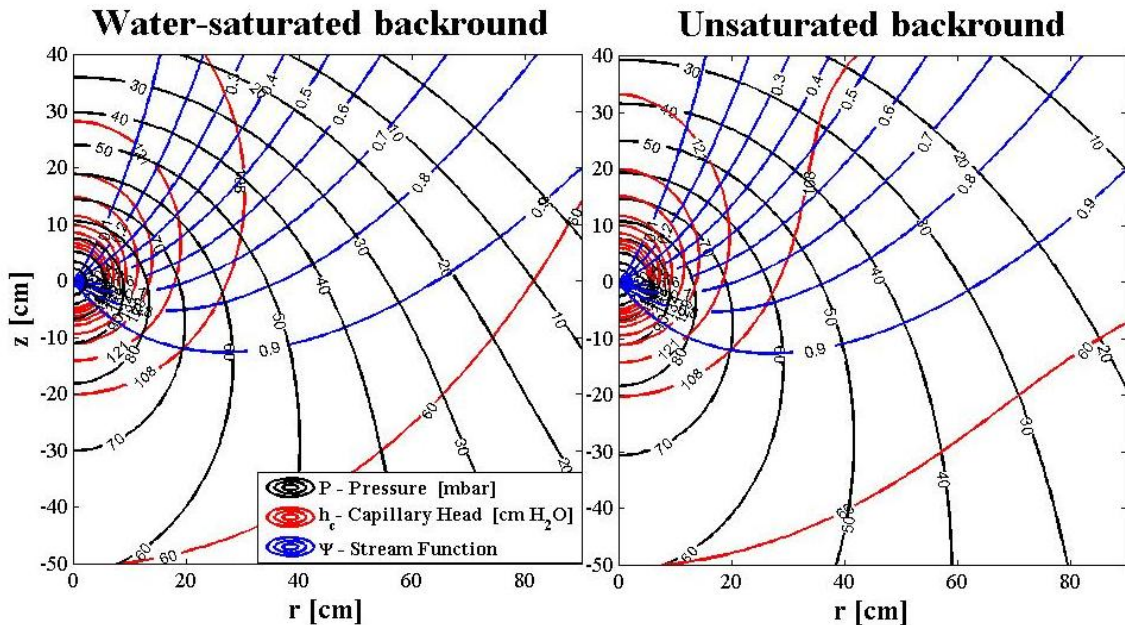
לחץ האוויר:

משוואה 57:

$$h_a = \frac{1}{\alpha} \ln \left( \frac{\Phi \cdot \alpha}{K_0} \right) + \phi_w - z$$

פרוסי לחץ האוויר, פונקציית הזרם הלא ממדית ופרוס העומד הקפילארי, ניתנים באיור 8. ניתן לראות שפרוס הפוטנציאל ההידרוסטטי בתווך הבלתי רווי אינו משפיע על קווי הזרם. אולם, הוא משפיע הן על ערכי לחץ האוויר והן על פרוס פוטנציאל השטף המטריצי (מתכונתי ביחס מערכי פשוט ללחץ הקפילארי). השפעת פרוס זה על לחץ האוויר הינה בכך שדרוש מפל לחצים גבוה יותר בכדי להעביר את אותה ספיקה בקרקע רוויה ברקע, מאשר בקרקע בלתי רוויה. באיור 8, לדוגמא, בגובה של 40 ס"מ מעל המקור, כאשר פרוס הרקע הינו לא רווי והידרוסטטי (ימין), שורר לחץ של 30 ס"מ מים ואילו בפרוס רקע רווי הידרוסטטי לחץ זה מתקבל בגובה נמוך יותר (35 ס"מ מעל המקור). כמובן, ערכים אלו תלויים: א) בעומד המים הכולל (שווה לעומק המשטח הפריאטי מתחת למקור), ב) בערך  $\alpha$  של הקרקע - ככל שערך זה גבוה יותר, כך הקרקע חולית יותר וההבדלים בין הגרפים יהיו ניכרים יותר ו- ג) בספיקה, כך שככל שעוצמת המקור גדלה גרדיאנט הלחצים גדול יותר וההפרש בין הלחצים, בשני המקרים, יגדל. בנוסף, ניתן לראות, שבפתרון בו הרקע רווי מתקבל לחץ אוויר שלילי במרחק מספיק גדול מהמקור ומהמשטח הפריאטי. זאת כיוון, שלחץ המים שלילי מספיק כך שסכום הלחץ הקפילארי ולחץ המים (לחץ האוויר), שלילי גם כן. תצפית זו נובעת ישירות מהסתירה שבהוספת משטח פריאטי לפתרון לקרקע רוויה, בפתרון לקרקע בלתי רוויה רק במרחק אינסופי מהמקור שורר לחץ 0 (אטמוספרי).

היתרון בשימוש בפונקציית הזרם הלא-ממדית הוא שפונקציה זו לא תלויה בעוצמת המקור. קווי הזרם הלא-ממדיים, מסמנים את חלקה של הספיקה, העוברת עד קו-זרם זה.



איור 8: קווים שווי פוטנציאל (אדום), קווי זרם (כחול) וקווים שווי לחץ אוויר (שחור) בהחדרת אוויר לקרקע רוויה (שמאל) ולקרקע בעלת פרום רקע לא רווי (ימין), 9 קווי הזרם מסמנים את חלק הספיקה העובר עד קו זה, בין כל שני קווים זורמת עשירית מספיקת המקור.  $\alpha=0.05 \text{ cm}^{-1}$ ,  $\phi_w = -50 \text{ cm}$  ועומד המים הכולל ברקע הינו  $Q=30 \text{ liter/hr}$   $K_0=0.01 \text{ cm/hr}$

כאשר משתמשים בליזימטר, או במערך של מספר מקורות (טפטפות) בשדה, יש לקחת בחשבון את השפעת דפנות הליזימטר, או את השפעת המקורות הסמוכים על המקור הנידון. פתרון אנליטי לזרימת אוויר בגליל אינסופי עם דפנות בלתי חדירות, מתאים לתיאור: זרימת אוויר בליזימטר גלילי, קירוב השפעת ליזימטר מרובע או כקירוב להצבה של מספר מקורות טמונים, כך שרדיוס הגליל הינו אמצע מרחק ההצבה. פתרון של זרימת מים ממקור טמון במרכז הגליל ניתן ע"י (Communar and Friedman, 2010):

משוואה 58:

$$\phi_\infty^c = \frac{2}{R_*^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} e^{(z-|z|\cdot\beta_n)}$$

$J_0$  הינה פונקצית בסל (Bessel) מהסוג הראשון מסדר 0,  $R_*$  הינו רדיוס הצילינדר,  $\beta_n = \sqrt{1 + \sigma_n^2}$  ו- $\sigma_n$  הינם השורשים של פונקצית בסל מהסוג הראשון מסדר 1 מחולקים ברדיוס הגליל. ציר  $z$  בפתרון זה הינו חיובי כלפי מטה. בכדי להתאים פתרון זה להזרקה אוויר, יש להפוך את כיוון  $z$  לחיובי כלפי מעלה וכן להוסיף את פירוס פוטנציאל הרקע הנובע מפרוס הידרוסטטי של המים, על-פי עקרון הסופרפוזיציה:

משוואה 59:

$$\Phi_\infty^c = \frac{Q\alpha}{8\pi R_*^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} e^{(z-|z|\cdot\beta_n)} + \frac{K_0}{\alpha} e^{2(z-\frac{\alpha}{2}\phi_w)}$$

לכן, השטף האנכי הלא ממדי הינו:

משוואה 60:

$$q_{z,\infty}^c = \begin{cases} \frac{2}{R_*^2} + \frac{1}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}(1 + \beta_n)}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} e^{(z-z\cdot\beta_n)}, & Z \geq 0 \\ \frac{1}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}(1 - \beta_n)}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} e^{(z+z\cdot\beta_n)}, & Z < 0 \end{cases}$$

$$\int x^m J_{m-1}\{x\}dx = x^m J_m\{x\}$$

פונקצית הזרם הלא-ממדית במקרה זה הינה:

$$\Psi_{\infty}^c = \begin{cases} \frac{R^2}{R_*^2} + \frac{R}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_1\{\sigma_n \cdot R\} \cdot (1 + \beta_n) \cdot e^{(Z-Z \cdot \beta_n)}}{\sigma_n \cdot \beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}}, & Z \geq 0 \\ 1 + \frac{R}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_1\{\sigma_n \cdot R\} \cdot (1 - \beta_n) \cdot e^{(Z+Z \cdot \beta_n)}}{\sigma_n \cdot \beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}}, & Z < 0 \end{cases}$$

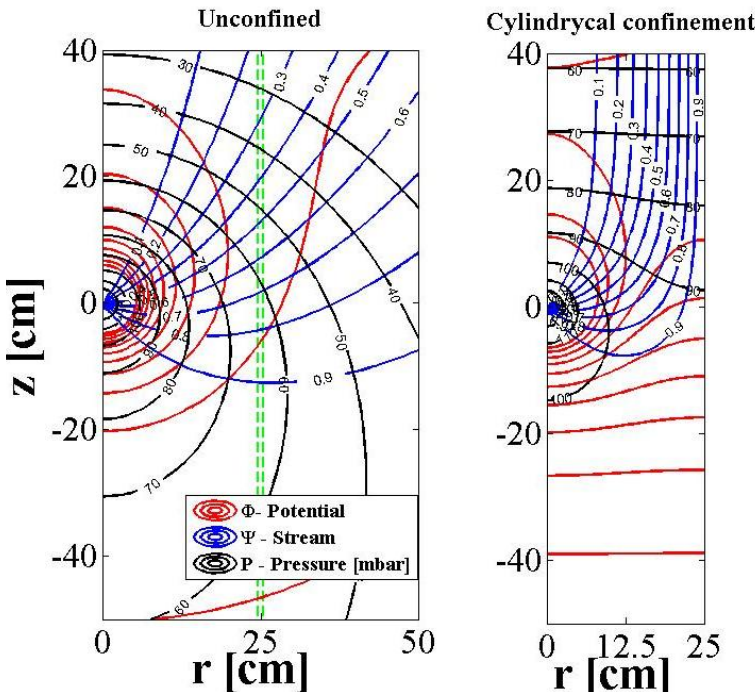
ניתן לראות באיור 9, כצפוי, שקווי הזרם הלא-ממדים מושפעים מאוד מהתיחום. בגליל מתקבלת זרימה חד-ממדית כבר לאחר מרחק קצר מהמקור. כמו כן, ניתן לראות, שלחץ האוויר גם הוא מושפע בצורה משמעותית מהתיחום. כך, שבמרחק דומה מהמקור לחץ האוויר בזרימה בגליל גבוה יותר. כמו כן, ההבדל בלחצים גדל ככל שמתרחקים מהמקור, כלומר, ישנו גרדיאנט לחצים קטן יותר בזרימה בגליל. תוצאה זו מפתיעה לכאורה, כיוון ששטף האוויר בגליל גבוה יותר. הסבר לכך הינו שלחץ האוויר גורם להגדלת החזירות, כך שלמרות שהשטף גדל הגרדיאנט קטן.

ערך  $\alpha$  הינו, כזכור, פרמטר של הקרקע המאפיין את ההשפעה של הכוחות הקפילריים, כך שבקרקע חרסיתית, בה כוחות אלו גדולים,  $\alpha$  קטן, ובקרקעות חוליות  $\alpha$  גדול. כיוון שכך,  $\alpha$  משמש כמאפיין של התרומה היחסית של כח העילוי (שקול לגרויטציה במים) לעומת הכוחות הקפילריים על הזרימה. כאשר  $\alpha = 0$ , פרום פוטנציאל השטף המטריצי סביב המקור הינו כדורי בקרקע אינסופית. איור 10 מציג את השפעת רדיוס הגליל  $\alpha$ -ו על קווי הזרם. ככל שערך  $\alpha$  קטן, כך השפעת מקורות שכנים או דפנות

הליזימטר גדולה יותר. מכאן, שבכדי לאוורר אזור מסוים, ככל שהקרקע חרסיתית יותר, כך מרחק ההצבה בין המקורות יכול להיות גדול יותר. בנוסף, כאשר  $\alpha$  גדול, כל האוויר עולה כלפי מעלה במרחק קצר מהמקור. לעומת זאת, כאשר  $\alpha$  קטן, בעיקר ברדיוס גליל גדול, חלק מהאוויר זורם כלפי מטה.

בזרימת אוויר ישנה תופעה של זרימה מועדפת חזקה מזו שבמים. לכן, בכדי לתאר את זרימת האוויר בצורה פיזיקאלית מדויקת יותר, יש להשתמש בערך  $\alpha$  גדול יותר עבור אוויר מאשר מים. אולם, מכיוון שבקרקע חרסיתית תופעת הזרימה המועדפת של האוויר גדולה יותר עקב:

סדקים, התנגדות הקרקע והתכווצות חרסיות בנתיב התקדמות האוויר, ההבדלים בין ערכי  $\alpha$  באוויר בקרקעות שונות קטן מההבדל בין ערכי  $\alpha$  למים בקרקעות שונות.



איור 9: קווים שווי-פוטנציאל (אדום), קווי זרם (כחול) וקווים שווי-לחץ אוויר (שחור) בהחדרת אוויר לקרקע בה ישנו פרום הידרוסטטי של מים ללא תיחום (שמאל) ולקרקע בעלת תיחום גלילי ברדיוס של 25 ס"מ (ימין). 9 קווי הזרם מסמנים את היחס מהספיקה העוברת עד קו זה, בין כל שני קווים זורמת עשירית מספיקת המקור.  $Q=30 \text{ liter/hr}$ ,  $K_0=0.01 \text{ cm/hr}$ ,  $\alpha=0.05 \text{ cm}^{-1}$  ועומד המים הכולל ברקע הינו  $\phi_w = -50 \text{ cm}$ , הקו הירוק מסמן מרחק רדיאלי של 25 ס"מ.

**ב.2.ב. זרימה תמידית ממקור נקודתי טמון מתחת לפני שטח עם לחץ אטמוספרי**

בכדי לבחון את השפעת האטמוספירה על זרימת האוויר בקרקע ניתן להשתמש בצורה אנלוגית בפתרון לזרימת מים ממקור נקודתי טמון מעל משטח פריאטי הנמצא בעומק  $z_0$  מתחת למקור. פונקצית פוטנציאל השטף המטריצי הלא-ממדית לבעיה זו ניתנה ע"י ( Philip, 1989). הפתרון לזרימת מים ממקור נקודתי טמון מעל משטח פריאטי מתקבל משימוש בשיטת

(*exponentially weighted images*), שמוסיפה

מבלע מדומה בעל עוצמה מותאמת מעברו השני של המשטח. כך, שמצרוף לינארי של הפתרונות נוצר משטח, בו פוטנציאל השטף המטריצי הינו 0. לצרוף לינארי זה יש להוסיף, על-פי עקרון הסופרפוזיציה, את פירוס פוטנציאל השטף המטריצי המתקבל מהפרוס

ההידרוסטטי של המים בקרקע. לכן, הפתרון לפונקצית פוטנציאל השטף המטריצי, של מקור אוויר טמון בעומק  $z_0$ , מתחת משטח שווה-לחץ הינו:

משוואה 63:

$$\Phi_{wt}^u = \frac{Q\alpha}{8\pi} \left( \frac{e^{(Z-\rho)}}{\rho} - \frac{e^{(Z-\rho_-)}}{\rho_-} \right) + \frac{K_0}{\alpha} e^{2(Z-\frac{\alpha}{2}\phi_w)}$$

כאשר:  $Z_0 = \frac{\alpha}{2} z_0$ ,  $\rho_- = \sqrt{(Z - 2 \cdot Z_0)^2 + R^2}$  והאינדקס  $wt$  מסמן משטח פריאטי (*water table*).

פונקצית הזרם הלא-ממדית לבעיה זו הינה:

משוואה 64:

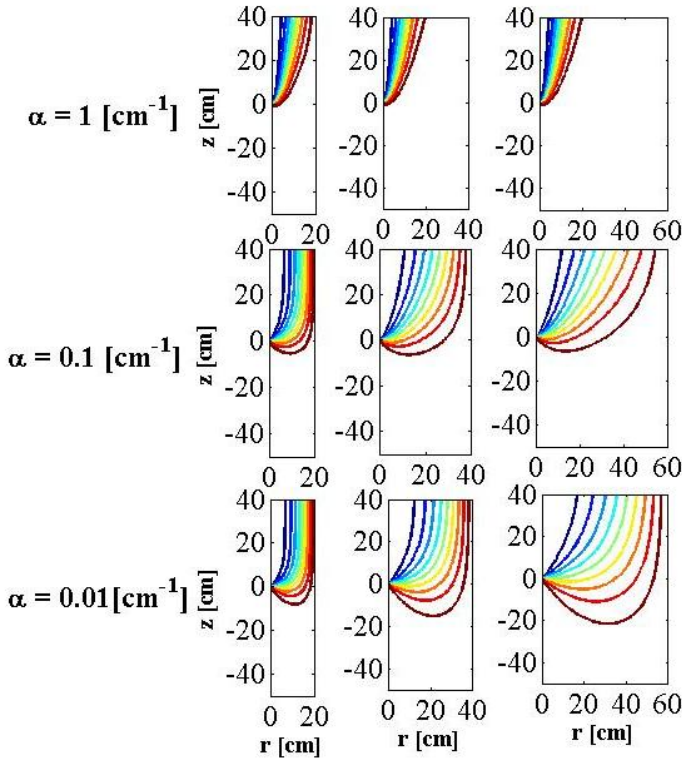
$$\Psi_{wt}^u = 1 - \frac{e^Z}{2} \left( \frac{\rho + Z}{\rho} e^{-\rho} - \frac{\rho_- + Z - 2 \cdot Z_0}{\rho_-} e^{-\rho_-} \right)$$

באותה צורה, נקבל את הפתרון לפונקצית פוטנציאל השטף המטריצי בזרימת אוויר ממקור טמון בעומק  $z_0$ , מתחת משטח שווה-לחץ, בגליל חצי-אינסופי. חשוב לציין, שניתן להשתמש בשיטה זו מכיוון שהפתרון בגליל אינסופי (משוואה 58) הושג ע"י הצבת תנאי שפה בו השטף האופקי שווה ל-0 ולא על ידי סופרפוזיציה של מקורות מדומים. לכן, נקבל שפוטנציאל השטף המטריצי של מקור טמון, מתחת משטח שווה-לחץ בגליל, הוא:

משוואה 65:

$$\Phi_{wt}^c = \frac{Q\alpha}{8\pi R_*^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} (e^{(Z-|\beta_n|)} - e^{(Z+(Z-2Z_0)\beta_n)}) + \frac{K_0}{\alpha} e^{2(Z-\frac{\alpha}{2}\phi_w)}$$

הפתרון מתאים לתחום  $Z \leq Z_0$  (מתחת ובפני הקרקע), בו השטף האנכי הלא-ממדי, שווה ל-0.



איור 10: זרימת אוויר ממקור טמון בקרקע אינסופית בגלילים בעלי רדיוס של 20, 40 ו-60 ס"מ (מימין לשמאל) מתחת לפני שטח בעלי לחץ אוויר אטמוספרי בקרקעות בהן ישנו פרוס מי הידרוסטטי והן בעלות ערכי  $\alpha$  של 1, 0.1 ו-0.01  $cm^{-1}$  (מלמעלה למטה). 9 קווי הזרם הלא ממדיים מסמנים 10-90% מהספיקה באינטרוול של 10%.

$$a_{z,wt}^c = \begin{cases} \frac{2}{R_*^2} + \frac{1}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n R\} \cdot e^Z [(1 + \beta_n) e^{-Z\beta_n} - (1 - \beta_n) e^{(Z-2Z_0)\beta_n}]}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n R_*\}}, & Z \geq 0 \\ \frac{1}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n R\} \cdot (1 - \beta_n) \cdot e^Z (e^{Z\beta_n} - e^{(Z-2Z_0)\beta_n})}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n R_*\}}, & Z < 0 \end{cases}$$

ולכן, פונקצית הזרם הלא-ממדית הינה:

משוואה 67:

$$\Psi_{wt}^c = \begin{cases} \frac{R^2}{R_*^2} + \frac{R}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_1\{\sigma_n R\} \cdot e^Z [(1 + \beta_n) \cdot e^{-Z\beta_n} - (1 - \beta_n) \cdot e^{(Z-2Z_0)\beta_n}]}{\sigma_n \cdot \beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n R_*\}}, & Z \geq 0 \\ 1 + \frac{R}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_1\{\sigma_n R\} \cdot (1 - \beta_n) \cdot e^Z (e^{Z\beta_n} - e^{(Z-2Z_0)\beta_n})}{\sigma_n \cdot \beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n R_*\}}, & Z < 0 \end{cases}$$

מהשוואה בין איור 11, המציג את: קווי-

הזרם, הפוטנציאל וקווים שווי לחץ

בהחדרת אוויר לקרקע מתחת לפני שטח

בהן שורר לחץ אטמוספרי עם וללא כליאה

גלילית, לאיור 9, ניתן לראות שפני השטח

משפיעים על קווי-הזרם בזרימה לא כלואה

בכך שהם גורמים לקווי הזרם להתרכז אל

מעל המקור. לעומת זאת, בזרימה בגליל

ישנה השפעה קטנה מאוד של פני השטח,

כיוון שהגליל האטום גורם להתרכזות קווי

הזרם בצורה יעילה בהרבה, כך שהשפעת

פני השטח האטמוספריים אינה מורגשת.

צורה נוספת להבין זאת הינה שהלחץ

הקבוע גורם לקווי הזרם להיות ניצבים

לפני השטח, כך שהזרימה נהיית חד-ממדית

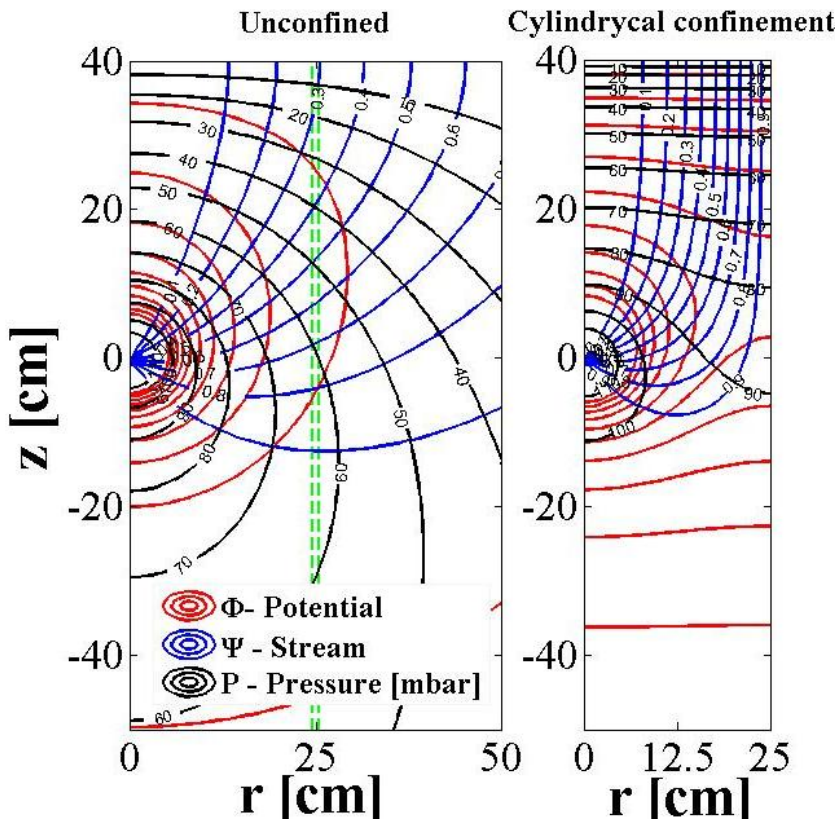
בגובה זה. אולם, הגליל גם כך כופה זרימה

חד-ממדית. כמו כן, ניתן לראות, ששימוש

בפתרון לזרימה של מקור בודד (ללא גליל)

לתיאור זרימה ממערך של מקורות גורם

לשגיאה גדולה. לדוגמא, במקרה הנ"ל,



איור 11: קווים שווי-פוטנציאל (אדום), קווי זרם (כחול) וקווים שווי-לחץ אוויר (שחור). בהחדרת אוויר 40 ס"מ מתחת לפני השטח, בו שורר לחץ אטמוספרי לקרקע ללא תיחום (שמאל) ולקרקע בעלת תיחום גלילי ברדיוס של- 25 ס"מ (ימין), 9 קווי הזרם מסמנים את היחס מהספיקה העוברת עד קו זה, בין כל שני קווים זורמת עשירית מספיקת המקור.  $\alpha=0.05 \text{ cm}^{-1}$ ,  $K_0=0.01 \text{ cm/hr}$ ,  $Q=30 \text{ liter/hr}$  ועומד המים הכולל ברקע הינו  $\phi_w = -50 \text{ cm}$  הקו היורק מסמן מרחק רדיאלי של-25 ס"מ.

במרחק הצבה של 50 ס"מ בין מקורות בקרקע חרסיתית, בעלת ערך  $\alpha$  השווה ל- $0.05 \text{ cm}^{-1}$ , נקבל שבפני הקרקע באמצע מרחק

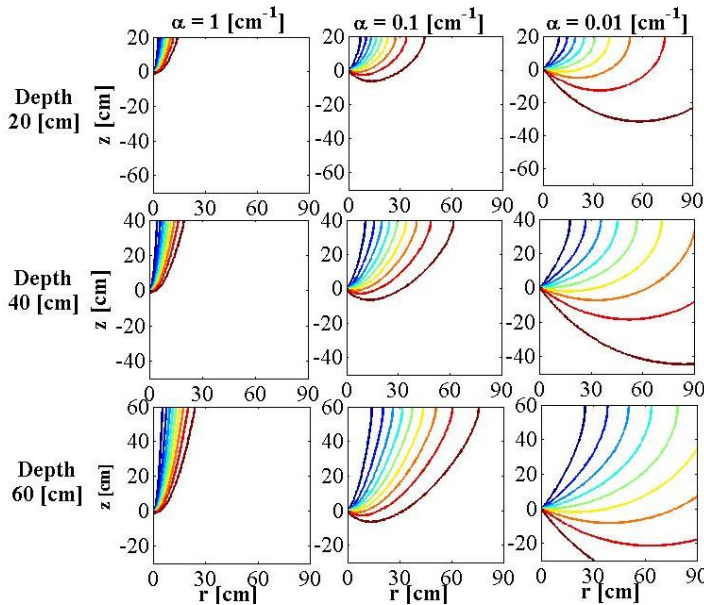
ההצבה עברה פחות מ-30% אחוז מהספיקה בפתרון הלא כלוא, כאשר למעשה כל הספיקה חייבת לעבור עד מרחק רדיאלי זה

מהמקור. שגיאה נוספת משימוש בפתרון למקור יחיד הינה בפרוס לחץ האוויר בקרקע. בעוד שבגליל, כאשר המקור הינו בעוצמה

של 30 ליטר לשעה נקבל בגובה של 20 ס"מ מעל המקור לחץ של 70 מיליבר, בפתרון הלא כלוא בנקודה זו לחץ האוויר הינו 55

מיליבר בלבד.





איור 12: זרימת אוויר ממקור טמון בעומקים 20, 40 ו-60 ס"מ (מלמעלה למטה) מתחת לפני שטח בעל לחץ אוויר אטמוספרי בקרקעות בעלות ערכי- $\alpha$  של 0.01, 0.1 ו-1  $\text{cm}^{-1}$  (מימין לשמאל). 9 קווי הזרם הלא ממדיים מסמנים 10-90% מהספיקה באינטרוול של 10%.

באיור 12 ניתן לראות שככל שערך  $\alpha$  קטן, כך הזרימה האופקית הינה משמעותית יותר. כלומר, בכדי לאוורר אזור מסוים, ככל שהקרקע חרסיתית יותר, כך ניתן לטמון את המקור בעומק רדוד יותר. איור 13 מציג את השפעת עומק ההטמנה הלא-ממדי ( $Z_0$ ) והרדיוס הלא-ממדי של הגליל ( $R_*$ ) על קווי-הזרם הלא-ממדיים. מהשוואה בין איור 13 ל-12 ניתן לראות שגם כאשר רדיוס החבית, או מרחק ההצבה גדול מאוד (עמודה ימנית), ישנה עדיין השפעה של הגליל על קווי הזרם. הפתרון המוצע מאפשר לקבוע שניים מתוך שלושת משתני התכנון הבאים: עומק ההטמנה, עוצמת המקור ומרחק ההצבה, לצורך אוורור חלקות חקלאיות בעזרת מערכת אוורור טמון. לדוגמא, אם בגידול הנידון יש צורך לשמור על מרחק הצבה של 80 ס"מ והקרקע הינה בעלת מרקם בינוני עם  $\alpha=0.1 \text{ cm}^{-1}$ , אזי,

$$R = \frac{ar}{2} = \frac{0.1 \cdot 40}{2} = 2$$

(איור 13 שורה אמצעית, 2 משמאל), כלומר, עומק ההטמנה הינו 40 ס"מ. הערך המתאים, לצריכת חמצן בקרקע חקלאית, הינו

$$6 \cdot 10^{-6} \frac{\text{mol}(O_2)}{\text{m}^3(\text{soil}) \cdot \text{sec}} \quad (\text{Sierra and Renault, 1995}).$$

של-40 ס"מ), אזי הנפח המאוורר הינו  $0.2 \text{ m}^3$ .

$$1.2 \cdot 10^{-6} \frac{\text{mol}(O_2)}{\text{sec}} \quad \text{לכן, על המקור לספק}$$

$$3.84 \cdot 10^{-5} \frac{\text{gr}(O_2)}{\text{sec}} \quad \text{השווה ל-} 0.576$$

ליטר אוויר בלחץ אטמוספרי, בשעה. נניח

שטפטפות של ספיקה נמוכה מספקות כ-30 ליטר

לשעה אוויר בלחץ אטמוספרי, אזי יש להפעיל את

האוורור במשך 1.2 דקות כל שעה.

איור 14 מציג את השפעת רדיוס הגליל (חצי מרחק

ההצבה) ועומק ההטמנה על נפח הקרקע המאוורר,

המוגדר כנפח הקרקע התחום ע"י קו הזרם

$$\Psi_{wt}^c = 0.9, \quad \text{מנורמל בנפח גליל באורך של מרחק}$$

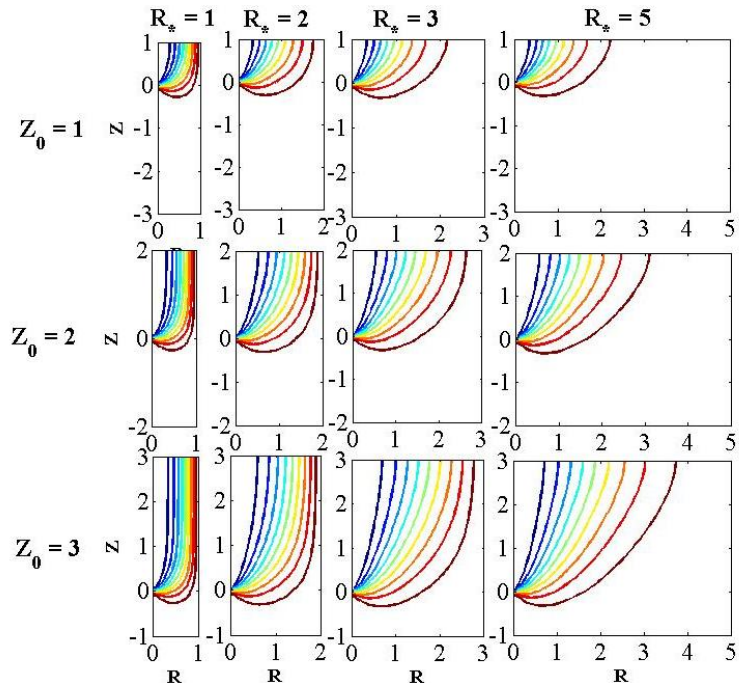
ההטמנה וברדיוס הגליל. ניתן לראות שככל שעומק

ההטמנה רדוד יותר, כך השפעת מרחק ההצבה על

הנפח המאוורר משמעותית יותר. בנוסף ניתן

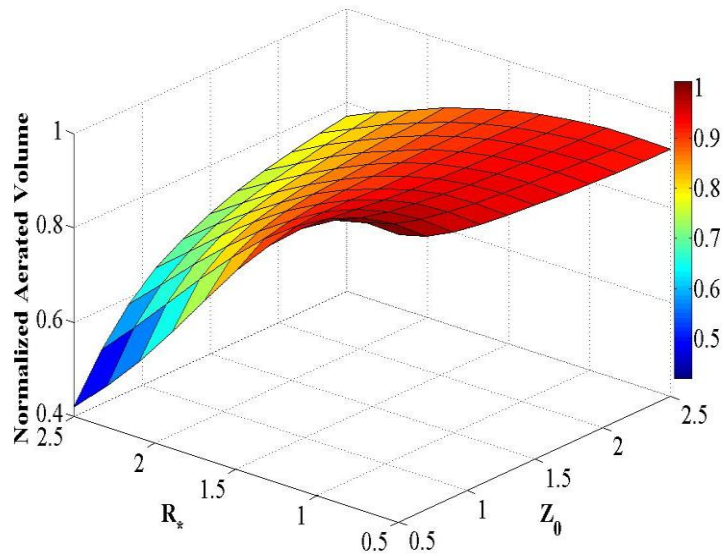
לראות שהשפעת עומק ההטמנה על נפח הקרקע

המאוורר המנורמל קטן מאשר השפעת מרחק



איור 13: זרימת אוויר ממקור טמון בעומקים לא-ממדיים של 1, 2 ו-3 (מלמעלה למטה) מתחת לפני שטח בעל לחץ אוויר אטמוספרי בצילינדרים בעלי רדיוס לא ממדי של 1, 2, 3, 5 (מימין לשמאל). 9 קווי הזרם הלא ממדיים מסמנים 10-90% מהספיקה באינטרוול של 10%.

