

טקטוניקה ותהליכי העתקה בצפון אגן ים המלח

תום גבריאלי^{1,2}, אמיר שגיא¹, אדם קלינגר¹, יוסי חצור², איתי קורזון¹

1 המכון הגיאולוגי לישראל, ירושלים

2 המחלקה למדעי כדור הארץ והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר שבע



צילום: תום גבריאלי.

טקטוניקה ותהליכי העתקה בצפון אגן ים המלח

תום גבריאלי^{1,2}, אמיר שגיא¹, אדם קלינגר¹, יוסי חצור², איתי קורחון¹

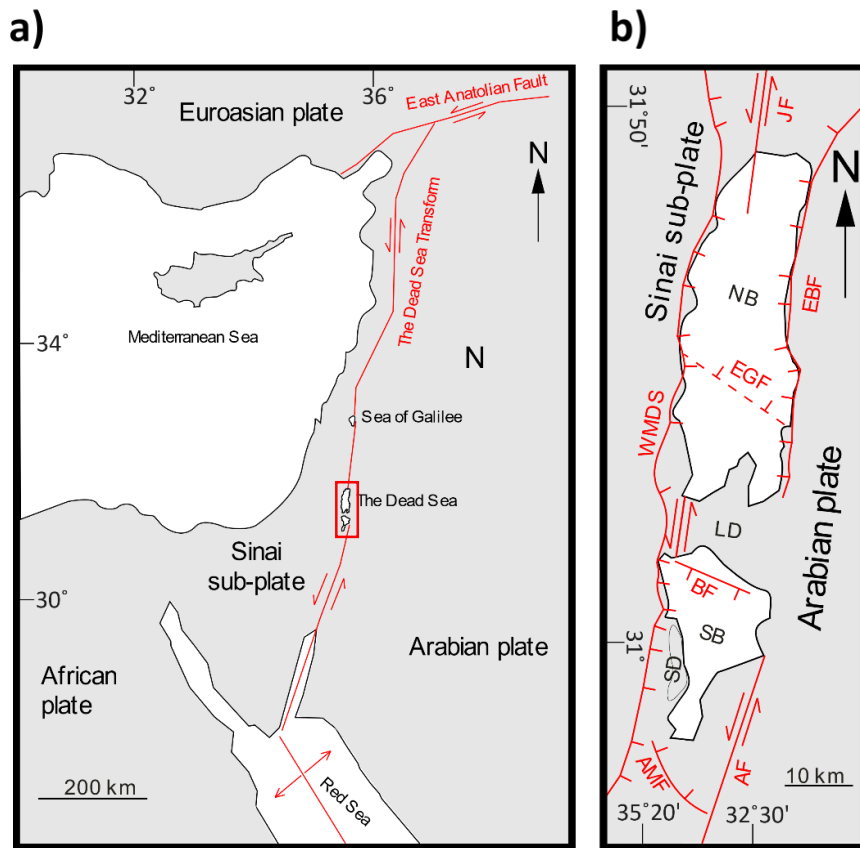
¹ המכון הגיאולוגי לישראל, ירושלים

² המחלקה למדעי כדור הארץ והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר שבע

מבוא:

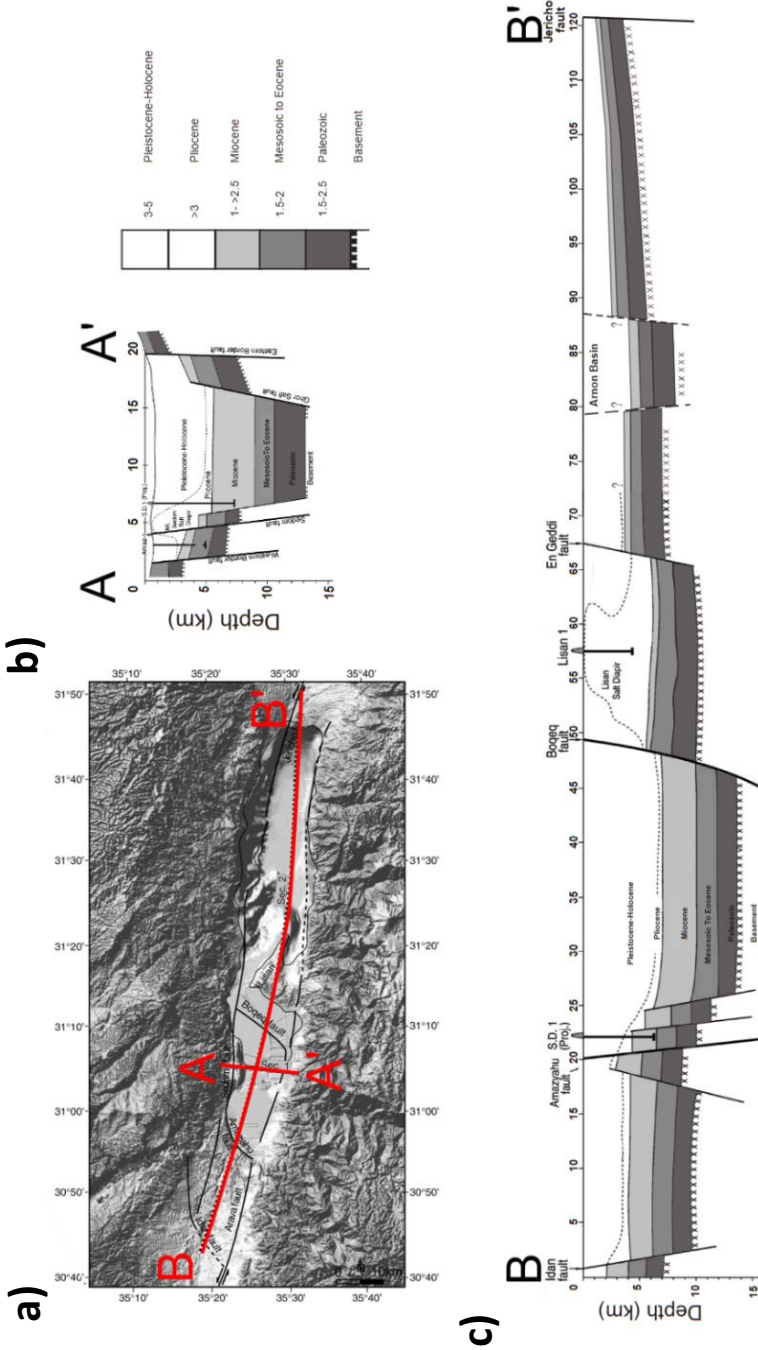
מבנה אגן ים המלח

אגן ים המלח הוא אחד ממספר אגנים מאורכים שהתפתחו לאורך מערכת העתקי טרנספורם ים המלח מדרום לחרמון ועד לים האדום. העתקי הטרנספורם מהווים גבול לוחות מאז המיוקן והם נוצרו כחלק מביקוע הלוח הערבי והיפרדותו מהלוח האפריקאי, כאשר תנועת הלוחות מתבטאת באזור בעיקר כגזירה שמאלית יחסית בגבולם (Freund et al., 1970; Bartov et al., 1980; Eyal et al., 1981; Joffe and Garfunkel, 1987). אגן ים המלח הוא גראבן יבשתי צר ועמוק בכיוון כללי צפון-דרום שמפותח בין שני מקטעים של טרנספורם ים המלח: העתק הערבה מדרום והעתק עמק הירדן מצפון (שחלקו הדרומי מכונה העתק יריחו). אורך האגן הוא כמאה ועשרים ק"מ ורוחבו 15-25 ק"מ (תרשים 1). שולי האגן מתרוממים לגובה של כ-1000 מ' מעל פני הים, וקרעיתו הגיאוגרפית מגיעה לעומק של כ-700 מ' מתחת לפני הים. האגן מוגבל בהעתקים (תרשים 2), כאשר מדרום גובלים אותו העתקים נורמאליים אלכסוניים (עידן ואמציהו) וממזרח וממערב הוא מוגבל בהעתקים נורמאליים והעתקי תזוזה אופקית (e.g., Neev and Hall, 1979; Ben-Avraham and Schubert, 2006; ten Brink and Ben-Avraham, 1989). גבולו הצפוני של האגן אינו חד; מצפון לדיאפיר הליסאן עומק האגן דועך בהדרגה עד אזור יריחו שבו ההפרש האנכי בין בסיס האגן לסביבתו הוא כמאות מטרים (Wetzler et al., 2015). לאגן מבנה אסימטרי בכיוון צפון דרום וגם בכיוון מזרח-מערב, כך שגבולו המזרחי חד וצר יחסית וגבולו המערבי מאופיין ברצועת העתקים מדורגים ברוחב של עד מס' קילומטרים. בשל המילוי הסדימנטרי העבה, מבנהו הפנימי העמוק של האגן אינו מאוד ברור, אולם סקרים גיאופיזיים שונים מראים שככל הנראה מספר העתקים חוצים אותו ומחלקים אותו לתתי-אגנים (Neev and Hall, 1979; Ben-Avraham, 1997; Larsen et al., 2002; Al-Zoubi et al., 2002). מיקום המשכם של העתקי התנועה האופקית בתוך האגן משוער ברובו.



תרשים 1-א) טרנספורם ים המלח והלוחות הטקטוניים באזור הלבנט (אחרי Ben-Avraham, 2014). ב) מפה של אגן ים המלח וההעתקים העיקריים בסביבתו: WMDS- West Margins Dead Sea Fault, AMF- Amazia Fault, AF- Arava Fault, EBF- Eastern Bordering Fault, BF- Boqeq Fault, EGF- Ein Gedi Fault, JF- Jericho Gabrieli et al., (in preparation) Fault. SD- Sedom Diapir. LD- Lisan Diapir. SB- Southern Basin. NB- Northern Basin

האגן מלא בסדימנטים מגיל מיוקן ועד הולוקן, הכוללים בין השאר חתכים יבשתיים קלאסטיים מיוקנים ואופוריים מגיל פליאו-פלייסטוקן המעידים על הצפה או מספר הצפות ימיות (Ginzburg and Ben Avraham, 1997; Garfunkel, 1996; ten Brink and Ben-Avraham, 1989; ten Brink et al., 1993; Al-Zoubi and ten Brink, 2002; העתק אמציהו לבין דיאפיר הליסאן הוא ככל הנראה האזור העמוק ביותר באגן ומלא בכ- 10 ק"מ של סדימנטים (Garfunkel and Ben-Avraham, 1996). החתך הסדימנטרי העליון ביותר באגן כולל בעיקר סדימנטים מגיל פליסטוקן מאוחר והולוקן של התצורות האגמיות לשון ועמורה (Bartov et al., 2002; Bookman et al., 2004).



תרשים 2- a) מפה המתארת מיקום של חתכים גיאולוגיים בכיוון מזרח-מערב (b) וצפון-דרום (c) סדר מרכז ואנף הדרומי. (מבוסס על Ben-Avraham and Schubert, 2006). מקרא ב) (b) מתאר את היחידות באן והעובר ימרי, שלהן (אחר Garfunkel and Ben-Avraham, 1996).

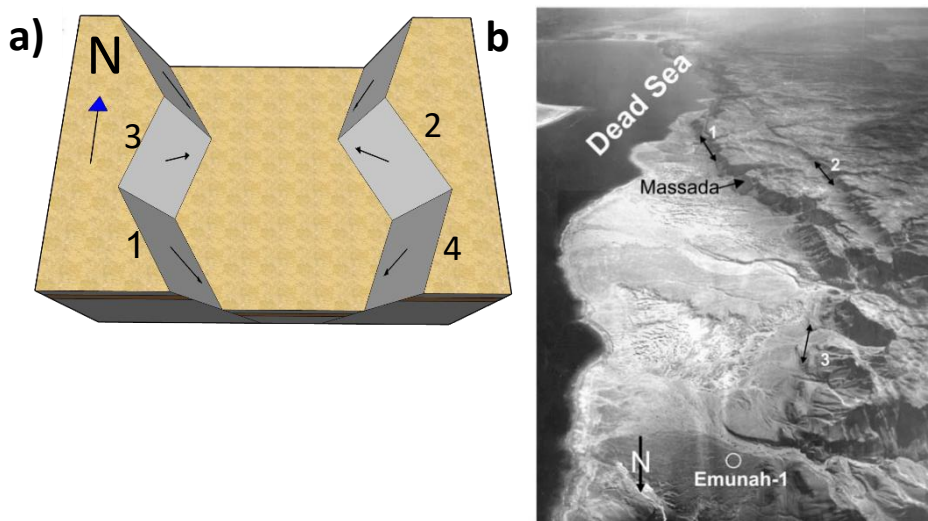
Quennell העלה כבר בשנות החמישים של המאה שעברה שלוש היפותזות מרכזיות לגבי התפתחות ים המלח (Quennell, 1959): (1) אגן ים המלח הוא גרבו מעוין מסוג פול-אפרט שנוצר בין מקטעי העתק בדרוג שמאלי על העתק ים המלח. (2) כמות התנועה האפקית על גבי האגן היא כ- 100 ק"מ והיא כוללת את רוב תנועת העתק ים המלח. (3) התפתחות האגן חייבת להיות מלווה בשינוי תנועה יחסי הנובע מרוטציית ציר התנועה על הגלובוס. מדידות גיאולוגיות וגיאודזיות מאוחרות תומכות בחלק מהשערותיו של Quennell ומצביעות על תנועה אופקית שמאלית בקצב של כ- 5 מ"מ לשנה צפונית ודרומית לאגן ועל קצבי שקיעה של בערך 1 מ"מ לשנה באגן (Garfunkel., 1996; Hamiel et al., 2018, 2019). לעומת זאת, בניגוד להשערותיו של Quennell מבנה האגן אינו רומבי סימטרי.

שולי האגן המערביים

מבנה השוליים המערביים של אגן ים המלח מאופיין ברצועת העתקים נורמליים המפרידים בין משקעים מחבורת ים המלח (בעקר מתצורת הלשון ותצורת צאלים) לבין סלעים מגיל קרטיקון עליון עד איאוקן (עגנון 1983, רז 1983, מור 1987) שהורבדו לפני היווצרות האגן. נטיות הסלעים מערבית לאזור השוליים לרוב מתונות ומושפעות ממבני קימוט של הקשת הסורית שבאורך גל של עשרות ק"מ.

רצועת ההעתקים הנורמליים נצפית מיריחו ועד דרומה לסדום וחלקה החשוף מאופיין במצוק טופוגרפי תלול המכונה מצוק ההעתקים, בו נחשפים משטחי העתקים, כפיפות וסדקים בסלעים משוכבים מחבורת יהודה וחבורת הר הצופים. מצוק זה מתנשא לגובה של כמה מאות מטרים והוא נוצר מהעתקים תת-מקבילים היוצרים העתקה סטרטיגרפית בכמות דומה בערכה להפרש הטופוגרפי הנצפה, כלומר כמה מאות מטרים. רצועת מצוק ההעתקים כוללת סדרת העתקים נורמליים-אלכסוניים שחולקו לארבע מערכות עיקריות (תרשים 3. Sagy et al., 2003): (1) מערכת הנוטה למזרח-צפון-מזרח עם תנועה נורמלית-שמאלית, (2) למערב-דרום-מערב עם תנועה נורמלית-שמאלית (3) למזרח-דרום-מזרח עם תנועה נורמלית-ימנית - (4) מערכת הנוטה מערב-צפון-מערב עם תנועה נורמלית-שמאלית. בדרך כלל, הגושים המזרחיים ירודים לעומת המערביים ונוצרות מערכות העתקים מזוגות של מערכות 1 ו-3, אך במספר מקרים הגושים הירודים הם המערביים ונוצרים מבני הורסט וגראבן, למשל במישור דקרון-קנה (גרדוש, 1987), במצדה ובהר בן יאיר (Raz, 1986). בנוסף, כמות ההעתקה משתנית לאורך חלק מהעתקים ונוצרים לאורכם מבנים של Relay ramps עם נטיות לכיוון

דרום או צפון (עגנון, 1983). רוחבה החשוף של רצועת העתקי השוליים מערבה משתנה, כאשר באזור נווה זהר היא נצפית לרוחב מספר קילומטרים מערבית למצוק ההעתקים ולעומת זאת, צפונית למצוקי דרגות או דרומית לנחל חימר רוחבה קטן עד למאות מטרים.



תרשים 3- a) איור סכמטי ממבט על של מערכות ההעתקים הנורמליים המתפתחות כתוצאה משדה מאמצים תלת-ממדי, לפי (Reches, 1983). b) תצלום אוויר אלכסוני של אזור מצדה המראה את מערכות ההעתקים המזוגגים במצוק ההעתקים (פירוט בטקסט. מתוך Sagy et al., 2003).

ההעתקים הנורמליים של שולי אגן ים המלח משתרעים ככל הנראה גם מזרחה למצוק ההעתקים. בחתכי רפלקציה סייסמית זוהו העתקים נורמליים וגושים מדורגים קבורים המועתקים מזרחה אל תוך האגן לעומק מספר קילומטרים (Neev and Hall, 1979; Gardosh et al., 1996; Sagy and Bruner, 2003). בקידוחי עין גדי 1 ו- 2 במרחקים של 1 ו- 2.5 ק"מ מהמצוק מועתקת חבורת יהודה לעומק של עד 2.3 ק"מ (רז, 1983). העתקה בסדר גדל דומה נמדדה גם בקידוח אמונה 1 מרחק של מאות מטרים מהמצוק.

המבנה הגיאומטרי של העתקי השוליים המערביים פורש על ידי (Sagy et al., 2003) ככזה שנוצר כתוצאה מהעתקה בשדה מעוות תלת-ממדי בהתאם למודל של (Reches, 1983), שהציע התפתחות מערכת העתקים אורתורומבית תחת שדה מעוותים הטרוגני. בהתאם להנחות מודל זה, חושב שדה המעוותים בשוליים המערביים של אגן ים המלח ונמצא שההתקצרות המרבית באזור היא אנכית וההתארכות מרבית בכיוון מזרח-מערב. בנוסף, קיימת התקצרות אופקית קטנה בכיוון צפון-דרום.

בעבודה זו הוצע גם שכפיפות אסימטריות הנצפות באזור הינם כפיפות המתרחשות בתווך משובב מעל העתקים נורמליים בעומק. אולם, מנגנון זה אינו מסביר תצפיות שדה רבות המראות שהמקרה השכיח יותר הוא של בלוקים הנטויים מזרחה המוגבלים בין העתקים הנוטים מזרחה.

מבנה אזור בקעת יריחו

בבקעת יריחו חשופים בעקר סדימנטים אגמיים מגיל פלייסטוקן מאוחר והולוקן המכילים שכבות של חרסיות וארגוניט כאשר בשוליהם קלסטים עבים יותר. ממזרח וממערב, בשולי הבקעה נחשפים סלעים מזוזואים ועד איאוקן (רוט, 1969; Al-Zoubi et al., 2006). מבנה הבקעה באזור זה מושפע בעקר מהעתק יריחו, שהוא העתק תנועה אפקית שכוונו 10° והוא זוהה במספר מחשופי שדה או בתעלות שנחפרו לארכו (נחמיאס ושגיא, 2013; Reches and Hamiel et al., 2018). מדידות גיאודטיות (Hoexter, 1981; Lazar et al., 2010; Hamiel et al., 2018) שנערכו לאחרונה בניצב למחשוף ההעתק מצביעות על כך שההעתק נעול, כאשר קצב התנועה האפקית הנצבר משני צידיו הינו 4.8 ± 0.7 מ"מ/שנה, יחד עם רכיב מתיחתי משני בניצב להעתק. בפני השטח, ההעתק מתאפיין באזור מעוות שרחבה ממטרים בודדים ועד כ- 200 מ'. חתכים סייסמיים מראים שבתת-הקרקע הרדוד ההעתק יוצר אזור מעוות סביבו שרחבו מגיע למאות מטרים.

ניתוח עשרות חתכי רפלקציה בהפרדות שונות (Wetzler et al., 2015) מצביע על כך שהעתק יריחו הינו העתק התנועה האופקית העקרי ואולי היחידי באזור בקעת יריחו, הן ממערב והן ממזרח לירדן. אולם, ישנו גם רכיב תנועה אנכי ברור לארכו. בקעת יריחו מהווה מבנה אסימטרי בכיוון מזרח מערב כאשר ממזרח החתך רציף והפרש הסטרטורלי נוצר על ידי כפיפה (Al-Zoubi et al., 2007) וממערב נוצר ההפרש גם על ידי כפיפות והעתקים נורמלים וגם על ידי רכיב תנועה ורטיקלית על העתק יריחו. בקעת יריחו משנה את עומקה בצורה הדרגתית, מבערך קילומטר וחצי באזור צומת הלידו ועד למאות מטרים באזור גשר אלנבי. שינוי זה הינו תוצאה גם של הקטנת כמות רכיב התנועה האנכי על העתק יריחו לכיוון צפון וגם של התמתנות הכפיפות.

העתקה פעילה בצפון אגן ים המלח

העתקים במחשופי שדה, ניטור סייסמולוגי של האגן, ומדידות גיאודטיות מצביעים על העתקה פעילה בצפון אגן ים המלח, מתחת לגוף המים, בשוליי האגן ובבקעת יריחו. ממערב למצוק ההעתקים זהו במספר מחשופים מערכות העתקים נורמליים המסיטים סדימנטים צעירים מתצורות הלשון וצאלים. ברוב המחשופים העתקים אלו מופעים בכיוונים דומים לכיווני העתקי השוליים והם ככל הנראה מעידים על פעילות רצנטית של העתקי השוליים. חתכים סייסמיים רדודים שנערכו לרחב אזורי בולענים מערבית למצוק ההעתקים מצביעים על המצאות העתקים דומים בכיוניהם והשתרעותם אל הסדימנטים שמעל לתשתית המזוזואית (Abelson et al., 2006).

תנועה אופקית מזהה בעקר לאורך מחשופי העתק יריחו ותעלות שנחפרו לרוחבו. העדויות הגיאולוגיות לתנועה אופקית כוללות אזורי דפורמציה מתיחתיים ולחיצתיים (Reches and Hoexter, 1981; Gardosh, 1990) ושריטות אופקיות שתועדו על משטח החשוף בתעלה המגביל בין משקעי תצורת הלשון ליחידות צעירות הולוקניות (נחמיאס ושגיא, 2013). מספר רעידות אדמה משמעותיות תוארכו למאות אלפי השנים האחרונות בתעלות פליאוסייסמיות (Reches and Hoexter, 1981; Lazar et al., 2010).

תחנות הסיוור

תחנה 1: מצוקי דרגות, סטרטיגרפיה ומבנה של שולי האגן

נ.צ.: 35.392879, 31.587945. משטח אספלט מול כפר נופש מצוקי דרגות.

בנק' זו יש תצפית 360° על המעבר מבמת מדבר יהודה לאגן ים המלח. טבלה 1 מתארת את היחידות הנחשפות באזור זה (תרשים 4a ו-4b). **ממערב**- מדבר יהודה, נחשפים סלעים מתצורות מישאש ומנוחה בשיכוב מתון. **מדרום**- קניון נחל דרגה. מצוק הקניון הפונה צפונה חושף כחתך אנטיקלינה שצירה הכללי צפון-דרום, כך שהאגף המערבי נוטה מערבה. בשולי האנטיקלינה המערביים אפשר לראות את הגבול התחתון של תצורת מנוחה. הסלעים שחשופים במצוק הם מחבורת יהודה, וסדרם (מלמעלה למטה): תמר תחתון, תמר עליון, שבטה, נצר. **מדרום מזרח**- האנטיקלינה המתוארת לעיל נחתכת ממזרח על ידי מצוק שכיוונו צפון-דרום, שהוא ביטוי להעתקים נורמלים (מצוק ההעתקים, תרשים 4a). השיא הסטרוקטורלי של האנטיקלינה נמצא בצמוד למצוק ממערב, ולמרגלות המצוק ממזרח נמצא הבלוק הירוד. גובה ראש המצוק מעל פני הים: 180 מטר. גובה מרגלות המצוק: 40- מטר. למרגלות הבלוק הירוד נמצא מצפה שלם, שבנוי על תצורת ליסאן. גובה מצפה שלם: 280- מטר. מראש המצוק למצפה שלם יש שיפוע טופוגרפי ממוצע חריף מאוד של $\sim 30\%$, שמתבטא באמצעות העתק אחד לפחות.

מצפון- קצה המצוק ממשיך צפונה. האזור שקרוב לקצה המצוק מורם מעט סטרוקטורלית וטופוגרפית. תופעה זו של שיא סטרוקטורלי מקומי בקרבת המצוק נצפית בהרבה מקומות לאורך המצוק. **מצפון-מערב**- כתמים חומים כהים על בגג נצר ובמנוחה הם תוצאה של גופי דולומיט אפיגנטי (רז, 1983). תרשים 4b), גם בקצה רחבת האספלט וגם בהמשך. כיוון כתמי הדולומיטיזציה מקביל בערך לכיוון המצוק. בצפון הרחוק רואים את קצהו הצפוני של ים המלח. במפגש בין החוף המזרחי לחוף הצפוני עובר העתק יריחו, שרחוק בנק' זו מהמצוק כמס' קילומטרים. **ממזרח**- הרי מואב, שכוללים סלעי תשתית בעיקר. השיפוע מהם לתוך האגן הרבה יותר תלול, אין חופים רחבים כמו בצד המערבי והמצוק מאוד קרוב למים.

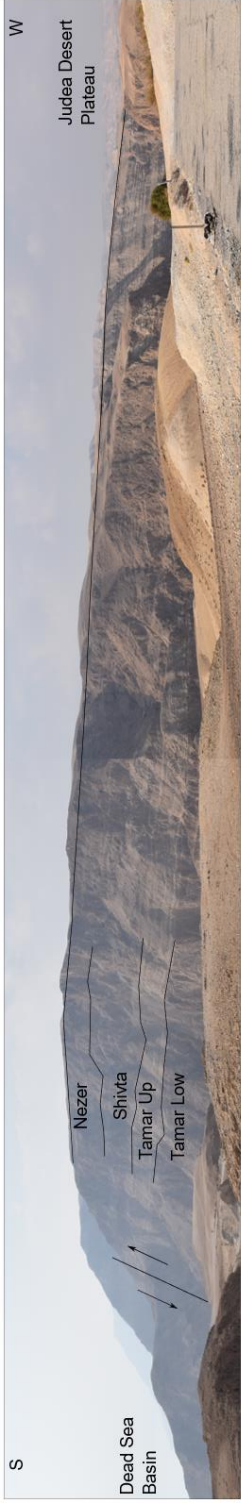
סטרטיגרפיה STRATIGRAPHY

SYSTEM תקופה	SERIES / STAGE סדרה / דרגה	SYMBOL סימן	THICK. מ עובי מ'	LITHOLOGY מסלע	LITHOSTRATIGRAPHY ליטוסטרטיגרפיה		
					MAPPING UNITS יחידות מיפוי	GROUP חבורה	
QUATERNARY קוורטר	PLEISTOCENE - HOLOCENE פלייסטוקן - הולוקן	Al			Alluvium, talus, beach bars אלובים, דרדרות, שרטונת חוף	DEAD SEA ים המלח	
		Qli	150+		Samra & Lisan formations תצורת סמרה והלשון		
TERTIARY טרטיארי	NEOGENE ניאוגן	PLIOCENE פליוקן	Nqef	10 - 30		En Feshkha Conglomerate קונגלומרט עין פשה	MOUNT SCOPUS הר הצופים
	CRETACEOUS קרטיקון	UPPER עליון	SENONIAN סנון	mz	70		
Kug				0 - 30	Ghareb Formation תצורת ערב		
KumI				86	Mishash Formation תצורת מישאש		
Kum 2				52 - 58	Menuha Formation, Upper Member תצורת מנחה, פרט עליון		
Kum 1				30 - 112		Menuha Formation, Lower Member תצורת מנחה, פרט תחתון	
LOWER תחתון		TURONIAN טורון	Kun	70 - 87	Nezer Formation תצורת נצר		
			Kush	44 - 61	Shivta Formation תצורת שבטה		
			Kut 2	39 - 43	Tamar Formation, Upper Member תצורת תמר, פרט עליון		
		CENOMANIAN קנומן	Kut 1	55 - 140	Tamar Formation, Lower Member תצורת תמר, פרט תחתון		
			Kuav	20 - 91	Avnon Formation תצורת אבנון		
ALBIAN אלביאן	Kuza	52 - 63	Zafit Formation תצורת צפית				
	Kuey	83	En Yorqueam Fm. תצורת עין ירקעם				
		Kilh	139+	Hevyon Formation תצורת חביון	JUDEA יהודה		

Limestone גיר	Dolomite דולמיט	Chalk קירטון	Marl חואר	Chert צור	Conglomerate קונגלומרט	Clay חרסית	Metamorph. carbonate קרבוט מסמורפי	Alluvium אלובים	Fossiliferous מאובנים	Burrows בגירות	Phosphorite פוספוריט	Bitumen ביטומן

טבלה 1- טבלה סטרטיגרפית של היחידות הנחשפות באזור מצוק ההעתקים המרכזי. (מתוך Mor and Burg, 2000).

a)



b)



c)

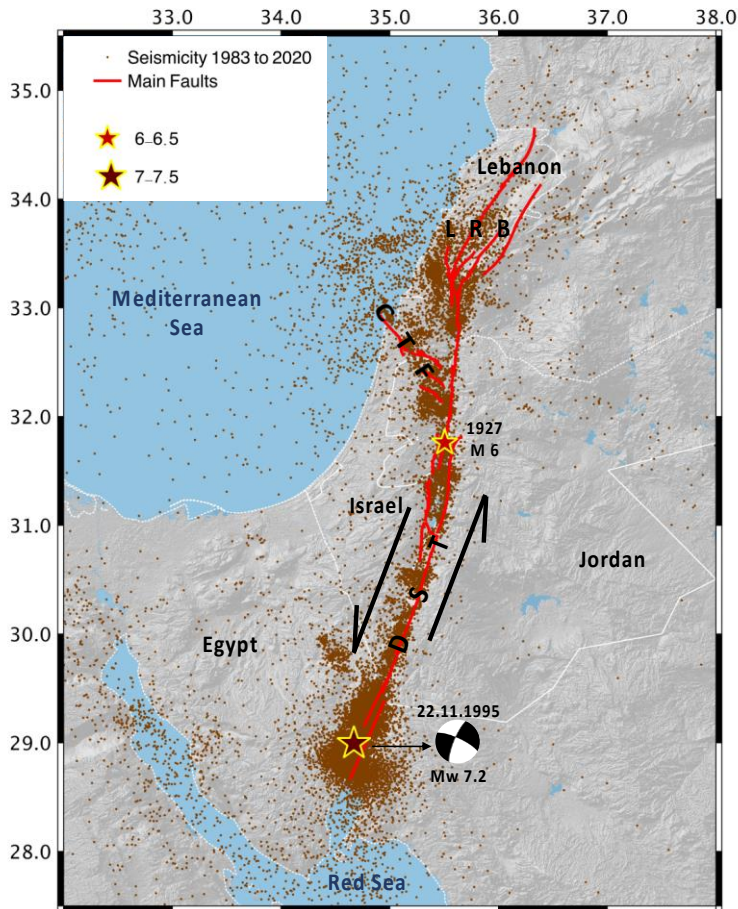


תרשים 4- סטרוטוגרפיה וטקטוניקה באזור מצפה שלם. (ט) מבט פנורמי דרומה מתחנה 1, שכולל את המעבר ממישור מדבר יהודה (מימין), דרך אגטיקלינה שבגובה מסלעי חבורת יהודה (במרכז), להעתק נורמלי שגובל את אגן ים המלח (משמאל). (ט) מבט צפון-מערבה מתחנה 1, לכיוון מדבר יהודה. ממול תצורות מנחה ומישאש, ולמטה צלחות דולומיט. (c) מבט מערבה מתחנה 2. כמעט כל סלעי מצוק ההעתקים נחשפים כאן כחלק, מנבר (למעלה) לעין ירקעם (למטה), וכן חלק מהמדרון שמכוסה בקונגלומרט עין פשחה (משמאל).

תחנה 2: תחנת מצפה דרגות (DSI) והרשת הסיסמית הישראלית

המקורות הפעילים העיקריים בישראל הינם מערכת ההעתיקים של העתק ים המלח בגבולה המזרחי של מדינת ישראל ושל העתק הכרמל-גלבוע (תרשים 5). העתק ים-המלח הוא העתק הזזה שמאלי, עם קצב תזוזה ממוצע של כ- 5 מ"מ בשנה בתקופה של כ- 20 מיליון שנים. באופן סטטיסטי המערכת מאופיינת ברעידה במגניטודה 6 ומעלה אחת ל- 100 שנים, כשהאחרונה התרחשה ב- 1927 (Shapira et al., 1993), ובתה את חייהם של כ- 300 איש ברחבי ישראל המנדטורית. הפעילות הסיסמית מנוטרת על-ידי הרשת הסיסמית הישראלית מאז תחילת שנות ה- 80 של המאה הקודמת (e.g., Wetzler and Kurzon, 2016). מאז שנות ה- 90, הרשת הכילה כ- 20-30 תחנות סיסמיות, וסיפקה את הבסיס המדעי שעל-בסו נעשו מחקרים סיסמולוגיים בישראל. סיכוני רעידות אדמה, והתפתחויות טכנולוגיות בתחום ההתרעה בפני רעידות אדמה, הביאו את ממשלת ישראל להטיל על המכון הגיאולוגי לישראל להקים את מערכת "תרועה" – מערכת להתרעה קצרת מועד מפני רעידות אדמה. החלטת הממשלה ניתנה ב- 2012 והתקציב שורייני ב- 2013. בעקבות זאת, ובעקבות דו"ח של ועדת מומחים בינלאומית בתחום (Allen et al., 2012), המכון הגאולוגי לישראל החל בלימוד מעמיק של הנושא ובהכנות מדעיות ומנהלתיות, שבסופו (2016) יצא המכון למרכז בינלאומי להקמת התשתית המדעית והטכנולוגית הדרושה, ובמקביל, לימוד האלגוריתם הקליפורני של התרעה קצרת מועד שהיה בשלבי פיתוח ובחינה מתקדמים (2014-2016).

המערכת נבנתה בשתי שכבות עיקריות: הראשונה היא הקמת תשתית טכנולוגית שתאפשר התרעה מוקדמת, והשנייה היא האלגוריתמיקה אשר מנצלת באופן מושכל את התשתית לטובת הוצאת התרעה. במרכז הקמת התשתית הטכנולוגית ותחזוקת המערכת זכתה חברת ננומטריקס הקנדית, חברה בינלאומית המתמחה במכשור וברשתות סיסמיות. היא שכרה את שירותיה של חברת מוטורולה ישראל כקבלן משנה ראשי, כאשר הפיקוח על הפרויקט מנוהל ע"י צוות ניהול תרועה במכון הגאולוגי, ובליווי חברת הפיקוח, אקרשטיין מהנדסים בע"מ. במקביל, אלגוריתם ההתרעה פותח בקליפורניה ושופר והותאם לישראל בשיתוף פעולה מתמשך בין אוניברסיטת ברקלי בקליפורניה והמכון הגיאולוגי לישראל.

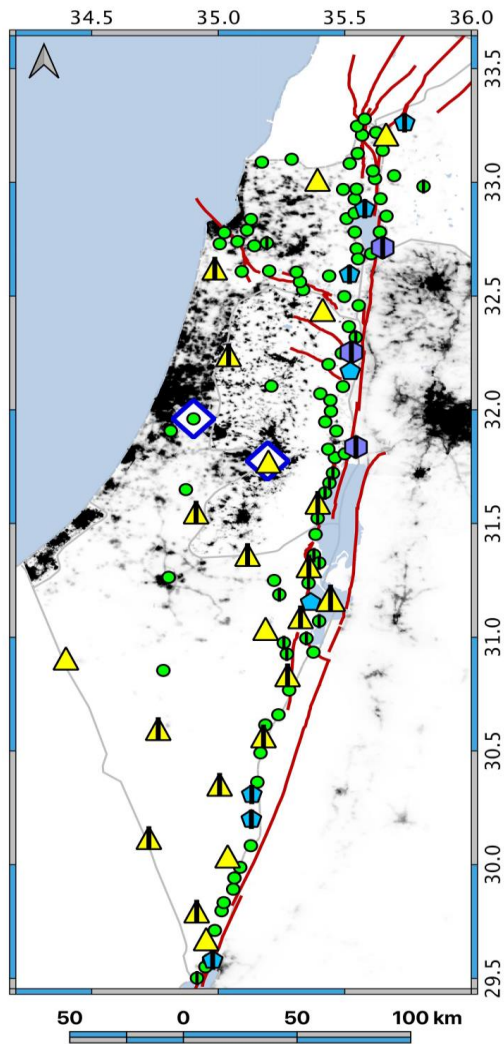


תרשים 5- מפת פעילות סיסמית ב-40 השנים האחרונות המדגישה את המקטעים העיקריים של העתק ים המלח (בעקבות הקטלוג של Wetzler and Kurzon 2016) המפה מדגישה גם את שני האירועים הגדולים במאה האחרונה: רעידה במגניטודה 6 בצפון ים המלח ב-1927, ורעידה במגניטודה 7.2 במפרץ אילת ב-22.11.1995; רקונסטרוקציה מתוך Sharon et al. 2022.

מערכת "תרועה" בנויה קודם כל מתשתית איכותית והכרחית של רשת סיסמית המשדרת נתונים בזמן אמת (Kurzon et al., 2020). לשם כך, שודרגה הרשת הסיסמית בישראל לשם השגת שני תנאים הכרחיים לטובת התרעה מוקדמת: (1) העלאת צפיפות התחנות לאורך ההעתקים הראשיים, כך שמתוך 121 התחנות הסיסמיות של תרועה, מרביתן ממוקמות לאורך העתק ים המלח ולאורך העתק הכרמל / גלבע; (2) הקטנת זמן עיכוב התקשורת למינימום האפשרי, כך שגם תווך התקשורת היה מהיר דיו (פחות משניה), וגם חבילות המידע הסיסמי תהיינה קטנות (פחות משניה). בכל אחת מהתחנות הסיסמיות ישנו לפחות חיישן אחד המודד את תאוצות הקרקע, בעוד שבחלק מותקנים חיישנים נוספים: ב-25 תחנות

הותקנו סיסמומטרים בעלי טווח תדרים רחב (broadband), המודדים את מהירויות הקרקע, וב-9 הותקנו אנטנות GNSS המודדות מיקום מדויק לטובת ניטור גיאודטי בזמן אמת. בכל התחנות מותקנים רושמי נתונים, השומרים מידע של כ-3 עד 6 חודשים, ואורזים אותו למשלוח בזמן-אמת לשני מרכזי השליטה והבקרה בירושלים ובלוד. תקשורת הנתונים מהתחנות מבוססת על שני קווי תקשורת עצמאיים, ועל-פי רוב בתווך תקשורת שונה, על-מנת לספק יתירות של המידע המשודר מכל אחת מהתחנות. התוכים שבשימוש הם תקשורת קווית (בזק), תקשורת סלולארית, ותקשורת לוויינית. החשמל לתחנה מסופק עפ"י רוב ע"י רשת החשמל, מלבד ממירב תחנות השטח, בהן פנלים סולאריים מספקים את החשמל לתחנה. כ-85 תחנות הוקנו בתוך מתקנים קיימים, בעיקר מקלטים, המספקים עומק ויציבות בקרקע, הדרושים גם לצורך הצימוד הסיסמי של החיישנים. שאר התחנות הוקמו ונבנו בשטחים פתוחים, ודרשו עבודות חפירה ובינוי לשם הקמתן.

בשכבה השנייה ישנו אלגוריתם ההתרעה קצרת מועד, EPIC (Kuyuk et al. 2014), אשר הובא מקליפורניה והותאם לישראל (Nof and Kurzon, 2021). בזמן רעידת אדמה נוצרים מספר סוגי גלים: גלים ראשוניים מהירים (גלי P) וגלי הרס משניים (גלי S וגלי שטח), שהם איטיים יותר אך נוטים לגרום לנזק רב יותר מהגלים הראשוניים. רשת "תרועה" משדרת את נתוני תזוזות הקרקע אל מרכזי השליטה והבקרה של המכון הגיאולוגי באופן רציף. נתונים אלו מאפשרים למערכת לזהות התרחשות של רעידות אדמה, לאכן את מיקומה ולהעריך את עוצמתה. זיהוי זה נעשה על בסיס נתונים מהגלים הראשוניים, מלפחות 4 תחנות סיסמיות שונות, ומאפשרים שליחת התרעה תוך מספר שניות, לפני הגעת גלי ההרס המשניים, למרכזי יישוב. ככל שאזור מרוחק ממוקד הרעידה, גלי ההרס יגיעו מאוחר יותר. ככל שאזור קרוב למוקד הרעידה, גלי ההרס יגיעו מוקדם יותר לאחר הגלים הראשוניים ועוצמת התזוזות והנזק יהיו גדולים יותר.

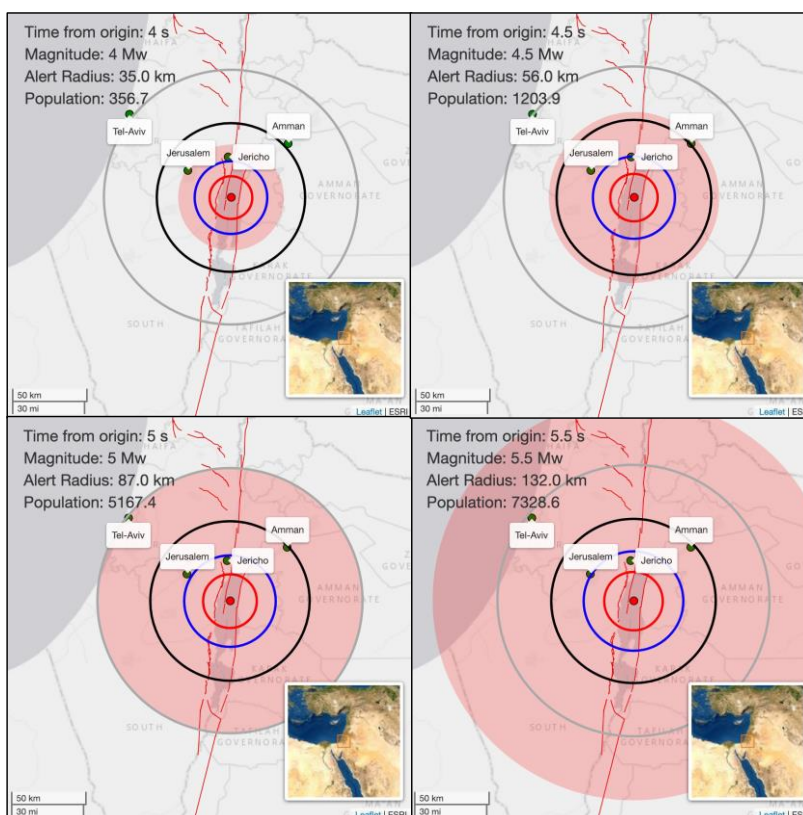


TRUAA Station Distribution

- SM
- ▲ Collocated BB and SM
- ⬠ Collocated BB and GNSS
- ⬡ Collocated BB, SM and GNSS
- ▬ Including Construction
- ◊ Data Centers
- Main Faults
- Water Bodies
- Borders

תרשים 6- מפת התחנות של הרשת הישראלית לאחר שדרוגה במסגרת פרויקט "תרועה" (Kurzon et al., 2020). התחנות מסומנות עפ"י סוגי החיישנים בתחנה ועפ"י הצורך בבנייה של מבנה חדש.

המרחק ממוקד הרעידה קובע גם את זמן ההתרעה, הנמדד מרגע ההתרעה לרגע הגעת גלי ההרס המשניים. לדוגמא: רעידה שתתרחש בצפון ים המלח, ותוך 7 שניות מרגע התרחשותה תופץ ההתרעה לציבור, תספק כ-3 שניות התרעה לירושלים, כ-18 שניות לתל-אביב, וכ-30 שניות לחיפה. על מנת לאזן בין הצורך להתריע מהר ככל האפשר לבין הרצון לדייק את ההתרעה ולמנוע התרעות באזורים בהם הרעד לא יורגש (Nof and Kurzon, 2021), נקבע שבאשר הזיהוי הראשוני מורה על רעידה בעוצמה של 4.5-6 דרגות, תישלח התרעה רק לאזורים בהם תורגש הרעידה. לעומת זאת, עבור רעידות חזקות מדרגה 6, התרעה תישלח לכל הארץ.



תרשים 7- מודל ההתרעה המתגלגלת כפי שפותח והוטמע במסגרת פרויקט "תרעה" (Nof and Kurzon, 2021). המערכת נותנת התרעה ממגניטודה של 4.5 ומעלה, ומתעדכנת עם כניסת נתונים נוספים. במידה והערכת המגניטודה עולה מרחק ההתרעה עולה. במגניטודה של 6 ומעלה תינתן התרעה אוטומטית לכל הארץ.

הקמת הרשת החלה לקראת סוף 2017, והתחנות האחרונות הותקנו במהלך 2022. המערכת נכנסה לתחזוקה שוטפת לקראת סוף 2020, עם 100 תחנות מתוך 121 התחנות המתוכננות, והפכה למבצעית בתחילת 2022, לאחר הרצה רציפה של אלגוריתם ההתרעה של כשנתיים, ועם השלמת ממשקי החיבור עם פיקוד העורף. הפצת ההתרעה היא באחריות פיקוד העורף, במסגרת "מסר לאומי", אותה מערכת של הפצת התרעות לגבי טילים. ההפצה נעשית גם על-ידי הפעלת מערכת הצופרים הארצית, וגם על-ידי שליחת הודעות למגוון רחב של אמצעי תקשורת (סלולאר, רדיו, טלוויזיה...). אמנם, התרעה מפני רעידות אדמה דומה במידת מה להתרעה מפני טילים, אלא שבניגוד למקרה של טילים, בו ישנו איכון של נקודת יציאת הטיל, ומתן התרעה לסביבה הקרובה למיקום המשוער של נפילת הטיל, ברעידת אדמה ישנו איכון של מוקד הרעידה, ומתן ההתרעה ניתן אל אזור הפגיעה הנרחב של רעידת האדמה, המחושב עפ"י המרחק ממוקד הרעידה (Nof and Kurzon, 2021).

התחנה במצוקי דרגות הוקמה בתחילת שנות ה-2000, ושודרגה במסגרת "תרועה" באוגוסט 2020. במסגרת השדרוג המיקום המקורי הוזז בכ- 200 מ', למיקום הנוכחי, והתבצעה בו חפירה לעומק 3 מ' לטובת הכנסת מבנה התחנה, ובוצע קידוח נוסף מרצפת התחנה לעומד של כ- 4 מ' לטובת הצבת הסיסמומטר מסוג broadband. התחנה משדרת בסלולאר (הערוץ המהיר לטובת התרעה מוקדמת) וע"י תקשורת לוויינית (ערוץ הגיבוי). התחנה מקבלת חשמל מ- 4 פנלים סולאריים, אשר גם מטעינים את מערך המצברים בתחנה, המשמש לחשמל בשעות הלילה ובימים ללא שמש, ומאפשר שבוע עבודה ללא טעינה נוספת.

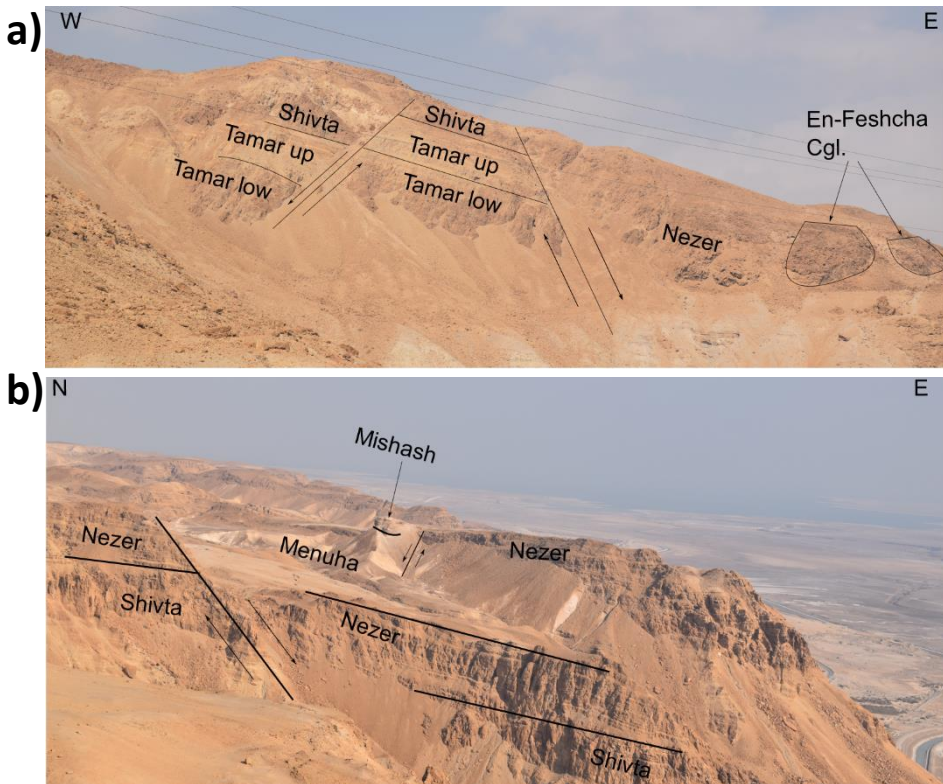


תרשים 8- התחנה הסיסמית במצוקי דרגות (DSI).

תחנה 3: בלוקים נטויים והעתקים נורמלים במצוק ההעתקים, תצפית ממצפה שלם

נ.צ: 31.561221, 35.400575.

ממערב- מולנו כמעט כל חבורת יהודה חשופה בחתך של המצוק (תרשים 4c). סדר הסלעים: עין ירקעם, אבנון, תמר תחתון מצוק מאוד בולט, תמר עליון, שבטה, נצר. מדרום רואים גם את חביון חשוף ליד השביל. **מדרום מערב-** חלק גדול מהמדרון מכוסה בקג"ל עין פשחה. תצורה זו אופיינית לצפון האגן ומכסה מדרונות מאזור זה צפונה לפחות עד אזור קליה. **מצפון-** רואים בלוק מוגבל על ידי העתקים נורמלים ונטוי לכיוון האגן (תרשים 9a). רוחב המבנה בכיוון מזרח-מערב הוא ~700 מטר. הבלוק עצמו נטוי בצורה כמעט אחידה, והדפורמציה מתבטאת בהטיה ובהעתקה נורמלית.



תרשים 9- בלוקים נטויים בשולי ים המלח. (א) מבט צפונה מתחנה 2. בלוק נטוי מזרחה ליד מצפה שלם. (ב) בלוק נטוי מזרחה התחום בהעתקים מצפון לנחל יעלים.

בלוקים נטויים לכיוון האגן התחומים על ידי העתקים נורמליים שגם הם נטויים מזרחה נפוצים מאוד לכל אורך שוליו המערביים של האגן, בין אם חשופים (לדוג' תרשים 9b) ובין אם קבורים מתחת למילוי. הימצאות בלוקים כאלו בסביבות של העתקה נורמלית אינה טריוויאלית, שכן במערכת העתקים נורמליים 'קלאסית' (כמו Rift) נצפה לראות דווקא סיבוב בלוקים אנטייטטי נגד כיוון ההעתקים.

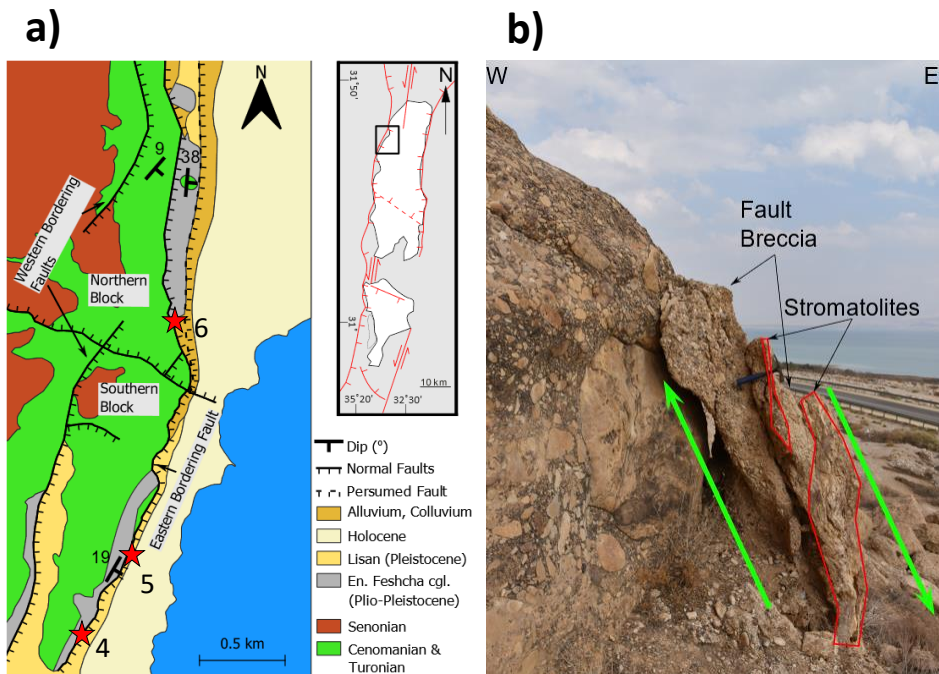
תחנה 4: העתקים צעירים ואזור ההעתקה שלהם ליד אבנת

נ"צ 31.6800111, 35.4415495. משם נחצה את הכביש מזרחה במעביר מים ונלך צפונה במקביל למחשופי הסלעים עד מערה בנ"צ 31.6846334, 35.4431870.

תצפית אנדרטה - נמצאים בחלק הצפוני של האגן. עומקו המקסימלי באזור זה הוא ~ 3 ק"מ (לפי ten Brink et al., 1993). ממערב נחל קדרון, עם מצוק ברור שמראה הסטרטיגרפיה באזור: תמר, שבטה, נצר, קג"ל עין פשחה. מצפון מערב אפשר לראות בלוק שגבולו המערבי הוא שולי המצוק וגבולו המזרחי הוא כביש 90. גג הבלוק חושף סלעי תצורת שבטה, ובינו לבין המצוק יש אזור מכוסה אלוביום שנחל מתחת בו. הבלוק מוגבל מצידו המזרחי והמערבי בהעתקים.

מחשוף של קג"ל עין פשחה - מעט מדרום אפשר לראות את סלעי תצורת שבטה (אופקים מצוררים) שמרכיבים את ראש הבלוק נטויים קלות דרום-מזרח. מפה והלאה לאורך ~ 1 ק"מ הבלוק מכוסה בקג"ל עין פשחה. אוסף החלוקים כולל חבורת יהודה, הר הצופים וגם צור יבוא. חלקו עם מיון טוב ועיגוליות טובה וחלקו ברקציוזי. לפעמים הוא מונומיקטי ולפעמים פולימיקטי. גודל החלוקים נע מס"מ ספורים עד בולדרים ענקיים (לפעמים גם במיון טוב). הוא מונח על תצורת יהודה באי-התאמה אירוזיבית. הקג"ל כהה ומאופיין בליכוד קרבונטי קשה ביותר, וקל להפריד אותו מקג"ל ליסאן שבהיר והרבה פחות מלוכד. גילו המוערך הוא פליו-פלייסטוקן, סביבות ~ 3 מ"ש. בין השאר, מור (1987) עבד על קג"ל עין פשחה באזור הזה. הוא תיאר שחלקו החיצוני של הקג"ל קשה אך חלקו הפנימי רך, והציע שזהו ממשטח זרימה על פני השטח הקדומים. בקג"ל הזה יש הרבה אי-סדר, שמתבטא בפציאסים רבים והשתרעות לא ברורה, אך גילו והשתרעותו הופכים אותו לקריטי להבנת תהליכי הדפורמציה בשולי האגן הצפוני.

מערה על קיר העתק- נמשיך לאורך גבול הבלוק עד שמגיעים למערה גדולה אך לא עמוקה. גג המערה וקירותיה בנויים מקג"ל עין פשחה, ובסיסה מחבורת יהודה, וביניהן אי התאמה אירוזיבית. המערה נפתחת על משטח העתק, שנצפה בצמוד אליה מצפון. משטח זה מתפצל לשני משטחים מקבילים שמאופיינים בהשקעת יחידות קלציט משני לאורכם. נמשיך מספר מטרים צפונה ונצפה באזור ההעתק (Fault Zone). ממערב קיר של קג"ל עין פשחה. רוחב אזור ההעתק כמה עשרות ס"מ, ובתוכו מספר שכבות המקבילות להעתק של סטרומטוליטים ושל ברקציית שבר. סטרומטוליטים כאלו נפוצים בצפון האגן ונמצאים בקרבה או על משטחי העתק רבים באזור זה. אופן יצירתם הוא שקיעה לתוך סדק, והשכבות השונות מעידות על תקופה 'שקטה', לעומת ברקציית השבר שמעידות על תקופות יותר פעילות.

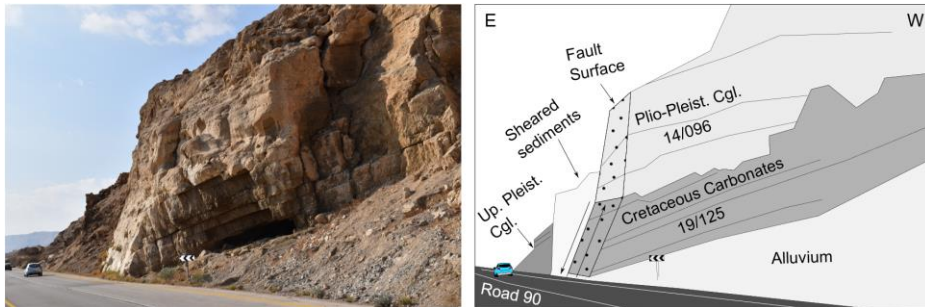


תרשים 10-א) מפה גיאולוגית של העתק עין פשחה, עם חלוקה לבלוקים בין העתקים גדולים. מספרים וכוכבים אדומים מסמנים את מספר ומיקום התחנות 4-6. העתק שמפריד בין קונגלומרט עין פשחה (משמאל) לאלוביום (מימין). עובי האזור המרוסק כמעט מטר והוא מכיל קונגלומרט מרוסק ואופקי סטרומטוליטים לסירוגין.

תחנה 5: בלוק נטוי והעתק

נ.צ: 31.687416, 35.445243. שוליים של כביש 90.

נצפה בהעתק שוליים נורמלי שחוצה בלוק נטוי המכיל קג"ל עין פשחה משובב מעל דולומיט מחבורת יהודה (תרשים 11). במחשוף זה נראים גם חבורת יהודה וגם קג"ל עין פשחה נטויים, אך חבורת יהודה נטויה יותר.



תרשים 11- מחשוף מתחנה 5 והאינטרפרטציה שלו. בלוק נטוי סינטטית, שחלקו התחתון חושף סלעים קרטיקוניים (תצורת תמר) וחלקו העליון מורכב מקונגלומרט עין פשחה. שתי היחידות נטויות אך בכמות משתנה. בנוסף, שתי היחידות נגזרות על ידי העתק נורמלי בנטייה אופיינית, כך שהבלוק הירוד ממזרח להעתק מכיל קונגלומרט מתצורת הליסאן.

תצפית זו מראה שהבלוק היה נטוי כבר בהשקעת הקג"ל (פליו-פלייסטוקן), והמשיך להסתובב אחרי ההשקעה. נטיית מישור ההעתק אופיינית לסביבה ומעידה שהוא לא חווה הטייה משמעותית. מעט דרומה רואים שליד משטח ההעתק נחשף אזור ריסוק ברוחב של כמה מטרים, כאשר מצידו המזרחי נצפים משקעים מתצורת ליסאן בפציאס שוליים (קונגלומרטי). בתוך אזור הריסוק יש מספר מוקדים של השקעת סטרומטוליטים שניתן להראות שהם שיכים לאירועי העתקה שונים בזמן. לסיכום- הנטייה החלה כבר לפני הפלייסטוקן, והמשיכה לתוכו. ההעתק המזרחי גזר את היחידות, כנראה לאחר שרוב ההטייה התרחשה.

