

הערכת הדיפוזיה העונתית הממוצעת בכנרת על פי פיזור רכיבים משמרים בשכבת

ההיפולימניון

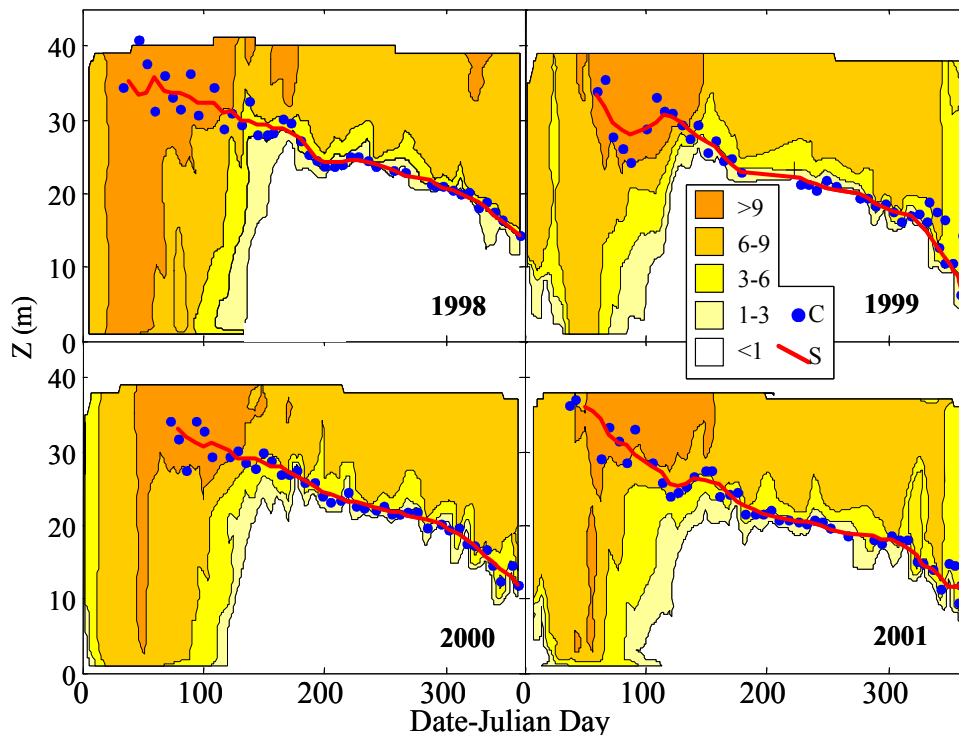
אלון רימר, ורנר אקרט, עמי נשרי, יהודה עגנון¹

¹הפקולטה להנדסה אזרחית והנדסת הסביבה, הטכניון, חיפה

הקדמה

במהלך חודשי הקיץ, חימום פני הכנרת ע"י קרני השמש גורם להיווצרות שכבת מים חמים וקלים בעובי של מספר מטרים (אפילימניון, epilimnion) המכסה שכבה של מים קרים וכבדים יותר (היפולימניון, hypolimnion). האיזור המפריד בין שתי השכבות (מטאלימניון, metalimnion) מצטיין במפל (gradient) טמפרטורה גדול, והמשטח שבו מפל הטמפרטורה הוא מקסימלי נקרא תרמוקלינה (thermocline). במהלך עונתי רגיל התרמוקלינה נוצרת בגלל גידול הדרגתי של קרינה וחום בחודשי האביב, ובחודש אפריל היא נמצאת בעומק של כ- 9 עד 13 מ'. רוחות וקרינה בחודשי הקיץ גורמים לכך שהתרמוקלינה הולכת ומעמיקה באיטיות עד 15-20 מ' במשך חודשי הקיץ והסתיו, והחל מחודש אוקטובר היא מעמיקה במהירות גדולה יותר. ערבוב מלא של האגם חל בד"כ בתחילת החורף (דצמבר/ינואר), כאשר משתווה הטמפרטורה בשתי השכבות. בתקופה זו התרמוקלינה נמצאת בד"כ בעומק של כ-35 מ' (איור 1). כתוצאה מכך בחודשי החורף (דצמבר-מרץ) חל ערבוב מלא של האגם, וחוזר חלילה.