ההצבה. כלומר, העמקת המקורות יעילה פחות באוויר הקרקע מאשר הקטנת מרחק ההצבה ביניהם. תנאי השפה של לחץ אטמוספרי בפני השטח גורם ל"שאיבת" האוויר ובכך מקטין את הנפח המאוורר בעומקי הטמנה רדודים.



איור 14: נפח הקרקע המאוורר (התחום ע"י קו זרם 0.9) מנורמל בנפח גליל באורך עומק ההטמנה הלא ממדי ( $Z_0$ ) ובעל רדיוס לא ממדי ( $R_*$ ), כתלות בעומק ההטמנה וברדיוס הגליל הלא ממדיים

**ב.2.ג. זרימה תמידית ממקור נקודתי טמון מעל לפני שטח בלתי חדירים**  
 מצב תמידי של זרימת אוויר ופירוס הידרוסטטי של מים ייתכן רק כאשר המים הגיעו למצב שו"מ חדש המושפע ע"י האוויר. מצב שו"מ זה מאופיין ע"י משטח פריאטי בעומק  $|\phi_w|$  מתחת למקור האוויר.

אולם, מכיוון שסביר להניח שזרימת האוויר איננה משפיעה על מפלס המשטח הפריאטי. ניתן להגדיר את המשטח הפריאטי (או את הגובה מעליו בו שורר מתח מטריצי בעוצמה של ערך פריצת האוויר) כמשטח בלתי חדיר, כך שהפתרון המתאים, מבחינה אנלוגית, הינו החדרת מים ממקור טמון מתחת למשטח בלתי חדיר (ללא אידוי מפני הקרקע). יש לשים לב שבמצב זה ישנה זרימת מים תמידית ולא מצב הידרוסטטי. לכן, השימוש ב-  $\phi_w$  קבוע ושווה לעומק המשטח הפריאטי איננו מדויק. הפתרון לפונקצית פוטנציאל השטף המטריצי בזרימת מים ממקור טמון מתחת לפני שטח בלתי חדירים בגובה  $z_*$ , ניתן ע"י (Raats, 1971):

משוואה 68:

$$\varphi_{ss,water}^u = e^z \left( \frac{e^{-\rho}}{\rho} - \frac{e^{-\rho_+}}{\rho_+} \right) + 2e^{2z} \cdot E_i\{- (Z_+ + \rho_+)\}$$

כאשר  $E_i\{x\} = \int_{-\infty}^x \frac{e^t}{t} dt$  הינו פונקציית האינטגרל האקספוננציאלי,  $Z_+ = Z + 2 \cdot Z_*$ ,  $\rho_+ = \sqrt{R^2 + (Z + 2 \cdot Z_*)^2}$

האינדקס water מסמן שהפתרון הינו עבור זרימת מים והאינדקס ss מסמן מתחת לפני שטח (sub surface).

מהגדרת המשטח הבלתי חדיר גם כעומק המשטח הפריאטי, פוטנציאל הרקע מוגדר כ:

משוואה 69:

$$\Phi_b = \frac{K_0}{\alpha} e^{\alpha(z+z_*)}$$

ולכן, פרוס פוטנציאל השטף המטריצי הלא-ממדי, בזרימת אוויר ממקור טמון מעל משטח בלתי חדיר, ניתן על-ידי:

משוואה 70:

$$\varphi_{ss}^u = e^z \left( \frac{e^{-\rho}}{\rho} - \frac{e^{-\rho_+}}{\rho_+} \right) + 2e^{2(Z+z_*)} \cdot E_i\{- (Z_+ + \rho_+)\} + \varphi_b$$

משימוש בנגזרת של האינטגרל האקספוננציאלי:

משוואה 71:

$$\frac{\partial E_i\{x\}}{\partial x} = \frac{e^x}{x}$$

נקבל את השטף האנכי (בצורתו הלא-ממדית):

$$q_{z,ss}^u = \frac{e^Z}{2} \cdot \left[ \frac{e^{-\rho}}{\rho} \left( 1 + \frac{Z}{\rho} + \frac{Z}{\rho^2} \right) + \frac{e^{-\rho_+}}{\rho_+} \left( 3 + \frac{Z_+}{\rho_+} + \frac{Z_+}{\rho_+^2} \right) \right]$$

ומאינטגרציה על הציר הרדיאלי, נקבל את פונקציית הזרם הלא-ממדית:

$$\begin{aligned} \Psi_{ss}^u &= 1 - \int_R^\infty R q_z dR \\ &= 1 - \frac{e^Z}{2} \cdot \left[ \left( \frac{Z + \rho}{\rho} \right) e^{-\rho} + \left( \frac{Z_+ - \rho_+}{\rho_+} \right) e^{-\rho_+} \right] \end{aligned}$$

הפתרון לפוטנציאל השטף המטריצי, של מקור טמון בעומק  $z_*$  מתחת למשטח בלתי חדיר בגליל חצי-אינסופי, ניתן ע"י

(Communar and Friedman, 2011):

$$\varphi_{ss,water}^c = \frac{2}{R_*^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} \left( e^{Z-|Z|\beta_n} - \frac{(1-\beta_n)}{(1+\beta_n)} e^{Z-Z+\beta_n} \right)$$

לכן, עבור זרימת אוויר ממקור טמון מעל משטח בלתי חדיר בגליל פוטנציאל השטף המטריצי הלא-ממדי הינו:

$$\varphi_{ss}^c = \frac{2}{R_*^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\}}{\beta_n J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} \left( e^{Z-|Z|\beta_n} - \frac{(1-\beta_n)}{(1+\beta_n)} e^{Z-Z+\beta_n} \right) + \varphi_b$$

מכאן יוצא שהשטף האנכי הלא-ממדי הינו:

$$q_{z,\infty}^c = \begin{cases} \frac{2}{R_*^2} + \frac{1}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\} e^Z}{\beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} \left( (1+\beta_n) e^{Z\beta_n} - (1-\beta_n) e^{-Z+\beta_n} \right), Z \geq 0 \\ \frac{1}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_0\{\sigma_n \cdot R\} \cdot (1-\beta_n) \cdot e^Z}{\beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n \cdot R_*\}} \left( e^{Z\beta_n} - e^{-Z+\beta_n} \right), Z < 0 \end{cases}$$

אם נציב  $Z = -Z_*$ , נקבל שהשטף אכן שווה ל-0. פונקציית הזרם הלא-ממדית הינה:

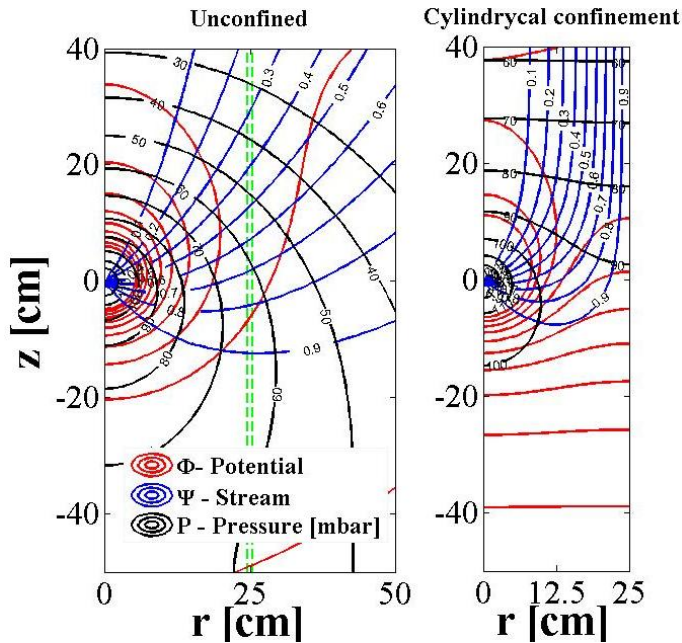
$$\Psi_{ss}^c = \begin{cases} \frac{R^2}{R_*^2} + \frac{R}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_1\{\sigma_n R\} \cdot e^Z \left[ (1+\beta_n) \cdot e^{-Z\beta_n} - (1-\beta_n) \cdot e^{-Z+\beta_n} \right]}{\sigma_n \cdot \beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n R_*\}}, Z \geq 0 \\ 1 + \frac{R}{R_*^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{J_1\{\sigma_n R\} \cdot (1-\beta_n) \cdot e^Z \left( e^{Z\beta_n} - e^{-Z+\beta_n} \right)}{\sigma_n \cdot \beta_n \cdot J_0^2\{\sigma_n R_*\}}, Z < 0 \end{cases}$$

איור 15, מציג את פרסטי עומד לחץ האוויר, פוטנציאל השטף המטריצי וקווי הזרם הלא-ממדיים. בהחדרת אוויר ממקור טמון מעל משטח בלתי חדיר, עם ובלי חסימה גלילית, ניתן לראות שקווים שווי-לחץ ניצבים למשטח הבלתי חדיר. כלומר, משטח זה מהווה קו זרם. מהשוואה בין איור 15 לאיור 9, ניתן לראות שמשטח בלתי חדיר מתחת למקור אוויר משפיע מעט מאוד על קווי הזרם, בעיקר בגליל. זאת כיוון שממילא מעט אוויר זורם כלפי מטה. השפעה זו הולכת וקטנה ככל שערך  $\alpha$  גדל ועומק המשטח מתחת למקור גדל.



## ב.2.ד. דיון ומסקנות

מניתוח הבעיה ומפרוסי הלחצים וקווי הזרם שהתקבלו מהפתרונות האנליטיים עולה שהתחימה הנוצרת מדפנות החבית או ממקורות שכנים הינה בעלת משמעות גדולה על פירוס זרימת האוויר, בכך שהיא מכריחה את האוויר לזרום בתווך מצומצם. למעשה, תופעות של זרימה מועדפת, הנובעות מאופייה של זרימת זורם לא מרטיב, גורמות לכך שגם מניפת הזרימה, של מקור יחיד בקרקע רטובה, תהיה דומה יותר לזרימה הכלואה מאשר לזרימה החופשית. דפוס זה של זרימה גורם לכך שהאוויר יעיל בתחום קטן מעל המקור בלבד, והמקור אינו מאוורר שטחים נרחבים. לא ניתן לומר, על פי מודל זה, שהחבית גורמת לאוורור טוב יותר בניסוי החביות מזה שבניסוי שדה, כי יש לזכור שהתחימה משפיעה גם על פירוס המים. אף ניתן לצפות שהתחימה תשפיע יותר על המים מאשר על האוויר. זאת כיוון, שכפי שצוין לעיל, האוויר נוטה לעלות כלפי מעלה כתוצאה מזרימה מועדפת, יותר



איור 15: קווים שווי-פוטנציאל (אדום), קווי זרם (כחול) וקווים שווי-לחץ (ירוק) באוויר (שחור) בהחדרת אוויר 50 ס"מ מעל משטח בלתי חדיר לקרקע בעלת פרוס מים הידרוסטטי ללא תיחום (שמאל) ולקרקע בעלת תיחום גלילי ברדיוס של 25 ס"מ (ימין), 9 קווי הזרם מסמנים את היחס מהספיקה העוברת עד קו זה, בין כל שני קווים עשירית מספיקת המקור.  $\alpha = 0.05 \text{ cm}^{-1}$ ,  $Q = 30 \text{ liter/hr}$ ,  $K_0 = 0.01 \text{ cm/hr}$  ועומד המים הכולל ברקע הינו  $\phi_w = -50 \text{ cm}$ . הקו הירוק מסמן מרחק רדיאלי של 25 ס"מ.

מאשר המים נוטים לרדת. מהשוואה בין הפתרונות לזרימת אוויר בקרקע רוויה ברקע לקרקע בלתי רוויה ברקע, נמצא שהוספת פוטנציאל רקע, הנובע מפרוס הרטיבות הנוצרת מעל משטח פריאטי, אינו משנה את קווי הזרם (כצפוי) אולם, משפיע על פרוס לחץ האוויר.

גם אם מודלים אלו אינם מתארים את כל התופעות הפיסיקאליות בזרימת אוויר, הרי שקיומו של פתרון אנליטי מאפשר גם תיאור פנומנולוגי של התופעה וגם שימוש מעשי, הנדסי.

בעוד שהנחת זרימת אוויר תמידית הינה ככל הנראה סבירה, הנחת פרוס הידרוסטטי של המים הינה בעייתית, בעיקר בקרקעות חקלאיות המצויות תחת משטר השקיה אינטנסיבי. לדוגמא, בניסויי החדרת האוויר (פרקים 1.1 ו-2.1), האוויר הוחדר בפולסים של 45 דקות. זמן זה מספיק, ככל הנראה, בכדי ליצור זרימה קוואזי-תמידית של אוויר. אם ניקח בחשבון שזרימת המים בקרקע החרסיתית, במחזור השקיה של פעמיים ביום, הינה בקירוב טוב תמידית, אזי זרימת האוויר הינה בקירוב טוב תמידית. ברם, גרדיאנט לחץ המים אינו שווה לנגדי של גרדיאנט הרום. כזכור, הנחה זו משמשת להערכת כח העילוי על זרימת האוויר.

## פרק ג. ניסויים בהזרקת אוויר

השיטה המוצעת לאוורור קרקעות הינה הזרקת אוויר בעזרת מערכת טפטוף טמון. אוורור הקרקע בשיטה זו נגרם כתוצאה מהוספת מקור נוסף לחמצן בקרקע (בנוסף לאטמוספירה). מקור זה ממוקם בעומק הקרקע, היכן שישנו מחסור בחמצן. האוויר המוחדר, עולה כלפי מעלה בהשראת כוח העילוי. זרימת האוויר, בו ריכוז החמצן הינו אטמוספרי, דרך הקרקע גורמת לתנועת חמצן קונבקטיבית, שהינה מהירה בהרבה מהתנועה הדיפוזיבית. החיסרון בשיטה זו נובע מאופי זרימת האוויר בקרקע רטובה. כפי שצוין, אפקט הארובה (Elder and Benson, 1999) גורם לכך, שרוב האוויר זורם במספר מצומצם של תעלות בזרימה מועדפת. תופעה זו מביאה לכך שלא מתחלף נפח אוויר גדול בקרקע. למרות תופעה זו, ניתן לצפות לשיפור משמעותי בריכוז החמצן, כתוצאה מדיפוזיה אופקית של חמצן מהארובה האנכית, המשמשת כמקור חמצן נוסף בקרקע. תופעה נוספת שעלולה לפגוע ביעילות אוורור הקרקע בשיטה זו, היא כאמור, התנגדות הקרקע החרסיתית ליציאת אוויר (ומים) ממקור נקודתי. השפעות תופעות אלו נחקרו ע"י בחינת יעילות הוספת כדור מחורר סביב הטפטפת, שיאפשר שטח הספקה גדול יותר.

### ג.1. ניסויי חביות ראשון (2010) – 6 טיפולים

#### ג.1.א. חומרים ושיטות

השפעת החדרת אוויר לקרקע נבחנה בשני ניסויי חביות, בהן 200 ליטר קרקע (ורטיסול עם 54.3% חרסית, 15.3% חול, 30.4% סילט, 0.9% חומר אורגני ו-25% גיר מקיבוץ שריד) וצמח פלפל יחיד שנערכו בבית דגן. נבחנו 6 טיפולים, לכל טיפול 4 חזרות (סה"כ 24 חביות). הטיפולים הינם:

- 1 - ביקורת- טפטוף עילי ללא תוספת אוויר.
- 2 - ביקורת- טפטוף טמון ללא תוספת אוויר.
- 3 - ביקורת- טפטוף טמון עם כדור מחורר ללא תוספת אוויר
- 4 - אוויר ומים בטפטוף טמון עם כדור מחורר
- 5 - אוויר ומים בטפטוף טמון ללא כדור מחורר
- 6 - אוויר בטפטוף טמון עם כדור, מים בטפטוף עילי.

החביות עשויות מפלסטיק (HDPE), צורתן בקירוב גלילית (מעט מורחבות במרכז לקוטר מכסימאלי של 55 ס"מ ומצרות בקצוות לקוטר מינימאלי של 45 ס"מ), גובהן 90 ס"מ ונפחן 200 ליטר. קוטר החביות הינו כזה המדמה בקרוב די טוב השפעת טפטפות שכנות בניסוי שדה (היחס בין השטח של הצבה ריבועית של טפטפות כשאמצע מרחק ההצבה הינו R לבין שטח עיגול שרדיוסו  $R \cdot \frac{4}{\pi}$ ). עומק החבית מספיק כך שאפילו בקרקע החרסיתית בניסוי לא הוצפו החביות (פרט לאחת שפתח הניקוז בתחתיתה נאטם). בחלק מהטיפולים הותקנו כדורי פלסטיק (Polypropylene) מחוררים בקוטר 10 ס"מ, בכדי להקטין את התנגדות הקרקע להחדרת האוויר ע"י הגדלת שטח ההספקה. כמו כן, כדורים אלו עלולים לגרום לדחיקת המים מן החבית, כאשר הטפטוף הוא טמון, שכן המים ייצאו ברובם (אולי אף כולם) מתחתית הכדור, שהוא עצמו יהווה מכשול בפני המים לעלות כלפי מעלה. לעומת זאת, כאשר ההשקיה הינה עילית, הכדור עלול להוות מכשול בפני המים המחלחלים ובכך לגרום לתכולת רטיבות גדולה יותר בחלקה העליון של החבית (ככל הנראה השפעה זו זניחה). הטיפולים ניתנו תחת משטרי השקיה שונים, על-פי מקדם שטיפה של 20%, בכדי למנוע עקת מליחות. הניסוי החל ב-2 במאי, הפלפלים (בנג'י, 14511 משתלת "שורשים", עין הבשור) נשתלו ב-4 ביולי (2010), בגיל 28 ימים. ההשקיה ניתנה פעמיים ביום, בבוקר (7:00) ללא דשן ובצהריים (11:00) עם דשן (שפר 1:2.5:5, בריכוז של  $1.5 \frac{gr}{liter}$ ). הדשן ניתן רק כאשר היה גידול בחביות. בקרה על ההשקיה נעשתה ע"י ברזים חשמליים.

בנוסף, נאסף ונשקל הנקז מהחביות ונמדדה המוליכות החשמלית, לוודא שלא נוצרות עקות נוספות (יובש או מליחות). כזכור, עקת חמצן גורמת להגברה משמעותית של השפעת המליחות על צמחים.

האוויר סופק במשטרי אוורור שונים ע"י מדחס שמספק לחץ של כ-1.5 בר (אבסולוטי) לקו. לחץ זה נמצא מתאים לטווח הוויסות של הטפטפות. הטפטפות הינן מסוג יונירעם, 1 ל"ש, של חברת נטיפים. בכדי לאמוד את הספיקה הנפחית הצפויה של האוויר, יש לכפול ביחס הצמיגויות הדינאמיות. הצמיגות הדינאמית מושפעת מהטמפרטורה, וכמעט ואינה מושפעת מלחץ האוויר. יחס הצמיגויות הדינאמיות מושפע יותר מהטמפרטורה, מכיוון שהצמיגות הדינאמית של נוזלים קטנה ככל שעולה הטמפרטורה והצמיגות הדינאמית של גזים עולה.

Ratio $\frac{v_a}{v_w}$	$v_{air}$ [m <sup>2</sup> /sec <sup>2</sup> ]	$v_{water}$ [m <sup>2</sup> /sec <sup>2</sup> ]	Ratio $\frac{\mu_w}{\mu_a}$	$\mu_{air}$ [Pa·sec]	$\mu_{water}$ [Pa·sec]	$\rho_{air}$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$\rho_{water}$ [kg/m <sup>3</sup> ]	air Pressure [bar]	T [k <sup>0</sup> ]
7.4	9.70E-06	1.31E-06	73.5	1.78E-05	1.31E-03	1.22	999.7	1	283
10.4	1.04E-05	1.00E-06	54.5	1.84E-05	1.00E-03	1.18	998.2	1	293
13.8	1.10E-05	8.01E-07	42.2	1.89E-05	7.98E-04	1.14	995.7	1	303
17.8	1.16E-05	6.58E-07	33.8	1.93E-05	6.53E-04	1.1	992.2	1	313
11.1	1.45E-05	1.31E-06	73.5	1.78E-05	1.31E-03	1.84	999.7	1.5	283
15.5	1.56E-05	1.00E-06	54.5	1.84E-03	1.00E-03	1.77	998.2	1.5	293
20.7	1.65E-05	8.01E-07	42.2	1.89E-05	7.98E-04	1.71	995.7	1.5	303
26.7	1.74E-05	6.58E-07	33.8	1.93E-05	6.53E-04	1.66	992.2	1.5	313

טבלה 2: השפעת הטמפרטורה ולחץ האוויר על יחסי הצמיגות הקינמטית בין האוויר למים.

כלומר, בטמפרטורה של 30 מעלות צלסיוס, בלחץ של 1.5 בר, טפטפות אלו יתנו ספיקה של כ-40 ליטר לשעה. כמו כן, חשוב לשים לב, שבקרקע לחץ האוויר יורד ללחץ אטמוספרי, כך שלמעשה מוחלף נפח אוויר של 60 ליטר בשעה. מדידת ריכוז החמצן בקרקע נעשתה כדלקמן: בשתיים מתוך ארבעת החביות, נמדדו ריכוזי החמצן כל 30 שניות, ע"י מחושי חמצן של חברת Apogee, הטמונים בעומקים שונים (20 ו-40 ס"מ), במרחק רדיאלי של 15 ס"מ ממרכז החבית. רישום ממוצע הקריאות כל שעה עגולה, נעשה בעזרת אוגר נתונים CR1000 של חברת Campbell. בחיישנים אלו ישנם גם תרמיסטורים, המודדים את טמפרטורת אוויר הקרקע, באותם אינטרבלי זמן. מדידות הטמפרטורה שימשו לצורך תיקון קריאות ריכוז החמצן, לפי המלצות היצרן, וכן לבחינת השפעת הטמפרטורה על חמצן הקרקע.

בחביות בהן לא הותקנו מחושי חמצן, הוטמנו בקבוקוני פלסטיק מחוררים, בנפח 100 מ"ל, במרחקים רדיאליים שונים (0 ו-15 ס"מ) ממרכז החבית, ובעומקים שונים (20, 40, 60 ו-80 ס"מ). שימוש בשאיבת 100 מ"ל אוויר, מבקבוקונים בעלי נפח של 100 מ"ל, למדידת ריכוז החמצן, כוללת תנועה קונבקטיבית של אוויר הקרקע אל הבקבוקון. שאיבת האוויר גורמת לכך שהאוויר הנמדד, הינו ערבוב של האוויר בבקבוקון ואוויר שנשאב אל הבקבוקון מהקרקע. האוויר שנשאב מן הקרקע, נשאב ברובו מהנקבובים הגדולים שכן ההתנגדות לזרימה בהן קטנה בהרבה. בנקבובים אלו, ריכוז החמצן גבוה מאשר בנקבובים הקטנים. זאת מכיוון שהיחס בין נפח האוויר לשטח המגע שלו עם המבלע קטן יחסית. זו גם הסיבה לכך שככל הנראה ריכוז החמצן בבקבוקים עצמם הינו גבוה מזה שבקרקע. ולכן, המדידה הינה מאין חסם עליון לריכוז החמצן הממוצע בקרקע. בנוסף, תיתכן שגיאה במדידה זו כתוצאה של שאיבת אוויר אטמוספרי, דרך הקרקע, אל הבקבוק. שגיאה זו תלויה בהפרש בין ריכוז החמצן באטמוספירה לקרקע, ובכמות האוויר האטמוספרי שחדר אל הבקבוק במהלך השאיבה. כמות האוויר שחדרה תלויה במספר גורמים:

(א) תכולת הרטיבות מעל הבקבוק: ככל שתכולת הרטיבות גבוהה יותר מעל הבקבוק, כך מוליכות הקרקע קטנה, ופחות אוויר אטמוספרי יחדור אל הבקבוק.

(ב) נפח האוויר הנשאב: ככל שנשאב יותר אוויר, כך כמות האוויר מהאטמוספירה הינה גדולה יותר.

- ג) עומק הטמנת הבקבוק: ככל שהבקבוק עמוק יותר, כך פחות אוויר אטמוספרי יחדור.
- ד) נפח הבקבוק ממנו נשאב האוויר: ככל שנפח הבקבוק גדול, כך השפעת האוויר הנשאב על המדידה קטן.
- שינוי ריכוז החמצן (c) בבקבוק ניתן ע"י המשוואה הבאה:

משוואה 78:

$$\frac{dc}{dt} = \frac{Q}{V}(c_{in} - c_{out})$$

כאשר  $c_{in}, c_{out}$  הינם ריכוז החמצן היוצא והנכנס (בהתאמה),  $Q$  הינה ספיקת האוויר ו- $V$  נפח האוויר בבקבוק. אם נניח ערבוב מושלם בבקבוק, כלומר שהריכוז היוצא שווה לריכוז בבקבוק ושריכוז החמצן באוויר הנכנס אל הבקבוק הינו קבוע, אזי נקבל:

משוואה 79:

$$c(t) = c_{in} + (c_o - c_{in})e^{-\frac{Q}{V}t}$$

כאשר  $c_o$ , הינו ריכוז החמצן ההתחלתי בבקבוק.

אם קריאת החמצן הינה ממוצע ריכוז החמצן באוויר שנשאב, שכזכור שווה לריכוז בבקבוק, מדידת החיישן הינה:

משוואה 80:

$$c_{prob} = \frac{1}{T} \int_0^T c(t) dt = c_{in} + (c_o - c_{in}) \frac{V}{T \cdot Q} (1 - e^{-\frac{Q}{V}T})$$

כאשר  $T$  הינו משך השאיבה.

משך השאיבה אינו משפיע על הפתרון אלא רק הנפח הנשאב (TQ). אולם, משך השאיבה משפיע על מהירות הזרימה ועל מידת הדיוק של הנחת הערבוב המוחלט. בניסוי זה נשאב נפח של 100 מ"ל מבקבוק בנפח 100 מ"ל. לכן:

משוואה 81:

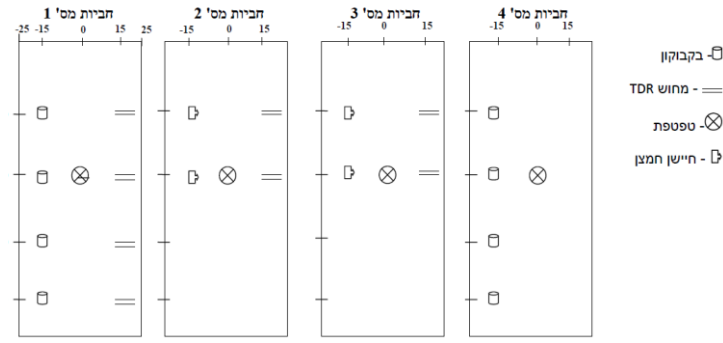
$$c_{prob} = 0.63 \cdot c_o + 0.37 \cdot c_{in}$$

כלומר, מדידת ריכוז החמצן בחיישן מורכבת מ-63% אוויר בבקבוק ו-37% אוויר הנכנס אל הבקבוק מהקרקע. היחס בין כמות האוויר ממקור אטמוספרי לאוויר ממקור קרקעי הנכנס הינה, כפי שצוין, פונקציה של מספר פרמטרים כגון עומק הטמנת הבקבוק והתנאים ההידראוליים של הקרקע. אם נפשט ונניח שהאוויר הנכנס הינו ממוצע ערבוב מושלם של אוויר אטמוספרי ואוויר קרקעי בריכוז  $c_o$ , ושזרימת האוויר בקרקע נעשית בנפח השווה ל-100 סמ"ק (תלוי בפרמטרים הנ"ל, ככל הנראה מדובר בהערכת חסר וזרימת האוויר נעשית בנפח קרקע גדול בהרבה), אזי:

משוואה 82:

$$c_{prob} = 0.63 \cdot c_o + 0.37 \cdot (0.63 \cdot c_o + 0.37) = 0.86c_o + 0.14$$

לכן, אם הריכוז בקרקע ובבקבוק הינו 80 אחוז מהאטמוספרי, נקבל שהשגיאה הינה  $\frac{c_{prob}}{c_o} = 1.035$ . כלומר, שגיאה של 3.5 אחוז שמשמעותם 82.8% במקום 0%. הפרמטר שהכי קשה להעריך בניחות זה הינו נפח הקרקע בו זורם האוויר אל הבקבוק. מדידת תכולת הרטיבות, נעשתה בעזרת מחושי TDR. המדידות בוצעו כל שעה. מחושי ה-TDR הוטמנו באותם עומקים של מחושי החמצן ובנוסף הייתה חבית אחת לכל טיפול, בה לא היו מחושי חמצן, אולם הוטמנו בה מחושי TDR בעומקים: 20, 40, 60 ו-80 ס"מ. כל מחושי ה-TDR הוטמנו, כשמרכזם במרחק רדיאלי של 10 ס"מ ממרכז החבית והם פנו כלפי מרכז החבית. אורך המחושים הוא 15 ס"מ ותחום המדידה לרוחב הינו כ-5 ס"מ בניצב למחוש, כך שהמדידה מספקת ממוצע תכולת רטיבות, בין מרכז החבית לדופן (Robinson et al., 2003). הצבת אמצעי המדידה השונים מתוארת באיור 16. קריאות ה-TDR נעשו בעזרת מכשיר TDR1502B של חברת Tektronix, תוך שימוש במרבבים (multiplexers) קו-אקסיאליים של חברת Dynamax. בעזרת ה-TDR מודדים את המקדם הדיאלקטרי של הקרקע על-פי הפרש הזמנים, בין הזמן הדרוש לגל האלקטרומגנטי לחזור מקצה החיישן, לעומת הזמן הדרוש לו לחזור מתחילת חיישן (רפלקציה). מכיוון שהמקדם הדיאלקטרי של



איור 16: הצבת הבקבוקונים, מחושי ה-TDR, חישני החמצן והטפטפות (עם או בלי כדור) בחביות הטיפולים. ערכי הצירים ניתנים ביחידות של ס"מ.

הקרקה תלוי בצורה חזקה בתכולת הרטיבות (מקדם דיאלקטרי של אוויר הינו 1 של הפאזה המוצקה 5 ושל המים 80), ניתן למצוא קשר בין המקדם הדיאלקטרי של הקרקע לתכולת הרטיבות. הקשר נקבע בצורה אמפירית, משני עקומי כיוול שנעשו בקרקע זו ב-1998, ובעבודה זו ושהראו התאמה טובה (איור 17). כמו כן, שימש ה-TDR למדידת המוליכות החשמלית של הקרקע, כדי לוודא שלא נוצרים תנאי עקת מליחות (המוליכות החשמלית נקבעת על-פי הירידה באמפליטודה של הגל החוזר). תכולת הרטיבות הנפחית ( $\theta$ ) חושבה בצורה הבאה:

משוואה 83:

$$\theta = \frac{\theta_s (\epsilon_b^a - \epsilon_{dry}^a)}{\epsilon_{sat}^a - \epsilon_{dry}^a}$$

$\epsilon_{sat}$ -מקדם דיאלקטרי בקרקע רוויה,  $\epsilon_{dry}$ -מקדם דיאלקטרי בקרקע יבשה,  $\epsilon_b$ -מקדם דיאלקטרי נמדד,  $\theta_s$ -תכולת רטיבות נפחית ברוויה.

