

אלעד שילה

השירות המטאורולוגי הישראלי

מרק פרל

האגף לשימור קרקע ולניקוז, משרד החקלאות ופיתוח הכפר

אלון רימר

המעבדה לחקר הכנרת, חקר ימים ואגמים לישראל

מאמר זה עבר שיפוט עמיתים

ציטוט מומלץ

שילה א, פרל מ ורימר א. 2013. מדוע פחתה ההתאדות מאגם הכנרת דווקא בתנאי חום קיצוני? אוגוסט 2010 כדוגמה. *אקולוגיה וסביבה* 4(2): 159-166.



תנאים סינופטיים מסוימים גורמים להחלשת עוצמת הרוח בכנרת ולצמצום האידוי מהאגם | צילום: דן בר דוב

מדוע פחתה ההתאדות מאגם הכנרת דווקא בתנאי חום קיצוני? אוגוסט 2010 כדוגמה

26 ביולי, 2013

גיליון קיץ 2013 / כרך 4(2)

[חזית המחקר](#)

על קצה המזלג

- המאמר עוסק בהתאדות מאגם הכנרת בתנאי מזג אוויר שונים של קיץ.
- המאמר מתאר ומסביר תצפית שלכאורה איננה הגיונית – התאדות נמוכה באופן משמעותי במהלך חודש חם באופן יוצא דופן (אוגוסט 2010).
- בשרבים בקיץ נחלשת הרוח הסינופטיית מכיוון הים התיכון, ובסיס האינוורסיה יורד.
- בתנאים הללו הרוח הדומיננטית מעל האגם (בריזת הים התיכון) נחלשה בכ-25%, ולכן קטנה ההתאדות.
- מתוצאות המחקר עולה כי כדי להעריך השפעה של התחממות ושל שינוי האקלים על מאזן המים בכנרת, יש צורך בשקלול מדוקדק של תנאים סינופטיים אלה.

המערכת

תקציר

שנת 2010 הייתה חמה באופן קיצוני במזרח התיכון בכלל ובישראל בפרט. ממוצעי מדידות מאוגוסט 2010 באגם הכנרת הראו כי הערכים של טמפרטורת האוויר וטמפרטורת פני המים היו גבוהים משמעותית מאלה של אוגוסט בשנה רגילה. למרות הטמפרטורות הגבוהות, ערכי התאדות אמיתית כפי שחושבו על-ידינו עבור חודש אוגוסט 2010 מהאגם (כ-26 מל"מ"ק) היו נמוכים בהשוואה לאוגוסט 2011 (כ-29 מל"מ"ק), המייצג התאדות ממוצעת של חודש אוגוסט. נמצא כי היחלשות עוצמת בריות הים התיכון מעל האגם ב-25% בהשוואה לממוצע היא הגורם העיקרי לקבלת ערכי התאדות נמוכים באוגוסט 2010. אותם מאפיינים התקבלו גם עבור חודש אוגוסט בשנת 1998, שהייתה השנה החמה הקיצונית הקודמת ל-2010 (כ-26 מל"מ"ק התאדות). נראה כי המנגנונים העיקריים שתרמו במשולב לתופעה זו הם היחלשות הרוח הסינופטית, וירידת בסיס האינוורסיה לגובה המקביל בקירוב לגובה המכשול הטופוגרפי ממזרח לקו חוף הים התיכון. בגובה אינוורסיה כזה מתרחשות חסימה חלקית או מלאה של זרימת אוויר מהים התיכון מזרחה, והפחתה בעוצמת הרוח מעל הכנרת. תוצאות אלה מלמדות בין השאר כי שימוש עתידי במודלים אקלימיים גלובליים או אזורים לצרכים הידרולוגיים מצריך תיאור מדויק של תופעות אלה (כגון גובה בסיס האינוורסיה), כדי לבחון תרחישים של התחממות ושל שינוי אקלים עתידי ואת השפעתם על מצאי המים באגם.

מבוא

רקע כללי והצגת הבעיה

שנת 2010 הייתה חמה באופן קיצוני במזרח התיכון בכלל ובישראל בפרט. על פי סיכומי השירות המטאורולוגי הישראלי הייתה זו השנה החמה ביותר מאז תחילת המדידות, וחודש אוגוסט בלט במידה רבה. במהלך חודש זה היו מספר גלי חום כבדים, ונשברו שיאי טמפרטורה במספר רב של תחנות מדידה המייצגות אזורים נרחבים בארץ. בתחנת הר כנען לדוגמה, נמדדו 40.6 מעלות צלזיוס. זוהי הטמפרטורה הגבוהה ביותר מאז תחילת המדידות בה ב-1939; בתחנת כפר בלום נמדד ערך שיא של 45.4 מעלות, ערך שיא מאז 1949.^[1]

במחקר זה נבדקה השפעת מזג האוויר החם באופן קיצוני על ההתאדות מפני הכנרת. נערכה השוואה בין ערכי ההתאדות מן האגם, כפי שנמדדו וחושבו עבור חודש אוגוסט 2010, שערכי טמפרטורת האוויר וטמפרטורת פני המים בו היו גבוהים, לעומת אוגוסט 2011 שתנאי מזג האוויר בו היו רגילים ודומים לממוצע הרב-שנתי.