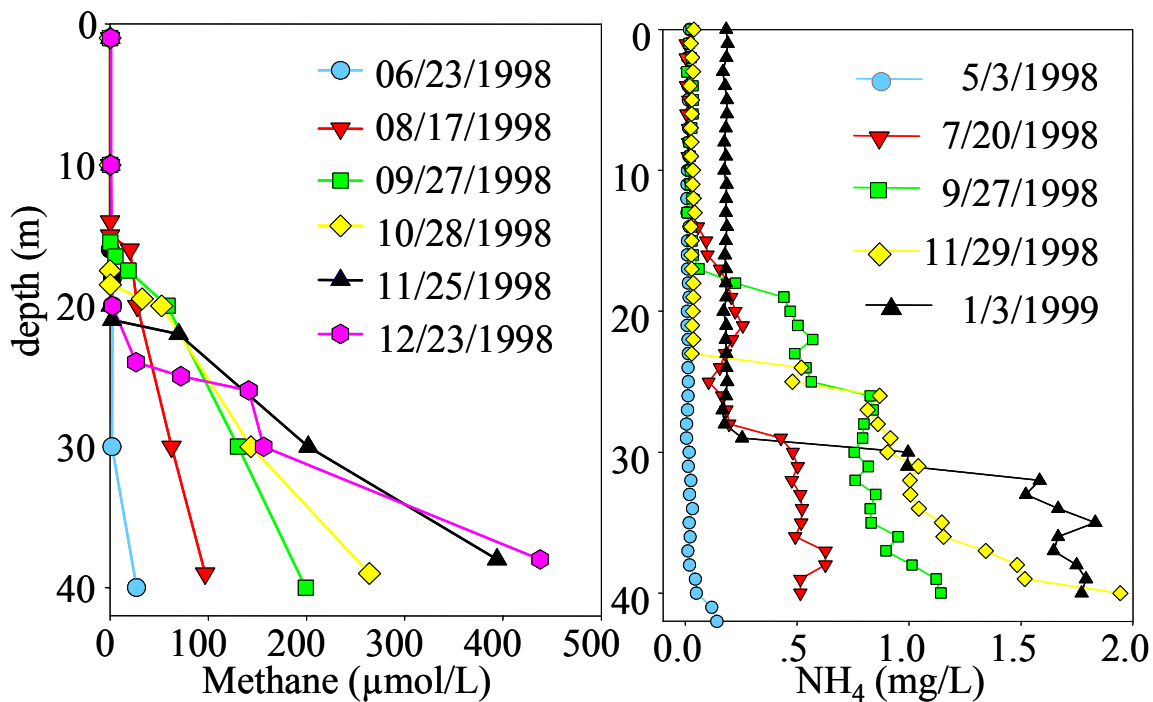
באגם שבו קיימת תופעת שכוב תרמי עונתי, השכבה העליונה שונה מהשכבה התחתונה גם מבחינת ההרכב ההידרוכימי (Nishri et al. 2000). בחורף, בזמן הערבוב המלא, ריכוזי החמצן גבוהים יחסית בכל פרופיל המים (איור 1). לאחר תחילת השיכוב התרמי באפריל החמצן בהיפולימניון פוחת בהדרגה, וגורם לעלייה בריכוזים של חומרים מחזרים כגון סולפיד, אמוניום (NH_4^+) ומתאן (CH_4).



2

איור 1. עומק התרמוקלינה וריכוז חמצן מומס (0-12 מ"ג ליטר⁻¹) בעונות 1998-2001. C העומק המחושב מתוך מדידות טמפרטורה שבועיות; S עומק "מוחלק" לצורך שימוש במודל.

הצטברות יוני האמוניום והמתאן המומס נובע מתהליכי פירוק בקטריאליים של חומרים אורגניים ששוקעים לקרקעית האגם. לאחר הידלדלות החמצן בהיפולימניון, שני המומסים הם ככל הנראה קונסרבטיביים (משמרים), ולכן השינויים בריכוזם עם הזמן בפרופיל ההיפולימניון הוא תוצאה של שלושה תהליכים: פירוק בקרקעית, שמהווה מקור למומסים; פיזור בעמודת המים ההיפולימנטית כתוצאה מתהליכי דיפוזיה, והעמקת התרמוקלינה במהלך השיכוב. באביב, עם תחילת השכוב ריכוז האמוניום והמתאן הוא נמוך בכל פרופיל גוף המים. במהלך העונה הריכוזים עולים בהדרגה ליד קרקעית האגם, ומתפזרים לאורך האנך בחלק התחתון של הפרופיל. הריכוזים גדלים הן בזמן והן כלפי מעלה, עד לאופק שבו קיים מפל ריכוזים גדול. מפל זה מציין את המיקום האנכי של משטח התרמוקלינה, שמעליו מצוי האפילימניון, והוא הולך ומעמיק עם הזמן יחד עם העמקת התרמוקלינה (תרשים 2).