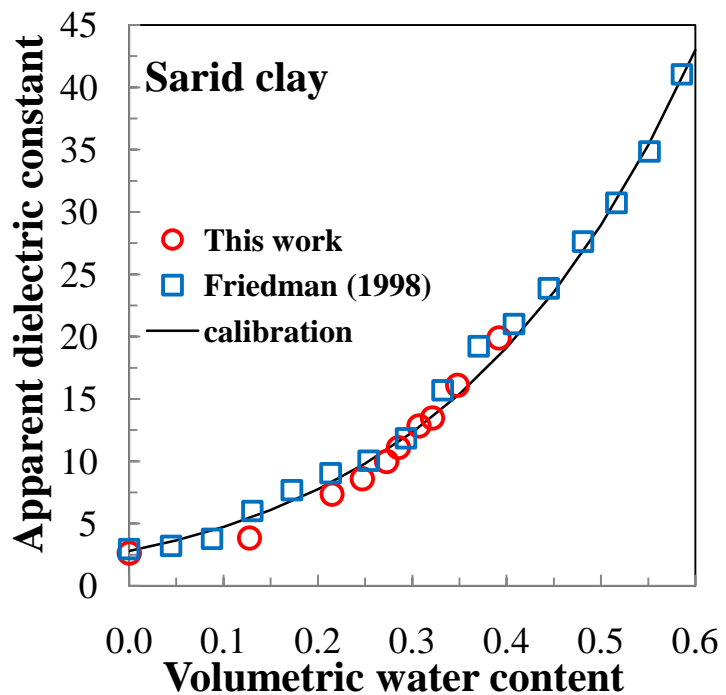
$a$ - נקבע אמפירית לפי מינימום סטיה ריבועית לערך של 0.125.

פרמטרים צמחיים- נמדד קצב הצימוח של צמחי הפלפל (לא מוצג). כמו כן נקטפו הפירות כאשר האדימו ונשקלו מיד לאחר הקטיף. נמדד ריכוז מינרלים בעלים בנובמבר.

### ג.1.ב. תוצאות ודין

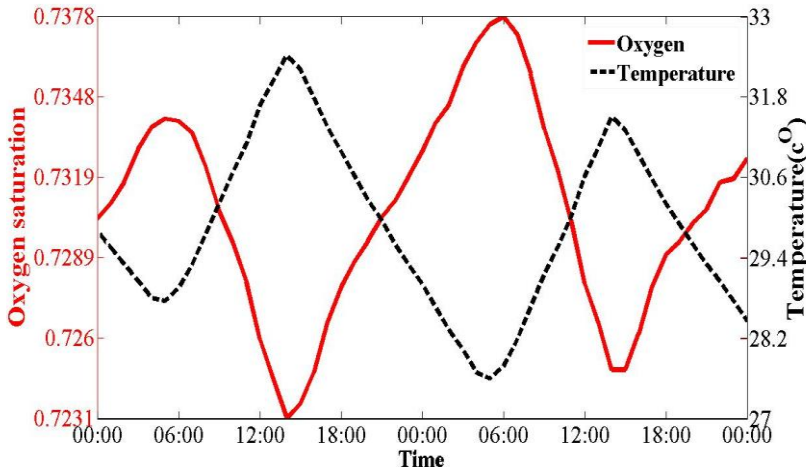
הסבר לכך שנקודות המינימום המקומי של ריכוז החמצן, כפי שניתן לראות באיור 18, מתקבלות כשעה לאחר השיא המקומי של הטמפרטורה, וכמו כן מקסימום החמצן מתקבל בזמן שהטמפרטורה הינה מינימאלית (ולהיפך), הינו שעלייה בטמפרטורה גורמת לעלייה בקצב הנשימה בקרקע, הן של מיקרואורגניזמים והן של שורשי צמחים ובכך גורמת לירידת ריכוז החמצן.

בנוסף, ניתן לראות באיור 18 שהמהלך היומי, בריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ, הינו כאחוז אחד, כאשר משרעת הטמפרטורה הינה כ-4.5 מעלות. השפעת הטמפרטורה על חמצן בעומק 40 ס"מ מוצגת באיור 19. ניתן לראות, שככל שהטמפרטורה עולה, כך ישנה ירידה בריכוז החמצן. הערך המתקבל ממינימום הסטיות הריבועיות הינו פחיתה של כ-4.5% ל-10



איור 17: עקום כיוול המראה את הקשר בין המקדם הדיאלקטרי לתכולת הרטיבות בקרקע ששימשה לניסויי החביות (Friedman, 1998)

מעלות צלסיוס. כמו כן, לא נמצאה השפעה של הטיפולים השונים על תלות ריכוז החמצן בטמפרטורה. והשוונות בערכים הינה תוצאה של שונות בין החביות.

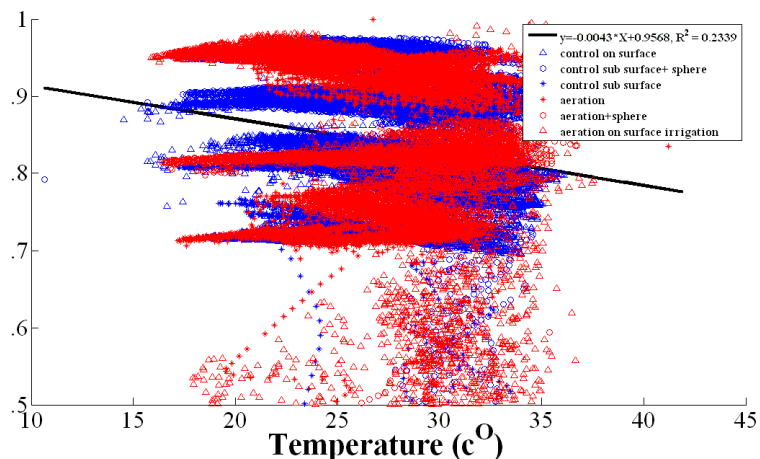


איור 18: השתנות הטמפרטורה (שחור, קו מקוטע) והשתנות ריכוז החמצן (אדום, קו רציף) בעומק 20 ס"מ במשך יומיים (בין ה-8 ל-10 בספטמבר 2010). ללא החדרת אוויר. ריכוז החמצן מוצג כיחסו מהריכוז האטמוספרי.

באיור 20, מתוארת השפעת הטמפרטורה על ריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ. הערך המתקבל ממינימום הסטיות הריבועיות הינו פחיתה של כ-1.5% ל-10 מעלות צלסיוס. הירידה בריכוז החמצן בקרקע, כתוצאה מעלייה בטמפרטורה נגרמת, כאמור, כתוצאה מהעלייה בנשימה. תלות הנשימה המיקרוביאלית בטמפרטורה הינה מעריכית, ששיפועה ניתן ע"י המקדם  $Q_{10}$ . משמעות מקדם זה הינה פי כמה תגבר הנשימה, כאשר נעלה את הטמפרטורה ב- $10^{\circ}$ . ה- $Q_{10}$  בקרקע מוערך מאיור 3 בכ-2.3. מכיוון שתנאיי

הקרקע (רטיבות, חומרי הזנה וחמצן) אינם מיטביים, הרי שעלייה זו קטנה בהרבה. גורם אפשרי נוסף למיתון השפעת הטמפרטורה, הינו מקדם הדיפוזיה של החמצן באוויר הקרקע. כזכור, מקדם זה גדל עם הטמפרטורה, כך שגם הספקת החמצן גדלה וגורמת למיתון השפעת הטמפרטורה. כמו כן, ניתן לראות מהשוואה בין איור 19 ל-20, שהשפעת הטמפרטורה על ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ גדולה מזו שב-20 ס"מ. כלומר, השפעת הטמפרטורה על המבלע גדלה ו\או השפעת הטמפרטורה על הדיפוזיה קטנה. ניתן להסביר תופעה זו אולי בכך שבעומק 20 ס"מ הקרבה לאטמוספירה ממתנת את השפעת הגברת הצריכה. בנוסף, בעומק 40 ס"מ, תכולת הרטיבות גבוהה יותר, כך שישנה יותר אוכלוסיה מיקרוביאלית המושפעת מהעלייה בטמפרטורה. מעניין, שהחותך בעומק 20 ס"מ, הינו נמוך מזה שב-40 ס"מ. זאת כיוון שגם השיפוע בעומק 20 ס"מ הינו קטן (בערכו המוחלט), משמע, שבטמפרטורה נמוכה מאוד, כאשר הנשימה המיקרוביאלית ונשימת שורשי הצמחים הינה נמוכה, יתקבל שריכוז החמצן יהיה גבוה יותר בעומק 40 ס"מ; בעוד שבמציאות, ללא מבלע, ריכוז החמצן בקרקע יהיה שווה לאטמוספרי בכל עומק וגם אם ישנו מבלע קטן, ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ צפוי להיות נמוך מזה שב-20 ס"מ (בוודאי שבטיפול הביקורת). מסקנה שגויה זו נובעת משימוש באקסטרפולציה ובקו מגמה לינארי, לתיאור תופעה שאיננה לינארית.

באיור 21, המתאר את מהלכם השבועי של תכולת הרטיבות וריכוז החמצן, ניתן לראות ששינויים מהירים בתכולת הרטיבות אינם גורמים לשינויים מהירים בריכוז החמצן באוויר הקרקע. העלייה בתכולת הרטיבות החלה לפני צהרי יום ה-13/05 ואילו הירידה בריכוז החמצן, החלה רק יממה לאחר מכן. התנודתיות בריכוז החמצן נובעת, ככל הנראה, משינויי הטמפרטורה. כפי שעולה מההתאמה הטובה בין התנודתיות של

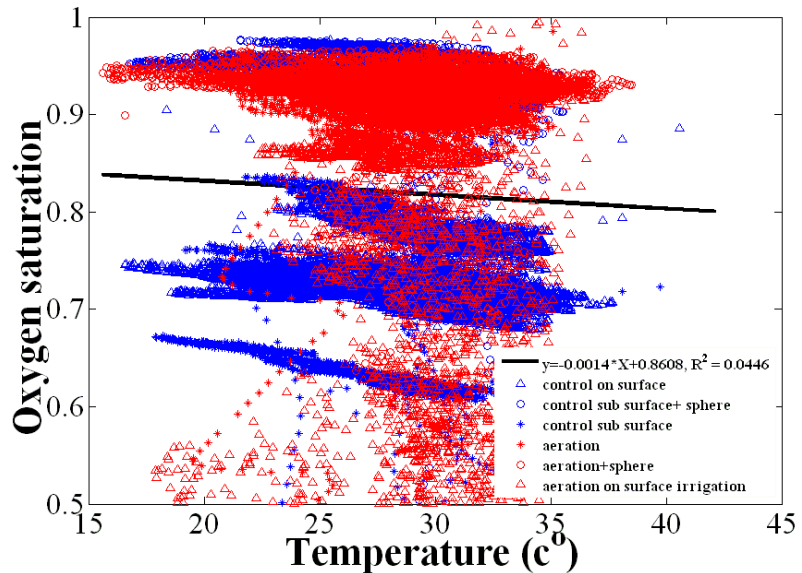


איור 19: השפעת הטמפרטורה בעומק 40 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ בטיפולים השונים, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי והטמפרטורה במעלות צלסיוס. הקו הרציף מציין את מינימום הסטיות הריבועיות. טיפולי הביקורת מסומנים בכחול, טיפולי האוורור באדום, כאשר: השקיה עילית ( $\Delta$ ), השקיה טמונה עם כדור ( $O$ ), השקיה טמונה ללא כדור (\*).

הטמפרטורה לזאת של ריכוז החמצן  
(איור 18).

הסיבה לכך ששינויים מהירים בתכולת  
הרטיבות לא משפיעים על ריכוז  
החמצן, ככל הנראה, נעוצה בכך  
שהשינויים בתכולת הרטיבות הינם  
קטנים בניסוי הנ"ל, כתוצאה מתדירות  
ההשקיה (פעמיים ביום), כך שאפילו  
כושר הבופר הקטן לריכוז החמצן,  
הנתרם ע"י מאגר החמצן במים  
(כאמור ריכוז של 8 ח"מ), מספיק  
בכדי למנוע ירידה בריכוז החמצן  
באוויר הקרקע.

איור 22 מתאר את השפעת תכולת  
הרטיבות על ריכוז החמצן. ניתן



איור 20: מתאר את השפעת הטמפרטורה בעומק 20 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ בטיפולים השונים, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי והטמפרטורה במעלות צלסיוס. הקו הרצוף מציין את מינימום הסטיות הריבועיות. טיפולי הביקורת מסומנים בכחול, טיפולי האוורור באדום, כאשר: השקיה עילית ( $\Delta$ ), השקיה טמונה עם כדור (O), השקיה טמונה ללא כדור (\*).

לראות, שתכולת רטיבות נמוכה גורמת לתנאי אוורור טובים, אולם, תכולת רטיבות גבוהה אינה גורמת בהכרח לעקת חמצן. כמו כן, לא בטוח שניתן לומר באופן כללי שישנה ירידה בריכוז החמצן כתוצאה מעלייה בתכולת הרטיבות. על אף שקו המגמה יורד, יש לשים לב שערך ה- $R^2$  אינו גבוה, כמו כן השיפוע אינו גבוה (עלייה ב-0.1 בתכולת הרטיבות תגרום לירידה של 3% בלבד ברווית החמצן). בנוסף, ניתן לראות שונות גבוהה בהשפעת תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן בין הטיפולים השונים ואפילו בתוך הטיפולים עצמם. לדוגמא: בטיפול עם האוורור וההשקיה העילית (משולש אדום), ניתן למצוא ערכי חמצן בין 0.5 ל-0.95 באותה תכולת רטיבות. נתון זה מצביע על גורם (או גורמים) נוסף המשפיע על ריכוז החמצן. במקרה זה, אני מאמין, שהשונות הינה תוצאה של שונות בין החביות ובעיקר שונות הנובעת מאי-הומוגניות הקרקע, שנגרמה בעיקר כתוצאה משונות באריזות הקרקעות

בחביות הניסוי השונות. כך, בחלק

מהחביות תכולת הרטיבות הגבוהה

גורמת לירידה משמעותית בדיפוזיית

החמצן, ובאחרת תכולת רטיבות

דומה איננה משפיעה בצורה

משמעותית על דיפוזיות החמצן

בקרקע. זאת כתוצאה מסדקים

ונקבובים גדולים, הנשארים מלאי

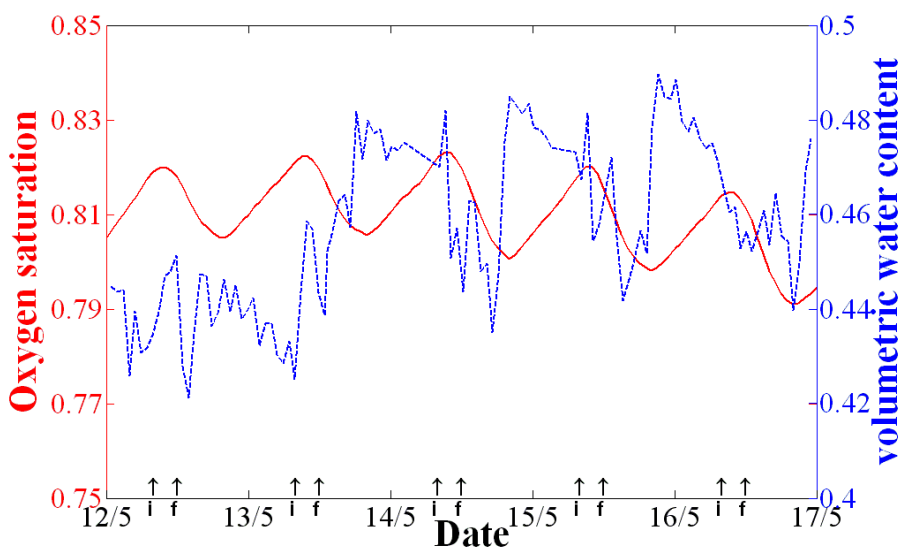
אווריר גם בתכולת רטיבות גבוהה.

איור 23 מציג את השפעת תכולת

הרטיבות על ריכוז החמצן, בעומק

20 ס"מ. לא ניתן לראות השפעה של

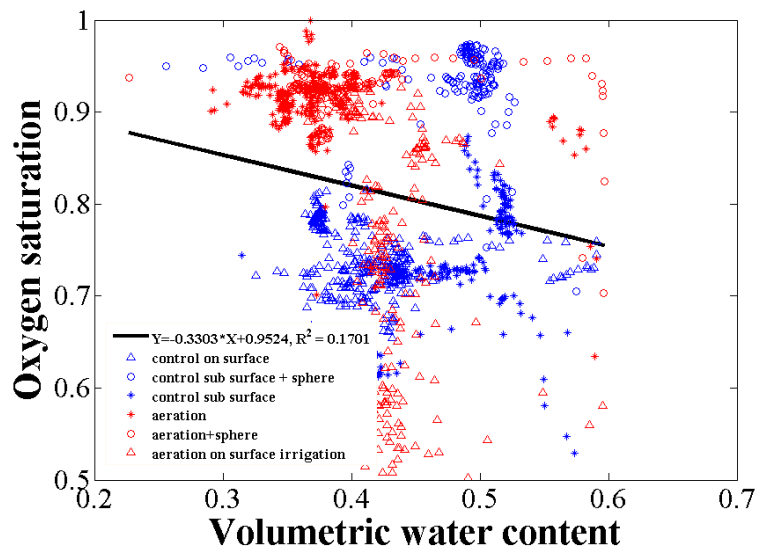
תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן,



איור 21: השפעת שינוי תכולת הרטיבות (קו כחול מקוטע) על ריכוז החמצן באוויר הקרקע (קו אדום רציף). בעומק 20 ס"מ, בטיפול השקיה בטפוף טמון ללא כדור וללא אוורור. התאריכים מציינים את תחילת היום (00:00), בחצים מסומנים מועדי ההשקיה (i) והדשיה (f). ריכוז החמצן מוצג כיחס מהריכוז האטמוספרי



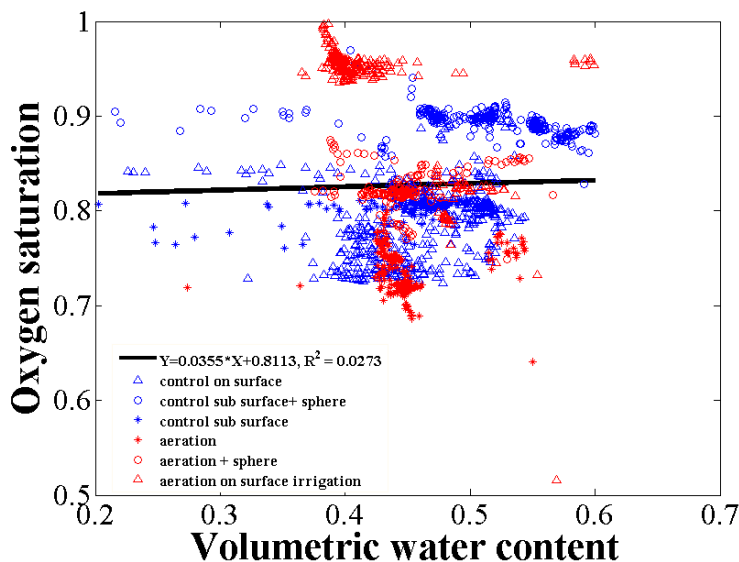
בעומק 20 ס"מ, כנראה, בגלל הקרבה לאטמוספירה. מעניין לראות, שבטיפולים בהן ניתנה ההשקיה בטפטוף טמון (עיגולים וכוכביות) ובעיקר בטיפול ללא אוורור ובתוספת כדור (עיגול כחול), ערכי תכולת הרטיבות בעומק 20 ס"מ כל כך גבוהים. בטיפול זה, ציפיתי למצוא את תכולת הרטיבות הנמוכה ביותר, מכיוון שהמים ניתנים מתחתית הכדור וכן הכדור מהווה הפרעה לזרימת מים כלפי מעלה. מאיור 24, המציג את פרופילי הרטיבות בטיפולים השונים, ניתן לראות, שכאשר ההשקיה עילית והאוורור טמון (הגרף השמאלי), אין השפעה של החדרת האוויר על פירוס תכולת הרטיבות. זאת, ככל הנראה, בגלל תכולת הרטיבות האחידה, הנמוכה יחסית, שגורמת לכך



איור 22: השפעת תכולת הרטיבות (ערכי תכולת הרטיבות הינן ממוצעים יומיים של תכולת הרטיבות שנמדדה כל שעה) על ריכוז החמצן (גם כן ממוצעים יומיים שחושבו מהמדודות השעתיות) בעומק 40 ס"מ. בטיפולי הביקורת (כחול) והאוורור (אדום), כאשר: השקיה עילית ( $\Delta$ ), השקיה טמונה עם כדור (O) והשקיה טמונה ללא כדור (\*). הקו הרציף מציין את מינימום הסטיות הריבועיות, ריכוז החמצן ניתן כחלק מהריכוז האטמוספרי.

שאין התנגדות גדולה לזרימת האוויר. לכן, לחץ האוויר בקרקע נמוך ואינו משפיע על זרימת המים.

כאשר הטפטוף טמון ללא כדור (הגרף הימני) אין הבדלים בחלק שמעל הטפטפות, מכיוון ששם ישנה תכולת רטיבות נמוכה. אולם ייתכן שישנה דחיפה של מים כלפי מטה ע"י לחץ האוויר, כך שבעומק הקרקע, האוורור גרם לירידה בתכולת הרטיבות. כאשר ההשקיה טמונה עם כדור (גרף אמצעי) בעומק 80 ס"מ, תכולת הרטיבות בביקורת קטנה יותר, ובעומקים: 60, 40 ו-20 ס"מ תכולת הרטיבות בביקורת גדולה יותר. ניתן להסביר זאת בכך שלחץ האוויר גורם לדחיקת המים כלפי מטה, עד לרווית החבית בתחתיתה. הוספת כדור גורמת לעלייה בתכולת הרטיבות בביקורת בעומקים 40 ו-20 ס"מ, בעוד שבעומקים 60 ו-80 ס"מ אין הבדל, כתוצאה מהוספת הכדור. לעומת זאת,



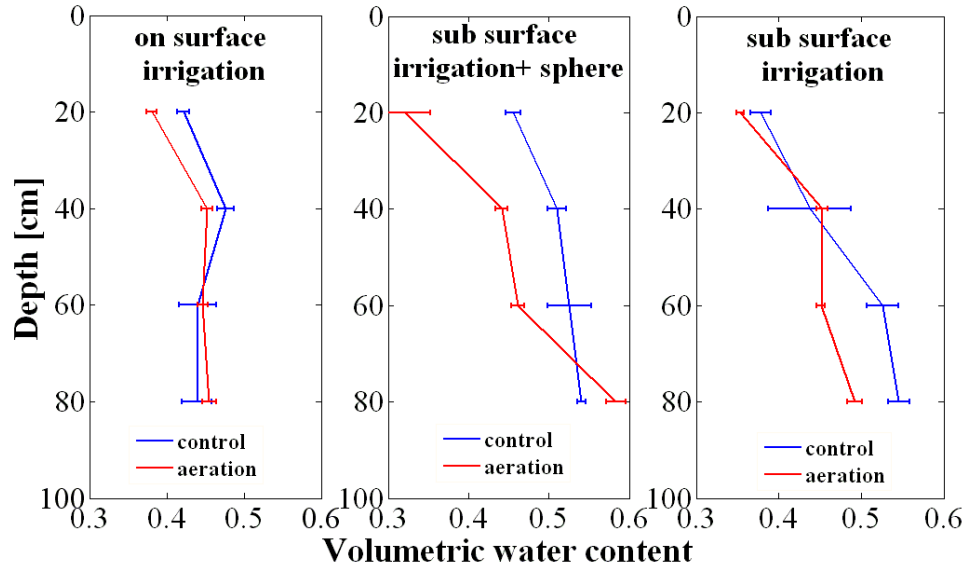
איור 23: השפעת תכולת הרטיבות (ערכי תכולת הרטיבות הינן ממוצעים יומיים של תכולת הרטיבות שנמדדה כל שעה) על ריכוז החמצן (גם כן ממוצעים יומיים שחושבו מהמדודות השעתיות) בעומק 20 ס"מ. בטיפולי הביקורת (כחול) והאוורור (אדום), כאשר: השקיה עילית ( $\Delta$ ), השקיה טמונה עם כדור (O) והשקיה טמונה ללא כדור (\*). הקו הרציף מציין את מינימום הסטיות הריבועיות, ריכוז החמצן ניתן כחלק מהריכוז האטמוספרי.

באוורור, הוספת כדור גורמת לעלייה בתכולת הרטיבות בעומק 80 ס"מ, כאשר בשאר העומקים תכולת הרטיבות איננה מושפעת מהכדור. את עליית תכולת הרטיבות בעומק הקרקע, כתוצאה מנוכחות הכדור קל להסביר בכך שהכדור מספק מים מתחתיתו ומשמש מחסום עבור עליית המים. בנוסף, תופעה זו צפויה להתגבר כאשר ישנה גם החדרת אוויר, שכן החדרת האוויר מעלה את הלחץ בחלקה העליון של הקרקע, מה שגורם לזרימת מים כלפי מטה. אין לי הסבר מניח את הדעת לגבי הסיבה שבגינה בביקורת הכדור גורם לעליה בתכולת הרטיבות בחלקה העליון של הקרקע. במבחן שונות הבוחן את השפעת האוורור, העומק והוספת הכדור



על תכולת הרטיבות (טבלה 3)  
 נמצאה שונות מובהקת, רק  
 בהשפעת העומק על תכולת  
 הרטיבות. כלומר, בהשקיה  
 טמונה, תכולת הרטיבות בעומק  
 40 ס"מ הינה, כצפוי, גבוהה  
 יותר מזו שב-20 ס"מ. כך, לא  
 ניתן לפסוק בוודאות האם  
 הכדור או האוורור גורמים  
 להבדלים בפרוס תכולת  
 הרטיבות.

באיור 25 ניתן לראות בגרף  
 ההשקיה העילית (השמאלי),  
 שכאשר תכולת הרטיבות הינה  
 דומה, ישנו ריכוז חמצן גדול

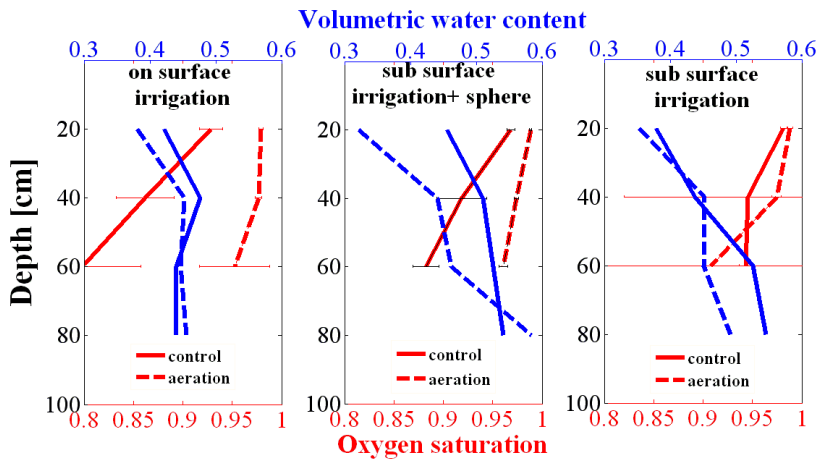


איור 24: פרופילי הרטיבות כפי שנמדדו בחבית מס' 1 בכל טיפול, ההשקיה בטיפולים הינה: השקיה עילית (שמאל), השקיה טמונה עם כדור (אמצע) והשקיה טמונה ללא כדור (ימין). הביקורת מסומנת בכחול וטיפולי האוורור באדום. האווריר ניתן מטפטפות בעומק 40 ס"מ בכל הטיפולים, ההשקיה הטמונה ניתנה מאותן טפטפות שבהן ניתן האווריר, הסמנים מציינים שגיאת תקן בין ממוצעי תכולת הרטיבות היומיים בכל עומק. הערכים המוצגים הינם ממוצעי המדידות שהתבצעו בין ה-1.6.2010 ל-1.9.2010.

יותר בטיפול המאוורר. כאשר  
 ההשקיה טמונה ללא כדור (הגרף  
 הימני), ההבדל בריכוז החמצן בין  
 טיפולי האוורור לביקורת, אינו  
 משמעותי. זאת, מכיוון שריכוז  
 החמצן גבוה ממילא, כך שלא יכול  
 להיות שיפור משמעותי. כאשר  
 ההשקיה טמונה עם כדור (אמצע),  
 ישנו הבדל די גדול אם ניקח בחשבון  
 את מחסום ה-100%. הסבר נוסף  
 להבדלים אלו הינו ברטיבות באזור  
 המקור: כאשר גם המים וגם האווריר  
 ניתנים מאותו מקור, אזי תכולת  
 הרטיבות באזור המקור גבוהה  
 והתנגדות הקרקע גדולה. לכן נוצרת  
 זרימה מועדפת (אפקט הארובה)  
 כלפי מעלה. זרימה זו יעילה פחות  
 באוורור הקרקע. בנוסף,

השפעת האוורור, העומק בו נמדדה תכולת הרטיבות והכדור על תכולת הרטיבות בהשקיה טמונה (ניתוח שונות תלת גורמי):				
p	ממוצע	מספר פרטים	מקור השונות	טיפול
0.3469	0.463	12	ביקורת	השקיה טמונה
	0.441	12	אוורור	
0.0096	0.418	12	20 ס"מ	
	0.486	12	40 ס"מ	
0.1149	0.433	12	ללא כדור	
	0.471	12	עם כדור	
0.9553			אוורור*עומק	
0.3582			אוורור*כדור	
0.7482			עומק*כדור	
0.402			אוורור*עומק*כדור	

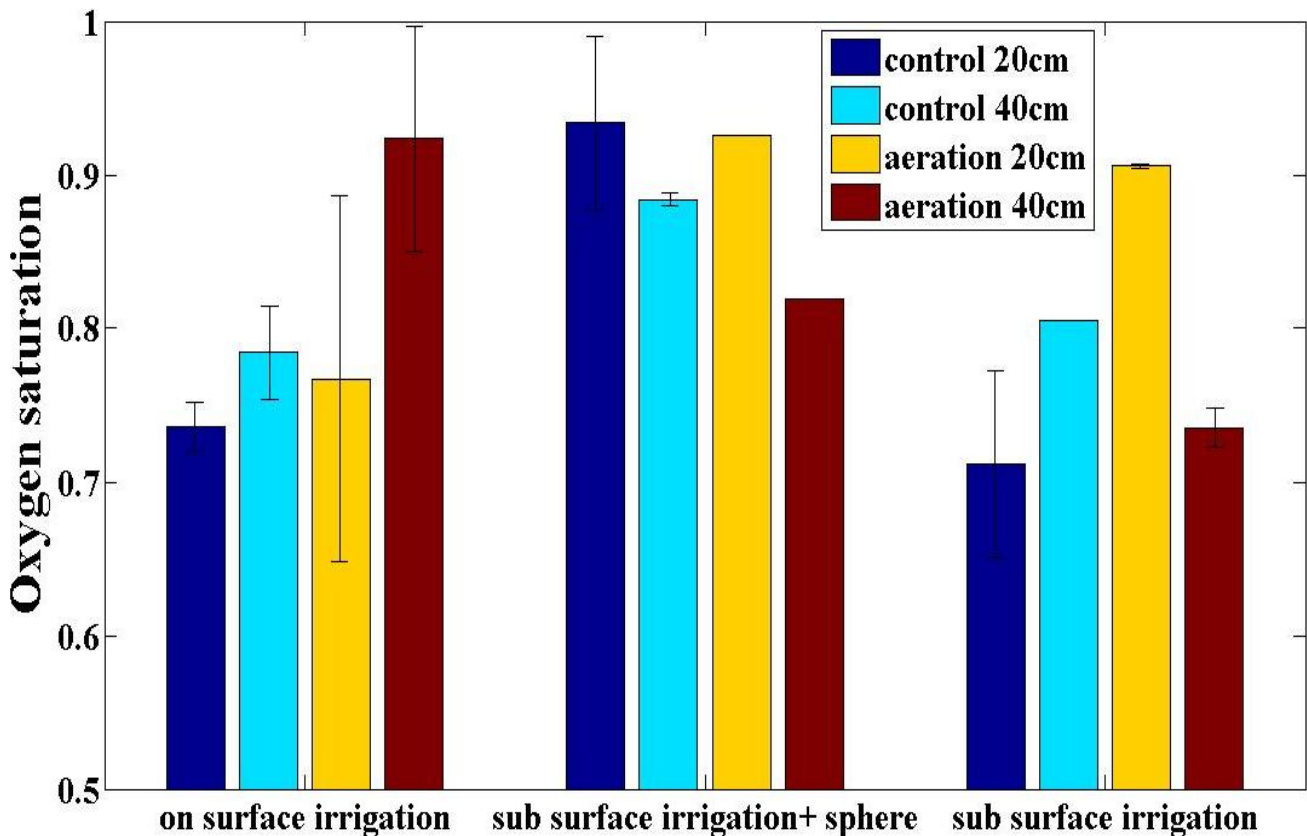
טבלה 3: ניתוח שונות הבוחן את השערת האפס שתכולת הרטיבות איננה מושפעת מהאוורור, מהכדור ומהעומק בו נמדדה תכולת הרטיבות, כאשר ההשקיה בטפטוף טמון בעומק 40 ס"מ. הערך p מצייין את ההסתברות שהשערת האפס נכונה.