בתנאי מזג אוויר חם ויבש, כאשר טמפרטורת האוויר גבוהה והלחות היחסית נמוכה, עולה הדרישה האטמוספירית לאדי מים, אך זה אינו הגורם היחיד המשפיע על שיעור ההתאדות: היא גוברת לדוגמה גם כתוצאה מהתחזקות עוצמת הרוח, ופוחתת כאשר נחלשת עוצמת הרוח הפועלת על פניו של גוף המים^[3]. ירידה בהתאדות עשויה להתקבל גם בנוכחות מצב אטמוספרי יציב בשכבת הגבול מים-אוויר, שטמפרטורת האוויר בה בגובה ייחוס (כגון 10 מטר) גבוהה משמעותית מזו של פני המים. תופעה כזו מתרחשת באופן קבוע במשך כל קיץ במפרץ אילת^[5]. המצבים המתוארים לעיל נשלטים על-ידי התנאים המטאורולוגיים השוררים באזור בפרק הזמן הרלוונטי. תנאים אלה, הסינופטיים והמקומיים, השולטים במזג האוויר הקיצי בישראל ובכנרת בפרט מתוארים להלן.

זתנאים הסינופטיים השולטים בתקופת הקיץ בישראל

בחודשים יולי-אוגוסט מזג האוויר בישראל הוא שילוב בין השפעת הרמה התת-טרופית ברום המייצרת התמוככות, לבין נוכחות אפיק קרקעי ("האפיק הפרסי") המשתרע משקע המונסון דרך המפרץ הפרסי לכיוון דרום טורקיה והים האגאי^[12,18]. תבנית הלחץ הקרקעית גורמת לרוחות צפון-מערביות, שנושבות מעל הים התיכון, ומסיעות אוויר לח וקריר יחסית לפנים הארץ. המפגש בין זרימה זו לבין זרמי אוויר היורדים כתוצאה מהתמוככות, מתבטא בהיווצרות שכבות אינוורסיה^[8].

גובה בסיס האינוורסיה הוא גורם הקשור באופן הדוק למידת החדירה של בריות הים התיכון לכיוון מזרח. קיים מהלך יומי בגובה בסיס האינוורסיה^[12], וקיימת בו שונות מרחבית^[8]. הגובה הממוצע של בסיס האינוורסיה הימית באזור החוף בישראל מתקבל מהפרחות רדיוסונדה (בלון הליום הנושא עמו מכשירים למדידת תכונות האוויר) בבית דגן בשעה 13:00. בחודשים יולי-אוגוסט גובה בסיס האינוורסיה הממוצע הוא 640 מטר, ופסגת האינוורסיה ממוקמת בגובה ממוצע של 938 מטר מעל פני הים^[9].

שרבים בקיץ

השרב האופייני בקיץ הוא שרב התמוככות. המהלך הקלסי להיווצרותו הוא התחזקות רמת הרום, התרדדות האפיק הפרסי

בקרקע, וכתוצאה מכך היחלשות רוחות הקרקע. במפלס 850 הקטופסקל (hPa) תתרחש התחממות, הרוחות ייחלשו וכיוון יהיה צפון-צפון-מזרח. התחממות משמעותית תתקבל גם ליד פני הקרקע (ניר סתיו, מידע בע"פ, יוני 2012). שרב מסוג זה נמשך מספר ימים ומתבטא בירידה בגובה בסיס שכבת האינוורסיה [10].

משטר הרוחות הקיצי היומי מעל הכנרת

את מהלך הרוח היומי בתקופת הקיץ מעל הכנרת ניתן לתאר באופן הבא: משעות הבוקר המוקדמות ועד שעות הצהריים נושבות רוחות מקומיות שעוצמתן חלשה (עד 3 מטר לשנייה). משעות אחר הצהריים המוקדמות ועד הערב שולטת בריזת הים התיכון. רוח זו, הדומיננטית בכנרת במשך הקיץ, מתפתחת בשעות הבוקר המוקדמות לאורך חוף הים התיכון (כ-45 ק"מ מערבית לחוף הכנרת), ומגיעה לכנרת כרוח מערבית חזקה (10-15 מטר לשנייה) בשעות אחר הצהריים המוקדמות, ונחלשת בשעות הערב [2]. לרוח זו השפעה מכרעת על ההתאדות מהכנרת [15], כמו גם על תהליכים הידרודינמיים (גלי פני שטח וגלי חום פנימיים) [4]. שעות הערב המאוחרות עד שעות הבוקר המוקדמות מאופיינות ברוחות חלשות יחסית, והן תוצאת המיזוג שבין הרוחות במורד הנהר (רוחות קטביות) ובריזת יבשה, הזורמות בניצב לקו החוף, ומתכנסות אל מרכז האגם.