איור 2. פרופילי ריכוז טיפוסיים של אמוניום (NH_4 , ימין) ושל מתאן (CH_4 , שמאל) מדגימות שנלקחו בשנת 1998 במרכז האגם.

תיאוריה

מידול תהליכים אלה והתאמת המודל למציאות, מאפשרים הערכה של שטפי מינרליזציה בקרקעית ומאפשרים תיאור כמותי של תנועת מומסים בהיפולימניון. בעבודה זו מוצע מודל דיפוזיה חד ממדי אנכי (איור 3) שלוקח בחשבון את הרכיבים העיקריים המשפיעים על ריכוז יון משמר בהיפולימניון במהלך השנה. גישה זו דומה למודל שהוצע ויושם ע"י Stiller (1974), אך הכלים החישוביים והנתונים הקיימים כיום מאפשרים קבלת תוצאות מובהקות וברורות יותר. מטרת המודל לבחון כמותית את תהליכי הפירוק והערבוב העיקריים שמתקיימים בהיפולימניון, וכן לבחון את השפעת הנמכת התרמוקלינה על ריכוזי חומרים בהיפולימניון בתקופת השכוב. במודל המוצע האגם משוכב תרמית במהלך החודשים מאי עד תחילת ינואר. במהלך תקופת השכוב התרמי הפיזור האנכי בזמן מתואר ע"י משוואת דיפוזיה עבור אנך באורך משתנה, שמייצג את הקטנת ההיפולימניון ככל שמתקדם תהליך השכוב, ופירוק החומר האורגני

בקרעית מתואר כקבוע בזמן. המשטח האופקי שבו נמצאת התרמוקלינה בכל רגע מייצג את הגבול העליון של האנך שבו מתרחש תהליך הדיפוזיה.

המערכת המוצעת במודל הנוכחי מבוססת על ההנחות הבאות: אם נבחן תהליכי ערבוב בהיפולימניון ע"פ פרק זמן קצר (דקות ושעות) נבחין בתהליכי ערבוב אקראיים ונקודתיים שמשפיעים על כמה עשרות מ"ק של מים (Imberger and Patterson, 1989). עם זאת, בחינת התהליכים בפרקי זמן ארוכים (ימים, שבועות וחודשים) מגלה שלצורך תיאור תהליכי פיזור בהיפולימניון ניתן להניח כי התהליך הוא חד ממדי אנכי, ולמצע את תהליכי הערבוב האנכי האקראיים ע"י שימוש במושג "דיפוזיה טורבולנטית". משוואת הפירוס אנכי של מומס בדיפוזיה בפרופיל המים נתון ע"י המשוואה:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = S_c + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_T \frac{\partial C}{\partial z} \right) = S_c + \frac{\partial D_T}{\partial z} \frac{\partial C}{\partial z} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (1)$$

במשוואה זו $C(z,t)$ מייצג את ריכוז המומס (גר מ³) בזמן t (יום) ולאורך האנך z (מ'); D_T הוא מקדם הדיפוזיה הטורבולנטית האנכית בהיפולימניון (מ² יום⁻¹); ו- S_c הוא רכיב המציין צריכה או הפקה פנימית של המומס (גר מ⁻³ יום⁻¹).