תחנה 6: משטחי החלקה גדולים ואזור העתקה בהעתק עין פשחה

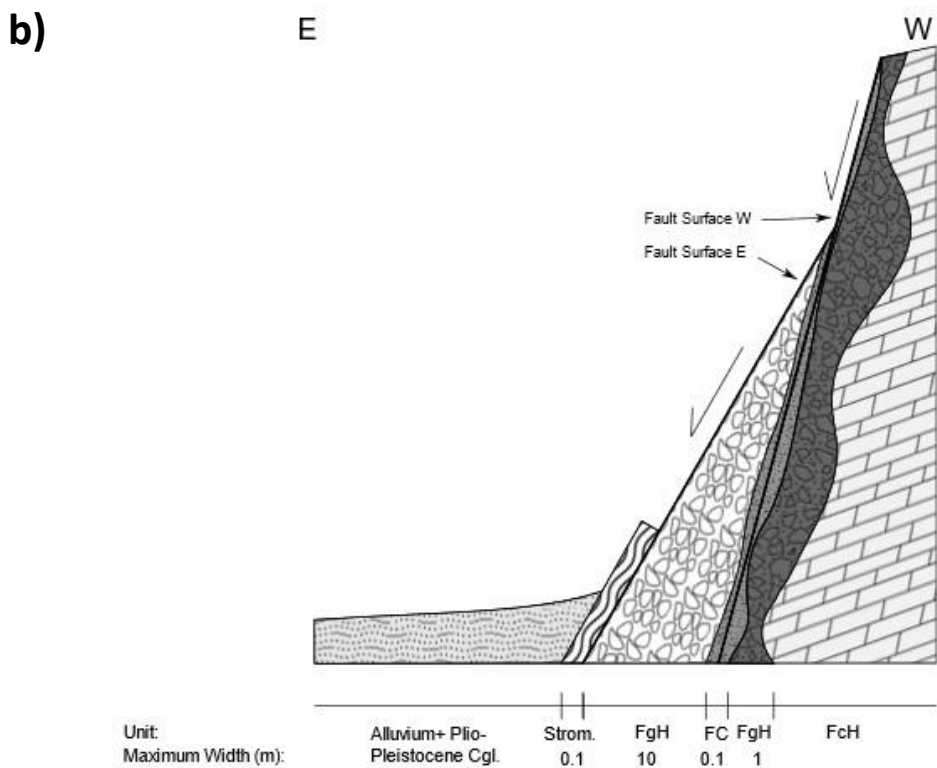
שוליים של כביש 90. נחצה את הכביש בזהירות ב.נ.צ: 31.700293, 35.449350. נצפה במשטח החלקה טרי של העתק עין פשחה (בתרשים 10a).

כיוון הסטרייק הכללי של המשטח הוא לצפון-צפון-מערב וכיוון החלקה אלכסוני ימני (Rake $\sim 120^\circ$), כלומר המשטח מתאים לסט 1 בסימטריה האורתורומבית (תרשים 3). למרות זאת,

ההעתק אינו מישורי ומציג גיאומטריה גלית גם בכיוון ההחלקה וגם בניצב להחלקה, שאופיינית להעתקים ברחבי העולם.

נתקרב למשטח ההעתק ונתמקד באזור הנזק. נראה איך משתנה אזור הנזק כתלות במרחק ממשטח ההעתק. מבנה אזור ההעתק (Fault zone) הנצפה בקרבת משטחי העתקים במצוק ההעתקים אופייני להעתקים בסלעים קרבונטיים בעולם, וכוללת אזורים דיסקרטיים המוארכים במקביל למשטח ההעתק עם עוצמת נזק כתלות במרחק ממשטח ההעתק. בתרשים 10b מצורף חתך סכמטי של ההעתק שניצב מולנו. משטחי השיכוב של הדולומיטים של חבורת יהודה נראים בבירור מאחורי משטח ההעתק. הופעת משטחי השיכוב מעידה על כך שאזור זה לא עבר גזירה, אך סלעים אלו סדוקים מאוד ולעיתים נצפים בהם אזורי ריסוק. אזור זה הוא חלק מאזור הנזק של ההעתק (Damage zone) ומכונה כאן Fractured host rock (Fch) (בתרשים 10b), והוא מתאפיין בנזק פריך ללא גזירה. על כן, רוב הגזירה מרוכזת באזור צר יחסית שבין הסלעים המשובבים למשטח ההעתק. היחידה שבמגע עם Fch לכיוון משטח ההעתק מכילה גרגרים מזוותים, ללא שכבות וללא מטריקס, כלומר היא עברה גזירה מסויימת אך ככל הנראה לא משמעותית. קראנו לה Fragmented host rock (FgH) (בתרשים 10b). היחידות בין FgH לבין משטח ההעתק מרכוזות את רוב הגזירה של ההעתק, ומייצגות ריסוק משמעותי של הפרוטוליט והפיכתו למטריקס. יחידות אלו מייצגות את ליבת ההעתק (Fault core, FC) (בתרשים 10b). הן תמוכות מטריקס ועוביין ס"מ ספורים. הגרגרים שנמצאים בתוך ליבת ההעתק בד"כ קטנים ומעוגלים, מה שמעיד על סיבוב תוך כדי ההעתקה והריסוק. לסיכום, הדפורמציה בהעתק תלויה במרחק אך התלות אינה ליניארית. היא מתבטאת במספר אזורים דיסקרטיים כשכל אזור בעל מאפיינים טקסטוראליים ייחודיים.

במחשוף רואים גם התפצלות של משטח ההחלקה לשני משטחים (Surface E-i Surface W) (בתרשים 10b) עם איזור מרוסק ביניהם, המגיע לעובי של 10 מ'. משטחים אלו מעידים על תהליך של התפתחות ונדידה של דפורמציה בתור ההעתק. על Surface E מונחים סטרומטוליטים, שדומים במראם לסטרומטוליטים שראינו בתחנה 4, וחלקם נגזרו. אלו תוארכו בשיטת אורניום תוריום על ידנו ל-120,000 שנה. מאחר שאלו גם מונחים על ההעתק וגם נגזרו על ידו הם מעידים שההעתק היה פעיל לפני השקעתם ואחריה.



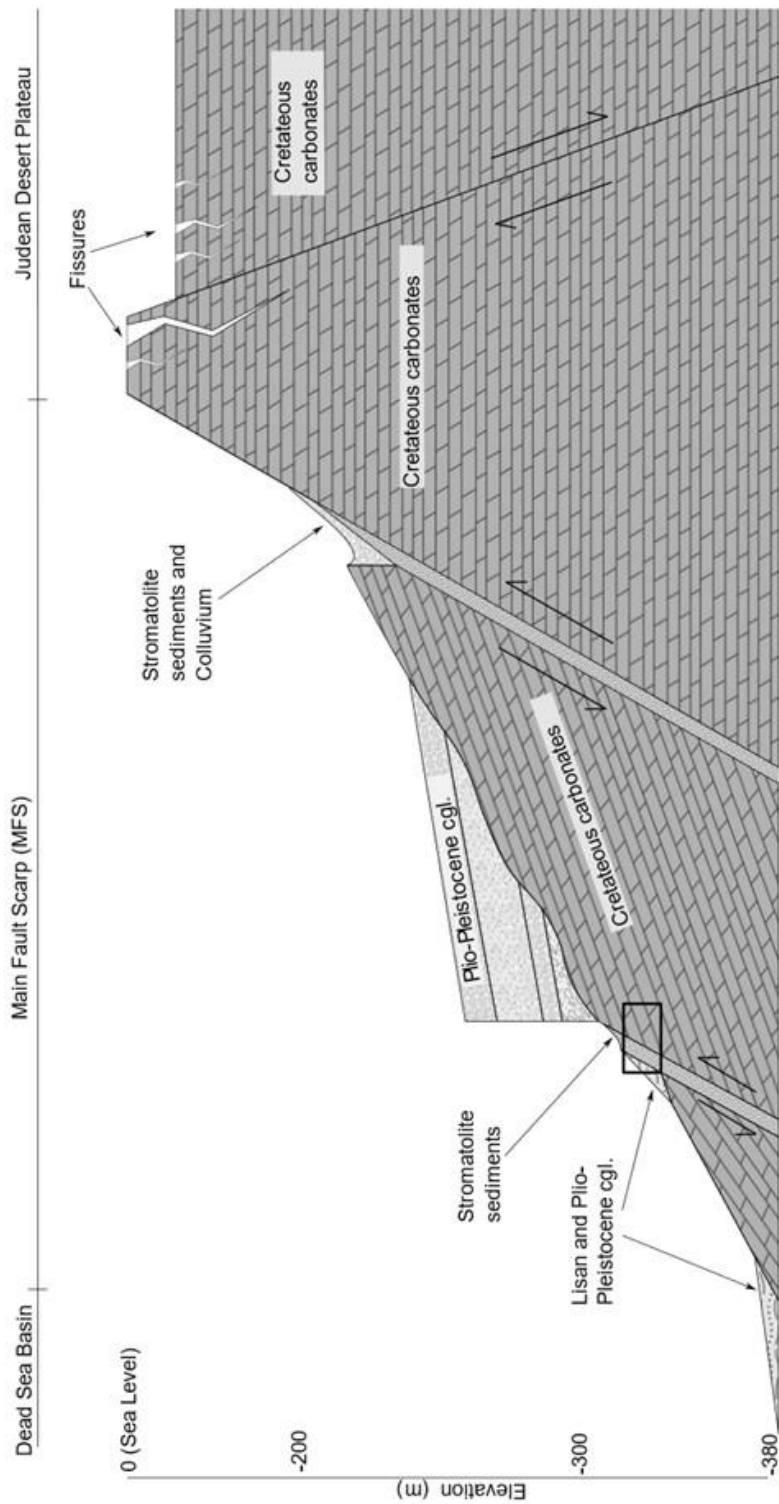
תרשים 12- a) משטח ההעתק מתחנה 6, עם סימון של המגע בין הבלוק העליון והיריד וביוון ההחלקה. b) חתך סכמטי לרוחב ההעתק מתחנה 6. סימונים: FgH- Strom.- Stromatolite sediments. FC- Fault core. FgH- Fragmented host rock. FcH- Fractured host rock.

הצגת מכניזם להתפתחות השוליים המערביים של ים המלח

בסיוור עד כה ראינו מספר תצפיות שעל בסיסם אנו בונים את המודל:

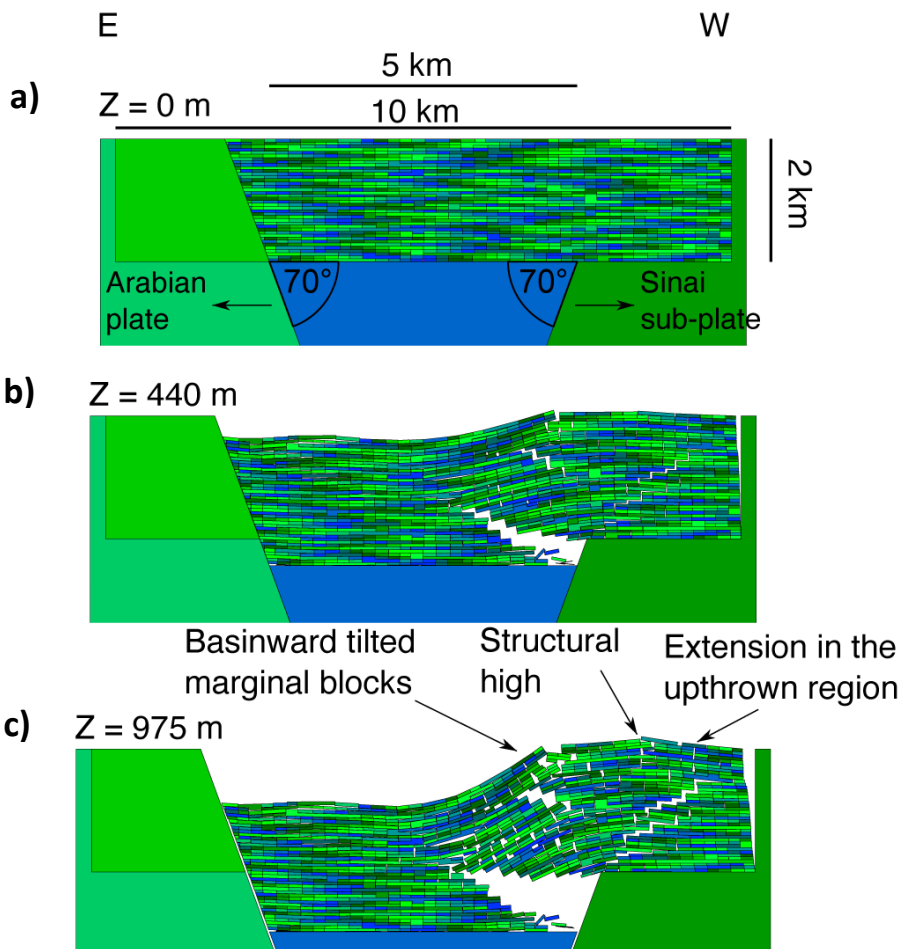
- חתך סדימנטרי עבה יחסית משוכב וסדוק בשוליים.
- העתקים נורמלים המעידים על מתיחה בכיוון מזרח מערב
- שיא סטרוקטורלי בראש המצוק
- אזור ברוחב של מס' קילומטרים שכולל בלוקים נטויים מזרחה (לכיוון האגן), מופרדים בהעתקים נורמליים שגם הם נטויים מזרחה.
- אזורי העתקה מוגבלים בגבולות הבלוקים
- נטייה אחידה לכל בלוק, אך לא אחידה בין הבלוקים. מתפתחת בזמן ומשפיעה שונה על סלעים מגילאים שונים.

מאחר ורוב המעוות הוא ריגידי (קשיח) ומתבטא כהעתקה וסיבוב הבלוקים, ללא קימוטים והעתקות משניות, פנינו לשיטת ה-DDA לפתרון הנומרי, שפותרת בצורה דו-ממדית מעוות במערכת של בלוקים קשיחים (Shi, 1988, 1996). מידלנו מספר גיאומטריות של האגן, על פי מודלים שונים שהוצעו בעבר. תרשים 12 מציג את המודל המתאים ביותר לתצפיות בשוליים המערביים של האגן מתוך כל המודלים שהרצנו. המודל מראה שמבנה הבלוקים הנטויים וההעתקים בשוליים נוצר רק כאשר רכיב מתיחתי בכיוון מזרח-מערב מוסף לשקיעת האגן (שרובה נשלטת על ידי מתיחה צפון-דרום). ערכו של רכיב מתיחתי כשליש מכמות שקיעת האגן והוא מבוטא בהתרחבות האגן בכיוון מזרח-מערב כמספר ק"מ במרכז האגן ובערך בקילומטר בצפון האגן, ביחס של כשליש מעומק האגן. בנוסף, המודל מראה את חשיבות השיכוב והסידוק ליצירת השוליים. תנאי סף זה משפיע ההתפתחות הא-סימטרית של האגן, בה בצד המזרחי הדפורמציה מאוד מרוכזת בעוד בצד המערבי היא מפוזרת על פני מס' קילומטרים.



תרשים 13- חתך סכמטי לרוחב מצוק התעתקים, שכולל תצפיות סטרוקטורליות עיקריות: המתיחה מתבטאת על פני רצועה רחבה של מס' קילומטרים שכוללת העתקים נורמליים וסדקי מתיחה. האזור בקרבת שיא המצוק מורם סטרוקטורלית מסביבתו. הדפורמציה בין שיא המצוק לבסיס האגן מתבטאת בצורה ריגידית על ידי העתקים נורמלים מדורגים, שביניהם בלוקים ברוחב כמה מאות מטרים נטויים סינטטית. הבלוקים נטויים בצורה הולכת ומתגברת לכיוון האגן, וכן הטיית יחידות מהקרקעית יותר חזקה מיוחדות מהפליו-פלייסטוקן. ריבוע שחור מסמן את המיקום היחסי של תרשים 10b בחתך.

Tapered basement block



תרשים 14 - פתרון לשקיעת אגן ים המלח והדפורמציה בשוליו בשיטת ה-DDA. Z מסמן את כמות השקיעה של בלוק התשתית המרכזי. (a) המודל לפני הדפורמציה. בלוקים אפורים בהירים מייצגים את היחידות הסדימנטריות ובלוקים האפורים כהים את התשתית. החיצים מייצגים את התנועה שנתונה במודל כתנאי סף- התרחקות של הבלוקי תשתית שבשוליים. עם התרחקות השוליים, הבלוק מרכזי (בלוק כחול גדול במרכז למטה) שוקע ויוצר אגן רדוד. אין משמעות לצבעי הבלוקים. (c) עם שקיעה של קרוב לקילומטר, שולי האגן שנוצר מתעוותים ויוצרים מבנים דומים למבנים הנצפים בשולי ים המלח- הבלוק העליון נמצא במתיחה שמתפרסת על פני מס' קילומטרים, אזור מורם סטרוקטורלית בקרבת השוליים, והשתפלות דרך בלוקים נטויים סינטטית.

תחנה 7: מיקרו סייסמולוגיה לאורך העתק יריחו

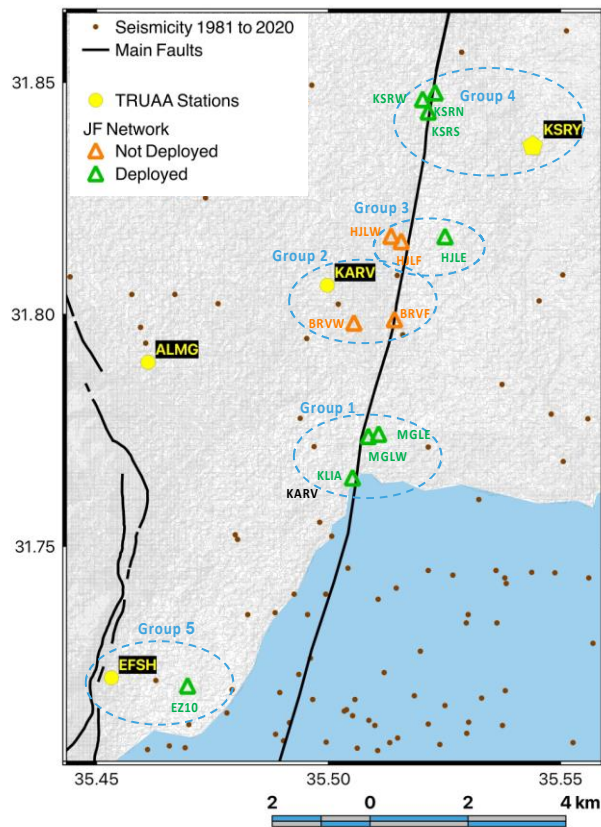
כללי

מדידות סייסמולוגיות מהוות מקור מידע חשוב לפעילות האזור העכשווית. מקור שתי רעידות האדמה בעלות המגניטודה הגבוהה ביותר שנרשמה במרכז ישראל הינו צפון אגן ים המלח: רעידת אדמה שהתרחשה ב- 1927 במגניטודה $6.25 M_L$ (Shapira et al., 1993) ורעידת האדמה של צפון ים המלח במגניטודה $5.1 Mw$ שהתרחשה ב- 2004 (Hofstetter et al., 2008). מיקום מחדש של רעידות אדמה קטנות יותר (Wetzler and Kurzon, 2016; Sharon et al., 2022). ופתרון מוקד של חלקן (Wetzler et al., 2014, 2022) מצביע על השתרעות האזור הסייסמי עד לעומק של כ- 25-30 ק"מ ועל נטייה של הרעידות להתרחש בצברים בזמן ובמרחב. הפעילות הסייסמית העמוקה קורלטיבית לקרום קר עם שטפי חום נמוכים (Shalev et al., 2013; Wetzler and Kurzon 2016), ומשקפת מאמצים דיפרנציאליים גבוהים, אופייניים להעתקי תנועה אופקית (Sharon et al. 2022). ואכן, בתוך האגן רוב פתרונות המוקד הם של תנועה אופקית ומתאימים בכיווניהם למערכת המאמצים בבקע ים המלח (Wetzler et al., 2022). תוצאה זו מצביעה על כך שהפרדת התנועה בין האגן לשוליו הנראית במבנים הגדולים (Garfunkel, 1981; Sagy et al., 2003), מתרחשת גם בהעתקה העכשווית ומאפיינת גם העתקים קטנים. לבסוף, בעוד שמתחת לאגם בצפון האגן מתרחשות רעידות רבות יחסית בעשרות השנים בהן נמדדו נתונים, בקעת יריחו היא שקטה סייסמית, לפחות עבור הרשת הסייסמית שפעלה עד לשנים האחרונות. עובדה זו, יחד עם נתוני ה-GPS והעדויות לרעידות אדמה משמעותיות על העתק יריחו מצביעות על כך שהאזור נעול בתקופות אינטרסייסמיות.

הרשת המיקרוסיסמית

הרשת מתוכננת להכיל 12 תחנות מיקרוסיסמיות חדשות לאורך מקטע של כ- 12 ק"מ של צפון העתק יריחו, בחלקו הנחשב נעול. נכון להיום מותקנות 8 תחנות מתוך 12 התחנות, ובחודשים הקרובים תושלם הקמתן של שלוש התחנות הנותרות. התחנות מוצבות במרחק של עשרות עד מאות מטרים מההעתק, וביחד עם עוד 6 מתחנות תרועה, הנמצאות במרחק קילומטרים בודדים, מדובר על רשת סיסמית של 18 תחנות ברזולוציה גבוהה, שמטרתה, בראש ובראשונה, למצוא מה מידת הפעילות המיקרוסיסמית על ההעתק.

בכל תחנה מיקרוסיסמית מוצבים שני חיישנים: האחד הוא מד-תאוצה תלת-צירי, העובד בקצב דגימה של 200 דגימות בשנייה, והשני, חיישן מיקרוסיסמי אנכי, רגיש יותר, המודד מהירויות בקצב דגימה של 500 דגימות בשנייה. החיישן המיקרוסיסמי הוא הערך המוסף והוא זה שמאפשר מציאת אירועים קטנים יותר, אשר נמצאים מתחת לסף הרעש של מדי התאוצה. אולם, גם מדי התאוצה, הממוקמים בצפיפות גבוהה יותר מאשר ברשת תרועה, מאפשרים קליטה של אירועים קטנים יותר ממה שנרשם בקטלוג הסיסמי של רשת ישראל. התחנות מקבלות חשמל מפנלים סולאריים, ומשדרות את הנתונים אחת ליום למאגר הנתונים הייעודי במכון הגאולוגי.



תרשים 15- רשת המחקר הסיסמית של צפון ים המלח. הרשת כוללת 12 תחנות מחקר חדשות ועוד 6 תחנות תרועה.

מלבד בניית קטלוג סיסמי, שבתקווה יאפשר את הארת העתק יריחו בתת-הקרקע, התחנות הקרובות להעתק במרחק של כמה עשרות מטרים, יאפשרו גם קליטת גלים כלואים (trapped waves), גלים הנעים לאט יותר לאורך ההעתק, ומהדהדים בתוכו, ומאפשרים הדמיה של מבנה ההעתק בתת-הקרקע.



תרשים 16- תחנת המחקר הסיסמית HJLE. ממוקמת כ- 400 מ' מזרחית להעתק יריחו.

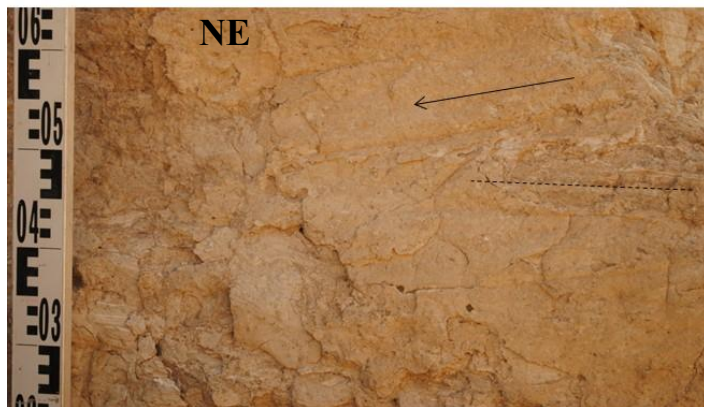
תחנה 8: תעלה אנטי-טנקית על העתק ליד קסר אל יריחו

נ"צ 31.8526, 35.5222

התרוממות מקומית של פני השטח ותעלה אנטי-טנקית חושפות את מיקומו ומבנהו המקומי של העתק יריחו ליד קסר אל יהוד. בתעלה נחשפת רצועת העתקה הנמשכת לרוחב של יותר

ממאה מטרים וכוללת עשרות ענפי העתק, בלוקים נטויים וסדקים. ניתוח המבנים והסטרטיגרפיה הנחשפת בתעלה מצביעים על עדויות למספר אירועי העתקה בסדימנטים מתצורת הלשון (ליסאן), כאשר שני אירועים לפחות מעתיקים גם סדימנטים פוסט ליסאניים. הרצועה כוללת הסטה סטרטיגרפית יחסית של 13 מטרים. עדויות ישירות לתנועה אפקית נמצאו בשריטות אלכסוניות עם רכיב אופקי עיקרי על גבי אחד ההעתקים האנכיים.

מבנה העתק יריחו בתת הקרקע הרדוד נצפה גם בחתכי רפלקציה סייסמית ברזולוציה גבוהה שנערכו באזור. בשניהם מוצגת רצועת העתקה של מאות מטרים בקרבת פני השטח. התצפיות מהוות מהווה עדות נוספת לאופי התנועה האלכסוני בהעתק יריחו.

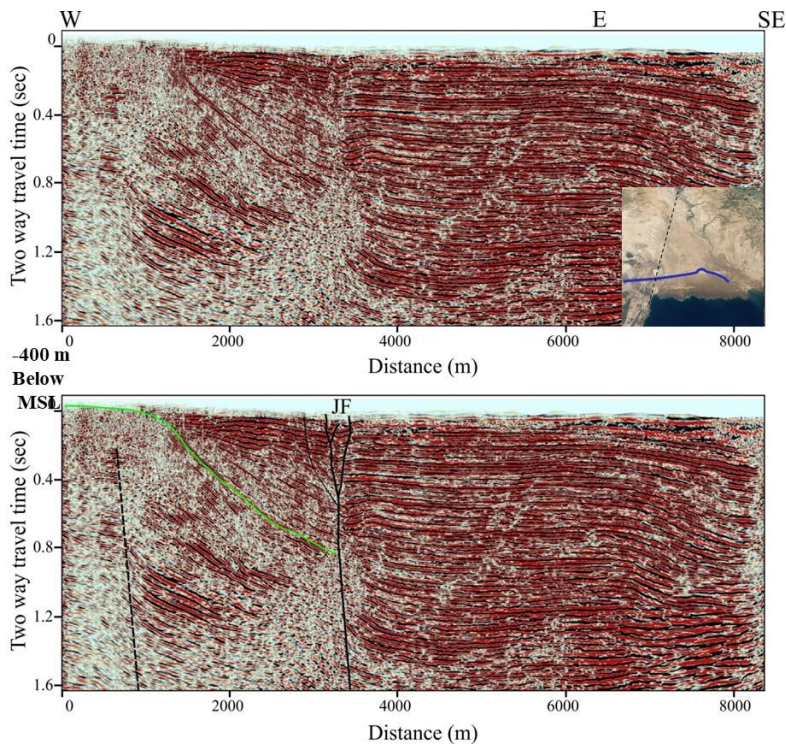


תרשים 17- תצפיות בתעלה האנטי-טנקית החוצה את העתק יריחו. תמונה עליונה: העתק חוצה משקעים מהפרט העליון של תצורת הליסאן. תמונה תחתונה: שריטות עם רכיב אופקי עיקרי על גבי משטח החלקה.

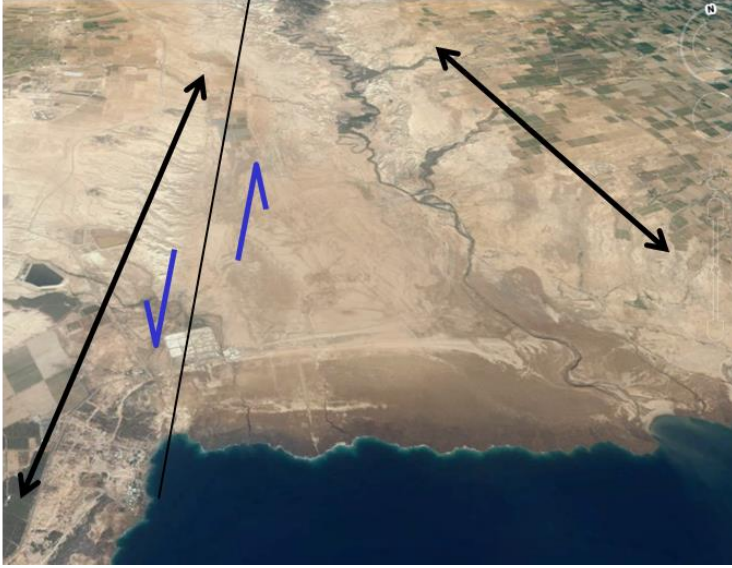
סיכום

צפון אגן ים המלח מאופיין בהעתקה פעילה, כפי שמשתקף ברקורד הסייסמולוגי, הגיאודזי ובמעוות יחידות צעירות במחשופים. האגן באזור בקעת יריחו הוא א-סימטרי כאשר ההפרש הסטרטיגרפי האנכי נוצר על ידי כפיפות בכיוון מזרח מערב ורכיב תנועה אנכי על העתק יריחו. עדויות גיאודטיות מצביעות על מעוות גזירה עקרי אופקי שמאלי וגם על רכיב תנועה אופקי משני בכיוון מזרח-מערב.

התצפיות בשולי ים המלח המערביים ובבקעת יריחו מצביעות על כך שאגן ים המלח אינו אגן פול אפרט פשוט. למרות שהתארכותו העקרית היא בכיוון כללי צפון-דרום הוא מתפתח תוך מתיחה משנית בכיוון מזרח-מערב המתאפיינת במערכת העתקים נורמליים ובבלוקים נטויים לכיוון האגן בשוליים המערביים של אגן ים המלח. צפון אגן ים המלח מאופיין בהרדדה כאשר ככל הנראה לא קיים העתק רחב ברור שסוגר אותו. חלקו הצפוני מתפתח תוך תנועה אלכסונית דפרנציאלית על העתק יריחו (תרשימים 17,18).



תרשימים 17- רפלקציה סייסמית בניצב להעתק יריחו באזור הלידו לפני (למעלה) ולאחר (למטה) אנטרפטציה.



תרשים 18 - המבנה האסימטרי של בקעת יריחו הכולל את העתק יריחו כאשר מערבית ומזרחית לאגן ישנן כפיפות.

מקורות

- ברונר, א., שגיא, י., (2003). סיכום סקרים סייסמיים בהפרדה גבוהה באזור עין פשחה. המכון הגיאופיסי, דו"ח 325/365/03, חברת אקולוג הנדסה, 15 עמ' + נספחים.
- גדוש, מ., (1987). סטרטיגרפיה וטקטוניקה צעירה באגן ים המלח. האוניברסיטה העברית, המחלקה לגיאולוגיה.
- מור, א., (1987). הגיאולוגיה של מדבר יהודה באזור נחל דרגה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- נחמיאס, י., שגיא, א. (2013). העתקה צעירה באגן ם המלח. פרק 1.2 בדו"ח: גורמי אי יציבות בתשתית ים המלח, בעריכת ג. בר, המכון הגיאולוגי דו"ח GSI/05/2013, עמ' 6-12
- עגנון, א., (1983). התפתחות אגני השקעה ומורפוטקטוניקה באזור דרום מצוק ההעתקים המערבי של ים המלח. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- חט, י., (1970). הגיאולוגיה של אזור ואדי אל-קילט, עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- ח, א., (1983). הגיאולוגיה של מדבר יהודה : אזור עין גדי. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, דו"ח המכון הגיאולוגי, ט/83/3.
- Abelson, M., Yechieli, Y., Crouvi, O., Baer, G., Wachs, D., Bein, A., & Shtivelman, V. (2006). Evolution of the Dead Sea sinkholes. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 401, 241.
- Allen, R. M., G. Baer, J. Clinton, Y. Hamiel, R. Hofstetter, V. Pinsky, A. Ziv, and A. Zollo (2012). Earthquake early warning for Israel: Recommended implementation strategy, *Rept. GSI/26/2012*, Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel.
- Al-Zoubi, A., Shulman, H., & Ben-Avraham, Z. (2002). Seismic reflection profiles across the southern Dead Sea basin. *Tectonophysics*, 346(1-2), 61-69.
- Al-Zoubi, A. S., Heinrichs, T., Sauter, M., & Qabbani, I. (2006). Geological structure of the eastern side of the lower Jordan Valley/Dead Sea rift: Reflection seismic evidence. *Marine and petroleum geology*, 23(4), 473-484.
- Al-Zoubi, A., & ten Brink, U. (2002). Lower crustal flow and the role of shear in basin subsidence: an example from the Dead Sea basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1-2), 67-79.

- Al-Zoubi, A. S., Heinrichs, T., Qabbani, I., & ten-Brink, U. S. (2007). The northern end of the Dead Sea Basin: Geometry from reflection seismic evidence. *Tectonophysics*, 434(1-4), 55-69.
- Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M., & Eyal, Y. (1980). Sinistral movement along the Gulf of Aqaba—its age and relation to the opening of the Red Sea. *Nature*, 285(5762), 220-222.
- Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A., & Reches, Z. E. (2002). Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the late Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Quaternary Research*, 57(1), 9-21.
- Ben-Avraham, Z., Hänel, R., & Villinger, H. (1978). Heat flow through the Dead Sea rift. *Marine Geology*, 28(3-4), 253-269.
- Ben-Avraham. (1997). Geophysical framework of the Dead Sea: structure and tectonics. *The Dead Sea*, 22–35.
- Ben-Avraham, Z., & Schubert, G. (2006). Deep “drop down” basin in the southern Dead Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 251(3-4), 254-263.
- Ben-Avraham, Z. (2014). Geophysical studies of the crustal structure along the Southern Dead Sea Fault. In *Dead Sea transform fault system: Reviews*, 1-27. Springer, Dordrecht.
- Bookman (Ken-Tor), R., Enzel, Y., Agnon, A., & Stein, M. (2004). Late Holocene lake levels of the Dead Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 116(5-6), 555-571.
- Elisha, B., Nuriel, P., Kylander-Clark, A., & Weinberger, R. (2020). Towards in-situ U–Pb dating of dolomites. *Geochronology Discuss*, 10.
- Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y., & Steinitz, G. (1981). The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift. *Tectonophysics*, 80(1-4), 39-66.
- Feinstein, S. (1987). Constraints on the thermal history of the Dead-Sea Graben as revealed by coal ranks in deep boreholes. *Tectonophysics*, 141(1-3), 135-150.
- Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., ... & Girdler, R. W. (1970). The shear along the Dead Sea rift. *Philosophical*

Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 107-130.

Gardosh, M., Reches, Z. E., & Garfunkel, Z. (1990). Holocene tectonic deformation along the western margins of the Dead Sea. *Tectonophysics*, 180(1), 123-137.

Garfunkel, Z. (1981). Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80(1-4), 81-108.

Garfunkel, Z. (1996). The history and formation of the Dead Sea basin. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 36(1), 36-56.

Garfunkel, Z., & Ben-Avraham, Z. (1996). The structure of the Dead Sea basin. *Tectonophysics*, 266(1-4), 155-176.

Ginzburg, A., & Ben-Avraham, Z. (1997). A seismic refraction study of the north basin of the Dead Sea, Israel. *Geophysical Research Letters*, 24(16), 2063-2066.

Hamiel, Y., Piatibratova, O., Mizrahi, Y., Nahmias, Y., & Sagy, A. (2018). Crustal deformation across the Jericho Valley section of the Dead Sea Fault as resolved by detailed field and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 45(7), 3043-3050.

Hamiel, Y., & Piatibratova, O. (2019). Style and distribution of slip at the margin of a pull-apart structure: Geodetic investigation of the Southern Dead Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11), 12023-12033.

Hofstetter, R., Gitterman, Y., Pinsky, V., Kraeva, N., & Feldman, L. (2008). Seismological observations of the northern Dead Sea basin earthquake on 11 February 2004 and its associated activity. *Isr. J. Earth Sci*, 57(2), 101-124.

Joffe, S., & Garfunkel, Z. (1987). Plate kinematics of the circum Red Sea—a re-evaluation. *Tectonophysics*, 141(1-3), 5-22.

Kurzon, I., R. N. Nof, M. Laporte, H. Lutzky, A. Polozov, D. Zakosky, H. Shulman, A. Goldenberg, B. Tatham, and Y. Hamiel (2020). The “TRUAA” Seismic Network: Upgrading the Israel Seismic Network—Toward National Earthquake Early Warning System, *Seismol. Res. Lett.* 91 (6): 3236–3255, doi: 10.1785/0220200169.

- Kuyuk, S. H., R. M. Allen, H. Brown, M. Hellweg, I. Henson, and D. Neuhauser (2014). Designing a network-based Earthquake early warning algorithm for California: ElarmsS-2, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104, no. 1, 162–173, doi: 10.1785/0120130146.
- Larsen, B. D., Ben-Avraham, Z., & Shulman, H. (2002). Fault and salt tectonics in the southern Dead Sea basin. *Tectonophysics*, 346(1-2), 71-90.
- Lazar, M., Ben-Avraham, Z., Garfunkel, Z., Porat, N., & Marco, S. (2010). Is the Jericho Escarpment a tectonic or a geomorphological feature? Active faulting and paleoseismic trenching. *The Journal of Geology*, 118(3), 261-276.
- Mor, O., & Burg, A. (2000). Geological Map of Israel, Sheet 12-III, Mizpe Shalem, 1: 50,000. *Geological Survey of Israel, Jerusalem*.
- Neev, D., & Hall, J. K. (1979). Geophysical investigations in the Dead Sea. *Sedimentary Geology*, 23(1-4), 209-238.
- Nof, R. N. and Kurzon, I. (2021). TRUAA – Earthquake Early Warning System for Israel. Implementation and Current Status. *Seismol. Res. Lett.* 92 (1): 325–341, doi: 10.1785/0220200176.
- Quennell, A. M. (1958). The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 114(1-4), 1-24.
- Raz, E. (1986). Geological Map of Israel, Sheet 16-I, En-Gedi, 1: 50,000. *Geological Survey of Israel, Jerusalem*.
- Reches, Z. E., & Hoexter, D. F. (1981). Holocene seismic and tectonic activity in the Dead Sea area. *Tectonophysics*, 80(1-4), 235-254.
- Reches, Z. E. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95(1-2), 133-156.
- Roth, Y., Burg, A., & Sneh, A. (2008). Geological map of Israel 1: 50,000, Qalya Sheet 12-I, II. *Geol. Surv. Isr., One map, Jerusalem, Israel*.
- Sagy, A., Reches, Z. E., & Agnon, A. (2003). Hierarchic three-dimensional structure and slip partitioning in the western Dead Sea pull-apart. *Tectonics*, 22(1).

- Shalev, E., V. Lyakhovsky, Y. Weinstein, and Z. Ben-Avraham (2013). The thermal structure of Israel and the Dead Sea fault, *Tectonophysics* 602, 69–77, doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.011.
- Shapira, A., Avni, R., & Nur, A. (1993). A new estimate for the epicenter of the Jericho earthquake of 11 July 1927. *Isr. J. Earth Sci*, 42(2), 93-96.
- Sharon M, Kurzon I, Wetzler N, Sagy A, Marco S and Ben-Avraham Z (2022). Variations of the seismic b-value along the Dead Sea transform. *Front. Earth Sci*. 10:1074729. doi: 10.3389/feart.2022.1074729
- Shi, G. H. (1988). Discontinuous Deformation Analysis—A New Model for the Statics and Dynamics of Block Systems (Ph. D. thesis). *University of California, Berkeley, USA*.
- Shi, G. H. (1996). Discontinuous Deformation Analysis Programs, version 96, User's manual. *Young RM-C, editor*.
- Smart, K. J., & Ferrill, D. A. (2018). Discrete element modeling of extensional fault-related monocline formation. *Journal of Structural Geology*, 115, 82-90.
- ten Brink, U. S., & Ben-Avraham, Z. (1989). The anatomy of a pull-apart basin: Seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics*, 8(2), 333-350.
- ten Brink, U. S., Al-Zoubi, A. S., Flores, C. H., Rotstein, Y., Qabbani, I., Harder, S. H., & Keller, G. R. (2006). Seismic imaging of deep low-velocity zone beneath the Dead Sea basin and transform fault: Implications for strain localization and crustal rigidity. *Geophysical Research Letters*, 33(24).
- Wetzler, N., Sagy, A., & Marco, S. (2014). The association of micro-earthquake clusters with mapped faults in the Dead Sea basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(11), 8312-8330.
- Wetzler, N., Sagy, A., Sagy, Y., Nahmias, Y., & Lyakhovsky, V. (2015). Active transform fault zone at the fringe of the Dead Sea Basin. *Tectonics*, 34(7), 1475-1493.
- Wetzler, N. and Kurzon, I. (2016). The Earthquake Activity of Israel – Revisiting 30 years of Local and Regional Seismic Record along the Dead Sea Fault. *Seismol. Res. Lett.*, 87(1), pp. 47-58.

Wetzler, N., Sagy, A., Marco, S., & Reches, Z. E. (2021). Asymmetry of faults and stress patterns within the Dead Sea basin as displayed by seismological analysis. *Tectonophysics*, 819, 229069.

שיטפונות, בולענים, וקארסט מלח במניפת נחל צאלים: יחסי גומלין בין המסת מלח, התנזלות והובלת סדימנט תת- קרקעית (הצעה לפארק בולענים מודרך)

גדעון בר¹, איתי גבריאלי¹, איאד סואעד^{1,2}, רן נוף¹

1. המכון הגיאולוגי 2. השירות ההידרולוגי



אתר הבולענים הדרום-מזרחי במניפת צאלים
(מעל - אפריל 2022, בכריכה החיצונית - יולי 2019).
המים בבולענים בעלי מליחויות והרכבים שונים ומתנקזים לים המלח דרך התעלה.
צילום רחפן: איאד סואעד.

שיטפונות, בולענים, וקארסט מלח במניפת נחל צאלים: יחסי גומלין בין המסת מלח, התנזלות והובלת סדימנט תת- קרקעית (הצעה לפארק בולענים מודרך)

גדעון בר¹, איתי גבריאלי¹, איאד סואעד^{1,2}, רן נוף¹

1. המכון הגיאולוגי
2. השירות ההידרולוגי

מבוא

מניפת נחל צאלים (תרשים 1) היא הגדולה במניפות הסחף לאורך ים המלח ומנקזת אגן ששטחו כ-250 קמ"ר. מערבית לקו הגובה 400- מ' המניפה נשלטת על ידי דגם פזרות של חלוקים ואילו מזרחית לקו גובה זה הנוף השולט הוא של מישורי בוץ שמתפתחים על תצורת צאלים ההולוקנית (Yeichieli et al., 1993). עובי התצורה 20-40 מ' והיא בנויה מחילופין של חרסית, ארגוניט, סילט, חול, ומלח. התצורה מונחת על שכבת מלח בת כ-10,000 שנה שעובייה משתנה בין 2 ל-23 מ' (בר וחוב', 2021). בולעני ים המלח נוצרים על ידי קריסה לתוך חללים תת-קרקעיים שמתפתחים מהמסת שכבת מלח זו על ידי מי תהום תת-רוויים למלח (תרשים 2) שמקורם באקוויפר הרי יהודה ומעט גשמים מקומיים המזינים את האקוויפר החופי. התפתחות הבולענים והנוף במניפת צאלים עברה שינוי מהותי החל משנת 2011 (Avni et al., 2016). עד שנה זו מקור המים להמסת המלח היה מי התהום. מספר הבולענים במניפה בשנת 2011 הגיע לכ-40 בולענים, בקצב גידול של בולענים בודדים לשנה. בשנת 2011 החלו להיווצר בולענים גם בערוצי הנחלים, תחילה באופן אקראי (תרשים 2). בליעת מי השיטפונות לתוך אותם בולענים גרמה להמסה מוגברת של המלח בסביבתם, להתרחבות והעמקת אזורי השקיעה סביבם, לגידול בכמויות המים שהצטברו בשקעים ולבליעת מים נוספת לתת הקרקע דרך הבולענים שבערוצים (תרשים 2). מכאן החל תהליך של המסה

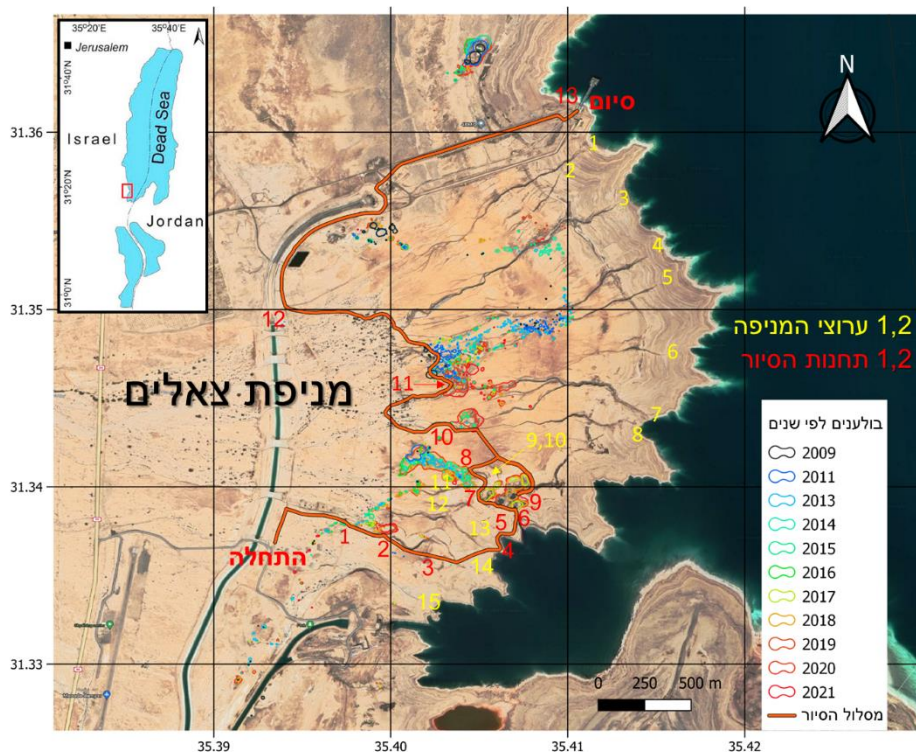
מואצת בהיזון חוזר ועמה גידול נוסף של אזורי השקיעה ומספר הבולענים (Avni et al., 2016). שעות בודדות לאחר כל שיטפון נבעו מי שיטפונות רוויים במלח בשני מקומות סמוך לחוף ובשבועות שלאחר השיטפון קצב השקיעה באזור הבולענים שבערוצי המניפה התגבר משמעותית (Shviro et al., 2017). מאז שנת 2013 התפתחו בהדרגה בולענים ואזורי שקיעה כאלה במרבית ערוצי המניפה (תרשים 3א) וניקוז לתוכם כמויות גדולות והולכות של מי שיטפונות. מספר הבולענים במניפה גדל באופן חד ומי השיטפונות שעד שנת 2011 זרמו עלית עד ים המלח בכל ערוצי המניפה, נבלעו לתוך הבולענים שבערוצי המניפה. עם העמקת אזורי השקיעה, התמעט הנגר העילי לעבר הים (בר וחוב', 2020), ונכון לשנת 2022 רק ערוץ אחד (ערוץ מס' 3) מתוך 15 הערוצים שמופו במניפה לפני כעשור ממשיך להזרים מים ישירות אל ים המלח (תרשים 3א). מי השיטפונות שנבלעו לתת-הקרקע נובעים מחדש בסדרה של בולענים ("בוקענים" על שום בקיעת המים מהם) שנוצרו בשנים האחרונות ליד החוף (תרשים 3ב).

על מנת להבין טוב יותר את אופן וקצב התפתחות המערכת התת קרקעית דרכה זורמים מי השיטפונות הצבנו כ-8 מצלמות קיטועי זמן (TLC) סביב נקודות הבליעה והנביעה (תרשים 3), דגמנו את מי הנביעות לפני וסמוך ככל הניתן אחרי השיטפונות, ומדדנו את השינויים בהרכב המים ובמליחותם בעקבות השיטפונות ולאורך השנים (בר וחוב', 2020).

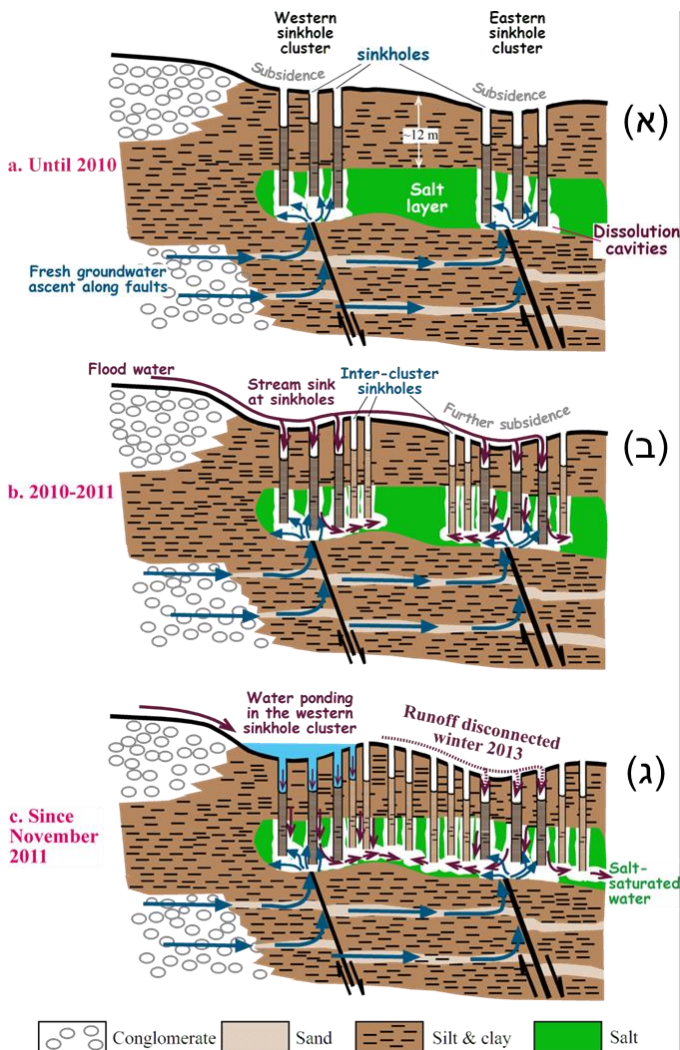
בשנת 2020 הושלמה חפירת החלק הצפוני של תעלת ההזנה של מפעלי ים המלח (מי"ה) שמוליכה מי ים המלח מתחנת השאיבה P9 לבריכות האידוי, וחוברת לתעלה הקיימת מזרם לתחנת השאיבה הקודמת P88. כחלק מחפירת התעלה נבנו מעליה 8 מתעלים, ומי השיטפונות נותבו דרכם לערוצים שמזרחית לתעלה (תרשים 4). הדבר גרם לשינויים במערכת האפיקים והערוצים הפעילים בחלקה התחתון החרסיתי של המניפה. במהלך שנת 2021 התמלאה התעלה לראשונה במי ים המלח שנשאבו מתחנה P9 באופן ניסיוני ובנובמבר 2021 התגלו נביעות מים בדפנות המערביות של אתר הבולענים שבערוצים 9 עד 12. הרכב המים הללו

היה דומה לים המלח הנוכחי אך בכמחצית מליחותו. במהלך החודשים הבאים הזרימות הללו התגברו. באפריל 2022 החלה שאיבה רצופה והזרמת התמלחת דרומה וביוני 2022 הודיעו מפעלי ים המלח על זיהוי דליפות מהתעלה. במקביל, מליחות מי הדליפה שנבעו וזרמו בערוצים עלתה והתקרבה לזו של ים המלח. השפעת הדליפות על הזרימות במניפה כמו גם על האקולוגיה המקומית שהתפתחה בה במהלך השנים מאז נסיגת הים ברורה לעין. המפעלים עסוקים בימים אלו באיטום התעלה ובשאיבת מי התהום המלוחים שסביבה. סיור זה עוקב אחר מסלולי המים במניפה, מבליעתם בזמן השיטפונות לנביעתם בבולעני החוף, אחר התפתחות הקארסט במלח התת-קרקעי במניפה ואחר השינויים הגיאומורפולוגיים שנגזרים מכך. הסיור יתבצע ברגל ואורכו כ-8 ק"מ. במהלך הסיור נדון בנושאים הבאים:

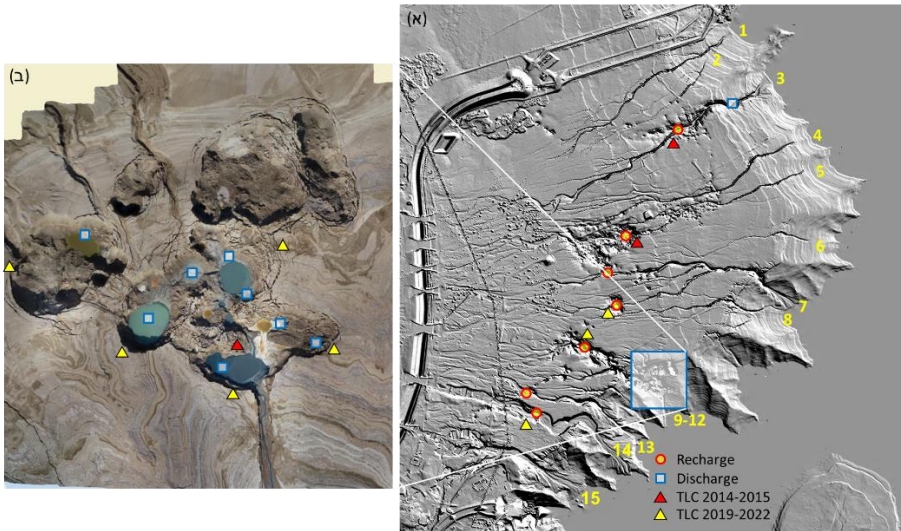
- א. מנגנוני יצירת הבולענים במניפת צאלים והתפתחותם בזמן ובמרחב.
 - ב. שינויים גיאומורפולוגיים במניפה.
 - ג. יחסי גומלין בין המסת מלח, התנזלות והובלת סדימנט תת-קרקעית.
 - ד. הרכב המים בבולענים.
 - ה. שאיבת מי ים המלח בתחנה P9 והבעיות הכרוכות בכך (דברי ההסבר וההדרכה בשטח בנושאים אלה יהיו באחריות מי"ה).
- הסיור מהווה בסיס לרעיון ומבחן לאפשרות של הפיכת האזור לפארק בולענים מודרך.



תרשים 1: מסלול ותחנות הסיור על גבי צילום לוויין, עליו מסומנים גם ערוצי המניפה והבולענים לפי השנה בה נוצרו או התרחבו.



תרשים 2: תיאור סכמטי של התפתחות בולענים עם הזמן לאורך ערוץ 5 במניפת צאלים (מתוך: Avni et al., 2016). (א) עד שנת 2010: מי תהום תת-רוויים למלח ממסים את שכבת המלח בתת הקרקע ויוצרים חללים. בולענים נוצרים כאשר גג החללים קורס. (ב) 2010-2011: בולענים שנוצרו בערוצי הנחלים קולטים מי שיטפונות, חלה המסת מלח מוגברת וסביב הבולענים נוצרים אזורי שקיעה. (ג) מאז נובמבר 2011: מי השיטפונות נקווים באזורי השקיעה, כמות המים הזמינה להמסת מלח עולה ותהליך ההמסה ויצירת הבולענים ואזורי השקיעה מואץ בהיזון חוזר. בחורף 2013 נפסקה הזרימה העילית לים המלח בערוץ 5 ומי השיטפונות זרמו מזרחה בתת-הקרקע. תהליך זה התרחש מאז במרבית הערוצים של מניפת נחל צאלים.



תרשים 3: (א) נקודות הבליעה (עיגולים) והנביעה (ריבועים) של מי השיטפונות במניפת צאלים (בר וחוב', 2020). מיקום המצלמות מסומן במשולשים. (ב) צילום רחפן משנת 2019 ועליו מיקום נקודות הנביעה והמצלמות באתר הבולענים הדרום מזרחי (ריבוע כחול בפאנל א).



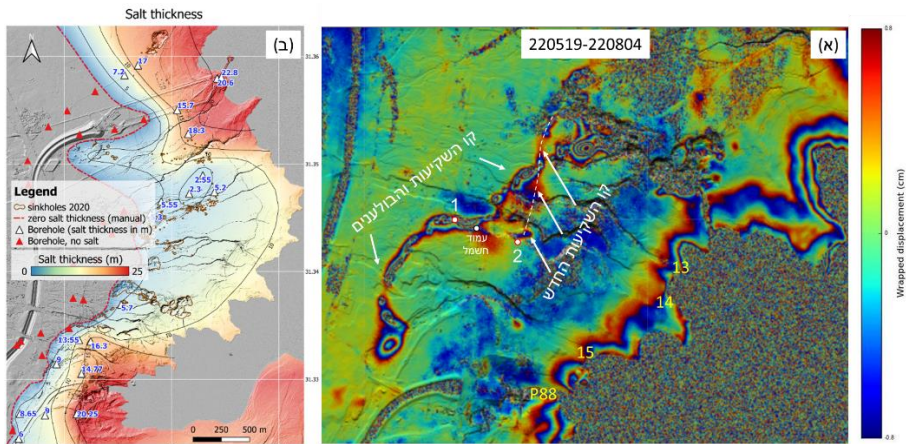
תרשים 4: המתלים בזמן שיטפון. צילום באדיבות מי"ה.

תחנות הסיור (תרשים 1):

נצא מזרחה לאורך הגדה הדרומית של ערוץ 14. משמאלנו טרסות עשויות גביונים שנבנו על ידי מי"ה על מנת להגן על תעלת ההזנה מהתחתרות לאחור של הנחל. בשיטפונות הגדולים של השנים האחרונות נפגעו הגביונים במספר מקומות. נגיע לדרך עפר נטושה שכיוונה צפון-דרום. הדרך נגדעת בערוץ הנחל בשל שיטפונות שסחפו אותה לפני מספר שנים.

תחנה 1: בולענים על גבול שכבת המלח

על הדרך הנטושה בולען שהולך ומתרחב וסביבו שקיעות קרקע וסדקים קונצנטריים. במפת שקיעות הקרקע שמתקבלת מעיבוד אינטרפרומטרי של נתוני דאר מלוויינים (Nof et al., 2013; Nof et al., 2019) אנו רואים קו מתפתל של בולענים ושקיעות קרקע שכיוונו הכללי לצפון-מזרח (תרשים 5). לוגים של קידוחי גלעין באזור שהועברו אלינו באדיבות מי"ה מראים שכל הקידוחים שממערב לקו לא פגשו את שכבת המלח שבבסיס תצורת צאלים בעוד שכל הקידוחים שממזרח לו חדרו את שכבת המלח (תרשים 5ב, בר וחוב', 2021). מכאן אנו מסיקים שקו הבולענים באזור הזה מציין את גבול שכבת המלח ולאורכו מתפתחים בולענים במשך השנים בעקבות המפגש בין מי התהום שמגיעים ממערב לגבול שכבת המלח בו היא דקה יחסית (תרשים 5ב). בעבר הוצע שגבול המלח עוקב גם אחרי העתקים בתת הקרקע (Abelson et al., 2003). באזור בו אנו עומדים הקו מפותל מאד וקשה להסבירו על ידי העתק. נתבונן לצפון-מזרח ולדרום-מערב ונזהה בולענים נוספים לאורך הקו המפותל. הבולענים שמצפון-מזרח לנו נפערו החל משנת 2012 בערוץ הנחל וסיפור התפתחותם עם הזמן יפורט בתחנה הבאה.



תרשים 5: (א) מפת שינויי פאזה (אינטרפרוגרמה) בין שתי הדמאות רדאר מלוויינים (תאריכי ההדמאות מסומנים בראש התמונה בפורמט yyymmdd). כל מחזור צבעים מציין שינוי מרחק של 1.5 ס"מ מהלוויין. בתמונה רואים רצועת שקיעות שמלווה את קו הבולענים המערבי במניפה. כמו כן רואים שקיעות קרקע לאורך החוף עקב קונסולידציה בעקבות ירידת מפלס האגם. 1 ו-2 מסמנים את שתי התחנות הראשונות של הסיור. (ב) מפת קונטור של עובי שכבת המלח במניפה (בר וחוב', 2021). רצועת השקיעות והבולענים עוקבת אחר הגבול המערבי של שכבת המלח.

נמשך מזרחה ומיד נשים לב לסדקים קונצנטריים טריים ורחבים שנוצרו בשוליים הדרומיים של אזור השקיעה שמדרום לערוץ 14 (תרשים 5א). השקיעה והסדקים מתקרבים מאד לעמוד החשמל. התרעה על כך ניתנה לחברת החשמל. בתוך הערוץ שרידים של בסיס עמוד חשמל קודם שהתמוטט עקב התרחבות הנחל.

תחנה 2: ערוץ 14 - בולטן המנקז את מי השיטפונות

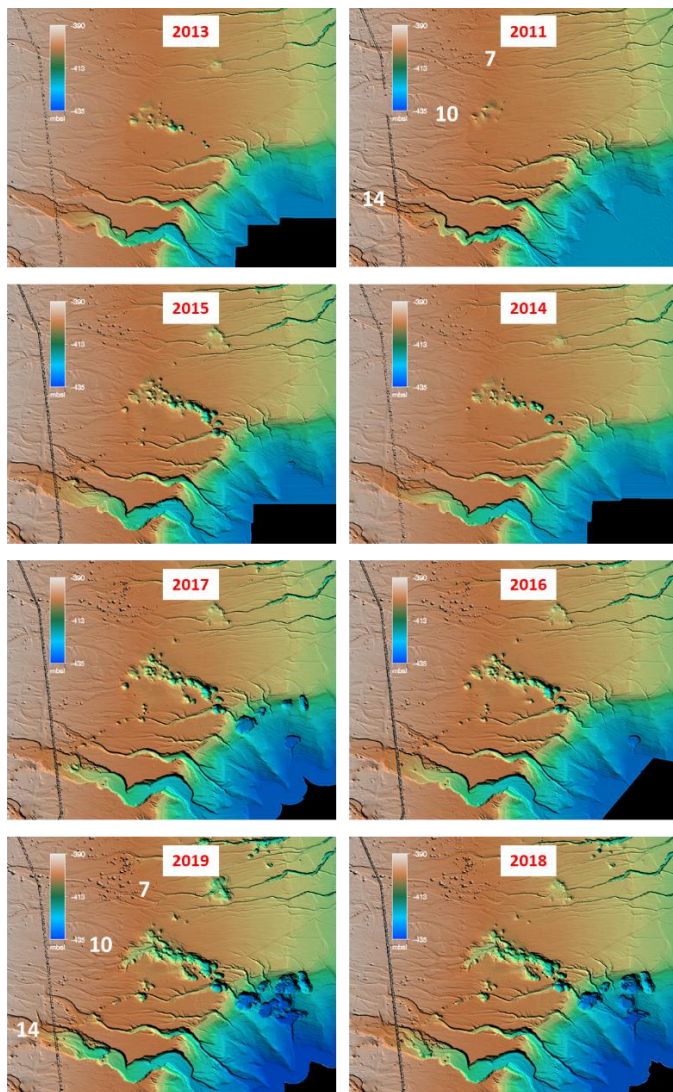
התחנה נמצאת על הגדה הדרומית של ערוץ 14. מדרגות סחף בערוץ מצביעות על מפלסים קדומים גבוהים יותר לתוכם התחתר הערוץ הנוכחי. מולנו, לרוחב הערוץ מצוק קשתי בגובה של כ-5 מ' שחוסם את זרימת המים מזרחה (תרשים 6א). בתוך הערוץ, למרגלות המצוק, מגה-בולטן שכולל קבוצה של בולענים קטנים שקורסים ומתמלאים בסחף ובמים לסירוגין בזמן שיטפונות (תרשים 6ב).