באיור 26, המציג את השפעת הטיפולים השונים בעומקים השונים על ריכוז החמצן הממוצע במהלך הטיפול, ניתן לראות שכשהמים ניתנים בהשקיה עילית ריכוז החמצן בעומק גבוה יותר בטיפול האוורור מאשר בביקורת, בעיקר בעומק 40 ס"מ. זאת מכיוון, שבהשקיה זו תכולת הרטיבות בפני הקרקע גבוהה, כך שדיפוזיית החמצן מהאטמוספירה נפגעת. כמו כן, ניתן לראות, שבטיפול ההשקיה העילית ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ גבוה מזה שב 20 ס"מ הן בטיפול האוורור והן בביקורת. זאת, ככל הנראה, כתוצאה מכך שתכולת הרטיבות

איור 25: השתנות ריכוז החמצן (קווים אדומים) ותכולת הרטיבות (קווים כחולים) בעומק בטיפולים השונים. טיפולים עם אוורור מסומנים בקו מקווקו וטיפולי הביקורת בקווים רציפים. הטיפולים הינם השקיה עילית (גרף שמאלי), השקיה טמונה עם כדור (גרף אמצעי) והשקיה טמונה ללא כדור (גרף ימני). המדידות נעשו בחבית אחת בכל טיפול, מדידות החמצן נעשו אחת לשבוע בעזרת בקבוקונים טמונים הסמנים מציינים את שגיאת התקן של מדידות אלו. הערכים המוצגים הינם ממוצעי המדידות שהתבצעו בין ה-1.6.2010 ל-1.9.2010.

בעומק 40 ס"מ קטנה יותר, ומכיוון שישנם נתיבי אוויר מועדפים בעיקר בדפנות החבית. כך נוצר מצב בו ישנה דיפוזיה, מהירה יחסית, של חמצן העוקפת את החיישנים בעומק 20 ס"מ ומעלה את ריכוז החמצן באזור החיישנים בעומק 40 ס"מ.



איור 26: השפעת הטיפולים השונים על ממוצע ריכוז החמצן בעומקים שונים. קבוצות העמודות הינן: השקיה טמונה ללא כדור (ימין), השקיה טמונה עם כדור (אמצע) השקיה עילית (שמאל). העמודות מייצגות את ריכוז החמצן הממוצע כחלק מהאטמוספירה בעומק 20 ס"מ ביקורת (כחול) בעומק 40 ס"מ בביקורת (תכלת) בעומק 20 ס"מ באוורור (צהוב) ובעומק 40 ס"מ באוורור (חום). ריכוז החמצן נמדד בשתי חביות בכל טיפול באמצעות חיישנים כל שעה בין ה-1.6.2010 ל-1.12.2010, הקווים מסמנים את שגיאות התקן בין ממוצעי החמצן העונתיים בכל חבית (בעמודות הטפטוף טמון ללא אוורור אין סמן מכיוון שאין בה חזרות עקב חיישן מקולקל, בעמודות הטפטוף טמון ואוורור עם כדור אין חזרות עקב חבית שהוצפה).

תופעה דומה ניתן לראות בטיפול הביקורת בהשקיה טמונה ללא כדור. אולם, במקרה זה, הסבר זה אינו מתאים מכיוון שתכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ גבוהה יותר. אין לי הסבר מניח את הדעת לכך שריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ, גבוה יותר מאשר ב-20 ס"מ בהשקיה טמונה ללא כדור. אולם, לתוצאה זו יש להתייחס בחשדנות, מכיוון שהיא גם מנוגדת לציפיות וגם מסתמכת על חזרה אחת, עקב תקלה טכנית באחד החיישנים. בנוסף, בטיפול זה ניתן לראות, שהאורור משפר את ריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ ואילו בעומק 40 ס"מ, ריכוז החמצן גבוה יותר בטיפול הביקורת. תוצאה זו, בנוסף לכך שמדידות הבקבוקים נמצא בעומק 40 ס"מ ריכוז חמצן גבוה יותר בטיפולי האורור, תומכת גם היא בכך שמדידת ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ בביקורת של הטפטוף טמן ללא כדור, הינה בעייתית. בהשקיה טמונה עם כדור, ריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ אינו מושפע מהאורור. זאת, ככל הנראה, מכיוון שריכוזי החמצן גבוהים בעומק זה, כך שהאורור אינו יכול להעלות את ריכוז החמצן. ניתן להסביר זאת בהשפעת הכדור על פרוס הרטיבות בקרקע. בעומק 40 ס"מ ישנו ריכוז חמצן גבוה יותר דווקא בטיפול הביקורת, ככל הנראה, כפועל יוצא של שונות בין החביות. בטבלה 4 מוצג ניתוח שונות תלת גורמי הבוחן את השפעות הטיפול, הכדור והעומק על ריכוז החמצן. מניתוח

שונות המוצג בטבלה 4 ניתן

לראות שנוכחות כדור גורמת

לעלייה בריכוז החמצן. הסבר

לכך הינו בהקטנת התנגדות

הקרקע לזרימת האוויר. בנוסף,

ככל הנראה, בהשפעת הכדור על

פירוס תכולת הרטיבות בקרקע

(על אף שלא נמצאה מובהקות

כפי שרואים בטבלה 3), מכיוון,

שכפי שצוין, רוב המים יחדרו

לקרקע מתחתית הכדור והוא

עצמו יצור מחסום בפני עליית

המים. ירידה בתכולת הרטיבות

בעומקים 40 ו-20 ס"מ יכולה

להסביר את העלייה בריכוז

החמצן, הן כתוצאה מירידה

השפעת האורור, העומק והכדור על ריכוז החמצן (ניתוח שונות תלת-גורמי):				
טיפול	מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע	
השקיה טמונה	ביקורת	7	0.82	
	אורור	6	0.84	
	20	7	0.84	
	40	6	0.82	
	ללא כדור	7	0.79	
	עם כדור	6	0.88	
	אורור*עומק			0.03
	אורור*כדור			0.227
	עומק*כדור			0.717
	אורור*עומק*כדור			0.249
p				

טבלה 4: ניתוח שונות תלת-גורמי של ממוצע ריכוז החמצן בו נבחנת השערת האפס שאין שונות בריכוז החמצן כתוצאה מאורור הקרקע, מהעומק בקרקע ומהכדור סביב הטפטפת. העמודה p מציינת את ההסתברות שהשונות שנמדדה הינה אקראית, מסומנים באדום הפרמטרים שרמת המובהקות לכך שהשערת האפס איננה נכונה גדולה מ 95%.

במבלע, שכן, שורשי הצמחים והאוכלוסייה המיקרוביאלית תלויים במי הקרקע, והן בהגדלת מקדם הדיפוזיה. סיבה אפשרית נוספת הינה ביצירת מאגר אוויר בכדור (מאגר זה הינו ככל הנראה זניח). בנוסף, ניתן לראות, שישנה השפעה מובהקת ( $p=0.03$ )

של האינטראקציה בין האורור לעומק. מבחינת הממוצעים המוצגים בטבלה 5, בה מוצג ניתוח שונות המציג את השפעת

האינטראקציה בין האורור והעומק על ריכוז החמצן בטיפול ובביקורת.

ניתן לומר שהאורור מעלה את ריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ יותר מאשר

בעומק 40 ס"מ. ניתן להסביר זאת בכך שכח העילוי גורם לזרימת האוויר

לעלות כלפי מעלה, ונוצרת מאין מניפה של נתיבי זרימת אוויר. לכן הספקת

אוויר במרכז החבית בעומק 40 ס"מ לא תשפיע בצורה משמעותית על

ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ, במרחק רדיאלי של 15 ס"מ ממרכז החבית,

אורור	ביקורת		אורור*עומק
0.91	0.8	20 ס"מ	
0.77	0.86	40 ס"מ	

טבלה 5: השפעת האינטראקציה בין טיפול האורור לעומק החיישן על ריכוז החמצן, הנתונים מורכבים מהממוצעים של כל החיישנים בטיפולים בהן ההשקיה הינה טמונה.

אבל תשפיע על חיישן במרחק רדיאלי של 15 ס"מ בעומק 20 ס"מ. הסבר אפשרי נוסף לכך שהאווורור משפיע יותר בעומק 20 ס"מ מאשר ב-40 ס"מ הינו ביצירת תנאים מועדפים בזמן מחסור בחמצן (שלא מתבטא בממוצעים שבטבלה 4) ובכך הגדלת המבלע. מכיוון שבעומק 20 ס"מ אין מחסור, תופעה זו משפיעה בעיקר בעומק הקרקע. טיעון זה יכול להסביר את ריכוזי החמצן הנמוכים יותר בטיפולי האווורור מאלו שבביקורת. בעומק 40 ס"מ בכדי לבחון את השפעת האווורור והעומק על כל שיטת השקיה בנפרד, ערכתי מבחן שונות דו-גורמי, כמתואר בטבלה 6, בו ניתן לראות שישנה השפעה מובהקת ( $p=0.045$ ) רק באינטראקציה בין האווורור לעומק, בטיפול ההשקיה הטמונה ללא כדור. הממוצעים מוצגים בטבלה 7. סיבה אפשרית לכך שללא כדור ישנה השפעה מובהקת של האינטראקציה בין העומק לאווורור ועם כדור אין

השפעת האווורור והעומק על ריכוז החמצן בטיפולים השונים (ניתוח דו-גורמי):				
טיפול	מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע	p
כל הטיפולים	ביקורת	11	0.8	0.29
	אווורור	10	0.84	
	20	11	0.82	0.943
	40	10	0.82	
	אווורור*עומק			0.165
השקיה עילית	ביקורת	4	0.76	0.245
	אווורור	4	0.84	
	20	4	0.77	0.348
	40	4	0.83	
	אווורור*עומק			0.796
השקיה טמונה עם כדור	ביקורת	4	0.89	0.843
	אווורור	2	0.87	
	20	3	0.9	0.418
	40	3	0.87	
	אווורור*עומק			0.388
השקיה טמונה ללא כדור	ביקורת	3	0.73	0.161
	אווורור	4	0.83	
	20	4	0.8	0.577
	40	3	0.77	
	אווורור*עומק			0.045

טבלה 6: ניתוח שונות דו-גורמי בו נבחנת השערת האפס שאין שונות בריכוז החמצן כתוצאה מאווורור הקרקע או מהעומק בקרקע. העמודה p מציינת את ההסתברות שהשונות שנמדדה הינה אקראית, מסומן באדום הפרמטר שרמת המובהקות לכך שהשערת האפס איננה נכונה גדולה מ 95%.

אינטראקציה מובהקת, היא שהוספת כדור מקטינה את ההבליים בין השפעת האווורור בעומק 20 לעומק 40 ס"מ, עקב הספקת אוויר משטח גדול יותר ובכך מקטינה תופעות של זרימה מועדפת.

הטענה העיקרית כנגד השימוש בליזימטרים או חביות כשיטה לתאר קרקעות הינה העלייה בתכולת הרטיבות בליזימטרים. עלייה זו בתכולת הרטיבות נוצרת מכך שבחביות ישנו משטח פריאטי בתחתיתן ברב הזמן, בעוד שבשדה מי התהום נמצאים בדרך-כלל בעומק מטרים רבים. עקב עלייה זו בתכולת הרטיבות, צפיתי שבניסוי החביות ריכוז החמצן, יהיה נמוך מזה שבשדה. אולם בפועל, ריכוז החמצן בניסוי נשאר גבוה (ממוצע 80% מהאטמוספרי בטיפולי הביקורת) ולכן השפעת אוורור הקרקע על ריכוז

החמצן, הייתה קטנה ולא כל שכן השפעת האווורור על הצמחים והיבול. סיבה אפשרית אחת לכך שריכוז החמצן נשאר גבוה, הינה שבשדה מתרחש הידוק פני הקרקע כתוצאה ממעבר כלים ואנשים. כמו כן, גשם גורם להרס מבנה הקרקע וליצירת קרום שמקטין את

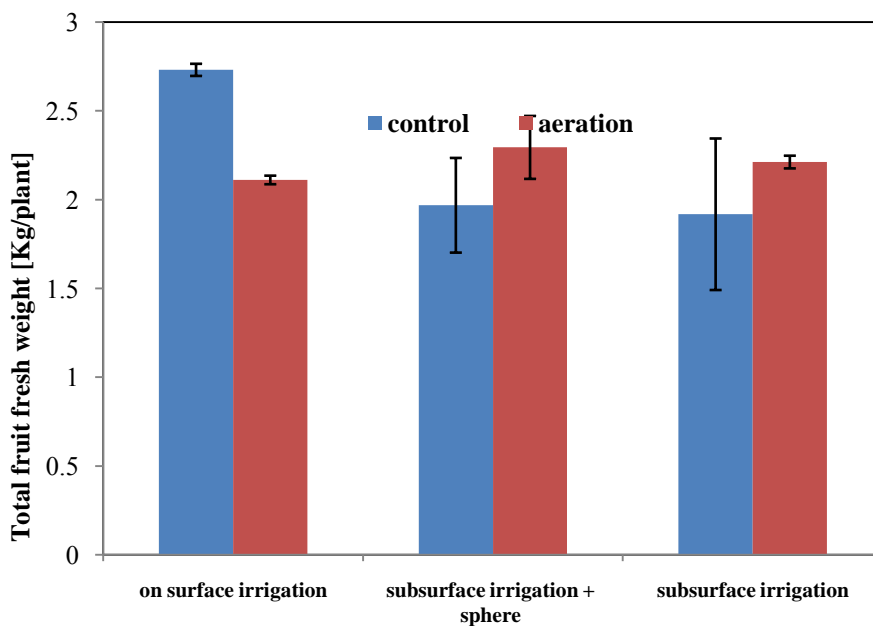
אווורור	ביקורת		אווורור*עומק
0.91	0.69	20 ס"מ	
0.75	0.81	40 ס"מ	

טבלה 7 השפעת האינטראקציה בין האווורור לעומק על ריכוז החמצן בהשקיה טמונה ללא כדור

דיפוזיית החמצן. בחביות לא נגרם הידוק ולא נוצר קרום, מכיוון שכיסינו במהלך החורף את החביות. סיבה נוספת הינה הרווח הנוצר בין דופן החבית לקרקע כתוצאה מהתכווצות הקרקע. בחלקה העליון של החבית נוצרו תנאי יובש שגרמו להתכווצות הקרקע. התכווצות זו לא באה לידי ביטוי ע"י סידוק הקרקע, אלא ע"י יצירת רווח של כס"מ בין דופן החבית לקרקע.

מהתבוננות בטבלה 6 ניתן לומר ברמת מובהקות של 94% שאין הבדל בריכוז החמצן בין עומק 40 ס"מ לעומק 20 ס"מ. זאת מכיוון שהניתוח כולל תוצאות השקיה עילית וטמונה שהן בעלות השפעה מנוגדת על פרוס ריכוז החמצן. בטבלה 8 מוצג ניתוח שונות חד-גורמי הבוחן את השפעת האוורור על ריכוז החמצן. למרות שלא נמצאה שונות מובהקת בין ריכוזי החמצן השונים ברמת מובהקות של 95%, חלק מהתוצאות נראות אותנטיות, כגון שיפור החמצן בטיפול האוורור בהשקיה עילית בעומק 40 ס"מ (שיפור של 10% ברמת מובהקות גרועה  $p=0.333$ ) ובהשקיה טמונה ללא כדור בעומק 20 ס"מ (שיפור של 22% ברמת מובהקות של  $p=0.076$ ).

באיור 27 ניתן לראות, שאין השפעה של הוספת הכדורים סביב הטפטפת על היבול. כמו כן, במערכת טפטוף עילית, היה יבול גבוה יותר בביקורת מאשר בטיפול האוורור. בניתוח השונות (אינו מובא כאן) נמצאה מובהקות (95%) רק בטיפול ההשקיה העילית, כאשר בטיפול האוורור ישנו פחות יבול מאשר בביקורת. היבול הגבוה בביקורת עשוי להיות תוצאה של שונות חיצונית כגון מיקום עדיף לחביות הביקורת או נגיעות קטנה יותר במחלה (בביקורת הנ"ל לא נצפתה נגיעות במחלה ובטיפול האוורור נצפתה נגיעות קלה, שהתבטאה בנקודות נקרוטיות במספר עלים ובפירות בודדים). כמו כן, בטיפול האוורור הנ"ל נשברו מספר ענפים במהלך תקופת הקטיפה שגרמו לירידה ביבול. מכיוון שמדובר בכמות קטנה מאוד של חזרות, השפעת שונות כזו יכולה להיות משמעותית. סיבה אפשרית נוספת לפחיתה זו ביבול, הינה עלייה במליחות כתוצאה מאידוי מים ע"י האוורור. כך למרות שאין הבדל בתכולת הרטיבות, רמת המליחות בטיפול האוורור גבוהה יותר. ממדידת ריכוז הנוטריונטים בעלים (טבלה 9), ניתן לראות עלייה הן בריכוז



איור 27: ממוצע המשקל הטרי הכולל של הפירות של צמחי הפלפל בטיפולים השונים, הפירות נקטפו בין התאריכים 26/9/2010-21/12/2010 ונשקלו מיד לאחר הקטיפה. הערכים המופעים באיור הינם ממוצע כל הפירות שנקטפו בטיפול חלקי מספר הצמחים מהן הם נקטפו. הקווים מסמנים שגיאת תקן.

הכלוריד והן בריכוז הנתרן בטיפול השקיה עילית בתוספת אוורור לעומת הביקורת. כאמור, על אף שישנו שיפור של ריכוז החמצן בין הטיפולים בעלי הכדור לאלו ללא הכדור, אין הבדל ביבול בין הטיפולים הנ"ל ( $p=0.88$ ). זאת, ככל הנראה, מכיוון שריכוז החמצן לא היווה גורם מגביל בניסוי הנ"ל. הסבר נוסף הינו שפחיתת היבול כתוצאה מדחיקת המים שווה בערך לתוספת היבול כתוצאה משיפור האוורור.

מניתוח השונות הנגרמת ע"י האוורור, עולה שהאוורור מגדיל את ריכוז האשלגן בעלים. לעומת זאת, האוורור אינו משפיע על ריכוז הזרחן או הכלוריד. כאמור, מחסור בחמצן עלול לגרום לאובדן הוויסות האוסמוטי בשורשי הצמחים עקב פחיתה ביכולת לקלוט אשלגן, קליטה הדורשת אנרגיה. במקרה זה לא נצפתה עלייה בריכוז הכלוריד; כלומר, לא אבדה היכולת הבררנית של ממברנת השורשים. אולם, ככל הנראה, נפגעה במעט יכולת קליטת האשלגן. חשוב לשים לב שעל אף שהשונות מובהקת, היא איננה גדולה. מעניין לראות שמניתוח השפעת שיטות ההשקיה השונות (טמון מול עילי) על היונים בעלים, עולה שריכוז הכלוריד גבוה יותר כאשר ההשקיה הינה עילית. זאת

השפעת אוורור על ריכוז החמצן (ניתוח חד-גורמי):				
p	ממוצע	מספר פרטים	מקור השונות	טיפול
0.261	0.798	11	ביקורת	כל הטיפולים
	0.842	10	אוורור	
0.551	0.74	2	ביקורת	השקיה עילית עומק 20 ס"מ
	0.8	2	אוורור	
0.333	0.78	2	ביקורת	השקיה עילית עומק 40 ס"מ
	0.88	2	אוורור	
0.738	0.88	2	ביקורת	השקיה טמונה עם כדור עומק 20 ס"מ
	0.93	1	אוורור	
0.091	0.89	2	ביקורת	השקיה טמונה עם כדור עומק 40 ס"מ
	0.82	1	אוורור	
0.076	0.69	2	ביקורת	השקיה טמונה ללא כדור עומק 20 ס"מ
	0.91	2	אוורור	
0.218	0.81	1	ביקורת	השקיה טמונה ללא כדור עומק 40 ס"מ
	0.74	2	אוורור	

טבלה 8: טבלה זו מתארת את תלות ריכוז החמצן באוורור, ניתוח השונות בודק את רמת המובהקות של השערת האפס הקובעת שאין הבדל בין החיישנים בטיפולי האוורור למקבילים (אותו עומק) שלהם בטיפולי הביקורת. העמודה p מציינת את ההסתברות שהשונות שנמדדה הינה אקראית, ההשקיה הטמונה ניתנה בעומק 40 ס"מ והעומקים המצוינים הינם עומק חיישני החמצן.

בניגוד לטענה שהשקיה טמונה גורמת לעקת מליחות בכך שהיא לא מאפשרת שטיפה טובה של אזור בית השורשים (מעל הטפטפת). מנתונים אלו עולה שהשפעת האידיוי מפני הקרקע על מליחות תמיסת הקרקע, שהינה משמעותית יותר בהשקיה עילית, גדולה מהשפעת השטיפה.

B	Mn	Zn	Fe	Cl	N	P	K	Na	Mg	Ca	טיפול
בורון	מנגן	אבץ	ברזל	כלור	חנקן	זרחן	אשלגן	נתרן	מגנזיום	קלציום	
mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	%	%	%	%	%	%	
102.1	228	110.0	262	0.74	3.45	0.274	5.37	0.096	0.85	4.2	עילי ללא אורור
86.2	173	79.0	236	0.63	3.32	0.317	5.47	0.101	0.73	3.1	טמון ללא אורור
81.7	194	83.4	404	0.63	3.86	0.429	5.27	0.106	0.63	3.0	טמון + כדור ללא אורור
91.4	267	104.0	232	0.55	3.09	0.330	5.67	0.101	0.85	4.2	טמון + כדור עם אורור
84.0	215	126.0	249	0.66	3.85	0.368	5.77	0.096	0.79	3.1	טמון עם אורור
85.3	217	73.0	378	0.81	3.85	0.317	5.77	0.125	0.81	3.5	עילי עם אורור
<b>השפעת האורור על חומרי ההזנה בעלים: ניתוח חד גורמי</b>											
90.0	198	90.8	301	0.67	3.54	0.34	5.37	0.10	0.74	3.43	ביקורת
86.9	233	101.0	286	0.67	3.60	0.34	5.74	0.11	0.82	3.60	טיפול
0.663	0.212	0.604	0.847	0.940	0.868	0.974	0.005	0.538	0.292	0.756	p
<b>השפעת שיטת ההשקיה על חומרי ההזנה בעלים: ניתוח חד גורמי</b>											
93.7	223	91.5	320	0.78	3.65	0.30	5.57	0.11	0.83	3.85	עילי
85.8	212	98.1	280	0.62	3.53	0.36	5.55	0.10	0.75	3.35	טמון
0.260	0.753	0.755	0.608	0.019	0.723	0.176	0.909	0.369	0.325	0.354	p

טבלה 9: טבלה זו מציגה למעלה את השפעת הטיפולים על ריכוז הנוטריינטים בעלים, באמצע ניתוח שונות הבדק את השערת האפס שהאורור אינו משפיע על ריכוז הנוטריינט ולמטה ניתוח שונות הבוחן את השערת האפס כי שיטת ההשקיה איננה משפיע על ריכוז הנוטריינט. p מסמן את ההסתברות לכך שהשונות בין הערכים הינה מקרית, בכחול מסומנים הערכים הגבוהים מ-0.9 ובאדום מסומנים הערכים הנמוכים מ-0.1. העלים נקטפו ב-20/11/2010 מ-4 צמחים שונים בכל טיפול, העלים שנבחרו הינם עלים באורך הנע בין 4 ל-8 ס"מ.

### ג.1.ג. מסקנות

כתוצאה מניקוז גרוע של החביות ומשך הזמן הממושך של הניסוי, נוצרה שונות גדולה מאוד בין החביות המקשה על הסקת מסקנות אובייקטיביות מניסוי זה.

אף על פי כן, התקבלו תוצאות מובהקות, מבחינה סטטיסטית, בהשפעתה החיובית של הוספת כדור בהשקיה טמונה, על ריכוז החמצן וכן נמצאה השפעה מובהקת של האינטראקציה בין העומק לאורור על ריכוז החמצן. כך, אורור הקרקע גרם לשיפור משמעותי יותר בריכוז החמצן בעומק 20 מאשר בעומק 40 ס"מ, ככל הנראה כתוצאה מדגם הזרימה. מכיוון שתופעה זו מובהקת יותר ללא כדור, ניתן להסביר את שיפור האורור ע"י הוספת כדור בעזרת שני מנגנונים:

- 1) הספקת האוויר משטח גדול יותר גורמת לפיזור מוצלח יותר של האוויר, עקב הקטנת התנגדות הקרקע.
- 2) הקטנת תכולות הרטיבות מעל המקור בכך שהמים ניתנו מתחתית הכדור, שהיווה מחסום בפני עליית המים (למרות שלא נמצאה מובהקות סטטיסטית שתמוך במנגנון זה).

## ג.2. ניסויי חביות שני (2011) – 2 טיפולים

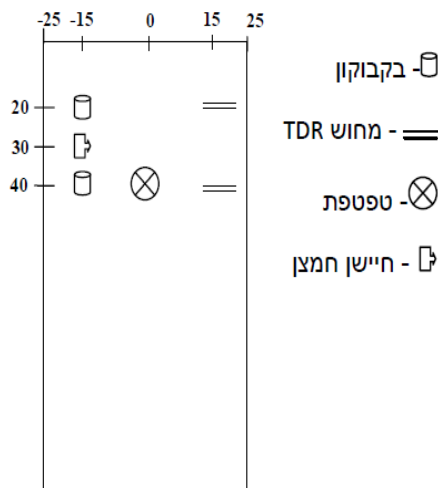
### ג.2.א. חומרים ושיטות

נבחנו שני טיפולים, לכל טיפול 12 חזרות:

- 1 - ביקורת: טפטוף טמון ללא החדרת אוויר.
- 2 - טפטוף ואוורור טמון.

תכונות החביות והקרקע מפורטות בניסוי הקודם (פרק ג.1.א).

הטיפולים ניתנו תחת משטרי השקיה שונים על פי מקדם שטיפה של 20%. ההשקיה ניתנה פעמיים ביום, ב-5:00 עם דשן (שפר 1:2.5:5) וב-7:00 ללא דשן. משטר האוורור היה ארבעה מחזורים בני 45 דקות, המתחילים בשעות: 9:30, 10:30, 12:30 ו-13:30, ע"י מדחס המספק לחץ של כ-1.5 בר (אבסולוטי) לקו טפטפות מתווסות מסוג ורד של חברת מצרפלאס המספקות 1.2 ליטר מים לשעה. ספיקת האוויר הינה, כזכור, על-פי יחס הצמיגויות הדינאמיות. מדידת ריכוז החמצן נעשתה כדלקמן: בכל אחת מהחזרות היה מחוש חמצן של חברת Apogee, טמון בעומק 30 ס"מ ובמרחק רדיאלי של 15 ס"מ ממרכז החבית, המודד את ריכוז החמצן והטמפרטורה כל 30 שניות. רישום של ממוצע הקריאות כל שעה עגולה נעשה בעזרת אוגר נתונים CR100 של חברת Campbell. מדידות הטמפרטורה שימשו לצורך תיקון קריאות ריכוז החמצן, לפי המלצות היצרן, וכן לבחינת השפעת הטמפרטורה על חמצן הקרקע. בנוסף, הוטמנו



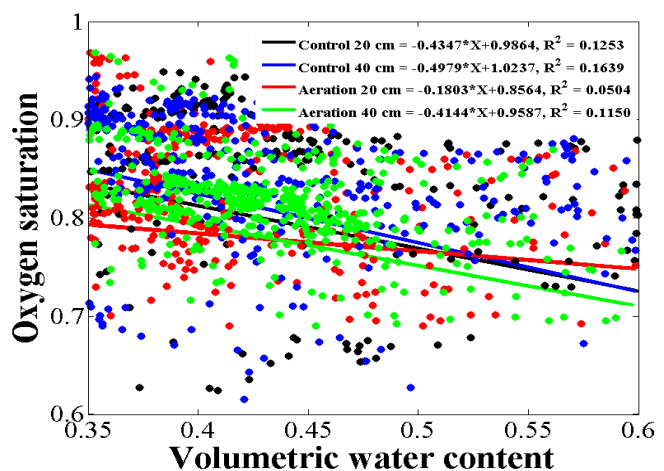
בקבוקונים מחוררים בעומקים של 20, 40 ו-60 ס"מ, במרחק רדיאלי של 15 ס"מ ממרכז החבית, כפי שמתואר באיור 28. מדידת ריכוז החמצן בבקבוקונים נעשתה אחת לשבוע. מדידת תכולת הרטיבות נעשתה בעזרת מחושי TDR. המדידות בוצעו כל שעה, מחושי ה-TDR הוטמנו בעומקים של 20 ו-40 ס"מ, כשמרכזם במרחק רדיאלי של 10 ס"מ ממרכז החבית והם פונים כלפי מרכז החבית. הנקז נאסף ונמדד אחת לשבוע. בכל חבית נשתל צמח פלפל אחד בגיל שבוע בתאריך 29.6.2011. נמדדו הפרמטרים הצמחיים הבאים: גובה הצמחים, מספר הפרחים ומספר הפירות. הפירות נקטפו כאשר

איור 28: תיאור סכמטי של הצבת: הבקבוקונים, מחושי ה-TDR, הטפטפות וחיישן החמצן בחביות הניסוי, המרחקים בצירים הינם ביחידות של ס"מ.

האדימו ונשקלו משקל רטוב.

### ג.2.ב. תוצאות ודיון

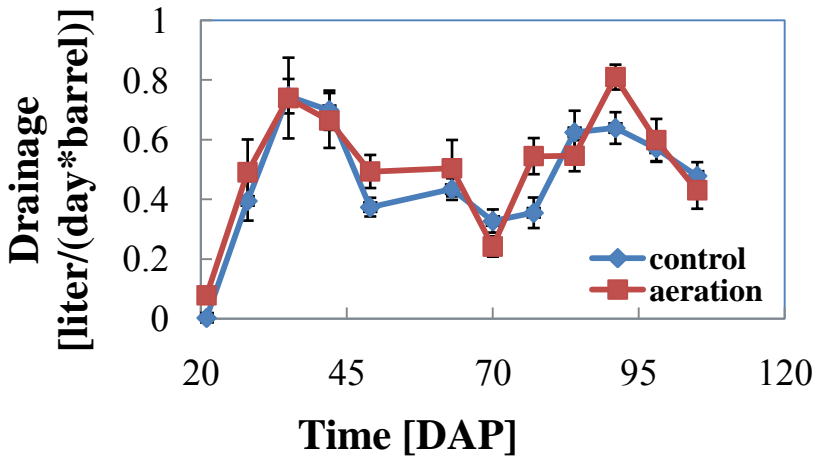
באיור 29, המציג את השפעת תכולת הרטיבות בעומקים 20 ו-40 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ, ניתן לראות, מכך ששיפועי הגרפים של האוורור והביקורת בעומק 20 ס"מ (ירוק ושחור) דומים, שהשפעת תכולת הרטיבות בעומק 20 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ איננה מושפעת מהאוורור. לעומת זאת, נראה שאין השפעה של תכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ בטיפולי האוורור, והשפעה שלילית קטנה בביקורת. כלומר,



איור 29: השפעת תכולת הרטיבות בעומקים 20 ס"מ (שחור ואדום) ו-40 ס"מ (כחול וירוק) על ריכוז החמצן כחלק מהריכוז האטמוספרי בעומק 30 ס"מ בטיפולי האוורור (אדום וירוק) ובביקורת (שחור וכחול). ערכי תכולת הרטיבות וריכוז החמצן הינם ממוצעים יומיים שנאספו בין ה-29.6.2011 ל-16.10.2011.