גורמים המשפיעים על התפשטות בריזת הים התיכון

הגורם הראשון המשפיע על חדירת הבריזה הוא תמיכת הרוח הסינופטית הצפון-מערבית. בנוכחותו, תחדור הבריזה מזרחה למרחק של עשרות קילומטרים מקו החוף. לכן, שינויים במפלס הלחץ הקרקעי (עוצמה וכיוון) ישפיעו על מידת חדירת הבריזה. גורם נוסף הוא המכשול הטופוגרפי. זרימת הבריזה ניתנת לתיאור בקירוב טוב כזרימה של שכבת אוויר מעורבת היטב, החסומה בגובה של כמה מאות מטרים בשכבה יציבה (אינוורסיה). התנועה מזרחה מחייבת מפגש עם מכשול טופוגרפי – הרי הגליל. נוכחות מכשול מחייבת התפתחות של רכיב זרימה אנכי כדי לטפס מעליו, ואילו השכבה היציבה יוצרת התנגדות לזרימה אנכית זו [16]. לכן, בתנאים מסוימים הזרימה תיחסם באופן חלקי. במקרים שבסיס האינוורסיה נמוך משמעותית ומהירות הרוח נמוכה, ייתכן חסימה מלאה של הזרימה [7].

התאדות מהכנרת

ההתאדות מהכנרת מרובה בקיץ, ומועטה בחורף – כ-6 מ"מ ליום ביולי-אוגוסט וכ-2 מ"מ ליום בינואר-מרץ, בהתאמה [15]. חישובי התאדות מן האגם ניתן לערוך הן בעזרת שיטות אווירודינמיות, הן על פי מאזני מים וחום הנעשים במקביל. חישובים מפורטים שנערכו לאחרונה תוך שימוש במגוון שיטות המאפשרות צעדי זמן שונים (10 דקות, שעה, יממה) הראו התאמה טובה של חישובי ההתאדות באמצעות השיטות האווירודינמיות בהשוואה לחישובי ההתאדות החודשית הממוצעת מתוך מאזני מים וחום [15].

שיטות המחקר

אלגוריתמים לחישוב התאדות באווירודינמיות

כאשר מחשבים התאדות על פי מאזנים, ההתאדות מתקבלת כשארית הסוגרת של מאזני המים והחום. לעומת זאת, באלגוריתמים המוגדרים כ"אווירודינמיים" מתבצע חישוב ישיר של שטפי שטח פנים – שטף חום כמוס (התאדות) ושטף חום מוחשי, מתוך נתונים מטאורולוגיים הנמדדים ליד פני המים: קרינה נטו, טמפרטורת אוויר ומים, לחות יחסית ומהירות רוח. לצורך מחקר זה השתמשנו בשני אלגוריתמים "אווירודינמיים": א. Air-Sea: קוד שפותח על בסיס TOGA COARE code version [9] 2.0; ב. KLL method: צורת חישוב פשוטה שמבוססת על משוואות מתוך Imboden and Wüest [11]. בשיטות אלה מניחים כי שיעור ההתאדות (LE, מ"מ ליום) פרופורציוני להפרש בין לחץ אדי המים ברוויה (e_s , מיליבר) בטמפרטורת פני המים ובין לחץ אדי המים שנמדד באוויר מעל פני המים (e_a). מקדם הפרופורציה $f(u)$ הוא ביטוי המשקלל את המהירות הממוצעת של הרוח, ולפיכך $LE = f(u)(e_s - e_a)$. ידוע כי ליציבות האטמוספירית באוויר שמעל שטח הפנים אוויר-מים קיימת השפעה על ההתאדות מפני המים [17]. חישוב התאדות בשיטת KLL מניח מצב ניטרלי בשכבת הפנים, בעוד שבשיטת Air-Sea מובאת בחשבון השפעת היציבות האטמוספירית. בניתוח ההתאדות מהכנרת השפעת מצב היציבות איננה נבחנת ישירות, אלא באופן השוואתי. חישובי ההתאדות שנערכו בעזרת השיטות השונות עבור חודש אוגוסט ב-2010 וב-2011 בפרקי זמן שעתיים, העידו כי ההבדל בין חישובי ההתאדות בחודשי אוגוסט בשנים השונות, התבטא היטב גם בחישובים שנערכו ללא השפעת היציבות האטמוספירית.