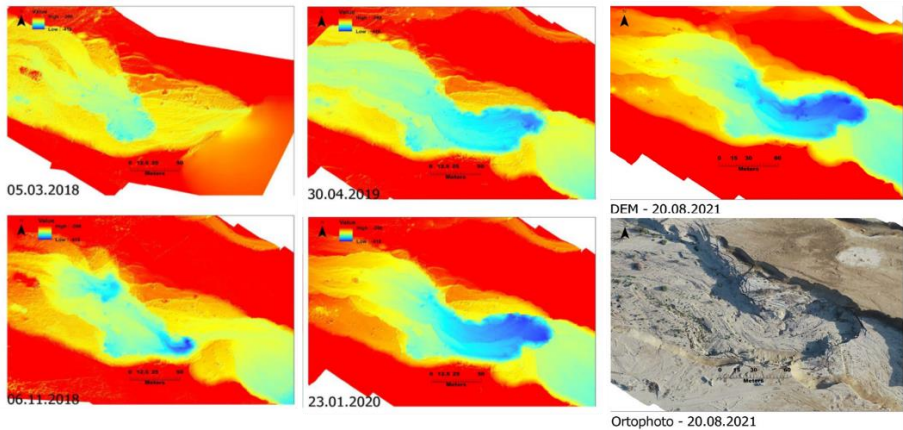
תרשים 6: ערוץ 14. (א) מבט מערבה אל עבר המגה-בולטן שהתפתח עם השנים לרוחב ערוץ הנחל. (ב) תמונה מסרטון מצלמת TLC בזמן השיטפון של ה-7.2.2019 (מבט מזרחה). מי השיטפון נבלעו לתוך הבולטן החל מהשעה 09:00, ולא גלשו מעבר אליו. דופן הבולטן שבקרקעית הערוץ יוצרת את המצוק העוצר את זרימת המים מזרחה.

סדרת זמן של מודלים טופוגרפיים מוצללים ממדידות ליידר מוטס בין השנים 2011 ו-2019 מראה שהערוץ נחסם לראשונה לכל רוחבו בשנת 2018 (תרשים 7). מאז תחילת החסימה המצוק נסוג מזרחה (תרשים 8) בעיקר בזמן שיטפונות, תוך כדי התמוטטות קירותיו לאורך סדקים שנראים במורד הנחל (תרשים 6א). כל מי השיטפונות הללו נבלעים בבולענים שבתחתית המצוק ואינם ממשיכים בזרימה עילית אל ים המלח. סרטונים ממצלמת קיטועי הזמן (TLC) שמוצבת במקום מאז

2018 מראים שתוך כדי בליעת המים מתמוטטות הגדות החרסיתיות של הנחל והחומר הדק נבלע יחד עם המים (תרשים 6).



תרשים 7: סדרת מודלים טופוגרפיים מוצללים ממדידות לייזר מוטס עבור השנים 2011 עד 2019 בחלקו הדרומי של אזור הסיור. בין השאר, ניתן לראות את השלבים השונים בהתפתחות הבולען בערוץ 14, החל מבולען קטן בדופן הערוץ בשנת 2015 (מעט מזרחית לקו החשמל), דרך בולען גדול יותר במרכז הערוץ בשנת 2017, חסימת הערוץ בשנת 2018 והתעמקות הבולען והתרחבותו מזרחה בשנת 2019. התפתחות שדות הבולענים במורד הערוצים 10 ו-7 יוסברו בתחנות הבאות.



תרשים 8: סדרת מודלים טופוגרפיים ממדידות רחפן המראה את התפתחות הבולען בערוץ 14 בין מרץ 2018 ואוגוסט 2021. הסדרה צולמה ועובדה על ידי איאד סואעד.

לאן זורמים המים בתת הקרקע?

נחזור לאינטרפרוגרמה (תרשים 5א). מתחתינו, בערוץ הנחל, אזור שקיעה אליפטי ומצפון לו שקיעות קרקע חדשות בכיוון צפון-צפון-מזרח שמגיעות לקו השקיעות והבולענים הראשי וממשיכות צפונה. אזור השקיעה החדש (כמו רוב אזורי השקיעה בים המלח) מצביע על המסת מלח מתחתיו. מכאן אנו מסיקים שמי השיטפונות, שנבלעים בערוץ בשנים האחרונות, זורמים בתת הקרקע מאזור הבליעה צפונה, אולי גם מעבר לקו השקיעות והבולענים הראשי, ממסים מלח בדרכם, ומעל חללי ההמסה נוצר ומתרחב אזור שקיעה חדש.

תחנה 3: תצפית על מפרץ צאלים

נקודת התצפית שלנו נמצאת על מצוק חוף יחסית תלול אשר נוצר בחורף הגשום של 2-1991.

מפרץ צאלים מהווה את הגבול הדרום מערבי של ים המלח. מנקודת התצפית שלנו על המפרץ ניתן לזהות רבים מהתהליכים והפעילויות המתרחשים כיום בים המלח.

ירידת מפלס הים באה כאן לידי ביטוי מוחשי בהצטמקות דרמטית של גוף המים במפרץ ובחשיפה של מישורי מלח לאורך חופיו. הקשר לים מוגבל ומתקיים כיום דרך מיצר צר יחסית בצפון המפרץ, המוגבל במערב על ידי מניפת נחל צאלים אשר לאורכה נלך, ובמזרח על ידי דלתת המלח שמולנו (תרשים 9). עומק המים במפרץ אינו עולה על מספר מטרים ולכן, בשל ירידת המפלס המתמשכת, הוא צפוי להתנתק מהים בתוך שנים ספורות.

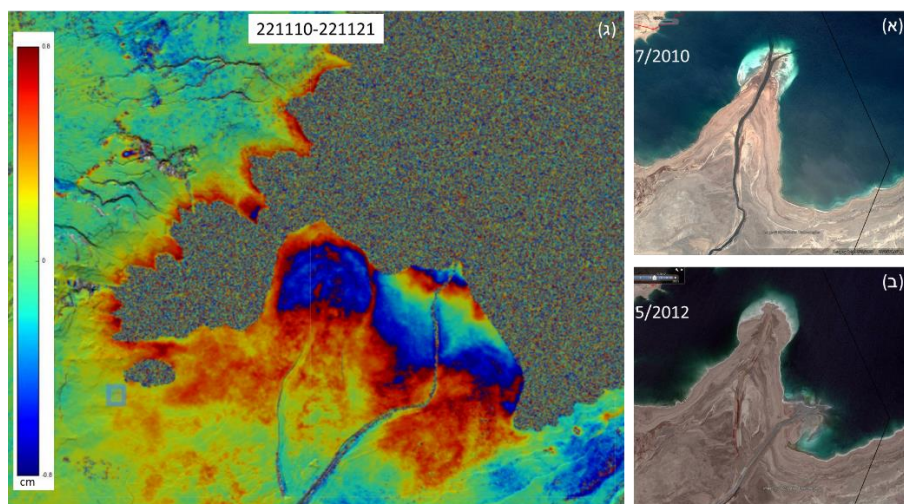
מתחילת שנות השמונים ועד ל- 2021 מי"ה שאבו את מי הגלם שלהם - תמלחת ים המלח, ממפרץ צאלים והוליכו אותם בתעלת ההזנה דרומה אל בריכות האידוי. דרומה מנקודת התצפית שלנו ניתן להבחין בסדרה של תחנות שאיבה, הבנויות במדרון המערבי של המפרץ בגבהים טופוגרפיים שונים. במהלך התקופה המפעלים הקימו תחנות אלו על מנת לרדוף אחרי ירידת המפלס ובריחת קו המים. תחנת השאיבה הגבוהה ביותר, P7, נמצאת בצמוד לראש תעלת ההזנה ואילו התחנות הבאות, P8 ו-P88 הנמוכות יותר, נדרשו לסנוק את תמלחת ים המלח אל ראש התעלה ממפלס הולך ויורד. בשל ההתייבשות הצפויה של המפרץ נאלצו המפעלים להעתיק את נקודת השאיבה שלהם צפונה לתחנה P9 שמצפון למניפה והשאיבה בה החלה בשנה שעברה. הסבר על התחנה החדשה, על הארכת תעלת ההזנה וחציית מניפת נחל צאלים יינתן בסוף הסיור על ידי מי"ה. מולנו ניתן גם לראות את תחנת השאיבה הירדנית הנמצאת מחוץ למפרץ צאלים וממשיכה בינתיים לתפקד.

היבשה שמולנו, מצדו המזרחי של המפרץ, הינה הדלתא של נחל ערבה שנשפך לדרום ים המלח (תרשים 9א, ב). אלא שבשונה מכל דלתא אחרת בעולם, דלתא זו היא דלתא כימית של מלח (halite – NaCl) המתגבש ושוקע *in situ* במוצא נחל ערבה. גם כאן הסיפור קשור לפעילות התעשייתית סביב ים המלח: נחל ערבה הוא כיום הנחל עם הספיקות הגדולות ביותר לים המלח, אף מעבר לאלו של נהר הירדן שהיה בעבר מקור המים העיקרי לים המלח. אלא שכיום, רובה ככולה של הזרימה בנחל אינה של מי שיטפונות אלא של התמלחות הסופיות – תמלחות מרוכזות

שמקורן בברכות האיזוי האחרונות של מי"ה ומפעלי האשלג הירדניים – APC) Arab Potash Co.). תמלחות אלו משוחררות על ידי המפעלים מבריכות האיזוי האחרונות אל נחל ערבה וזרמות גרביטציונית דרך מיצרי לינץ אל דרום ים המלח. התמלחות הן מי ים המלח מאודים מאד לאחר שעברו דרך בריכות האיזוי ושיקעו הליט (מלח ביסול – NaCl) וקרנליט ($KMgCl_3 \cdot 6H_2O$), המינרל התעשייתי אותו המפעלים קוצרים וממנו מפיקים את האשלג. התמלחות הסופיות מתאפיינות לפיכך במליחות וצפיפות גבוהים בהרבה מאלו של ים המלח ובהרכב כימי שונה מאד. הערבוב של התמלחות הסופיות הרוויות במלח עם מי ים המלח הרוויים גם הם במלח מביא לגיבוש מידי של מלח דק גביש. מלח זה שוקע באזור הערבוב ובונה את דלתת המלח בחזית הערבוב. בתהליך הערבוב שוקעים כ-10 מיליון טון מלח בשנה, שהם כ-10% מסך המלח השוקע בכל מרחב ים המלח (לא כולל את המלחים השוקעים בבריכות האיזוי (Gavrieli, 1997)). ממדי התופעה וגודל הדלתא מתגלים ככל שמפלס הים יורד והחוף מתקדם צפונה.

בשנת 2011 הוטו תוואי הזרימה של נחל ערבה בבסיס הדלתא מזרחה ומאז מתפתחת דלתא חדשה ממזרח (תרשים 9א, ב). מדידות אינטרפרומטריות מראות שפני השטח בחזית הדלתא הפעילה שוקעים בקצב של כ-3 ס"מ ב-11 יום, כלומר כמטר בשנה (תרשים 9ג). הדלתא הנטושה עדיין שוקעת אבל בקצב איטי יותר של כ-20 ס"מ בשנה.

בסיום התצפית אנו יורדים מזרחה אל תוך ערוץ 14, חוצים אותו ומזהים שכבר כמה שנים לא זרמו בו מים. אחרי כ-200 מ' מגיעים לגדה הדרומית של הערוץ הבא – ערוץ 13.



תרשים 9: דלתת המלח. (א) הדלתא ביולי 2010 (Google Earth). (ב) הדלתא במאי 2012, אחרי חסימת הזרימה של נחל ערבה צפונה ופריצת תעלה חדשה מזרחה. בתמונה ניתן להבחין היטב בהתפתחות של דלתת מלח בחזית השפך החדש כתוצאה מערבוב התמלחות הסופיות עם מי ים המלח ושקיעת מלח. (ג) אינטרפרוגרמה של 11 יום מנובמבר 2022 (תאריכים בראש התמונה) שמראה שקיעות קרקע של כ-3 ס"מ (שני מחזורי צבע) בדלתא הפעילה וכ-0.75 ס"מ בדלתא הנטושה.

תחנה 4: ערוץ 13

אנו עומדים על הגדה הדרומית של ערוץ 13 קרוב למוצאו לים המלח, על גבי רצועה של ריצוף מלח שמציין את אחד מקווי החוף הקודמים של הים (תרשים 10). רצועת המלח נמשכת ברציפות דרומה אך קטועה צפונה על ידי ערוץ 13 ונראית שוב בגדה הצפונית שלו. מכאן, שהנחל זרם אחרי שהתגבשה. לעומת זאת, 3 או 4 רצועות המלח הנמוכות יותר, שמציינות את קווי החוף של השנים האחרונות אינן מופרות על ידי זרימת מים בקרקעית הערוץ (תרשים 10), למעט העליונה שבהן שעליה סימנים של זרימות מקומיות. הרצועות הללו המשכיות לקווי החוף צפונה ודרומה, ומכאן שב-3 או 4 השנים האחרונות לא זרמו שיטפונות בערוץ זה. הפעם האחרונה שבה זרם הנחל בעוצמה רבה הייתה בזמן השיטפונות הגדולים של אפריל 2018

(במקביל לאסון צפית). במעלה הערוץ, לאורך רצועת הבולענים והשקיעות (תרשים 5) נוצרו בולענים שהחלו לבלוע את מי השיטפונות אך לא גרמו עדיין לחסימתו המלאה. לעומת זאת, השלמת בניית התעלה והמתעלים בשנת 2019 ניתבה את המים שזרמו בעבר לערוצים 8 עד 13, צפונה לעבר הערוצים 7 ו-6, ודרומה, לערוץ 14 (תרשים 1), ולכן ערוצים אלה כבר לא פעילים.

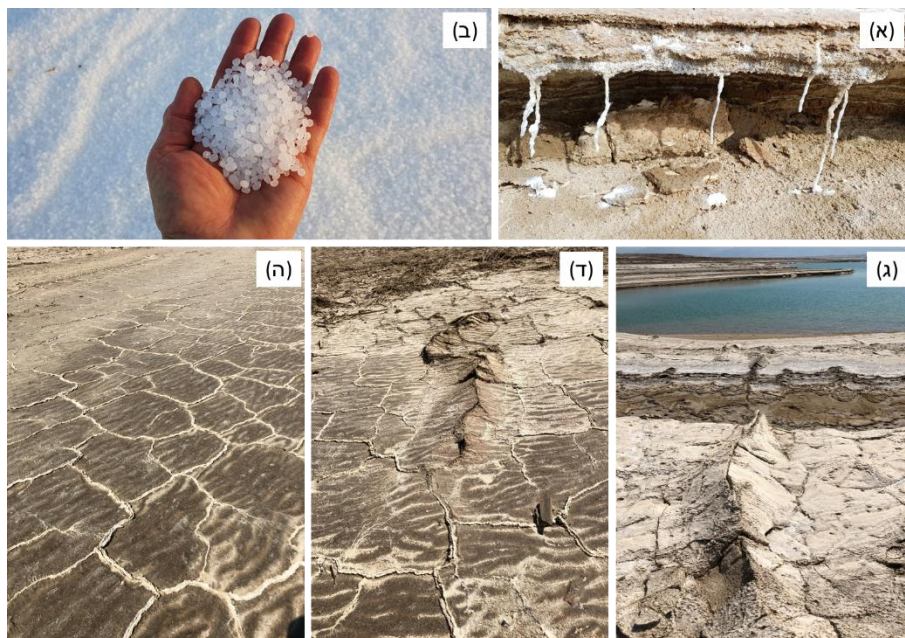


תרשים 10: מבט אל שפך ערוץ 13 לים. בקרקעית הערוץ רצועות מלח שמציינות את קווי החוף בשנים האחרונות. המלח שמציין את קו החוף של שנת 2019 חצוי על ידי קרקעית הנחל, שזרם ככל הנראה עד 2019. מאז, להוציא זרימות מקומיות, אין יותר זרימה במורד הנחל שכן המים במעלה מנותבים לערוצים סמוכים.

תחנה 5: תופעות מלח לאורך החוף

מסלול הסיור שלנו בקטע זה עובר ברצועה של מספר עשרות מטרים לאורך חוף הים. כאן הותיר הים הנסוג משטחי מלח רחבי היקף אשר עליהם התפתחו תופעות מורפולוגיות מיוחדות ומרהיבות, הכוללות עדויות להמסה והשקעת מלחים, מערכות לחצים וקומפקציה של מלח, עלייה נימית של תמיסות רוויות, ועוד

(תרשים 11). לא כל התופעות ניתנות להסבר פשוט וכאן נזמין את הקהל להציע הסברים משלו לתצפיות הרבות.



תרשים 11: תופעות מלח בחוף הים בקטע ההליכה שמצפון לערוץ 13. (א) נטיפי מלח. (ב) כדורי מלח (הולויטים). (ג) Tepee salt structures – רכסים צרים ומחודדים בפני השטח של שכבת המלח, שכיוונם בדרך כלל בניצב לקו החוף, אך לעיתים גם במקביל לו. בתמונה ניתן לראות שהרכסים נמוכים וצרים יותר בקו החוף וגדלים ככל שמתרחקים ממנו. (ד) מבני Tepee מדורגים ביניהם על גבי ריצוף מלח עם סידוק פוליגוני ועלייה נימית של מלח מתוך הסדקים. (ה) סידוק פוליגוני ומלח נימי בסדקים.

תחנה 6: הבוקען ותעלת הניקוז של מי הבולענים לים

הבוקען, בולען הנביעה, נצפה לראשונה על ידי יואב אבני בשנת 2012 כבריכת חוף מבודדת שניתן היה לדלג מעליה. בשנת 2014 הגיעה הבריכה לקוטר של כ-10 מ' עם מוצא קצר לים כשכל האזור מסביבה נקי מבולענים (תרשים 12א). באירועי השיטפונות של השנים 2015 עד 2020 נבעו מהבוקען מים בעוצמה

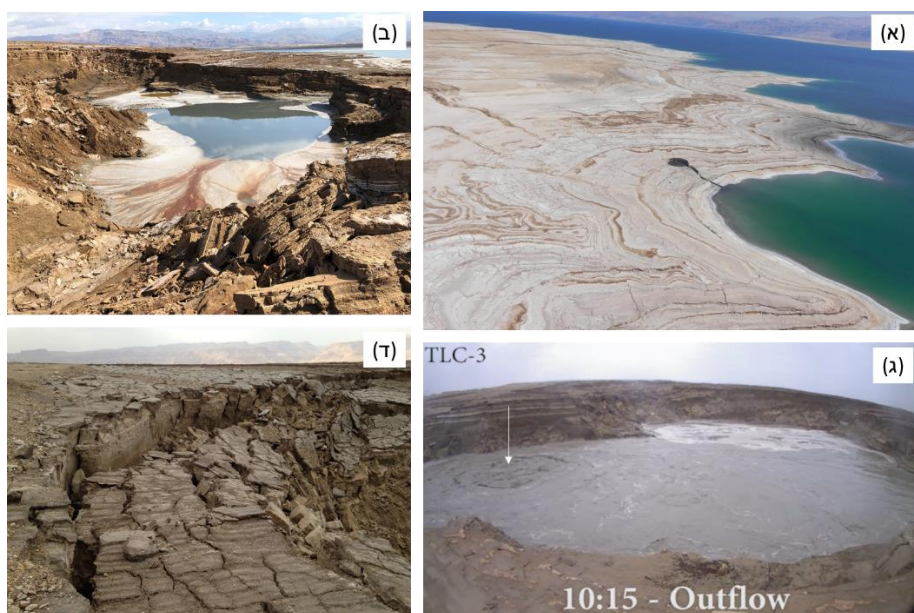
גבוהה כשעה-שעתיים לאחר בליעתם במעלה הערוצים (תרשים 12ג) וזרמו אל הים דרך התעלה שהלכה והתרחבה. עם ירידת מפלס ים המלח יורד מפלס המים גם בבוקען (תרשימים 12ב, 13) והיום כמעט ולא נותרו בו מים. האזור הקרוב לבוקען מצפון ומצפון מערב התפתח באופן דרמטי ב-10 השנים האחרונות לאתר בולענים אחד שגודלו כ-200X300 מ' (תרשימים 7, 13) שכולל גופי מים בהרכבים שונים. התעלה שמולנו מנקזת היום את כל הבולענים הללו לים המלח. מצלמת קיטועי הזמן שמוצבת מול התעלה מראה עלית מפלס בתעלה ובבוקען אחרי כל שיטפון, עם הגעת המים שנבעו בבולענים שבמעלה התעלה (ראה תחנה 9 בהמשך). עם ירידת המים וניקוזם לכיוון ים המלח מתפרקים הסדימנטים החרסיתיים יחד עם שכבות המלח שמעליהם לבלוקים בגודל של מטרים בודדים (תרשים 12ד) ונעים לטרלית ואנכית אל עבר הבולען הסמוך או לערוץ הנחל.

כיום אין יותר נביעות מקרקעית הבוקען והוא ברובו יבש, להוציא את התעלה המנקזת את הבולען המרכזי שמצפון לו (תחנה מספר 9 בסיוור). המים שנבעו בשנים האחרונות מקרקעית הבוקען ומילאו אותו בטרם יבש לפני כשנה, דומים בהרכבם למים הזורמים כיום בתעלה ומתנקזים לים המלח. הזרימה מתקיימת כל השנה ללא קשר לשיטפונות ומעידה על קיומו של אוגר בעל נפח משמעותי בתת הקרקע. עם זאת לא מדובר באוגר עמוק שכן המים בטמפרטורה הקרובה לטמפרטורת הסביבה.

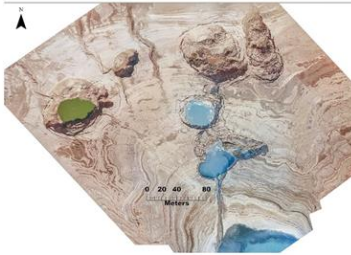
הרכב המים הוא ההרכב האופייני למי הבקע- הרכב קלציום כלורידי (טבלה 1). מליחותם היא בדרך כלל כמחצית ממליחות ים המלח אך אין מדובר במיהול פשוט של ים המלח במי תהום מתוקים יותר. יחסי ה- Na/Cl שבמים גבוהים מאלו של ים המלח המודרני או מאלו של ים המלח טרם תחילת השקעת המלח בשנות השמונים של המאה הקודמת. המים מחוזרים (נטולי חמצן) ובעלי ריח סולפידי, עדות לכך שהם נבעו אך לפני זמן קצר מתת הקרקע ולא הספיקו להגיע לשיווי משקל עם האטמוספירה. צבעם השחור הוא תוצאה של נוכחות תרחיף של משקעי ברזל סולפידי וחומר דטריטי המוסע בהם. מה מקור המים הללו? בשלב זה אין לנו

תשובה ברורה אך קיימת אפשרות כי מדובר במי ים המלח החודרים מתחת לפן הביני, נמהלים, עוברים תהליכי חיזור, ממיסים מעט מלח ונשטפים חזרה לפני השטח כחלק מהזרימה של מערכת מי התהום והפן הביני.

עד היום לא עלה בידינו לדגום את המים המתנקזים בבולענים וזורמים בתעלה בשיאם של השיטפונות, אולם דיגומים שנעשים בסמוך ככל הניתן לאחר השיטפון מעידים על מיהול של המים מחד, והמסה של מלח, הבאה לידי ביטוי בעלייה משמעותית ביחס Na/Cl ובריכוזי נתרן וכלוריד במים, מאידך (טבלה 1, תרשים 14).

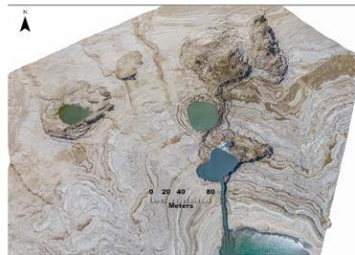


תרשים 12: הבוקען. (א) תמונה ממסוק, ספטמבר 2014. הבוקען שנוצר כבריכה על החוף בשנת 2012 גדל לקוטר של כ-10 מ'. כל האזור סביבו עדיין נקי מבולענים. (ב) הבוקען בשנת 2019. (ג) נביעה חזקה של מים מתוך הבוקען (חץ מצוין את מקום הנביעה) בעקבות השיטפון של ה-7.2.2019. המים נובעים בשעה 10:15, כשעה ורבע לאחר בליעתם בערוץ 14 (תרשים 6ב). (ד) עדויות להתפשטות לטרלית ושקיעה אל תוך בולען סמוך אחרי שיטפון.



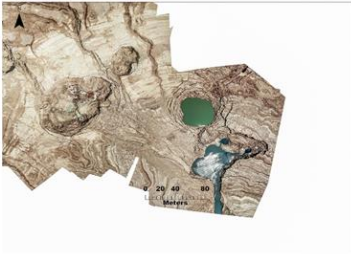
03.01.2018

(א)



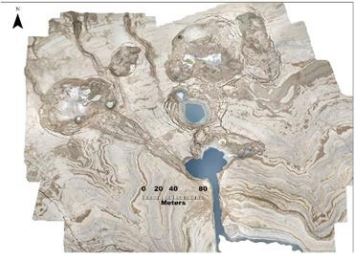
09.04.2018

(ב)



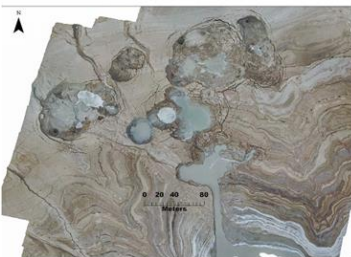
15.05.2018

(ג)



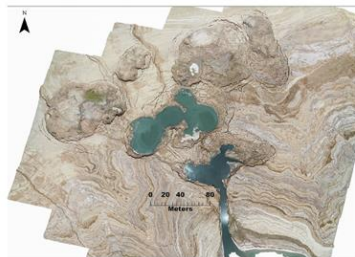
06.11.2018

(ד)



07.02.2019

(ה)



30.04.2019

(ו)



20.08.2020

(ז)



24.11.2022

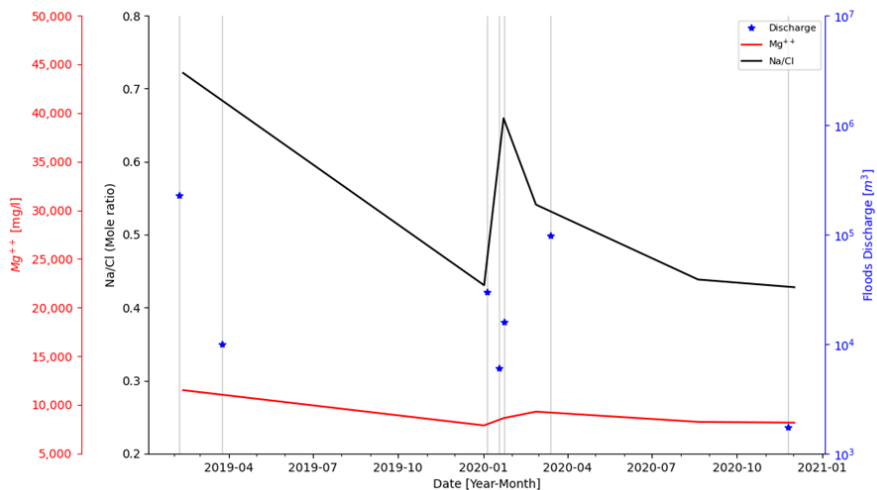
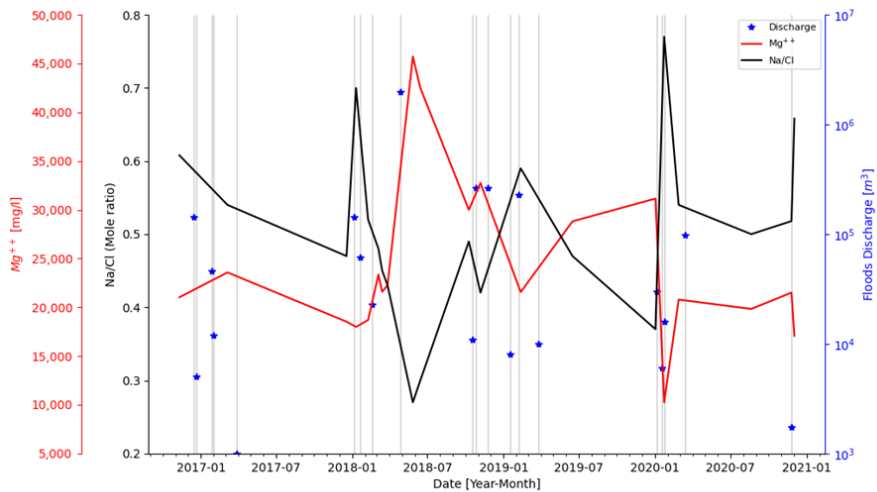
(ח)

תרשים 13: סדרת תמונות אורתופוטו מרחפן המראה את התפתחות אתר הבולענים במעלה הבוקען בין ינואר 2018 ונובמבר 2022. התמונות עד שנת 2020 צולמו על ידי איאד סואעד, והתמונה משנת 2022 צולמה על ידי לירן בן משה.

טבלה 1: הרכב כימי ואיזוטופי יוחסי נתון-כלור במים שדגמו בבולענים 1 ו-7 במניפת צאלים (מיקומם בתרשים r13). (בר וחוב', 2020).

Sinkhole #	Date	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Na+	K+	Ca++	Mg++	Str+	Cl-	Br-	SO4--	alkalinity [§]	TDS	density	temp* °C	Na/Cl
			mg/L										kg/L		mm
1	19/02/15	69.582	4.237	9.460	22.780	190	197.656	2.830	894	307.629	1.2080	21.4	0.54		
1	23/02/15	-2.94	89.918	2.557	5.950	13.320	112	193.530	1.655	1.847	308.889	1.2060	22.1	0.72	
1	10/11/16	-3.95	79.516	4.087	8.204	21.025	177	201.640	2.560	317.209			0.61		
1	06/03/17	0.62	71.647	4.416	9.817	23.575	191	202.675	3.100	1.147	316.568	1.217	26.0	0.54	
1	18/12/17	-0.33	40.060	3.621	7.896	18.522	174	130.825	1.975	1.000	203.073	1.138	25.4	0.47	
1	10/01/18	-0.83	94.092	3.491	7.753	17.990	147	207.826	1.815	1.257	334.114	1.209	23.1	0.70	
1	08/02/18	-0.29	51.890	3.560	8.360	18.690	167	153.490	2.425	1.000	238.582	1.164	25.7	0.52	
1	05/03/18	-0.11	54.052	4.487	9.801	23.587	189	172.510	2.930	1.257	268.583	1.182	27.3	0.48	
1	14/03/18	4.994	4.097	9.217	9.217	21.557	177	151.229	2.480	1.487	234.265	1.162	30.5	0.45	
1	27/03/18	43.370	3.962	8.905	22.264	191	153.757	2.720	1.409	236.578	1.162	27.1	0.43		
1	27/05/18	2.52	40.564	8.038	17.691	45.720	359	228.890	4.800	4.77	346.539	1.235	33.0	0.27	
1	14/06/18	2.17	43.916	6.965	15.964	42.500	364	222.540	5.800	5.65	338.614	1.231	32.5	0.30	
1	09/10/18	1.31	66.097	5.278	11.391	29.994	232	206.280	3.920	9.55	324.147	1.213	29.0	0.49	
1	06/11/18	0.08	58.312	5.457	12.656	32.758	255	211.867	3.800	8.37	325.942	1.217	26.4	0.42	
1	11/02/19	-0.62	77.512	4.060	8.737	21.557	171	201.540	5.660	7.13	319.951	1.215	22.8	0.59	
1	16/06/19		64.029	5.012	11.901	28.816	233	208.700	3.340	6.90	322.721	1.216	26.9	0.47	
1	02/01/20		46.440	5.248	13.760	31.150	293	193.930	4.440	6.63	295.924	1.200	22.9	0.37	
1	23/01/20	-3.59	93.060	2.060	5.085	10.245	89	185.190	1.340	2.310	299.379	1.193	25.5	0.77	
1	27/02/20	0.72	60.400	4.065	8.860	20.785	170	173.850	2.750	1.400	272.280	1.184	21.8	0.54	
1	20/08/20	0.53	49.860	4.090	8.910	19.830	178	153.885	2.750	1.390	240.893	1.160	34.8	0.50	
1	25/11/20	-0.11	53.140	4.230	9.320	21.500	190	158.170	2.200	1.330	250.080	1.170	22.1	0.52	
1	02/12/20		74.700	3.346	8.190	17.065	150	174.985	2.300	2.880	283.616	1.183	25.3	0.66	
7	11/02/19	-0.52	75.767	2.585	5.707	11.509	109	161.880	3.000	1.877	115.0	262.975	1.061	22.3	0.72
7	02/01/20	-2.96	14.560	1.719	4.470	7.885	90	52.130	2.140	3.146	228.0	86.575	1.061	0.43	
7	23/01/20	-3.20	45.545	1.750	4.630	8.635	89	106.460	1.140	2.760	146.4	171.360	1.116	20.1	0.66
7	27/02/20	-2.08	25.000	1.885	4.845	9.300	92	71.230	1.160	2.960	81.3	116.628	1.080	21.8	0.54
7	20/08/20	-1.74	15.980	1.910	4.750	8.250	97	56.185	1.140	2.380	90.692	1.062	32.8	0.44	
7	02/12/20		15.235	1.815	4.700	8.170	97	54.890	1.100	2.770	183.0	88.960	1.063	22.5	0.43
Dead Seaw	4.64	28537	7957	19942	51437	385	230328	6101	582		345.330	1.245	25.7	0.20	

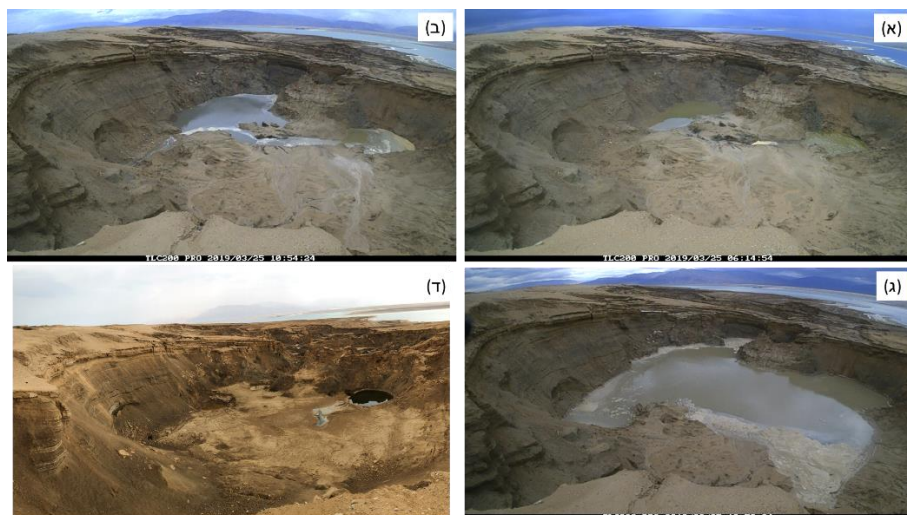
* Temperature of brine as measured during density measurements
 § Total alkalinity presented as HCO3
 # Dead Sea analysis by N. Weber



תרשים 14: ריכוזי המגנזיום ויחסי נתרן-כלור במים שנבעו בבולענים בשנים 2017-2020 (בר וחוב', 2020). זמני השיטפונות מסומנים בקווים אפורים אנכיים, וספיקתם (כפי שנמדדה בתחנה ההידרומטרית שבמוצא נחל צאלים ממצוק ההעתקים) בכוכבים כחולים. למעלה: בולטן 1, למטה: בולטן 7. למיקום הבולענים, ראה תרשים 13.

תחנה 7: "הבולען הירוק"

הבולען החל להתפתח במאי 2016 ומכונה "הירוק" על שם המים הירוקים שמילאו אותו עד אפריל 2018 (תרשים 13א, ב). עוד רואים בסדרת הזמן שבתרשים 13 כי בין התאריכים 9.4.2018 ו-15.5.2018 התרוקן הבולען לחלוטין ובצילומים הבאים ניתן לראות עדות לזרימה שהתרחשה מדופן הבולען מזרחה (תרשים 13ג-ו). השינוי הדרמטי התרחש בזמן השיטפונות החריגים של ה-26-28.4.2018 (זמן אסון צפית). בביקור במקום בתחילת מאי 2018 נמצא שמצלמה שהוצבה בדופן הבוקען (מקום המצלמה הנוכחית) נשטפה לים. מקור המים לא היה ידוע באותה העת, כאשר אחת האפשרויות שהוצעה הייתה שאחד הערוצים (10 או 11) זרם בעוצמה בקרבת דופן הבולען. בחורף שלאחר מכן התברר מקור המים. סרטוני המצלמה שהוצבה בדופן הבולען הירוק בסוף פברואר 2019 הראו שאחרי השיטפון של 25.3.2019 נבעו מים מקרקעית הבולען ומילאו אותו כמעט עד מחצית גובהו (תרשים 15א-ג). עוצמת השיטפון הזה הייתה כ-1% מעוצמת שיטפונות אפריל 2018 ולכן סביר בהחלט שבאפריל 2018 עלה הבולען על גדותיו ומימיו גלשו על פני השטח לעבר הבוקען והים. מאז האירוע שגרם להתרוקנותו התקיימו בתחתיתו מספר נביעות ובולענים (תרשים 15ד). עד חורף 2021 היה הבולען מוקף קירות מכל עבריו (תרשים 15א-ג). בעקבות שיטפונות חורף 2021 ונביעות המים מקרקעיתו, קרסה בהדרגה הדופן המזרחית של הבולען והיום בעת שיטפונות גדולים הנביעות מקרקעיתו מתנקזים מזרחה אל עבר הבולענים הסמוכים (תרשים 15ד).



תרשים 15: "הבולען הירוק". (א) – (ג) תמונות ממצלמת TLC המתעדות את בקיעת המים במשך 8-שעות מבולענים בקרקעית הבולען לאחר השיטפון של 25.3.2019. המים ממלאים את הבולען כמעט עד מחצית גובהו. (ד) הבולען בנובמבר 2022. הדופן המזרחית שלו נפרצה במהלך השיטפונות של 2021 ו-2022. במרכז נובעים מים בעלי מליחות נמוכה שזורמים לבריכה סמוכה בה הרכב המים שונה לחלוטין ומלוח בהרבה.

כאמור, השם "הבולען הירוק" נגזר מצבע המים שהיו בו עד לניקוזו לתת הקרקע בסוף אירוע אפריל 2018. מים בצבע, הרכב ומליחות דומה מצויים כיום בבולען שממזרח לו שלידו חלפנו בדרכנו לתצפית הנוכחית (איור 13-ח). הצבע הירוק של המים נגזר מנוכחות של אצות המעידות שמדובר במים יחסית מתוקים. צפיפות המים בדרך כלל נמוכה מ 1.09 גרם/סמ"ק (לעומת מי ים המלח עם 1.24 גרם/סמ"ק או מי הבוקען בעלי צפיפות של כ 1.15-1.19 גרם/סמ"ק). ראוי לציין כי המליחות הנמוכה יחסית נשמרת גם בחודשי הקיץ ואין עדות לאידוי האינטנסיבי שבוודאי מתקיים מפני המים. תצפית זו מעידה על תחלופה משמעותית ומהירה של המים בבולענים מסוג זה ומכאן שהם בפועל מהווים חלון למי התהום שמתחתינו. מקור המים באוגר זה הוא כנראה מי שיטפונות הממצים את מי החללים המלוחים שבמניפה, ובכך מקבלים את הרכבם הקלציום-כלוריד.

היחס Na/Cl וריכוזי הסולפט במים אלו גבוהים יחסית, עדות להמסת מלח וגבס בתת הקרקע. המים בבולען הירוק היו במפלס גבוה מהמים שנבעו בבוקען הנראה באופק, בדומה ליחסי המפלסים בין הבולען עם המים הירוקים שראינו בדרכנו לכאן והמים בבולען המרכזי (תחנה 9). נראה לפיכך כי במניפת נחל צאלים, מצויים לפחות שני גופי מים בתת הקרקע, מים בעלי מליחות של כחצי ממליחות ים המלח המצויים במזרח המניפה ומים פחות מלוחים ובמפלס גבוה יותר במערב. יחסי הגומלין בין שני גופי מים אלו משתנים במהלך השיטפונות, כאשר מים מתוקים שוטפים את המערכת, זורמים בתת הקרקע בחללי קארסט המלח, מעלים את המפלסים המקומיים ובסופו של דבר מתנקזים לים המלח דרך התעלה היוצאת מהבוקען.

תחנה 8: תצפית על איגום מי הדליפה

נקודת תצפית מעל ערוץ 10 עם מבט מערבה, לעבר מעלה הזרימה. בדומה לערוץ 14 שם התחלנו את הסיור, גם כאן רציפות הערוץ נקטעת והזרימה בו מסתיימת בשקע עמוק שנוצר משקיעות ובו לענים בערוץ היכולים לאגם את הזרימות המגיעות מהמעלה. מורפולוגיות דומות עם אגני איגום גדולים עוד יותר נראה בערוצים הצפוניים יותר בהמשך הסיור.

החל מנובמבר 2021 זיהינו בצבוצי מים בדפנות מעלה ערוץ 10, אשר התנקזו לכדי זרימה בערוץ עצמו. המים נאגמו בסדרה של בולענים לאורך הערוץ עד שהגיעו לחסימה הסופית שלמרגלותינו, וכאן התפתח אגם רחב היקף אשר את ממדיו ניתן עדיין לזהות (תרשים 16). שלא בדומה למי שיטפונות, המים בבצבוצים, בזרימות ובאגם היו במליחות גבוהה, עד כדי מחצית מים המלח, ובהרכב האופייני לים המלח המודרני. ביוני 2022 הודיעו מפעלי ים המלח על זיהוי דליפות לרוחב חלקים נרחבים של התעלה אשר פגעו במערכת האקולוגית במורד המניפה. במהלך הקיץ מליחות המים בערוץ עלתה עוד והתקרבה למליחות ים המלח, עדות לשטיפה

אינטנסיבית ודחיקה של מי התהום המתוקים שהצליחו כבר להתבסס במניפה שנחשפה בעשורים האחרים, ועתה הם מוחלפים שוב על ידי מים מלוחים. לא כאן המקום לדון במהלכים הסטטוטוריים וההנדסיים שננקטו בעקבות זיהוי הדליפות. בפועל מפעלי ים המלח המשיכו להזרים את תמלחת ים המלח בתעלה עד חודש נובמבר 2022, אז גם החלו בדיפון ואיטום קרקעית התעלה. נכון למועד כתיבת מדריך הסיור (דצמבר 2022), זרימה של מים במליחות הקרובה למי ים המלח מתקיימת במורד מרבית הערוצים במניפה, דרך צינורות ניקוז שהמפעלים הטמינו באותם ערוצים. הסבר על האירוע והטיפול בו יינתן על ידי מי"ה בסוף הסיור.

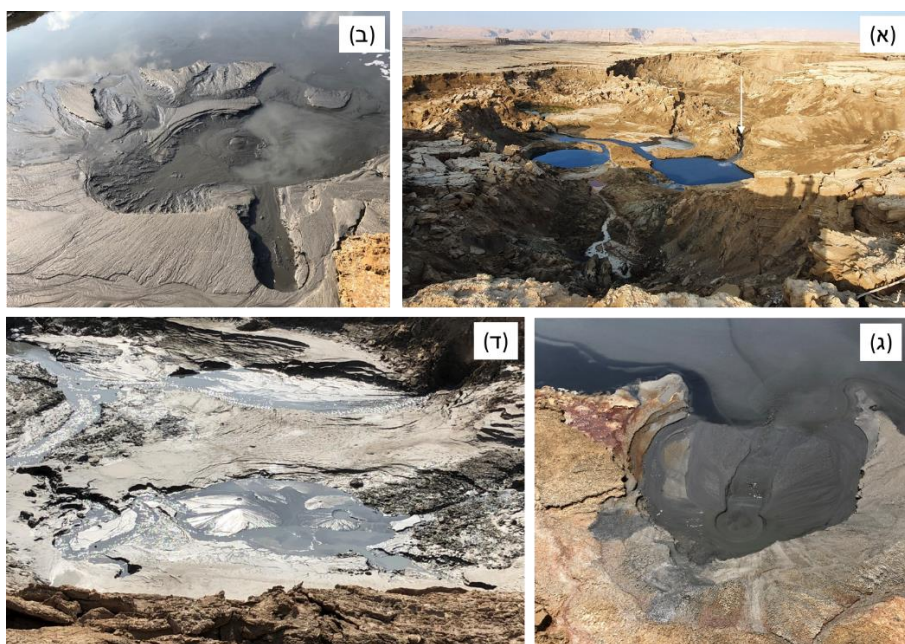


תרשים 16: איגום מי הדליפה מתעלת ההזנה באתר הבולענים שבמורד הערוצים 9-12. צולם באוקטובר 2022.

תחנה 9: הבולען המרכזי

נקיף את אתר הבולענים מצפון וממזרח ונחזור מעט מערבה לתצפית על הבולען המרכזי שבו מספר בריכות ונביעות עם צבעי מים שונים (תרשימים 13ח, 17א). בולען זה נוצר לראשונה בסוף שנת 2017 (לאחר צילום הלייזר של אותה שנה,

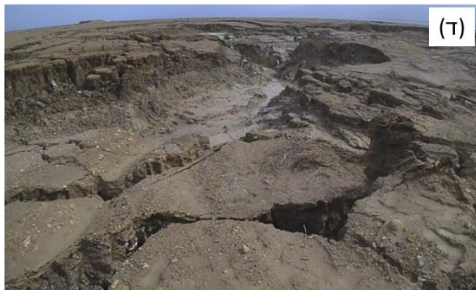
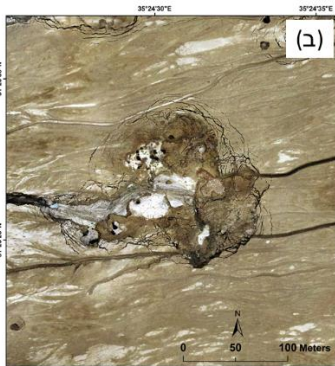
תרשים 7) ומאז התרחב. לאורך כל השנים התקיימו בו גופי מים במפלסים שונים, כאשר בשיאו, באפריל-מאי 2019 (תרשים 13), היה מפלס המים כ-10 מ' גבוה ממפלסו היום. מי הבולען מתנקזים לים המלח באמצעות התעלה שעוברת דרך שולי הבוקען. במאי 2022 ירדו פני המים בבולען המרכזי למפלסם הנמוך ביותר ונתרו כמה בריכות רדודות לא מחוברות. מים נבעו ממספר מקורות בהיקף הבולען, ועל קרקעיתו התגלו חרוטי בוץ מהם נבעו מים שהכילו כמויות גדולות מאד של בוץ שחור (תרשים 17-ב). בנוסף לכך זרמו אל תוך הבולען מים ממערב, דרך אפיק צר (חץ בתרשים 17א).



תרשים 17: בולען הנביעה המרכזי (נכון לתקופה שבין 2021 וכתובת שורות אלה). (א) סדרת בריכות בקרקעית הבולען, נובמבר 2022. כל בריכה מנקזת נביעה אחרת מדופן הבולען. ניתן לזהות 4 נביעות שונות, כולל זרימה מנביעה (מוסותרת) שמנקזת את מי הדליפה לבריכה הימנית (הצפונית) בבולען (מסומנת בחץ). (ב-ד) חרוטי בוץ בקרקעית הבולען שהתגלו בקיץ 2022 עקב ירידת מפלס המים בבריכות למפלסם הנמוך ביותר עד כה. פרטים בגוף הטקסט.

תחנה 10: אתר הבולענים בערוץ 7

נחזור אל דרך העפר, נחצה אותה ונמשיך עוד כ-200 מ' לכיוון צפון-מערב אל שדה בולענים שגודלו כ-100X100 מ' שהתפתח בערוץ 7 (תרשימים 1, 18). הבולען הראשון בשדה הזה נוצר בשנת 2012 אך עד שנת 2018 לא התרחב ולא גרם לחסימת הזרימה בערוץ. עם השלמת בניית המתעלים על תעלת ההזנה בשנת 2019 הופנה חלק מהזרימה בערוצים שמדרום אל עבר המתעל שמוליך לערוץ 7 (תרשים 1). התגובה לכך הייתה מהירה, האתר גדל והעמיק, ומאז השיטפונות נבלעים בו (תרשים 18א, ב). מצלמת קיטועי הזמן שהוצבה מול אתר הבולענים של הערוץ מראה איגום של המים בערוץ ובשוליו עם הגעת השיטפון וגם לאחריו, עד לרגע מסוים שבו המים מתנקזים במהירות לתת הקרקע. בו זמנית לירידת המפלס המהירה מתפרקים הסדימנטים החרסיתיים שמעל ובשולי הבולענים השונים לבלוקים (תרשים 18ג, ד) ונעים לטרלית ואנכית אל עבר האזורים הנמוכים (בולענים או ערוץ הנחל) בצורה דומה לתנועות שנצפו בבוקען (תרשים 12ד). בכל המקרים התנועות הללו מלוות את ירידת מפלס המים בזמן ניקוזם אל הבולענים או אל עבר ים המלח. התופעות דומות מאד לתופעות של התפשטות לטרלית (lateral spreading) שמתרחשות עקב התנזלות של סדימנט דק בזמן רעידות אדמה (Cubrinovski et al., 2012).



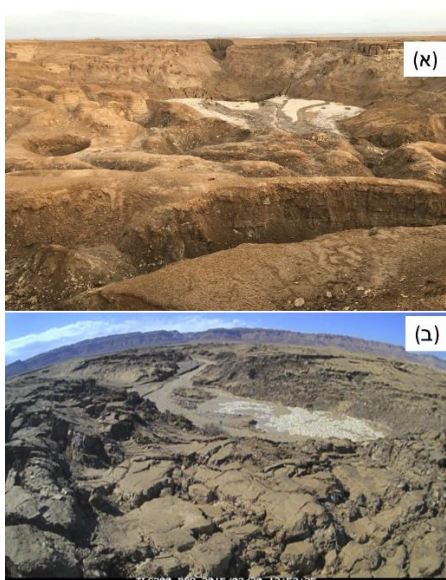
תרשים 18: ערוץ 7. (א) מבט מערבה אל מעלה הערוץ שמראה כיצד הערוץ המקורי, שנראה משני צדי שדה הבולענים, נקטע על ידם ולא ממשיך מזרחה לעבר ים המלח. צילום רחפן על ידי איאד סואעד בשנת 2021. (ב) אורתופוטו של האתר (צילום רחפן מנובמבר 2022 על ידי לירן בן משה) שמראה התרחבות (בעיקר דרומה) של האתר ואזורים שבהם מערכות סדקים צפופות שתי וערב. (ג) תמונה מקרוב של מערכות הסיזוק הצפופות שתי וערב שנוצרו כתוצאה מהתפשטות לטרלית בעת ירידת מפלס המים לאחר השיטפון. (ד) תמונה מתוך סרטון TLC שבו נצפתה התפשטות אופקית ואנכית אל עבר הבולען שמסומן בחץ בפאנל (א), בו-זמנית לירידת מפלס המים בבריכה.

תחנה 11: אתר הבולענים בערוץ 6.

נמשיך במעלה ערוץ 7 לאורך גדתו הדרומית. בשולי אתר הבולענים נזהה את תופעות ההתפשטות הלטרלית שתוארו לעיל (תרשים 18ג, ד). נמשיך מערבה כ- 300 מ' נוספים עד לנקודה בה ניתן לחצות את הערוץ צפונה (תרשים 1) ונחצה גם את הערוץ הבא (ערוץ 6). באזור החצייה נפגוש באחד הנקזים של מי הדליפה

מהתעלה, ממנו זורמים המים במורד הנחל. לאחר החציה נפנה מזרחה ונלך כ- 200 מ' עד לתצפית על אתר הבולענים של ערוץ 6 (תרשים 19א). גודל האתר כ- 150X150 מ' והוא מנתק את הזרימה ממעלה הערוץ לכיוון ים המלח. על הדופן המזרחית של האתר ניתן לראות את ערוץ 6 המקורי תלוי בגובה. ניתן גם לראות את מי הדליפה נבלעים באחד הבולענים. בדומה לערוץ 7, גם ערוץ 6 קיבל מעט מי שיטפונות עד שנת 2019 ורק עם השלמת המתעלים הגיעו גם אליו הזרימות מדרום. בהתאם לכך, התעמקו והתרחבו במהירות הבולענים הבודדים שהיו בתוך הערוץ ובתחילת שנת 2022 קרס האזור לעומק אשר לא מאפשר יותר זרימה עילית לים המלח (תרשים 19א).

נמשיך לכיוון צפון-מערב ונחצה גם את הערוצים 5, 4, ו-3. כאן נציין כי כבר בשיטפון של ה-20 לפברואר 2015 נצפו במצלמה תופעות התפשטות לטרלית בזמן ירידת המים אל תוך הבולענים שחסמו את ערוץ 5 (תרשים 19ב).



תרשים 19: (א) מבט מזרחה לעבר שדה הבולענים בערוץ 6. מוצא האפיק המקורי תלוי כ-5 מ' מעל לקרקעיתו בבולען. (ב) תמונה מערבה מתוך סרטון TLC שצולם בזמן שיטפון ב-20.2.2015 בערוץ 5 (Avni et al., 2016). בסרטון נראית התפשטות אופקית ואנכית אל עבר נקודת הבליעה של המים בו-זמנית לירידת מפלס המים.

תחנות 12 ו-13: תעלת ההזנה ותחנת השאיבה P9

ההסברים בתחנות אלו הם באחריות אנשי מי"ה:

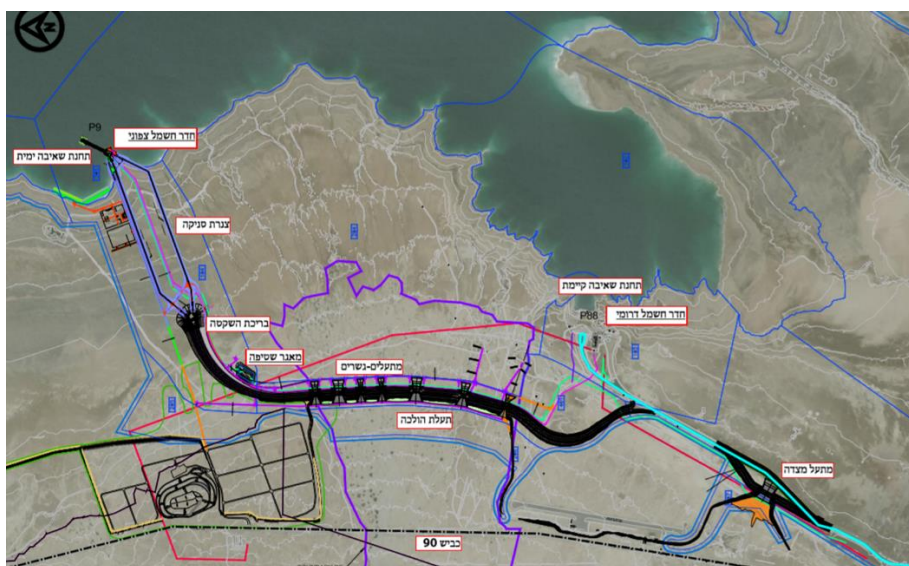
מיטל ליאון - מנהלת איכות הסביבה, **טובי שור** - מנהל התשתיות.

תמלחת ים המלח היא חומר הגלם לייצור אשלג, ברום, מגנזיום ומוצרים נוספים המיוצרים ע"י חברות ICL. התמלחת נשאבת מהאגן הצפוני ומוזרמת באמצעות תעלה חפורה אל מערך בריכות האידיוי באגן הדרומי. לפני מספר חודשים נכנסה לעבודה תחנת השאיבה החדשה של מפעלי ים המלח באגן הצפוני - P9. תחנה זו החליפה את תחנת השאיבה P88 שסיימה את תפקידה. התמיסות נשאבות בתחנה P9 ונסנקות בשני צינורות לגובה של כ-50 מ' מעל מפלס ים המלח אל אגן השקטה ומשם לתעלת ההזנה (תרשים 20). זוהי תעלה חפורה בקרקע החוצה את מניפת הסחף של נחל צאלים (כ-1.4 ק"מ) ומתחברת לתעלת ההזנה הקיימת, שאורכה כ-12 ק"מ. אורך התעלה הכולל, חדשה וישנה, הוא כ-15 ק"מ והתמיסות מוזרמות בה בגרביטציה. מהקצה הדרומי של התעלה נשאבות התמיסות לבריכה 5 - בריכת האידיוי הצפונית במערך בריכות האידיוי באגן הדרומי - המשמשת חוף ים לאזורי התיירות עין בוקק וחמי זהר.

מניפת נחל צאלים מתאפיינת בערכיות אקולוגית וסביבתית גבוהה. על מנת לשמור על התפקוד האקולוגי של המניפה, הקמנו מתעלי מים מעל למקטע תעלת ההזנה החוצה אותה. זאת במטרה להבטיח זרימת מי שיטפונות ממערב למזרח ולהרוות את שטח המניפה המזרחי במים וכן לאפשר מעבר לחיות הבר (תרשים 4). על מנת למנוע חלחול של תמלחת ים המלח מגוף התעלה ולחזק את גוף התעלה בתוואי השיטפוני אותו היא חוצה, ביצענו דיפון ואיטום באמצעות שכבת חומר חרסיתי (עובי שכבת האיטום שיושמה גדול כמעט פי 2 ביחס לעובי שכבת איטום תעלת ההזנה הקיימת). חומר טבעי זה משמש אותנו לטובת איטום סוללות ותשתיות שונות בסדום. הקמת המקטע החדש של תעלת ההזנה ותפעולו

מפוקחת ומבוקרת על-ידי ועדת ניטור המשותפת למפעלי ים המלח ולרשות הטבע והגנים (רט"ג). בשטח המניפה אנו מיישמים תכנית ניטור רחבה לרבות ניטור צמחייה, מעקב ערוצי זרימה ועוד, זו השנה החמישית (הניטור בשטח החל לפני הקמת הפרוייקט).

את ההסבר על P9 ועל תעלת ההזנה נבצע בשני מקומות: בחלק הצפוני של מקטע צאלים (מצפון למתעל הראשון) ובאזור תחנת שאיבה. במיקום הראשון נציג, בין השאר, את אירוע החלחול מתעלת ההזנה שגרם להמלחת החלק המזרחי של המניפה באזור המפגש של המניפה הפעילה עם האזור המפונה (האזור שממנו נסוג ים המלח) וכיצד התמודדנו עם האירוע הנ"ל.



תרשים 20: מרכיבי פרויקט הקמת תחנת שאיבה P9. הוכן על ידי מי"ה.