תכולת הרטיבות בעומק 20 ס"מ משפיעה יותר על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ, מאשר תכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ. זאת מכיוון, שתכולת הרטיבות בעומק 20 משפיעה על ריכוז החמצן ע"י הקטנת מקדם הדיפוזיה והגדלת המבלע, בעוד שבעומק 40 ס"מ השפעת תכולת הרטיבות הינה באמצעות המבלע בלבד. כמו כן, ניתן לראות באיור 29, שעבור אותה תכולת רטיבות, ריכוז החמצן בטיפול האוורור קטן מזה שבביקורת. ייתכן שבריכוזי חמצן גבוהים השפעת האוורור על תכולת הרטיבות הינה



איור 30: השתנות הנקז היומי הממוצע בטיפולים השונים במהלך הניסוי.

משמעותית יותר מאשר השפעתו על ריכוזי החמצן. האוורור דוחק את המים ובכך מקטין את תכולת הרטיבות, אך אינו משנה את ריכוז החמצן.

באיור 30, המציג את השתנות הנקז היומי הממוצע בטיפולים השונים במהלך הניסוי, ניתן לראות שאין הבדל בכמות הנקז היומית הממוצעת בטיפולים השונים במהלך הניסוי. כלומר, טיפול האוורור אינו גורם לעלייה בנקז. כמובן שמאיר זה לא ניתן לקבוע מהי השפעת האוורור על אידוי מים מהקרקה או על פרוס המים בתוך החביות.

מטבלה 10 ניתן לראות שתכולת הרטיבות

מושפעת מהעומק ואיננה מושפעת מהאוורור

או מהאינטראקציה בין העומק לאוורור.

ההבדל בתכולת הרטיבות בעומקים השונים

הינו צפוי, בעיקר בהשמת טפטוף טמון בעומק

40 ס"מ ואין בתוצאה זו חידוש כלשהו. מכך

שאין מובהקות ביחס להשפעת האוורור על

תכולת הרטיבות, לא ניתן לקבוע האם

האוורור מגביר את אידוי המים אם לאו.

כפי שניתן לראות בטבלה 11, אין הבדל

מובהק בין ריכוז החמצן בטיפולי האוורור

לזה שבביקורת. ככל הנראה, אין הבדל כלל,

למרות שאין מובהקות גם לטענה זו. סיבה אפשרית לכך שאין הבדל בין ממוצעי החמצן בטיפול ובביקורת הינה ערכי החמצן

הגבוהים ממילא, כך שאוורור בעזרת אוויר

בעל ריכוז חמצן אטמוספרי, אינו יעיל.

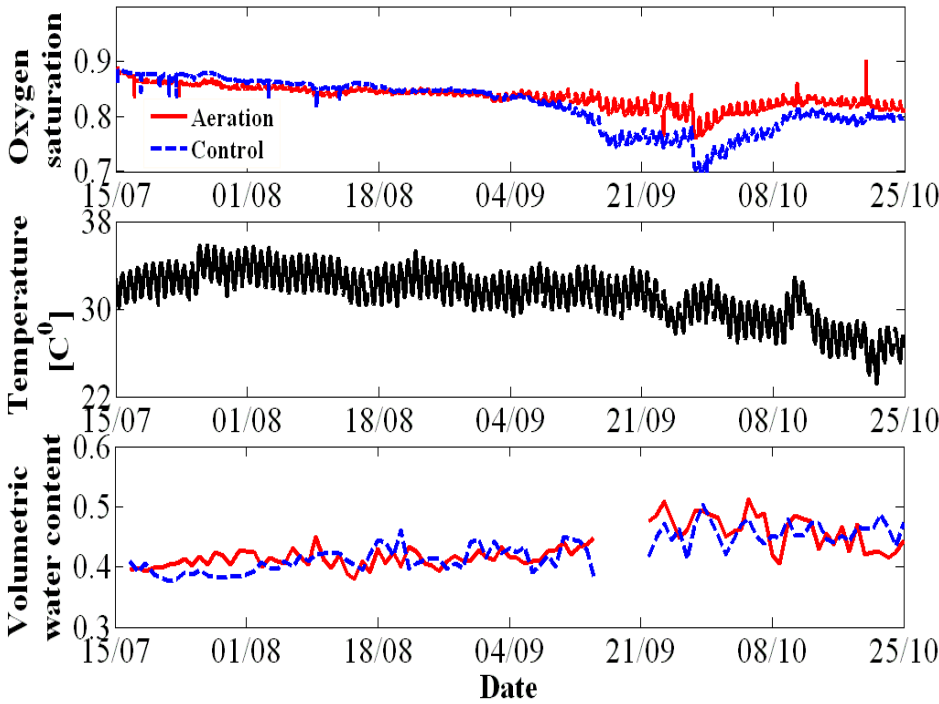
השפעת האוורור והעומק על תכולת הרטיבות (ניתוח דו-גורמי):			
p	ממוצע	מספר פרטים	מקור השונות
0.3899	0.388482	14	ביקורת
	0.403192	14	אוורור
0.01	0.369556	14	20 ס"מ
	0.422118	14	40 ס"מ
0.9301			אוורר * עומק

טבלה 10: ניתוח שונות הבוחן את השערת האפס שתכולת הרטיבות איננה מושפעת מהאוורור, מהעומק ומהאינטראקציה ביניהם.

#### השפעת אוורור על ריכוז החמצן (ניתוח חד-גורמי):

p	ממוצע	מספר פרטים	מקור השונות
0.807	0.84	7	ביקורת
	0.85	7	אוורור

טבלה 11: ניתוח שונות הבוחן את השערת האפס שריכוז החמצן איננו מושפע מטיפול האוורור.

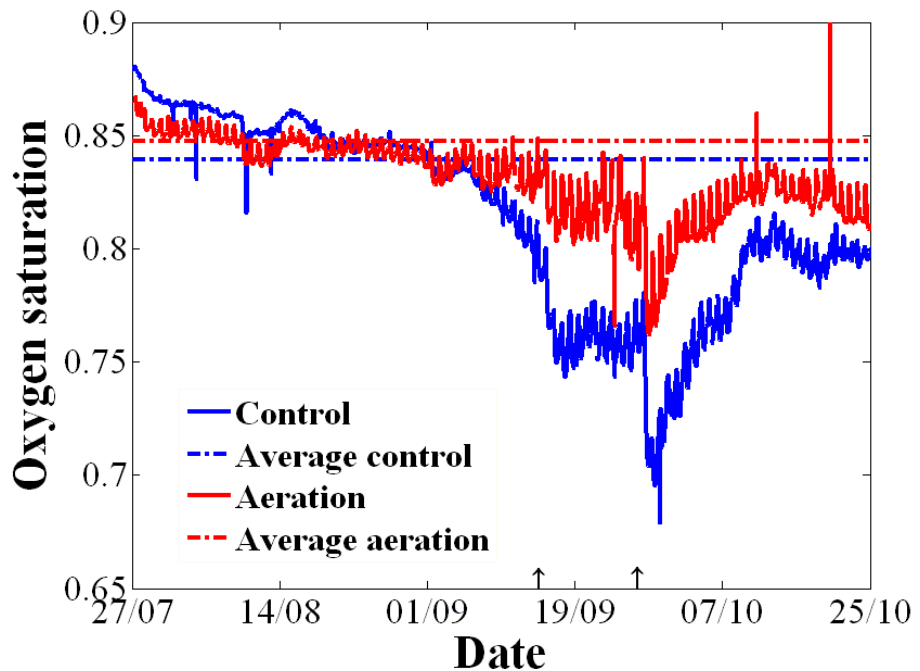


איור 31: השתנות ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ (למעלה), הטמפרטורה (אמצע) ותכולת הרטיבות בעומק 30 ס"מ (הושב כממוצע בין תכולות הרטיבות בעומקים 20-40 ס"מ) (למטה) בטיפולי הביקורת (כחול מקוטע) ובאזור (אדום רציף) במהלך הניסוי.

התנודות היומיות בריכוז החמצן שנראות באיורים 31 ו-32 הינן, ככל הנראה, תוצאה של התנודות היומיות בטמפרטורה. למרות זאת, לא נצפו ריכוזי חמצן נמוכים יותר בקיץ מאשר בסתיו (אלא להפך). כלומר, בניסוי זה השינויים בטמפרטורה הם אלו שמשפיעים על ריכוז החמצן ולא דווקא הטמפרטורה עצמה. ניתן להסביר תופעה זו, אולי בכך שבתחילת הניסוי (בקיץ) הצמחים היו קטנים ושורשיהם לא צרכו הרבה חמצן, ובסתיו הצמחים גדלו

ואיתם גם המבלע. כמו כן, נוצר הבדל בריכוזי החמצן בין הטיפול לבין הביקורת בתקופה זאת. השינויים היומיים בטמפרטורה גורמים לאוכלוסיה הקיימת של שורשים וחיידקים להגביר את נשימתם בצהרי היום, ובכך לירידה בריכוז החמצן בקרקע. תמיכה נוספת בהשערה זו הינה גודל המשרעת של המהלך היומי בריכוז החמצן. ניתן לראות שבתחילת הניסוי המשרעת הינה קטנה יותר מאשר בסוף הניסוי. וזאת למרות, שהמשרעת במהלך הניסוי של הטמפרטורה נשארה דומה לאורך כל הניסוי. זה תומך בכך שהמבלע בסוף הניסוי גדול יותר.

בנוסף, תיתכן השפעה של הטמפרטורה על חיישן החמצן למרות שמדידות החמצן מתקנות לפי הטמפרטורה הנמדדת. הסבר נוסף להבדלים במשרעת ריכוז החמצן הינו ההבדלים במשרעת תכולת הרטיבות, שכן בתחילת הניסוי מנת ההשקיה הייתה קטנה ולכן השינויים היומיים בתכולת הרטיבות קטנים ביחס לסוף הניסוי, בו מנות ההשקיה גדלו ואיתם המשרעת בתכולת הרטיבות. אולם, גם באיור 18 וגם באיור 31, נראה שהשפעת תכולת הרטיבות על ריכוז



איור 32: השתנות ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ בשלושת החודשים האחרונים של הניסוי בטיפולי האזור (אדום) ובביקורת (כחול). הקווים המקווקווים מסמנים את הממוצע לאורך כל הניסוי, ערכי ריכוז החמצן הינם ממוצעי שבעת החזרות בכל טיפול, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי. החצים מסמנים מועדים בהם ניתנה תוספת השקיה של 4 ליטר בעזרת מזלף.

החמצן הפוכה להשפעת הטמפרטורה, בכך ששינויים מהירים בתכולת הרטיבות אינם משפיעים על ריכוז החמצן. עם זאת, ישנה התאמה בין התקופות בהן תכולת הרטיבות גדולה וריכוז החמצן נמוך. כושר הבופר לחמצן אותם מספקים המים הינו, כזכור, קטן מאוד (8 מ"ג חמצן לליטר בשו"מ עם האטמוספירה לעומת 252 מ"ג לליטר באוויר אטמוספרי), כך שחמצן המגיע עם המים אינו יכול להסביר תופעה זו. תופעה זו מרמזת על-כך ששינויים קטנים יחסית בתכולת הרטיבות משפיעים מעט על קצב הדיפוזיה ביחס להשפעת השינויים היומיים בטמפרטורה על מבלע החמצן. לעומת זאת, שינויים גדולים בתכולת הרטיבות משפיעים יותר על קצבי הדיפוזיה מאשר ששינויים עונתיים בטמפרטורה משפיעים על צריכת החמצן.

בנוסף, ניתן לראות באיור 31, שריכוז החמצן נשאר גבוה בטיפול האוורור והביקורת לאורך רוב הניסוי, וככל הנראה לא נוצרה עקת חמצן במהלך הניסוי.

במהלך הניסוי הוספת 4 ליטר מים בעזרת מזלף ב-14/9 וב-27/9 (מסומנים בחץ באיור 32), בכדי להקטין את השונות שנוצרה עקב מבנה קרקע לא אחיד. ניתן לראות, שהוספת המים גרמה לירידה משמעותית בריכוז החמצן, ירידה שהייתה משמעותית יותר בטיפול הביקורת מאשר בטיפול האוורור. תוצאה זו מרמזת על כך שהסיבה שהאוורור לא השפיע על ממוצע ריכוז החמצן, הינה שריכוז החמצן במהלך רוב הניסוי היה גבוה ממילא. הירידה המתונה בריכוז החמצן שהחלה ב-30.8 הינה תוצאה של הגדלת מנת ההשקיה.

בכדי לכמת את השפעת השונות בין החביות, נמדד ריכוז החמצן בכל חבית מטיפול האוורור שבוע לפני (9-25.10) ושבוע אחרי (25.10-2.11) שהופסקה החדרת האוויר. התוצאות מרוכזות בטבלה 12. ניתן לראות, שבכל החביות למעט אחת (בה אין הבדל), ממוצע ריכוז החמצן השבועי הינו גבוה יותר לפני הפסקת האוורור. זאת, למרות שטמפרטורת האוויר הלכה וקטנה במהלך שבועיים אלו (לא מוצג). אולם, מכיוון שההבדל היחסי הינו קטן (עד 5%), במבחן שונות (תוצאותיו מוצגים בטבלה 13) לא נמצאה שונות בין ריכוז החמצן לפני ואחרי הפסקת האוורור.

יחס	אחרי הפסקת האוורור	לפני הפסקת האוורור
1.01	0.85	0.86
1.01	0.80	0.81
1.05	0.76	0.80
1.01	0.81	0.82
1.00	0.73	0.73
1.02	0.87	0.89

טבלה 12: טבלה זו מציגה את ערכי הממוצע השבועי של ריכוז החמצן בכל חבית לפני ואחרי הפסקת האוורור

אחת מתופעות היפוקסיה בשורשים הינה פריחה מוקדמת (איור 1). השתנות מספר הפרחים הממוצע לצמח בטיפול האוורור והביקורת בניסוי זה מוצגים באיור 33. ניתן לראות, שאין הבדל מובהק בפריחה בין הטיפולים השונים. תוצאה זו תומכת בכך שאין הבדל בריכוז החמצן בין הטיפולים

השפעת אוורור על ריכוז החמצן (ניתוח חד-גורמי):			
p	ממוצע	מספר פרטים	מקור השונות
0.765	0.82	6	לפני הפסקת האוורור
	0.81	6	לאחר הפסקת האוורור

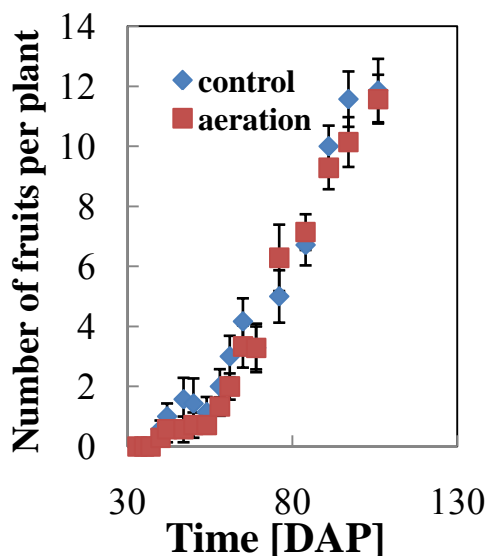
טבלה 13: טבלה זו מציגה את ניתוח השונות הבוחן את השערת האפס כי אין הבדל בריכוז החמצן לפני ואחרי הפסקת האוורור.

השונים. בנוסף, לא נמצאו הבדלים במספר הפירות כתוצאה מהאוורור. בשילוב עם איור 34, ניתן לומר שאין הבדל בחנטה כתוצאה מהאוורור. גם תוצאה זו תומכת בכך שאין שינוי בריכוז החמצן בקרקע כתוצאה מהאוורור.

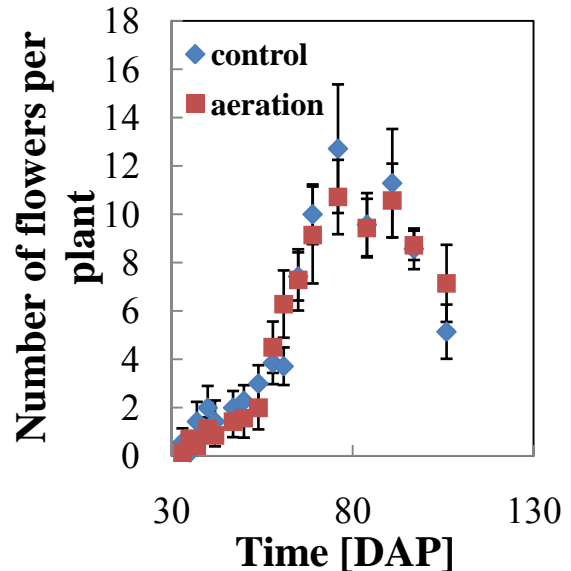
ריכוז החמצן שנמדד בעזרת בקבוקונים היה גבוה (מעל 90%), במהלך כל הניסוי בכל הטיפולים (נתונים לא מוצגים). ממצא זה תומך בכך שלא נוצרה עקת חמצן בקרקע.

בתחילת הקטיף מספר הפירות בטיפולים השונים היה דומה, ובסוף הקטיף מספר הפירות בטיפול האוורור היה גבוה יותר, כפי שניתן לראות מאיור 35. ניתן להסביר תופעה זו בכך שכאשר הצמחים קטנים המבלע של החמצן בשורשים קטן ואין מחסור, וכאשר הצמחים גדלים נוצר מחסור, בעקבותיו נוצרת עדיפות לצמחים המאווררים.

מספר פירות בשלים גדול יותר ומספר פירות צעירים זהה מעיד על נשירת פירות צעירים, שהוא כאמור אחד הסימנים להיפוקסיה. אולם, מעריכת מבחן שונות המוצג בטבלה 14, נמצא שאין מובהקות סטטיסטית ( $p=0.51$ ) לכך שהאוורור הגדיל את מספר הפירות שהבשילו. בנוסף, בטבלה 14 מוצגים תוצאות מבחן שונות שנערך בכדי לבחון את השפעת האוורור על משקל הפרות לצמח. גם במקרה זה לא נמצאה מובהקות ( $p=0.5$ ). כלומר, לא ניתן לומר האם האוורור מגדיל את היבול. היבול (משקלי) המצטבר לצמח בכל טיפול מוצג באיור 36. מהשוואה בין ערכי כמות הפרות לבין משקלם, ניתן למצוא את משקלו הממוצע של



איור 36: השתנות מספר הפירות הממוצע לצמח בין הטיפולים השונים, הסמנים מסמנים את שגיאת התקן. פירות הוגדרו כחנטיים שנפחם גדול מסמ"ק ובתנאי שכל עלי הכותרת כבר נשרו.



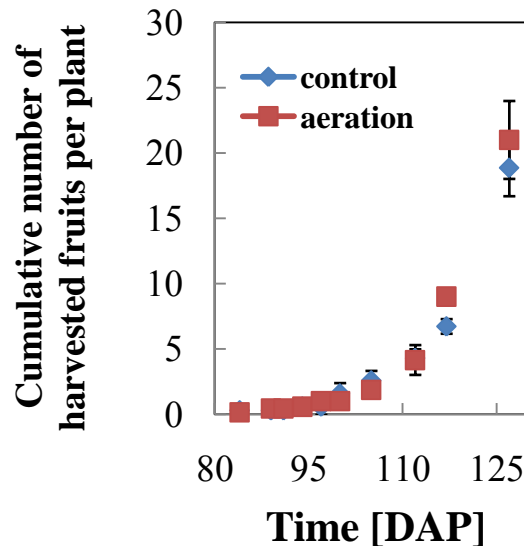
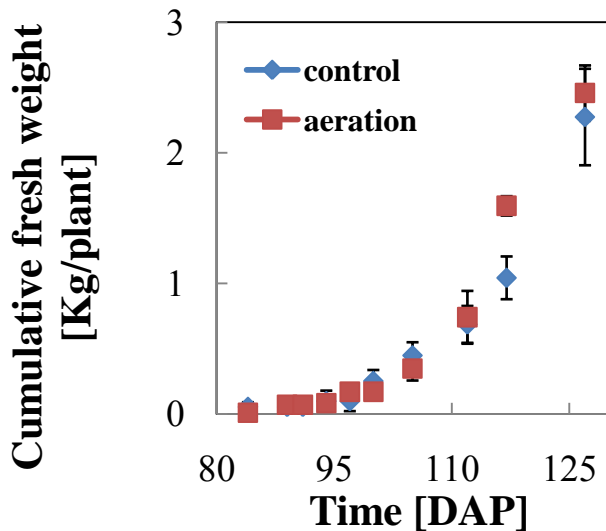
איור 33: השתנות מספר הפרחים הממוצע לצמח בטיפולים השונים. הקווים מסמנים את שגיאת התקן.

השפעת האוורור על היבול (ניתוח חד גורמי):			
P	ממוצע (ק"ג טרי לצמח)	מספר פרטים	מקור השונות
0.50141	2.274	7	ביקורת
	2.457	7	אוורור
השפעת האוורור על מספר הפירות (ניתוח חד גורמי):			
p	ממוצע (פירות לצמח)	מספר פרטים	מקור השונות
0.51324	18.86	7	ביקורת
	21	7	אוורור

טבלה 14: טבלה זו מציגה את השפעת האוורור על היבול. הממוצעים הניתנים הינם לצמח,  $p$  הינו ההסתברות שהשערת האפס (אין השפעה של האוורור על היבול) נכונה.

הפרי בכל אחד מהטיפולים. כמו כן, מנתונים אלו עולה שגודל הפרי הממוצע גדול יותר (בכ-3%) בטיפול הביקורת (גם כן, ללא מובהקות סטטיסטית). תוצאות אלו מאשרות, שככל הנראה, לא נוצרו תנאים מועדפים בטיפול האוורור. בנוסף, לא נמצאו הבדלים בקצב הצימוח של הצמחים בין הטיפולים (נתונים לא מוצגים).

באיור 36 ניתן לראות שמגמת משקל הפירות שנקטפו מתאימה למספר הפירות שנקטפו. תוצאות אלו מצביעות על כך שאין הבדל בגודל הפרי בין הטיפולים השונים.



איור 36: משקלם המצטבר של הפירות שנקטפו בטיפולים השונים כתלות בזמן מהשתילה, קווים מסמנים את שגיאת התקן.

איור 35: מספרם המצטבר של הפירות שנקטפו בטיפולים השונים כתלות בזמן מהשתילה, קווים מסמנים את שגיאת התקן.

מהשוואה בין היבול (משקלי) של כל צמח (חבית) לבין ריכוז החמצן הממוצע במהלך תקופת הקטיף (בין ה-20.9 ל-25.10),

נראה (איור 37) שאין קורלציה חיובית בין ריכוז החמצן באוויר הקרקע לבין היבול. ניתן להסביר תופעה זו במספר דרכים:

- 1) ריכוזי החמצן הגבוהים התקבלו בתכולות הרטיבות הנמוכות, כך שהיבול פחת כתוצאה מעקת מים או מליחות.
- 2) ריכוזי החמצן הגבוהים התקבלו בחביות בהן מבלע החמצן נמוך. כלומר, בחביות בהן הצמחים קטנים שהניבו פחות.
- 3) ריכוז החמצן הממוצע המינימאלי (0.73) אינו גורם לעקת חמצן.

בחינת השפעת תכולת הרטיבות הממוצעת במהלך הקטיף על היבול מוצגת באיור 38. ניתן לראות שבטיפולי האוורור ישנה השפעה חיובית של הרטיבות על היבול, בעוד שבטיפולי הביקורת תכולת הרטיבות איננה משפיעה על היבול (למרות שהקורלציה

אינה טובה,  $P=0.9076$ ). תוצאה זו תומכת בכך

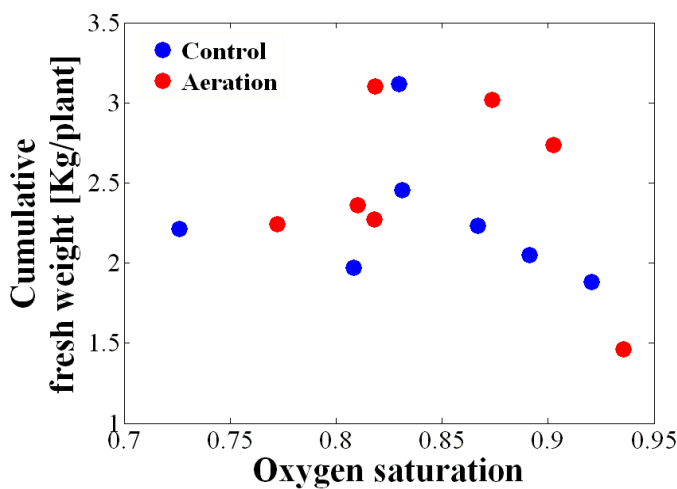
שכאשר תכולת הרטיבות גבוהה, יש מחסור בחמצן ושהחדרת אוויר אכן תורמת לאוורור הקרקע. קווי המגמה של תלות היבול בתכולת הרטיבות, בשני הטיפולים, נפגשים בתכולת רטיבות של כ-0.38.

כלומר, בתכולות רטיבות נמוכות, נראה שהאוורור גורם לנזק. ניתן להסביר זאת ע"י אידוי מים מוגבר הנובע מהאוורור, כך שכאשר השטיפה נמוכה,

המליחות עבור אותה תכולת רטיבות הינה גבוהה יותר בטיפולי האוורור. הסבר נוסף לפחיתת היבול

בתכולות רטיבות נמוכות תחת משטר אוורור הינו שהאוורור גורם לנזק, הן בדחיקת מים (נבדק בטבלה

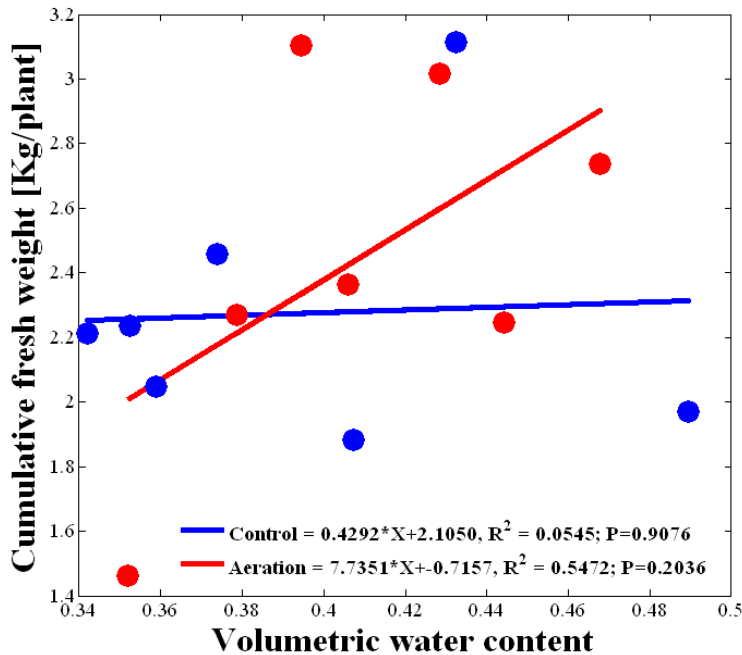
8 ולא נמצאה מובהקות) והן בהזזת קרקע וקריעת שורשים (לא נבדק בעבודה זו), ומאידך אינו תורם דבר, מכיוון שאין מחסור בחמצן.



איור 37: תלות היבול בכל חבית (צמח) בממוצע ריכוז החמצן במהלך הקטיף (20.9-25.10) בטיפולי האוורור (אדום) וביקורת (כחול).

8 ולא נמצאה מובהקות) והן בהזזת קרקע וקריעת שורשים (לא נבדק בעבודה זו), ומאידך אינו תורם דבר, מכיוון שאין מחסור בחמצן.

## ג.2.ג. מסקנות



איור 38: השפעת תכולת הרטיבות על היבול בטיפולים השונים. תכולת הרטיבות הינה הממוצע של תכולות הרטיבות שנמדדו בעומקים 20 ו-40 ס"מ בכל חבית במהלך הקטיפ (20.9-25.10). היבול הינו סך המשקל הטרי של הפירות שנקטפו בכל חבית. ערכי P מציינים את ההסתברות לקבלת הקורלציה הליניארית הנ"ל בצורה אקראית.

מצד אחד, נמצאה השפעה חיובית של האוורור בתנאי רטיבות גבוהה על היבול (איור 38), ומצד שני, לא נמצא הבדל בין ריכוז החמצן הממוצע בטיפול האוורור לזה שבביקורת (טבלאות 9 ו-11), או הבדל בין היבול בביקורת לבין היבול בטיפולי האוורור (טבלה 10). לכן, ניתן לומר שככל הנראה לא נוצרו תנאי עקת חמצן בניסוי. אולם, אם היו נוצרים כאלו, בהחלט ייתכן שהיינו רואים שיפור בפרמטרים הצמחיים ובריכוז החמצן, כתוצאה מהאוורור. הסיבות לכך שלא נוצרו תנאי עקה הינם ניקוז טוב של מים מהחביות המאפשר חדירות טובה של האוויר אל הקרקע ואריזה מחדש של הקרקע, שגרמה לעלייה בנקבוביות המקרו, כך שהולכת החמצן בקרקע גדלה.

החסרונות בניסוי חביות לתיאור תופעות המתרחשות בשטחים חקלאיים הינם השונות בתנאים הנוצרים עקב אריזת החביות והפרת הקרקע. הפרת הקרקע יוצרת לרוב קרקע מהודקת פחות, בעלת נקבוביות גדולה יותר וחדירות טובה יותר. מאידך, בחביות ישנו ניקוז ירוד כתוצאה מכך שבתחתית החבית שורר רוב הזמן לחץ מים אטמוספרי.

בניסוי זה אריזת הקרקע בחביות לא הייתה מספיק מהודקת ונשארו חללי אוויר גדולים. בנוסף, הוספת שכבת חצץ בתחתית החבית סייעה רבות לניקוז (על אף העלייה במפלס המשטח הפריאטי שנוצרה כתוצאה מהוספת החצץ), כך שתכולת הרטיבות נשארה נמוכה לאורך הניסוי. כמו כן, מכיוון שהניסוי היה קצר והחל בסוף האביב ונגמר בתחילת הסתיו (2.11-28.6), לא הספיק להיווצר קרום בפני הקרקע או הידוק כתוצאה מגשמים, גורם שסייע לחדירות הקרקע לאוויר להישאר גבוהה. גורם נוסף המסייע לריכוז החמצן בקרקע להישאר גבוה הינו זרימה קונבקטיבית מהאטמוספירה אל הקרקע. ישנם מספר מנגנונים היכולים להניע תנועה זו:

1 - שינויים יומיים בלחץ הברומטרי גורמים לזרימת אוויר אל הקרקע (ברמה - צהריים) ומהקרקע (בשפל - לילה). ובכך לתנועת חמצן קונבקטיבית. נניח ששינויים בלחץ הברומטרי משפיעים על אוויר הקרקע עד עומק 40 ס"מ, שהקרקע בעלת נקבוביות של 0.5 ובעלת דרגת רוויה של 0.5. במקרה כזה, שינויים יומיים של 1% בלחץ הברומטרי יגרמו להחלפת אוויר מקסימאלית (ללא התנגדות הקרקע לזרימה) של  $0.252 \frac{L}{m^2} = 1 \frac{L}{m^2}$ , המהווים רק 1.7% מהצריכה היומית.

2 - רוח אופקית בפני הקרקע תגרום ליניקה (אפקט ונטורי) של אוויר מהקרקע. רוח במהירות של  $10 \frac{m}{sec}$  תגרום ליניקה בלחץ של  $\rho_a \frac{v^2}{2} = 60 Pa$  השווה לשינוי של 0.06% בלחץ האטמוספרי הבדל זה הינו זניח. בנוסף בשטחים חקלאיים ישנו כיסוי של פני השטח ע"י צמחייה כך שמהירות האוויר בפני הקרקע מוגבלת.