מדידות מטאורולוגיות בפני המים ומדידות רום האינוורסיה

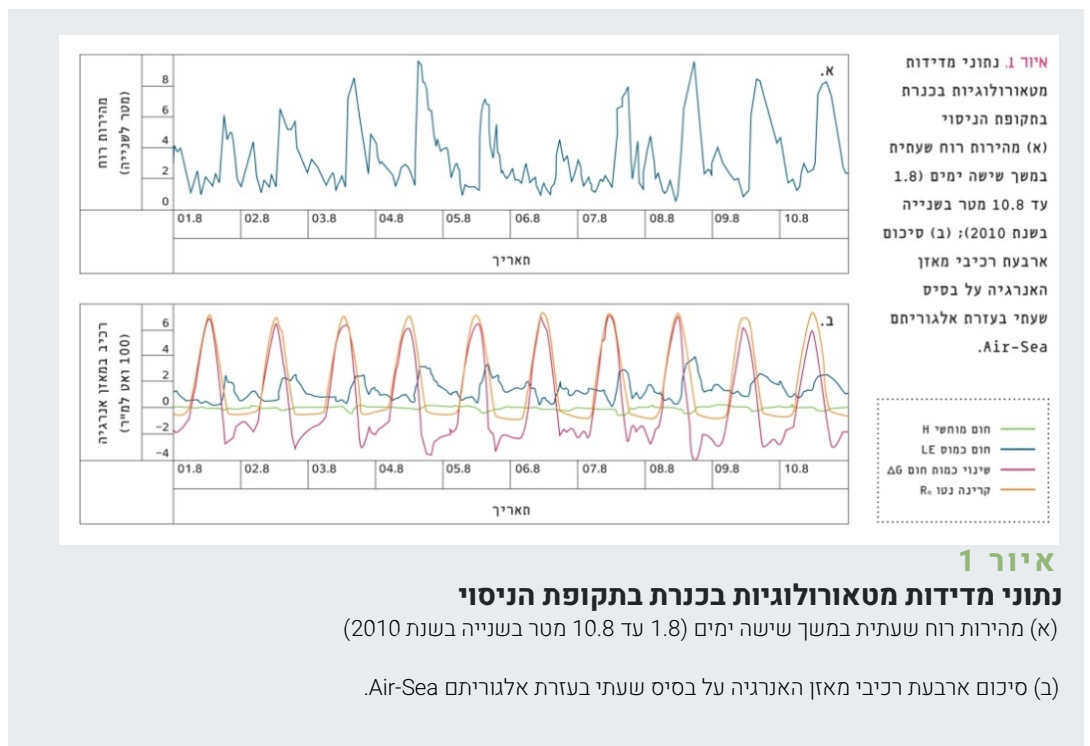
הנתונים שחישבו בעזרתם את ההתאדות מהכנרת נמדדו בתחנה המטאורולוגית A שבמרכז האגם (קואורדינטות 35°36' E ו-32°49' N). התחנה מודדת את הנתונים המטאורולוגיים הבאים במרווחים של 10 דקות: טמפרטורת אוויר (מעלות) ולחות יחסית (אחוזים); טמפרטורת פני המים ב-5 ס"מ העליונים של גוף המים (מעלות); קרינה (ואט למ"ר $[Wm^{-2}]$) - קצרת גל (305-2,800 ננומטר (nm)) וארוכת גל (5-25 מיקרומטר $[μm]$). קרינה מוחזרת וקרינת פני המים נמדדות במד קרינה נטו (Kipp and Zonen CNR 4) ברום 4 מטר מעל פני המים; מהירות הרוח וכיוונה נמדדים במכשיר מטיפוס Young MA-05106 בגובה כ-8 מטר מעל פני המים.

נתוני רום התקבלו מהפרחות רדיוסונדה בבית דגן שנערכו בשעה 13:00. נתונים אלה שימשו למציאת גובה בסיס האינוורסיה.