התנזלות והובלת סדימנט במניפת צאליים

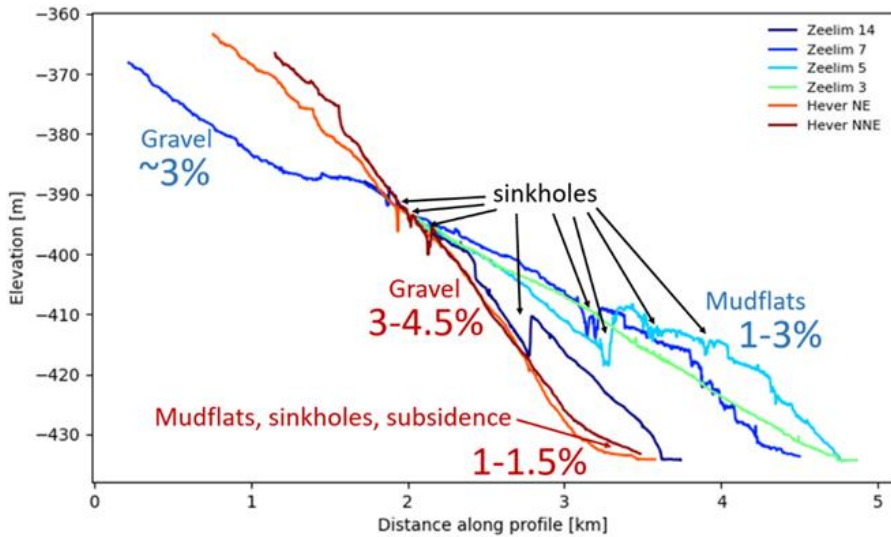
מצלמות קיטועי הזמן הראו תנודות משמעותיות בפני המים בזמן השיטפונות הן באזורי הבליעה והן באזורי הנביעה של מי השיטפונות. בצילומים נראים גם קריסות בולענים, שקיעות קרקע מהירות והתפשטות לטרלית בסדימנטים החרסיתיים לכיוון מרכזי הבולענים, תוך כדי הירידה במפלסי המים (תרשימים D12, D18, D18g, D18, D19). ההתפשטות הטרלית של הסדימנטים הרוויים במים מצביעה על תהליכי התנזלות ואובדן קוהזיה בסדימנטים הללו עקב השינויים במפלס המים בין ההצפה לניקוז. כאשר מפלס המים עולה, לחץ מי הנקבובים בסדימנט עולה, הקוהזיה יורדת והסדימנט עובר התנזלות (למשל, Cubrinovski et al., 2012). עם הירידה במפלס המים, מי השיטפונות וחלק מהסדימנט הדק שעבר התנזלות מתנקזים אל ודרך הבולען. ריבוי התצפיות מהסוג הזה וסמיכות התופעה לירידת מפלס המים מצביעים על כך שתהליכי ההתנזלות והובלת הסדימנטים הדקים מכלל עמודת הסדימנט אל מערכת קארסט המלח התת קרקעית משמעותיים יותר מכפי שתואר בעבר וכי הגברת שקיעות הקרקע מיד לאחר השיטפונות אינה תוצר של המסת מלח בלבד, אלא שילוב אפשרי של המסה, התנזלות, והובלת סדימנט דק - piping. חיזוק לטענה זו מגיע מאזורי הנביעה שם נחשפו, עם ירידת מפלסי המים בשנים האחרונות, חרוטי בוץ דרכם נובעים מים גם בתקופות לא שיטפוניות, המכילים כמויות גדולות של סדימנטים חרסיתיים (תרשים 17-בד). עדות נוספת לתרומה של הובלה וסילוק סדימנטים לשקיעות הקרקע באזורי הבולענים מתקבלת מהשוואה בין עובי המלח ועומק השקיעות/הבולענים באותו מקום. לו שקיעות הקרקע היו תוצאה של המסת מלח בלבד, אזי עוצמת השקיעה הייתה מוגבלת לעובי המלח, וגם זאת בתנאי שהסדימנט שמעל שקע או מילא את כל החלל

שהותיר המלח שהתמוסס. אולם, בהינתן כי במקרים רבים עוצמת השקיעה ועומק הבולענים גדולים מעובי המלח המקומי, אזי מתחייב גם סילוק של חלק מעמודת הסדימנט שמעל שכבת המלח, תהליך אשר יאפשר את שקיעת פני הקרקע לעומק מצטבר הגדול מעובי המלח. סדימנט זה מנוקז דרך מערכת הקארסט אל בולעני החוף ומשם זורם עם התמלחת לים המלח.

את פוטנציאל ההובלה של סדימנטים על ידי מי השיטפונות ניתן לחשב באמצעות הדוגמאות שנאספו מחרוטי הבוץ באזורי הנביעה שנחשפו עם ירידת מפלסי המים בשנים האחרונות (תרשים 17-ב-ד). התמלחת שנאספה מנביעה זו הכילה עד 1000 גרם סדימנט לליטר של תערובת. אמנם לא ניתן לשלול על הסף כי בפועל חלק מהסדימנט בתמיסה שנדגמה מקורו בהרחפה מחודשת של סדימנט קרקעית, אולם עצם העובדה כי התמלחת מסוגלת לשאת כמות כה גדולה של בוץ אף בספיקה נמוכה יחסית מעידה על פוטנציאל ההסעה של סדימנטים על ידי התמלחת במהלך השיטפונות.

מה קורה במניפות אחרות בים המלח?

גם באפיקי נחלים אחרים לאורך ים המלח (חבר, חצצון, דרגה, קדרון) נבלעים מי שיטפונות וגורמים להגברה משמעותית של המסת מלח בתת הקרקע, אך בניגוד לצאלים חלק ניכר ממי השיטפונות בנחלים האחרים ממשיך לזרום כנגר עילי מעבר לבולענים עד לים המלח. ההבדל בין צאלים לשאר המניפות נעוץ בשני גורמים התלויים זה בזה: אופי הסדימנטים המוסעים ומורבדים בקרקעית הנחלים ושיפועי הנחלים (תרשים 21). בעוד שבצאלים החלק המזרחי של המניפה בנוי מתצורת צאלים החרסיתית ושיפוע הערוצים נע בין 1% ל-3%, ערוצי שאר הנחלים הנחשפים כיום בנויים מחלוקים גסים ושיפועיהם גדול מ-3%. התנאים הללו מכתיבים איגום מים וניקוזם אל תוך הבולענים במניפת צאלים ומילוי הבולענים בחלוקים במהלך השיטפונות וזרימה עילית עד ים המלח בנחלים האחרים.



תרשים 21: שיפועי אפיקים במניפות צאלים וחבר ומיקום אזורי בולענים לאורכם.

הערות לסיכום

מחקרים קודמים ניסו להסביר את שקיעות הקרקע סביב הבולענים כתוצאה בלעדית של המסת מלח על ידי מי שיטפונות ומי תהום (Avni et al., 2016; Shviro et al., 2017, בר וחוב', 2020). התצפיות המוצגות בסיור מעידות על כך ששקיעות הקרקע אינן תוצר של המסת מלח בלבד, אלא שילוב של המסת מלח, התנזלות סדימנטים והובלתם במערכת קארסט המלח המפותחת. שלושת המרכיבים הכרחיים שכן המסה בלבד לא מסבירה את עוצמת שקיעות הקרקע, וסילוק החומר בקצבים שנמדדו לא יתאפשר ללא מערכת החללים והצינורות התת-קרקעיים שנוצרו בשכבת המלח עקב המסתה.

בשנים הראשונות להופעת הבולענים נטען כי בולענים ואזורי שקיעה נוצרים עקב סילוק חומר דק בתת הקרקע במנגנון של ארוזיה (piping) (Arkin and Gilat, 2000) אך לא הוצגו עדויות שדה התומכות בכך. מודל זה לא דרש המסת מלח ולא הכיר את מערכת קארסט המלח התת קרקעית שרק החלה אז להתפתח באזורי

שקיעות הבולענים. בסיור אנו מציגים עדויות שאכן תומכות בתהליכי ההובלה התת-קרקעיים של הסדימנט הדק אך קושרות אותן למערכת הקארסט במלח ולשיטפונות מחוללי ההתנזלות המלווים במהירויות זרימה גבוהות, שבלעדיהם התהליך לא היה מתקיים.

מקורות

בר, ג., גבריאלי, א., סואעד, א., נוף, ר., ברנשטיין, מ., 2020. בולענים ושיטפונות בחוף ים המלח: מבליעת נחלים והמסת מלח לשינויים גיאומורפולוגיים. מתוך: שלו, א. (עורך) תגובת התשתית באגן ים המלח לשינויים הטבעיים ומעשה ידי אדם: מסגרת רב שנתית לניטור ומחקר 2018-2028. דו"ח מכון גיאולוגי GSI/19/2021, עמ' 57-63.

בר, ג., ברנשטיין, מ., יחיאלי, י., נוף, ר., גבריאלי, א., 2021. עומק ועובי שכבת "מלח הבולענים" במניפת צאלים: השלכות פליאוגיאוגרפיות והקשר להיווצרות ולתפוצת הבולענים. מתוך: שלו, א. (עורך) תגובת התשתית באגן ים המלח לשינויים הטבעיים ומעשה ידי אדם: מסגרת רב שנתית לניטור ומחקר, 2018-2028. דו"ח מכון גיאולוגי GSI/33/2020, עמ' 70-85.

Abelson, M., Baer, G., Shtivelman, V., Wachs, D., Raz, E., Crouvi, O., Kurzon, I., Yechieli, Y., 2003. Collapse-sinkholes and radar interferometry reveal neotectonics concealed within the Dead Sea basin, *Geophys. Res. Lett.*, 30(10), 1545, doi:10.1029/2003GL017103.

Arkin, Y., Gilat, A., 2000. Dead Sea sinkholes: an ever-developing hazard. *Environ. Geol.* 39: 711–722.

- Avni, Y., Lensky, N., Dente, E., Shviro, M., Arav, R., Gavrieli, I., Yechieli, Y., Abelson, M., Lutzky, H., Filin, S., Haviv, I., Baer, G., 2016. Self-accelerated development of salt karst during flash floods along the Dead Sea coast, Israel. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 121 (1), 17–38.
- Cubrinovski, M., Robinson, K., Taylor, M., Hughes, M., Orense, R., 2012. Lateral spreading and its impacts in urban areas in the 2010–2011 Christchurch earthquakes, New Zealand. *J. of Geology and Geophys.*, 55:3, 255-269, DOI: 10.1080/00288306.2012.699895.
- Gavrieli, I., 1997. Halite deposition in the Dead Sea: 1960–1993. In: Niemi, T.M., Ben-Avraham, Z., Gat, J. (Eds): *The Dead Sea - the Lake and its Setting*. Oxford University Press, Oxford, UK, pp 161–170.
- Nof, R.N., Baer, G., Ziv, A., Raz, E., Atzori, S., Salvi, S., 2013. Sinkhole precursors along the Dead Sea, Israel, revealed by SAR interferometry. *Geology*, 41, 1019–1022.
- Nof, R.N., Abelson, M., Raz, E., Magen, Y., Atzori, S., Salvi, S., Baer, G., 2019. SAR Interferometry for Sinkhole Early Warning and susceptibility Assessment along the Dead Sea, Israel. *Remote Sensing*, 11, 89; doi:10.3390/rs11010089.
- Shviro, M., Haviv, I., Baer, G., 2017. High-resolution InSAR constraints on flood-related subsidence and evaporate dissolution along the Dead Sea shores: interplay between hydrology and rheology. *Geomorphology*, 293, 53-68.
- Yechieli, Y., Magaritz, M., Levy, Y., Weber, U., Kafri, U., Woelfli, W., Bonani, G., 1993. Late Quaternary geological history of the Dead Sea area, Israel. *Quat. Res.* <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1007>

מחקרים עדכניים על מערכות הידרולוגיות הסמוכות לאגם נסוג

יהודה לוי¹, נורית ובר², יוסי יחיאלי^{1,3}, אלדד חזן⁴, איאד סואעד⁵,
אודי גלילי⁵, ליאו וולין⁵, אבי בורג¹

1. המכון הגיאולוגי 2. מכון וייצמן 3. אוניברסיטת בן גוריון, שדה בוקר
4. רשות הטבע והגנים 5. השרות ההידרולוגי, רשות המים



התחזרות ערוצים במישורי הבוץ בין עינות צוקים לים המלח. צילום: איאד סואעד

מבוא

אגן ים המלח משמש כבסיס ניקוז למערכות הידרולוגיות שונות, הן עיליות והן תת קרקעיות. הסיור הנוכחי מתמקד במערכות התת קרקעיות של מי התהום לחופו המערבי של ים המלח. מערכות מי התהום המתנקזות לאגן היבן מגוונות מבחינת מיקומן, נפח שפיעתן, הרכבן הכימי ותגובתן לירידת מפלס ים המלח. ניתן לחלק את מוצאי המערכות הללו לשלושה סוגים (תרשים 1):

1. נביעות לאורך חוף ים המלח המנקזות אקוויפר רגיונלי ומתחדש, בעלות נפח שפיעה כולל גדול (עשרות מיליוני מ"ק\שנה - מלמ"ש), היוצרות אזורים לחים באורך קילומטרים ובהם מספר עצום של נביעות וזרזיפים, עליהם נשענת מערכת אקולוגית ייחודית. המליחות בנביעות אלה מציגה טווח רחב של ערכים (מאות עד עשרות אלפי מיליגרם כלור לליטר - מגב"ל), המים אינם חמים ($20-30^{\circ}\text{C}$). המערכות מגיבות לירידת מפלס ים המלח כפי שיתואר להלן. נביעות מערכת זו כוללת את עינות פשחה (צוקים), קנה וסמר, אשר ממוקמים בחוף הצפון מערבי של ים המלח.
2. מעיינות מלוחים (יותר ממאה אלף מגב"ל), חמים (כ- 45°C) ומחוזרים, הנובעים בשפיעות בינוניות (סה"כ כ-10 מלמ"ש) לאורך חוף ים המלח. בניגוד למערכות הרגיונליות, מקור המעיינות החמים בעומק של כ-1 ק"מ והם מייצגים מים עתיקים עם היסטוריה הידרולוגית ייחודית. מעיינות מייצגים של מערכת זו הם מזור ושלם (שכבר אינם נובעים כיום) וקדם, שזוהי היום המערכת העיקרית. עינות קדם מגיבים לשינויי מפלס ים המלח בכך שמיקומם במרחב עוקב אחר קו החוף הנסוג מזרחה.
3. נביעות שעונות ושפירות בעלות שפיעה נמוכה (מלמ"ש בודדים בכל נביעה), הממוקמות במצוק ההעתקים מעל מפלס ים המלח, ואינן מגיבות לשינויים במפלסו. המעיינות המייצגים של מערכת זו הם עין גדי ועין בוקק. בסיור לא נעסוק במערכת ההידרולוגית השעונה.

התנודות במפלס ים המלח במהלך ההולוקן היו סביב מפלס של כ-410 מ'. לפני כן, במהלך תקופת הקרח האחרונה, אגם הלשון השתרע בבקע ים המלח במפלס גבוה בהרבה, והמפלס המקסימלי היה ברום 160- מ' (Stein et al., 2012). המפלס בראשית שנת 2023 הוא ברום 437- מ'. מאז שנות ה-70 של המאה העשרים יורד המפלס בקצב מואץ, כיום מעל מטר בשנה. ירידה כה מהירה בבסיס הניקוז משפיעה על המערכות ההידרולוגיות המתנקזות אליו, ושתי המערכות מתוך השלוש שצוינו לעיל אכן מציגות מגוון תגובות שנחקרות ומנוטרות בעשרות השנים האחרונות. כך יש כיום בידי ההידרולוגים מעבדה טבעית לבחינת היחס ההדדי בין אגם נסוג לבין מערכות מי התהום הקשורות אליו בקשר ישיר. בסיור הנוכחי יוצגו תופעות שנחקרו בשנים האחרונות ע"י קבוצות חוקרים שונות, כל קבוצה בסוג אחר של נביעות, כאשר בכלן המוטיב של תגובת המערכת ההידרולוגית לירידת המפלס הוא העיקרי.

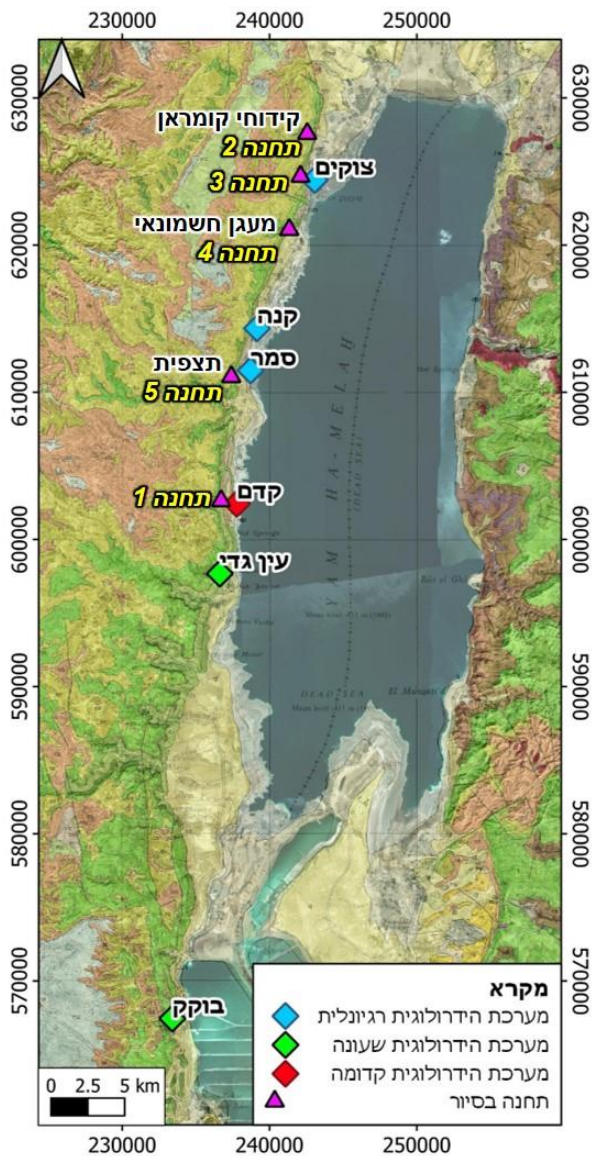
לנוכחותן של מערכות מים יציבות באזור המדברי של ים המלח יש משמעות סביבתית רחבה, שכן עליהן מתפתחת אקוסיסטמה ייחודית, הבולטת על רקע הסביבה המדברית היבשה שמסביב. כל שינוי במערכת ההידרולוגית עשוי להוביל לפגיעה דרמטית באקוסיסטמה הנשענת עליה.

בסיור נתמקד בנושאים הבאים:

1. הצגת תופעות הידרולוגיות דינמיות לאורך חוף ים המלח שהגורם העיקרי המניע אותן הוא השינויים המהירים במפלס ים המלח.
2. התמודדות הגופים האמונים על שמירת הטבע עם השינויים במערכות המים והחשש הנלווה לנזקים אקולוגיים.
3. שיחזור היסטורי של מערכות מי התהום בהולוקן, כולל עדות לקיומם של מפלסי אגם נמוכים מאוד גם בעבר ההיסטורי.

בנוסף להצגת התצפיות הדינמיות וההיסטוריות נספק במהלך הסיור תחזית לעתיד להתרחש בכמה ממקורות המים העיקריים שלחוף ים המלח על בסיס תפיסה

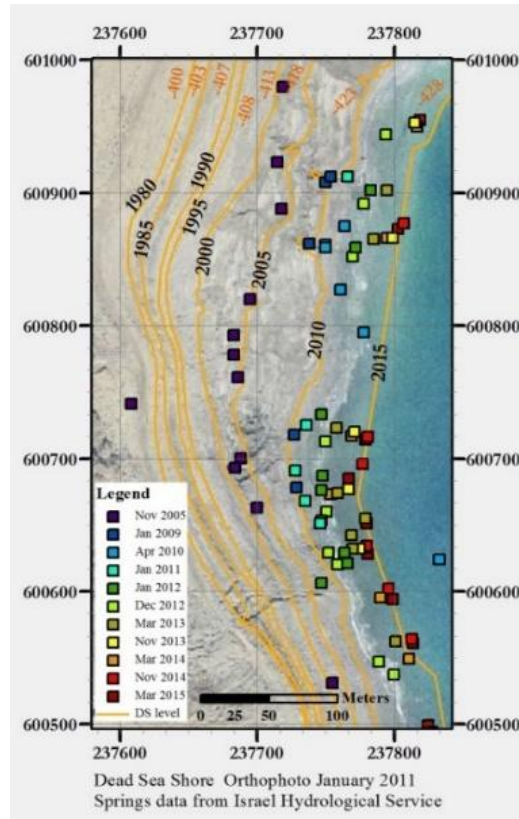
קונספטואלית ומודל זרימה ממוחשב, כל זאת בהנחה שתהליך הנסיגה במפלס ים המלח ימשך באותו הקצב בעשרות השנים הקרובות.



תרשים 1: מפת מיקומי המערכות ההידרולוגיות העיקריות לחופו המערבי של ים המלח ותחנות הסיור (על גבי מפה גיאולוגית 1:200,000 (Sneh et al., 1998) על רקע תצלום לוויין, 2022).

תחנה 1: חוף עינות קדם

עינות קדם (תרשים 1) היא מערכת מי התהום המלוחה-חמה הגדולה ביותר לחוף ים המלח (ספיקתה כ-10 מלמ"ש). טמפרטורת המים בנביעות היא בתחום 46–40°C, ומליחותם המרבית היא 190 גרם\ליטר, כמחצית ממליחותו של ים המלח (340 גרם\ליטר, טבלה 1). בהנחת גרדיאנט גיאותרמלי של $19^{\circ}\text{C km}^{-1}$, התמלחת עולה במהירות מעומק של לפחות 950 מ'. התמלחת זורמת באקוויפר החלוקים ונובעת בכ-40 נביעות בסמוך לקו החוף, בין חוף מינרל בצפון לחוף עין גדי בדרום. מיקומי הנביעות נודדים מזרחה ביחד עם קו החוף הנסוג של ים המלח, מנגנון המראה על קשר הידראולי טוב בין מפלס האגם למפלס מי התהום (תרשים 2).



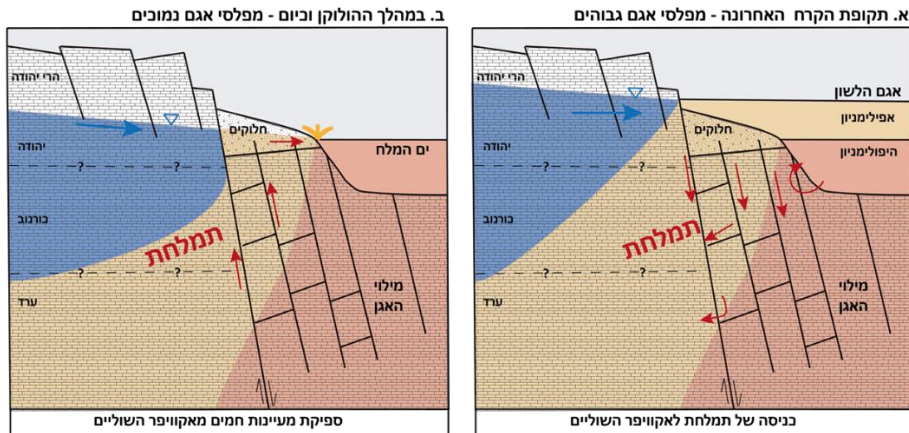
תרשים 2: מיקום חלק מהמעיינות בין השנים 2005-2015 וקווי החוף של ים המלח בשנים 1980-2015. ניתן לראות כי המעיינות עוקבים אחר ירידת המפלס. מיקומי המעיינות ומפלסי הים באדיבות השירות ההידרולוגי, רשות המים.

הסירקולציה של תמלחת עין קדם מאגם הלשון לשפיעת המעיינות בהולוקן

מקור המעיינות החמים בגוף מים גדול הנמצא בתת הקרקע, שכן ההרכב הכימי של תמלחת עין קדם נשמר קבוע לפחות במהלך 40 השנים האחרונות מאז החלו המדידות. עם זאת, הרכב היונים העיקריים אינו מייצג ערבוב פשוט בין תמלחת ים המלח למים מטאורים אלא משקף היסטוריה מורכבת, שבבסיסה שריד של אגם הלשון, אשר מילא את בקע ים המלח בתקופת הקרח האחרונה (לפני כ-17.4–31 אלפי שנים). תיארוך תמלחת עין קדם באמצעות איזוטופים רדיואקטיביים (^{14}C ו- ^{81}Kr) הניב טווח גילים של 16–35 אלפי שנים לפני ההווה (גיל מי תהום הוא הזמן שחלף מאז חדירת מי האגם לתת הקרקע), המתאים לתקופת אגם הלשון. גילים אלו וכן עדויות גיאוכימיות ושקולים הידרולוגיים מצביעים על תהליך של סירקולציה של תמלחת עין קדם שהחלה עם חדירת מי האגם לאקוויפר העמוק, כאשר מפלס האגם היה גבוה (בתקופת הקרח האחרונה), וחזרתם לאגם בסדרה של מעיינות חמים, כאשר מפלס ים המלח ירד בהולוקן (11,650 השנים האחרונות). ככל הנראה שינויי מפלס האגם הם "המנוע" ההידרולוגי האזורי שהניע את הסירקולציה בין האגם לאקוויפר חבורת יהודה (תרשים 3). בסוף תקופת הקרח האחרונה האגם נסוג למפלסיו הנמוכים (מפלסי אגם אופייניים של 20 ± 410 מ'), ומאז החלו מי תהום מלוחים מטיפוס עין קדם לעלות מעומק של כ-1 ק"מ ולנבוע לאורך חופי האגם.

טבלה 1: השוואה בין תמלחות ים המלח ועין קדם

תמלחת עין קדם	תמלחת ים המלח	מליחות
$<190\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$	$340\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$	טמפרטורה $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$
$41\text{--}46^\circ\text{C}$	$20\text{--}35^\circ\text{C}$	יחס Na/Cl
0.34	0.21	ריכוז SO_4^{2-}
$7\text{--}11\text{ mmol/kg H}_2\text{O}$	$4.6\text{ mmol/kg H}_2\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$
21-25‰	14.5‰	ריכוז H_2S
$1\text{--}1.5\text{ mmol/kg H}_2\text{O}$	0	Ω_{GYPSUM}
0.6	1.42	



תרשים 3: חתך הידרולוגי סכמטי המראה את האבולוציה של תמלחת עין קדם (אחרי Shalev and Yecheili, 2007): (א) בתקופת הקרח האחרונה שבה אגם הלשון מילא את האגן ומפלסו היה ברום הגבוה ביותר. עלייה בעומד ההידראולי מניעה את מי האגם אל תת הקרקע. (ב) במפלס ים המלח הנמוך במהלך ההלוקן. כיום נובעים עינות קדם לאורך קו החוף. (מתוך: Weber et al., 2018).

מבני הגבס בחוף קדם כסמנים לפעילות מי התהום בעבר

ירידת המפלס המהירה של ים המלח במהלך עשרות השנים האחרונות חשפה בחוף עין קדם חתך סדימנטרי שהושקע במהלך ההלוקן. חתך זה מאופיין ברצפים עבים מאד של גבס מאסיבי עם גבישים להביים גדולים במקומות, ובנוסף קרומי ארגוניט מרובים. כמו כן, לאורך רצועת החוף של עין קדם מופיע הגבס גם בגופים קונצנטריים גדולים. גופי הגבס שונים באופן משמעותי מחתכים אחרים של חבורת ים המלח (תצורות ליסאן וצאליים) במחשופים המוכרים באזור ים המלח. בעוד שסביבת ההשקעה של חבורת ים המלח מאופיינת במערכות השקעה של אוופוריטים של מים עמוקים באגם Ca-כלורידי בעל מליחות גבוהה באופן קיצוני, סביבת ההשקעה של הגבס בחוף עין קדם היא במים רדודים של שולי האגם.

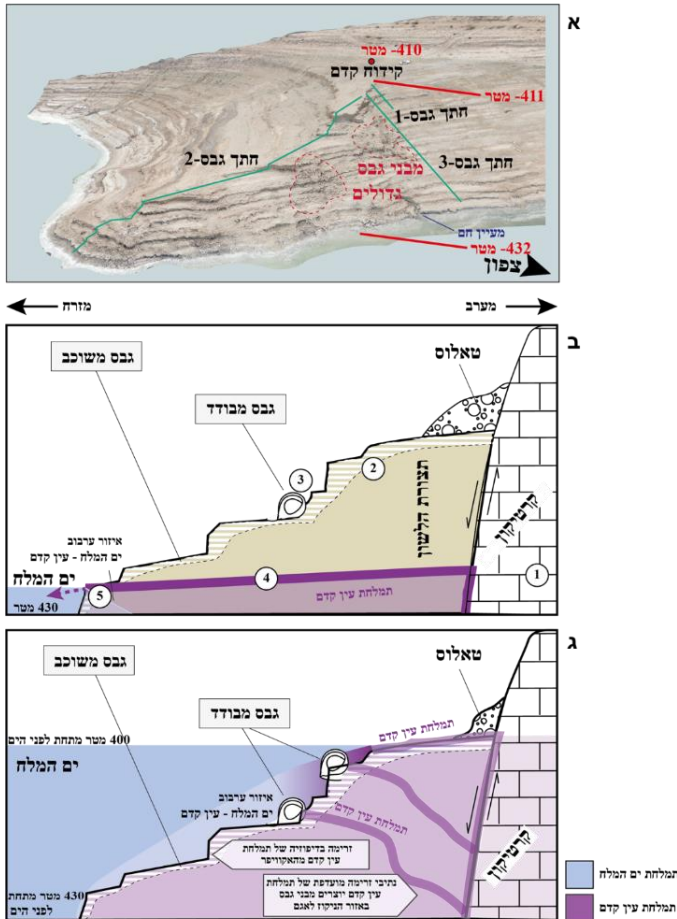
בחוף קדם קיימים שני מופעים שונים למשקעי הגבס: (1) תלוליות גבס מעוגלות קטנות. למבנים אלו במקרים רבים צורה כדורית משוכבת (כמו בצל); (2) מחשוף גבס בולט המכונה "כף קדם" (דלתת גבס), דרומית לאזור המעיינות החמים של עינות קדם (תרשים 4א, ב). לפי יחסי שדה וממצאים גיאוכימיים, נראה

שהיווצרותם של דלתת הגבס ותלוליות הגבס היא תוצאה של ערבוב באזור שפיעת המעיינות ומתחת למפלס האגם בסמוך לקו החוף בין תמלחת מטיפוס עין קדם לבין מי ים המלח (תרשים 4ג). ערבוב של שתי התמלחות ה-Ca-כלורידיות – זז שבמעיינות המלוחים העשירה בסולפט, עם תמלחת ים המלח דלת הסולפט – הביא לשיקוע גבס לאורך חופי האגם. תהליך זה כלל גם שיקוע של ארגוניט עקב תוספת של יוני ביקרבונט.

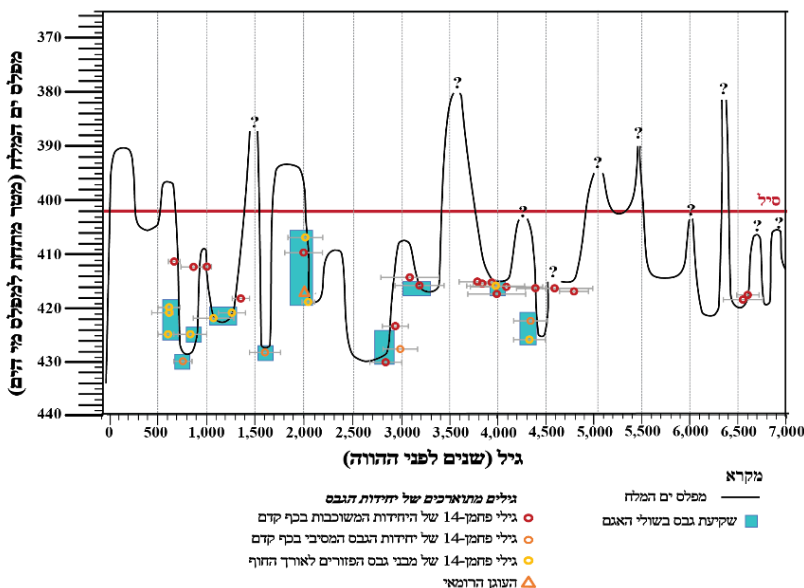
תמלחת עין קדם, מבני הגבס וקרומי הארגוניט מייצגים שלבים בהתפתחות של התמלחת ה-Ca-כלורידית באגמי ים המלח ובאקוויפרים הסמוכים. עיקר פעילות המעיינות המלוחים (עין קדם) מתרחשת כיום לאורך רצועת חוף צרה בין חוף מינרל לעין גדי. התפוצה הנרחבת של תלוליות הגבס מההולוקן המאוחר (מחוף עין קדם ועד לעינות צוקים בצפון) מציינת שבאותה תקופה, ספיקת המעיינות המלוחים הייתה גבוהה, ותפוצתם הייתה נרחבת בהרבה ביחס להיום, והגיעה צפונה עד לאזור עינות צוקים. מבני הגבס הגדולים של "דלתות הגבס" בחוף קדם ובחוף תמרים מעידים על כך שבמהלך שיקוע הגבס היו בשני אזורים אלו מערכות מי תהום מלוחים בעלות ספיקה משמעותית. באזור חוף קדם, המערכת פעילה גם כיום, אך על פי עדויות אלו גם בתמרים הייתה מערכת דומה, שככל הנראה התייבשה במהלך הזמן.

התנאים שאפשרו את זרימת המעיינות ויצירת גופי הגבס, התרחשו בתקופת ההולוקן האמצעי עד המאוחר לפני 4,000 עד 600 שנים. התהליך היה אינטנסיבי בעיקר כאשר מפלס האגם היה נמוך ומליחות ים המלח הייתה בשיאה. בשל ממדיהן הקטנים יחסית, תלוליות הגבס המבודדות שימשו אותנו במחקר זה לעדכון עקומת המפלסים של ים המלח. תלוליות הגבס הביאו להורדת העקומה למפלסים נמוכים יותר ממה שהיה מקובל עד כה (10 ± 420 מ'), והראו כי במהלך רוב 7,000 השנים האחרונות מילא האגם את האגן הצפוני והעמוק בלבד (תרשים 5). האגן הדרומי, המשמש כיום לבריכות האיזוי של מפעלי ים המלח, התמלא לתקופה

קצרה יחסית בסוף המאה ה-19, כאשר מפלס האגם עלה, ואיננו מתאר את המצב הטבעי האופייני של ים המלח במרבית תקופת ההולוקן, שהייתה תקופה צחיחה במיוחד.



תרשים 4: איור סכמטי של "דלתת הגבס" בכף קדם: (א) תצלום אוויר אלכסוני של כף קדם. מסומנים שלושה חתכים סטרטיגרפיים (הקווים הירוקים) וקידוח קדם (מסומן בנקודה האדומה). התמונה צולמה בינואר 2020, כאשר מפלס האגם עמד על 434.4 מ'. (ב) חתך רחב לאורך חתך גבס-2, המשתרע מקו ההעתק העיקרי במערב ועד לים המלח במזרח. לאורך החתך מזהים: 1. סלעי קרבונט ימי קרטיקוני מחבורת יהודה; 2. אי-התאמה בין משקעי תצורת הלשון מתקופת הקרח האחרונה לבין השכבות העשירות בגבס שמעליו, היוצרות את כף קדם; 3. תלוליות גבס מבודדות; 4. מפלס תמלחת עין קדם; 5. הפן הביני בין תמלחות ים המלח ועין קדם. (ג) חתך לאורך חתך גבס-2 המתאר את כף קדם בתקופת השקעת מבני הגבס, דלתת הגבס והתלוליות (בתקופה של 1,000–3,000 שנים לפני ההווה), כאשר מפלס האגם היה גבוה בכ-30 מ' מהיום (מתוך: Weber et al., 2021).

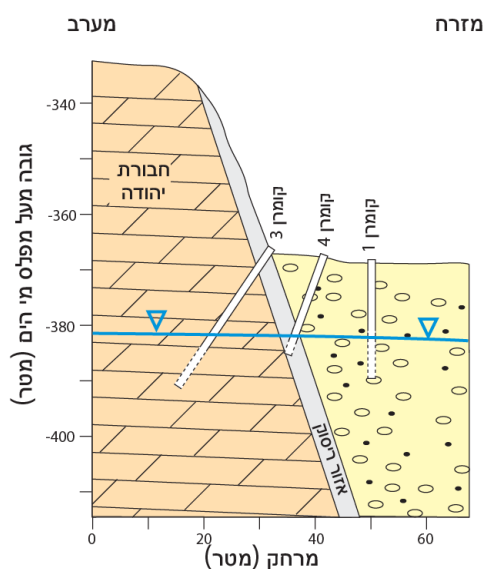


תרשים 5: שחזור מעודכן של עקומת מפלס ים המלח במהלך 7,000 השנים האחרונות, ההולוקן האמצעי עד המאוחר. הקו שחור מציין את עקומת המפלס (מבוסס על עבודות קודמות ועל המחקר הנוכחי. ראו פירוט אצל Weber et al., 2021), הקו האדום (רום -402 מ') מסמן את גובה הסיל המפריד בין האגן הדרומי (הרדוד) והצפוני (העמוק). המעגלים מסמנים את הגילים המכילים (המבוססים על מדידות פחמן-14) של יחידות הגבס: יחידות משובבות (אדום) ומבני גבס מסיביים "ב'כף קדם" (כתום), אתרים שונים לאורך חוף ים המלח (צהוב) והעוגן הרומי (משולש כתום). המרחבים הכחולים תוחמים תקופות וגבהים של שקיעת גבס בשולי האגם.

תחנה 2 – מפל נחל קומראן (אופציונאלי)

באתר זה, בו נראה מגע של העתק בין סדימנטים צעירים של תצורת הלשון ממזרח לבין סלעי חבורת יהודה במערב (תצורת תמר הדולומיטית). באתר נקדחו מספר קידוחי מחקר, חלקם אלכסוניים (בזווית של 70° - 56° , תרשים 6). מטרת הקידוחים היתה זיהוי ודיגום המים בחבורת יהודה לפני זרימתם דרך ההעתק מערבה למילוי ולאזור עינות צוקים, וכן הכרת השפעת ההעתק על זרימת מי התהום (שלו ויחיאלי, 2008). אחד מהקידוחים נקדח לחבורת יהודה, אחד לאזור הריסוק של ההעתק ואחד למילוי הצעיר. מליחות המים שנמדדה בקידוחים היא כ-2,000 מגכ"ל, והמפלסים מגיבים לירידת מפלס ים המלח. הקידוח לאקוויפר המילוי הגיב לשיטפונות, בעוד שהשניים האחרים לא הראו שינוי מפלס בעקבות השיטפונות.

בניגוד לכך, המפלסים בקידוחים לחבורת יהודה ולהעתק הגיבו לרעידות אדמה, בעוד שהמפלס בקידוח ליחידות המילוי אינו מגיב. המסקנה מכך היא כי באזור זה קיים קשר חלש בין אקוויפר המילוי לבין אקוויפר חבורת יהודה. כאשר המפלס באחד האקוויפרים משתנה, לוקח זמן רב עד אשר השינוי מורגש באקוויפר השני. אקוויפר המילוי ניזון מחבורת יהודה באופן קבוע ולכן המפלסים בשני האקוויפרים דומים במצב שוויון משקל, אולם תהליכים אפיזודיים עלולים להשפיע לזמן מה רק על חלק אחד של המערכת ולא על השני.



תרשים 6: חתך גיאולוגי סכמטי בנחל קומרן עם מיקום וכיוון קידוחי המחקר (מתוך שלו ויחיאלי, 2008).

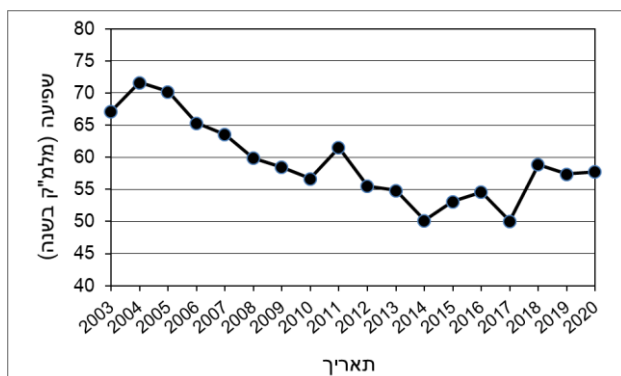
תחנה 3 – שמורת עינות צוקים (פשחה)

נקודה 1 – החווה חקלאית רומית, נקודה 2 – מעיינות 1+2, נקודה 3 – אגם המגדל: הקדמה, תהליכים היסטוריים ונוכחיים.

קבוצת עינות צוקים נחקרת זה שנים רבות ע"י קבוצות מחקר שונות. בין השאר נקדחו בסביבתה עשרות קידוחי מחקר, נמדדו השפיעות הכוללות ונערכו סקרים הידרולוגיים וגיאוכימיים מפורטים. לפיכך, נאסף מידע מספיק כדי: א. לתאר בפרוט

את התהליכים הדינמיים שהתרחשו ומתרחשים בשמורה ומתבטאים בשינויים בכמות המים, באיכותם ובמיקום הנביעות, ו-ב. לספק תרחישים סבירים לתגובת קבוצת המעיינות עם המשך ירידת מפלס ים המלח. בנוסף לכך, לשינויים ההידרולוגיים בשמורה יש השפעה על בית הגידול הייחודי והרגיש הנשען על מי המעיינות (סבח ודורו, 2002), ולכן הכרת התהליכים ההידרוגיאולוגיים חשובה לרשות הטבע והגנים לצורך תכנון פעולות מניעה ושימור השמורה.

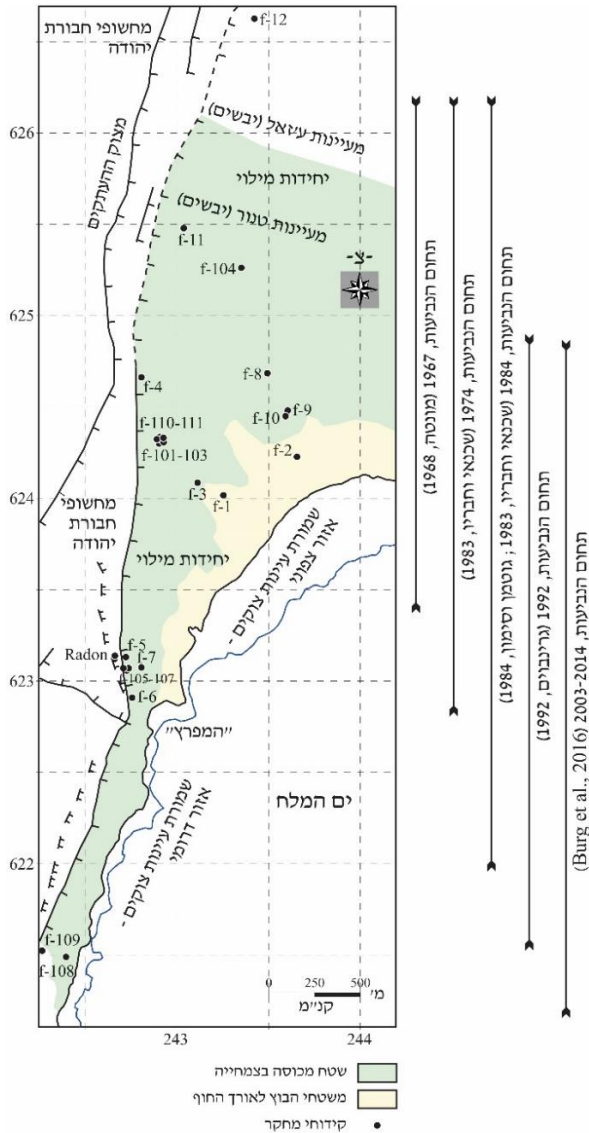
המושג עינות צוקים איננו מתייחס לנביעה או נביעות ממוקדות, אלא לשטח באורך מספר קילומטרים וברוחב מאות מטרים בצפון מערב ים המלח. בשטח זה נובעים מאות אלפי מעיינות ובצבוצים, ובשל ריבוי המים ברצועת שטח זו התפתחה בו צמחייה צפופה היוצרת נוף ביצתי מרשים. הנפח הכולל של השפיעה הוא בתחום 50-70 מלמ"ש, ולא ניתן לקבוע על פי נתוני המדידות ההיסטוריות מאז שנות ה-60 שנקבעו בשיטות שונות, האם קיימת מגמה של ירידה כללית בשפיעה ומהי מידת הקשר לשנים גשומות ושחונות. לעומת זאת, מתחילת שנות ה-2000 השרות ההידרולוגי מודד את השפיעות בשיטה קבועה ומדויקת יחסית ולכן ניתן לקבוע שמאז תחילת שנות ה-2000 הייתה ירידה כללית בשפיעה, והתייצבות בשנים האחרונות (תרשים 7). מגמת הירידה הכללית עד לשנים האחרונות מיוחסת לרצפי שנות בצורת ואולי אף להגברת ההפקה הפלשתינאית במעלה הזרימה שנפחה אינו ידוע. בנוסף בולטת גם שונות עונתית בשפיעה.



תרשים 7: נפחי שפיעה שנתיים בעינות צוקים (נתוני השרות ההידרולוגי).

מקור המים לשמורה הוא באקוויפר הרגינולי של חבורת יהודה (Flexer et al., 2003; Laronne Ben-Itzhak and Gvirtzman, 2005). מים במליחות נמוכה הזורמים באקוויפר חוצים את שברי הבקע אשר יוצרים את מצוק ההעתקים, ונכנסים למילוי הצעיר בבקע ים המלח. ליחידות המילוי הרכב ליתולוגי הטרוגני מאוד, הן במימד האנכי והן במימד האופקי, והמים נובעים מתוכן במספר רב של בצבוצים ומעיינות.

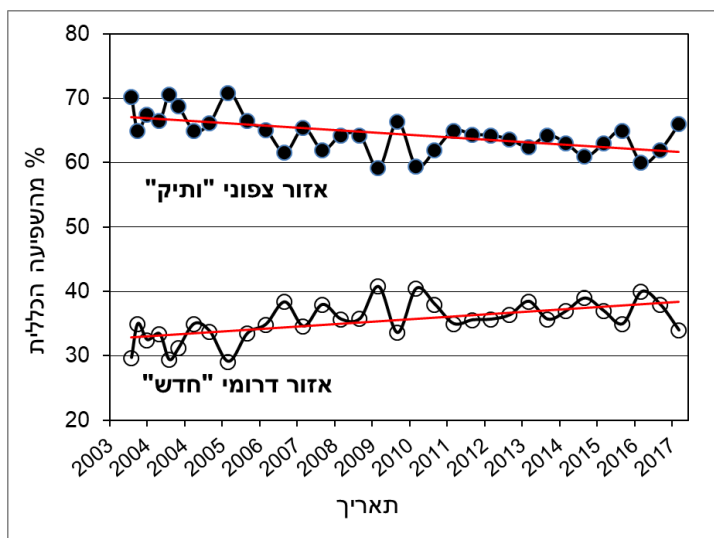
שני תהליכים דינמיים מזהים זה עשרות שנים בשמורת עינות צוקים כתגובה לירידה המהירה של מפלס ים המלח (מרום של כ-392 מ' בשנת 1945 עד לרום הנוכחי של כ-437 מ'): (א) נדידת מעיינות או האזור הלח מזרחה עד גבול משטחי הבוץ, שהם ביטוי של השינוי הפציאלי בהרכב הליתולוגי מסדימנטים גסים ומוליכים במערב לסדימנטים חרסיתיים במזרח (ברונר ושגיא, 2003). מישורי הבוץ הללו מהווים מחסום הידרולוגי. תהליך הנדידה מזרחה איננו מתרחש כיום באזור הצפוני של השמורה, ו- (ב) נדידת מעיינות דרומה אל שטחי חוף שנחשפו לראשונה בשל ירידת מפלס הים המתמשכת. במקביל לכך חלה ירידה בשפיעה של מעיינות צפוניים ואף התייבשות מוחלטת של אחרים, גבוהים טופוגרפית, כגון ע'זאל, טנור ו-1+2. תהליך ההתייבשות בצפון השמורה והופעת נביעות חדשות בדרום השמורה נגרם מהשילוב של ירידת המפלס בחבורת יהודה שממערב, ירידת העומד במילוי אל מתחת לרום הנביעה של המעיינות הצפוניים והגבוהים טופוגרפית, ובו בזמן חשיפת חתך מוליך נמוך יותר טופוגרפית בדרום השמורה, מהאזור שמוגדר כ"מפרץ"/ואדי סמרה ודרומה (תרשים 8), שדרכו יכולה להתנקז חלק ניכר מהזרימה.



תרשים 8: מצב הידרוגיאולוגי של שמורת עיינות צוקים. קו החוף השחור הוא זה שהיה בשנת 2003 (416- מ') וקו החוף הכחול הוא זה שהיה בשנת 2019 (434- מ'). משטחי הבוץ בצפון השמורה (צבע צהוב) ושלטחי הצמחייה בדרומה (צבע ירוק) משתרעים כיום (2023) עוד מזרחה לאזור המסומן במפה זו ועד קו החוף הנוכחי. טווח ההשתרעות של האזור הרטוב בתקופות שונות, מסומן ע"י קווים בצד הימני של המפה.

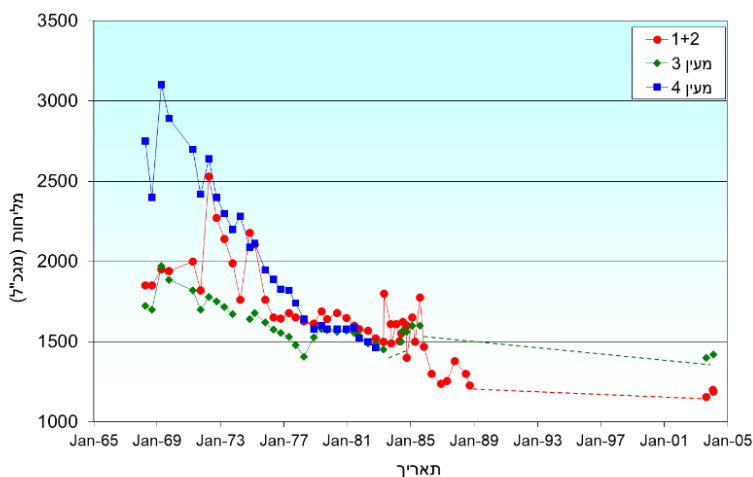
תהליך הנדידה דרומה לשטחים בהם לא הייתה נביעה היה מהיר בשנות ה-70 וה-80 והתמתן ואף פסק בשנים האחרונות. במקביל לנדידה נצפתה גם ירידה במפלסי המים בקידוחי התצפית שגם היא התמתנה מאוד בעשור האחרון (סואעד

וחוב', 2018). העתקת מיקום המעיינות לא מלווה בשינוי בנפח הכולל של שפיעת המעיינות. החלק הצפוני של השמורה, שם נבעו כל המים עד לשנות ה-70 של המאה הקודמת, מנותק כיום מים המלח ע"י המישור הבוצי חרסיתי, חסר הצמחייה, ברוחב שהולך וגדל עם המשך נסיגת ים המלח. מי המעיינות הנובעים באזור זה חוצבים את דרכם במישורי הבוץ בסדרה של קניונים הולכים ומעמיקים עד מפגשם עם ים המלח. תהליך שונה מתרחש באזור הדרומי של השמורה. באזור זה, שהיה מוצף ע"י ים המלח עד לשנות ה-70, החלו להופיע נביעות כחלק מתהליך הנדידה דרומה וחשיפת שטחי חוף החל משנות ה-70. כתוצאה מנדידה דרומה זו, שמורת עינות צוקים התארכה מאורך של כ-1,200 מ' בשנות ה-60 עד לכ-3,400 מ' (כיום 8). כמות המים הנובעת כיום בחלק הדרומי של שמורת עינות צוקים היא קרוב ל-40% מהשפיעה הכללית (תרשים 9). בחלק הדרומי של אזור הנביעות נפתחו בעשור האחרון בולענים המשפיעים באופן פעיל על אופן הניקוז של מערכת הנביעות, וכן החלו להיחשף משטחי בוץ דוגמת אלו שבצפון השמורה.



תרשים 9: היחס בין נפח השפיעה בחלק הצפוני של שמורת עינות צוקים, לנפח השפיעה באזור הדרומי. מסומנים קווי רגרסיה ליניארית.

ניטור כימי של מערכת הנביעות בשמורה מציג טווח מליחיות רחב (Burg et al., 2016; Hasan, 2009; Mazor, 1997; Mazor and Molcho, 1972), מכ-1,000 מגב"ל עד מעל 80,000 מגב"ל, ועם זאת רוב נפח המים (כ-90%) נובעים במליחות נמוכה מ-4500 מגב"ל. הטרוגניות זו מראה שעיקר הערבוב של מים בעלי מליחות נמוכה, המגיעים ממערב, עם תמלחות הבקע מתרחש קרוב לנביעות, בחבורת יהודה סמוך למצוק ההעתקים, או כבר במילוי הבקע עצמו. בנוסף, קיימת ירידה במליחות המים עם הזמן (תרשים 10) וכן עם הירידה בשפיעה ובמפלסים בקידוחים (סואעד וחבריו, 2014). שיפור רציף זה באיכות נגרם בשל השטיפה המתמשכת של התמלחות הלכודות בתת הקרקע. ירידות מליחות חדות מזוהות באזור הדרומי של השמורה (בורג וחבריו, 2006; סואעד וחבריו, 2014) וזאת בשל חשיפתו "רק לאחרונה" לשטיפה ע"י מים במליחות נמוכה ממערב. זו גם הסיבה להטרוגניות הכימית הגדולה יותר באזור זה (הן בין מעיינות סמוכים והן בין אופקים בתת הקרקע) יחסית לאזור הצפוני.



תרשים 10: שינויים במליחות עם הזמן במעיינות 1,2,3,4.

באמצעות יחסים כימיים (כגון Na/Cl) זוהו שני שלבי המלחה במערכת של עינות צוקים, הראשון, ערבוב מים שפירים מערבית לשמורה עם תמלחת ליסאנית

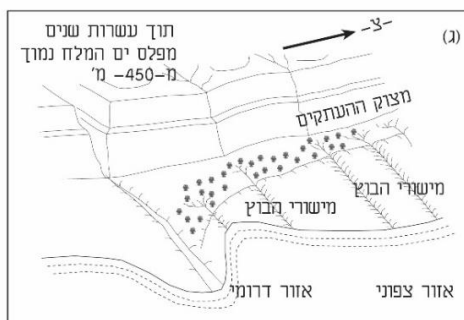
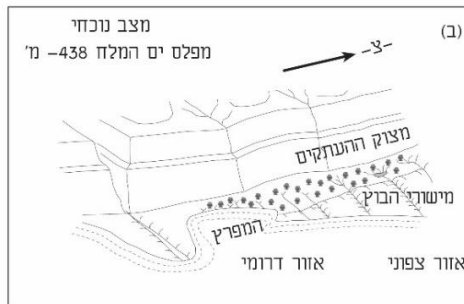
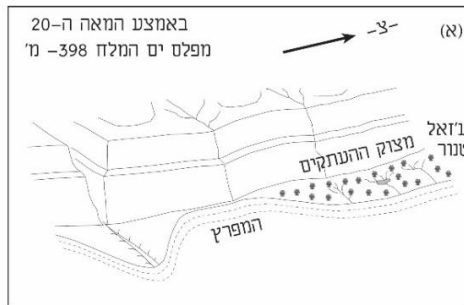
מהולה, שמקורה בשכבת המים העליונה של האגם, והשני, ערבוב בשטח השמורה עם תמלחת מסוג קדם-שלם, כפי שהוגדרה ע"י Gavrieli et al. (2001), ואף עם תמלחת עכשווית של ים המלח (בעיקר באזור הדרומי וסמוך לחוף הנסוג). יחסי ערבוב שונים של המים המליחים המגיעים ממערב עם תמלחת קדם-שלם ותמלחת ים המלח מייצרים את טווח המליחויות הרחב הנמדד במעיינות השמורה. הבחנה בין שתי התמלחות (קדם-שלם וים המלח) יכולה להיעשות באמצעות היחס Mg/Ca (Gavrieli et al., 2001).

על בסיס המידע הגיאולוגי האזורי ומגמות השינויים שנצפו עד כה, ובהנחה שירידת מפלס ים המלח תמשיך בקצב הנוכחי, ניתן לתת הערכות ל"גורלה" של שמורת צוקים בעתיד (תרשים 11):

התהליך ההיסטורי (שלאחרונה נבלם מסיבות הנחקרות בעצם ימים אלה) של נדידת עוד ועוד מעיינות דרומה על חשבון הנביעות בצפון השמורה, צפוי להמשיך. עם זאת, בשלב מסוים גם מול החלק הדרומי של שמורת עינות צוקים יחשפו מישורי בוץ (יש סימנים עכשוויים לתחילת תהליך זה). בנקודת זמן זו מערכת הנביעות של עינות צוקים תתנתק מים המלח ולא תגיב או תגיב באופן מרוסן לירידת מפלס הים.

אי ודאות רבה לעתיד השמורה עולה מאותה נקודת זמן בה המערכת תתנתק מהים הנסוג והלאה. בהנחה סבירה, ישנם אופקים בעלי מוליכות הידראולית גבוהה בתת הקרקע שהשתרעותם נרחבת. בהנחה שירידה נוספת של מפלס ים המלח תגרום לחשיפתם לאורך החוף הנסוג ובתחתית ערוצי הזרימה המתחתרים לעומק, אזי יתכן שלאחר תקופת מה בה המערכת ההידרולוגית תתנתק מהים הנסוג היא תשוב ותגיב לירידת מפלס הים דרך אותם אופקים מוליכים עמוקים. התנקזות המערכת דרך אופקי החלוקים עשויה להיות איטית, אולם באותה מידה גם מהירה, אם אופקים אלו יהיו עבים מספיק. כלומר, הניקוז דרך אופקי החלוקים עשוי לגרום להעתקה מהירה של מערכת הנביעות מזרחה וברום נמוך יותר. התרוקנות מהירה

כזו יכולה להיות קטסטרופלית מבחינת בית הגידול המתבסס על מי המעיינות. הירידה המתמשכת של מפלס האגם תגרום גם להתגברות תהליכי ההרס (המזוהים גם כיום), וחתירת קניונים לאחור אל תוך האזור הלח והרגיש סביבית.



תרשים 11: ההתפתחות הדינמית של המערכת ההידרוגיאולוגית בשמורת צוקים והצפי לעתיד (תסריט אפשרי): (א) המצב באמצע המאה ה-20. מעיינות נבעו רק מצפון ל"מפרץ" ונדדו מזרחה, בעקבות החוף הנסוג. (ב) המצב הנוכחי. האזור הצפוני של השמורה מנותק מהחוף הנסוג ע"י מישורי בוץ עבים. המעיינות הצפוניים, הגבוהים טופוגרפית יבשים. המעיינות באזור הדרומי עוקבים אחרי נסיגת הים. (ג) תחזית לעתיד. השפיעה בחלקה הדרומי של השמורה תעלה על חשבון השפיעה בחלק הצפוני. נדידת המעיינות בדרום בעקבות החוף הנסוג תעצר בשל חשיפת משטחי בוץ גם באזור זה. בשלב זה תיתכן זליגה לאופקים מוליכים עמוקים שיחשפו בשל ירידת מפלס הים.

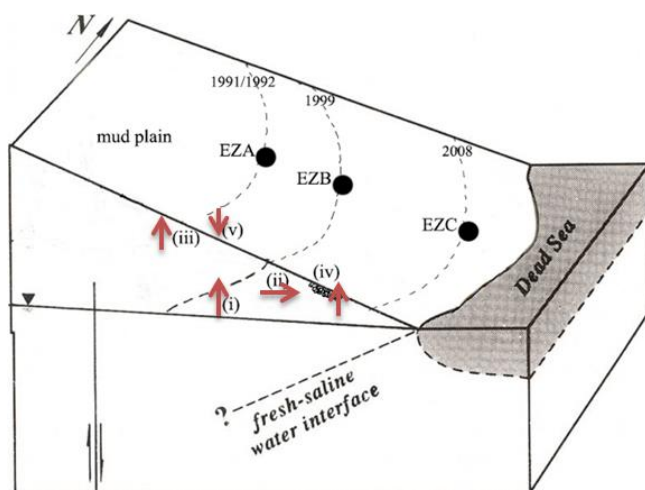
נקודה 4: בריכת רט"ג – פעולות שימור ושיקום בשמורת צוקים.

המחקרים השונים שנערכו ונערכים בשמורה מצביעים על הדינמיות של מערכת הנביעות ועל החשש לשינוי מהיר במיקומן. שינוי כזה עשוי להביא לפגיעה קשה במערכת האקולוגית הייחודית הנשענת על זמינות המים. חשש זה מחייב את רשות הטבע והגנים להערכות מתאימה. הנתונים שהצטברו ממחקרי המכון הגיאולוגי ומדידות השרות ההידרולוגי הציגו למקבלי ההחלטות ברשות הטבע והגנים מודל איכותי להתנהגות המערכת ההידרולוגית בשמורה, ולצפוי להתרחש בה בעתיד. המודל והתצפיות שינו את התפיסה שגרסה שמערך הנביעות בשמורה דועך ונעלם, והציגו מנגנון שמראה כי השינוי המרחבי במיקום הנביעות קשור לירידת מפלס הים וכי כמות המים הכוללת יציבה למדי. על בסיס הבנה זו, רשות הטבע והגנים מבצעת זה שנים פעולות הנדסיות בשמורה לצורך שיקום ושימור המערכת המימית, וכן פעולות ניטור לצורך מעקב אחרי שינויים במערכת ההידרולוגית. כך לדוגמא, תוכנן ונעשה פרויקט שיקום (מילשטיין וחוב', 2017) שמטרתו הייתה לשמר את מאסף מיני הדגים הייחודי לשמורה ואת בית הגידול שבבריכות. מיקומם של מאגרי המים שנבנו בשטח השמורה נסמך על תובנות המחקר והתצפיות הרציפות, וממשק פעיל זה איפשר יצירה של בית גידול יציב לאורך שנים. פועל יוצא נוסף מהבנת המערכת ההידרולוגית הוא הצורך להרחיב את שמורת עינות צוקים דרומה, כך שתכלול גם את שפך נחל קידרון. פעולות רשות הטבע והגנים בשמורת עיינות צוקים מבליטות את חשיבות הקשר ההדדי בין האקדמיה והמחקר לבין מקבלי ההחלטות בשטח.