3 - הבדלי טמפרטורה בין פני הקרקע לעומק הקרקע יכולים לגרום לזרימת אוויר (ממקום חם למקום קר). על פי חוק הגזים

האידיאלים  $\Delta P = \frac{nR}{V} \Delta T$  כך שהפרש של כ-10° יגרום להפרש לחצים של כ-3,500 Pa המהווים 3.5% מהלחץ

האטמוספרי. הבדל זה על פי החישוב למעלה (סעיף 1) יכול לגרום להחלפת אוויר מכסימאלית של  $3.5 \frac{L}{m^2}$

$0.882 \frac{grO_2}{m^2}$  המהווים כ-6% מהצריכה היומית.

יש לשים לב שהגורם הראשון (לחץ ברומטרי) והגורם האחרון (גרדיאנט תרמאלי) מתואמים בזמני פעולתם כך שהשפעתם

מצטברת. מכך שריכוז החמצן הינו מינימאלי בצהרים ומכסימאלי בלילה (איור 18) ניתן לומר שהשפעה זו הינה זניחה ביחס

להגברת הנשימה של השורשים ושל האוכלוסייה המיקרוביאלית בקרקע.

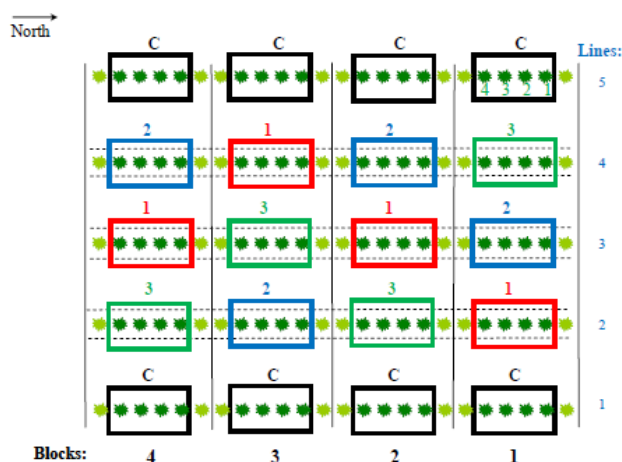
### ג.3. ניסוי במטע מסחרי

#### ג.3.א. חומרים ושיטות

במטע מנגו מסחרי צעיר (מועד נטיעה יוני 2009), מזן קיט על כנה 13/1 של קיבוץ עמיעד, בקרקע ורטיסול (43.6% חרסית, 15.3% חול, 41.1% סילט, 2.08% חומר אורגני ו-49.6% גיר) נבחנו 4 טיפולים:

- 1 - הזרקת אוויר בטפטוף טמון בעומק 40 ס"מ ללא כדור.
- 2 - הזרקת אוויר בטפטוף טמון בעומק 40 ס"מ עם כדור.
- 3 - ביקורת (2) – נחפרה תעלה שמולאה מחדש אך לא הונח בה טפטוף טמון.
- 4 - ביקורת (1) – לא נחפרה תעלה כלל.

הצבת הניסוי מתוארת באיור 39. הניסוי כלל חמש שורות שבכל אחת מהן 24 עצים (הצבת העצים הינה 2 X 6 מטר). בכל שורה היו ארבע חזרות, כאשר כל חזרה מורכבת משישה עצים, כשארבעת הפנימיים שמשו למדידות. לטיפולים 1-3 היו ארבע חזרות ולטיפול 4 היו שמונה חזרות, מכיוון ששתי השורות הקיצוניות בהן לא נחפרה תעלה מהוות את הביקורת מס' 1 (טיפול 4).



#### Treatments:

- C: Control
- 1: Air injection through driplines + aeration spheres
- 2: Air injection through driplines
- 3: Covered trenches without air injection

איור 39: תאור סכמטי של פירוס הטיפולים בניסוי במטע מסחרי בעמיעד. הטיפולים הינם: ביקורת 1 (שחור), ביקורת 2 (ירוק), אוורור ללא כדור (כחול) ואוורור עם כדור (אדום).

התעלות נחפרו בעזרת מתעל (טרנצ'ר) במרחק 50 ס"מ מהעצים, בעומק 40 ס"מ. בתעלות הוטמן קו השקיה 16 מ"מ עם טפטפות דריפנט 0.6 ליטר מים לשעה של נטפים במרווח של 50 ס"מ בין הטפטפות.

ההשקיה בניסוי זה עילית ונעשתה ע"י המגדל (עובד גסטר, עמיעד) לפי פרוטוקול גידול מנגו באזור המדובר. ההשקיה נעשתה בעזרת 2 קווים בעלי טפטפות 1 ליטר שעה כל 30 ס"מ, שהונחו משני עברי העצים במרחק 50 ס"מ מהעצים.

החדרת האוויר נעשתה בעזרת מדחס בעל מיכל של 50 ליטר, שהופעל ל-15 דקות כל שעה עגולה בין 10:00 ל-13:15. מדידת החמצן בקרקע בוצעה ע"י שאיבת אוויר בעזרת מזרק בנפח של 100 סמ"ק, מבקבוקוני פלסטיק מנוקבים בחורים בעלי קוטר של בערך 1 מ"מ. נפח הבקבוקונים הינו 100 סמ"ק. הבקבוקונים הוטמנו בעומקים

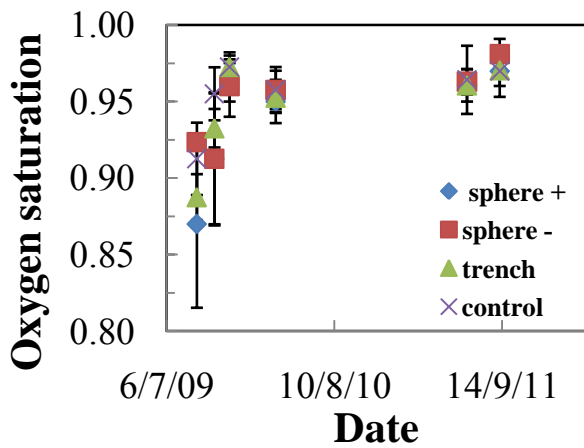
שונים (20, 40 ו-60 ס"מ) ובמרחקים שונים מהעצים (25 ו-50 ס"מ).

ריכוז החמצן נמדד בעזרת מחושי חמצן של חברת Apogee, מסוג MO-200 ו-MO-02, המודדים את ריכוז החמצן האבסולוטי. מדידות קוטר הגזע סיפקו מדד לקצב צימוח העצים בטיפולים השונים. מדידות קוטר הגזע נעשו מתחת נקודת יציאת הענף הראשון מעל ההרכבה בעזרת קליבר דיגיטלי ברמת דיוק של 0.005 מ"מ.

#### ג.3.ב. תוצאות ודיון

מניתוח השתנות ריכוז החמצן במרחק של 25 ס"מ מהעץ בעומקים 20 (איור 40), 40 (איור 41) ו-60 (איור 42) ס"מ בטיפולים השונים והשתנות ריכוז החמצן במרחק של 50 ס"מ מהעץ בעומק 20 ס"מ (איור 43) ניתן לומר שהטיפולים לא השפיעו על ריכוז החמצן בקרקע. זאת, מכיוון שריכוזי החמצן בקרקע הינם גבוהים ממילא ואין צורך באוורור. ריכוזי החמצן הגבוהים במטע זה הינם, ככל הנראה, תוצאה של שילוב בין קרקע יבשה ואבנית ועצים קטנים, המהווים מבלע קטן לחמצן.

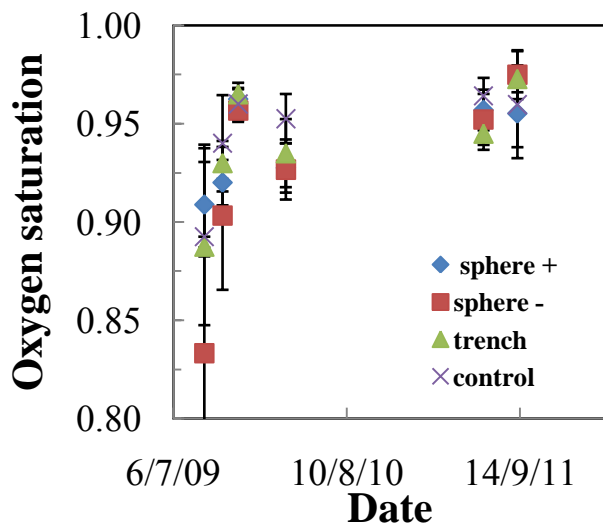




איור 40: השתנות ריכוז החמצן במרחק של 25 ס"מ מהעץ בעומק 20 ס"מ בטיפולים השונים: אוורור עם כדור (sphere +), אוורור ללא כדור (sphere -) וללא אוורור (trench), קווים מסמנים סטיות תקן, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.

באיור 44, המציג את השתנות ממוצע ריכוז החמצן בעומקים השונים, ניתן לראות שאין הבדל משמעותי בין ריכוזי החמצן בעומקים השונים. תוצאה זו מאששת את הטענה שבקרקע זו אין בעיה של הספקת חמצן לעומק הקרקע. זאת, כאמור, ככל הנראה תוצאה של יובש ואבניות המאפשרים מעברי חמצן מועדפים אל עומק הקרקע. את גודל המבלע שמהווים העצים ניתן לאמוד על-פי גרדיאנט ריכוז החמצן בציר רדיאלי מהעץ.

למרות שאין הבדל מובהק ( $p = 0.178$ ) בין ריכוז החמצן במרחק 25 ס"מ מהעץ לבין ריכוז החמצן



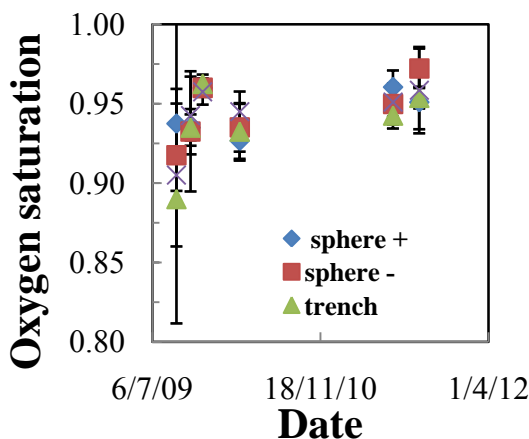
איור 41: השתנות ריכוז החמצן במרחק של 25 ס"מ מהעץ בעומק 40 ס"מ בטיפולים השונים: אוורור עם כדור (sphere +), אוורור ללא כדור (sphere -) וללא אוורור (trench), קווים מסמנים סטיות תקן, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.

בקרקע זו אינו זקוק לתוספת אוורור. אולם, אין בכך בכדי לומר שכאשר המטע יתבגר ואיתו גם המבלע וגם מנת ההשקיה, לא יהיה צורך באוורור הקרקע.

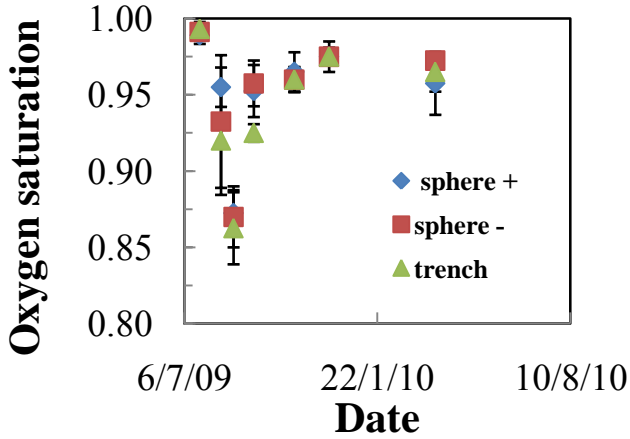
כאשר בוחנים את ריכוז החמצן במטעים בוגרים (מטע משנת 1985) באזור זה, ניתן לראות (איור 45) שריכוז החמצן בקרקע ירד לערכים הקרובים ל-50% מהריכוז האטמוספרי בעומק 60 ס"מ, בקיץ 2009. זאת מכיוון שבקיץ ישנו שילוב של השקיה אינטנסיבית וצריכת חמצן גבוהה. כמו כן, ניתן לראות, כצפוי, שריכוז החמצן קטן עם העומק. זאת מכיוון שמקור החמצן הינו אטמוספרי.

במרחק של 50 ס"מ מהעץ, ניתן לשים לב, באיור 46, שכל ערכי ריכוז החמצן במרחק 50 ס"מ גבוהים מאלו שבמרחק 25 ס"מ מהעץ. סיבה אפשרית לכך שאין הבדל מובהק בין המדידות הינה שהמדידות נעשו בעומק 20 ס"מ, כך שערכי החמצן קרובים לערכם המכסימאלי כתוצאה מדיפוזיה אנכית מהאטמוספירה. מכיוון שהדיפוזיה מתכונתית להפרש בין ריכוז החמצן באטמוספירה ובקרקע, היא מקטינה את השונות בריכוז החמצן הנגרמת כתוצאה מהשונות במבלע בציר האופקי.

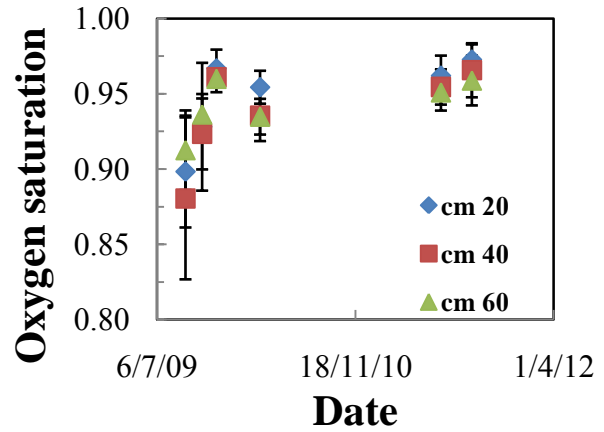
המסקנה המתקבלת מניסוי זה הינה שמטע מנגו צעיר



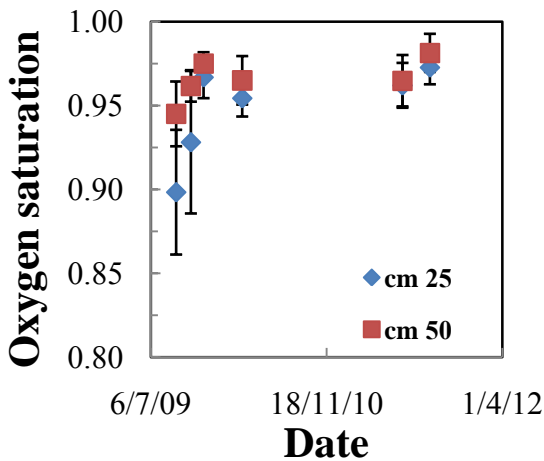
איור 42: השתנות ריכוז החמצן במרחק של 25 ס"מ מהעץ בעומק 60 ס"מ בטיפולים השונים: אוורור עם כדור (sphere +), אוורור ללא כדור (sphere -) וללא אוורור (trench), קווים מסמנים סטיות תקן, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.



איור 43: השתנות ריכוז החמצן במרחק של 50 ס"מ מהעץ בעומק 20 ס"מ בטיפולים השונים: אוורור עם כדור (sphere +), אוורור ללא כדור (sphere -) וללא אוורור (trench), קווים מסמנים סטיות תקן, ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.



איור 44: השתנות ממוצע ריכוז החמצן בעומקים השונים, ערכי ריכוז החמצן הינם ממוצעי ריכוזי החמצן בכל הטיפולים. ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.



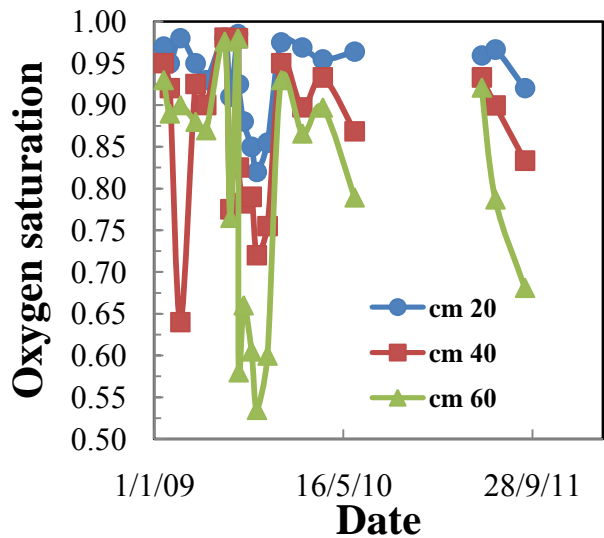
איור 46: השתנות ריכוז החמצן בעומק 20 ס"מ במרחקים השונים מהעץ, ערכי ריכוז החמצן הינם ממוצעי ריכוזי החמצן בכל הטיפולים. ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.

על פי איור 47, לא ניתן לראות השפעה כלשהי של הטיפול על עובי הגזע. זאת כיוון שהטיפולים ככל הנראה לא השפיעו כלל.

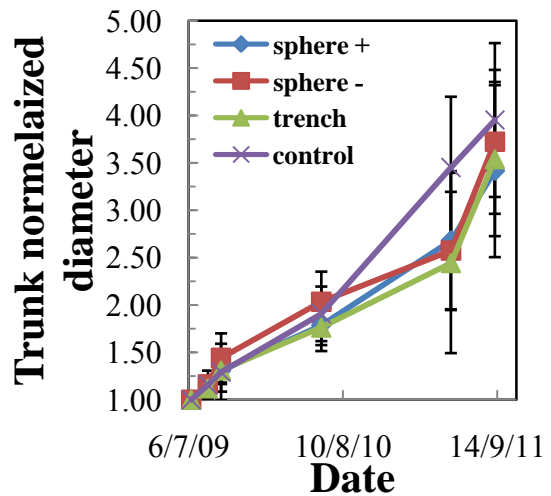
### ג.ג. מסקנות

כתוצאה מכך שריכוז החמצן נשאר גבוה לאורך כל הניסוי לא נמצא הבדל בריכוז החמצן בין הטיפולים השונים או הבדל בעובי גזע העצים בטיפולים השונים. זאת, כתוצאה ממנת השקיה נמוכה עקב צריכה נמוכה של העצים הצעירים, מצריכת החמצן הקטנה של העצים הצעירים ומריבוי אבנים בקרקע המאפשרות אוורור טוב.

מתוצאות סקר אוורור בחלקות קרובות עולה שישנה תופעה של חוסר בחמצן. לכן, ייתכן שכאשר העצים יגדלו ויצרכו יותר מים וחמצן, תהיה תועלת באוורור.



איור 45: השתנות ריכוז החמצן בעומקים שונים במטע מנגו בוגר (זן "מונסלינו" שנת נטיעה: 1985) סמוך למקום הניסוי. ריכוז החמצן ניתן כחלקו מהריכוז האטמוספרי.



איור 47: השתנות קוטר הגזעים בטיפולים השונים, קוטרי הגזעים מנורמלים לקוטרם בעת המדידה הראשונה (13/07/2009).

ד.1. ניסויי חביות ראשון (2010) - 4 טיפולים

ד.1.א. חומרים ושיטות

בניסויי חביות בהן 200 ליטר קרקע (מתוארת בפרק ג.1.א) בבית דגן נבחנו 4 טיפולים, לכל טיפול 4 חזרות (סה"כ 16 חביות). הטיפולים הם:

- 1 - ביקורת טפטוף עילי ללא תוספת מי חמצן (אותן חביות שימשו ביקורת גם לניסויי הזרקת האוויר)
- 2 - ביקורת טפטוף טמון ללא תוספת מי חמצן (שימשו ביקורת גם לניסויי הזרקת האוויר)
- 3 - טפטוף עילי בתוספת תמיסת מי חמצן
- 4 - טפטוף טמון בתוספת תמיסת מי חמצן

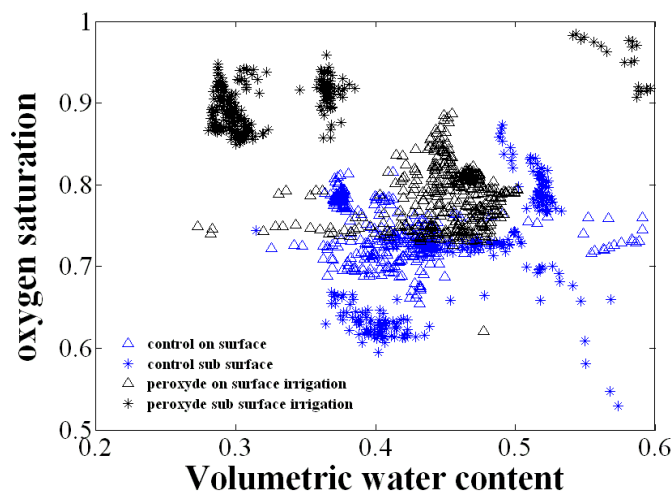
ריכוז מי החמצן בתמיסת ההשקיה היה 800 ח"מ. השקיה ניתנה פעמים ביום, בבוקר (7:00) השקיה בתמיסת מי חמצן ובצהריים (11:00) הדשיה (דשן שפר 1:2.5:5) בריכוז של 0.15%, ללא מי חמצן. הדשן ניתן רק כאשר היה גידול בחביות. הצבת אמצעי המדידה מתוארים באיור 16. הטיפולים ניתנו תחת משטרי השקיה שונים על פי מקדם שטיפה של 20% בכדי למנוע עקת מליחות. צמחי פלפל (בנג'י, 14511) נשתלו ב-4.7.2010 בגיל 28 יום.

בקרה על ההשקיה נעשתה ע"י ברזים חשמליים. בנוסף, נאסף ונשקל הנקז מהחביות ונמדדה המוליכות החשמלית בנקז ובקרקע ע"י מחושי ה-TDR לוודא שלא נוצרות עקות נוספות (יובש או מליחות). כזכור, עקת חמצן גורמת להגברה משמעותית של השפעת המליחות על צמחים.

הטפטפות היו מסוג יונירעם 1 ל"ש של חברת נטיפים. לא נעשה שימוש בכדורים מחוררים בניסוי זה. מדידת ריכוז החמצן בקרקע נעשתה בדומה לניסויי החדרת האוויר (כמתואר בפרק ג.1.א). בכל חבית נשתל צמח פלפל אחד, הפרמטרים הצמחיים שנמדדו הינם קצב הצימוח של צמחי הפלפל והיבול. הפירות נקטפו כאשר האדימו ונשקלו מיד לאחר הקטיפה (משקל טרי). כמו כן נעשתה בדיקת מינרלים בעלים בנובמבר.

ד.1.ב. תוצאות ודיון

באיור 48 מוצגת תלות ריכוז החמצן בתכולת הרטיבות בעומק 20 ס"מ. ניתן לראות, שעבור אותן תכולות רטיבות, ריכוז החמצן הינו גבוה יותר בטיפולי מי החמצן. עם זאת, לא ניתן

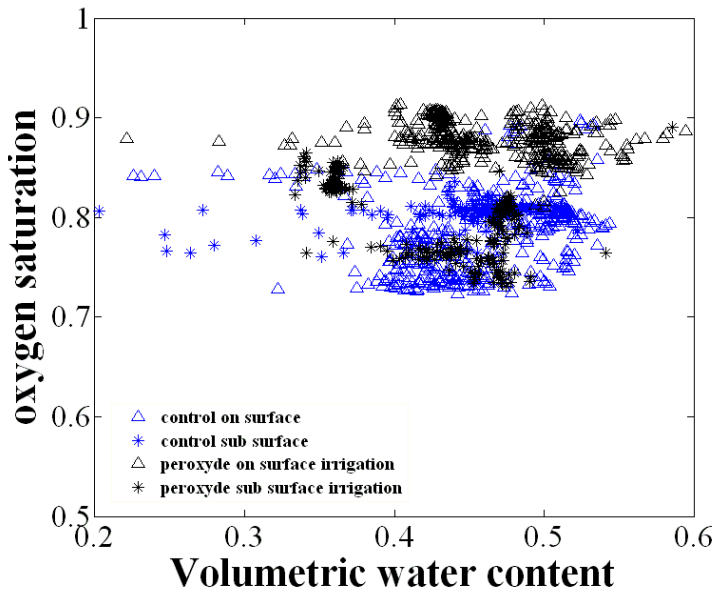


לראות קורלציה חיובית או שלילית בין ריכוז החמצן לתכולת הרטיבות בטיפולי מי חמצן בעומק 20 ס"מ. תוצאה זו יכולה להעיד על כך שתוספת מי החמצן מבטלת את השפעתה השלילית של תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן, אלא, שגם בביקורת של טיפול זה לא נמצאה קורלציה טובה.

באיור 49 מוצגת תלות ריכוז החמצן בתכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ. ניתן לראות, כאשר ההשקיה עילית עבור תכולת רטיבות דומה, ריכוז החמצן בטיפולי מי החמצן הינו גבוה יותר. בהשקיה טמונה מגמה זו אינה ברורה. בדומה

לעומק 20 ס"מ, גם בעומק 40 ס"מ אין קורלציה בין תכולת הרטיבות לריכוז החמצן.

איור 48: תלות ריכוז החמצן (כחלקו מהריכוז האטמוספרי) בתכולת הרטיבות בעומק 20 ס"מ בטיפולים השונים: מי חמצן (שחור) ביקורת (כחול) טפטוף עילי (Δ), טפטוף טמון (\*). המדידות נאספו בין ה-3 במאי ל-30 בנובמבר 2010.



איור 49: תלות ריכוז החמצן (כחלקו מהריכוז האטמוספרי) בתכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ בטיפולים השונים: מי חמצן (שחור) ביקורת (כחול) טפטוף עילי (Δ), טפטוף טמון (\*) . המדידות נאספו בין ה-3 במאי ל-30 בנובמבר 2010.

איור 50 מציג את השתנות ריכוז החמצן הממוצע (לאורך כל הניסוי) בטיפולים ובעומקים השונים. מניתוח התוצאות עולה כי בשתי שיטות ההשקיה (עילית וטמונה) ישנם ריכוזי חמצן גבוהים יותר בטיפול מי החמצן לעומת הביקורת, פרט לעומק 40 ס"מ בהשקיה טמונה. דווקא בטיפול זה ובעומק זה צפיתי למצוא את ההשפעה הכי מובהקת לשיפור ריכוז החמצן כתוצאה מהשקיה במי חמצן. יש לשים לב שמדידת ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ בטיפול הביקורת, נעשתה בעזרת חיישן אחד בלבד, כך שיש להתייחס לתוצאה זו בהשקנה.

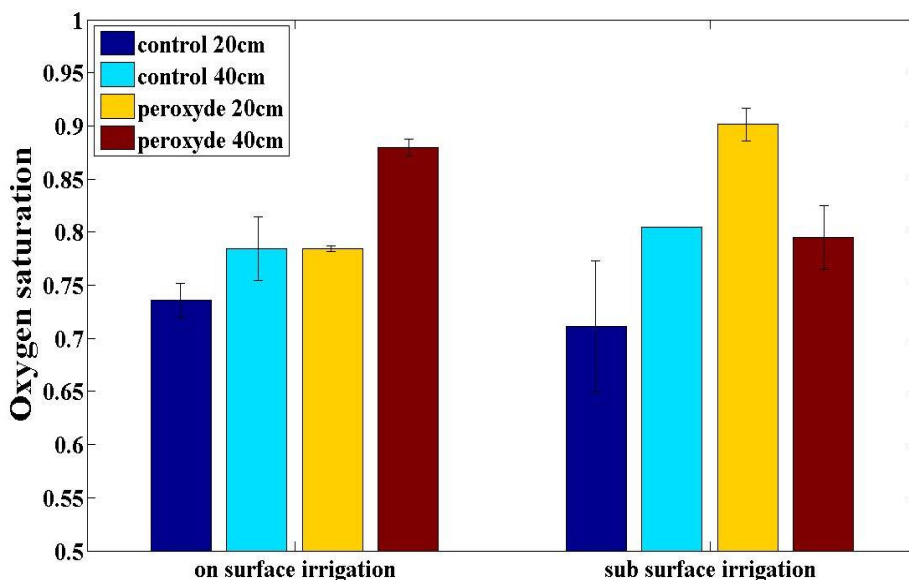
בהשקיה עילית, ממוצע ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ גבוה מזה שב-20 ס"מ בטיפול הביקורת ובצורה בולטת יותר בטיפול מי החמצן. תצפית זו הינה תוצאה של תכולת רטיבות גבוהה יותר בעומק 20 ס"מ

בהשקיה עילית ונתיבי תנועת חמצן אטמוספרי עוקפים בדפנות החבית. ההבדל בין הטיפול לביקורת רומז שמי החמצן מתפרקים לאט ובכך משפרים את ריכוז החמצן בעומק הקרקע. בנוסף, ניתן לראות שבהשקיה טמונה ריכוז החמצן בטיפול הביקורת בעומק 20 ס"מ קטן מזה שבעומק 40 ס"מ. אולם, במקרה זה תכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ גבוהה יותר. אין לי הסבר מניח את הדעת לממצא זה, פרט להסבר (שכבר

צוין) שמדידת ריכוז החמצן בביקורת הטמונה מתבססת על חיישן אחד בלבד.

מניתוח השונות הבוהן את השפעת הוספת מי חמצן על ריכוז החמצן בקרקע בכל הטיפולים (נתונים מוצגים בטבלה 15), ניתן לומר ברמת מובהקות גבוהה ( $p = 0.0069$ ), שהשקיה במי חמצן גורמת לעלייה בריכוז החמצן בקרקע. לא ניתן לקבוע האם עליה זו הושפעה יותר משחרור חמצן

ע"י פירוק מי החמצן לחמצן ומים, או הקטנת המבלע ע"י פגיעה באוכלוסיה המיקרוביאלית. ככל הנראה, ההשפעה הינה שילוב של



איור 50: השפעת הטיפולים השונים על ריכוזי החמצן הממוצעים בעומקים השונים. (העמודות משמאל לימין הינן: השקיה עילית ללא מי חמצן עומק 20 ס"מ, השקיה עילית ללא מי חמצן עומק 40 ס"מ, השקיה עילית עם מי חמצן עומק 20 ס"מ, השקיה עילית עם מי חמצן עומק 40 ס"מ, השקיה טמונה ללא מי חמצן עומק 20 ס"מ, השקיה טמונה ללא מי חמצן עומק 40 ס"מ, השקיה טמונה עם מי חמצן עומק 20 ס"מ, השקיה טמונה עם מי חמצן עומק 40 ס"מ). ריכוזי החמצן נמדדו בשתי חביות בכל טיפול באמצעות חיישנים כל שעה בין ה-1.6.2010 ל-1.12.2010, קווים מסמנים את שגיאות התקן בין הממוצעים העונתיים של כל חזרה (בעמודות הטפטוף טמון ללא מי חמצן בעומק 40 ס"מ אין חזרות עקב תקלת חיישן).

שני הגורמים.

לעומת זאת, אם נסתכל בכל

שיטת השקיה בנפרד, לא

מתקבלת מובהקות באף אחת

מהן. זאת כיוון שאין מספיק

חזרות בכל שיטת השקיה. כמו

כן, ניתן לראות שאין הבדל בין

טיפול מי החמצן לבין הביקורת

בעומק 40 ס"מ בטפטוף טמון.

איני יודע להסביר תופעה זו.

בטבלה 16 מוצגות תוצאות

ניתוח שונות דו-גורמי הבוחן את

השפעת הטיפולים והעומק על

ריכוז החמצן. גם כאן ניתן

לראות שמי החמצן מעלים את

ריכוז החמצן בקרקע ברמת

מובהקות גבוהה ( $p = 0.01$ )

בכל הטיפולים, וברמת מובהקות

של  $p = 0.015$  בהשקיה עילית.

השפעת מי החמצן על ריכוז החמצן בקרקע (ניתוח חד-גורמי):				
טיפול	מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע	p
כל הטיפולים	ביקורת	7	0.75	0.0069
	מי חמצן	8	0.84	
השקיה עילית עומק 20 ס"מ	ביקורת	2	0.74	0.0946
	מי חמצן	2	0.78	
השקיה עילית עומק 40 ס"מ	ביקורת	2	0.78	0.0922
	מי חמצן	2	0.88	
השקיה טמונה עומק 20 ס"מ	ביקורת	2	0.69	0.0796
	מי חמצן	2	0.91	
השקיה טמונה עומק 40 ס"מ	ביקורת	1	0.81	0.9621
	מי חמצן	2	0.81	

טבלה 15: ניתוח שונות הבוחן את השערת האפס שאין הבדל בין החיישנים בטיפולי מי החמצן למקבילים (אותו עומק) שלהם בטיפולי הביקורת. העמודה p מציינת את ההסתברות שהשונות שנמדדה הינה אקראית, מסומן באדום הפרמטר שרמת המובהקות לכך שהשערת האפס איננה נכונה גדול מ-95%. מסומן בכחול הפרמטר שהמובהקות לכך שהשערת האפס נכונה גבוה מ-95%.