אנו מניחים כי לאורך פרקי זמן ארוכים ניתן להשתמש כקירוב במקדם דיפוזיה אנכית יחיד וקבוע שממצע את התהליכים הקצרים יותר (Goudsmit et al. 1997). הנחה נוספת היא ששני המומסים שבהם עוסק המודל – אמוניום ומתאן – הם אינרטיים בתנאי ההיפולימניון ($S_c \cong 0$). מיישום שתי הנחות אלה על משוואה 1 מתקבלת משוואת הדיפוזיה האנכית:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_T \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (2)$$

לצורך פתרון המשוואה יש לנסח את תנאי השפה ותנאי ההתחלה המתאימים. במקרה כזה עלינו להניח כי אנו מבינים את מהות התהליך הפיזיקלי, ולתאר את התנאים ע"פ הנחות אלה. אחד המבחנים לנכונות המערכת שתיארנו הוא מבחן התוצאה: אם המערכת בנויה על בסיס פיזיקלי הגיוני, ההנחות שבבסיסה הן סבירות, והיא מיטיבה לתאר התפתחות ריכוז מומס אינרטי בפרופיל המים, הרי שלפנינו הסבר כמותי אפשרי, וניתן לחלץ ממנו ערכי פרמטרים אופייניים של תהליך הפיזור בהיפולימניון.

מתוך הבנתנו נגדיר את השטפים $q(z,t)$ של המומס הן בקרקעית האגם ($z=0$) והן במעבר בין ההיפולימניון לאפילימניון ($z=z_L$):

$$\begin{aligned} \text{a. } q(z,t) &\equiv -D_T \frac{\partial C(z,t)}{\partial z} - C(z,t) \frac{dz}{dt} = A \quad ; \quad (z=0, t>0) \\ \text{b. } q(z,t) &\equiv D_T \frac{\partial C(z,t)}{\partial z} + C(z,t) \frac{dz}{dt} = C(z,t) \times v_{Th} \quad ; \quad (z=z_L, t>0) \end{aligned} \quad (3)$$

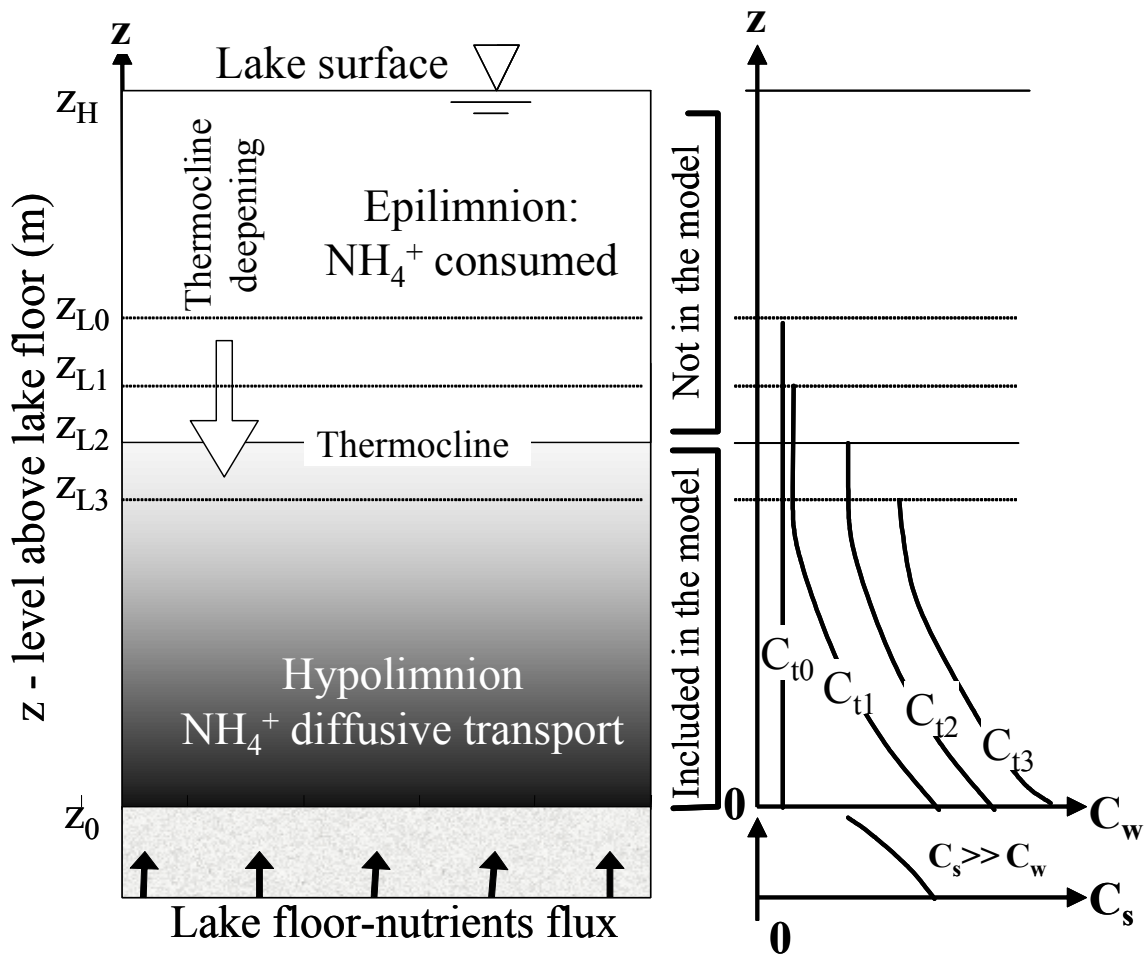
לכל שטף יש שני רכיבים: $D_T dC/dz$ הוא רכיב השטף הדיפוזי דרך גבולות ההיפולימניון, ו- $C dz/dt$ הוא רכיב השטף שמתקיים כתוצאה מתזוזת גבולות ההיפולימניון בקרקעית ובתרמוקלינה. בקרקעית האגם (משוואה 3a) תזוזת הגבול (הקרקעית) היא זניחה למעשה, ולפיכך תנאי השפה המתאים מצטמצם ל- $-D_T \partial C(z,t)/\partial z = A$, ומשמעותו שקיים שטף דיפוזי קבוע של מומסים מקרקעית האגם (גר מ⁻² יום⁻¹). תנאי שפה זה נמצא בהתאמה עם תצפיות ארוכות טווח (אקרט 1998-2004, נתונים שלא פורסמו) בסדימנטים של האגם בתחנה A, וניתן גם להראות שיש לו הצדקה פיזיקלית במשקעי אגם