נקודה 5: מישורי הבוץ - תהליכים גיאוכימיים והידרולוגיים בחופים החדשים של ים המלח.

אזור חוף ים המלח עובר שינויים מהירים מאוד בעקבות ירידת מפלס ים המלח. האזור שהיה מכוסה במי ים המלח נחשף לתהליכים יבשתיים שכוללים: שטיפה מהירה של תמלחת ים המלח מתוך חללי הסדימנט, אידוי, הצטברות מלחים בחלק

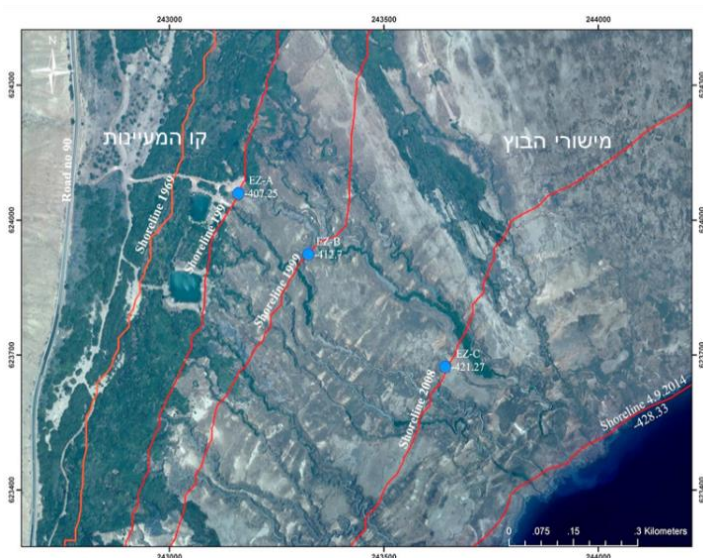
העליון של החתך, ספיחת לחות מהאטמוספירה בפני השטח של הסדימנט, ועלייה קפילרית של מי תהום (תרשים 12). נושאים אלו נבדקו באופן ראשוני בסוף שנות השמונים ותחילת שנות התשעים, אולם כמעט ללא הסתכלות כמותית, מרחבית, ועונתית על התהליכים המורכבים הללו.



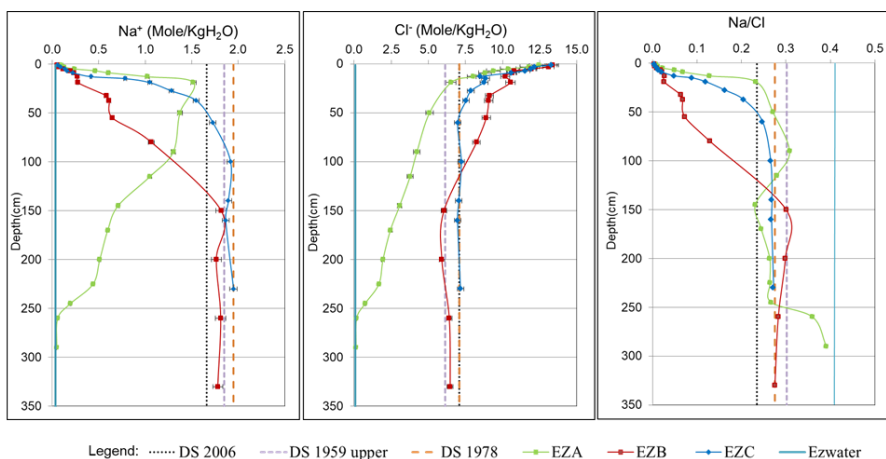
תרשים 12: תרשים סכמטי שמסכם את התהליכים בתווך הלא רווי: (i) עלייה קפילרית, (ii) ערבוב ושטיפה של תמיסת ים המלח השאריתית, (iii) איזוי, (iv) הצטברות מלחים בחלק העליון של הסדימנט, (v) ספיחת לחות מהאטמוספירה.

המחקר המוצג (Swaed, 2022) התמקד בניסיון להבין את התהליכים הללו במרחב, בזמן ובעומק. מכיוון שזמן החשיפה ידוע עבור כל נקודה במרחב חוף ים המלח (לפי גובה טופוגרפי), נבדקו התהליכים שהתרחשו מרגע החשיפה לתנאים האטמוספריים ועד לדיגום הסדימנט. לצורך כך נקדחו שלושה קידוחי מחקר במישורי הבוץ ובמרחקים שונים מקו החוף (תרשים 13). הקידוח הראשון (EZA) מוקם על קו החוף של 1991, סמוך לקו הצמחייה של השמורה, הקידוח השני (EZB) נקדח על קו חוף 1999 והקידוח השלישי נקדח בקו חוף 2008. בנוסף לכך, בקו חוף 1999 נקדחו 3 קידוחים נוספים (EZB2, EZB3, EZB4) במטרה לבדוק את ההשפעה העונתית (קיץ-חורף) על פרופיל הסדימנט. דיגום הסדימנט בשטח נעשה ברזולוציה גבוהה, ומיצוי מי החללים נעשה במעבדה בעזרת סוחט הידראולי. מהערכים שהתקבלו מהאנליזה הכימית ניתן לראות שהמליחות של מי החללים

ברוב הקידוחים עולה מהעומק לכיוון פני השטח בגלל האיזוי, תהליך שגורם להשקעת מלחים בקרבת פני השטח של הסדימנט (כולל גבס, הליט, קרנליט, ובישופיט). בקידוח EZC שמיקומו הוא האחרון שנחשף מהים, התהליכים היבשתיים השפיעו עד לעומק שבין 0.5-1 מ' מתחת לפני השטח (תרשים 14), והחלק העמוק של הקידוח מכיל עדיין מרכיב מים זהה לים המלח של 1979 (אחרי עירבוב עמודת המים). בקידוח EZB שנחשף מים המלח בשנת 1999, התהליכים היבשתיים השפיעו עד עומק 1.5 מ' מתחת לפני השטח, ומתחת לעומק זה הרכב מי החללים בסדימנט זהה לשכבה העליונה של ים המלח המשובב משנת 1959 (תרשים 14).



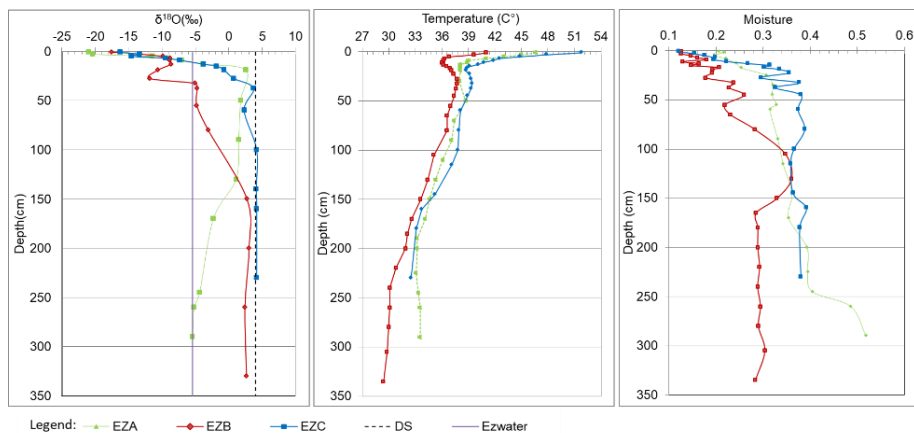
תרשים 13: צילום אווירי לאזור מרכז שמורת עינות צוקים, באדום קווי חוף קדומים. בעיגולים כחולים מסומנים מיקומי שלושת קידוחי המחקר במישורי הבוץ.



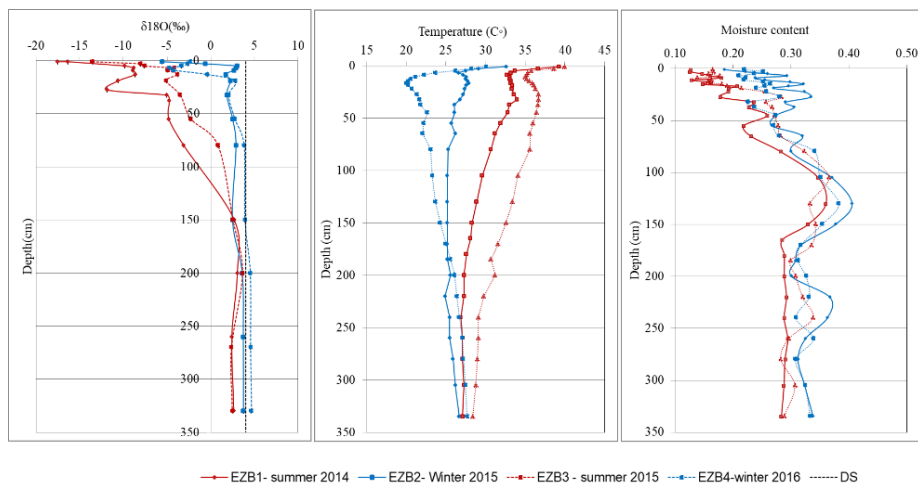
תרשים 14: תוצאות אנליזה כימית של מי חללים שהתקבלו ממיצוי ישיר בעזרת סוחט סדימנטים (צבעים שונים מראים קווי חוף שונים).

בקידוח המערבי ביותר - EZA, הממוקם 1.3 ק"מ מחוף ים המלח של 2019, ריכוזי היונים במי החללים בעומק 3 מ' נמוכים ודומים לאלו של מי התהום הקרובים. כלומר מי ים המלח המקוריים נשטפו באזור זה. גם ערכי $\delta^{18}\text{O}$ בתחתית הקידוח (-5.5%), אשר דומים למי המעיינות באזור (תרשים 15), מצביעים על תהליך זה. ערך $\delta^{18}\text{O}$ מקסימלי של $+2.5\%$ התקבל בעומק 0.2 מ', אשר מוגדר כחזית האידיוי, האזור בו מתקבל שיווי משקל בין תהליך האידיוי לתהליך ספיחת האדים מהאטמוספירה. הערכים האיזוטופיים של החמצן במים אשר התקבלו בקידוחים בחלק התחתון של החתך בקווי חוף 1999 ו-2008 היו חיוביים יותר (ערכים דומים להרכב מי ים המלח). קרוב לפני השטח של הסדימנט התקבלו ערכים שליליים קיצוניים (כ- -17%) (תרשים 15) המוסברים על ידי ספיחת אדים מהאטמוספירה. האפקט העונתי (קיץ - חורף) משפיע על מי החללים בפרופיל הסדימנט. השפעה זו נראית היטב בפרופיל הטמפרטורה, אשר משתנה בין העונות (טמפ' הסדימנט גבוהה בהרבה בחודשי הקיץ) (תרשים 16). ריכוזי המלחים במי החללים גבוהים יותר בקיץ בגלל האידיוי המוגבר, אשר גורם לשיקוע מלחים ולערכים שליליים יותר

של $\delta^{18}\text{O}$ בתוצאה מספיחת אדים מהאטמוספירה על ידי מלחים היגרוסקופיים בפני השטח.



תרשים 15: הרב איזוטופי של החמצן, טמפרטורה ותכולת רטיבות כפי שנצפו בקווי חוף שונים.

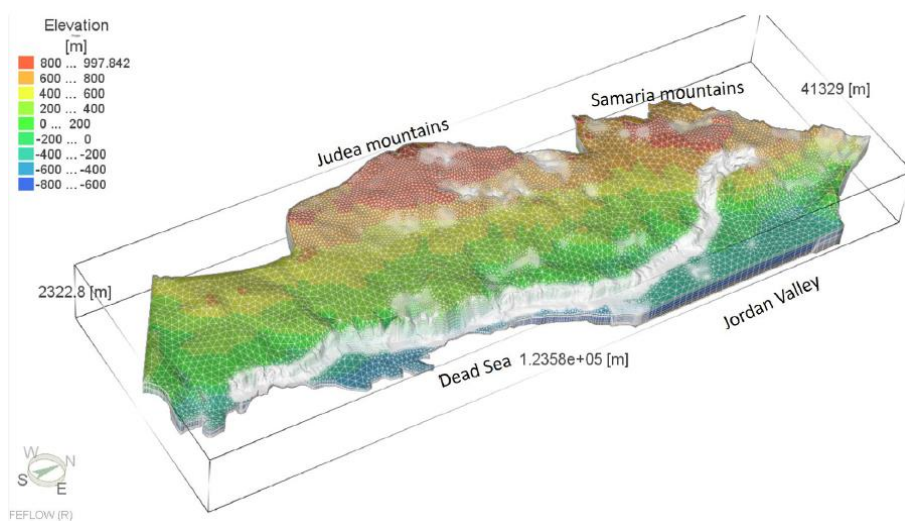


תרשים 16: הרב איזוטופי של החמצן, טמפרטורה ותכולת רטיבות כפי שנצפו באותו קו חוף ב-4 עונות שונות.

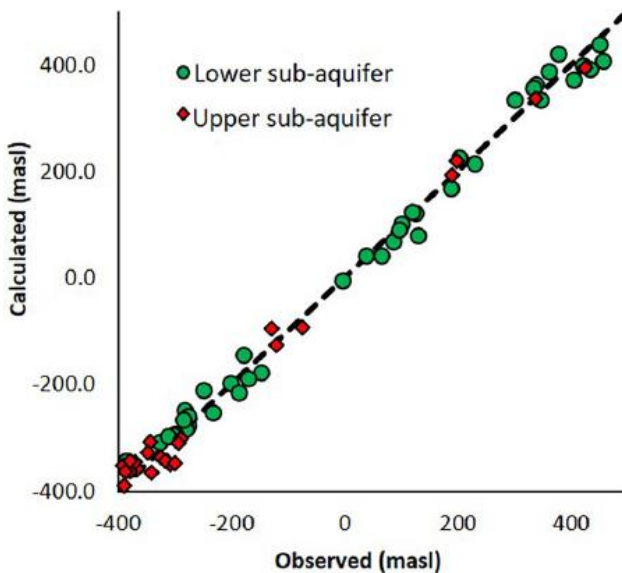
תחנה 4 – מעגן חשמונאי. מודל נומרי לעתיד עינות צוקים

תחנה זו צופה על הקצה הדרומי של שמורת עינות צוקים ועל השוליים הצפוניים של מניפת הסחף של נחל קידרון. לאחר שבתוך שמורת עינות צוקים הוצגו התהליכים ההיסטוריים והנוכחיים בשמורה, בתחנה זו יוצג מודל נומרי לעתיד

השמורה. השאלה המהותית לעתיד השמורה היא: מתי יתרחשו תהליכי ההעתקה של המעיינות הנוכחיים לרום נמוך יותר? כדי לענות על שאלה זו ולחזות את עתיד השמורה באופן כמותי, פותח ובויל מודל ספרתי (נומרי) המחשב על בסיס משוואות פיזיקליות את זרימת מי התהום באקוויפר ההר המזרחי (תרשים 17, Levy et al., 2020). כיול המודל התבסס על השוואת מפלסי מי תהום מדודים ומחושבים בקידוחים ברחבי האקוויפר (תרשים 18), ואילו חישוב שדה הזרימה נעשה ע"י הצבת תנאי קצה (שפה) הניתנים לשינוי מלאכותי, כך שניתן לדמות את שדה הזרימה בתנאים שונים. המודל הורץ מספר פעמים, כאשר בכל הרצה הוצב מפלס שונה לים המלח (המהווה תנאי שפה במודל). בדרך זו ניתן לבחון בכל מפלס נתון של ים המלח כמה מים יגיעו אל אזור שמורת עיינות צוקים בהשתרעותה הנוכחית וכמה יגיעו אל עבר מניפת נחל קידרון (כלומר אל עבר מעיינות עתידיים בחוף ים המלח הנסוג).



תרשים 17: שלד המודל הנומרי לאגן ההר המזרחי.

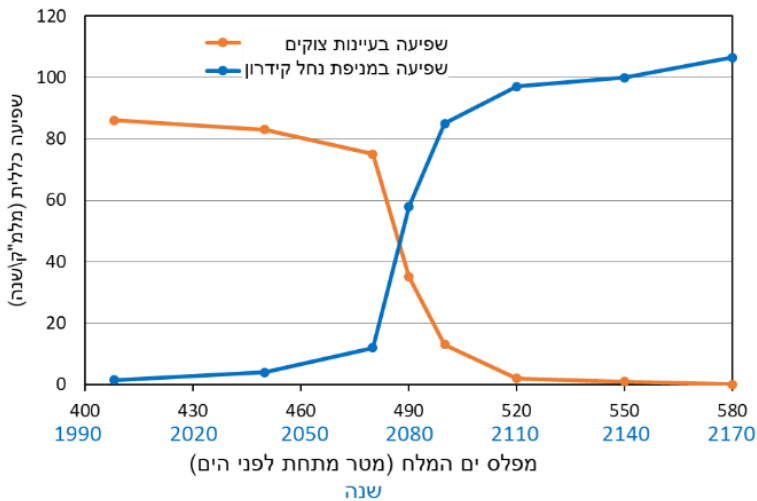


תרשים 18: כיול המודל הנומרי, השוואה בין מפלסים מדודים למחושבים באגן ההר המזרחי.

המודל ההידרולוגי מבוסס על מספר הנחות והכללות: 1. היחידות הגיאולוגיות מוכללות לשלוש עיקריות: א) גיר ודולומיט (ממערב למצוק ההעתקים); ב) יחידות אלוביאליות מוליכות בבקע; ג) חרסית אטומה בבקע. 2. רציפות של היחידות האלוביאליות בנחל קידרון עד לים המלח גם במפלסי ים נמוכים עתידיים (תרשים 19). כאמור, גם אם ישנן שכבות החרסית במורד, ישנן גם כנראה שכבות ביניים מוליכות שיאפשרו רציפות כזו או אחרת בין מערכת מי התהום לבין ים המלח הנסוג גם במפלסים נמוכים בהרבה. 3. המשך ירידת מפלס ים המלח בקצב הנוכחי. 4. יציבות בנפחי המשקעים והשאיבות באגן. על פי תוצאות המודל קיים ערך סף למפלס הים של כ-490 מ', שמעליו ומתחתיו ניקוז מי התהום שונה מהותית. מערכת הנביעות של שמורת עינות צוקים תישאר במיקומה הנוכחי כל עוד מפלס האגם יהיה גבוה יותר. כאשר המפלס ירד מתחת לסף זה, בעוד 50-60 שנה, מפלס מי התהום ישתפל במהירות אל מתחת לפני הקרקע של השמורה הנוכחית, המעיינות יחדלו לנבוע בתחומי השמורה והמים ינוקזו אל מעיינות חדשים בחוף הנסוג במניפת הסחף של נחל קידרון, וברום נמוך יותר (תרשים 20).



תרשים 19: מניפת הסחף של נחל קדרון מדרום לשמורת עינות צוקים. במניפת הסחף סדימנטים מוליכים הידראולית (בהירים) חוצים את מישורי הבוץ האטומים (כהים).



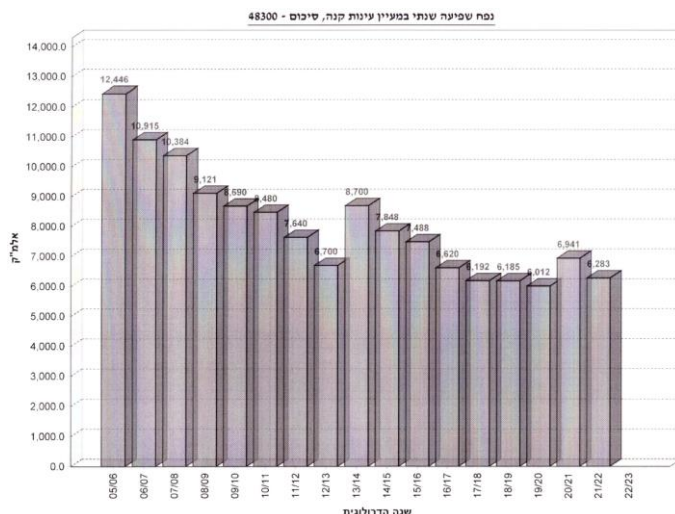
תרשים 20: שפיעות עתידיות מחושבות על פי המודל הנומרי, בתחומי שמורת עינות צוקים ובמניפת הסחף של נחל קדרון.

תחנה 5 – תצפית מכביש מצוקי דרגות על עינות קנה-סמר, קונגלומרט עין פשחה ושדה בולענים

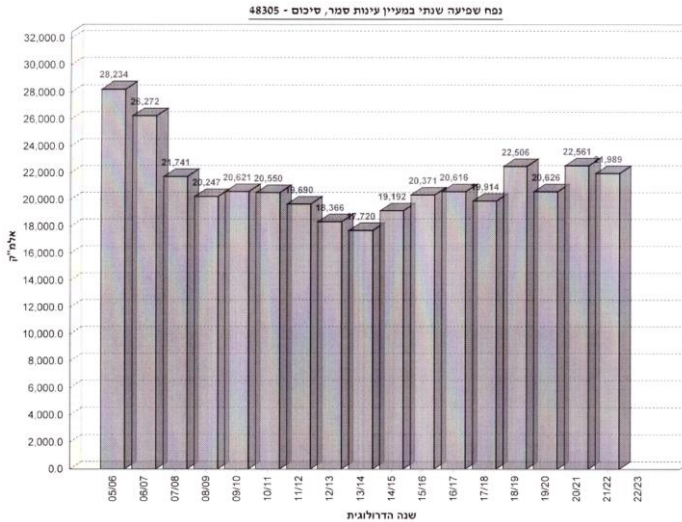
עינות קנה וסמר

יחד עם מעיינות צוקים, מעיינות קנה וסמר מהווים את מקורות המים הגדולים ביותר לחופו המערבי של ים המלח. כמו עינות צוקים, גם עינות קנה וסמר מגיבים לירידת מפלס ים המלח, אולם באופן שונה: בריכוז נביעות קנה שהוא הצפוני מהשניים, זוהתה בעשור האחרון ירידה בנפח השפיעה השנתי מכ-12-11 מלמ"ש לכ-7-6 מלמ"ש (תרשים 21). עם זאת, לא זוהה בעיינות קנה שינוי במיקום הנביעות. נצפתה עלייה בשפיעת המעיינות הדרומיים יחסית לצפוניים.

בריכוז נביעות סמר נמדדה שונות גבוהה יחסית בשפיעות וללא מגמה ברורה - בין כ-17 לכ-28 מלמ"ש (תרשים 22). בניגוד לעיינות קנה, במעיינות סמר בולטת נדידה מהירה של הנביעות דרומה, תוך התייבשות החלק הצפוני של אזור הנביעות. בניגוד לעינות צוקים שם הנדידה דרומה נעצרה לעת עתה, בעיינות סמר התהליך ממשיך במהירות גם כיום. בנוסף לכך, קיימת במעיינות סמר השפעה ברורה של מערכת הבולענים המקומית על צורת הניקוז של הנביעות לכוון הים.



תרשים 21: נפח שפיעה שנתי במעיינות קנה (אלמ"ק, נתוני השרות ההידרולוגי).

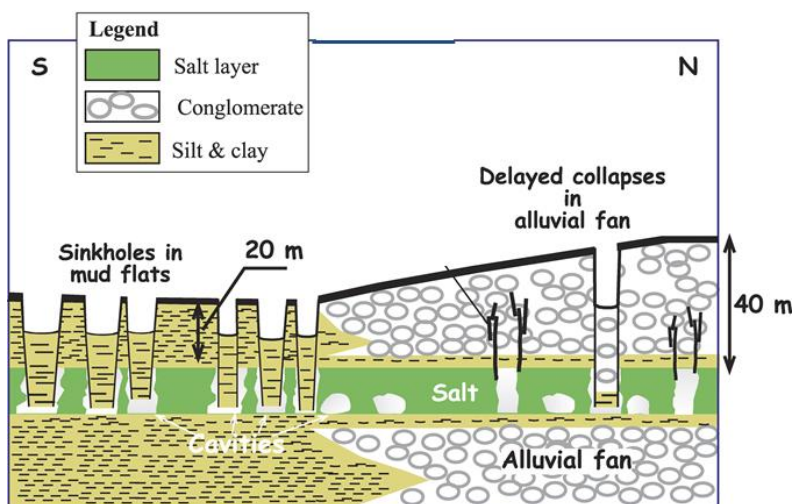


תרשים 22: נפח שפיעה שנתי במעינות סמר (אלמ"ק, נתוני השרות ההידרולוגי).

בולענים

לאורך החופים המערביים של ים המלח נוצרו אלפי בולענים בעשרות השנים האחרונות, ובעשור האחרון הם נוצרים בקצב של מאות בולענים בשנה (משתרעים מאזור הברכות אידוי של מפעלי ים המלח בדרום ועד אזור פשחה בצפון). הבולענים פוגעים בתשתיות בחוף ים המלח (לדוגמא בכביש 90 או במבנים בחוף מינרל), ומקשים על תכנון עתידי באזור החוף. מקור התופעה הינו בהמסה בתת הקרקע של שכבת מלח, שגילה כ-10,000 שנה ועומקה מספר עשרות מטרים, על ידי מי תהום שאינם מאוד מלוחים ולכן תת-רוויים למלח הליט (NaCl). המסה זו יוצרת חלל בתת הקרקע שהולך וגדל עם המשך תנועת מי תהום והמסת המלח עד שהחלל מגיע לגודל קריטי ואינו יכול להחזיק את השכבות מעליו שקורסות לתוכו ויוצרות בולען בפני השטח. בגלל ירידת מפלס ים המלח, ונדידת הפן הביני מזרחה, ממשיך להתקיים מגע בין מי תהום תת-רוויים למלח לבין שכבת המלח ולכן ממשיך תהליך ההמסה ויצירת בולענים חדשים. הבולענים נוצרים באתרים רבים בשתי סביבות חופיות שונות, זו של מניפות הסחף (שבהן החתך בנוי בעיקר מחלוקים) וזו של מישורי הבוץ שמופיעים בדרך כלל באזורים שבין המניפות ובהם החתך בנוי

בעיקר מחרסית, סילט ושכבות ארגוניט (תרשים 23). המגע בין מי תהום לשכבת המלח מתאפשר במקרים רבים באמצעות זרימה דרך העתקים. כל הידע הנ"ל איפשר למכון הגיאולוגי לייצר מפת סיכון בולענים שמדרגת את רמת הסיכון בהתאם לתנאים בשטח (מציאות שכבת מלח, מי תהום, העתקים, שקיעות קרקע ועוד). ניתן לראות מנקודת התצפית בולענים רבים המרכיבים את אחד מאתרי הבולענים דרומית לעינות סמר. קודם לכן בסיוור ראינו גם מספר בולענים חדשים יחסית באזור עין קדם ומדרום לעינות צוקים.

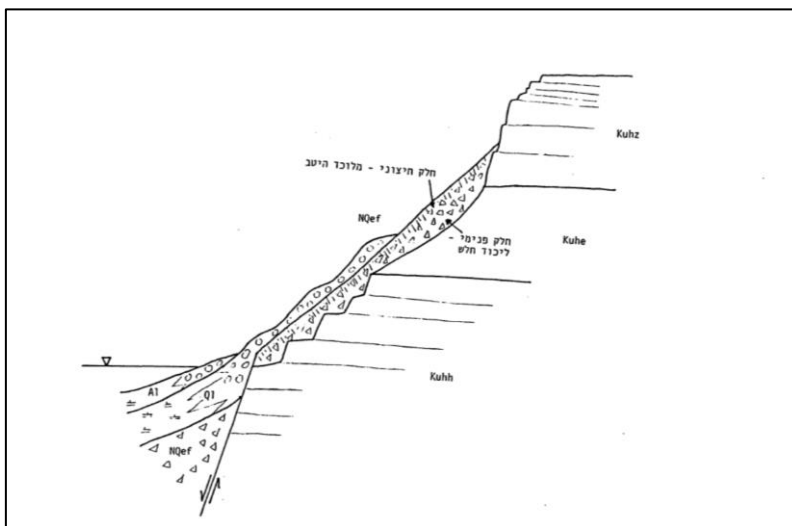


תרשים 23: היווצרות בולענים משני טיפוסים בחוף ים המלח: במישורי הבוץ ובמניפות הסחף (מתוך Abelson et al., 2018).

קונגלומרט עין פשחה

בנקודת התצפית חשוף אחד ממחשופי קונגלומרט עין פשחה (רוט, 1970). זהו קונגלומרט מסיבי, בלתי ממוין, לעיתים מלוכד, השעון על קירות מצוק ההעתקים ומופיע לאורך כ-30 ק"מ, בין נחל קדם בדרום לקצה מצוק ההעתקים בצפון (מור, 1987). גילו פליוקן מוקדם עד פליסטוקן מאוחר, והוא קדום לליסאן (מור, 1987). המחשופים מופיעים ככתמים בגדלים משתנים, המצפים את קירות המצוק מרום 70- מ' עד בסיס המצוק (תרשים 24). עובי המחשופים משתנה בהתאם

למורפולוגיה אותה הקונגלומרט מכסה, כאשר עוביו הממוצע בניצב לטופוגרפיה הוא 10-15 מ'. הקונגלומרט מלוכד בליכוד קרבונטי (קלציט וארגוניט), ומעליו מונחים באי התאמה משקעי הליסאן הבהירים. הקונגלומרט שבור במקומות ע"י שברי מצוק ההעתקים וכן מצפה בלוקים שבורים וירודים שנשברו לאחר שקיעתו. הקונגלומרט מציג שני מופעים (מור, 1987; רוט, 1977): הראשון והנפוץ יותר עשיר בחלוקי גיר ודולומיט שנגזרו מהמצוק, והשני עשיר בחלוקי צור ומרכיבים שמקורם בבמת המדבר (קירטון ופוספוריט), בליווי חלוקי גיר ודולומיט. הסוג הראשון משויך לדרדרת על מצוק ההעתקים, בעוד השני מיוחס למניפות סחף מול פתחי ערוצים ראשוניים במצוק. הסוג השני מופיע בשני אתרים – בין מניפת נחל דרגה לנחל סמר (אנו כעת על מחשוף כזה) ובין נחל קדרון לעין פשחה.



תרשים 24: חתך סכמטי בחלק התחתון של מצוק ההעתקים, המתאר את היחסים בין קונגלומרט עין פשחה לבין חבורת יהודה ותצורת ליסאן (מתוך מור, 1987).

רשימת ספרות

- בורג, א., יחיאלי, י., מגל, ע., ביון, ע., 2006. בחינת ניצול מי מעיינות עין פשחה (צוקים), חקירת המבנה ההידרוגיאולוגי של מערכת הנביעות. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/14/2005, 46 עמ' + טבלאות, תרשימים ונספחים.
- ברונר, א., שגיא, י., 2003. סיכום סקרים סייסמיים בהפרדה גבוהה באזור עין פשחה. המכון הגיאופיסי, דו"ח 325/365/03, חברת אקולוג הנדסה, 15 עמ' + נספחים.
- גוטמן, י., סימון, א., 1984. סקר הידרולוגי של חוף ים המלח המערבי שלב "א". דו"ח תה"ל, 22 עמ' + נספחים.
- גרינבוים, י., 1992. מדידות ספיקה בבניעות עינות צוקים שנערכו ב-5.6.8.92. דו"ח פנימי של השרות ההידרולוגי.
- מונטה, מ., 1968. דו"ח על סקר מעיינות אזור צפון ים המלח. השרות ההידרולוגי.
- מור, א., 1987. הגיאולוגיה של מדבר יהודה באזור נחל דרגה. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, 120 עמ'.
- מילשטיין, ד., אוזן, א., חזן, א., לידר, נ., סבח, ע., נשר, ר., קשת, נ., 2017. יצירה של בתי גידול לחים ומערכות אקולוגיות בשמורת עינות צוקים ככלי לשימור ערכי טבע. אקולוגיה וסביבה, כרך 8(1), 354-360.
- סבח, ע., דרור, א., 2002. השינויים בצמחייה בשמורת הטבע עיינות צוקים (עין פשחה). מחקרי יהודה ושומרון, קובץ י"א, בעריכת י. אשל, מכון המחקר, המכללה האקדמית יהודה ושומרון, אריאל, עמ' 387-395.
- סואעד, א., בורג, א., יחיאלי, י., 2014. ניטור הידרולוגי וכימי בקידוחים בשמורת עיינות צוקים. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/10/2014, 11 עמ' + טבלאות ותרשימים.
- סואעד, א., בורג, א., יחיאלי, י., 2018. ההידרולוגיה והגיאוכימיה של מי תהום בשמורת טבע עיינות צוקים (פשחה), על סמך ניטור של 30 קידוחי מים. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/11/2018, 14 עמ' + טבלאות ותרשימים.
- רוט, י., 1970. הגיאולוגיה של אזור ואדי-אל קילט, עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, 82 עמ'.

- חוט, י., 1977. קונגלומרטים של מצוקי ים המלח. נופים; עיונים בידיעת הארץ
בהוצאת מכון אבשלום, חוברת 4, עמ' 28-29.
- שכנאי, ע., מירו, פ., מאירי, ד., 1983. סקר הידרוגיאולוגי בעינות צוקים. תה"ל,
דו"ח 01/83/98, 24 עמ'.
- שלו, א., יחיאלי, י., 2008. ממצאים הידרולוגיים מקידוחים בנחל קומרן. המכון
הגיאולוגי דו"ח GSI/11/2008, 7 עמ'.
- Abelson, M., Aksinenko, T., Kurzon, I., Pinsky, V., Baer, G., Nof, R.,
Yechieli, Y., 2018. Nanoseismicity forecasts sinkhole collapse in
the Dead Sea coast years in advance. *Geology*, V. 46(1): 83-86.
doi:10.1130/G39579.1
- Burg, A., Yechieli, Y., Galili, U., 2016. Response of a coastal
hydrogeological system to a rapid decline in sea level; the case
of Zuzim springs - The largest discharge area along the Dead Sea
coast. *Journal of Hydrology*, V. 536: 222-235.
- Flexer, A., Hotzl, H., Ali, W., Bensabat, J., Guttman, J., Yellin-Dror, A.,
2003. A 3-D hydrogeological model of the Marsaba Feshchah
region. Final Rep. -2002, project No. WTOOO4, Tel-Aviv, 34 p.
- Gavrieli, I., Yechieli, Y., Halicz, L., Spiro, B., Bein, A., Efron, D., 2001. The
sulfur system in anoxic subsurface brines and its implication in
brine evolutionary pathways: the Ca-chloride brines in the Dead
Sea area. *Earth Planet. Sci. Letters*, V. 186: 199-213.
- Hasan, J.A., 2009. Nature and the origin of Ein Feshcha Springs (NW
Dead Sea) Ph.D. thesis. University of Karlsruhe, Germany, 173 p.
+Appendices.
- Laronne Ben-Itzhak, L., Gvirtzman, H., 2005. Groundwater flow along
and across structural folding: an example from the Judean
Desert, Israel. *Journal of Hydrology*, V. 312: 51-69.
- Levy, Y., Burg, A., Yechieli, Y., Gvirtzman, H., 2020. Displacement of
springs and changes in groundwater flow regime due to the
extreme drop in adjacent lake levels: The Dead Sea rift. *Journal
of Hydrology*, V. 587: 124928. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124928

- Mazor, E., 1997. Groundwaters along the western Dead Sea shore. in: The Dead Sea, the Lake and Its Setting, Niemi, T.M., Ben-Avraham, Z. and Gat, J.R. (eds.), Oxford University Press, New York, 286 p.
- Mazor, E., Molcho, M., 1972. Geochemical studies on the Feshcha springs, Dead Sea basin. *Journal of Hydrology*, V. 15: 37-44.
- Shalev, E., Yechieli, Y., 2007. The effect of Dead Sea level fluctuations on the discharge of thermal springs. *Israel Journal of Earth Sciences*, V. 56: 19-27.
- Sneh, A., Bartov, Y., Weissbrod, T. and Rosensaft, M., 1998. Geological Map of Israel, 1:200,000. Isr. Geol. Surv. (4 sheets).
- Swaed, I., 2022. Geochemical and hydrological processes in the new coastal area of the Dead Sea, Einot Tzukim area. Thesis submitted for the Master of Sciences degree in Ben Gurion University of the Negev, GSI Report GSI/01/2022, 97 p.
- Weber N, Lazar B, Gavrieli I, Yechieli Y, and Stein M. 2021. Gypsum deltas at the Holocene Dead Sea linked to grand solar minima. *Geophysical Research Letters* 48: 1–10.
- Weber, N., Yechieli, Y., Stein, M., Yokochi, R., Gavrieli, I., Zappala, J., Mueller, P., Lazar, B., 2018. The circulation of the Dead Sea brine in the regional aquifer. *Earth and Planetary Science Letters* 493: 242-261.

Caves, sinkholes, and canyons: Landscape evolution in response to piping erosion in the Dead Sea Basin

**Liran Goren¹, Boaz Langford^{2,3}, Matanya Hamawi¹, Tsafirir Levi³,
Amit Mushkin³, Amos Frumkin², Anton Vaks³**

1. Department of Earth and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel 2. The Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel 3. The Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel



Photography: Ofer Ben Shimol

Caves, sinkholes, and canyons: Landscape evolution in response to piping erosion in the Dead Sea Basin

Liran Goren¹, Boaz Langford^{2,3}, Matanya Hamawi¹, Tsafrir Levi³, Amit Mushkin³, Amos Frumkin², Anton Vaks³

1. Department of Earth and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel

2. The Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel

3. The Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel

Introduction

Internal erosion occurs when subsurface flow detaches grains from clastic rocks and soils and transports them away, creating cavities and voids. Piping erosion refers to the case where internal erosion generates a continuous, pipe-like pathway in the subsurface, focusing flow within the pipe and focusing erosion along the pipe walls. Flow within pipes is induced by hydraulic heads within the subsurface. Piping erosion occurs when the shear stress exerted by the flowing water on the pipe wall is sufficiently high to detach individual grains or grain aggregates from the pipe wall (e.g., Bonelli & Brivois, 2008).

Piping erosion is a widespread phenomenon, occurring in different types of landforms, including alluvial plains, hillslopes, and channel banks, as well as along person-made structures such as roads related drainages, dams, and levees (Bernatek-Jakiel & Poesen, 2018; and references therein). Notably, earth dams are particularly prone to failure due to piping because of the inherent pressure gradient across

the dam (Fell et al. 2014). Piping erosion has been documented across climatic zones and in variable soil types and vegetation cover, making piping erosion an important, yet relatively little-studied form of water-driven erosion.

Piping erosion has been documented to increase soil degradation, induce collapse features, and change the hydrological regime, sediment production rate, and geomorphic functionality of the areas affected by piping. Most of the previous studies that documented widespread pipe systems focused on piping that developed in soils, with pipe diameters that normally do not exceed tens of centimeters (Bernatek-Jakiel & Poesen, 2018; Calvo-Cases & Harvey, 1996; Farifteh & Soeters, 1999; Hagerty, 1991; Howard, 1990; Jones et al., 1997; Lazzari et al., 2006; Parker, 1963; Parker & Higgins, 1990; Torri & Brya, 1997; Xu et al., 2011). Notable exceptions include the studies of Farifteh and Soeters (1999) and Parker and Higgins (1990), who described large-scale piping (with a diameter of up to several meters) around the globe, in some cases along tectonic joints (Farifteh and Soeters 1999). These authors emphasized the association between piping and collapse features, such as sinkholes, and the proximity of piping to subaerial drainage networks with unique characteristics, such as box-shaped valley cross sections (Parker and Higgins 1990).

In Israel, internal and piping erosion remains an under-studied topic in general, and the effects of piping on landscape evolution have received so far very little attention.

This fieldtrip introduces new observations relating piping erosion to diverse landforms along young quaternary sediments belonging to the Lisan Formation in Dead Sea Basin. We focus on three sites: *HaKikar Banlands*, *Ami'az Plain*, and *Masada Plain* (figure 1), showing a wide range of processes and landforms, relating piping erosion to landscape evolution. The observations we review shed light on the acute role of pipe caves and piping erosion on the evolution of landforms and landscapes in the area and provoke interdisciplinary questions regarding (1) The specific role of the lithology and geologic structures in facilitating pipe formation and dictating its course, and (2) The importance of tectonic activity in forming the geometrical and structural settings that facilitate subsurface pressure gradients, subsurface flow, and internal erosion in the form of piping.

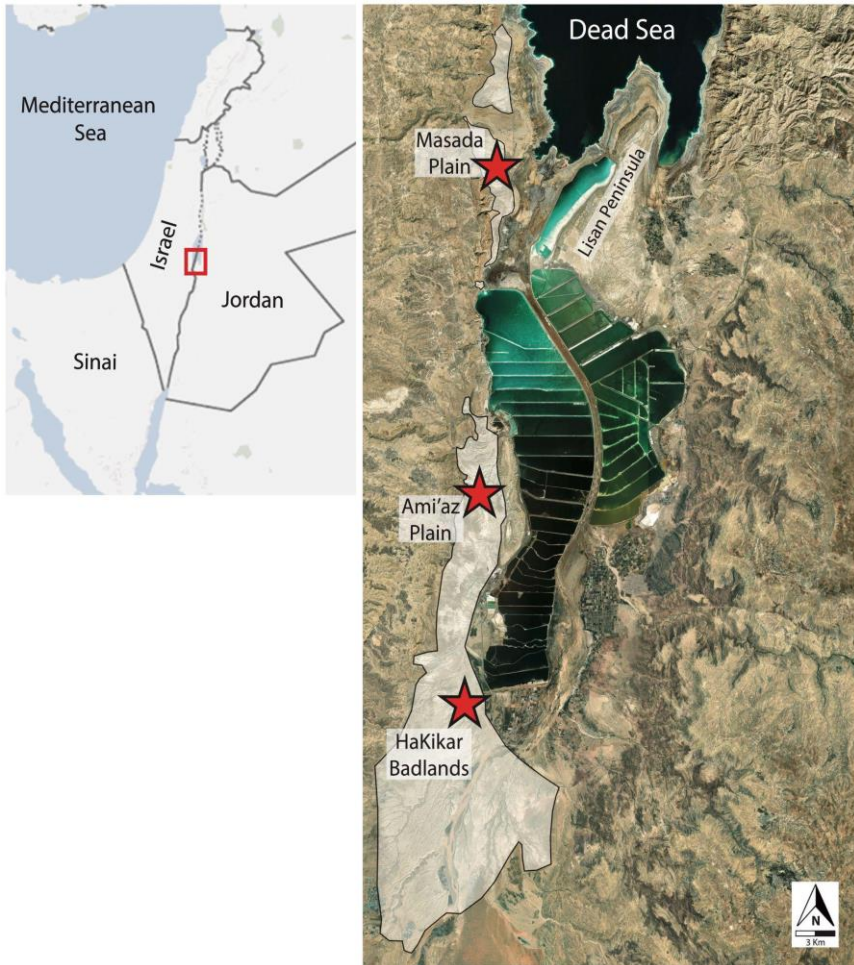


Figure 1: The Dead Sea southern basin with the three sites that will be explored in the current field trip (red stars). Shaded polygons mark outcrops of the Lisan formation in the southwest Dead Sea Basin

Study area

The study area is located along the western Margins of the Dead Sea basin, which is a 150-km-long and 15-20 km wide Miocene pull-apart structure developed between the left-stepping Arava and Jericho segments of the sinistral Dead Sea Fault (DSF) system (Garfunkel et al.,

1981). Base level fluctuation for late Quaternary fluvial activity in the study area generally follows the drastic post-LGM lake level decline of the Dead Sea from approximately -160 m to approximately -400 m in the Holocene (e.g., Bartov et al., 2002). This base-level decline led to time-averaged erosion rates of 0.64-1.84 mm/yr in fluvial systems incised into the Lisan formation in the study area (Davis et al., 2009; Hamawi et al., 2022).

The Lisan Formation

The Lisan formation constitutes the rock layers explored in the current field trip, as it hosts most of the piping-related features reviewed below. The late Pleistocene lacustrine Lisan formation was dated to 70,000 and 15,000 years B.P. (Haase-Schramm et al., 2004), concurrent to the prehistoric lake that deposited the formation and filled the Jordan Valley between the Sea of Galilee in the north and the northern Arava Valley in the south.

The Lisan formation predominantly consists of alternating laminae of authigenic aragonite and detritus comprised of transported fine particles of dolomite, calcite, gypsum and quartz, as well as kaolinite, illite and montmorillonite clay minerals (Arkin and Michaeli, 1986). The three members of the Lisan Formation, as defined by Machlus et al. (2000) and Haase-Schramm et al., (2004) based on their exposure in Wadi Pratzim are: (1) The lowest member, approximately 5 m thick, contains aragonite-detritus interbedded with three discrete gypsum layers, (2) The middle member, ~24 m thick, consists of aragonite-detritus alternating laminae, interbedded with abundant clastic sand

to silt and clay layers and a few gypsum sub-layer, (3) The upper member, ~9.5 m thick, contains aragonite-detritus alternating laminae and ca. 1.5 m thick gypsum layer at the top, sometimes appearing as interbedded thinner layers of gypsum and laminae.

Important for the current field trip, Jacoby et al. (2015) mapped clastic dikes along four exposures of the Lisan formation, that penetrate the Lisan rocks and potentially define a structural fabric. The three areas visited in this field trip (figure 1) are included in the four sites mapped by Jacoby et al. (2015).

Field trip Goals

In the past several years, two research groups have been independently working on landform and landscape evolution associated with previously known and newly mapped pipe caves within the Lisan formation surrounding the Dead Sea Basin (Hamawi et al., 2022; B. Langford personal comm.). These studies reveal a potentially strong control of the structural and topographic conditions (escarpments and cliffs) and structural fabric (cracks and clastic dikes) on the formation and orientation of pipe caves, and document various mechanisms by which pipe caves and piping erosion are key in shaping distinct landforms and landscapes in the area.

This field trip aims to introduce these unique piping-formed landscapes and review the process-based links identified between tectonically formed structures, subsurface erosion, and landscape evolution. We further wish to discuss the implications of the control of

subsurface erosion on subaerial landforms, including future trajectories of landscape evolution and geologic hazards associated with piping-related collapse structures, such as sinkholes.

HaKikar Badlands

Piping is a dominant erosion agent in the HaKikar area, controlling landscape evolution. Here, we will visit three site (figure 2), which demonstrate the phenomena of piping erosion, as well as its effects on the local geomorphology.

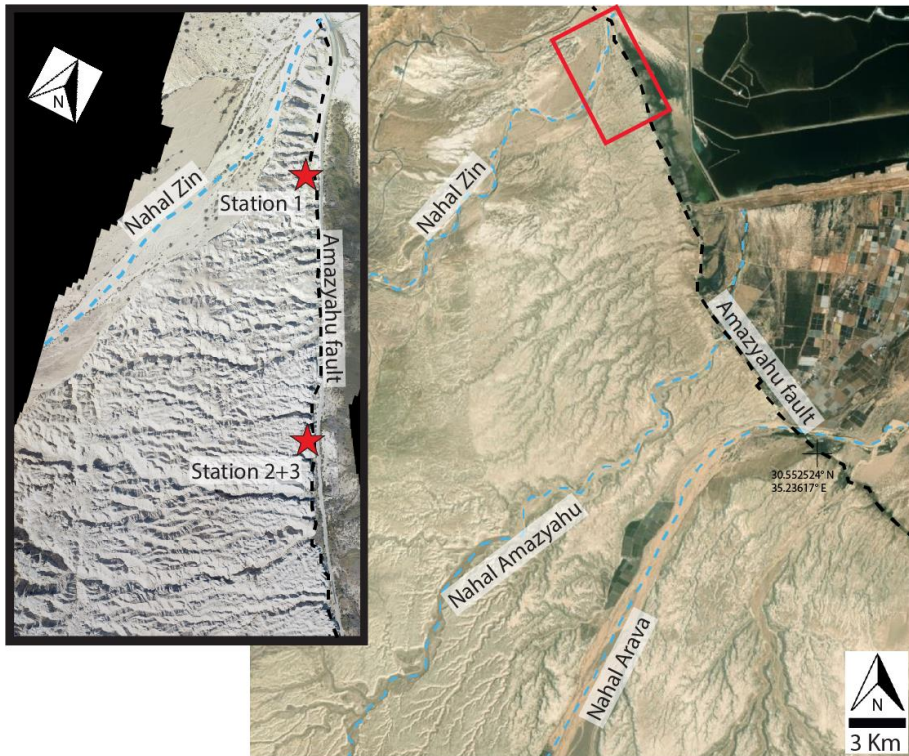


Figure 2. Left: HaKikar area stations location (red stars). Right: A wider perspective of the HaKikar area. The location of the left panel is marked by the red polygon.

The Lisan formation in the HaKikar area is exposed over a region of $\sim 200 \text{ km}^2$ across both sides of the border between Israel and Jordan. The stratigraphic setting in the area is characterized by a nonconformity between the Lisan strata and the underlying Samra formation (Waldmann 2002; 2007). In this region, the late Pleistocene Samra formation is composed of conglomerate and sand units, with some interfingering with lacustrine deposits. The interfingering is associated with changes in the Samra lake level and the relationship between the lake level and alluvial fans, fed by streams draining to the lake.

In the Hakikar region, the Lisan formation thins toward the presumed shoreline of lake Lisan to the east, south, and west. In contrast, a sharp fault line, the Amazyahu fault (figures 2 & 3A) dictates the northeastern border of the Lisan outcrop, generating a $\sim 30 \text{ m}$ high and steep escarpment. Within the HaKikar region, the Lisan and Samra formations are exposed exclusively south to the fault line. Although there is evidence of faulting activity prior to the Lisan deposition (Waldmann 2002; Ginzburg et al., 2006), the tectonics associated with the fault escarpment is syndepositional with the Lisan rocks and likely continues to the present time (Davies et al., 2009; Hamiel and Piatibratova 2019).

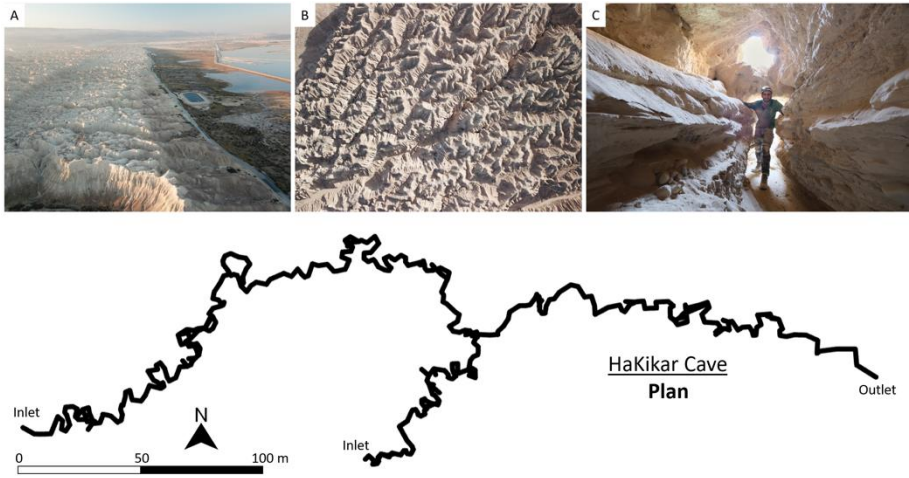


Figure 3. Piping erosion features in the HaKikar area. Upper panel: A – Oblique view drone image showing the Amazyahu fault. B – Vertical view drone image showing a sinkhole field, forming an egg-carton shape landscape. C – A sinkhole along a cave appearing as a vertical opening in a cave ceiling. Lower panel: the main structure of the HaKikar cave depicted as a black line in plan-view. The cave shows a meandering simple dendritic pattern of its underground canyon. With a length of ~1400 m, it is (up to date) the longest documented cave in the area and one of the longest piping caves in the world.

Station 1: Piping valleys and piping erosion rate (30.98819°N, 35.34833°E)

Nearly 100 large caves (tens to hundreds of meters long each) and thousands of smaller cavities were mapped in the area. Among those are the longest known piping caves in the world (Caverbob.com/piping). The cave's structure is well-developed subterranean curvilinear branchwork (figure 3, lower panel), where in most cases, only the main channel is wide enough for human entry. A

typical cave system in the HaKikar region starts with a vertical inlet that directs the surface runoff toward the subsurface. The systems typically end in a horizontal opening that acts as the runoff outlets, typically located at the base of the entire drainage basin. Some of the cave outlets are located on the lower part of the Amazyahu fault face, while others appear in cliffs along subaerial stream banks.

This station presents the phenomena of piping erosion by following two pipe valleys showing geomorphic features related to piping erosion. The valleys originate at a windgap on the water divide between the nearby stream of Nahal Zin and the HaKikar plain and end at the Amazyahu fault (figure 4). Along the valleys, several topographic saddles are present overlying underground streams. Shallow sinkholes connect the surface with the subsurface, acting as runoff inlets or skylights in the subsurface pipe ceiling. The valleys can therefore be defined as piping valleys. Namely, topographic valleys with underground drainage, which unlike subaerial streams, are not continuously sloping from head to base. Instead, sinkholes and topographic saddles appear along the valley bed, generating a complex topography. In most cases, piping valleys develop on top of mature pipes that experience ceiling collapse and surface subsidence.

In these two valleys, the piping valley topography does not represent surface subsidence over a pipe, but rather, underground bypass through talus material from the valley sides. The windgaps at the valleys' heads relate to a change in the route Nahal Zin, which crossed the valleys eastward at 4.9 ± 1.6 ka BP (Davis et al., 2009). This means

that the modification of the valleys from subaerial streams to piping valleys is younger than the mentioned age.



Figure 4. Drone image showing the tour route in station 1. The route follows two pipe valleys in the northern side of the HaKikar area.

Station 2: Plotit (paltith) cave (30.97274°N, 35.95167°E)

Plotit cave (70 m long, 23.5 m deep) shows a typical piping structure in the area (figure 5). It consists of a main subterranean channel that starts with a vertical inlet, located a few tens of meters from Amazyahu fault face. From the inlet, the cave continues with a meandering pipe within collapsed material of the Lisan formation. Here, the pipe cross-section has a tube-like shape, following the continued collapse and subsidence of the ceiling material, which was removed by the piping activity. Most of the pipe is continuously incised, and no keyhole cross section is observed, which is considered related to the stage of down-cut incision into the original pipe bottom (Hamawi et al., 2022). The

meandering structure changes close to the cave outlet, where the cave channel continues in a linear fashion along a fracture in the Lisan bedrock. This part has an oblong keyhole shape cross-section, significantly higher than the height of the upper part of the cave. The point where the cave changes its structure coincides with a fault line perpendicular to the cave stream. The fault is parallel to the Amazyahu fault and likely developed as part of the same faulting activity.

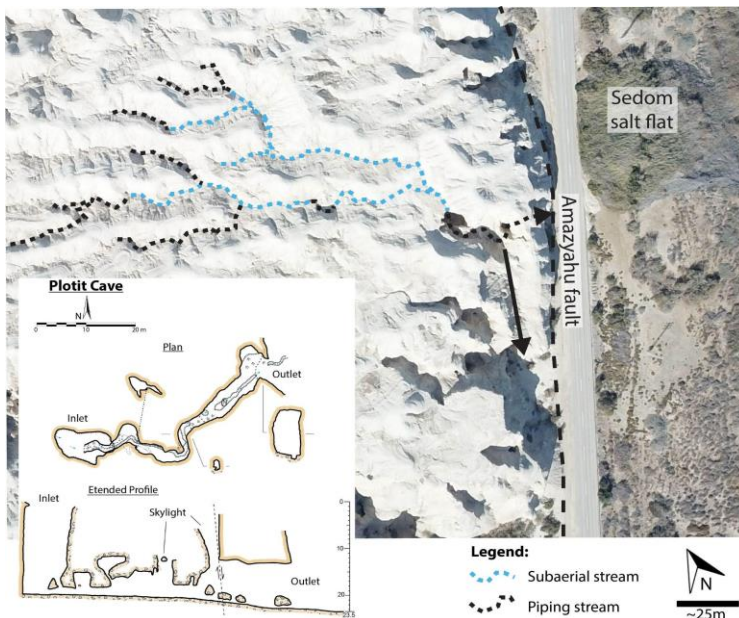


Figure 5. Drone image of the Plotit cave area. The inset shows the cave map. The dashed line follows the streams that feed the cave. The black arrow shows an abandoned piping valley parallel to the Amazyahu fault.

Station 3: Atop of the Amazyahu fault escarpment and Plotit (paltith) cave (30.97274°N, 35.95167°E)

This station is located atop of the cliff of the Amazyahu fault escarpment. The view above the escarpment is of the Lisan formation

plateau, penetrated by high concentrations of sinkholes, forming a unique landscape that resembles an egg carton (figure 3B). These sinkholes are the most prominent piping erosion feature in the area and also the most extensive sinkhole field in the entire Dead Sea area, even relative to the known salt-dissolution sinkholes on the Dead Sea shore (Yechieli et al., 2006; Legchenko et al., 2008; Frumkin et al., 2011; Abelson et al., 2017). At the surface, the sinkholes exhibit a variety of forms. Most abundant are cone-shaped depressions with a vertical opening at their bottom. Other shapes include vertical shafts and depressions resembling collapse dolines. The sinkholes developed above underground piping systems, forming elongated piping valleys. Other sinkholes, outside the main topographic valleys, are associated with short tributaries that drain to the main underground system. From an aerial perspective, the sinkholes and related piping caves are most prominent close to the Amazyahu fault escarpment. Further away, southwest from the fault, the density of piping-associated features decreases, and the influence of piping erosion is distinctly lower. Some piping-related features are still present, manifested as shallow sinkholes and shallow, short underground runoff courses that run parallel to the surface, but the egg-carton morphology is replaced with more familiar subaerial valleys incision patterns.

In addition to the sinkholes egg-carton morphology, this location presents piping landscape evolution in relation to the nearby Plotit cave. As presented in the cave description, the cave's upper part is developed in collapsed material while the lower part developed in the

Lisan bedrock. Between these two sections, a fault line is located, parallel to Amazyahu fault (figure 5). Following the piping valley on the surface above the cave shows that the valley continues from the inlet opening to the east, until it reaches the parallel fault-line, west of the Amazyahu fault escarpment. There, the valley continues southward along the parallel fault and finally reaches the drainage base level below Amazyahu fault face. Based on this morphology, we speculate that the Plotit cave linear section (lower part) is younger than the upper part valley. The upper valley shows a mature pipe that experienced ceiling collapses, secondary piping incision with meanders, alongside with surface subsidence and development of the piping valley. The lower part, on the other hand, is still well preserved, without significant collapses and without the development of a piping valley on the surface. The original piping development of the cave's lower part (today the lower piping valley) occurred along a fracture (the parallel fault line), and so is the "new" cave's lower part, which follows a fracture, clearly visible in the cave ceiling. The abandonment of the upper part is presumably related to ceiling collapse, creating a dam in the pipe bed. The existence of a route with high hydraulic conductivity (e.g. fracture) next to the dammed runoff, presumably formed a new flow path, abandoning the original downstream path.

Ami'az Plain

The Ami'az Plain is located west of the southern Dead Sea Basin and Mount Sedom. The ephemeral Pratzim canyon network incises into the Ami'az Plain. Aerial photos of the Ami'az Plain reveal that the Pratzim network is characterized by a rectangular drainage pattern (figure 6), with right-angle bends and channel confluences (e.g., Zernitz, 1932). The formation of rectangular drainages has been associated with orthogonal systems of joints and faults (Howard, 1967; Deffontaines and Chorowicz, 1991; Zernitz, 1932) and therefore, presents an exceptional example of landscape evolution controlled by pre-existing geologic structures.

Within the Ami'az Plain, the Lisan Formation is penetrated by hundreds of clastic dikes, which are well-exposed along the Wadi Pratzim canyon walls (Levi et al., 2006). The dikes in the Ami'az Plain are mainly arranged in a semi-radial and tangential geometry (Marco et al., 2002 and references therein).

Clastic dikes are discordant, crosscut sub-vertical sheets of sediments within a contrasting sedimentary or crystalline rock type. While the geometry of these structures shows similarities everywhere and is usually well defined, their mode of formation is commonly ambiguous. This ambiguity arises because the sediment comprising the dikes may accumulate either 'passively' (depositional dikes) by deposition of clastic materials into preexisting fissures, or 'dynamically' (injection dikes) by fracturing the country rocks and injection of clastic materials

during overpressure buildup. Most of the dikes exposed in the Wadi Pratzim canyon walls were probably formed by injection during coseismic loading that caused pressure buildup within a detritus source layer (Levi et al., 2006). These injection clastic dikes are composed of green clay, silty quartz, and some aragonite fragments. The dike heights vary between 5 mm and 18 m, and the dike widths between 1 mm and 0.18 m. However, the width of the large dikes (>10 m) is generally greater than 7 mm. Measuring the lengths of the large-scale dikes on air-photos indicates that they vary between 20-70 m, and the average is about 55 m (Levi et al., 2011).

The hundreds of clastic dikes, as well as the widespread system of caves and cavities identified in the area, make the Ami'az Plain an outstanding site for exploring process-based linkages between geologic fractures (e.g., clastic dikes), drainage patterns and subsurface cave systems. More specifically, this part of the field trip, which is based on the work of Hamawi et al. (2022) asks: What processes control the formation of the Pratzim rectangular pattern? And how are these processes linked to piping erosion and pipe caves?