כמו כן, ריכוז החמצן בעומק 40 ס"מ גבוה מזה שבעומק 20 ס"מ בהשקיה הנ"ל. שילוב תוצאות אלו רומז על כך שמי החמצן

אינם מתפרקים במהירות והשפעתם יחסית אחידה בקרקע, כאשר, בנוסף להשפעת מי החמצן, ישנה תרומה אטמוספירית

המשפיעה יותר דווקא בעומק 40 ס"מ. זאת כתוצאה מהבדלים בתכולת הרטיבות, המשפיעים על עוצמת המבלעים ונתיבים

מועדפים בין עומק הקרקע לאטמוספירה: תכולת הרטיבות הגבוהה בעומק 20 ס"מ כתוצאה מקרבה למקור, גורמת לאוורור לקוי

בעומק זה. לעומת זאת, אוורור עומק

הקרקע מתבצע ע"י נתיבי אוויר רחבים

שנוצרו בין דופן החבית לקרקע.

מהשוואת היבולים שהתקבלו בטיפולים

השונים (נתונים מוצגים באיור 51),

ניתן לראות שטיפול הביקורת במערכת

טפטוף עילית נתן ייבול גבוה מזה של

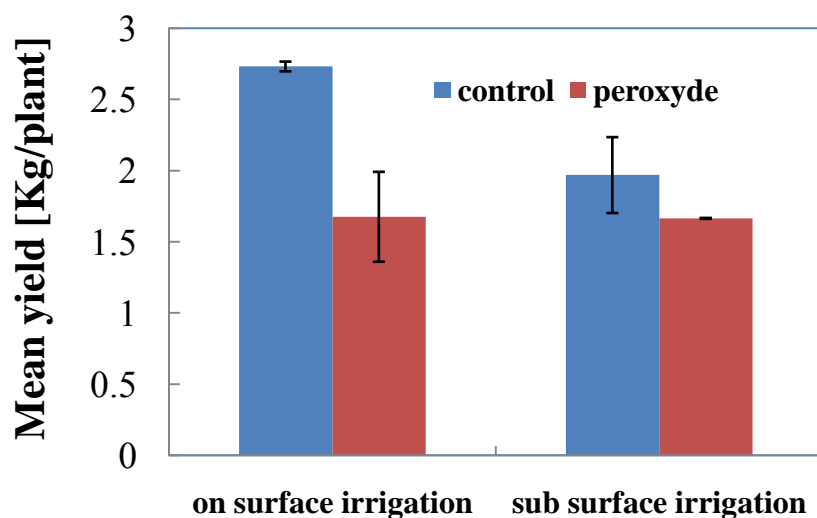
טיפול מי החמצן במערכת השקיה

דומה. תופעה זו ניתן להסביר ע"י ריכוז

מי החמצן הגבוה (800 ח"מ) שעלול

היה לגרום לפגיעה בצמח ע"י יצירת

רדיקאלים כגון OH<sup>-</sup> ואחרים,



איור 51: השפעת שיטת ההשקיה ותוספת מי החמצן על היבול. הפירות נקטפו בין התאריכים 26.9.2010-21.12.2010, נשקלו מיד לאחר הקטיף. הערכים המופיעים באיור הינם ממוצע כל הפירות שנקטפו בטיפול חלקי מספר הצמחים מהן הם נקטפו. הקווים מסמנים סטיית תקן.

המחמצנים ופוגעים בממברנות התאים. כמו כן, תיתכן פגיעה בבקרה הצמחית, שכן מי החמצן משמשים כסיגנל צמחי למספר מגננוני התגוננות מעקה ומזיקים. צמחי הטיפול הראו סימני מחסור באור, בפרט מרחק גדול בין המפרקים. אולם, תופעה זו ניתן להסביר גם ע"י הצללה מסוימת שנגרמה כתוצאה מעץ אקליפטוס שבשעות מסוימות הטיל צל על הטיפול הנ"ל.

שיפור ריכוז החמצן לא הביא לשיפור ביבול. נתון זה מרמז על כך שריכוז החמצן אינו מהווה גורם מגביל בניסוי זה, או לחילופין שהנזק הנגרם כתוצאה משימוש במי חמצן היה גדול מהתועלת שבהעשרת הקרקע בחמצן. גורם נוסף שיכל לגרום לנזק ביבול טיפולי מי החמצן הינו מליחות, כפי שעולה מטבלה 17. ניתן לראות שבטיפולי מי החמצן גם ריכוז הנתרן וגם ריכוז הכלוריד גבוהים יותר. ייתכן שהוספת מי חמצן יוצרת צורוני חמצן פעיל הפוגעים בממברנת השורשים, ובכך מאפשרים חדירת מלחים, אם כי לא מצאתי עדויות לתופעה כזאת במחקרים קודמים. העלייה בריכוז החנקן

יכולה להיגרם ע"י פרוק חומר אורגני קשה פירוק ע"י מי החמצן, כך שנוצרו יותר צורוני חנקן זמינים לצמח.

השפעת מי החמצן והעומק על ריכוז החמצן (ניתוח דו-גורמי):				
טיפול	מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע	p
כל הטיפולים	ביקורת	7	0.75	0.009
	מי חמצן	8	0.84	
	20	8	0.78	0.235
	40	7	0.82	
	מי חמצן*עומק			
השקיה עילית	ביקורת	4	0.76	0.0149
	מי חמצן	4	0.83	
	20	4	0.76	0.015
	40	4	0.83	
	מי חמצן*עומק			
השקיה טמונה	ביקורת	3	0.73	0.099
	מי חמצן	4	0.86	
	20	4	0.8	0.912
	40	3	0.81	
	מי חמצן*עומק			
	0.105			

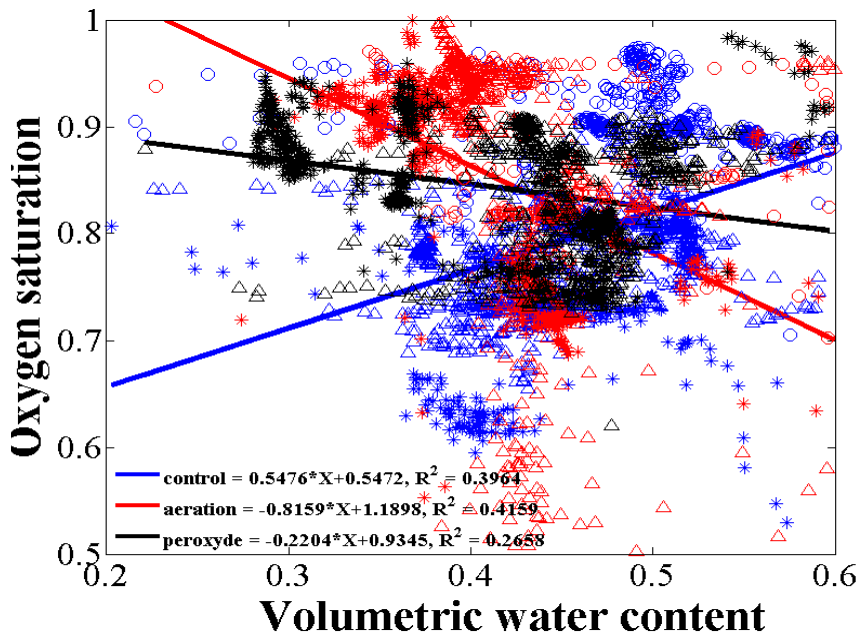
טבלה 16: ניתוח שונות דו-גורמי הבוחן את השפעת האפס שאין שונות בריכוז החמצן כתוצאה מהוספת מי חמצן או מהעומק בקרקע. העמודה p מציינת את ההסתברות שהשונות שנמדדה הינה אקראית, מסומנים באדום הפרמטרים שרמת המובהקות לכך שהשפעת האפס איננה נכונה גדולה מ- 95%.

טיפול	Ca	Mg	Na	K	P	N	Cl	Fe	Zn	Mn	B
	קלציום	מגנזיום	נתרן	אשלגן	זרחן	חנקן	כלור	ברזל	אבץ	מנגן	בורון
	%	%	%	%	%	%	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
עילי ללא מי חמצן	4.2	0.85	0.096	5.37	0.274	3.45	0.74	262	110.0	228	102.1
טמון ללא מי חמצן	3.1	0.73	0.101	5.47	0.317	3.32	0.63	236	79.0	173	86.2
מי חמצן עילי	3.1	0.72	0.120	4.77	0.290	4.16	0.99	291	120.0	191	86.6
מי חמצן טמון	3.5	0.86	0.111	5.67	0.375	4.00	0.87	247	85.4	245	75.4
השפעת תוספת מי חמצן בהשקיה על חומרי ההזנה בעלים: ניתוח חד גורמי											
ביקורת	3.65	0.79	0.10	5.42	0.30	3.39	0.69	249.00	94.50	200.50	94.15
טיפול	3.30	0.79	0.12	5.22	0.33	4.08	0.93	269.00	102.70	218.00	81.00
p	0.61	1.00	0.08	0.70	0.52	0.02	0.09	0.52	0.76	0.69	0.31

טבלה 17: טבלה זו מציגה למעלה את השפעת הטיפולים על ריכוז הנוטריינטים בעלים, ולמטה ניתוח שונות הבודק את השפעת האפס שהוספת מי חמצן אינה משפיעה על ריכוז הנוטריינטים. p מסמן את ההסתברות לכך שהשונות בין הערכים הינה מקרית, בכחול מסומנים הערכים הגבוהים מ-0.9 ובאדום מסומנים הערכים הנמוכים מ-0.1. העלים נקטפו ב- 20/11/2010 מ-4 צמחים שונים בכל טיפול, העלים שנבחרו הינם עלים באורך הנע בין 4 ל-8 ס"מ.



על פי איור 52, המתאר את השפעת תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן בטיפול האוורור (פרק ג.1). וכן בטיפול מי החמצן



ובביקורת, נראה שישנה השפעה חיובית של תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן בטיפול הביקורת. אין לי הסבר לתופעה זו. כאמור, תכולת הרטיבות גם מקטינה את הדיפוזיה וגם מגדילה את המבלע, ומנגד כמות החמצן המומס במים הינה נמוכה מכדי לגרום לעליה בריכוז החמצן באוויר הקרקע. בנוסף, ניתן לראות באיור 52 שהשפעת תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן בטיפול מי החמצן, שלילית פחות מזו שבטיפול האוורור. זאת מכיוון שתמיסת מי החמצן מכילה כמות גדולה בהרבה של חמצן מומס ושל מי חמצן, להן השפעה אנטי מיקרוביאלית המקטינה את מבלע החמצן. בנוסף, ככל שתכולת הרטיבות גדולה יותר כך יעילות האוורור קטנה, כתוצאה מתופעת אפקט הארובה.

איור 52: השפעת תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן באוויר הקרקע בטיפולים השונים: ביקורת (כחול), אוורור (אדום, פרק ג.1), מי חמצן (שחור), השקיה עילית (Δ), טמונה (\*), טמונה עם כדור (O), לא רלוונטי למי חמצן). ריכוז החמצן ניתן כחלק מהריכוז האטמוספרי, תכולת הרטיבות הנפחית נמדדה על פי המקדם הדיאלקטרי של הקרקע, הערכים באיור הנ"ל (הן ריכוז החמצן וכן תכולת הרטיבות) הינם ממוצעים יומיים. המדידות נלקחו בין ה-3 במאי ל-30

### 1.7.ג. מסקנות

הוספת מי חמצן מעלה את ריכוז החמצן בקרקע בצורה יעילה יותר מאשר אוורור טמון. סיבה אפשרית לכך הינה שמי החמצן מעלים את ריכוז החמצן גם כאשר ריכוז החמצן איננו נמוך. בעוד שאוורור הקרקע באוויר אטמוספרי מוגבל להעלאת ריכוז החמצן עד לערכו האטמוספרי, מי החמצן יכולים להעלות את ריכוז החמצן עד לרוויה (תאורטית).

הוספת 800 ח"מ מי חמצן בהשקיה של 2 ליטר ליום מוסיפה כ-0.8  $\frac{gr O_2}{day}$ . אם מבלע הקרקע שווה ל-16.6  $\frac{gr(O_2)}{m^3(soil) \cdot day}$

(Sierra and Renault, 1995), כמות החמצן המוספת ע"י מי החמצן בהשקיה מספקת את צריכת החמצן היומית של 48 ליטר קרקע. אם נניח ששורשי הפלפל הינם ב-40 ס"מ העליונים בחבית (קוטר 50 ס"מ), נקבל שנפח הקרקע הרלוונטי לאוורור הינו כ-80 ליטר. משמע מי החמצן יכולים לספק עד 60% מצריכת החמצן. כאשר ריכוז החמצן בקרקע גבוה אין תועלת בהוספת מי חמצן ואפילו ייתכן נזק כתוצאה מפגיעה בשורשים או השפעה על תהליכים פיזיולוגיים בצמח. לכן, בכדי ליישם טיפול זה, יש צורך לכמת את השפעתו השלילית והחיובית ע"י בחינת השפעת ריכוזים שונים של מי חמצן על שורשי צמחים במספר דרגות עקת חמצן. בנוסף, הוספת מי חמצן בהשקיה הינה ככל הנראה פרקטיקה יקרה מידי.

מניסוי זה עולה ששימוש במי חמצן הינו יעיל יותר באוורור הקרקע, כאשר ניתן בהשקיה עילית מאשר בהשקיה טמונה. תוצאה זו מעידה על כך שפרוק מי חמצן הינו איטי. גורם זה מאפשר שימוש במי חמצן לאוורור קרקעות כבדות, בהן תנועת המים הינה איטית וזמן ההגעה של המים מהמקור אל הריזוספרה גדול, ללא תוספת של מערכת טפטוף טמון ייעודית. לעומת זאת, בקרקעות חוליות שימוש במי חמצן עלול להיות לא יעיל כתוצאה מחלחול מהיר. אולם, בקרקעות אלו, ממילא אין צורך באוורור.

## ד.2. ניסויי חביות שני (2011) - 2 טיפולים

### ד.2.א. חומרים ושיטות

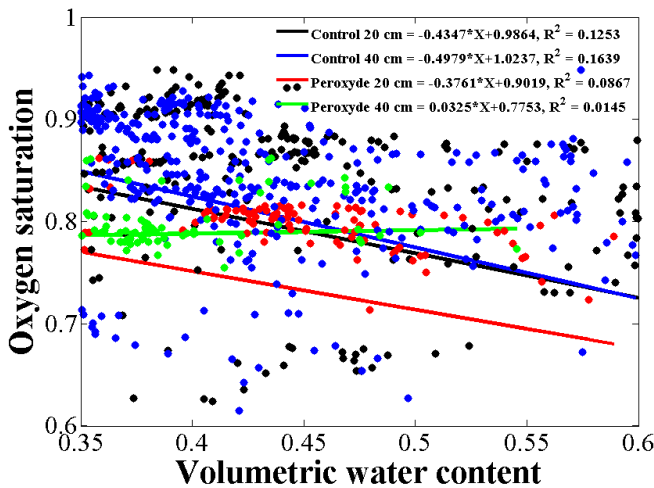
בחביות ובקרקע של הניסוי הקודם (מתוארות בפרק ג.1 א.) בוצע ניסוי נוסף, בו נבחנו 2 טיפולים:

- 1 - ביקורת: טפטוף טמון ללא מי חמצן
- 2 - טפטוף טמון של תמיסת מי חמצן

ריכוז תמיסת ההשקיה היה 600 ח"מ מי חמצן. ההשקיה ניתנה פעמיים ביום, ב-5:00 הדשיה (דשן שפר 1:2.5:5), בריכוז של 0.15%, וב-7:00 תמיסת מי חמצן. בתחילת הניסוי ניתנה השקיה של 1.2 ליטר ליום לחבית ובסוף הניסוי 2.1 ליטר ליום לחבית. כלומר, כמות החמצן היומית שהוספה נעה בין 0.36 ל-0.63 גרם ליום. הצבת החיישנים ומדידות ריכוז החמצן באוויר הקרקע, טמפרטורת אוויר הקרקע ותכולות הרטיבות נעשו כפי שמתואר לעיל בניסויי החביות של אורור בטפטוף טמון (פרק ג.2 א.) ובאיור 28.

### ד.2.ב. תוצאות ודיון

השפעת תכולת הרטיבות בעומקים 20 ו-40 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ מוצגת באיור 53. ניתן לראות, שעבור תכולת



איור 53: השפעת תכולת הרטיבות בעומקים 20 ו-40 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ. בטיפולים: ביקורת 20 ס"מ (שחור), ביקורת 40 ס"מ (כחול), מי חמצן 20 ס"מ (אדום) ומי חמצן 40 ס"מ (ירוק). ערכי ריכוז החמצן ותכולות הרטיבות הינם ממוצעים יומיים.

רטיבות דומה, ריכוז החמצן בטיפולי הביקורת הינו גבוה מזה שבטיפול מי החמצן. זאת בניגוד לציפיות (לאור תוצאות ניסויי החביות הקודם) ואין לי הסבר מניח את הדעת לתופעה זו. עם זאת, השפעת העלייה בתכולת הרטיבות בעומק 40 ס"מ על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ בטיפול מי חמצן הינה חיובית, ואילו השפעת עלייה זו בתכולת הרטיבות בטיפול הביקורת הינה שלילית. היכולת של מי החמצן להעשיר את הקרקע בחמצן דווקא כאשר תכולת הרטיבות גדלה, הינה יתרון משמעותי לשיטה זו. בנוסף, ניתן לראות שעליה בתכולת הרטיבות בעומק 20 ס"מ גורמת לירידה בריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ, הן בטיפול הביקורת והן במי החמצן. אולם, השפעה זו שלילית פחות בטיפול מי חמצן.

מבחן שונות הבוחן את השפעת הוספת מי חמצן בהשקיה על ריכוז החמצן, מוצג בטבלה 18. מעבר לכך שאין מובהקות סטטיסטית אפשר לראות, כמו גם באיור 53, שממוצע ריכוז החמצן בטיפול הביקורת הינו גבוה מזה שבטיפול מי החמצן (גם כן, ללא מובהקות). עם זאת, חשוב לציין, שעקב תקלת טפטפות נשארו רק 2 (מתוך 8) חזרות בטיפול מי החמצן. בכדי לכמת את השפעת השונות בין החביות, נמדד ריכוז החמצן בכל חבית מטיפול מי החמצן שבוע לפני שבוע אחרי שהופסקה הוספת תמיסת מי החמצן. התוצאות מרוכזות בטבלה 19 (בעמוד 59)

ניתן לראות, שלא נמצאה מובהקות סטטיסטית בין ריכוזי החמצן בחביות לפני ואחרי סיום הניסוי, אולי מכיוון שמספר החזרות הינו קטן מכדי להשיג מובהקות. מספר החזרות הנמוך הינו

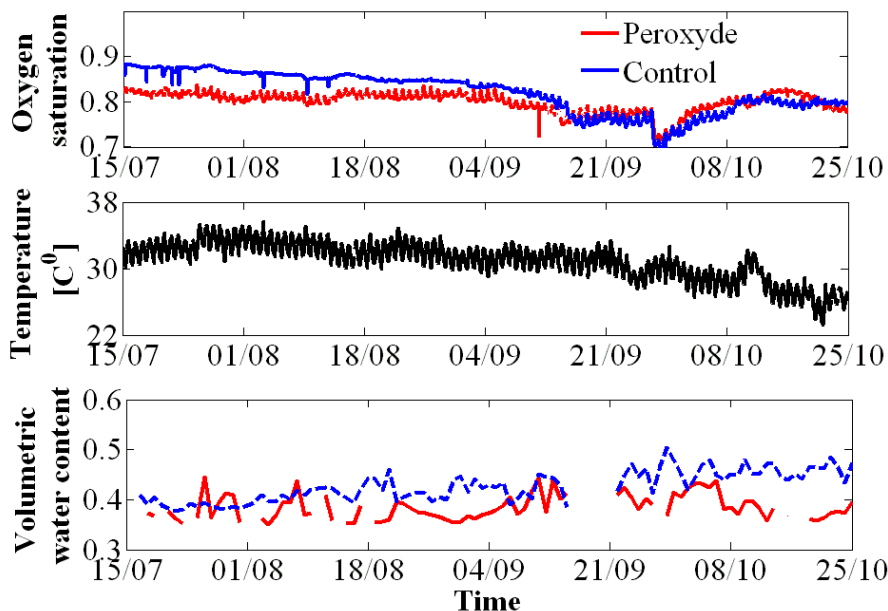
השפעת השקיה בתמיסת מי חמצן על ריכוז החמצן (ניתוח חד-גורמי):			
מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע	p
ביקורת	7	0.84	0.405
מי חמצן	2	0.81	

טבלה 18: ניתוח שונות הבוחן את השערת האפס כי מי החמצן אינם משפיעים על ריכוז החמצן. ריכוז החמצן ניתן כחלק מהריכוז האטמוספרי.



תוצאה עגומה של שילוב בין טפטפות לא מתפקדות וחיישנים מקולקלים.

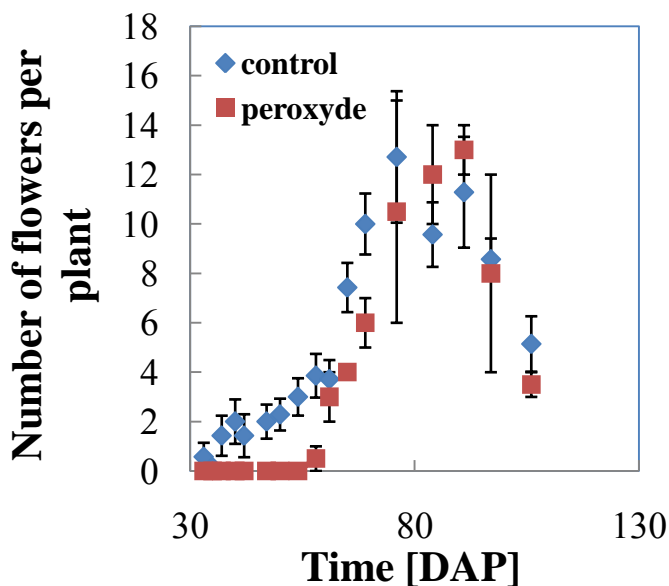
ב-14/9 וב-27/9 הוספתי 4 ליטר מים לחביות בעזרת מזלף בכדי להקטין את השונות בין החביות שנגרמה כתוצאה מאריזה לא הדוקה מספיק של הקרקע. ניתן לראות באיור 54, המציג את השתנות ריכוז החמצן הממוצע, הטמפרטורה ותכולת הרטיבות הממוצעת בעומק 30 ס"מ במהלך הניסוי, שהוספת המים גרמה לירידה חדה בריכוז החמצן, הן בטיפול הביקורת והן בטיפול מי החמצן. מכיוון שהמים שהוספו היו ללא מי חמצן, אין זה מפתיע שהטיפולים הגיבו בצורה דומה להוספת המים. אם התנודות



איור 54: השתנות ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ (למעלה), הטמפרטורה בעומק 30 ס"מ (אמצע) והממוצע בין תכולת הרטיבות בעומקים 20-40 ס"מ (למטה) בהשקיה במי חמצן (אדום) וללא מי חמצן (כחול)

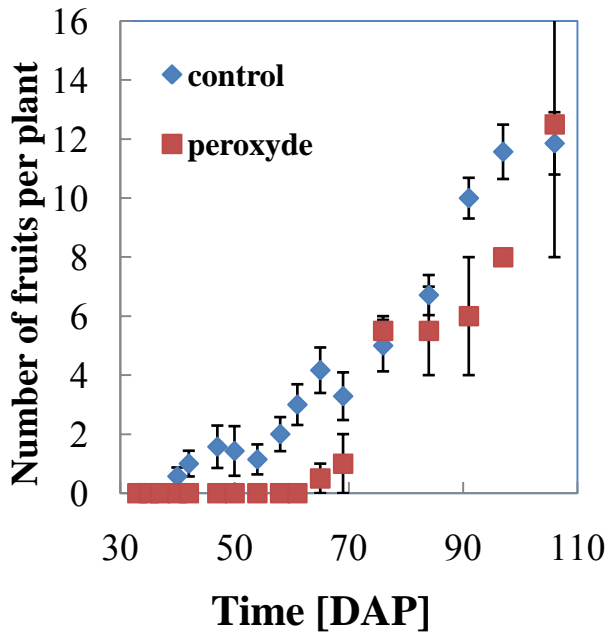
היומיות בריכוז החמצן נובעות מהגברת הנשימה של השורשים והאוכלוסיה המיקרוביאלית בקרקע, אזי מכך שהמהלך היומי של הטמפרטורה משפיע בצורה דומה על ריכוז החמצן בטיפולים השונים (גודל המשרעת הינו דומה), ניתן להסיק שאין פגיעה באוכלוסיה המיקרוביאלית ובשורשי הצמחים בקרקע. השתנות מספר הפרחים לצמח במהלך הניסוי מוצגת באיור 55. ניתן לראות שבצמחי מי החמצן החלה הפריחה כחודשיים לאחר

צמחי הביקורת וכן שיא הפריחה בצמחי הביקורת התרחש כשבועיים לפני שיא הפריחה בצמחי מי החמצן. כמות הפרחים בשיא הפריחה הייתה שווה בטיפולים השונים. מי חמצן הינו הורמון צמחי המשמש במספר רב של מנגנונים פיסיולוגיים בצמח וייתכן בהחלט שהשקיה בו תגרום לשינויים פיסיולוגיים כאלו. מאיור 56, המציג את השתנות מספר הפירות הצעירים לצמח בכל אחד מהטיפולים ניתן לראות שכתוצאה מהפריחה המוקדמת כך גם החנטה החלה קודם בצמחי הביקורת. בנוסף, ניתן לראות שבשבוע ה-11 מספר הפירות הצעירים בצמחי מי החמצן השתווה לזה שבביקורת על אף שמספר הפרחים היה קטן בשבועות שקדמו לו. תוצאה זו מעידה על חנטה משופרת בצמחי מי החמצן. אולם, לאחר מכן, מספר



איור 55: השתנות מספר הפרחים לצמח הממוצע בטיפולים השונים. הקווים מסמנים את שגיאת התקן.

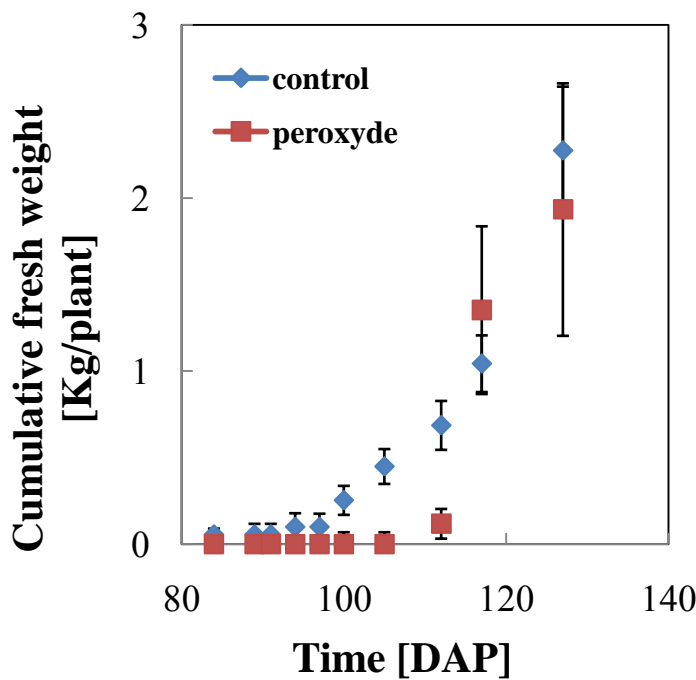
הפירות בטיפול הביקורת שוב עבר את טיפול מי החמצן. לאחר 15 שבועות (הנקודה האחרונה בגרף), נראה שישנו מספר דומה של פירות בטיפולים השונים. אולם, זה לאחר שכבר החל הקטיפה בטיפולי הביקורת.



איור 56: השתנות מספר הפירות הממוצע לצמח בין הטיפולים השונים. הקווים מסמנים את שגיאת התקן.

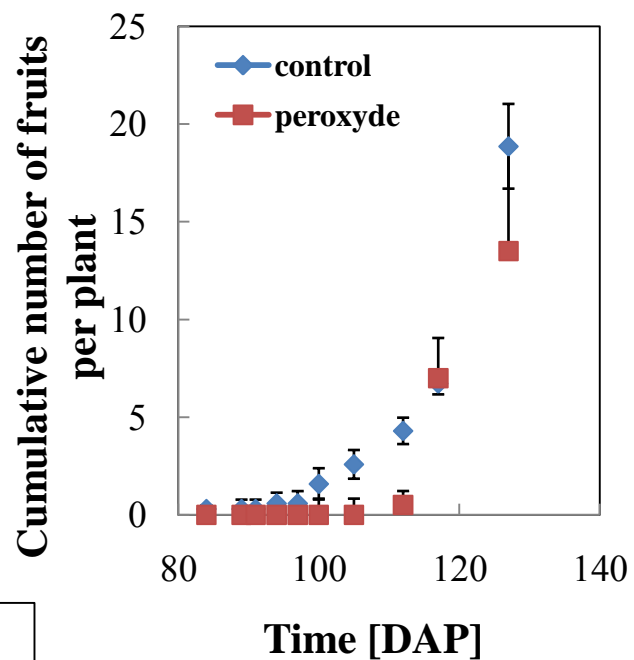
יותר מעליהם מאשר מעל צמחי הביקורת. גם באיור 58 ניתן לראות שהיבול בטיפולי הביקורת הקדים את היבול בטיפולי מי החמצן, אך לאחר שהחל הדביק ייבול מי החמצן את ייבול צמחי הביקורת.

מבחן שונות הבוחן האם ערכי היבול הסופיים אכן נבדלים בצורה מובהקת, מוצג בטבלה 19. מטבלה זו עולה, שלמרות מספר החזרות הנמוך בטיפול מי החמצן, ניתן לומר ברמת



איור 58: משקל יבול מצטבר במהלך הניסוי בטיפולי מי החמצן (אדום) והביקורת (כחול). המשקל ניתן בק"ג טרי לצמח. הקווים מסמנים את שגיאת התקן.

ניתן לראות, מאיור 57 שקטיף הפירות בביקורת החל מוקדם יותר. עם זאת, מספר הפירות שנקטפו בטיפול מי החמצן הצליח להשיג את מספר פירות הביקורת ובסוף הניסוי שוב נפתח פער ביניהם. חשוב לציין שפלפל אינו צמח מסיים וסוף הניסוי נקבע משיקולים שאינם קשורים ביבול. לכן, מכיוון שישנו פיגור בטיפול מי החמצן, בהחלט ייתכן שסיום הניסוי במועדו פגע ביבול צמחי מי החמצן יותר מאשר בצמחי הביקורת. כמו כן, ניתן לייחס את הצניחה ביבול בסוף הניסוי לכך שצמחי טיפול מי החמצן הגיעו לתקרת בית הרשת, שהייתה נמוכה



איור 57: מספרם המצטבר של פירות שנקטפו במהלך הניסוי בטיפול מי החמצן (אדום) ובביקורת (כחול). הקווים מסמנים את שגיאת התקן.