דיון ותוצאות

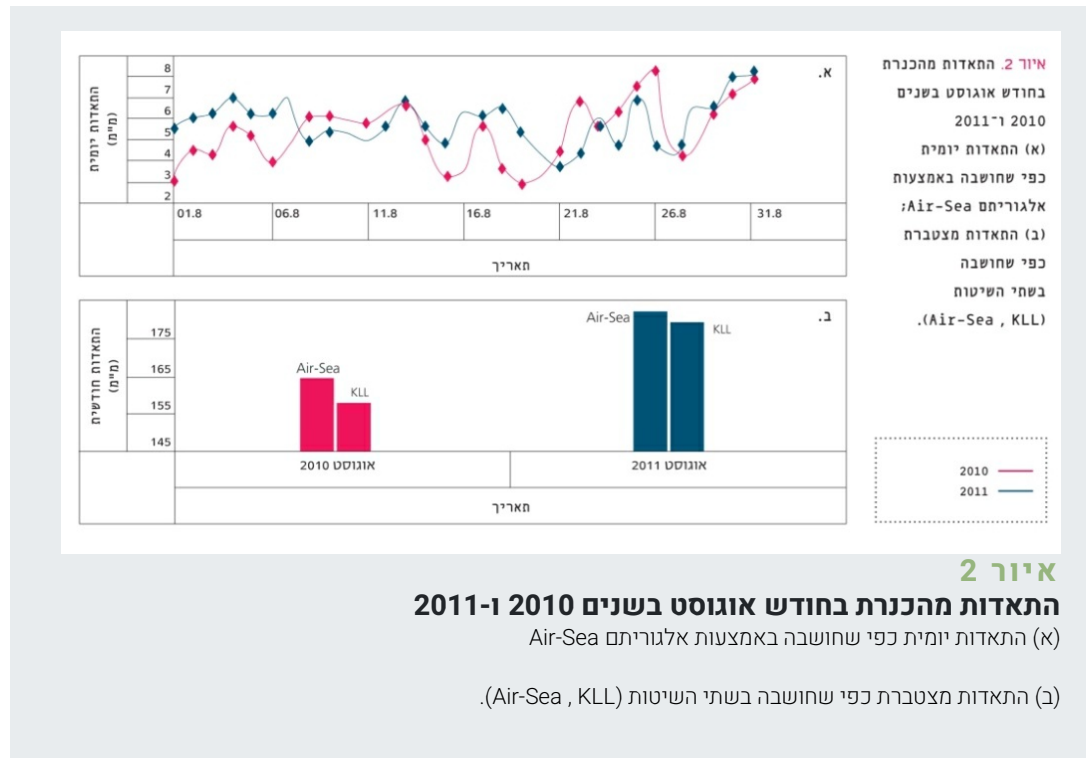
התאדות מן האגם

באיור 1 מתואר מהלך שעתי של מהירות הרוח (א1) ושטפים בפני המים המרכיבים את מאזן החום (ב1): שטף החום המוחשי (H), שטף החום הכמוס (התאדות, LE), קרינה נטו (Rn) והשינוי בכמות החום נטו לאגם (GΔ), כפי שחושבו בשיטת Air-Sea עבור ה-1 עד ה-10 באוגוסט 2010. ניתן לראות כי עיקר חימום פרופיל המים ($G > 0Δ$) מתרחש בצהריים, בפרק הזמן שהקרינה גבוהה והרוח חלשה. בימים שמופיעה בהם בריזה חזקה בשעות אחר הצהריים, מתקבל שטף התאדות גבוה, המקרר באופן ניכר את החלק העליון של גוף המים (לדוגמה באיור 1ב, ב-9 באוגוסט 2010). כאשר עוצמת הבריזה חלשה במיוחד (בתאריכים 1, 2, ו-6 באוגוסט 2010), שטף התאדות נמוך וקירור פני המים מוגבל. שטף החום המוחשי קטן בסדר גודל משטף החום הכמוס (התאדות).



המהלך היומי של ההתאדות בחודשי אוגוסט בשנים השונות (איור 2א) מצביע על שני פרקי זמן בולטים (1-7 באוגוסט ו-15-20 באוגוסט) שההתאדות בהם ב-2010 (26 מלמ"ק) נמוכה משמעותית מזו של 2011 (29 מלמ"ק). ההתאדות החודשית המצטברת (איור 2ב) מלמדת על התאמה טובה בין שיטות החישוב, וכן כי ההתאדות באוגוסט 2010 נמוכה משמעותית מזו שבאוגוסט 2011. שיעור התאדות דומה ומגמה דומה התקבלו בשיטת מדידה בלתי תלויה (מאזני המים והחום של חברת

(מקורות).



איור 2

התאדות מהכנרת בחודש אוגוסט בשנים 2010 ו-2011

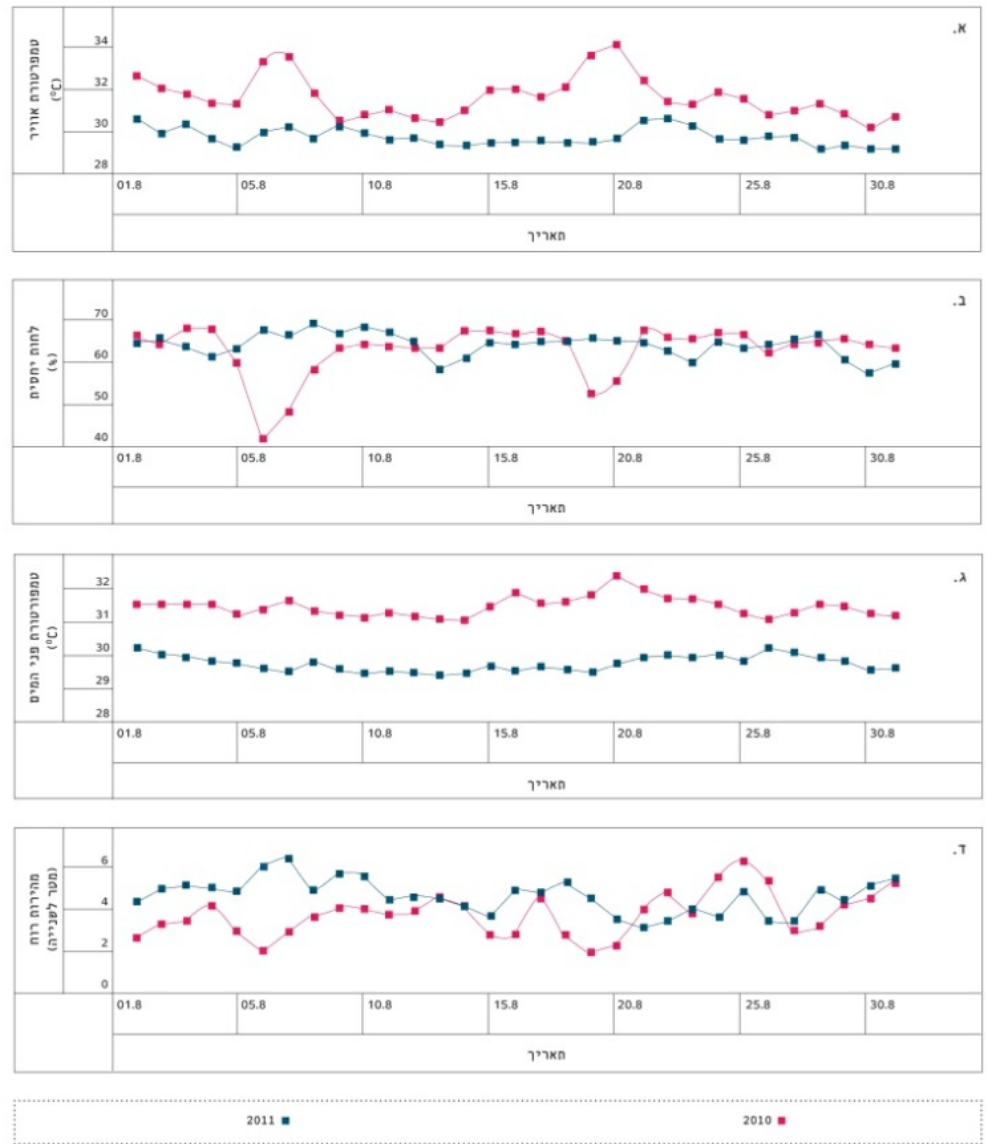
(א) התאדות יומית כפי שחושבה באמצעות אלגוריתם Air-Sea