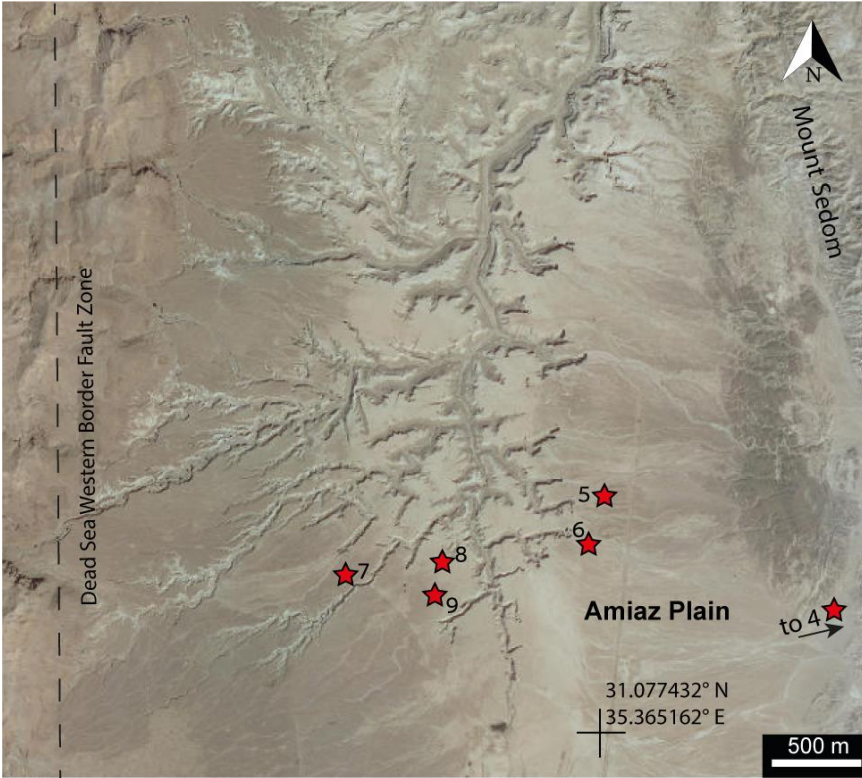


Figure 6. The rectangular Pratzim canyon system incised into the Ami’az Plain. Numbers next to red stars refer to outcrops that will be visited in the field trip.

Station 4: A Western lookout toward the Ami’az Plain from Mount Sedom (31.08275°N/ 35.38481°E)

The Ami’az Plain is an approximately 3 km wide and 4 km long basin with an exceptionally planar surface within the southern Dead Sea basin. The Plain is located within a down-faulted hanging block along the Dead Sea western border fault zone of the Dead Sea Fault System, which forms the boundary between the Arabian plate and the Sinai subplate (Garfunkel et al., 1981; Marco et al., 2005). The footwall block, to the west of Ami’az Plain, is built of Upper Cretaceous

dolostone and limestone, and it rises approximately 390 m above Ami'az Plain, which lies at an elevation of ~250 m below sea level (bsl). To the east, the Ami'az Plain is bounded by Mount Sedom salt diapir and the Sedom Fault. Mount Sedom rises ~90 m above Ami'az Plain (Sneh and Weinberger, 2014; Weinberger et al., 2006; Weinberger et al., 2007; Zak and Freund, 1980). Most of the Ami'az Plain area is drained northward by the ephemeral drainage network of Wadi Pratzim, which ultimately drains into Wadi Hemar and the southern Dead Sea. The study area encompasses the southern part of the Pratzim canyon system, up to a point with a drainage area of 14.4 km². Wadi Pratzim is characterized by a deeply incised branching canyon system and a low-relief stream network that drains to the canyons at vertical to sub-vertical knickpoints (ephemeral waterfalls). The rocks exposed in the Ami'az Plain belong to the Lisan Formation. Most of the clastic dikes that penetrate the Lisan rocks terminate at the upper gypsum layer, but importantly, some penetrate it and reach the surface.

**Station 5: Amphitheater canyon heads along eastern tributaries
(31.09888°N/35.36475°E)**

The current lookout allows a first impression of the unique morphology of the Pratzim canyon system showing several key characteristics. These characteristics add to the enigma around the rectangularity of the Pratzim canyon system, on the one hand, and provide crucial hints for the dominant processes acting in this landscape, on the other hand.

First, the tributaries seen from the lookout are linear in map view, deeply incised and with steep, subvertical, and equally-spaced banks, forming a box-like cross-section. Remnants of the original Lisan stratigraphy, as well as bank collapse material are seen within the canyon channels. These features overall generate an impression of a young, still evolving, and transient landscape. These observations are not unique to the current location. We find that each canyon tributary within the central Pratzim system maintains an approximately constant width that ranges from several meters up to 170 m, and the course of the bounding cliffs is linear in plan-view. The canyons reach depths of up to 35 m, and the upper section of the banks is typically sub-vertical.

Second, the junction angle between the two tributaries is $\sim 90^\circ$. This observation, as well, is not unique to the current lookout, but it characterizes tributary junction angles and bends along the canyon network. A conservative analysis of junction angles and bends (figure 7) reveals that angles are normally distributed with a modal value around 90° . This is in contrast to the dominant junction angle of 72° , which characterizes humid regions dominated by groundwater-fed streams, and to subaerial drainage networks in arid environment showing even lower values (Seybold et al., 2017). The junction angle analysis supports the preliminary observation, based on orthophotos, that the Pratzim drainage network is rectangular.

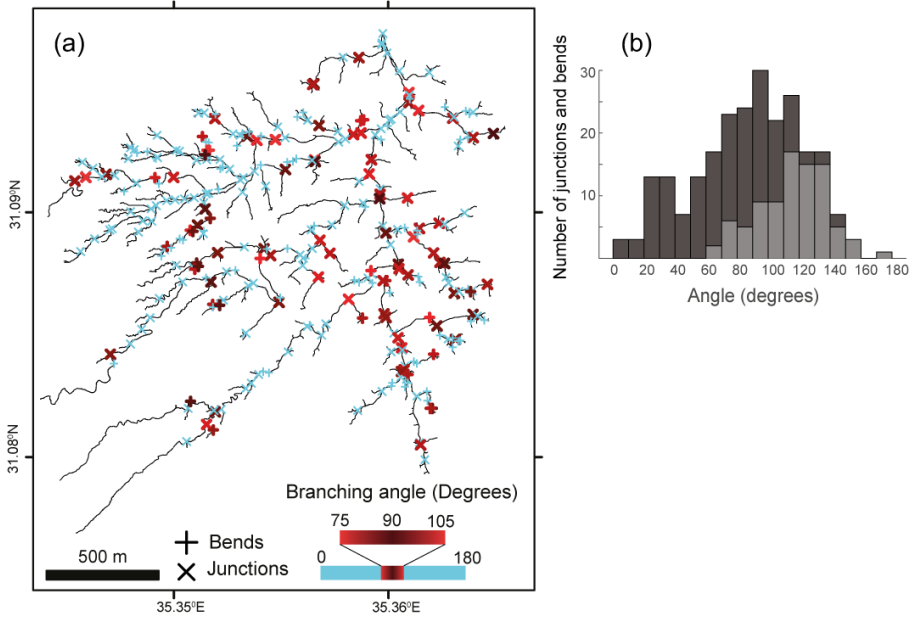


Figure 7. (a) Junctions and bends along the Pratzim canyon system color coded by angle (degrees), showing the dominance of right angles (red). (b) histogram of junction angles and bends showing a modal value at approximately 90°. Based on Hamawi et al. (2022).

Third, the canyons do not gradually taper from the level of the Ami'az Plain, but they start abruptly with steep amphitheater canyon heads. Weakley incised channels drain to the canyon heads, making them canyon head knickpoints. Canyon head knickpoints characterize the Pratzim canyon system in general. We identified 100 canyons that start abruptly at a canyon head knickpoint with a steeply plunging cliff (figure 8), showing variable planform morphology, ranging from sub-circular (i.e., amphitheater headed canyons) (figure 8) to sub-rectangular and irregular. Notably, in some cases, the feeding channels are only several meters long or completely absent, and the drainage

area at the canyon head is only several thousands of square meters (figure 8b).

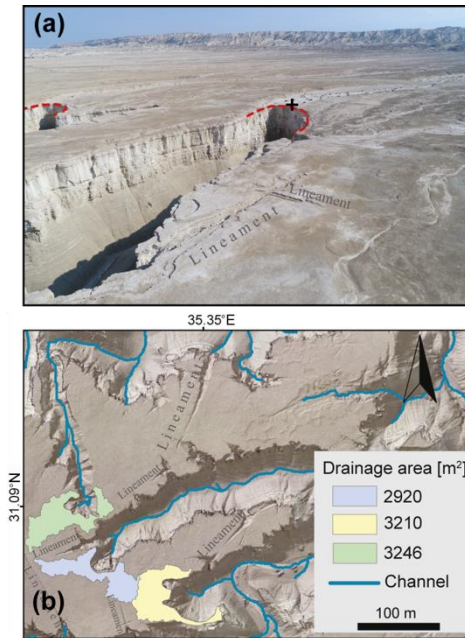


Figure 8. (a) Drone photo of two amphitheater canyon heads. Dashed red lines mark the edge of the canyon cliff at the heads. The diameter of the right amphitheater is 25 m. (b) Examples for three steep canyon heads with exceptionally small drainage areas. Based on Hamawi et al. (2022).

Amphitheater channel heads, steep channel banks, and an approximately constant canyon width are all morphologies widely associated with channel carving by seepage erosion (Laity and Malin, 1985; Schumm et al., 1995 and reference within). Critically, the ability of seepage erosion to curve deep canyons in soft lithologies has been demonstrated in experiments (Howard and McLane, 1988) and was suggested to occur in field settings (Higgins, 1982). The role of seepage erosion in creating similar morphologies in hard bedrock is, however, still debated (Lamb et al., 2006).

The upper lips of canyon head knickpoints lie within a narrow elevation range of 267–265 m bsl, corresponding to the topographic level of

Ami'az Plain (figure 9). A χ analysis of these knickpoints reveals an exceptionally wide range of χ values (Perron and Royden, 2012), covering 70% of the χ value range that characterizes the full canyon system in the study area (figure 9). The wide range of knickpoint χ values indicates that they likely do not represent the outcome of knickpoint retreat and bifurcation from a single source. Instead, knickpoint locations and the extent of the canyon along each canyon tributary appear to be the outcome of local processes.

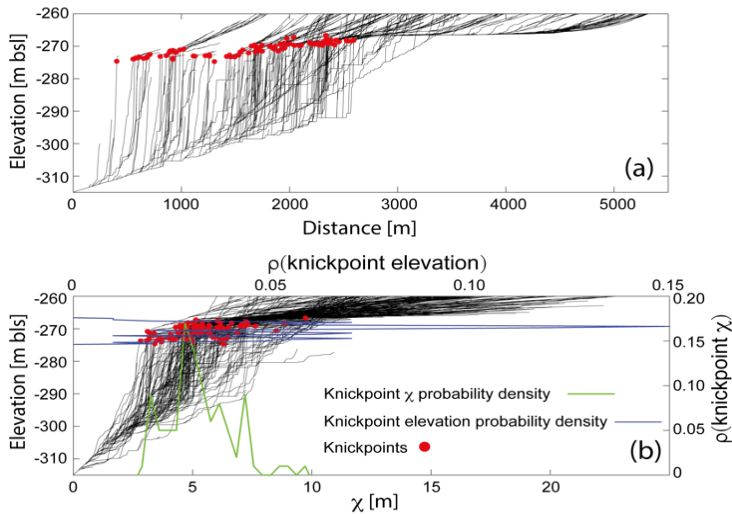


Figure 9. (a) Longitudinal profiles of the Pratzim drainage network, showing the channel head knickpoints as red dots. (b) χ - elevation diagram of the Pratzim drainage network. Probability density of knickpoint elevations (blue, top axis) shows a narrow range, while the probability density of knickpoint χ values (green, right axis) show a wide range, covering 70% of the χ values of the Pratzim canyon system. Based on Hamawi et al. (2022).

Fourth, wide clastic dikes are apparent at the steep walls of the two canyon head knickpoints seen from the lookout. Dike orientations appear parallel to that of the corresponding tributary orientation. A closer observation above the canyon head knickpoints shows that, at

least in one case, the filling material of the clastic dike is missing as if it was washed away. A regional synthesis of the clastic dikes and canyon tributaries orientation shows similarity with common dominant peaks to the W, N-NNW, and ENE (figure 10)

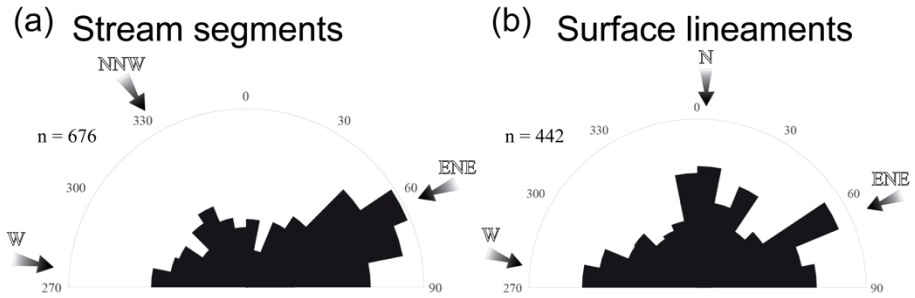


Figure 10. Length-weighted rose diagrams of stream orientation (a) and surface lineaments (b). Based on Hamawi et al. (2022).

Station 6: Geomorphic structures - Lineaments, sinkholes, courtyards and pipe caves (31.08600°N/35.36476°E)

Walking between two of the eastern tributaries of the Pratzim canyon system and inspecting the surface between the tributaries, their banks, and heads, several unique landforms: lineaments, sinkholes, and courtyards appear to dominate the landscape.

Surface lineaments are long, narrow, shallow to intermediate depressions (with a depth range of several tens of centimeters and up to a few meters) on the surface of Ami'az Plain. We mapped 434 surface lineaments in the study area (figure 11). Lineament lengths range between 2 and 137 m, and their width is up to 9 m. Some lineaments drain directly to the canyon system at canyon heads, banks, and courtyards. In some cases, lineaments terminate at a

narrow land bridge that separates the lineament from the canyon (figure 11a). Other surface lineaments drain into sinkholes, and in a few cases, both ends of the lineament terminate within the Ami'az Plain, and they appear to lack surface drainage (figure 11a). We also observed that surface lineaments commonly cross each other at right angles (figures 11a and 11c).

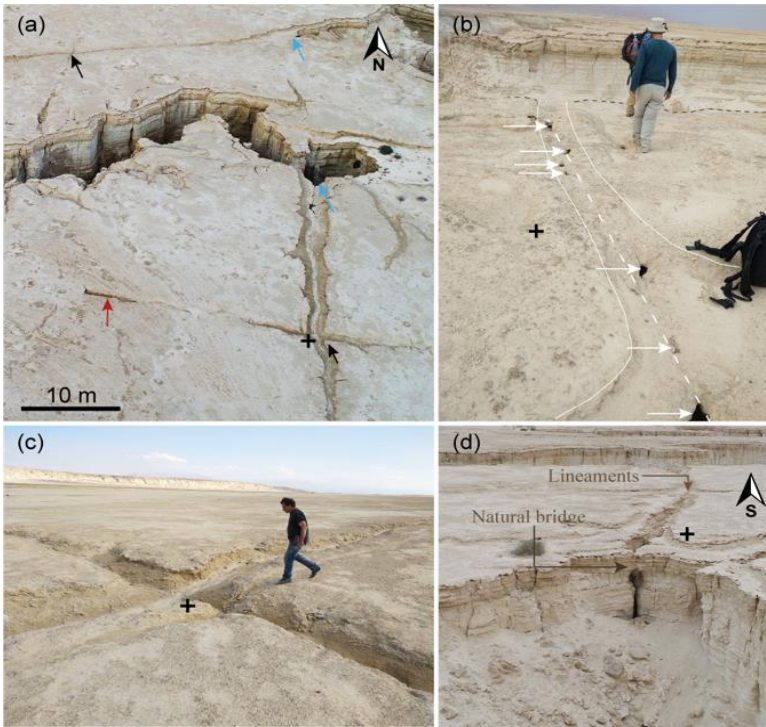


Figure 11. (a) Drone photo of deep and narrow canyon tributaries with nearby surface lineaments. Black arrows point to cross-cutting lineaments at approximately a right angle; red arrow points to a short lineaments with no surface drainage; and light blue arrows point to lineament outlets at courtyards. (b) A linear series of small holes, interpreted as an embryonic lineament. (c) Close-up view of right-angle cross-cutting lineaments. (d) A lineament draining toward a canyon cliff under a narrow rock bridge. Right-angle cross-cutting lineaments in the background. The height of the steep section of the cliff is 4 m. Based on Hamawi et al. (2022).

Sinkholes are deep depressions, completely surrounded by the intact strata of the Lisan Formation at the topographic level of the Ami'az Plain. Landform mapping revealed 141 sinkholes in the study area, in close proximity to the canyon system (figure 12). The area of individual sinkholes ranges between 1 and 1650 m², and their morphology varies from circular to rectangular, elongated, and amorphous (figure 12a&b). Sinkhole depths range between ~1 and 24 m. In most cases, where access or view was possible, a subsurface hydraulic connection was verified in the field between sinkholes and the adjacent canyon system through narrow elongated caves.

Courtyards are morphological depressions partly surrounded by intact Lisan Formation strata at the Ami'az Plain's topographic level and partially connected to the Pratzim canyon system. Courtyards commonly appear as semicircular to elongated local extensions of the canyon system. We mapped 212 courtyards in the study area. The area of individual courtyards ranges between 5 and 1122 m² (figures 12 c&d). In some cases, the collapsed material bounds the courtyard and prohibits subaerial hydraulic connectivity to the canyon system. In other cases, the courtyards are fully connected to the canyon and appear as an extension of the canyon. Numerous canyon tributaries show clusters of courtyards that effectively widen the canyon (figure 12c).

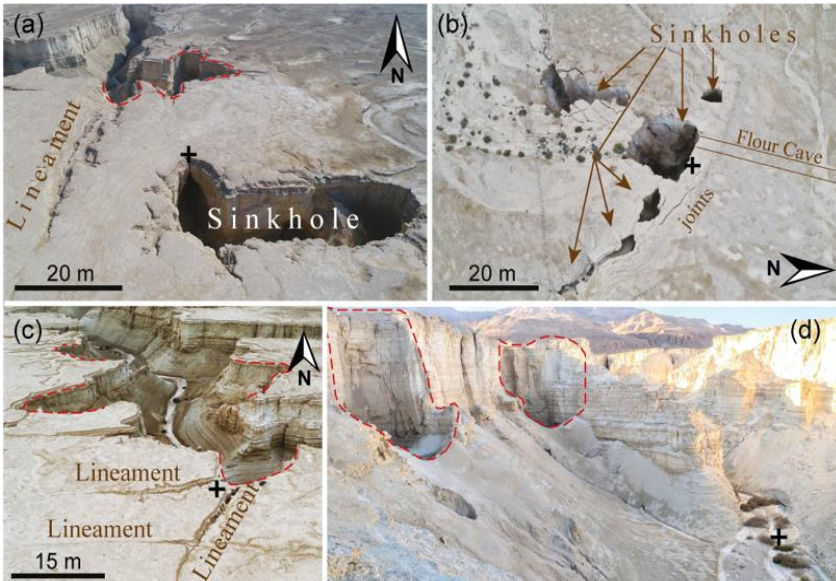


Figure 12. (a) Drone photo of a large, elongated sinkhole. Note the nearby lineaments that are connected with the courtyard (marked by red dashed curves). (b) Drone photo of a series of sinkholes at the upper opening of the Flour Cave. Note the joints parallel to the sinkhole edges and the vegetation that marks surface drainage from the south into the sinkholes. (c) Drone photo of a canyon tributary with four distinct courtyards, marked by red dashed curves, effectively widening the tributary. (d) View of two courtyards (marked by red dashed polygons) imaged from the level of a canyon tributary. The height of the left courtyard is 7 m. Based on Hamawi et al. (2022).

Regions of high sinkhole and courtyard density occur primarily at the upper bounding edge of the canyon system, particularly near canyon heads. A somewhat lower density is found near the main trunk of the Pratzim canyon system (figure 13).

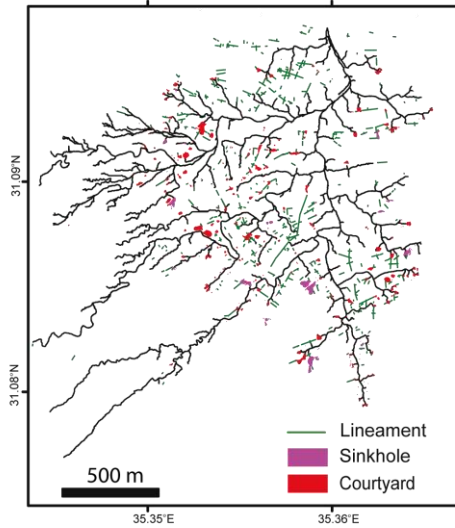


Figure 13. Mapped sinkholes (purple), courtyards (red), and surface lineaments (green) in the study area overlain on the flow lines of the Pratzim canyon system. Based on Hamawi et al. (2022).

Cave openings are abundant along canyon banks and heads, and they appear at variable elevations, from the top of the canyon banks and downwards to the base of the canyons (figure 14). In places where narrow tributaries are blocked by collapsed bank material, caves cut under topographic highs formed by the collapsed material and facilitate subsurface hydraulic routes (figure 14c).

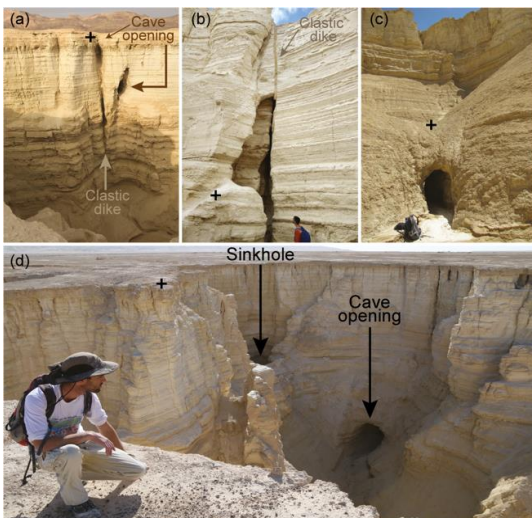


Figure 14. (a) Cave openings along a canyon tributary bank. The top opening is along a clastic dike, and the lower opening is close to the dike. (b) A cave opening next to a clastic dike extending from the base of the canyon. (c) A cave within collapsed bank material. (d) A cave opening at the base of a canyon head, and a sinkhole beyond the canyon head. Based on Hamawi et al. (2022).

We surveyed several caves that extend from the canyon system. Caves are typically elongated and narrow and are characterized by variable cross-section geometry, including rectangular with vertical side walls, elliptical, and keyhole-like shape with circular or elliptical upper end that connects to a rectangular lower end. Along some of the caves, we documented large halls with an arc-like or flat ceiling that forms along distinct bedding plains exposed by collapsed blocks. The deposits of the collapsed ceiling can sometimes be identified on the cave floor, and secondary caves often cut through the collapsed deposits.

Field observations revealed spatial relationships between the clastic dikes and the surveyed landforms of caves, sinkholes, courtyards, and surface lineaments. Almost all the canyon heads we surveyed had at least one clastic dike exposed in them. In several cases, canyon walls are made of a clastic dike plane, whose infill was mostly eroded. Cave openings typically appear along or close to clastic dikes (figures 14 a & b), and clastic dikes are commonly exposed along the cave ceilings. Clastic dikes also crosscut the walls of sinkholes and courtyards, and they bind narrow rock bridges. Where lineaments drain to the canyon, clastic dikes were observed directly beneath lineament outlet.

Station 7: The Flour Cave (31.08416°N/35.35617°E)

The 172 m long Flour Cave is the longest known cave in the area. The cave has two openings: the lower is located at the level of the Pratzim Canyon bed, and the upper, which is a sinkhole, is located approximately 150 m to the southeast. The Flour Cave was a well-

known local attraction, but it was closed to the public in 2005 due to frequent collapses within the cave and at its upper opening.

Ground LiDAR scanning of the Flour Cave covered a length of 145 m from the lower cave opening (outlet). The cave's width varies between 0.95 and 5.5 m, and the cave height above its floor ranges between 3.2 and 12.8 m, with an estimated average of 6 m. The thickness of the Lisan Formation above the cave ranges between 5 and 14.7 m. The cross-section of the cave varies from a keyhole-like morphology to irregular and to a narrow and elongated shape with vertical walls (figure 15). Along most of the cave, clastic dikes are exposed at the ceiling, parallel to the cave conduit. Intersections between clastic dike sets were observed in places where the cave ceiling is relatively high (figure 15).

A courtyard was mapped immediately at the outlet of the Flour Cave (figure 15a). Two perpendicular clastic dikes are exposed at the walls of this courtyard, parallel and perpendicular to the direction of the lower section of the cave. The Flour Cave is experiencing ongoing collapses and morphological changes. Until at least mid 2004, there was a narrow land bridge above the flow path between the courtyard and the canyon tributary into which the Flour Cave drains, making this courtyard a former sinkhole.

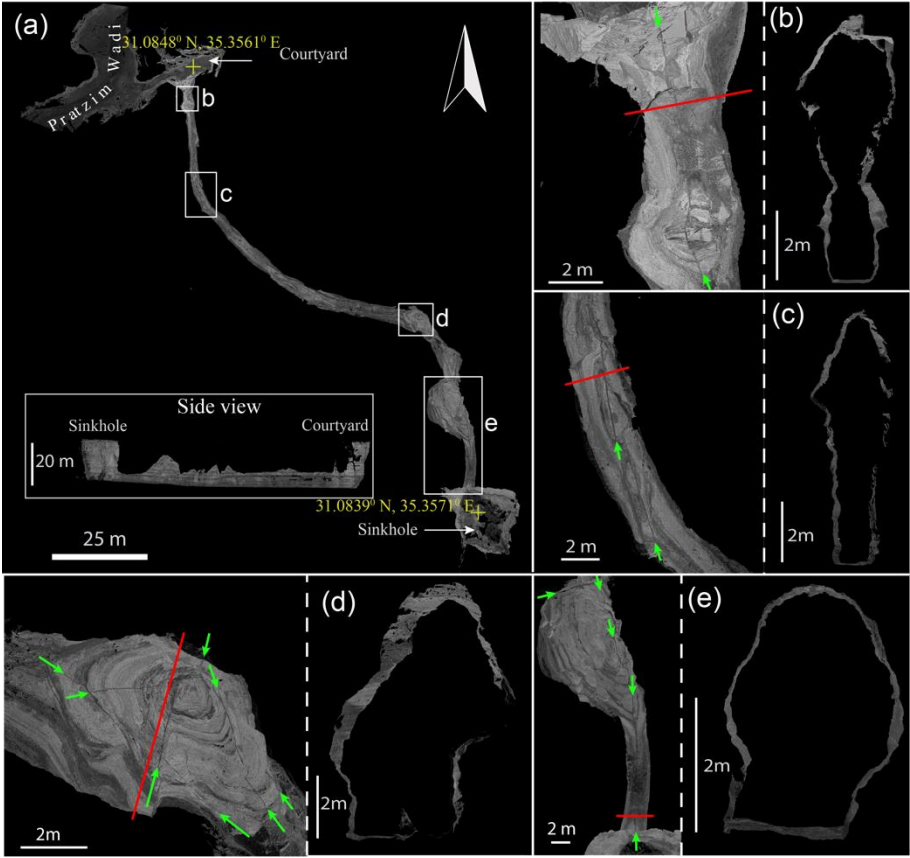


Figure 15. (a) Map view of the Flour Cave route. White rectangles refer to panels (b–e). The inset shows a side projection of the Flour Cave. (b–e) Close-up of specific locations along the cave. The left side of each panel shows the ceiling, where green arrows point to clastic dikes identified based on intensity contrast to the laminated Lisan rocks. The right-hand side of each panel shows the cave cross-section along red lines. Based on Hamawi et al. (2022).

Station 8: Cave roof collapse and sinkhole formation dictated by a thick clastic dike (31.08520°N/35.35869°E)

When a section of the cave ceiling is entirely missing, this section becomes a sinkhole that connects hydraulically to the canyon system

through the cave. When two sinkholes form next to each other, or when a sinkhole is located close to the cave opening along the canyon bank, the cave ceiling becomes a local rock “bridge” (figure 16). The current station demonstrates a case, where several sinkholes form along a single pipe in close proximity to one another, such that they are fully connected at the subsurface, and only narrow rock bridges separate them.

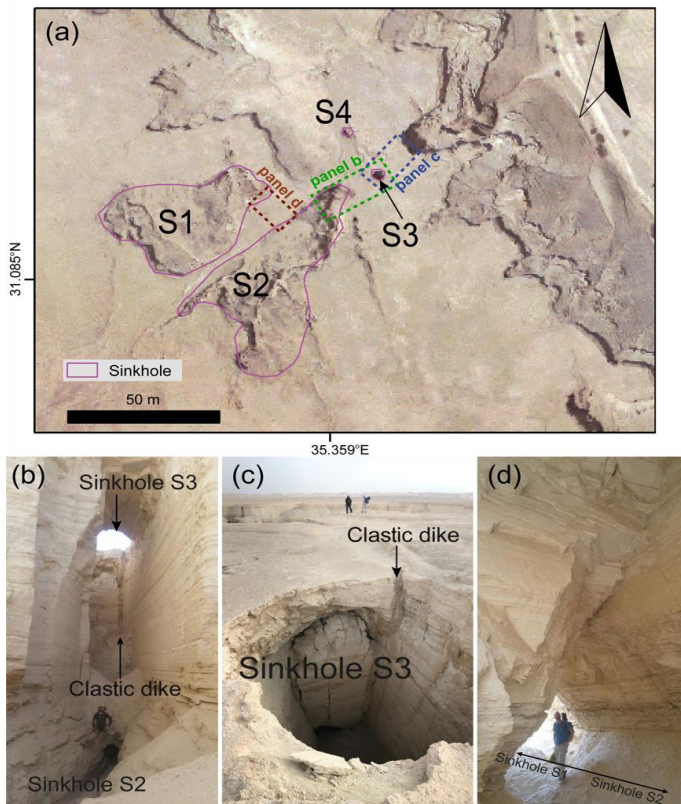


Figure 16. (a) A system of four sinkholes, S1 - S4 connected at the subsurface by a system of pipe caves. Dashed rectangles mark the location of the pictures in panels (b) - (d). (b) A pipe cave that preserves the flat plain of a clastic dike connecting sinkholes S2 and S3. (c) View of sinkhole S3 showing the filled dike along which the pipe in (b) developed. (d) A pipe cave connecting sinkholes S1 and S2. Based on Hamawi et al. (2022).

Station 9: The bridge (31.08245°N/35.36014°E)

A critical observation linking the routes of pipe caves to the formation of the subaerial canyon system is where only a narrow rock bridge crosses a tributary-like sinkhole, separating it from the main tributaries to which it drains (figure 17). If the rock bridge collapses, the resulting morphology would be indistinguishable from other tributaries in the region. Repeated field surveys reveal that the current rock bridge is gradually collapsing. A fresh pile of collapsed material can be identified below the bridge that was not there before 2020.

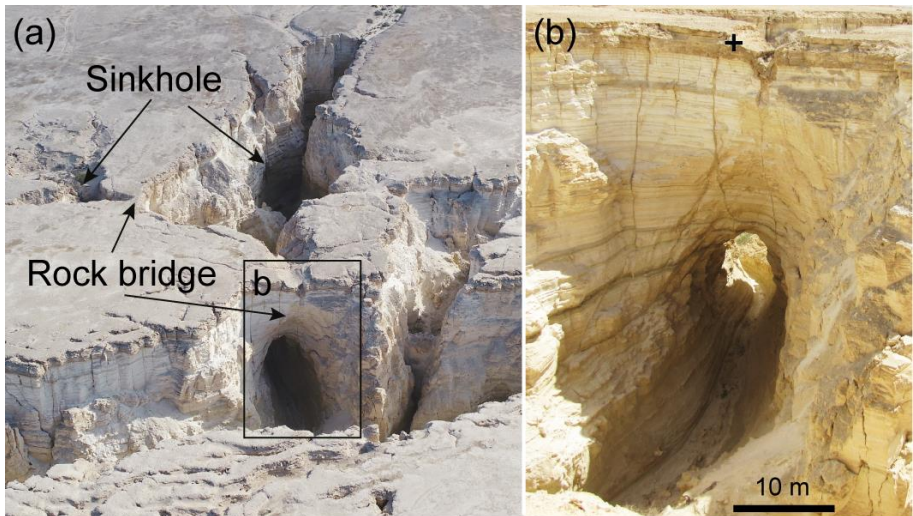


Figure 17. (a) Drone photo of two rock bridges. The bridge in the foreground separates an elongated sinkhole and a tributary of the Pratzim network. The bridge at the left of the image separates two neighboring sinkholes. The rectangle marks the view of panel (b). (b) Fluvial pathway under the bridge. Note the two clastic dikes that dissect the bridge. Based on Hamawi et al. (2022).

Implications

Combining the observations collected thus far, we propose that the clastic dikes dictate the 3D geometry of the Pratzim canyon network, in agreement with previous studies of rectangular drainage patterns associated with fractures (Deffontaines and Chorowicz, 1991; Howard, 1967; Zernitz, 1932). To explain how clastic dikes dictate the evolution of the canyon system in the Ami'az Plain, we developed a three-component, conceptual hydrologic–geomorphic process model that accounts for the spatial relations between the clastic dikes and the morphological features abundant in the Ami'az Plain.

The first component invokes the tendency of clastic dikes to focus subsurface flow, which in turn induces internal erosion and forms pipe caves with outlets at canyon banks and heads. The alternating laminae of the Lisan Formation, together with the capping gypsum layer, significantly reduces the permeability of the Lisan formation for vertical infiltration. However, in places where clastic dikes penetrate the capping gypsum layer, dikes may provide preferred pathways for infiltration of surface runoff (figure 18a). Several field observations indicate that subsurface flow along the clastic dikes removes the dikes' infilling material and part of the bounding Lisan country rocks, leading to internal erosion and formation of pipe systems: (a) Surface lineaments above clastic dikes represent missing material at the subsurface along the course of the dike, (b) Cave outlets along dikes and dikes that are readily observed along the ceiling of caves indicate that caves develop along dikes, (c) Caves gradually grade toward their

outlet, indicating formation by hydraulic gradient-induced subsurface flow, (d) Secondary pipes along collapsed material indicate that the Lisan lithology is susceptible to piping erosion.

The second component includes seepage erosion at canyon heads and courtyards, as well as the collapse of cave roofs to form sinkholes and new courtyards. Coalescence of adjacent collapsed features generates new subaerial tributaries (figure 18b). The association between sinkholes and pipe caves is known from other field areas (Bernatek-Jakiel and Wronska-Walach, 2018; Higgins and Schoner, 1997; Parker, 1963; Parker and Higgins, 1990; Zhu, 2012) and is related to local collapses of cave roofs. Consistently, in the Ami'az Plain study area, we observed that many of the large sinkholes are connected to the Pratzim canyon system through pipe caves. In numerous cases, several sinkholes form along a single pipe in close proximity to one another, such that they are fully connected at the subsurface, and only narrow rock bridges separate them.

The third component is expressed by fluvial activity and bank collapse along the Pratzim canyon system, inducing morphological changes once a tributary is formed.

Notably, the exposure of clastic dikes along the banks and heads of new caves and tributaries activates them as preferential subsurface flow paths, feeding back into the first component (figure 18c). This means that the processes controlling the formation of the Pratzim canyon system are expected to extend it to the yet unincised sections of the Ami'az Plain. Furthermore, cave roof collapse and sinkhole

formation are expected to continue and form a significant geological hazard in the area.

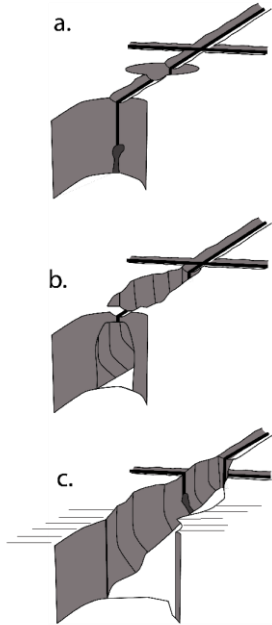


Figure 18. A schematic representation of the proposed geomorphic–hydrologic process model for the evolution of the Pratzim canyon system in Ami’az Plain. (a) Subsurface flow along clastic dikes induces subsurface erosion and forms pipe caves with outlets at canyon banks and heads. (b,c) Seepage erosion and cave roof collapse extend existing canyon tributaries and form new tributaries. (c) Clastic dikes are exposed along the banks and heads of newly formed tributaries, presenting new pathways from subsurface erosion. Finally, the tributaries are subjected to fluvial erosion and bank collapse events. Based on Hamawi et al. (2022).

Mesada Plain (31.32172°N/35.37248°E)

The Masada Plain station is located at an isolated small hill, north of the road that connects road 90 and the Masada visitor center, and to the south of the lower Masada Wadi. The platform is part of Masada Plain, one of the prominent Lisan outcrops in the Dead Sea basin. Similar to the Ami’az Plain, the Masada Plain is characterized by the Lisan central facies and is generally composed of detritus and aragonite alternations with gypsum units (Torfstein et al., 2008; 2013).

Near and around the station, the plain surface is incised by streams that descend from the western Dead Sea shoulder. The streams dissect the Lisan platform and define east-west trending ridges, parallel to the streams' flow direction. The ridges are often sub-divided in the perpendicular direction, producing a "Butte and Mesa" landscape (figure 19). In a sandstone dominated landscape, butte often refers to landforms that are wider than those here, although, we follow the rule of thumb that a butte is a platform whose top is narrower than its height, and in a Mesa, the proportions are opposite (Huggett 2016).

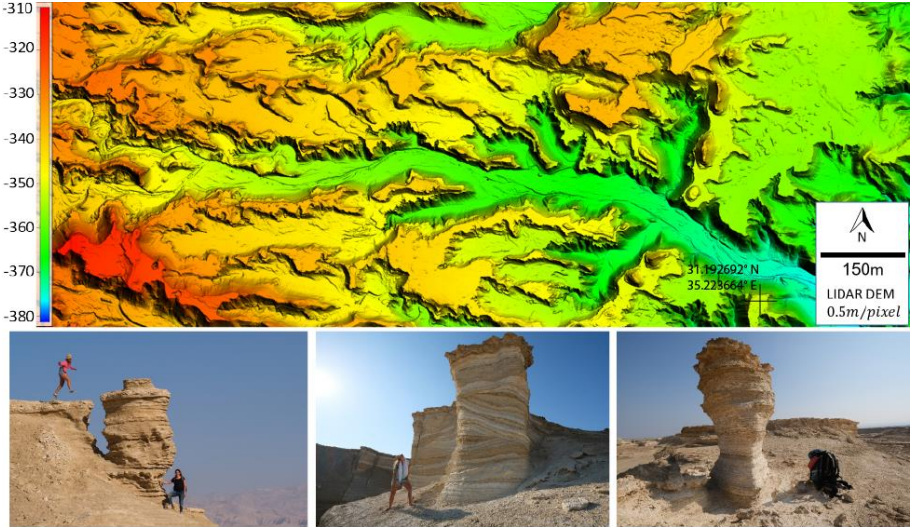


Figure 19. Butte and Mesa landscape in the Masada plain. Upper panel: LiDAR-based elevation model of the northern part of the Masada plain. The scale on the left shows elevation in meters relative to sea level.

Fractures

Fractures are common in the Lisan bedrock at the Masada Plain including around the current lookout. Fractures are most visible parallel to the cliffs and as lineaments crossing the platforms surface. Fracture aperture ranges from tight to several centimeters wide, and the wide fractures are filled with clastic material (Jacoby et al., 2015). The orientations of the fractures have been studied by Jacoby et al. (2015) and as part of the present study about piping erosion in the Dead Sea area. Both studies found a dominant orientation toward the N to NNW, perpendicular to the main streams and ridges (figure 20).

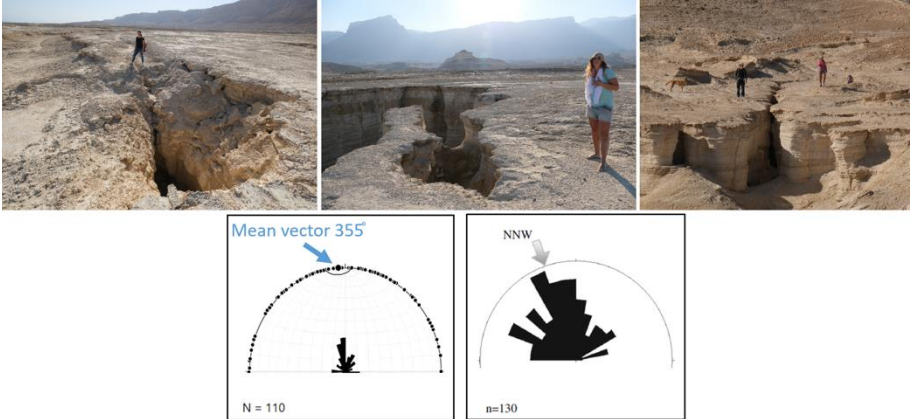


Figure 20. Fractures in the Masada plain. Upper panel: piping erosion along fractures. Lower panel: fracture analysis shows a main direction to the N to NNW (left side analysis conducted by the writers and right side by Jacoby et al., 2015).

Piping erosion in the Masada Plain

Generally, the piping features in the Masada Plain include tens of sinkholes and several smaller cavities. The sinkholes are typically located close to the edges of cliff faces, descending vertically to the cliff base. In most cases, the sinkholes connect to a narrow subsurface channel beneath non-cohesive collapsed slope sediments. Few sinkholes of this type are located on the flat surface in the western and northern side of the current station and they can be reached by a short hike from the hilltop.

Other piping features in the Masada Plain area are channels and sinkholes that developed within the Lisan bedrock itself, rather than in a collapsed slope sediments. Prominent example is that of the Masada Plain cave (figure 21). The cave has a classic piping structure of a 40 m-long underground channel, connecting two openings. The upper opening (inlet) is a wide vertical sinkhole with a collapse doline shape, open on the northern side of a narrow topographic platform. Surface runoff drains to the vertical inlet and later continues along the underground channel. The cave developed along a fracture and accordingly follows a linear course with no meanders. The channel drains to outlets in the south, at the foot of the southern face of a narrow ridge. The channel within the cave, therefore, leads runoff along an underground route, below the surface water divide defined by the narrow ridge atop (figure 21). It can be assumed that the cave represents an intermediate stage in the development of piping erosion in the Masada plain. More specifically, a pipe forms along a fracture,

perpendicular to a subaerial ridge in the north-south direction. Continuous erosion along the pipe, as well as pipe ceiling collapse generate a subaerial route, perpendicular to the dominant east-west flow direction. This process eventually results in segmentation of the topographic ridges and the formation of isolated platforms resembling a Butte and Mesa landscape.

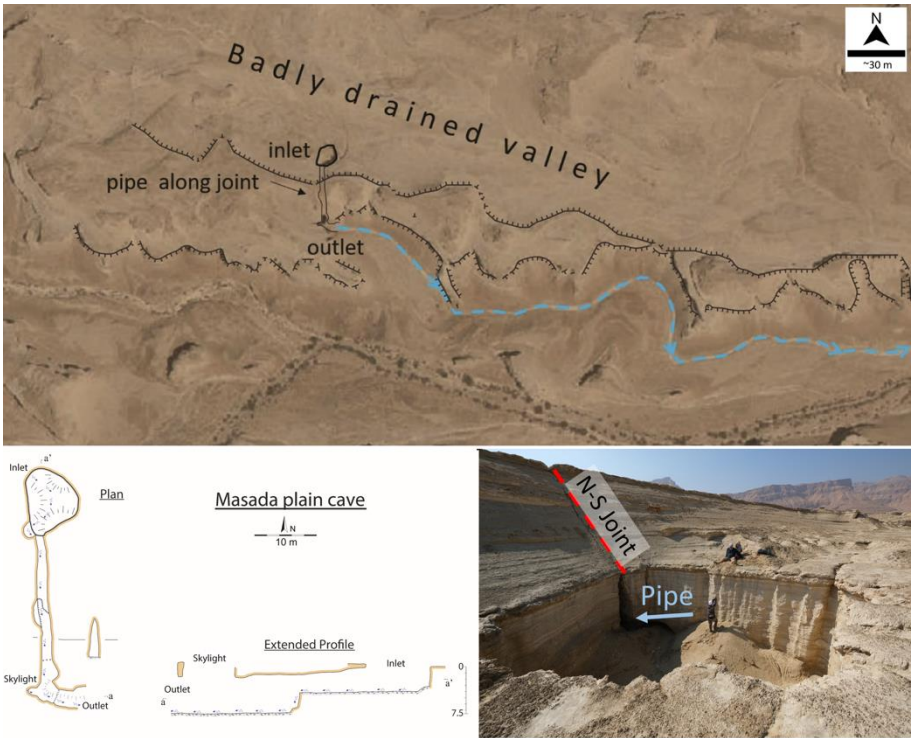


Figure 21. The Masada plain cave. Upper panel: cave trajectory over an air photo showing that the underground piping stream crosses a local water divide from its northern side to the south. Lower panel, left: cave planform and profile. Right: a vertical sinkhole, with the shape of a collapse doline, acting as an inlet that leads the runoff across an N-S direction fracture.

References

- Abelson, M., Yechieli, Y., Baer, G., Lapid, G., Behar, N., Calvo, R. & Rosensaft, M., (2017) Natural versus human control on subsurface salt dissolution and development of thousands of sinkholes along the Dead Sea coast. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122(6), pp.1262-1277.
- Arkin, Y. & Michaeli, L. (1986) The significance of shear strength in the deformation of laminated sediments in the Dead Sea area. *Israel Journal of Earth-Sciences*, 35(2), 61–72.
- Bartov, Y., Stein, M., Enzel, Y., Agnon, A. and Reches, Z.E., (2002). Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the late Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Quaternary Research*, 57(1), pp.9-21.
- Begin, B. Z., Ehrlich, A., and Nathan, Y. (1974). Lake Lisan—The Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Geological Survey of Israel Bulletin* 63.
- Bernatek-Jakiel, A. & Poesen, J. (2018) Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs. *Earth-Science Reviews*.
- Bernatek-Jakiel, A. & Wronska-Walach, D. (2018) Impact of piping on gully development in mid-altitude mountains under a temperate climate: A dendrogeomorphological approach. *CATENA*, 165, 320–332.
- Bonelli, S. & Brivois, O. (2008) The scaling law in the hole erosion test with a constant pressure drop. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 32(13), 1573–1595. <https://doi.org/10.1002/nag.683>
- Calvo-Cases, A., & A. M. Harvey (1996) Morphology and development of selected badland in southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(8), 725–735. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199608\)21:8<725::AID-ESP642>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199608)21:8<725::AID-ESP642>3.0.CO;2-V)
- Davis, M., Matmon, A., Zilberman, E., Porat, N., Gluck, D. and Enzel, Y., (2009) Bathymetry of Lake Lisan controls late Pleistocene and Holocene stream incision in response to base level fall. *Geomorphology*, 106(3-4), pp.352-362.
- Deffontaines, B. & Chorowicz, J. (1991) Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, 194(3), 237–263.
- Farifteh, J. & Soeters, R. (1999) Factors underlying piping in the Basilicata region, southern Italy. *Geomorphology*, 26(4), 239–251.

- Fell, R., MacGregor, P., Stapledon, D., Bell, G., Foster, M., (2014). "Chapter 8: Internal erosion and piping of embankment dams and in dam foundations ." Geotechnical Engineering of Dams (2nd ed.). CRC Press/Balkema
- Frumkin, A., Ezersky, M., Al-Zoubi, A., Akkawi, E. and Abueladas, A.R., (2011) The Dead Sea sinkhole hazard: Geophysical assessment of salt dissolution and collapse. *Geomorphology*, 134(1-2), pp.102-117.
- Garfunkel, Z., Zak, I. & Freund, R. (1981) Active faulting in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80(1), 1–26.
- Ginzburg, A., Reshef, M., Ben-Avraham, Z. and Schattner, U., (2006) The style of transverse faulting in the Dead Sea basin from seismic reflection data: the Amazyahu fault. *Isr. J. Earth Sci*, 55, pp.129-139.
- Haase-Schramm, A., Goldstein, S.L. and Stein, M., (2004) U-Th dating of Lake Lisan (late Pleistocene Dead Sea) aragonite and implications for glacial East Mediterranean climate change. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(5), pp.985-1005.
- Hagerty, D.J. (1991) Piping/Sapping Erosion. I: Basic Considerations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(8), 991–1008. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1991\)117:8\(991\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:8(991))
- Hamawi, M., Goren, L., Mushkin, A. and Levi, T., (2022) Rectangular drainage pattern evolution controlled by pipe cave collapse along clastic dikes, the Dead Sea Basin, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(4), pp.936-954.
- Hamiel, Y. and Piatibratova, O., (2019) Style and distribution of slip at the margin of a pull-apart structure: Geodetic investigation of the Southern Dead Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11), pp.12023-12033.
- Higgins, C.G. (1982) Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars. *Geology*, 10(3), 147–152. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<147:DSDBSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<147:DSDBSO>2.0.CO;2)
- Higgins, C.G. & Schoner, C. (1997) Sinkholes formed by piping into buried channels. *Geomorphology*, 20(3–4), 307–312.
- Howard, A. D. (1967) Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51(11), 2246–2259. .
- Howard, A. D. (1990) Case study: Model studies of ground-water sapping. *Geological Society of America Special Papers*, 252, 257–264.

- Howard, A.D. & McLane, C.F. (1988) Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Research*, 24(10), 1659–1674.
- Huggett, R. (2016) *Fundamentals of geomorphology*. Routledge.
- Ichoku, C. & Chorowicz, J. (1994) A numerical approach to the analysis and classification of channel network patterns. *Water Resources Research*, 30(2), 161–174.
- Jacoby, Y., Weinberger, R., Levi, T. & Marco, S. (2015) Clastic dikes in the Dead Sea basin as indicators of local site amplification. *Natural Hazards*, 75(2), 1649–1676.
- Jones, J. A.A., Richardson, J.M. & Jacob, H.J. (1997) Factors controlling the distribution of piping in Britain: A reconnaissance. *Geomorphology*, 20(3), 289–306.
- Jung, K., Marpu, P.R. & Ouarda, T.B.M.J. (2015) Improved classification of drainage networks using junction angles and secondary tributary lengths. *Geomorphology*, 239, 41–47.
- Jung, K., Marpu, P.R. & Ouarda, T.B.M.J. (2017) Impact of river network type on the time of concentration. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(24), 546. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3323-3>
- Jung, K., Shin, J. & Park, D. (2019) A new approach for river network classification based on the beta distribution of tributary junction angles. *Journal of Hydrology*, 572(February), 66–74. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.041>
- Kaufman, A., 1971. U-series dating of Dead Sea basin carbonates. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 35(12), pp.1269-1281.
- Laity, J.E. & Malin, M.C. (1985) Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. *GSA Bulletin*, 96(February), 203–217.
- Lamb, M.P., Howard, A.D., Johnson, J., Whipple, K.X., Dietrich, W.E. & Perron, J.T. (2006) Can springs cut canyons into rock? *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 111(7), 1–18.
- Lazzari, M., Gherardi, E., Lapenna, V. & Loperte, A. (2006) Natural hazards vs human impact: An integrated methodological approach in geomorphological risk assessment on the Tursi historical site, Southern Italy. *Landslides*, 3(4), 275–287. <https://doi.org/10.1007/s10346-006-0055-y>
- Legchenko, A., Ezersky, M., Boucher, M., Camerlynck, C., Al-Zoubi, A. and Chalikakis, K., (2008) Pre-existing caverns in salt formations could be the major

cause of sinkhole hazards along the coast of the Dead Sea. *Geophysical Research Letters*, 35(19).

Levi, T., Weinberger, R. & Eyal, Y. (2011) A coupled fluid-fracture approach to propagation of clastic dikes during earthquakes. *Tectonophysics*, 498(1–4), 35–44.

Levi, T., Weinberger, R., Aifa, T., Eyal, Y. & Marco, S. (2006) Injection mechanism of clay-rich sediments into dikes during earthquakes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12), Q12009.

Machlus, M., Enzel, Y., Goldstein, S.L., Marco, S. and Stein, M., (2000) Reconstructing low levels of Lake Lisan by correlating fan-delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, 73, pp.137-144.

Marco, S., Rockwell, T.K., Heimann, A., Frieslander, U. & Agnon, A. (2005) Late Holocene activity of the Dead Sea Transform revealed in 3D palaeoseismic trenches on the Jordan Gorge segment. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1), 189–205.

Marco, S., Weinberger, R. & Agnon, A. (2002) Radial clastic dykes formed by a salt diapir in the Dead Sea Rift, Israel. *Terra Nova*, 14(4), 288–294.

Parker, G.G. (1963) Piping, a geomorphic agent in landform development of the drylands. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, 65, 103–113.

Parker, G.G. & Higgins, C.G. (1990) Piping and pseudokarst in drylands. *Geological Society of America Special Paper*, 252, 77–110. <https://doi.org/10.1130/SPE252-p77>

Perron, J.T. & Royden, L. (2013) An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6), 570–576. <https://doi.org/10.1002/esp.3302>

Schramm A., Stein M., and Goldstein S. L. (2000) Calibration of the 14C time scale to ~ 40 ka by 234U-230Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.* 175, 27–40.

Schumm, S.A., Boyd, K.F., Wolff, C.G. & Spitz, W.J. (1995) A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle. *Geomorphology*, 12(4), 281–297.

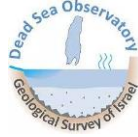
Seybold, H., Rothman, D.H. & Kirchner, J.W. (2017) Climate's watermark in the geometry of stream networks. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2272–2280. <https://doi.org/10.1002/2016GL072089>

- Sneh, A. & Weinberger, R. (2014) Major structures of Israel and environs, scale 1:500,000. Geological Survey of Israel.
- Torfstein, A., Gavrieli, I. and Stein, M., (2005) The sources and evolution of sulfur in the hypersaline Lake Lisan (paleo-Dead Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), pp.61-77.
- Torfstein, A., Gavrieli, I., Katz, A., Kolodny, Y. and Stein, M., (2008) Gypsum as a monitor of the paleo-limnological–hydrological conditions in Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(10), pp.2491-2509.
- Torfstein, A., Goldstein, S.L., Kagan, E.J. and Stein, M., (2013) Integrated multi-site U–Th chronology of the last glacial Lake Lisan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, pp.210-231.
- Torri, D. & Brya, R. (1997) Micropiping processes and biancana evolution in southeast Tuscany, Italy. *Geomorphology*, 20(3), 219–235.
- Waldmann, N., (2002) The geology of the Samra formation in the Dead Sea basin. Hebrew University of Jerusalem.
- Waldmann, N., Starinsky, A. and Stein, M., (2007) Primary carbonates and Ca-chloride brines as monitors of a paleo-hydrological regime in the Dead Sea basin. *Quaternary Science Reviews*, 26(17-18), pp.2219-2228.
- Weinberger, R., Bar-Matthews, M., Levi, T. & Begin, Z.B. (2007) Late- Pleistocene rise of the Sedom diapir on the backdrop of water-level fluctuations of Lake Lisan, Dead Sea basin. *Quaternary International*, 175(1), 53–61.
- Weinberger, R., Begin, Z.B., Waldmann, N., Gardosh, M., Baer, G., Frumkin, A. & Wdowski, S. (2006) Quaternary rise of the Sedom diapir, Dead Sea Basin. *Geological Society of America Special Paper*, 401(03), 33–51.
- Xu, L., Dai, F.C., Tham, L.G., Tu, X.B., Min, H., Zhou, Y. F., et al. (2011) Field testing of irrigation effects on the stability of a cliff edge in loess, North-west China. *Engineering Geology*, 120(1), 10–17.
- Yeichieli, Y., Abelson, M., Bein, A., Crouvi, O. and Shtivelman, V., (2006) Sinkhole “swarms” along the Dead Sea coast: reflection of disturbance of lake and adjacent groundwater systems. *Geological Society of America Bulletin*, 118(9-10), pp.1075-1087.

Zak, R. & Freund, R. (1980) Strain measurements in eastern marginal shear zone of Mount Sedom Salt Diapir, Israel. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 64(4), 568–581.

Zernitz, E.R. (1932) Drainage patterns and their significance. *Journal of Geology*, 40(6), 498–521. <http://www.jstor.org/stable/30058025>

Zhu, T.X. (2012) Gully and tunnel erosion in the hilly Loess Plateau region, China. *Geomorphology*, 153–154, 144–155.



Limnogeology along the Dead Sea coast – fast-forward of active geology

**Nadav Lensky^{1,2}, Ido Sirota¹, Liran Ben Moshe¹, Haggai Eyal^{1,2}, Ran N. Nof¹
and Yehouda Enzel²**

1 – Geological Survey of Israel 2 – Institute of Earth Sciences, the Hebrew University of
Jerusalem, Israel

Edited by Ido Sirota



10/1/2023 י"ז טבת תשפ"ג

"על משקעי מלח, קניונים צעירים, מפרצים ורכסי חוף – גיאולוגיה בהילוך מהיר לחוף ים המלח"

נדב לנסקי^{1,2}, עדו סירוטה¹, לירן בן משה¹, חגי איל^{1,2}, רן נ. נוף¹, יהודה אנזל²

1 – המכון הגיאולוגי לישראל

2 – המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית בירושלים

ים המלח מהווה מעבדת שדה ללימוד תופעות גיאולוגיות "בהילוך מהיר" כתגובה לירידת מפלס ים/אגם. ירידת המפלס מאפשרת לימוד של תופעות כגון יצירת שכבות מלח, התחתרות קניונים, הסעת סדימנטים מהיבשה לגוף מים, עיצוב חופים ועוד. מצב של ירידת מפלס ים/אגם מוכר מאזורים שונים בעולם ולאורך ההיסטוריה של כדור הארץ כתגובה לשינויי אקלים ושינויים בפני השטח, והוא נלמד מתוך הממצאים הגיאולוגיים שהשתמרו. המגבלות המובנות בשחזור סביבת ההשקעה על סמך הממצאים הגיאולוגיים מחייב לחזור לעקרון יסוד בגיאולוגיה, "ההווה כמפתח לעבר", ולעקוב בסביבות הטבעיות הפעילות אחר התהליכים המובילים ליצירת שכבות הסדימנט וצורות הנוף.

בסיוור נעקוב אחר התהליכים המהירים שהתרחשו ומתרחשים באגם ובשוליו כתגובה לירידת המפלס; בארבעת העשורים האחרונים מפלס האגם יורד כמעט ברציפות בקצב של כמטר בשנה. לכן, ככל שנרד במהלך הסיוור בגובה הטופוגרפי בשולי האגם, נתקדם בזמן ונדון ב:

- התחתרות הנחלים – היציאה משיווי משקל, עיצוב הנחלים בזמן ובמרחב, הסעת סדימנטים במורד הנחלים והשלכות על תכנון ותחזוקה של כבישים והתשתיות הנלוות.
- קוי חוף - שינויים דינמיים בסקלות זמן של עונות ושנים בקווי החוף של ים המלח, כולל נסיגתם עם ירידת המפלס, צורות הנוף שהם יוצרים והמשקעים שמלמדים על עיצוב האגן. נשאל מתי ובאילו תנאים נוצרות מדרגות חוף? מה שולט בהסעה והמיון של החלוקים לאורך החוף? ולמה החופים הופכים מפורצים עם ירידת המפלס?
- חתך משקעי המלח המודרני - כאן יחס הזמן והמרחב מתהפך, הזמן, כמובן מתקדם במעלה החתך. נשאל למה משקעי המלח מופיעים רק במפלס נמוך בהרבה מהמפלס בו יצירתם נצפתה לראשונה בים המלח (1979-80)? מדוע חתכי המלח מדוקקים כל כך בשולים ביחס לממצאים ממרכז האגם? מה מייצגים חילופי שכבות המלח בהקשר של התנאים הסביבתיים - עונתיים? כיצד נראות שכבות המעידות על שנים שחונות וגשומות בחתך? כדי לענות על שאלות אלו – נדון בתהליכים המובילים להשקעת שכבות מלח (from evaporation to evaporites) – מאידוי מפני המים, החלפת חום עם הסביבה, תכונות עמודת המים עד לייצור משקעי המלח.

מסלול הסיור, כמו שאר חופי ים המלח, עובר בסמוך לאזורי בולענים. בסיור נדון ונדגים את השימוש במערכת ניטור הבולענים ושקיעות הקרקע – מערכת הפועלת במכון הגיאולוגי ועושה שימוש בנתוני לידר ואינטרפרומטריה של רדאר על מנת לזהות אזורי שקיעה פעילים ובולענים. המערכת מאפשרת תנועה מושכלת במרחב ומאפשרת תנועה בטוחה יותר. אנו נדגים את הפוטנציאל של הנגשת חופי ים המלח והסתכלות על התופעות הדינמיות לאורך החופים כמשאב, תוך איזון עם היבטי בטיחות המבקרים באזורים אלו. נדגיש שאין בדוח זה המלצה מעשית לשימוש במסלולים, לפני שהוסדרו רכיבי הבטיחות שצוינו לעיל.

מדריך הסיור כולל איורים בהם נשתמש בסיור, את ההסברים תשמעו מאתנו במהלך הסיור.