צעירים (Berner 1980). בגבול העליון, התרמוקלינה (משוואה 3b), השטף כולל מעבר מומסים בדיפוזיה בין ההיפולימניון לאפילימניון, וכן מעבר מסת מים v_{Th} ומומסים $C(z_L, t) \times v_{Th}$ מההיפולימניון לאפילימניון כתוצאה מתזוזת התרמוקלינה כלפי מטה.

באמצעות חישוב מאזן יון כלור בהיפולימניון ובאפילימניון הראו Rimmer et al. (2005) שבכנרת רכיב הדיפוזיה בגבול זה הוא זניח ביחס לרכיב מעבר המסה, ולפיכך תנאי השפה המתאים בחלקו העליון של הפרופיל הוא $D_T \frac{\partial C(z_L, t)}{\partial z} = 0$.

את תנאי ההתחלה של הבעיה נגדיר מתוך ידיעת ריכוז המומס בפרופיל בתחילת תקופת השיכוב. כזכור במצב ערבוב מלא קיים בכל פרופיל המים ריכוז חמצן שאינו מאפשר קיום של אמוניום ומתאן, ולפיכך ריכוזם בתחילת השיכוב הוא 0.

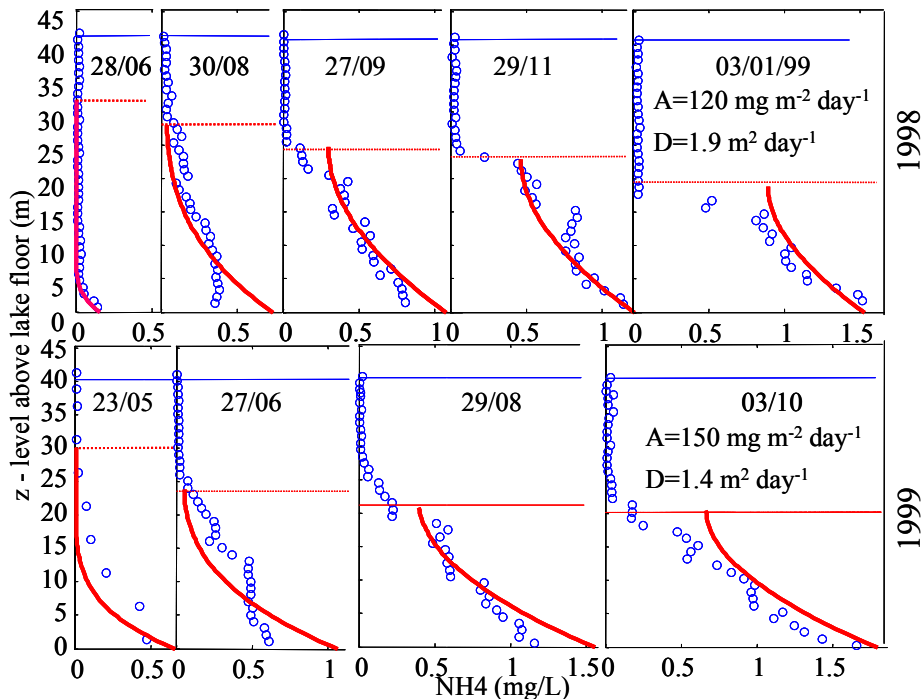
c. $C(z, t) = 0$; $(z, t = 0)$ (3)