(ב) התאדות מצטברת כפי שחושבה בשתי השיטות (Air-Sea, KLL).

משתנים מטאורולוגיים ולימנולוגיים והשפעתם על ההתאדות

זמהלך היומי של המשתנים המטאורולוגיים והלימנולוגיים המשפיעים על ההתאדות מפני האגם מוצג ב**איור 3**. **איורים 3א** ו-**3ב** מראים כי הטמפרטורה של האוויר ושל פני המים באוגוסט 2010 (31.7, 31.4 מעלות בממוצע חודשי, בהתאמה), היו גבוהות משמעותית מאלה שב-2011 (29.7, 28.8 מעלות, בהתאמה). עוצמת הרוח הממוצעת לאוגוסט 2010 הייתה נמוכה בכ-20% מזו שב-2011: 3.8 ו-4.7 מטר לשנייה, בהתאמה. ממוצעים חודשיים של המשתנים המתוארים לעיל מופיעים ב**טבלה 1**. ניתן לראות כי את הירידה בעוצמת הרוח ניתן לייחס באופן כמעט מלא לשינוי ברכיב הרוח המערבית: ב-2010 התקבל ערך ממוצע של 2.64 מטר לשנייה לעומת 3.55 מטר לשנייה ב-2011.

איור 3. מהלך חודשי של ערכים יומיים ממוצעים מחודש אוגוסט בשנים 2010 ו-2011 עבור משתנים שונים (א) טמפרטורת האוויר, (ב) לחות יחסית, (ג) טמפרטורת פני המים, (ד) מהירות הרוח. המדידות נלקחו מתחנה A במרכז הכנרת.



איור 3

מהלך חודשי של ערכים יומיים ממוצעים מחודש אוגוסט בשנים 2010 ו-2011 עבור משתנים שונים

(א) טמפרטורת האוויר, (ב) לחות יחסית, (ג) טמפרטורת פני המים, (ד) מהירות הרוח. המדידות נלקחו מתחנה A במרכז הכנרת.

ניתן לראות כי במהלך אוגוסט 2010, באותם פרקי זמן שהתאדות בהם נמוכה יחסית (איור 2, א, ב), מתרחשות גם התחממות משמעותית באוויר ובפני המים (איור 3, א, ב), התייבשות וירידה בלחות היחסית באוויר (איור 3, ב) והיחלשות בעוצמת הרוח (איור 3, ד). תכונות אלה בשילוב עם עדויות סינופטיות (לא מוצגות) מלמדות כי בפרקי זמן אלה מזג האוויר הדומיננטי היה שרב התמוככות, וכי ההפחתה בעוצמת הרוח הדומיננטית (בריות הים התיכון) מעל האגם היא גורם המגביל במידה רבה את עוצמת שטף ההתאדות. ניתן לשאול אם כן, אילו גורמים מחלישים את הברזיה מעל האגם בימים מסוימים? איור 4 מתאר את המהלך היומי של עוצמת הרוח בתחנת שבי ציון (הגליל המערבי, סמוך לקו החוף) ובתחנה A באגם (לב הכנרת) באוגוסט 2010. צמוד לגובה בסיס האינורסיה כפי שנמדד ב-13:00 בבית דגן. באופן כללי, ניתן לראות כי הערכים המרביים מתקבלים בצהריים בשבי ציון ואחרי הצהריים מעל הכנרת. בפרט, ניתן לראות כי לגובה בסיס האינורסיה השפעה משמעותית על עוצמת הרוח בכנרת לעומת זו שבשבי ציון. הקשר בין גובה בסיס האינורסיה ובין מהירות הרוח הממוצעת היומית בכנרת, מובהק סטטיסטית