Limnogeology of the Dead Sea – fast-forward of active geology

Nadav Lensky^{1,2}, Ido Sirota¹, Liran Ben Moshe¹, Haggai Eyal^{1,2}, Ran N. Nof¹ and Yehouda Enzel²

1 – Geological Survey of Israel

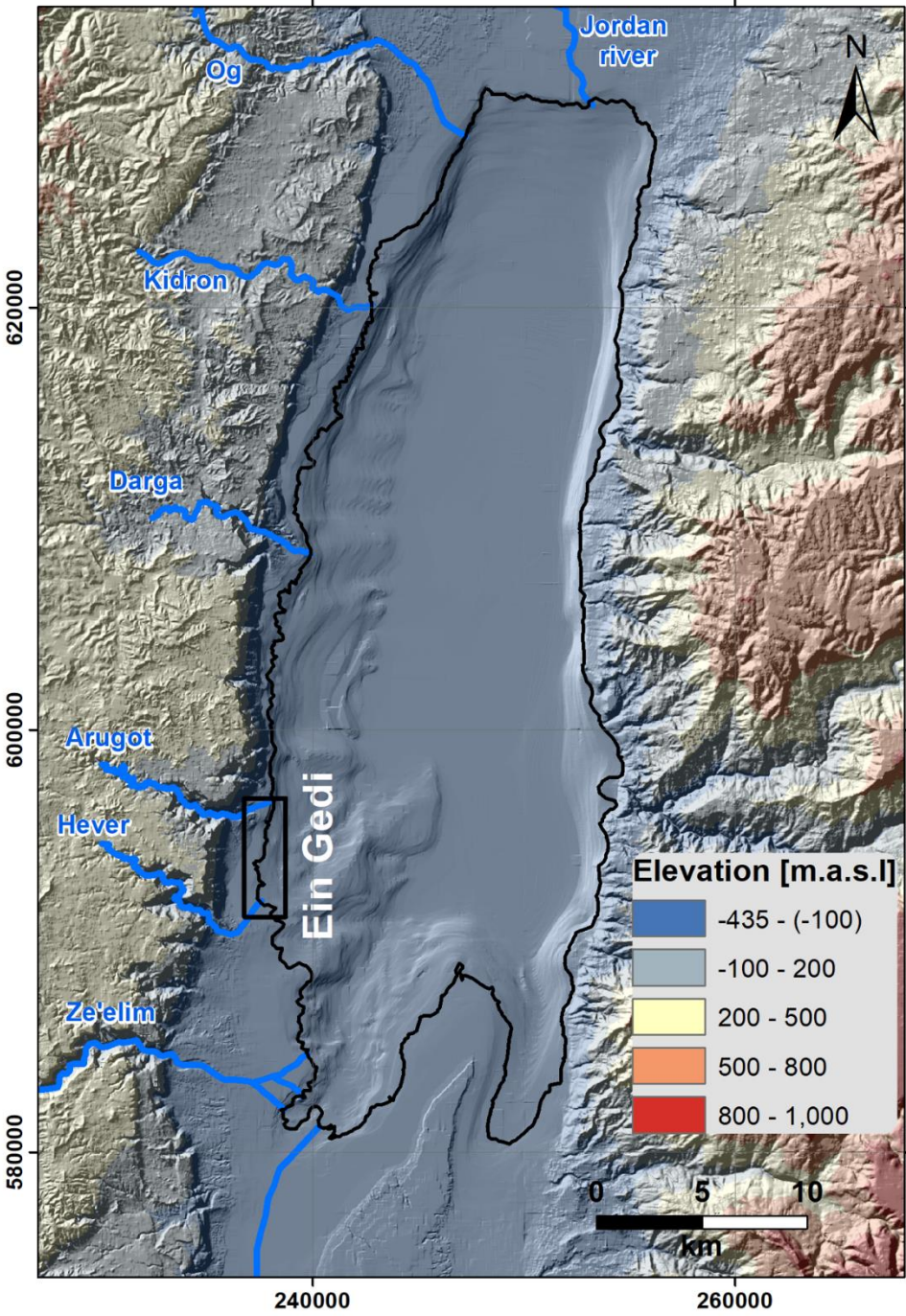
2 – Institute of Earth Sciences, the Hebrew University of Jerusalem, Israel

Relating geological archives in lakes/seas to the hydroclimatic conditions during their formation is not an easy task. Ideally it requires a well-established modern analogue, which allows following the processes leading to the sedimentary records we analyze. The Dead Sea provides such a rare opportunity to directly observe and follow processes as a result of lake/sea level decline and the formation of thick halite layers, and geomorphic responses and evolution. Today, the Dead Sea is the closest analogue on earth to examine the processes leading to the formation of “salt giants”; it is the largest deep hypersaline basin on Earth, it is actively precipitating halite layers, where numerous chemical and physical processes are presently accruing and observed. These processes include: a dramatic (human-induced) lake-level drop (~ 1 m/yr); active halite precipitation (~ 0.1 m/yr) and seasonal dissolution and precipitation; formation of coastal cliffs under diverse levels; accelerated stream incision; coastal sediment transport and sorting, and the development of evaporite karst sinkholes. The combination of these processes provides a natural laboratory for studying the formation of salt giants as well as the environmental response to the retreating seas under level changes. Keeping in mind the fundamental principle, “the present is a key for the past”, we will use insights learned from the present Dead Sea to examine ideas relevant to other basins (e.g. the Messinian Mediterranean).

The tour trail, as the rest of the Dead Sea shores pass near active sinkholes. Along the trail we will discuss and demonstrate the use of the GSI sinkholes and subsidence monitoring system which utilize LiDAR and InSAR data to identify active subsidence and sinkholes. The system allows safer choice of trail path to avoid such areas. Along the trail, we will present a more vital and safe approach that will allow the public to hike, explore and enjoy these dynamic landscapes for fun, tourism, education and for research. In order to make this area accessible we suggest: 1) to arrange parking grounds near Rd-90, 2) to mark safe trails from the parking grounds eastward toward the coastline, crossing

safely the sinkholes areas; these trails will be monitored by early warning system for sinkholes hazard. We emphasize that until these safety arrangements are implemented – crossing sinkholes areas are not safe.

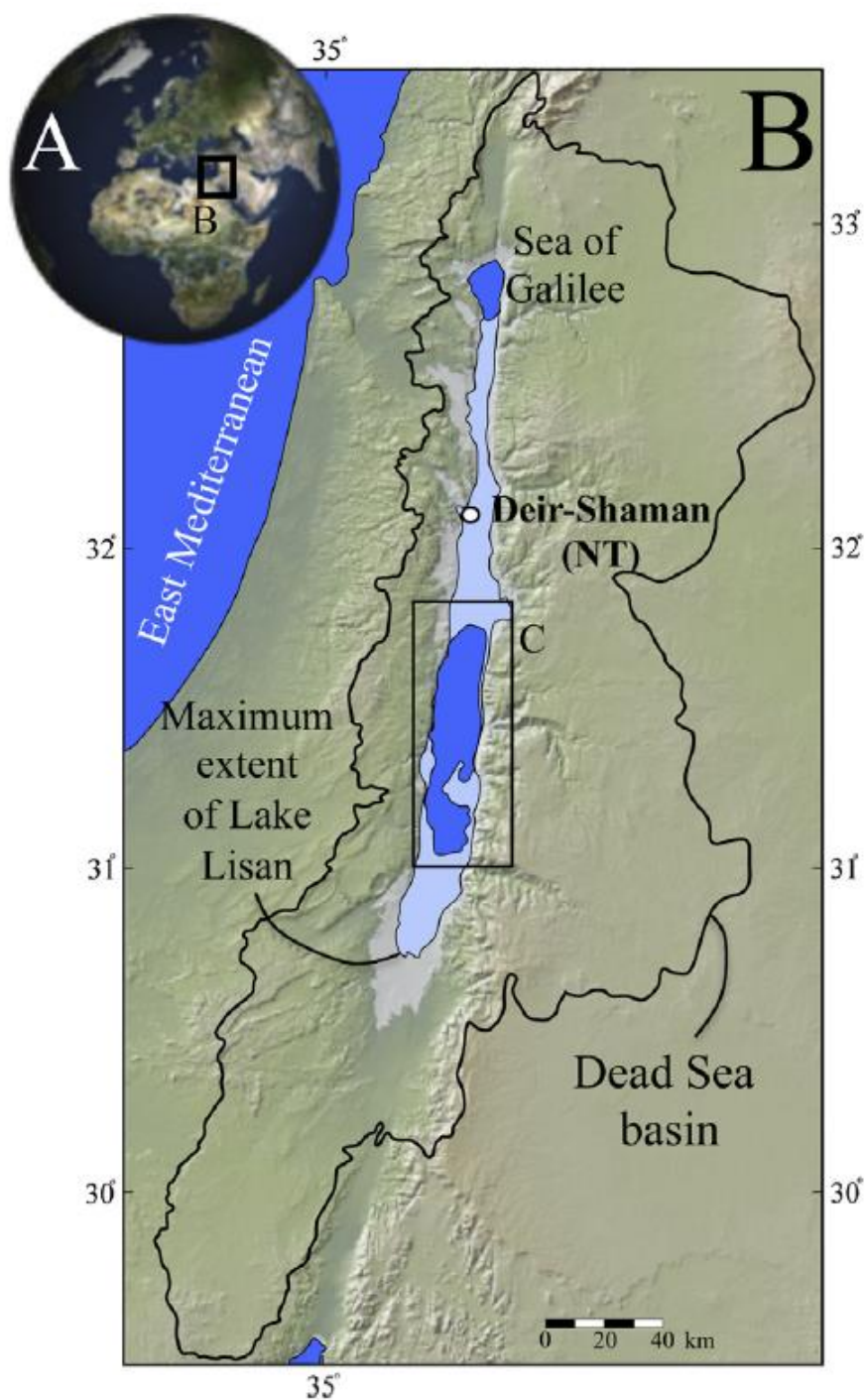
This field guide includes some of the figures that we will present, the explanation will be given along the trail.



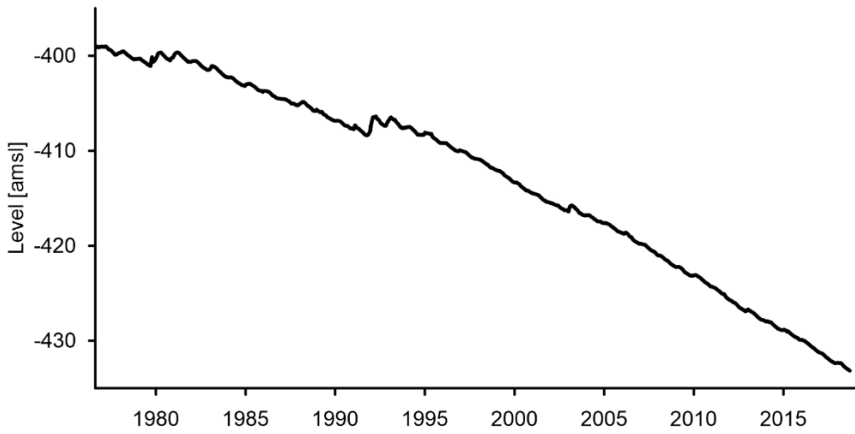
Location map.



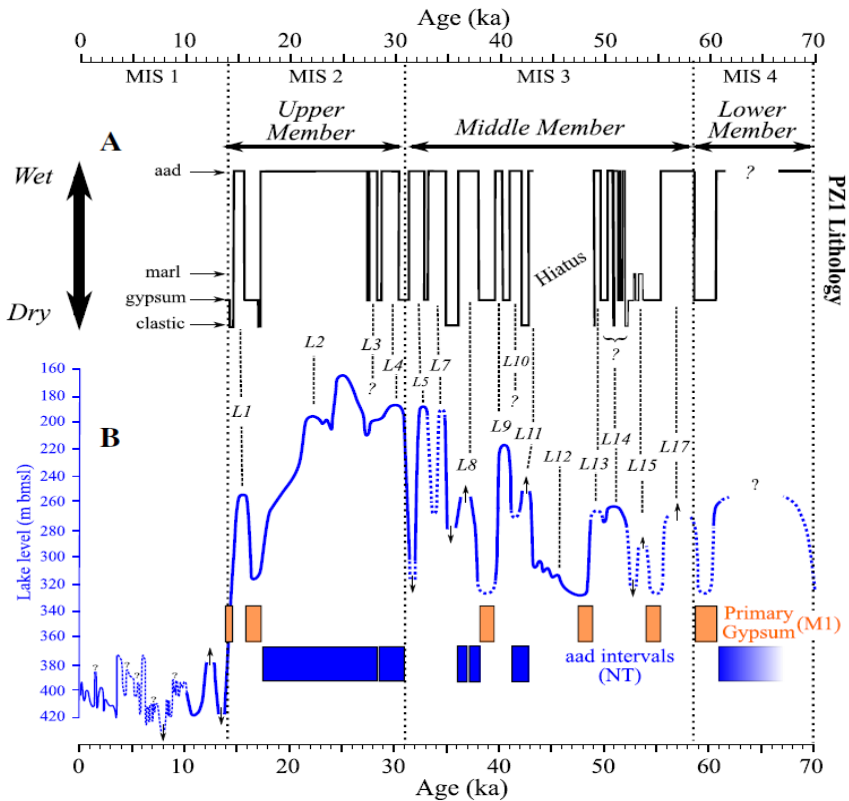
Ein Gedi area and the route of the field trip.



The Dead Sea watershed and the extent of last glacial lake Lisan (Torfstein et al., 2013).



The Dead Sea level curve shows the rapid level decline of the lake at the last four decades.



Reconstructed lake level curve of the Holocene Dead Sea and its precursor last glacial lake Lisan. The last glacial was characterized by a highstand (maximal level ~165 m.b.s.l), while the Holocene is characterized by a lowstand (Torfstein et al., 2013).

Sinkholes and Subsidence monitoring along the Dead Sea

Ran N. Nof¹, Marcelo Rosensaft¹, Michael Bernstein¹ and Gidon Baer¹

1 – Geological Survey of Israel

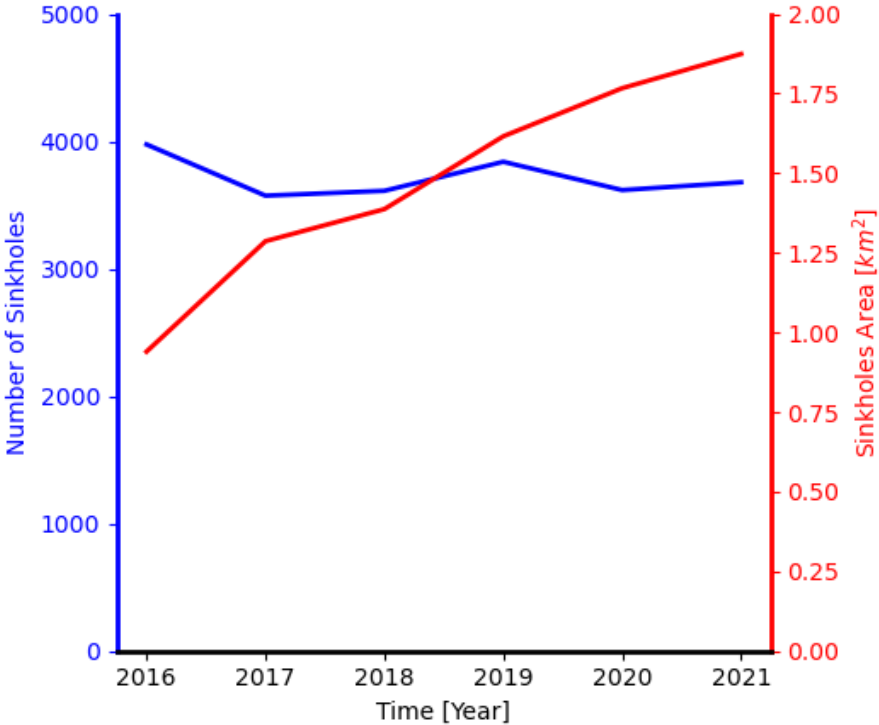
During the past three decades, the Dead Sea (DS) water level has dropped at an average rate of about 1 m/year, resulting in dissolution of a subsurface salt layer by under-saturated groundwater and formation of sinkholes along its coastline. Currently, about 4000 sinkholes are mapped along the Israeli shorelines of the DS. With time, old sinkholes are growing and merging and new sinkholes are formed. While the annual number of individual sinkholes increase slightly or even may decrease due to merging of adjacent sinkholes every year, the area covered by sinkholes is increasing. The area has nearly doubled its size from $\sim 1 \text{ km}^2$ in 2016 to $\sim 2 \text{ km}^2$ in 2021. The sinkholes severely affect the daily life, economy, infrastructure, tourism and industry of the region. Sinkholes are associated with gradual land subsidence, before, during and after their collapse. Systematic high temporal and spatial resolution interferometric synthetic aperture radar (InSAR) observations, augmented by detailed Light Detection and Ranging (LiDAR) measurements enable utilization of interferometric pairs to detect minute precursory subsidence before the sinkholes collapse and generate sinkhole susceptibility maps. By now, InSAR measurements have become fundamental for sinkhole early warning and mitigation along the DS coast in Israel.

A semi-automatic processing system has been developed at the Geological Survey of Israel (GSI) using InSAR monitoring of sinkhole precursors for sinkhole early warning along the entire DS shores in Israel. The system allows us to produce an alert for a new sinkhole in less than 24 hours after data acquisition. We continuously monitor displacements along the shore and delineate small decorrelated areas covering all or parts of the subsiding areas as newly formed sinkholes. Final validations of new sinkhole collapses are carried out by field observations, drone photos, aerial photos and LiDAR digital elevation models (DEMs). The system results are continuously updated and available for stakeholders through the maps portal of the GSI (https://egozi.gsi.gov.il/WebApps/hazards/sinkholes_subsidence/).

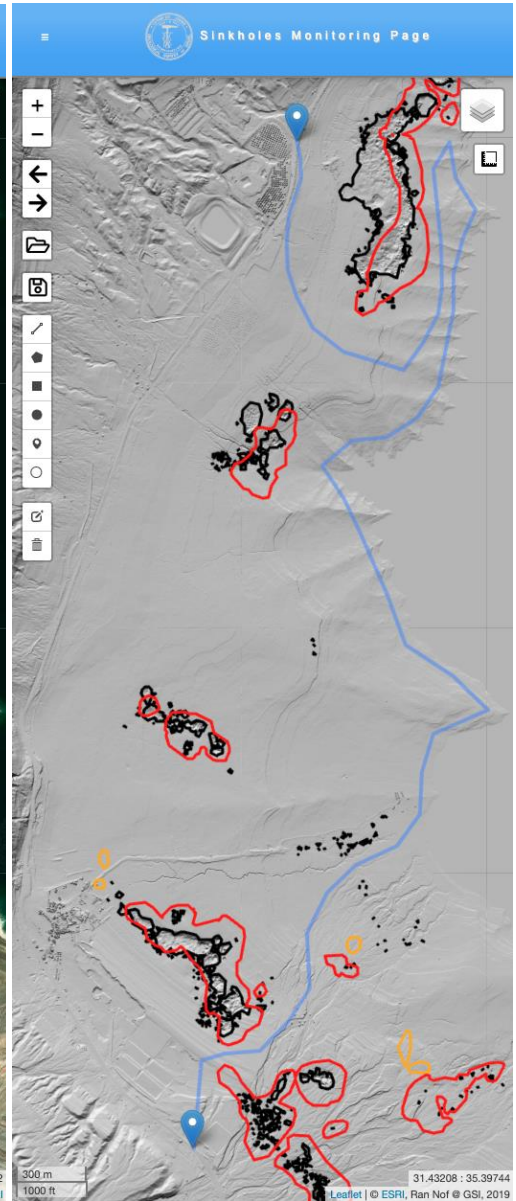
A good example of use for the monitoring system is the field trip trail itself. We use the monitoring system to obtain an optimal path and avoid active areas of subsidence and known sinkholes. The figures in this field guide shows the trail

path in context with the sinkholes and subsidence as reflected by the monitoring system.

We will compare the trail's path in the field and the expression of subsidence and sinkholes in the monitoring system.



The annual number of new sinkholes along the Dead Sea west coast (blue) and the area covered by those sinkholes (red).

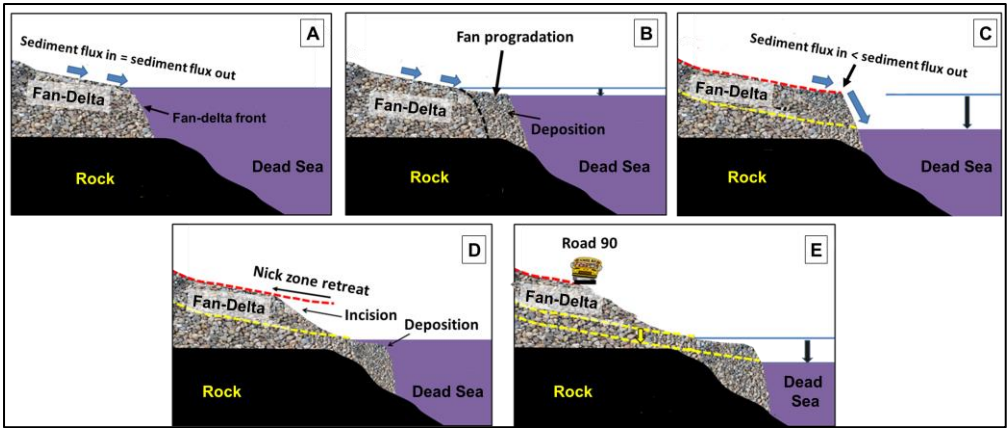


Screenshots of the field-trip trial from the monitoring system. Left: Orthophoto (ESRI) of the field-trip area. Right: LiDAR hillshaded relief map (2022). The trail is marked by light blue line. Polygons show sinkholes (black), subsidence in the past 6 months intersected by sinkholes (red) and subsidence in the past 6 months not intersected by sinkholes.

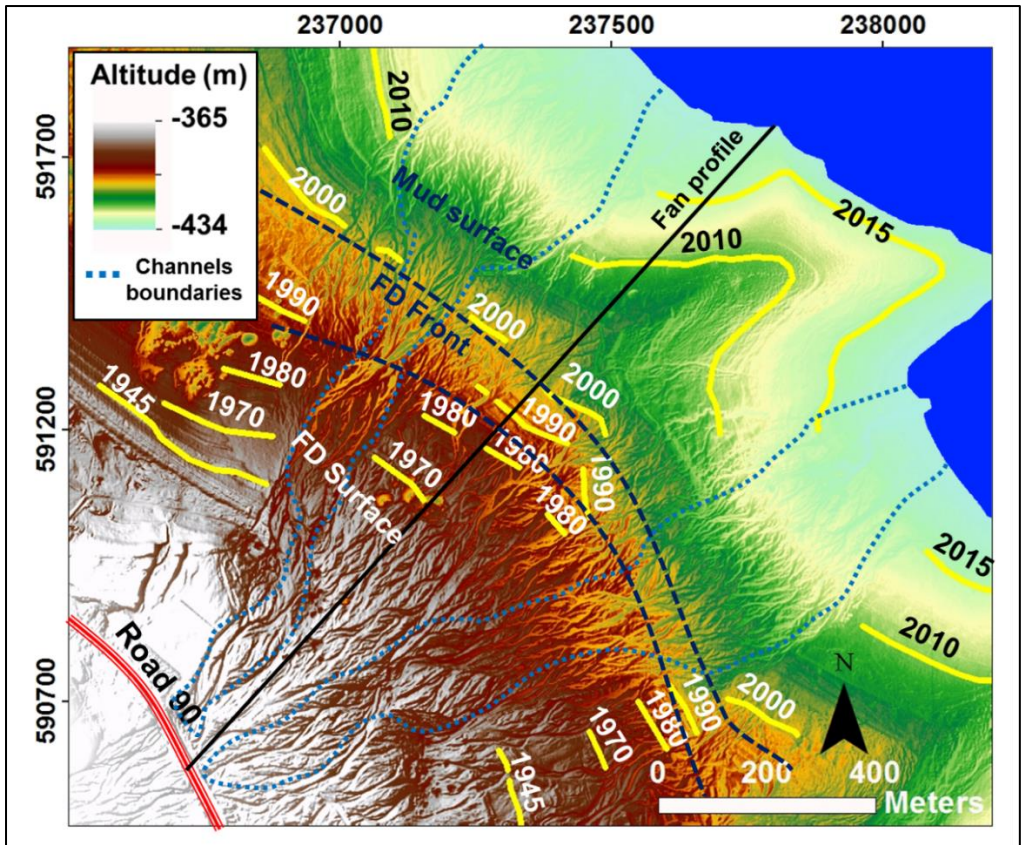
Increased deviation of Dead Sea tributaries from a steady state and its implications for on-shore infrastructures

Liran Ben Moshe, Yehouda Enzel and Nadav Lensky

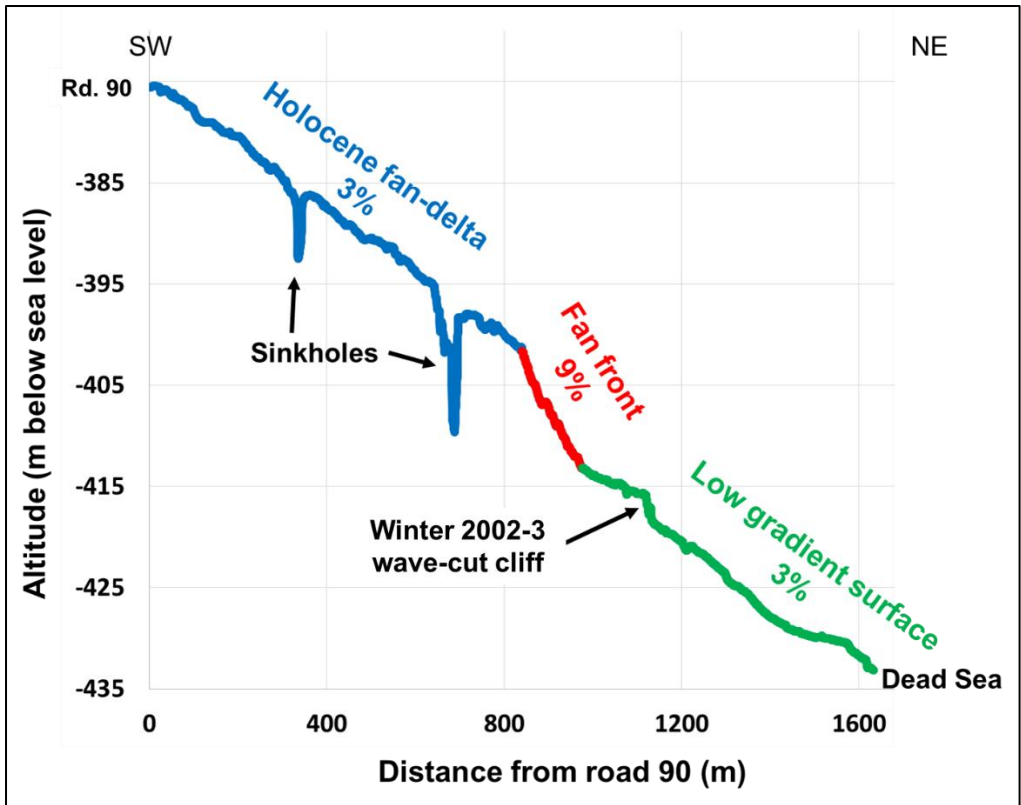
Alluvial channels are at a steady state when no net incision or aggradation along the channel is observed. These channels have a distinct steady state gradient which depends mainly on the combined impacts of water discharge and sediment flux within the specific channel. When steeper slopes are imposed on transport-limited channels, they will incise their unconsolidated gravelly or sandy sub-strata until reaching their respective steady-state gradient. Due to the forced regression of the Dead Sea (DS), the steep front of many prograding fan-deltas (FD) were subaerially exposed. Consequently, new segments with relatively high gradients emerged in the lower reaches of many DS tributaries. These channels exhibit extremely fast incision (Ben Moshe and Lensky, 2020). Due to the continuous exposure of steeper-than-steady-state bathymetry, channels slopes and the convexity of longitudinal profiles increase, demonstrating substantial deviation from any stability or steady state. In the case of Nahal Hever, the FD front was exposed during the 1980s. This resulted in incision of the channel into the FD surface, and the longitudinal profile transformed from linear to a concave profile, implying it increasingly deviated from a steady state. Since the early 2000s, a relatively low-gradient muddy coast is being exposed by the receding lake, and incision was replaced there by deposition of a new fan. Nevertheless, the formation of sinkholes within the channel triggered further incision near road 90. The incision of the DS channels poses a threat to road 90, which crosses the streams either by culverts, bridges, or ford crossings. Planning here should be based on prediction of future modifications to the channels (gradients and profiles, width), and on protection facilities that will limit incision only to downstream reaches and prevent any incision from reaching the vicinity of the road. So far, two approaches were implemented for simulating the response of the DS tributaries to the lake-level drop: a one-dimensional numerical model (Ben Moshe et al, 2008), which is based on the sediment diffusion equation (e.g. Begin et al., 1981); a flood-controlled, physically based analytic model that includes flood routing and sediment transport components (Salomon, 2016; Salomon et al, in preparation). Nahal Arugot presents an example for a series of protection facilities that protect the alluvial strata underneath them from erosion. Incision here is currently limited to the downstream section, while a near steady state is practically maintained near the road.



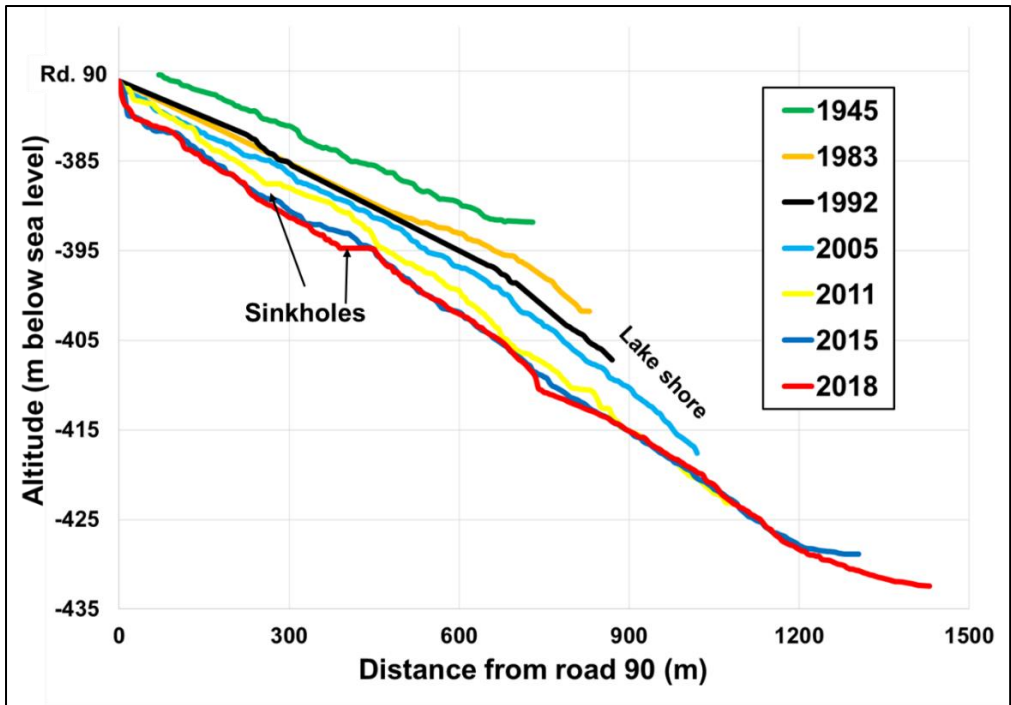
Schematic illustration of an alluvial stream response to the Dead Sea level drop. (A) A stream in steady state flows on a fan-delta surface with a uniform gradient (equilibrium gradient). All the sediment that arrives from the drainage basin is carried downstream. (B) During a slow lake level lowering the fan-delta progrades, while the steady state gradient of the fan surface is maintained. (C) A rapid lake level drop results in the exposure of the fan-delta front. The new steady state longitudinal profile of the channel (yellow dashed line) is perpendicular and lower than the primary steady state profile (red dashed line). (D) The stream incises the fan-delta in the nick-zone. The nick-zone migrates upstream and the eroded gravel is deposited in the lake. (E) The backward migration of the nick-zone endangers the Dead Sea highway (road 90). As the lake level continues to drop, so does the steady state profile and the deviation of the channel from steady state increases.



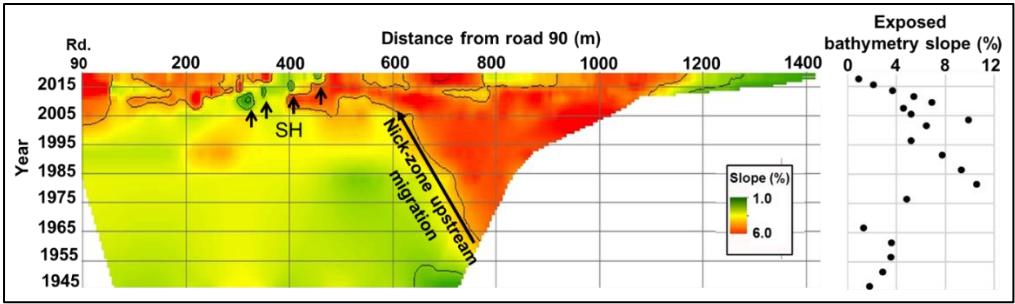
Altitude map of Nahal Hever between road 90 and the Dead Sea. Yellow lines indicate lake shore locations in various years. Blue dashed lines indicate the boundaries of the stream channels. Purple dashed lines indicate the boundaries between the low gradient Fan-delta (FD) surface, the steeper FD front and the low gradient mud surface. The black line indicates the location of the cross section in the next Fig. Note that the stream diverge to two channels ~100 m west of the road.



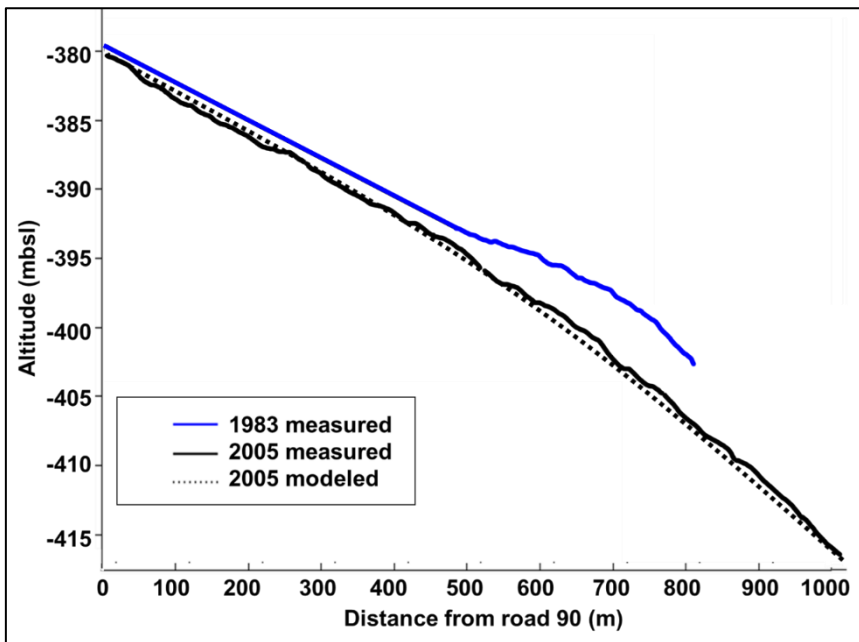
An upstream-downstream cross section along Nahal Hever fan-delta (see location in the Fig above). The section can be divided to three domains: the surface of the Holocene fan-delta with the stream's steady state gradient of 3% (blue line); the fan delta front with an increased gradient of 7% (red line); a mud surface with a gradient of 3%, which is similar to the fan delta surface gradient (green line).



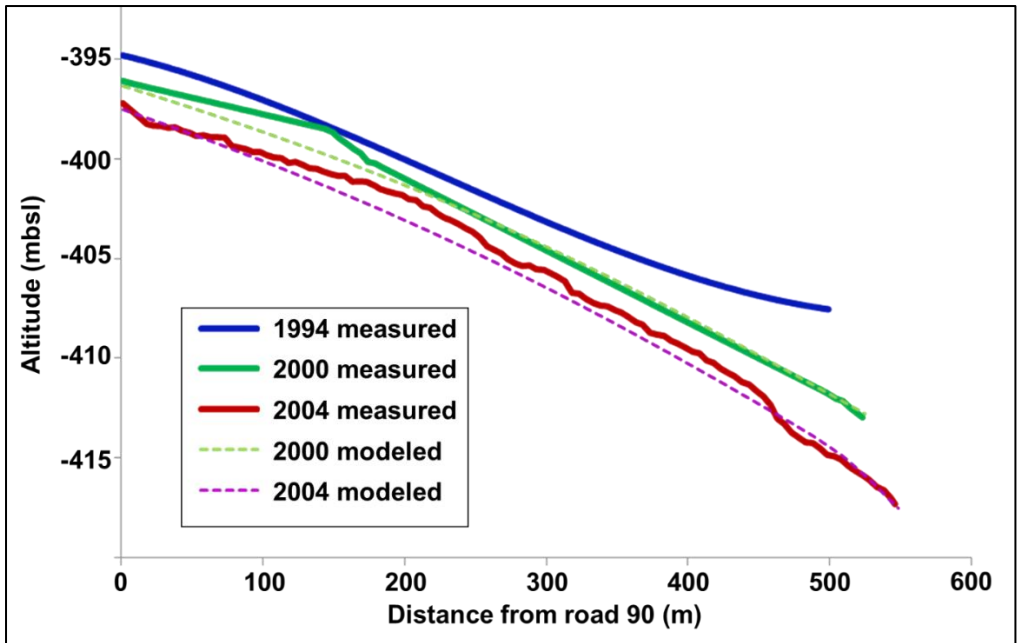
Longitudinal profiles of the northern channel between 1945-2018. The initial, steady state profile was graded. The profile became concave with the exposure of the relatively steep fan-delta front in the early 1980's, and convex with the exposure of the low gradient mud surface in the 2000's. The formation of sinkholes within 600m downstream of road 90 formed a local base level, and accelerated channel incision in the upstream section of the channel.



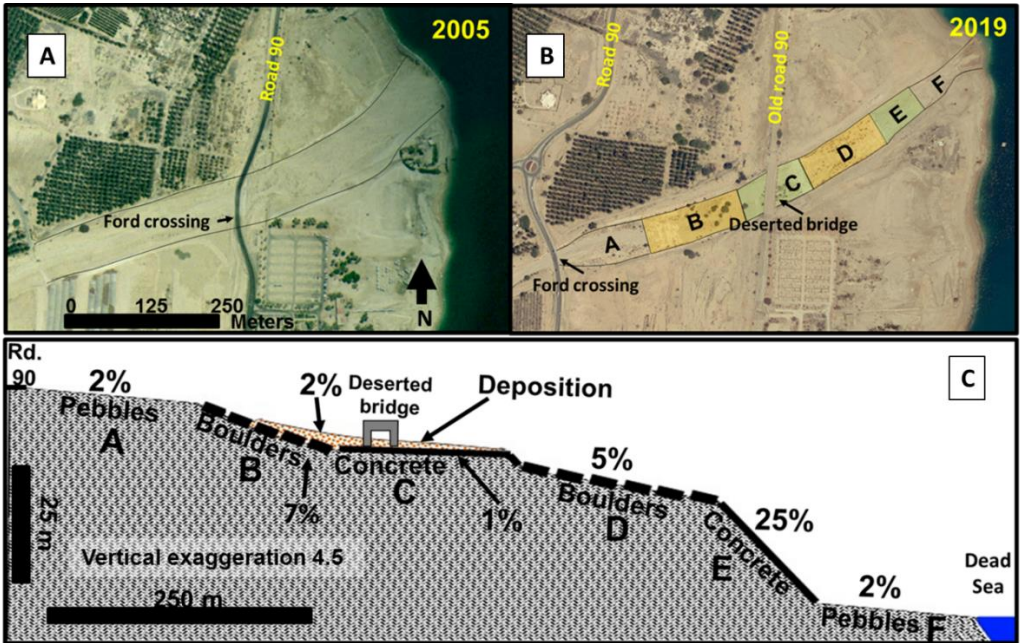
A time-space diagram of the thalweg gradient in the northern channel of Nahal Hever between 1945-2018 (left) and the contemporary gradient of the exposed bathymetry at the channel's outlet (right). The colors indicate the thalweg gradient in each point at specific distances from road 90 (X axis) at different years (Y axis). Note the upstream migration of the nick-zone synchronically with an increase in the exposed bathymetry, and the formation of high-gradient sections in the upstream section synchronically with the formation of the sinkholes.



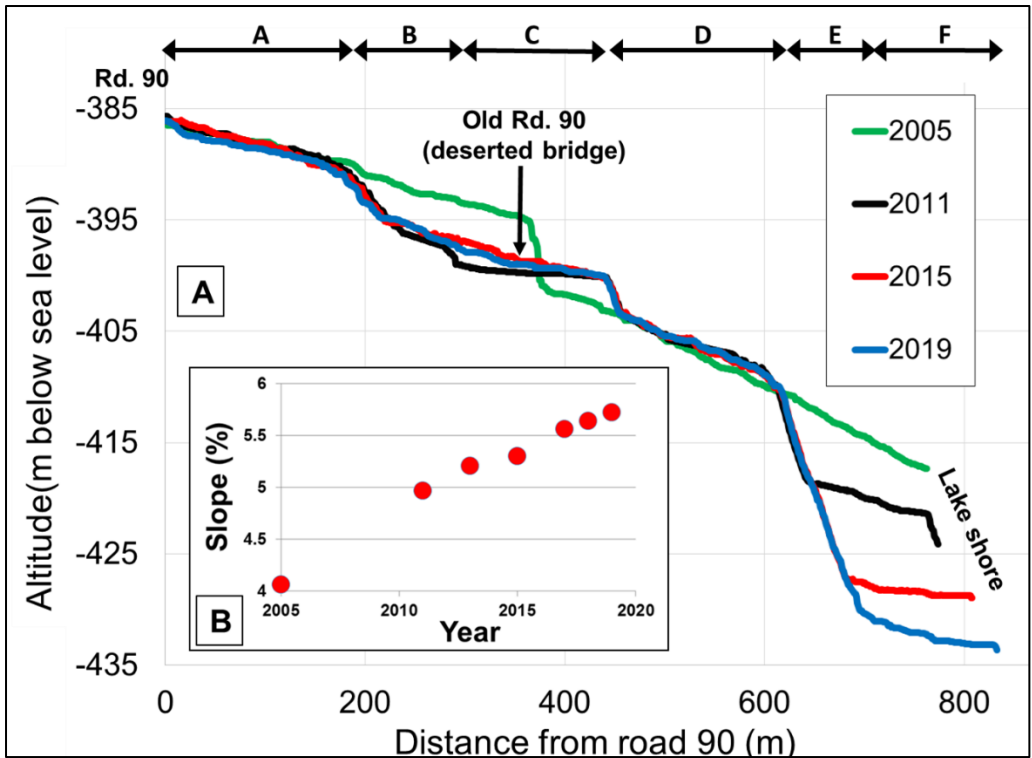
Measured profiles and results of a numeric modeling for the evolution of Nahal Hever longitudinal profiles, based on the sediment diffusion equation (modified from Ben Moshe, 2006). The initial profile for the simulation was the measured 1983 profile, the diffusion coefficient was $6.75 \text{ m}^2/\text{day}$, and the sediment flux from the upstream was $0.2 \text{ m}^2/\text{day}$.



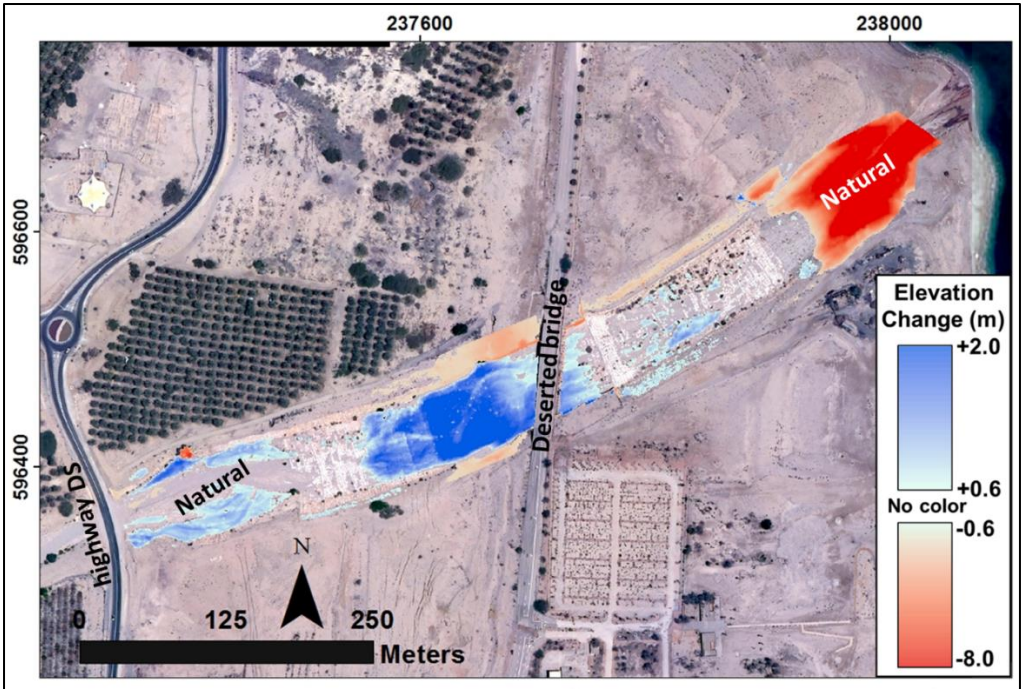
Measured profiles and results of an analytic model calculation on the evolution of Nahal Darga longitudinal profiles, based on measured hydrographs (Salomon, 2016). The initial profile for the simulation was the measured 1994 profile. There is no simulation of this model for Nahal Hever.



An overview of the protection facility in Nahal Arugot. (A and B) Aerial photographs of Nahal Arugot channel in 2005 and 2019. Note the location of the old road and deserted bridge 400m downstream of the current road. The location and planform of the four segments in the facility (B-E) and two natural sections (A and F) are demonstrated in figure B. (C) Cross section along Nahal Arugot channel in 2019. The composition and gradient of the channel bed and facility are noted. The gradient in the two natural sections, is the steady state gradient. The gradient of the facility in section C (1%) is lower than the steady state value, and therefore deposition occurred on top of it. The gradient on top of the deposited strata is 2%, which is the steady state value.



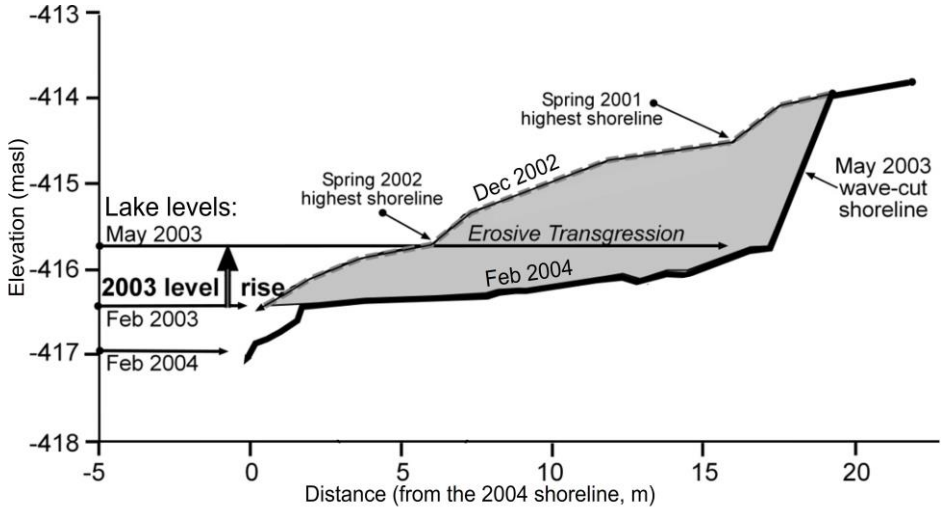
Evolution of Nahal Arugot thalweg between 2005-2019, between the current location of road 90 and the lake. **(A)** Longitudinal profiles of the channel. The six sections within the channel in Fig 8 are marked (A-F in the upper part of the figure). The natural, alluvial channel in section A is protected from incision by the concrete and boulders reinforcement in sections B-E. Incision occurred only in the natural, alluvial channel in section F. aggradation occurred between 2011-2019 on the modified, low gradient channel floor of section C. **(B)** Average gradient of the thalweg from the current road 90 to the lake between 2005-2019. The average gradient increased from 4% to 5.8% during this period.



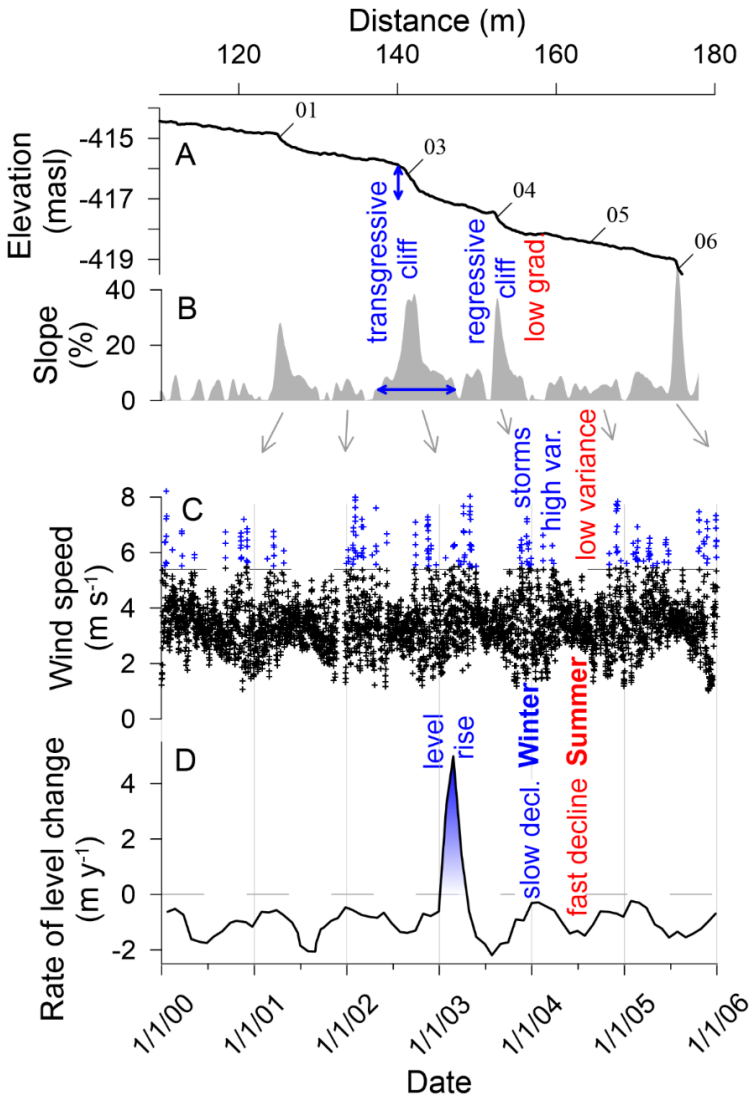
Elevation change in Nahal Darga channel between 2011-2019. Red and blue colors denote incision and deposition, respectively. Note the marked difference between the two natural sections- the unprotected, incised section by the lake, and the protected, unchanged section by the road. Also note the deposition below the deserted bridge on the low gradient channel bed.

The Modern Coastal Staircase of the Dead Sea

Yehouda Enzel, Amit Mushkin, Matias Groisman, Rani Calvo, Haggai Eyal and Nadav Lensky



An approximately 17-m long, inland transgressive erosion at a Dead Sea shore during the 0.7-m lake level rise of February 2003. The topography (dashed line) measured in both 2001 and in January 2003 is of the shore profile staircase before the lake-level rise a month later. We do not know the exact dates of the lake level rise, but it occurred within less than a month after the January 2003 topographic survey, sometimes in February 2003. This rise caused erosional transgression and formed a ca. 2-m high cliff. A total volume of ~17 m³ of mudflat sediments was removed per each 1m of shore length (represented by the grey area, calculated as a triangle). In many places, this removed the shorelines of 2001 and 2002. Note that after May 2003 the lake level resumed its falling and when the windstorms of the following winter (2003–2004) impacted the mudflats, the level was already lower and the wave-cut of 2003 was left unmodified above wave action. The 2003 wave-cut cliff can be seen today almost along the entire western shore of the Dead Sea.



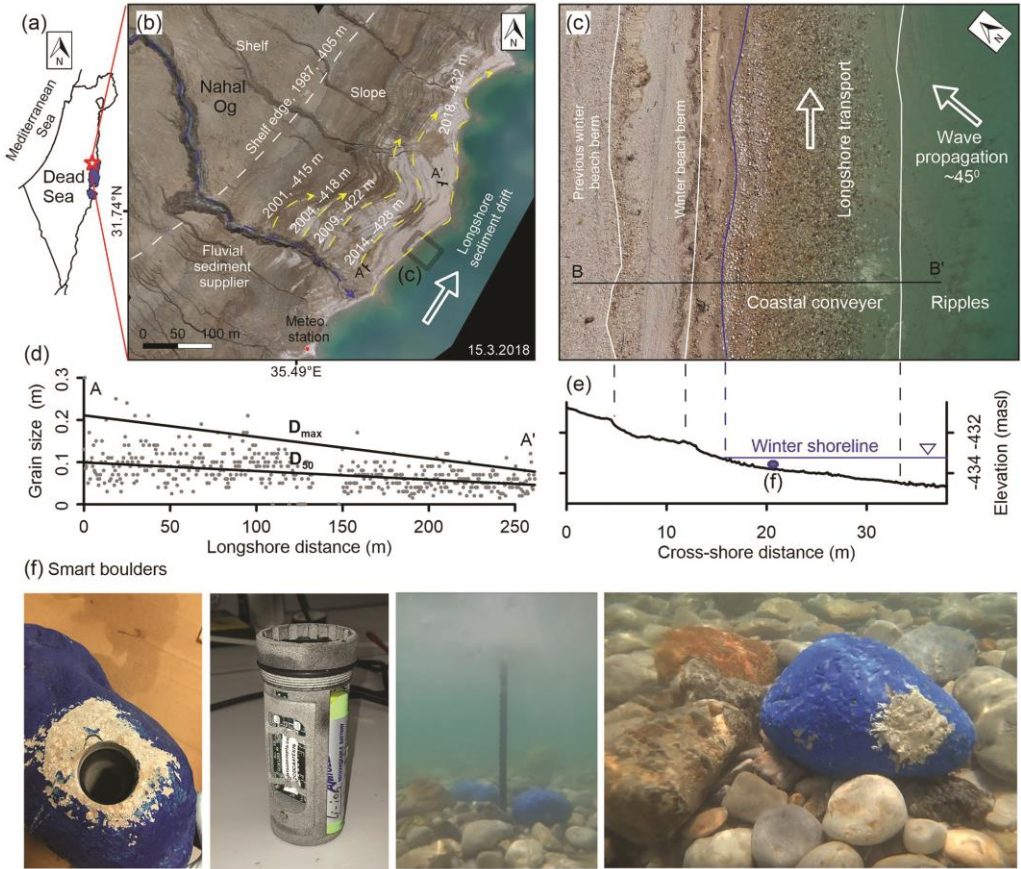
(A) A topographic profile, and (B) its derived slope across the studied mudflat showing the cliff/steps in the landscape (note that the 2003 cliff, marked as 03, has truncated the 2002 cliff). Below panel A, the grey arrows connect the topography with the forming storms (C) Mean daily wind speed presents high values (>6 m s⁻¹) and variance during winters and slower (usually <4 m s⁻¹) low-variance winds during summers. (D) The respective rates of the lake level changes showing the slow decline of lake levels during winters and the faster lake-level decline during summers. A high rate (~4-5 m yr⁻¹) of lake-level rise is associated with the ~0.7-m level rise of February 2003.

How does coastal gravel get sorted under stormy longshore transport?

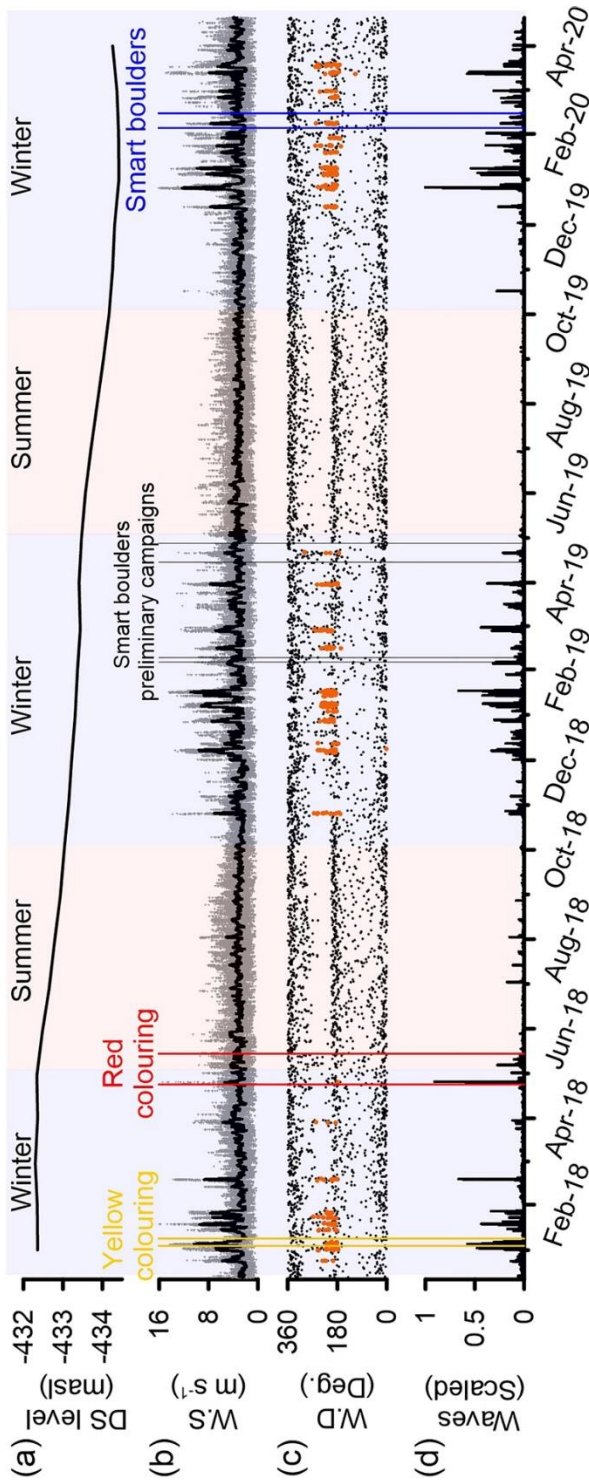
Haggai Eyal, Yehouda Enzel, Eckart Meiburg, Bernard Vowinckel and Nadav Lensky

Geophysical Research Letters: <https://doi.org/10.1029/2021GL095082>

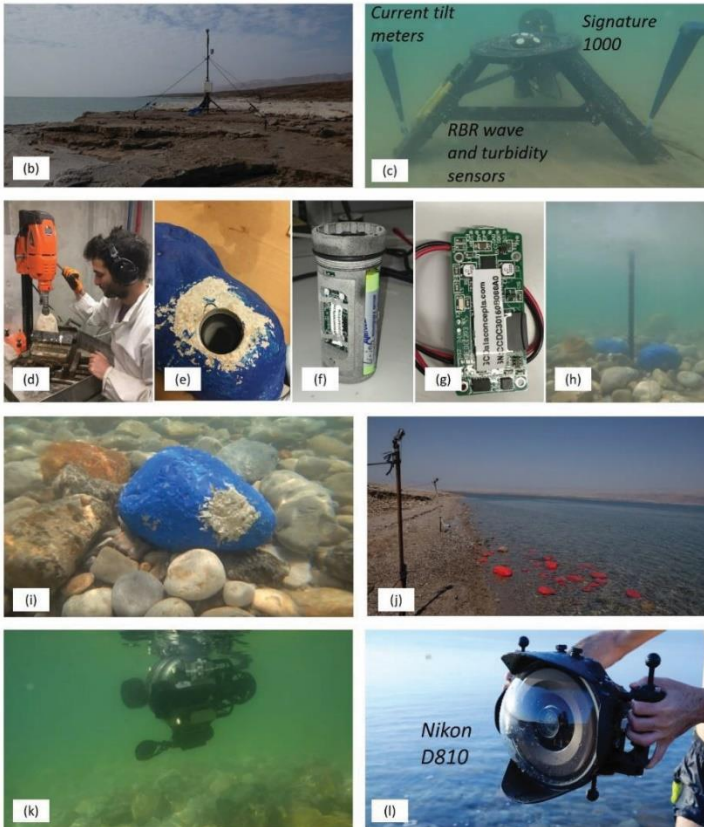
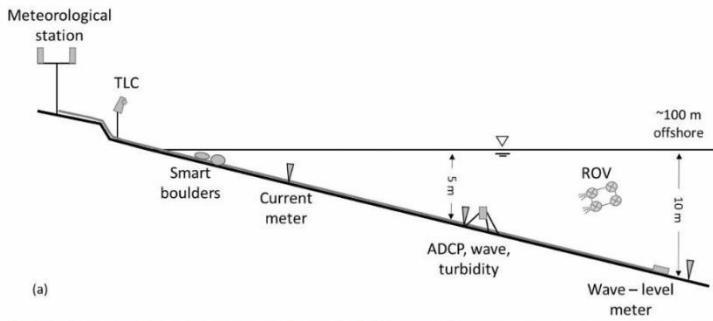
Storm waves transport and sort coarse gravel along coasts. This fundamental process is important under changing sea-levels and increased storm frequency and intensity. However, limited information on intra-storm clast motion restricts theory development for coastal gravel sorting and coastal management of longshore transport. Here, we use smart boulders equipped with loggers recording underwater, real-time, intra-storm clast motion, and measured longshore displacement of varied-mass marked boulders during storms. We utilize the unique setting of the Dead Sea shores where rapidly falling water levels allow isolating boulder transport during individual storms. Guided by these observations, we develop a new model quantifying the critical wave height for a certain clast mass mobilization. Then, we obtain an expression for the longshore clast displacement under the fluid-induced pressure impulse of a given wave. Finally, we formulate the sorting enforced by wave-height distributions during a storm, demonstrating how sorting is a direct manifestation of regional hydroclimatology.