מובהקות של  $p = 0.081$  שישנו הבדל במספר הפירות בין טיפול מי החמצן לבין הביקורת, כאשר בטיפול מי החמצן מספר הפירות הינו קטן יותר. עם זאת, אין הבדל מובהק במשקל הפרי הממוצע או ביבול הכולל. למרות שאין מובהקות סטטיסטית ואי אפשר לומר זאת בוודאות, נראה שההבדל במשקל הפרי הממוצע בין טיפול מי החמצן (150 גרם) לביקורת (121 גרם) מייצג תוצאה אמיתית, והסיבה לחוסר המובהקות הינה מחסור בחזרות. בד"כ, כשמדובר בעקות אחרות (יובש או מליחות), משקל

פרי נמוך מהווה אינדיקטור טוב לרמת העקה. במקרה זה, ייתכן שהשפעת מי החמצן על גודל הפרי הינה הורמונאלית ואיננה קשורה כלל לשיפור תנאי החמצן בקרקע. באיור 59 ניתן לראות שהשפעת תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן בטיפול מי החמצן הינה חיובית, לעומת טיפול האוורור והביקורת בהן ההשפעה הינה שלילית. זאת, ככל הנראה, כתוצאה מאופיו של טיפול זה, הן בכך שמי החמצן נעים עם המים וכן שזמן העשרת הקרקע בחמצן נעשה בעת ההשקיה. אין לי הסבר מדוע בניסוי הקודם, בו ניתן ריכוז מי חמצן גבוה יותר (איור 52), השפעת תכולת הרטיבות על ריכוז החמצן הייתה שלילית.

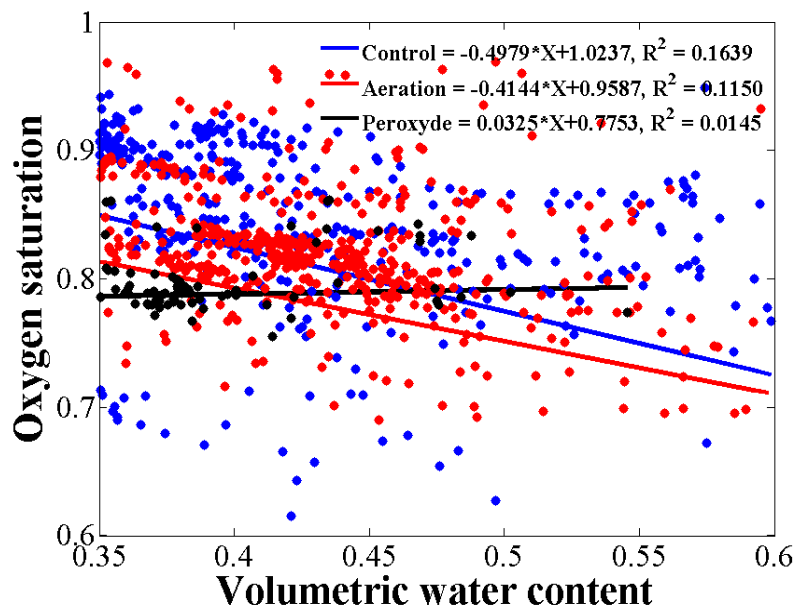
#### ד.2.ג. מסקנות

בעוד שמטרת הניסוי הייתה להקטין את מספר הטיפולים ובכך להגדיל את מספר החזרות, נוצר מצב, עקב חוסר מזל, בו מספר

השפעת טיפול מי החמצן על היבול (ניתוח חד-גורמי):			
מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע (ק"ג טרי לצמח)	p
ביקורת	7	2.274	0.319
מי חמצן	2	1.933	
השפעת טיפול מי החמצן על מספר הפירות (ניתוח חד-גורמי):			
מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע (פירות לצמח)	p
ביקורת	7	18.9	0.081
מי חמצן	2	13.5	
השפעת טיפול מי החמצן על משקל הפרי (ניתוח חד-גורמי):			
מקור השונות	מספר פרטים	ממוצע (פירות לצמח)	p
ביקורת	7	0.121	0.123
מי חמצן	2	0.15	

מבלה 19: שלושה ניתוחי שונות הבוחנים את השערות האפס: אין השפעה של טיפול מי החמצן על משקל היבול (למעלה), אין השפעה של טיפול מי החמצן על מספר הפירות שנקטפו (אמצע) ושאין השפעה של טיפול מי החמצן על משקל הפרי הממוצע (למטה).

החזרות קטן. משתי חזרות בלבד קשה מאוד למצוא מגמה אמיתית, וודאי כזו שתהייה גם מובהקת מבחינה סטטיסטית. בנוסף, הקטנת ריכוז מי החמצן במי ההשקיה (מ-800 ח"מ בניסוי הקודם ל-600 ח"מ בנוכחי) הקטינה ככל הנראה את השפעת מי החמצן על ריכוז החמצן בקרקע, אבל לא הגדילה את היבול. ייתכן שריכוז זה עדיין מזיק, שכן כזכור מי החמצן הינם הורמון צמחי, כך שבריכוזים נמוכים מאוד הוא עלול להשפיע על מערכות פיזיולוגיות של הצמח. עם זאת, לא נמצאה מובהקות סטטיסטית לפיה היבול בביקורת אכן גבוה מזה שבטיפול מי החמצן.



איור 59: השפעת תכולת הרטיבות הממוצעת על ריכוז החמצן בעומק 30 ס"מ בטיפולים: ביקורת (כחול) אוורור (אדום - פרק 2.ג.) ומי חמצן (שחור). תכולת הרטיבות בעומק 30 ס"מ חושבה כממוצע בין תכולות הרטיבות בעומקים 20 ו-40 ס"מ.

## סיכום:

בעבודה זו נבחנו שתי שיטות לאוורור קרקעות כבדות. מטרת אוורור זה הינה להגדיל את ריכוז החמצן בקרקע ובכך לשפר את תנאיו של הגידול החקלאי. השימוש במי חמצן בריכוז של 800 ח"מ נתגלה כיעיל בהעלאת ריכוז החמצן באוויר הקרקע, אולם לא נמצא יעיל בשיפור היבול או בקצב הצימוח של צמחי לפלפ. ייתכן שזה נובע מפעולה דואלית של שיפור זמינות החמצן ופגיעה כתוצאה מחמצון שורשים או כתוצאה מהשפעה פיזיולוגית הורמונאלית. חסרון בולט נוסף בשימוש במי חמצן כפרקטיקה חקלאית הינו מחירו הגבוה. בנוסף, נמצא ששימוש במי חמצן הינו יעיל יותר כאשר ניתן בהשקיה עילית מאשר בהשקיה טמונה. תוצאה זו מעידה על כך שפרוק מי חמצן הינו איטי. גורם זה מאפשר שימוש במי חמצן לאוורור קרקעות כבדות, בהן תנועת המים הינה איטית וזמן ההגעה של המים מהמקור אל הריזוספרה גדול, ללא תוספת של מערכת טפטוף טמון ייעודית. לעומת זאת, בקרקעות חוליות שימוש במי חמצן עלול להיות לא יעיל כתוצאה מחלחול מהיר. אולם, בקרקעות אלו, ממילא אין צורך באוורור.

אוורור קרקעות בעזרת הזרקת אוויר דרך טפטוף טמון לא נמצא יעיל, לא בהגדלת ריכוז החמצן ולא בשיפור הפרמטרים הצמחיים כאשר תכולת הרטיבות נמוכות וריכוזי החמצן גבוהים. כאשר ישנה עלייה בתכולת הרטיבות ניתן לראות עלייה בהשפעת האוורור על ריכוז החמצן. אוורור בעזרת אוויר אטמוספרי הינו מוגבל בכך שריכוז החמצן המכסימאלי שהוא יכול ליצור בקרקע הינו אטמוספרי, לעומת מי החמצן, בהן ניתן להגיע לריכוז חמצן הרבה יותר גבוה (באופן תאורטי עד 100% חמצן). בנוסף אוורור מאולץ עלול לגרום לדחיקת מים הרחק מבית השורשים או לאיזויים (במקרה זה הנזק גדול יותר כתוצאה מהמלחה). נמצא שהשימוש בחביות לתיאור תנאי שדה הינו מוגבל. החסרונות הבולטים בשימוש בחביות הינם מצד אחת יצירת תנאי ניקוז ירודים ע"י יצירת משטח פריאטי בתחתית החבית שהינו גבוה מזה שמצוי ברוב השטחים החקלאיים ומצד שני שימוש בקרקע מופרת בה ישנם מעברי אוויר מועדפים הנוצרים בעיקר בקרקעות כבדות בהן ישנם תלכידים ורגבי קרקע גדולים. שילוב תופעות אלו הביא מצד אחד לכך שלא ניתן להגדיל את מנת ההשקיה מבלי לגרום להצפת החביות ומצד שני ריכוז החמצן בקרקע נשאר גבוה לאורך רוב הניסוי.

בניסוי השדה נמצא שריכוז החמצן במטע צעיר הינו גבוה בהרבה מזה שבמטע מבוגר, זאת כיוון שמבלע החמצן בעצים גדולים גדול יותר, מנת ההשקיה גדולה יותר ומכיוון שבעת הנטיעה ישנה הפרה של הקרקע הגורמת ליצירת מעברים מועדפים ולשבירת קרום הקרקע.

בעבודה זו השתמשתי במדידת ריכוזי החמצן באוויר הקרקע לבחינת עקת חמצן בריזוספירה. חדירת החמצן אל שורשי הצמחים נעשה דרך פאזה נוזלית צמיגית (מוציג'ל) ולא בדיפוזיה ישירה מאוויר הקרקע אל השורש. אפשרות אחת לכך שלא נמצאה התאמה בין ממוצעי ריכוז החמצן באוויר הקרקע לבין הפרמטרים הצמחיים, הינה האפשרות ששימוש בריכוז החמצן באוויר הקרקע אינו מדד מוצלח לזמינות החמצן בקרקע. אפשרות זו אינה סבירה מכיוון שתנועת החמצן בין אוויר הקרקע אל תמיסת הקרקע באיזור הריזוספירה הינה ברובה דיפוזיבית. מהתייחסות אל שורשי הצמח כמבלע אידיאלי (ריכוז החמצן שווה ל-0 בפני השורש) נובע שריכוז החמצן באוויר הקרקע קובע את גרדיאנט הריכוזים, מכיוון שמקדם הדיפוזיה של החמצן באוויר גדול פי 10,000 מאשר במים. בהנחה שיחס זה נשמר גם בקרקע, אזי אם נתייחס לשורש כאל מבלע מעגלי ברדיוס  $r_0$ , סביבו ישנו אזור ברדיוס של  $r_1$  (ממרכז השורש) של תמיסה, ומשם ועד חיישן החמצן הממוקם במרחק רדיאלי של  $r_2$  ממרכז השורש ישנו אזור אוויר, מתקבל שהיחס בין הפרשי ריכוז החמצן ניתן ע"י 
$$\frac{\Delta c_{water}}{\Delta c_{air}} = 10^4 \cdot \frac{\ln\left(\frac{r_1}{r_0}\right)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}$$

וסביבו שכבת תמיסה בעובי של 0.05 מ"מ, סביבה שכבת אוויר בעובי 5 ס"מ עד החיישן, נקבל שיחס הפרשי הריכוזים הינו כ-210. בנוסף, במעבר מפאזה גזית לפאזה נוזלית ישנה ירידה חדה בריכוז החמצן הנובעת מקבוע המסיסות של החמצן במים (כזכור ריכוז החמצן באוויר הינו פי 30 מאשר במים על בסיס נפחי). מכיון שגרדיאנט ריכוז החמצן באוויר הקרקע מהווה רק חלק קטן

מהגרדיאנט הכולל (אטמוספירה שורש), הבלדל בגרדיאנט ריכוז החמצן באוויר הקרקע יגרום להבדל גדול בשטף החמצן אל השורש ולכן השימוש בריכוז החמצן באוויר הקרקע הינו פרמטר מתאים למדידת זמינות החמצן. הסבר נוסף לכך שלא נמצאה התאמה בין ריכוז החמצן לפרמטרים הצמחיים: יכול להיות שריכוזי החמצן המינימאליים שנמדדו הינם מספיקים לקיים את צריכת הצמחים. ניתן לבחון השערה זו משימוש באותו מודל דו-ממדי תמידי פשוט:

מקדם הדיפוזיה של חמצן במים ב- $20^{\circ}\text{C}$  הינו  $1.7 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}^2}{\text{day}}$ . נניח שמקדם הדיפוזיה של חמצן במוציג'ל בקרקע הינו חצי מזה (למעשה הוא כנראה הרבה יותר קטן גם בגלל הפתלתלות וגם בגלל צמיגות המוציג'ל) ושצריכת השורש הינה (בהערכת חוסר)  $15 \frac{gO_2}{\text{m}^2(\text{root}) \cdot \text{day}}$ . כזכור, ערך זה הינו עבור מטר רבוע קרקע, כך שצריכת שטח פני שורש צריכה להיות גדולה בהרבה. כלומר, יונקת בקוטר של 1 מ"מ צורכת  $0.047 \frac{gO_2}{\text{m} \cdot \text{day}}$ , ולכן, בכדי לקיים זרימה תמידית מספקת של חמצן אל השורש, ריכוז החמצן

$$c = \frac{0.047 \frac{gO_2}{\text{m} \cdot \text{day}}}{\pi \cdot 1.7 \cdot 10^{-4} \frac{\text{m}^2}{\text{day}}} \cdot \ln\left(\frac{0.55}{0.5}\right) = 8.4 \text{ppm}$$

ערך זה גבוה במעט מריכוז החמצן במים בשו"מ עם ריכוז אטמוספרי. מכאן שירידה בריכוז החמצן בקרקע, תגרום ככל הנראה, לעקה מסוימת. יש לשים לב שמודל פשוט זה מזניח את הזרימה הקונבקטיבית של חמצן אל השורש כתוצאה מצריכת מים, מכיוון שגם אם הצמח כולו צורך 2 ליטר מים ביום בריכוז של 8 ח"מ, מדובר ב-16 מ"ג חמצן ביום. כמות זו תספק את צריכת החמצן היומית של פחות מ-34 ס"מ יונקות.

סיבה אפשרית לכך שאין השפעה שלילית על הפרמטרים הצמחיים כתוצאה מירידה בריכוז החמצן באוויר הקרקע הינה שמדידת החייון איננה מייצגת את ריכוז החמצן בכל הקרקע ומכיוון ששורשי הצמחים אינם סטטיים (מחקרים רבים הוכיחו שהשורשים צומחים היכן שתנאי הגידול הינם אופטימאליים), ייתכן שכאשר ריכוז החמצן בחייון נמוך, שורשי הצמחים אינם שם. צימוח מועדף של שורשים בתנאים אופטימאליים יכול לגרום להקטנת השפעתו השלילית של אפקט הארובה, בכך שגם אם זרימת האוויר הינה מועדפת, הרי שבפן הביני בין האוויר באצבע הזרימה לבין תמיסת הקרקע מסביבה מתקיימים תנאים אופטימאליים של ריכוז חמצן, כך שהשורשים יצמחו אל אצבעות הזרימה. צמיחה זו תקטין את השפעתו השלילית של האצבוע בשתי צורות. האחת ע"י כך ששורשי הצמחים ייהנו מריכוז חמצן גבוה; והשנייה ע"י סתימת הארובה ע"י השורשים עצמם והכרחת האוויר למצוא נתיב חלופי.

בעבודה זו מוצג מודל זרימת אוויר תמידית בקרקע המתבסס על מודלים של זרימה תמידית של מים. בכדי ליישם מודלים של זרימה כאלה לאוויר, יש להתאים ערכי  $\alpha$  לאוויר, שכן לא סביר שערכים אלו יהיו דומים לערכי  $\alpha$  של המים. מכיוון שזרימת האוויר בקרקעות הידרופיליות מאופיינת בתופעות של זרימה מועדפת, כך שהיחס בין הזרימה האנכית לאופקית קטן יותר במים מאשר באוויר, ערכי  $\alpha$  של האוויר צפויים להיות גבוהים יותר בכדי שיוכלו לתאר את התופעה הפיזיקאלית טוב יותר. מניתוח פירוסי הלחצים וקווי הזרם שהתקבלו מהפתרונות האנליטיים עולה שהתחילה הנוצרת מדפנות החבית או ממקורות שכנים הינה בעלת משמעות גדולה על פירוס זרימת האוויר, בכך שהיא מכריחה את האוויר לזרום בתווך מצומצם. למעשה, תופעות של זרימה מועדפת, הנובעות מאופייה של זרימת זרם לא מרטיב, גורמות לכך שגם מניפת הזרימה, של מקור יחיד בקרקע רטובה, תהיה דומה יותר לזרימה הכלואה מאשר לזרימה החופשית. דפוס זה של זרימה גורם לכך שהאוויר יעיל בתחום קטן מעל המקור בלבד, והמקור אינו מאוורר שטחים נרחבים.

בעוד שהנחת אוויר תמידית הינה ככל הנראה סבירה, הנחת פרוס הידרוסטטי של המים הינה בעייתית, בעיקר בקרקעות חקלאיות המצויות תחת משטר השקיה אינטנסיבי. לדוגמא, בניסויי החדרת האוויר (פרקים 1.1 ו-2.2), האוויר הוחדר בפולסים של 45 דקות. זמן זה מספיק, ככל הנראה, בכדי ליצור זרימה קוואזי-תמידית של אוויר. אם ניקח בחשבון שזרימת המים בקרקע

החזרסיתית, במחזור השקיה של פעמיים ביום, הינה בקירוב טוב תמידית, אזי זרימת האוויר הינה בקירוב טוב תמידית. ברם, גרדיאנט לחץ המים אינו שווה לנגדי של גרדיאנט הרום. כזכור, הנחה זו משמשת להערכת כח העילוי על זרימת האוויר. למרות מגבלות המודלים בתיאור פסקאלי של בעיית זרימת האוויר בקרקע הרי שקיומו של פתרון אנליטי מאפשר גם תיאור פנומנולוגי של התופעה וגם שימוש מעשי, הנדסי.

- Armstrong W. (1979) Aeration in higher plants. *Adv. Bot. Res.* 7:225-332.
- Asplund P.T., Curtis W.R. (2001) Intrinsic oxygen use kinetics of transformed plant root culture. *Biotechnol. Prog.*, 17:481-489.
- Bar-Yosef B., Stammers C., Sagiv B. (1980) Growth of trickle-irrigated tomato as related to rooting volume and uptake of N and water. *Agron. J.* 72:815-822.
- Ben-Gal A., Lazorovitch N., Shani U. (2004) Subsurface drip irrigation in gravel-filled cavities. *Vadose Zone J.* 3:1407-1413.
- Berry L.J., Norris W.E (1949) .Studies of onion root repairation. Velocity of oxygen consumption in different segments of root if different temperatures as a function of partial pressure of oxygen. *Biochim. Biophys. Acta*:593.
- Bhattarai S.P., Huber S., Midmore D.J. (2004) Aerated subsurface irrigation water gives growth and yield benefits to zucchini, vegetable soybean and cotton in heavy clay soil. *Ann. Appl. BioI.* 144:285-298.
- Bhattarai S.P., Pendergast L., Midmore D.J. (2006) Aeration improves yield and water use efficiency of irrigated tomato in heavy clay and saline soils. *Sci. Hort.* 108:278-288.
- Bryce J.H., Focht D.D., Stolzy L.H. (1982) Soil aeration and plant growth response to urea peroxide fertilization. *Soil Sci.* 96 134:11-116.
- Busscher W.J. (1982) Improved growing conditions through soil aeration. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 13:401-409.
- Clayton W.S. (1999) Effects of pore scale dead-end air fingers on relative permeabilities for air sparging in soils. *Water Resour. Res.* 35:2909-2919.
- Communar G., Friedman S.P. (2010) Steady infiltration from point sources and water uptake in confined cylindrical domains. *Soil Sci. soc. Am. J.* 74:1861-1870.
- Communar G., Friedman S.P. (2011) General solution for steady infiltration and water uptake in strip-shaped, rectangular, and cylindrical domains. *Soil Sci. soc. Am. J.* 75:2085-2094.
- Drew M.C. (1997) Oxygen deficiency and root metabolism: injury and acclimation under Hypoxia an Anoxia. *Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology*, 48:223-250.
- Drew M.C., Lynch J.M (1980) .Soil anaerobiosis, Microorganisms, and rootfunction. *Ann. Rev. Phytopathol.* 18 37-66.
- Elder C.R., Benson C.H. (1999) Air channel formation, size spacing, and tortuosity during air sparging. *Ground Water Monitoring & Remediation* 19:171-181.
- Friedman S.P. (1998) A saturation degree-dependent composite spheres model for describing the effective dielectric constant of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 34:2949-2961.
- Gardner W.R. (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 85:228-232.
- Geistlinger H., Krauss G., Lazik D., Luckner L. (2006) Direct gas injection into saturated glass beads: Transition from incoherent to coherent gas flow pattern. *Water Resour. Res.* 42:W07403.
- Gliniski J., Stepniewski W. (1985) *Soil Aeration and its Role for Plants*. CRC Press, Boca Raton:191-218.
- Goorahoo D., Carstensen G., Zoldoske D.F., Norum E., Mazzei A. (2002) Using air in sub-surface drip irrigation (SDI) to increase yields in bell peppers. *Int. Water Irrig.* 22:39-42.
- Grable A.R. (1966) Soil aeration and plant growth. *Adv. Agron.* 18:57-106.
- Herr E.M., Jarrel W.M. (1966) Response of Chrysanthemum to urea peroxide. *Hort. Sci.* 15:501-502.
- Hodgson A.S., MacLeod D.D. (1989) Use of oxygen flux density to estimate critical air-filled porosity of a vertisol. *Soil Sci. Soc. Am., Proc.* 53:355-361.
- Horchani F., Aloui A., Brouquisse R., Aschi-Smiti S. (2008) Physiological Responses of Tomato Plants (*Solanum lycopersicum*) as Affected by Root Hypoxia. *Journal of Agronomy and Crop Science* 194:297-303.
- Kong X.Z., Kinzelbach W., Stauffer F. (2009) Migration of air channels: an instability of air flow in mobile saturated porous media. *Chemical Engineering Science* 64:1528.1535-
- Lazik D., Krauss G., Geistlinger H., Vogel H.J. (2008) Multi-scale Optical Analyses of Dynamic Gas Saturation During Air Sparging into Glass Beads. *Transport in Porous Media* 74:87-104.

- MacDonald J.D., Costello L.R., Lichter J.M., Quickert D. (2004) Fill soil effects on soil aeration and tree growth. *Journal of Arboriculture* 30:19-27.
- Meek B.D., Ehlig C.F., Stolzy L.H., Graham L.E. (1983) Furrow and trickle irrigation: effects on soil oxygen and ethylene and tomato yield. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47:63.1-635
- Mei C.C., Cheng Z., Ng C.O. (2002) A model for flow induced by steady air venting and air sparging. *Applied Mathematical Modelling* 26:727-750.
- Melsted S.W., Krutz T., Bray R. (1949a) Hydrogen peroxide as an oxygen fertilizer. *Agron J.* 41:97.
- Melsted S.W., Krutz T., Bray R. (1949b) Hydrogen peroxide as an oxygen fertilizer. *Agron J.* :97.
- Mumford K.G., Dickson S.E., Smith J.E. (2009) Slow gas expansion in saturated natural porous media by gas injection and partitioning with non-aqueous phase liquids. *Advances in water Resources* 32:29-40.
- Petigara B.R., Blough N.V., C M.A. (2002) Mechanisms of Hydrogen Peroxyde decomposition in soils. *Environ. Sci. Technol.* 36:639-645.
- Philip J.R. (1989) Multidimensional steady infiltration to a water table. *Water Resour. Res.* 25:109-116.
- Philip J.R. (1998) Full and boundary-layer solutions of the steady air sparging problem. *Journal of Contaminant Hydrology* 33:337-345.
- Raats P.A.C. (1971) Steady infiltration from point sources, cavities, and basins. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 35:689-694.
- Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Or D., Friedman S.P. (2003) A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Soil Sci.* 2:444-475.
- Selker J., Niemet M., McDuffie N., Gorelick S., Parlange J.-Y. (2007) The Local Geometry of Gas Injection into Saturated Homogeneous Porous Media. *Transport in Porous Media* 68:107-127.
- Shani U., Xue S., Gordin-Katz R., Warrick A.W. (1996) Soil-Limiting Flow from Subsurface Emitters. I : Pressure Measurements. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 122:291-295.
- Sierra J., Renault P. (1995) Oxygen consumption by soil microorgabisms as affected by oxygen and carbon dioxide levels. *Applied Soil Ecology* 2:175-184.
- Silberbush M., Gornat B., Goldberg D. (1979) Effect of irrigation from a point source (trickle) on oxygen flux and on root extension in the soil. *Plant Soil.* 52:507-514.
- Stöhr M., Khalili A. (2006) Dynamic regimes of buoyancy-affected two-phase flow in unconsolidated porous media. *Physical Review E* 73:036301.
- Tournaire-Roux C., Sutka M., Javot H., Gout E., Gerbeau P., Luu D.-T., Bligny R., Maurel C. (2003) Cytosolic pH regulates root water transport during anoxic stress through gating of aquaporins. *Nature* 425:393-397.
- Tsai Y.-J. (2007) Air flow paths and porosity/permeability change in a saturated zone during in situ air sparging. *Journal of Hazardous Materials* 142:315-323.
- Tsai Y.-J. (2008) Air distribution and size changes in the remediated zone after air sparging for soil particle movement. *Journal of Hazardous Materials* 158:438-444.
- van Dijke M.I.J., van Zee D. (1995) Multi-phase flow modeling of air sparging. *Advances in water Resources* 18:319-333.



## **abstract**

Oxygen shortage in agricultural soils under intensive irrigation is a common phenomenon. This is true, in particular, for clayey (heavy) soils, where the drainage is slow. This phenomenon intensifies when treated waste water or saline water is used for irrigation, due to the increased amounts of water used for leaching salts. Furthermore, the oxygen deficiency decreases the root membrane's abilities of exclusion, and by doing so intensifies the plant's sensitivity to salt stress. Many studies demonstrated the strong effect of concentration and supply rates of oxygen in the root zone on plants metabolism, namely: respiration, root elongation, transpiration and absorption of nutrients. Also, these studies indicated the harmful effect of anoxia and hypoxia on different physiological processes and on root resistance to diseases (Armstrong, 1979; Bhattarai et al., 2006; Glinski and Stepniewski, 1985; Grable, 1966).

None the less, today there are only a few agricultural practices for the aeration of soils, some of which, e.g. deep tillage, destroy soil structure and induce erosion. Others, like tunneling trenches and filling them with tuff, are expensive and irreversible. Avoiding oxygen deficiencies is mostly made by choosing a crop compatible with soil aeration abilities; therefore, developing an efficient and simple technique for soil aeration can increase the variety of applicable crops in heavy soils and also increase the yield of currently grown crops. A notable financial and ecological advantage of heavy soils is the large exchangeable cations capacity which allows a decrease in fertilizer application.

This work examines two aeration methods: air sparging through buried drippers and adding hydrogen peroxide to irrigation. The advantages in air sparging are the low cost and simple operation, especially if irrigation is made by sub-surfaces drippers. The main disadvantage in this method is the limited distribution of oxygen, due to preferential air flow to the soil surface. The main advantage of the peroxide method is the application of oxygen where and when it is mostly needed. The main disadvantages are the high cost and some uncertainty regarding the possible harmful physiological effect of peroxides, by creating reactive oxygen substances and due to hormonal effects on plants. In order to create an effective aeration by air sparging from sub-surface sources, one needs to determine the depth of the source and the distance between sources, so that the air distribution will be optimal. For this purpose, I propose a physical air-flow model, from a sub-surface point source. The application of the peroxide method requires establishing peroxide concentrations that satisfy the oxygen demand and do not harm the plants.

This work examines the effect of air sparging, with and without a perforated sphere around the dripper, on soil oxygen concentrations and peppers yield in a barrel experiment, and on the oxygen concentrations and young Mango trees stem growth in a field experiment. The purpose of perforated sphere is to reduce the soil resistance to air flow and promote this way a more efficient spread of the air in the soil. The findings are that injecting atmospheric air does not contribute much to the aeration of soils whose oxygen concentration is already high (about 80% in the barrel experiments) and doesn't contribute at all when

oxygen concentration is very high (95% in the field experiment). Furthermore it was found that oxygen concentration of about 80% doesn't affect pepper yield when there's no other stress such as salinity. In addition, this study examined the effect of irrigating with a peroxide solution, of 800 ppm in on-surface and sub-surface irrigations and with a 600 ppm peroxide solution in a subsurface irrigation, on oxygen concentration and on pepper yield in a barrel experiment. The use of 800 ppm peroxide solution was found to be effective in increasing soil air oxygen concentration, especially in on-surface irrigation, but was not found to be effective in increasing pepper yield or its rate of elongation. This is probably due to a dual effect of improving oxygen availability while harming the plant's roots by oxidation and hormonal effects. Irrigation with a 600 ppm peroxide solution did not affect the soil air oxygen concentration and there was some evidence (not statistically significant) of a harmful effect to the pepper yield. Because on-surface peroxide solution irrigation was found useful, following this work, one can examine whether application of a lower concentration will still increase oxygen concentration without harming the plants. Furthermore, one can examine whether applying the peroxide in a certain period of the plant's growth will better affect the yield.

This work suggests two physical models and two analytical solutions describing steady air flow. The first is a solution for a one-dimensional flow, used to examine an exponential function's ability to describe the effect of capillary head on soil's air permeability (Philip, 1998). This kind of function is widely used and describes well the dependence of the soil's water permeability on the matric head (additive inverse of the capillary head). This is because this function accurately describes the extreme conditions (zero permeability at a dry soil and a finite maximum permeability at water-saturation), and is concaved (convex when given in terms of capillary head), which captures the effect of the pore size distribution on the permeability, as large pores affect more the permeability than small pores. Furthermore, this function allows the linearization of the continuity equation (Richards eq.), using Kirchhoff's transformation, resulting in the Modified Helmholtz equation which has analytical solutions. The use of an exponential function to describe the dependence of the air permeability of soils on capillary head is compatible with the permeability increase as the capillary head increases (first derivative is positive), but is incompatible with the extreme conditions: instead of finite maximal permeability at infinity capillary head, the permeability diverges to infinity; and instead of a zero permeability at saturation (capillary head equals 0) the function equals a minimal positive permeability. Also, the exponential function is not consistent with the claim that large pore contribute more to the permeability than small pores. The main advantage of this function is that it allows an analytical solution to the three-dimensional flow problem. Another advantage is the use of a single soil characteristic parameter ( $\alpha$ ), which is the reciprocal of the capillary length and is used as a measure of the ratio between the effects of the buoyancy and the capillary forces on air flow. In order to examine the applicability of this function, this work suggests another exponential function which is concave (convex when given in terms of capillary head) and corresponds well to the extreme

conditions, but allows only one-dimensional analytical solutions. The comparison of air pressure and capillary head distribution between both models shows that, despite the difference in the functions describing the dependence of the soil's air permeability on capillary head, there are large similarities in the longitudinal distributions of air pressure and capillary head in both models. Thus it is likely that the error caused by using the convex exponential function for obtaining the three-dimensional solutions is bounded, and therefore, that using this function is justified. It is reasonable to assume that the differences between the two one-dimensional models created by the two exponential functions are larger than the differences between their counterparts in a three-dimensional flow, because the hydraulic conductivity's impact on the air pressure is greater in one-dimensional flow.

The three-dimensional models offer two solutions for the air flow from a point source located at the center of a semi-infinite (on the vertical axes) impenetrable cylinder: a) With a constant pressure surface above the source, to represent the effect of the atmosphere on the air flow and b) With an impenetrable surface below the source to represent the effect of the water table on air flow. The cylindrical confinement represents the effect of neighboring point sources or the effect of cylindrical lysimeters such as barrels. The three-dimensional models were derived using the exponential function suggested by (Philip, 1998), which was tested in the one-dimensional model, and by using known solutions for water flow (Communar and Friedman, 2011; Philip, 1989; Raats, 1971) and adjusting them to describe air flow. Based on the air pressure distribution and the stream lines of the different solutions, I conclude that the effect of the water table on air flow is negligible, especially in cylindrical confinements. Furthermore, the effect of the atmosphere on the air flow in a cylinder is negligible. These models are applicable especially when the air pressure gradient in the soil is small, so that air compressibility is negligible. It is possible to adjust the soil parameter ( $\alpha$ ) in a manner that will describe better the air flow. In order to describe an upward preferential flow one should use a larger value for  $\alpha$ . Following this work, one can adjust the parameter  $\alpha$  to air flow through comparison with measured data.

**Aeration of clayey soils by injecting air through  
subsurface drippers or addition of Hydrogen  
peroxide via irrigation**

Thesis

Submitted to the Robert H. Smith Faculty of Agriculture, Food  
and Environment

The Hebrew University of Jerusalem

For the degree

“Master of Science”

By

**Ilan Ben Noah**

Rehovot, Israel

May 2012