($R^2=0.36$), ואם בודקים את עוצמת הרוח רק בשעות השיא של אחר הצהריים, הקשר אף מתחזק. לרוב, בימים שבסיס האינוורסיה ירד בהם מתחת לגובה של כ-500 מטר, נחלשה הבריזה בכנרת משמעותית. בסיס האינוורסיה הממוצע היה 726 ו-853 מטר, באוגוסט 2010 ובאוגוסט 2011, בהתאמה; ממוצעים אלה גבוהים מהערך הממוצע שתואר בפרק המבוא. ההבדל נמצא בהתפלגות גובהי הבסיס: באוגוסט 2010 נמדדו 8 ימים שבסיס האינוורסיה בהם נמוך מ-500 מטר, לעומת 4 ימים בלבד ב-2011. תופעה זוהי – ערכי בסיס אינוורסיה נמוכים, בריזה חלשה מעל הכנרת והתאדות נמוכה משמעותית – זוהתה גם בחודש אוגוסט בשנת 1998, שהייתה השנה החמה ביותר לפני שנת 2010.

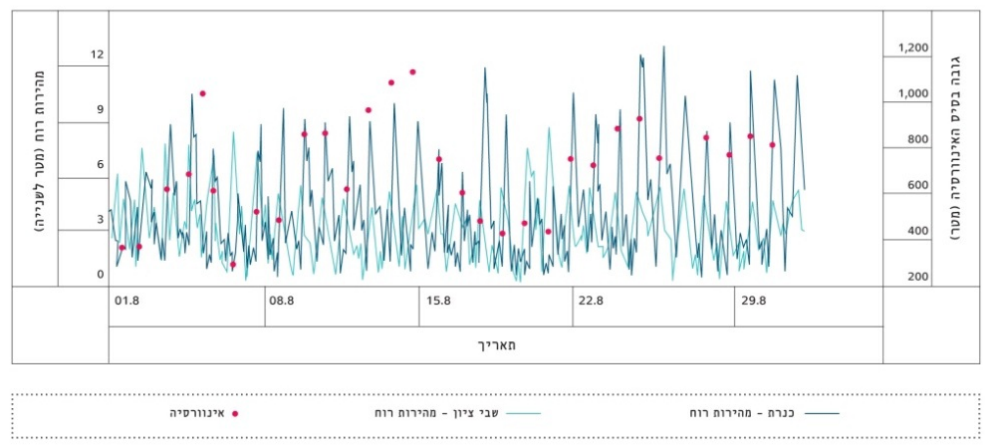
טבלה 1. ערכים מטאורולוגיים ולימנולוגיים כפי שחושבו מתחנה A (לב הכנרת), עבור חודש אוגוסט בשנים 2010 ו-2011

משתנה מטאורולוגי	טמפרטורת אוויר (°C)	טמפרטורת מים (°C)	קרינה גלובלית (ואט למ"ר)	מהירות רוח (מטר לשנייה)	לחות יחסית (%)	רכיב רוח מזרח-מערב (מטר לשנייה)	רכיב רוח צפון-דרום (מטר לשנייה)
שנת 2010	31.7	31.4	289.9	3.8	63.8	2.64	-0.56
שנת 2011	29.7	28.8	295.2	4.7	64.7	3.55	-0.60

טבלה 1

ערכים מטאורולוגיים ולימנולוגיים כפי שחושבו מתחנה A (לב הכנרת), עבור חודש אוגוסט בשנים 2010 ו-2011

איור 4. מהלך יומי של עוצמת הרוח בשבי ציון (לחוף הים התיכון), ובתחנה A במרכז הכנרת במהלך אוגוסט 2010 הנקודות האדומות מציינות את גובה בסיס האינוורסיה.



איור 4

מהלך יומי של עוצמת הרוח בשבי ציון (לחוף הים התיכון), ובתחנה A במרכז הכנרת במהלך אוגוסט 2010

הנקודות האדומות מציינות את גובה בסיס האינוורסיה.

בדיקה של מפות לחץ בגובה פני הים (אינן מוצגות) הראתה כי בסיס אינוורסיה נמוך הופיע בדרך כלל בימים ששרר בהם אפיק פרסי רדוד עם מפל לחץ חלש. בימים כאלה נחלשת התמיכה הסינופטית להתפשטות הבריזה מזרחה. גורם חשוב נוסף הוא המכשול הטופוגרפי – רכס הגליל (איור 5). כאשר גובה בסיס האינוורסיה מקביל בקירוב לגובה המכשול (כ-550 מטר), ייתכן מצב שבו האנרגיה הקינטית של הזרימה אינה מספיקה, והטופוגרפיה המקומית יוצרת מחסום מכני המוביל להפחתת עוצמת הבריזה מעל האגם [6]. לעומת זאת, ידוע כי באזור שטוח, תחדור הבריזה עשורת ק"מ מקו החוף גם בהיעדר תמיכה סינופטית

[13]