איור 3. תרשים סכמטי של המודל המוצע. פרופיל המים באגם מחולק לשתי שכבות: מ - z_0 ל - z_L ההיפולימניון ומ - z_L ל - z_H האפילימניון (שאינו נכלל במודל). ערכי z_{Li} מציינים מיקום אנכי של התרמוקלינה בזמן, כאשר היא מעמיקה במהלך השיכוב העונתי, וערכי C_i מציינים את ריכוז המומס האינרטי בהיפולימניון.

תוצאות ומסקנות

במודל הכולל את משוואת הדיפוזיה (2) ותנאי השפה (a,b,c3) נוכחים שני פרמטרים לכיול: שעור פליטת המומס מהקרקעית A (משוואה a3) ומקדם הדיפוזיה הטורבולנטית D_T (משוואה 2). ניתן להגיע לפתרון בשיטות נומריות, ובמקרים מסוימים גם כפתרון אנליטי. בכל מקרה יש לכייל את שני הפרמטרים כך שהפתרון המוצע יהיה קרוב ביותר לערכים המדודים (איורים 4 ו-5), אך פירוט דרך הפתרון והכיול היא מחוץ לתחומי המאמר הנוכחי. המודל יושם לשנים 1998 עד 2002 שבהן קיימות מדידות מפורטות הן של ריכוזי אמוניום (כל 1 מ') ומתאן (כל 5 מ') בפרופיל ההיפולימניון, בתחנות A (המעבדה לחקר הכנרת) וב-108 ו-101 (מקורות). הבדיקה נעשתה גם עבור שנים קודמות שבהן נמדד אמוניום בלבד. בתהליך הכיול נמצא שמקדם הדיפוזיה הטורבולנטית בהיפולימניון הוא כ-0.5-1.5 ($\text{m}^2 \text{יום}^{-1}$) ושעור הפליטה של קרקעית האגם הוא כ-50-150 ($\text{מ"ג מ}^{-2} \text{יום}^{-1}$). הערכים המיטביים שנמצאו עבור השנים 1998 עד 2001 מופיעים על גבי איורים 4 ו-5. בכל ארבעת העונות שנבדקו קיימת התאמה עם המדידות כאשר $r^2 > 0.8$.

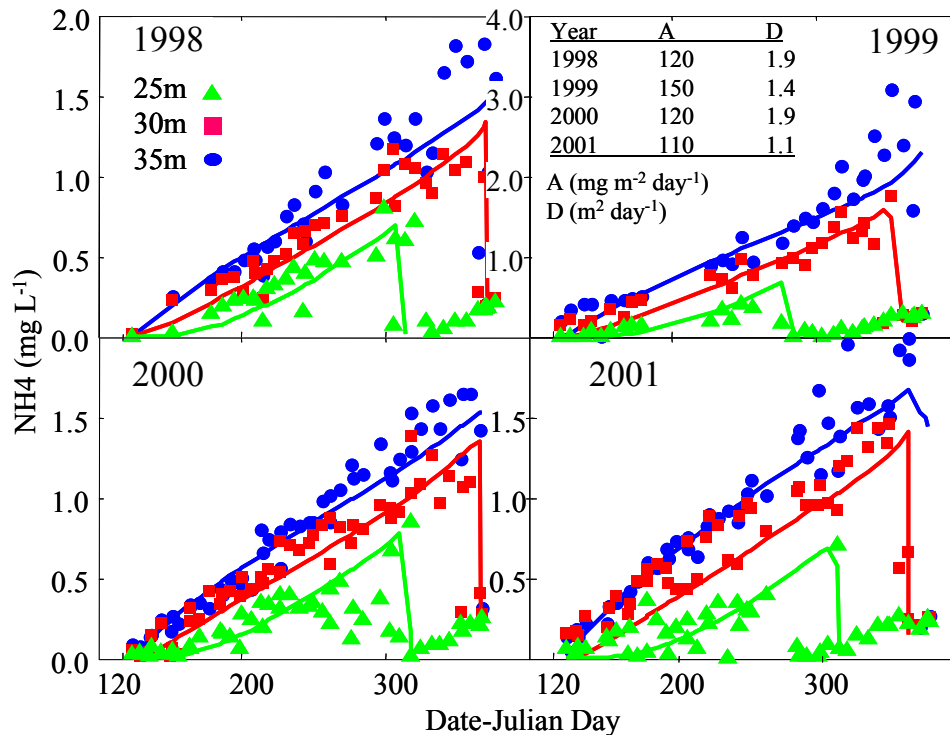


איור 4. השוואה בין ערכים מחושבים וערכים מדודים של $C(z,t)$ בתקופת השיכוב בשנים 1998 ו-1999.

מודל הדיפוזיה שלהלן מסייע להבנת התהליכים באגם במספר דרכים:

- א. מציג מנגנון פיזיקלי המסביר את תנועת החומרים המומסים בהיפולימניון, ומקורם של הרכיבים העיקריים של העשרה פנימית בנוטריאנטים (מעבר מההיפולימניון לאפילימניון);
- ב. מספק הסבר כמותי, ומאפשר הערכה טובה למדי של שיעור ההעשרה של האפילימניון בנוטריאנטים בכל שלב של תקופת השיכוב;
- ג. מהווה כלי אימות וכיול עבור מודלים מורכבים ומסובכים יותר, שכוללים מערכות נוספות;
- ד. מאפשר הערכה יציבה של שעור המומסים בהיפולימניון, מאחר שהערכה כזו איננה תלויה רק במדידה האחרונה, אלא בכל המדידות שבוצעו מתחילת השיכוב.

ה. מאפשר שימוש במדידות שנעשו עד נקודת זמן במהלך עונת השיכוב, לצורך תחזית התפתחות של ריכוז הנוטריאנטים האינרטיים בהמשך עונת השיכוב;



איור 5. ערכים מחושבים לעומת ערכים מדודים של ריכוזי NH_4^+ בשלושה עומקים שונים (25, 30 ו-35 מ') בתקופה שבין 01.05-31.12-01 במאי עד 31 בדצמבר, בשנים 1998-2001 הטבלה בצד ימין לעיל מפרטת את ערכי הפרמטרים שנמצאו לכל עונה.
תודות:

ליחידת אגן ההיקוות של מקורות שהעמידה לרשותנו את מדידות האמוניום שבוצעו ע"פ שנים.

ספרות

- Goudsmit G.-H., F. Peeters, M. Gloor and A. Wüest. 1997. Boundary versus internal diapycnal mixing in stratified natural waters. *Journal of Geophysical Research*, 102, NO. C13, 27903-27914
- Imberger, J., and J.C. Patterson. 1990. *Physical Limnology* 27:303-475, In T. Wu [ed.] *Advances in Applied Mechanics*. Academic Press, Boston.
- Nishri, A., J. Imberger, W. Eckert, I. Ostrovosky, and J. Geifman. 2000. The physical regime and the respective biogeochemical processes in lower water mass of Lake Kinneret. *Limnol. Oceanogr.* 45: 972-981
- Rimmer A., Y. Aota, M. Kumagai and W. Eckert, 2005. Chemical stratification in thermally stratified lakes: A chloride mass balance model. *Limnol. Oceanogr.* 50: 147-157.
- Stiller, M. 1974. Rates of transport and sedimentation in Lake Kinneret. Thesis for the degree Ph.D. The Weizmann Institute of Science, Rehovot, Israel