סיכום ומסקנות

בקיץ 2010 שהיה חם באופן קיצוני, התקבלו ערכי התאדות נמוכים מהכנרת, בהשוואה לעונה רגילה (2011) ובהשוואה לממוצע הרב-שנתי. התברר כי בריזת הים התיכון, הרוח הדומיננטית בתקופה זו, הייתה חלשה בכ-25% מן הממוצע. ההתאדות הנמוכה יחסית באוגוסט 2010 נצפתה באופן זהה בחישובים שהתקבלו משתי שיטות, עם השפעת היציבות האטמוספירית בשכבת הפנים ובלעדיה. התפתחות בריזת הים התיכון מודגמת היטב סמוך לחוף הים, ונראה כי שני גורמים עיקריים תורמים להיחלשות רוח זו מעל האגם, כ-40 ק"מ מזרחה מחוף הים, והם פועלים במשולב: (1) היחלשות התמיכה הסינופטית; (2) נוכחות מכשול טופוגרפי המשפיע על הזרימה כאשר גובה בסיס האינורסיה מקביל בקירוב טוב לגובה המכשול. בדיקת התפלגות גובה בסיס האינורסיה הראתה כי במשך 8 ימים היה ערך זה נמוך, מתחת ל-500 מטר, באוגוסט 2010 לעומת 4 ימים בלבד באוגוסט 2011. תוצאות דומות התקבלו עבור אוגוסט 1998, והן מצביעות בין השאר כי במודלים אזוריים המשמשים לבחינת תרחישים עתידיים, קיים צורך בתיאור מדויק של זרימות בסקלת המזו (ביניים) של גובה בסיס האינורסיה ושל אינטראקציות בין זרימה לטופוגרפיה.

תודות

תודה לניר סתיו, מנהל מחלקת החיזוי בשירות המטאורולוגי הישראלי על עזרתו. לברוך זיו על הערותיו המחכימות. אלעד שילה מקויר תודה לד"ר ניר פלד על עזרתו.

מקורות

1. השירות המטאורולוגי הישראלי. 2010. [סקירות אקלימיות](#). נצפה ב-14 בינואר 2012.
2. Alpert P, Cohen A, Neumann J, and Doron E. 1982. A model simulation of the summer circulation from the eastern Mediterranean past Lake Kinneret in the Jordan valley. *Monthly Weather Review* **110**: 990-1006.
3. Assouline S and Mahrer Y. 1996. Spatial and temporal variability in microclimate and evaporation over Lake Kinneret: Experimental evaluation. *Journal of Applied*

- Meteorology* **35**: 1076-1084.
4. Avissar R and Pan H. 2000. Simulations of the summer hydrometeorology of Lake Kinneret. *Journal of Hydrometeorology* **1**: 95-109.
 5. Ben-Sasson M, Brener S, and Paldor N. 2009. Estimating air-sea fluxes in semienclosed basins: The case of the Gulf of Elat (Aqaba). *Journal of Physical Oceanography* **39**: 185-202.
 6. Crosman ET and Horel JD. 2010. Sea and lake breezes: A review of numerical studies. *Boundary-layer Meteorology* **137**: 1-29.
 7. Cushman-Roisin B. 1994. Introduction to geophysical fluid dynamics. Englewood Cliffs (NJ): Prentice Hall.
 8. Dayan U, Lifshitz-Goldreich B, and Pick K. 2002. Spatial and structural variation of the atmospheric boundary layer during summer in Israel – Profiler and rawinsonde measurements. *Journal of Applied Meteorology* **41**: 447-457.
 9. Fairall CW, Bradley EF, Rogers DP, et al. 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research* **101**(C2): 37473764.
 10. Feliks I. 1994. An analytical model of the diurnal oscillation of the inversion base due to sea breeze. *Journal of Atmospheric Science* **51**(7): 991-998.
 11. Imboden DM and Wüest A. 1995. Mixing mechanisms in lakes. In: Lerman AM, Imboden D, and Gat JR (Eds). *Physics and chemistry of lakes*. Springer Verlag.
 12. Levi Y, Shilo E, and Setter I. 2011. Climatology of a summer coastal boundary layer with 1290-Mhz wind profiler radar and a WRF simulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **50**(9): 1815-1826.
 13. Lu R and Turco RP. 1998. Air pollutant transport in a coastal environment. Part I: Two-dimensional simulations of sea-breeze and mountain effect. *Journal of Atmospheric Science* **51**: 2285-2308.
 14. Pan H, Avissar R, and Haidvogel BD. 2002. Summer circulation and temperature structure of Lake Kinneret. *Journal of Physical Oceanography* **32**: 295-313.
 15. Rimmer A, Samuels R, and Lechinsky Y. 2009. A comprehensive study across methods and time scales to estimate surface fluxes from Lake Kinneret, Israel. *Journal of Hydrology* **379**(1-2): 181-192.
 16. Snyder HW, Thompson RS, Eskridge RE, et al. 1985. The structure of strongly stratified flow over hills: Dividing-streamline concept. *Journal of Fluid Mechanics* **152**: 249-288.
 17. Tanny J, Cohen S, Assouline S, et al. 2008. Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology* **351**: 218-229.
 18. Ziv B, Saaroni H, and Alpert P. 2004. The factors governing the summer regime of the eastern Mediterranean. *International Journal of Climatology* **24**: 1859-1870.

19. Ziv B and Saaroni H. 2011. The contribution of moisture to heat stress in a period of global warming: the case of the Mediterranean. *Climatic Change* **104**(2): 305-315.