Geomorphic setting and research area. (a) Location map. (b) Aerial photograph of the study area; blue-dashed arrow - the stream conveying the coarse-gravelly fluvial sediment to the coast; yellow arrows - the northwards transport of the gravels on annually forming beach berms (year and altitude are indicated). (c) Close-up (location in [b]) showing the extent of the active conveyer and directions of longshore transport and wave propagation during storms. (d) Gravel size (b-axis, gray dots) vs. distance along the 2016 beach berm (A-A' in [b]); D_{max} and D_{50} are indicated by solid lines. (e) Topographic profile across the active coastal conveyer (B-B' in [c]). (f) The smart boulders, location appears in (e), from left to right: a drilled boulder with a logger housing installed, the logger and batteries inside their housing, underwater deployed smart boulders.



The hydroclimatic forcing time-series. Seasons marked by background vertical bars. (a) Dead Sea (DS) lake-level (Data provided by Israel Water Authority) is declining fast during summer and slowly during winter. (b) Windstorms appear during winters, whereas during summers the wind speed (W.S) is low (black = daily average, gray = 10-min). (c) Wind direction (W.D) in black dots. During windstorms, when daily-average of wind speed is >5.2 m s⁻¹, winds are southerlies (orange dots). (d) Wave storms are coeval with windstorms, lasting for 1–3 days. Waves are scaled between 0–1, where 1 represents the highest waves. The three insertions of colored gravel for sediment-transport measurements are marked by vertical lines: yellow, red, and blue.



Methods. (a) The measurement and monitoring setup, (b) Nahal Og meteorological station, (c) the underwater measurement array, (d) drilling into a boulder, (e) a drilled boulder with a logger housing installed, (f) the logger and batteries inside their housing, (g) the HAM-IMU logger, (h, i) underwater deployed 'smart boulders', (j) painted boulders positioned at the lake shore before a storm documented by TLC camera, (k) ROV Deep Trekker DTX, (l) Nikon D-810 in a watertight housing used for underwater photography and later used for photogrammetry.

High-resolution observations of 'smart boulders' transport, and the hydroclimatic forcing during the February 2020 winter 'blue' storm in Figure 2.

(a) The deployment of the five smart boulders. Color coding applies to (d,e,g,h).

(b) Wind speed (W.S., black line = daily averaged, grey line = 10 minutes raw

data); black dots = wind direction.

(c) Maximum wave height (Black line= half-hour average, grey line = raw data); black dots = wave direction.

(d) Resultant accelerations and (e) angular velocities of all "smart boulders" (black line=averaged wave height).

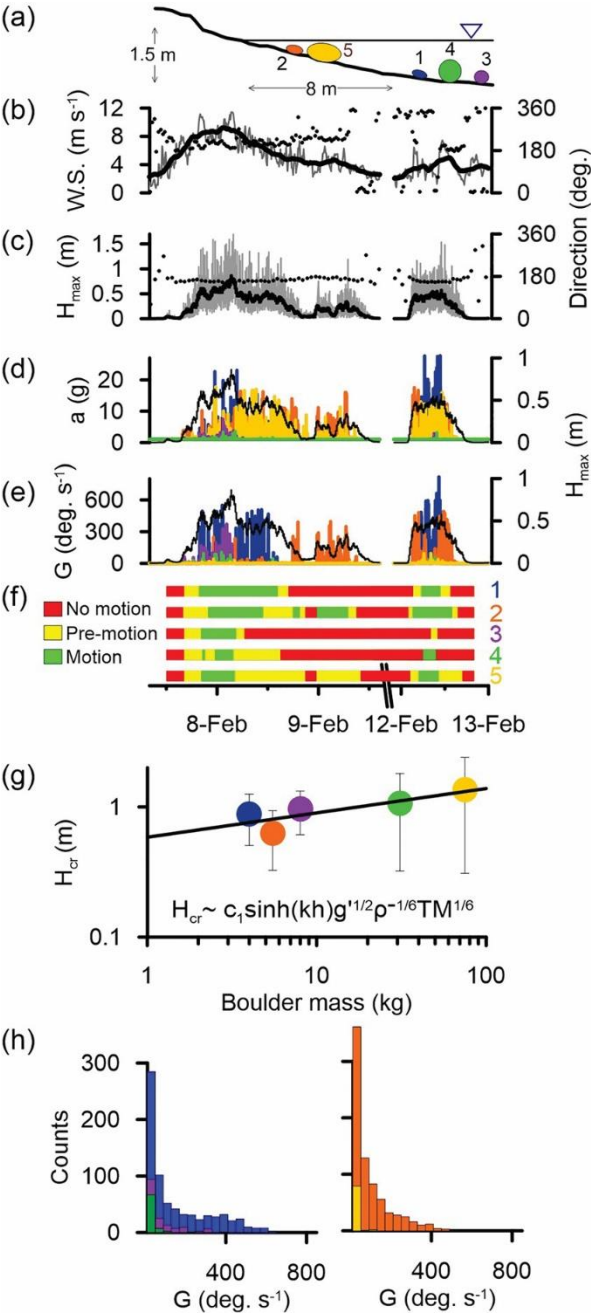
(f) Phases of boulders motion: red = no-motion, yellow= pre-motion, green=motion.

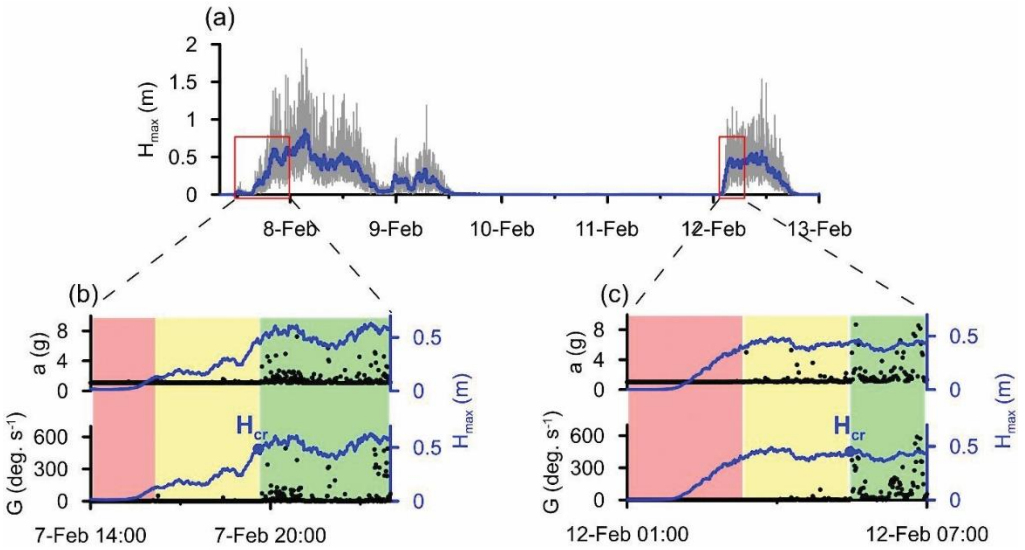
(g) Critical wave height (H_{cr}) for boulder mobilization. Measured values using 'smart boulders' are marked by dots.

The values are corrected to mean water depth at which the boulders were transported, $h=0.56\text{m}$ (supporting information S4).

The black line shows the model predicted exponent fitted with the data, i.e., $H_{cr} = 0.62M_b^{1/6}, R^2 = 0.77$ (Eq. 4).

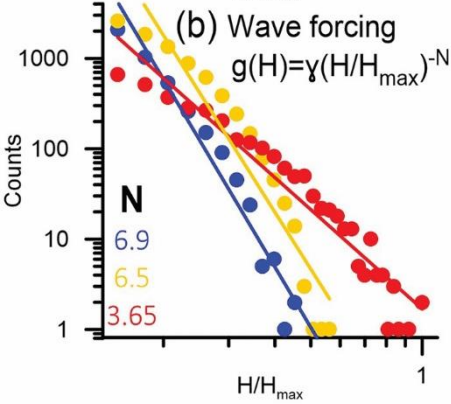
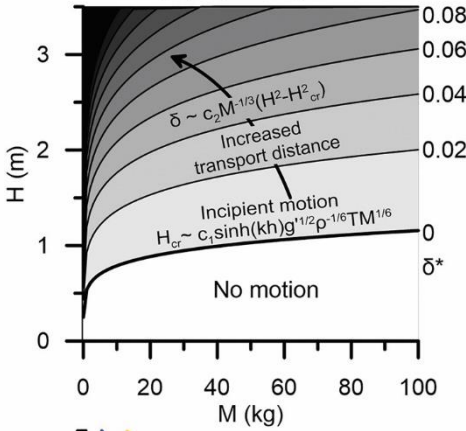
(h) Measured angular velocity distributions of the 'smart boulders'. Note that, as expected, angular velocities increase with decreased boulder mass.



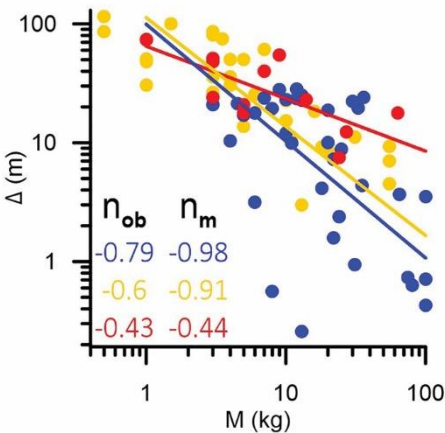


H_{cr} determination. (a) Blue line - half-hour averaged maximal wave height (H_{max}), grey line - 1-minute data, and red rectangles represent the initiation of two wave storms that occurred during the 10-day 'Smart boulder' campaign. These intervals are enlarged in (b) and (c) as an example for H_{cr} determination using boulder 1 record: black dots - acceleration and rotation data. The red, yellow, and green areas follow the conditions defined for 'no motion', 'pre-motion' and 'motion', respectively, and show how H_{cr} was determined.

(a) Incipient motion and wave-scale impact on sorting (Eq. 4&6)



(c) Storm-scale sorting modes vs. observations (Eq. 9) $\Delta(M) \sim c_3 M^{n_m}$, $n_m = (1-N)/6$



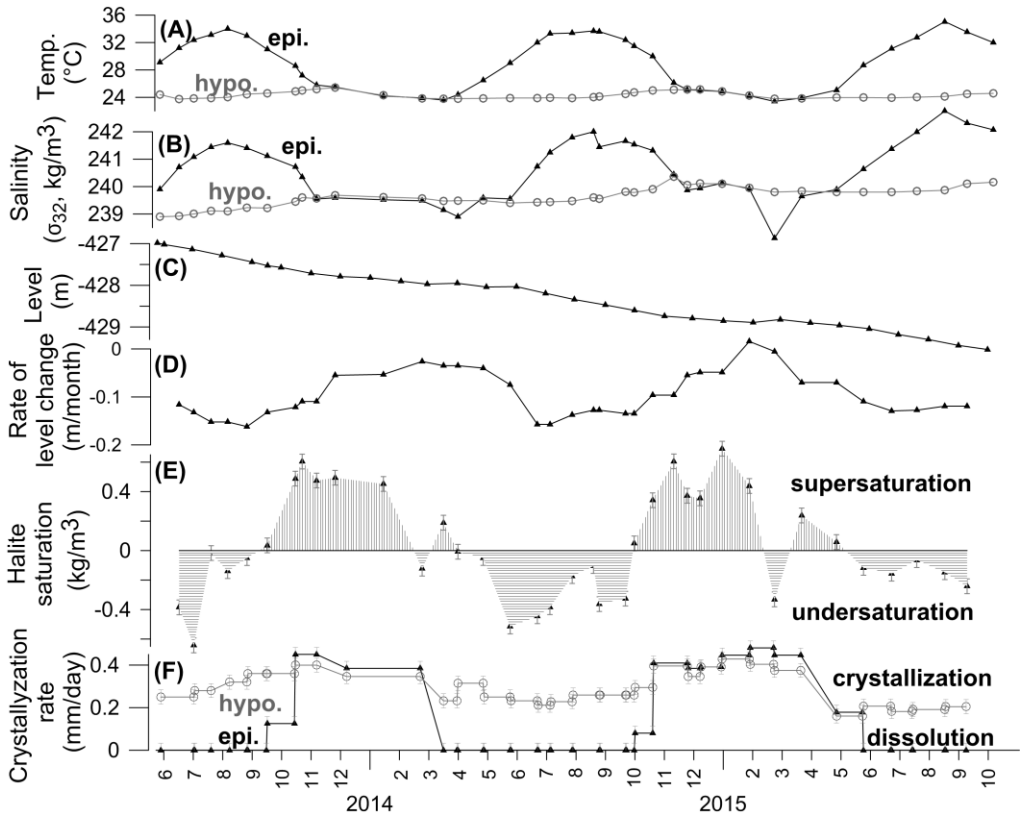
Wave impact and storm-scale clast sorting; observations and model predictions. (a) Theoretical contour plot of $\delta^* = \frac{\delta}{c_2} \rho^{-\frac{1}{3}}$, following Eq. 6, showing normalized, averaged clast displacement under a single wave. Incipient motion curve is plotted by setting $\delta = 0$. (b) Wave height distribution (scattered dots). The solid lines show the fitting of the wave-height distribution by a power law (Eq. 8). The waves are normalized by $H_{max} = 3.65m$ of the 'Red' storm, and waves of heights $< 0.5m$ were excluded from the wave distribution as they are below H_{cr} for a $1kg$ clast. (c) The total displacement per clast mass for the three storms, color coding as in (b). Scattered dots – observed data fitted by Eq. 7; the exponent n_{ob} is indicated. Solid lines – calculated $\Delta(M)$ according to Eq. 9.

Temperature seasonality control on halite layers in the Dead Sea: In-situ observations

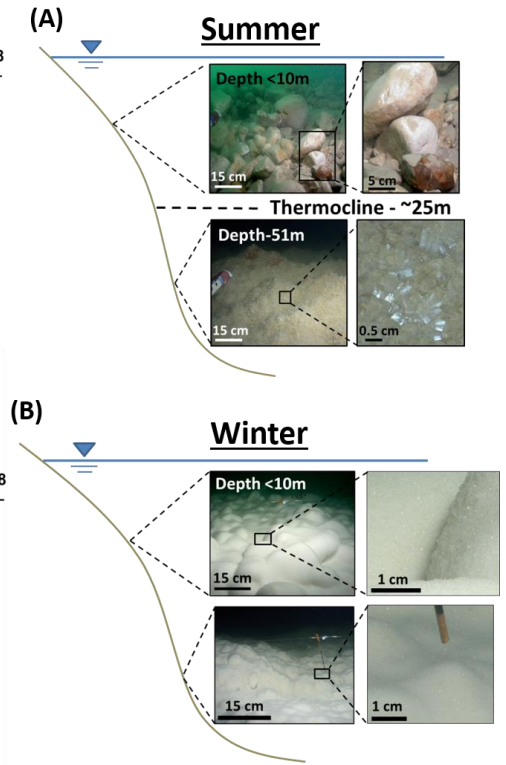
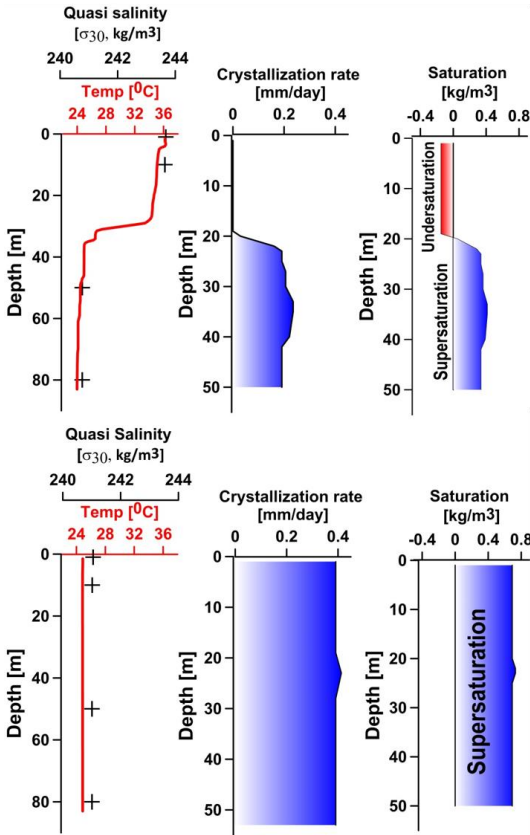
Ido Sirota, Yehouda Enzel and Nadav Lensky

GSA Bulletin: <https://doi.org/10.1130/B31661.1>

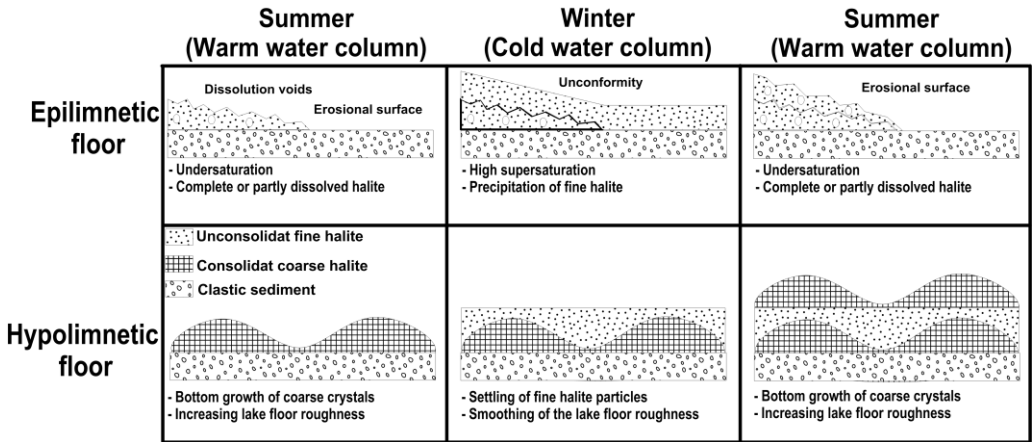
Layered halite sequences are found in deep basins throughout the geological record. However, analogs for such sequences are commonly studied in shallow environments. Here, we studied active precipitation of halite layers from the only modern analog for deep, halite-precipitating basins, the hypersaline Dead Sea. In situ observations in the Dead Sea link seasonal thermohaline stratification, halite saturation, and the characteristics of the actively forming halite layers. The spatiotemporal evolution of halite precipitation in the Dead Sea was characterized by means of monthly observations of (1) thermohaline stratification of the lake (temperature, salinity, and density), (2) degree of halite saturation, and (3) textural evolution of the active halite deposits. We present the observed relationships between the textural characteristics of layered halite deposits (i.e., grain size, consolidation, and roughness) and the degree of saturation, which in turn reflects the limnology and hydroclimatology. The lake floor is divided into two principal environments: a deep, hypolimnetic lake floor and a shallow, epilimnetic lake floor. In the deeper hypolimnetic lake floor, halite continuously precipitates with seasonal variations: (1) During the summer, consolidated coarse halite crystals form rough surfaces under slight supersaturation. (2) During the winter, unconsolidated, fine halite crystals form smooth lake floor deposits under high supersaturation. These observations support interpretations of the seasonal alternation of halite crystallization mechanisms. The shallow epilimnetic lake floor is highly influenced by the seasonal temperature variations, and by intensive summer dissolution of part of the previous year's halite deposit, which results in thin sequences with annual unconformities. This emphasizes the control of temperature seasonality on the characteristics of the precipitated halite layers. In addition, precipitation of halite on the hypolimnetic floor, at the expense of the dissolution of the epilimnetic floor, results in lateral focusing and thickening of halite deposits in the deeper part of the basin and thinning of the deposits in shallow marginal basins.



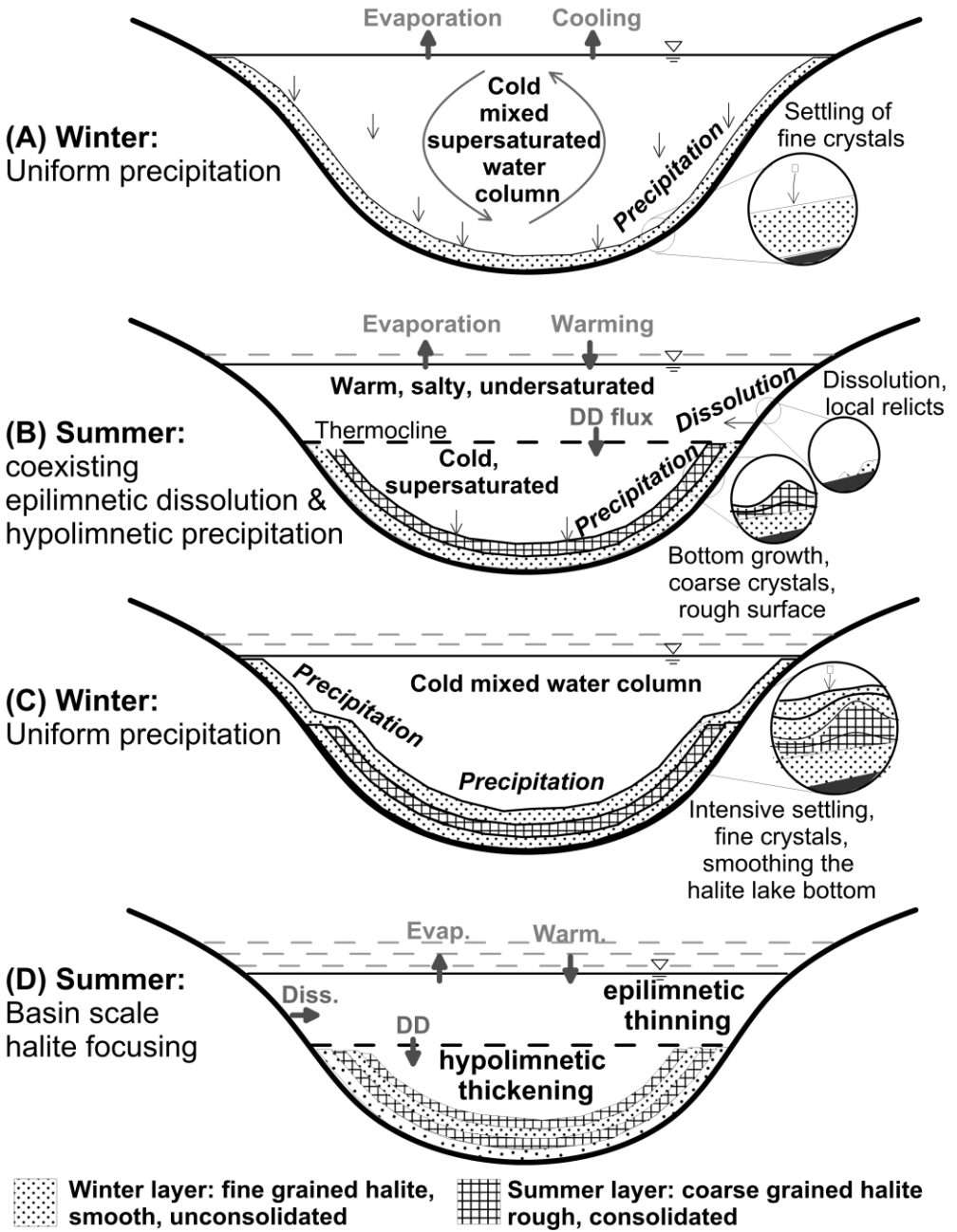
The seasonal evolution of the Dead Sea brine. (A) Temperature at two depths (10 m [epi] and 50 m [hypo]). (B) Salinity in the epilimnion and hypolimnion. (C) Dead Sea lake-level decline during 2014–2016. (D) Rate of monthly lake-level decline. Wet intervals during these winters are characterized by minimum lake-level decline, and dry intervals during the summers are characterized by increased lake-level decline. (E) The seasonal pattern of the empirical degree of halite saturation at a depth within the epilimnion (10 m), showing supersaturation during winter and undersaturation during summer. (F) Halite crystallization rates around a steel cable at the epilimnion (10 m) and the hypolimnion (50 m) displaying the variations in degree of halite saturation along the water column (Sirota et al., 2016).



Images of the shallow (<10 m) and deep (50 m) Dead Sea lake floor: (A) summer (18 August 2015) and (B) winter (20 January 2016), with limnologic parameters in the same season, including temperature, salinity, halite crystallization rate, and empirical degree of halite saturation (DHS). Note the great difference in sediments covering the different depths of the lake floor, which are in contact with the different water masses above and below the thermocline.



Seasonal cycle of halite precipitation in the deep and shallow lake floor of the Dead Sea. Deep floor: Increasing surface roughness during summer indicates coarse halite layer precipitation, and precipitation of fine-halite crystals drapes the surface during winter. Shallow floor: Undersaturation in the epilimnion results in summer dissolution of halite and formation of unconformities and dissolution textures.



Seasonal impact over multiple years of deposition of halite sequence. Two different, depth-dependent environments result in (1) a clastic sequence (devoid of halite) on the shallow lake floor (above the thermocline) and (2) a continuous, well-bedded halite sequence on the deep lake floor (below the thermocline) composed of seasonal halite layers. DD—Double-Diffusion flux.

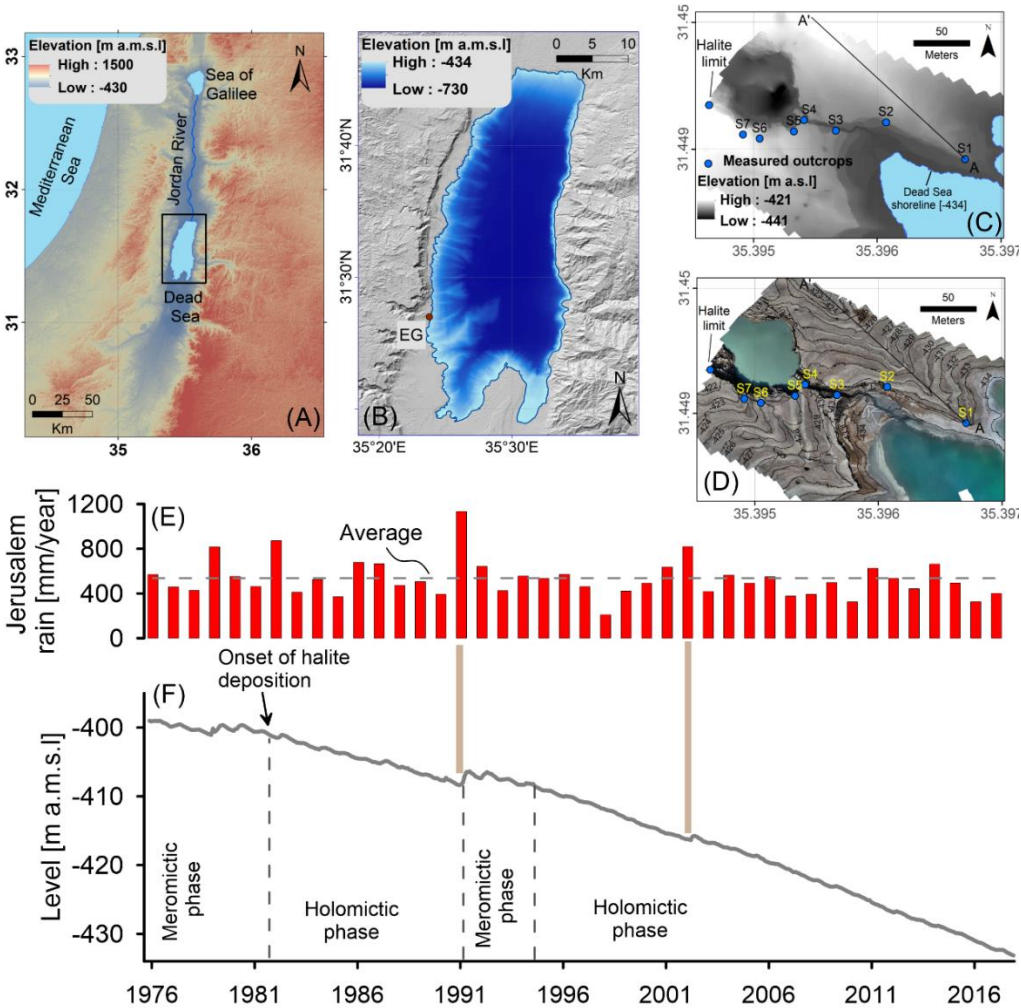
Sedimentology and stratigraphy of a modern halite sequence formed under Dead Sea level fall

Ido Sirota, Yehouda Enzel, Ziv Mor, Liran Ben Moshe, Haggai Eyal, Tim K. Lowenstein, and Nadav Lensky

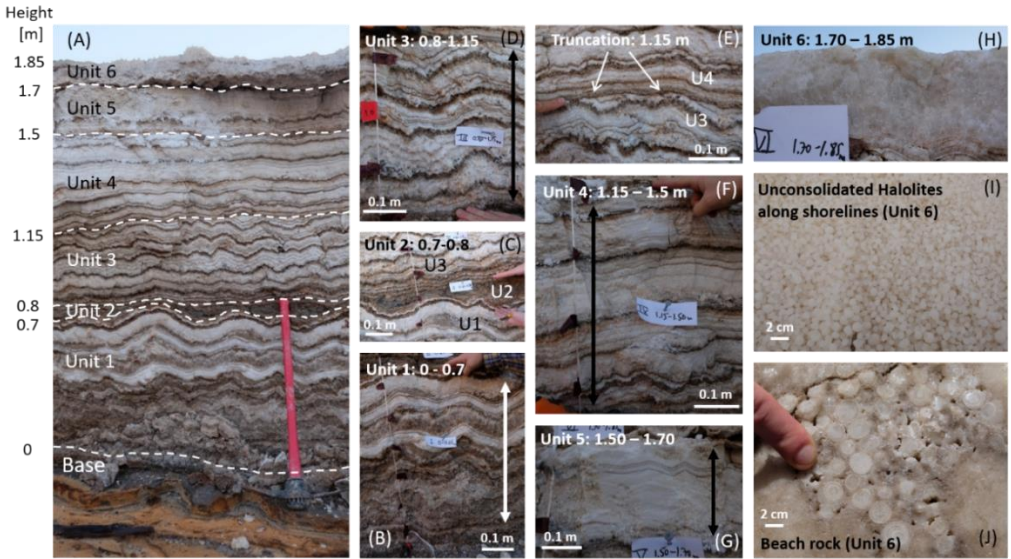
Sedimentology: [https://doi: 10.1111/sed.12814](https://doi.org/10.1111/sed.12814)

Since the beginning of the 1980s, halite is deposited on the Dead Sea lakefloor in response to its negative water balance. As the globally-single deep hypersaline, halite precipitating water body, the Dead Sea serves as a unique modern analog for the formation of thick halite sequences. Recently, active halite deposition in the Dead Sea has been studied in-situ together with its coeval environmental and limnological forcing (Sirota et al., 2016, 2017). Here, we study stratigraphy, sedimentology, and petrography of well-dated, high-resolution modern halite layers that were deposited in the past four decades. The explored sequence was deposited during a ~30 m lake-level decline since the onset of modern halite deposition in 1982 and was compared with sub-annual lake levels, precipitation, and flood records. The sedimentology of the sequence documents the trend of shallowing water depth, including individual floods. The sequence base is composed of alternating bottom growth-cumulate halite annual couplets, typical of deep hypolimnetic water deposition. Up-sequence, the annual couplets disappear, and towards its top, they are composed of cumulate layers with dissolution features, typical of shallow epilimnetic water deposition. The halite deposition rate is reduced by 60% at the shallow lakefloor compared with the deep lakefloor, mainly due to the summer undersaturation that leads to depocenter 'halite focusing' (Sirota et al., 2018). The top of the sequence contains shoreline deposits, halolites (halite ooids), and polygonal surface cracks, indicating subaerial exposure. This study shows petrographic indicators for summer thermal dissolution (partially dissolved crystals), which are distinct from dissolution features by winter floods that generate a regional truncation surface. Spatial variations in halite thickness and facies, indicating much thinner and spatially limited halite units compared to modeled halite units based on mass balance considerations were also observed. These observations provide criteria for (i) recognizing water depths and shallowing lake-level trends from halite sequences throughout the geological record; and (ii) interpreting palaeolimnology, water column

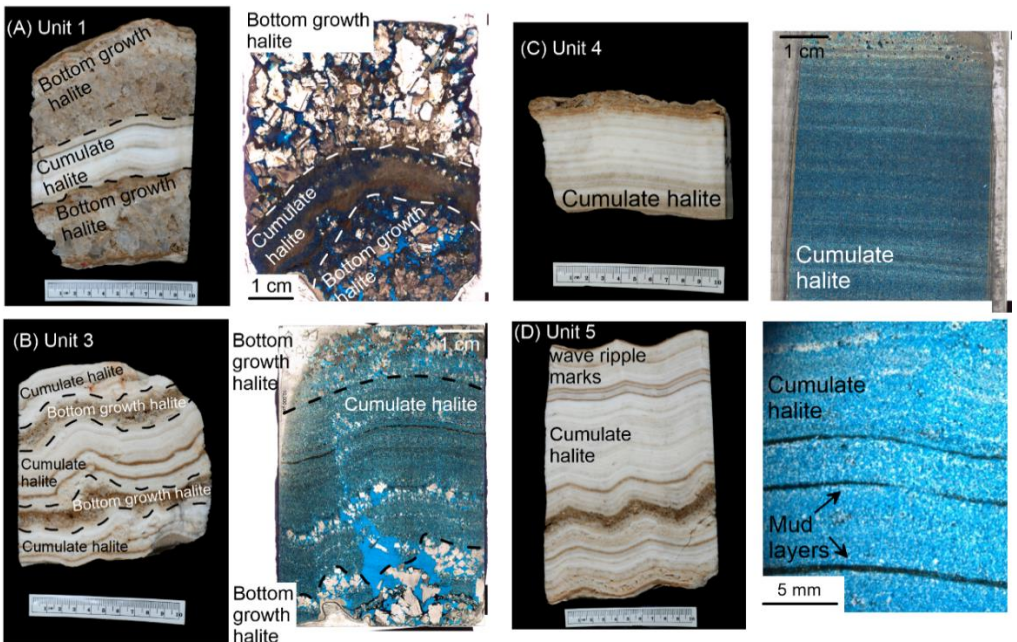
structure and the relations between stratigraphic horizons and corresponding shorelines.



Dead Sea environment. (A) Regional map. (B) Dead Sea map. The studied outcrop is located at the western Dead Sea coast, Ein Gedi (EG) site. (C) Digital elevation model and (D) aerial photograph of the Ein Gedi area and the locations of the modern halite sections that were sampled. (E) Annual rainfall in Jerusalem in the past four decades reflects the regional hydroclimatology of the Dead Sea area (Enzel et al., 2003). Each bar integrates the entire rain season, October through to June. (F) Dead Sea level curve shows a continuous decline over the past four decades in response to the negative water balance.

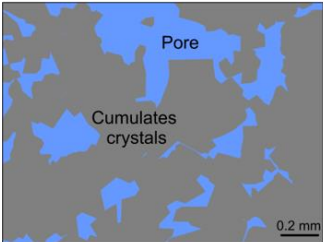
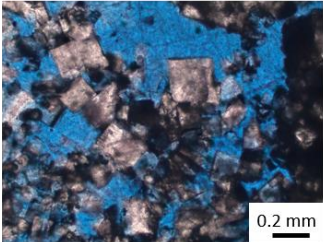


Field photographs of the Ein Gedi (EG) modern halite sequence (section S2). (A) The entire modern halite sequence at the Ein Gedi area was deposited following the level decline of the past four decades. (B) to (H) The division into different units according to their sedimentological properties that change along the sequence. (I) Scattered halolites [small (1 to 10 mm) rounded halite grains] at the top of the sequence. (J) Embedded halolites at the top section halite layer, i.e. beach rock.



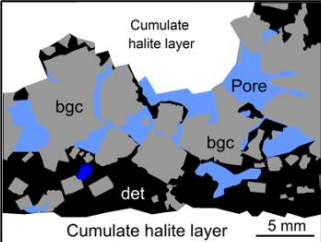
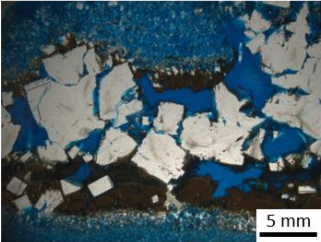
Slabs (left panels) and thin section (right panels) photographs of each unit in section S2. (A) Unit 1 - located at the base (0 to 0.65 m) of the sequence and composed of alternations between bottom growth and cumulate halite layers. (B) Unit 3 – located at a height of 0.8 to 1.15 m from the base of the sequence. This unit is composed of alternations between cumulate and thinned bottom growth halite layers. (C) Unit 4 –located at a height of 1.15 to 1.50 m from the base of the sequence. This unit is composed of cumulate layers. Thin non-continuous bottom growth halite and mud layers are randomly distributed along the unit. (D) Unit 5 – located at a height of 1.50 to 1.70 m from the base of the sequence. This unit is similar to Unit 4, but in addition, contains wave ripples indicating deposition above the wave base.

(A) Unit 1 :
Cumulate halite



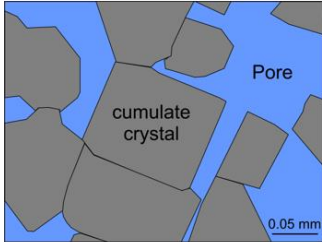
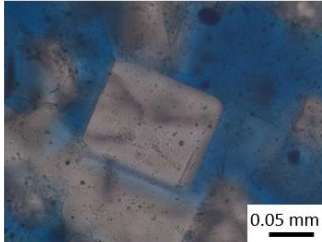
Porosity: 23 %, 0.3 m above the base of the sequence.

(B) Unit 1 :
Bottom growth halite



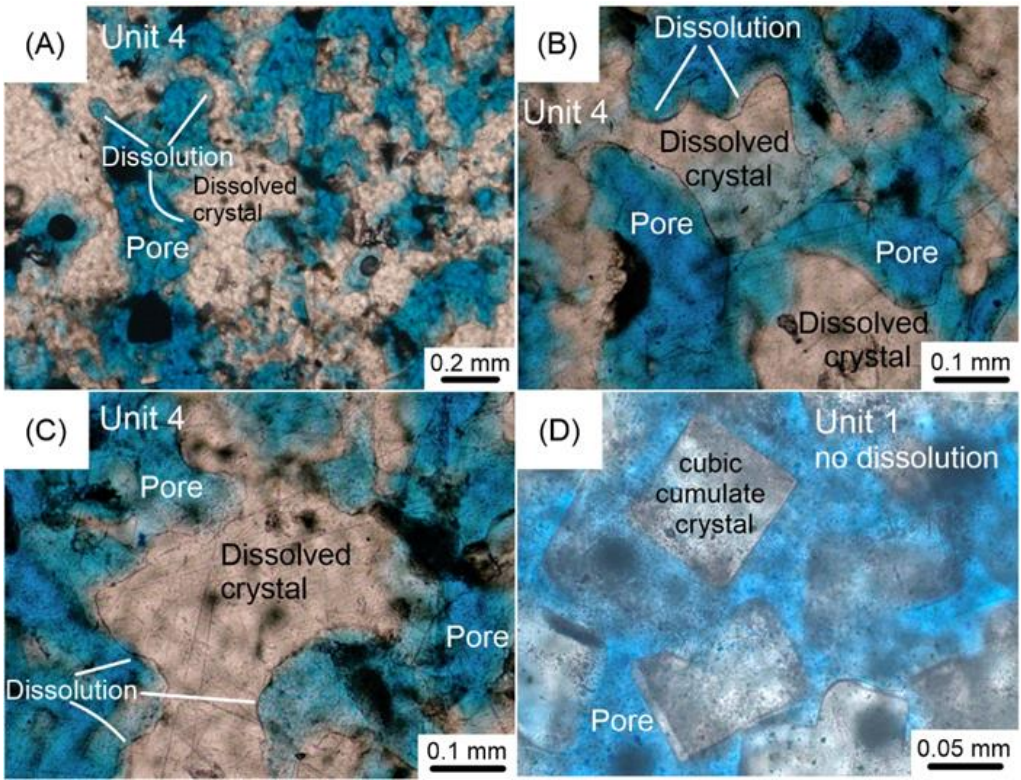
Porosity: 40 %, 0.3 m above the base of the sequence.

(C) Unit 4 :
Cumulate halite

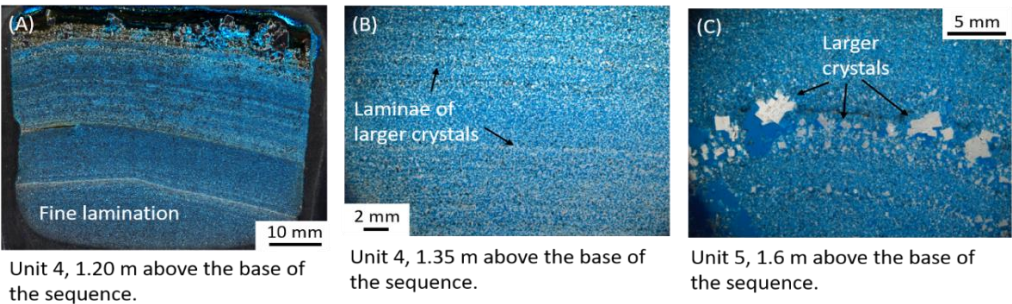


Porosity: 36 %, 1.4 m above the base of the sequence.

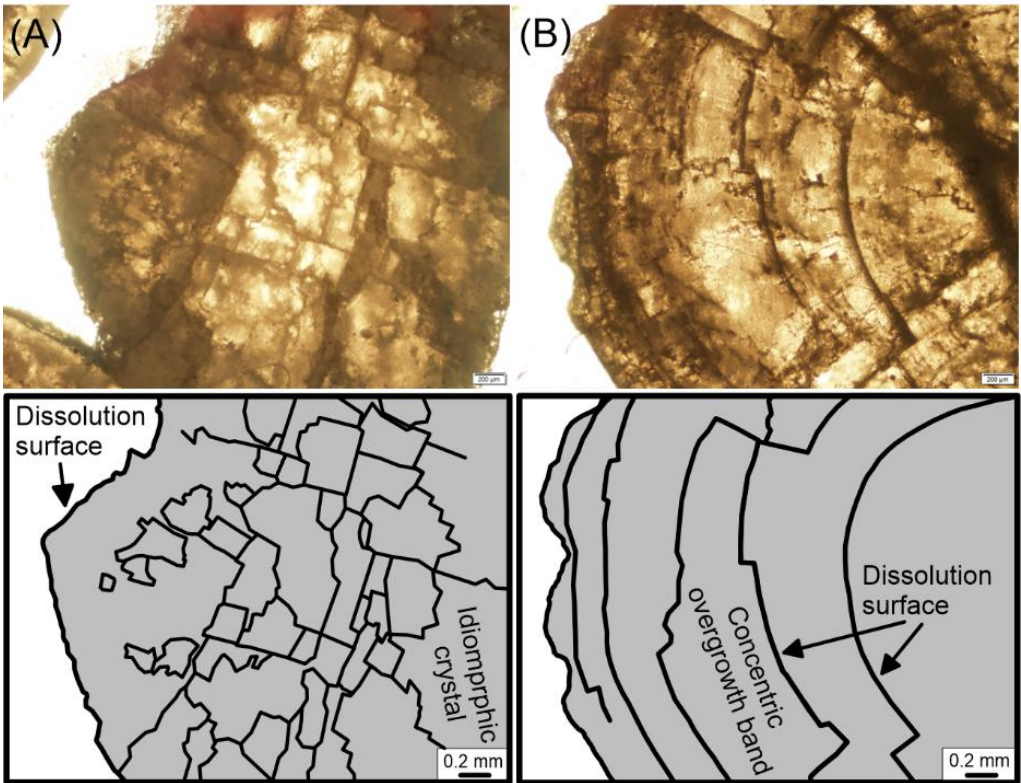
Thin section photographs showing the high porosity that characterized the modern Dead Sea halite (section S2). (A) Cumulate halite from Unit 1 at the base of the sequence. (B) Bottom growth halite (bgc) from Unit 1 at the base of the sequence. (C) Cumulate halite from Unit 4 at the upper part of the sequence.



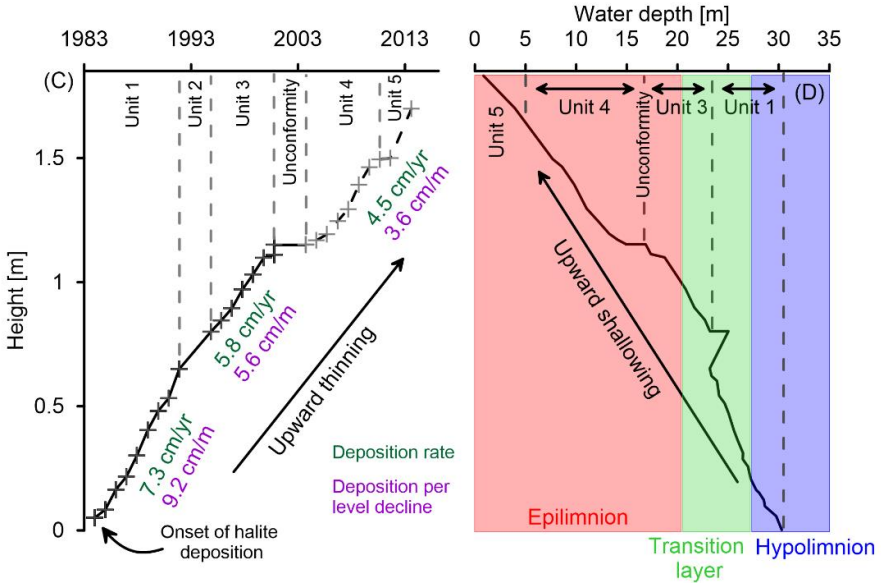
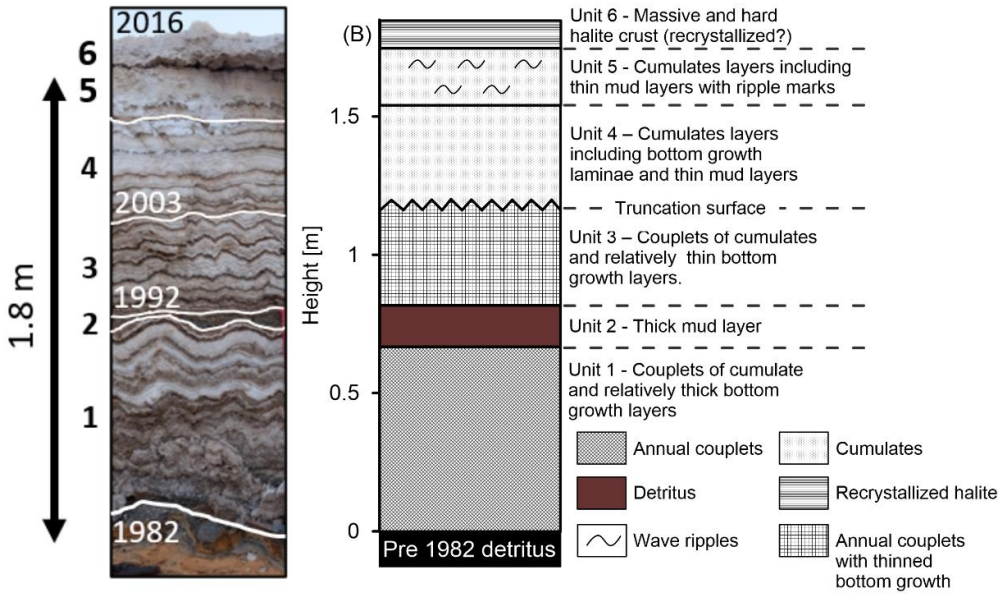
Thin section photomicrographs of cumulate halite crystals from section S2 showing dissolution features (A) to (C), from the upper part of the sequence (units 4 and 5). These dissolution features are related to thermal dissolution. For reference (D), a ‘classical’ form of cumulates from Unit 1 is presented, showing idiomorphic cumulate crystals with no dissolution evidence.



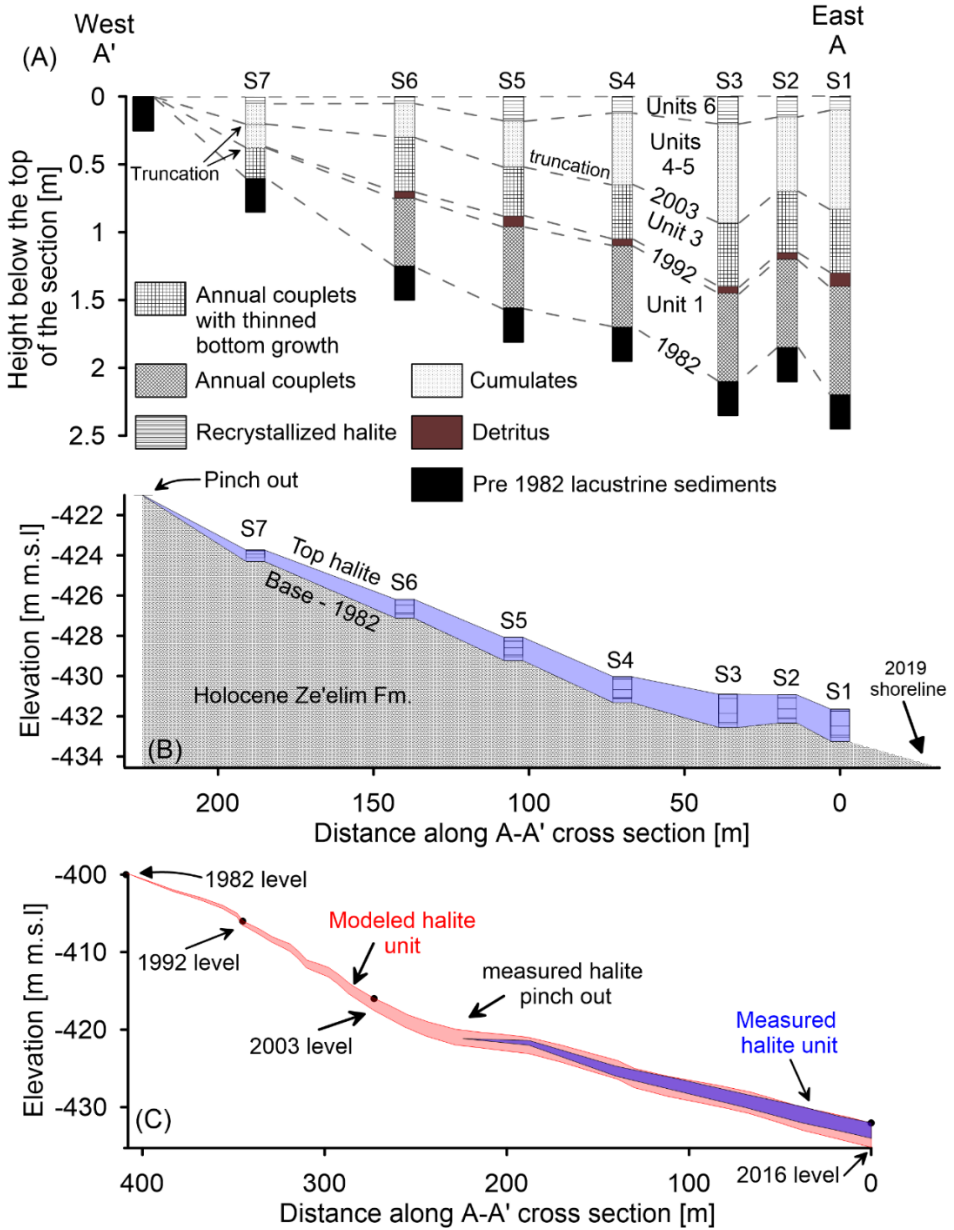
(A) to (C) Cumulate halite layers in units 4 and 5, showing thin layers of slightly larger crystals than the typical fine cumulates. These fluctuations in crystal size indicate intra-seasonal short-term variations in halite saturation, due to flash floods or abrupt temperature change in the middle of winter.



Halite ooids (halolites) from the top of the Dead Sea modern halite sequence. Two halolite types. (A) Internal aggregative halolite – contains an inner core composed of an aggregate of idiomorphic cubic crystals and an outer smooth sphere that was shaped by dissolution. This type of halolite reflects one cycle of dissolution before they were abundant on the coast due to the rapid lake level decline. (B) Internal concentric halolite – contains several dissolution surfaces and overgrowth bands of halite crystals along the transect. This type of halolite reflects several cycles of summer dissolution and winter overgrowth in the coastal environment before it was abundant on the coast due to the rapid lake level decline.



(A) Field photograph of the Ein Gedi (EG) outcrop. (B) A columnar section of the sequence is divided into the different units on a sedimentological basis. (C) Age model of the sequence. Based on four recognized surfaces (1982, 1991/1992, 2002/2003, and 2016) and varve counting. The reconstructed age model enables the calculation of halite accumulation rates (green) or normalization of halite accumulation by the rate of level decline (purple). (D) Deposition water depth along the sequence. The depth-dependent depositional environments are marked: hypolimnetic (blue), transitional (green), and epilimnetic (red).

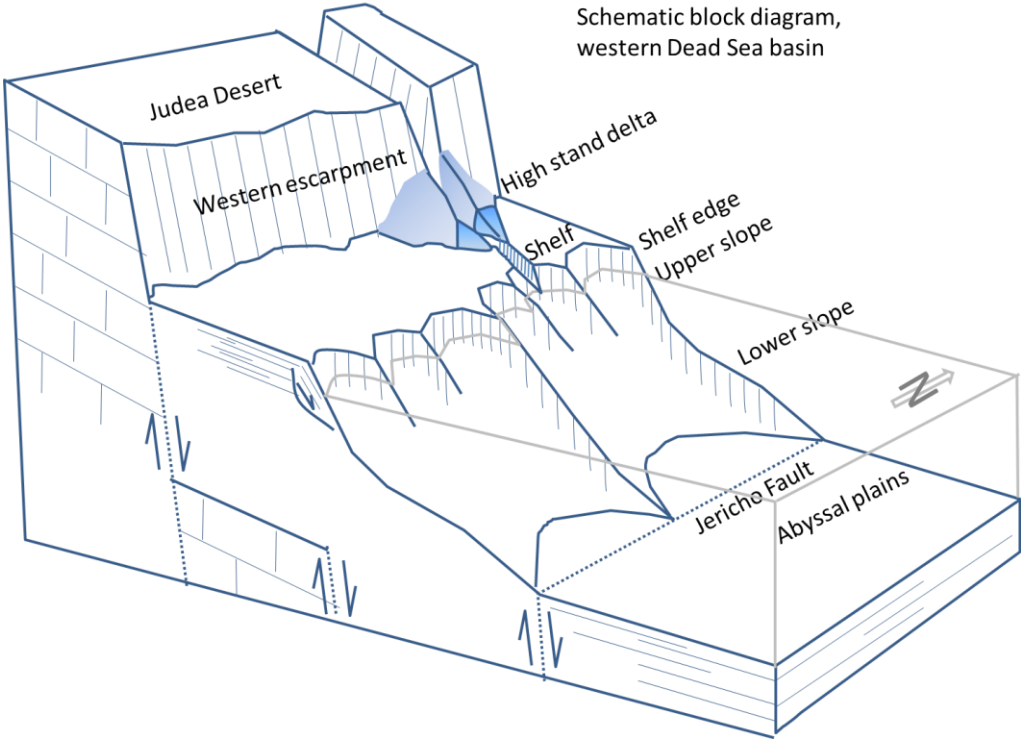


Correlation between measured modern halite sections at the Ein Gedi (EG) area along the A–A' transect from east to west. (A) Stratigraphic column of seven modern halite sections and their stratigraphic correlation. The distance of each section along A–A' is the distance of the location of the correspondent elevation of the section's base. (B) Thinning and pinch-out of the modern halite unit along the A–A' transect. (C) Comparison between the measured modern halite unit and a modeled halite unit based on mass balance consideration and the level of halite deposition.

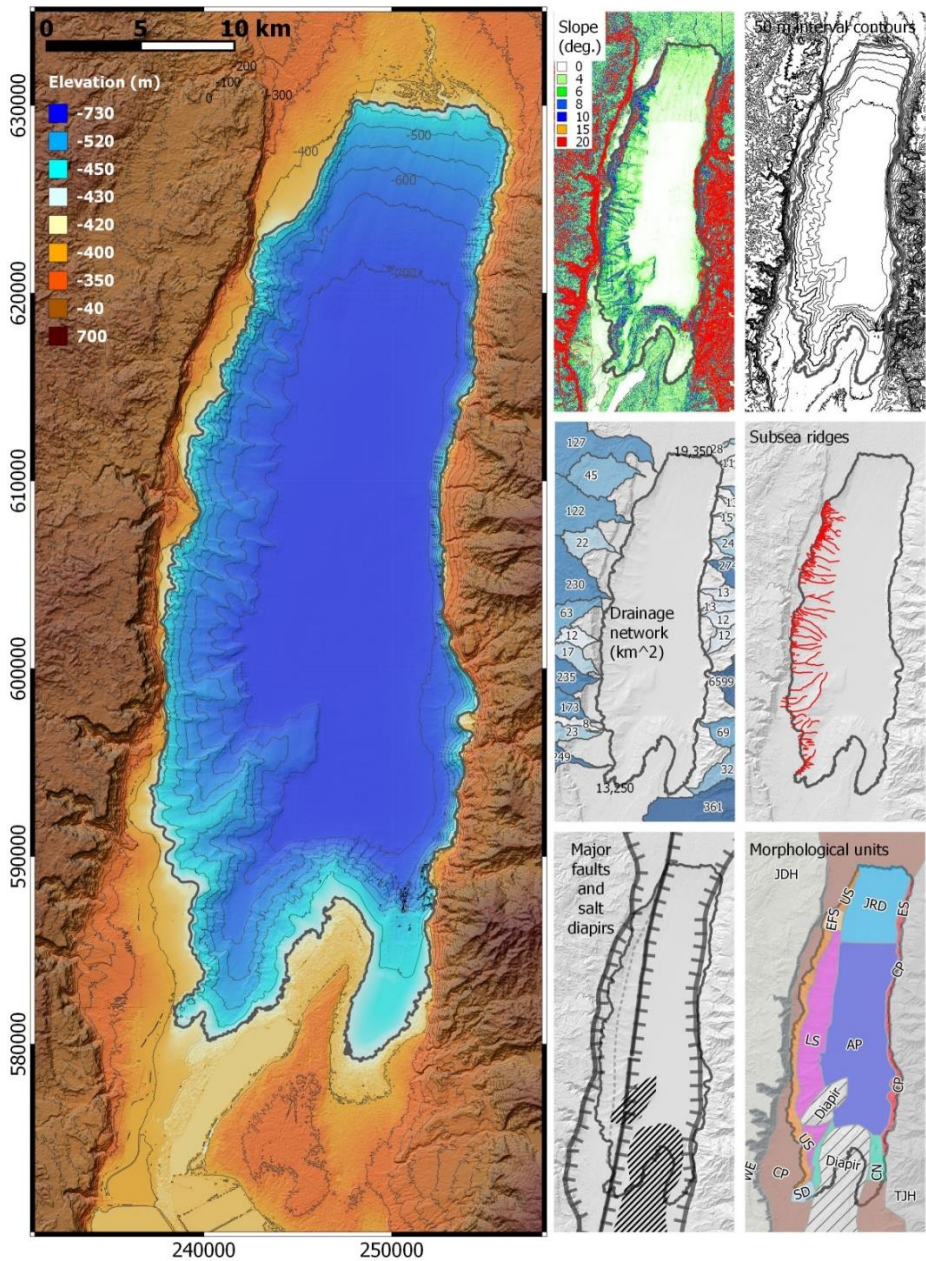
Landsliding along the slopes Dead Sea slope

Nadav Lensky, Rani Calvo, Ronnie Sade, Nadav Wetzler, Oded Katz, John k. Hall, Haggai Eyal and Yehouda Enzel

With the fast declining Dead Sea level in recent years, its western coastline present a large sinuosity increase characterized with numerous narrowly curved bays and pointed and narrow small peninsulas. The high-resolution bathymetry of the Dead Sea (Sade et al. 2014) indicates that these features are the exhumation of the topmost parts of underwater ridges that characterize the Dead Sea western slope. The Western slope of the Dead Sea slope has the following features, from top to bottom: (a) an upper exposed coastal plain (altitude \sim -400 m) with minor coastline sinuosity (\sim 1.3), (b) steep slope, \sim 10 degrees, between altitudes of -410 m to -580 m with highest sinuosity ($>$ 2), and spacing between ridges is a few hundreds of meters, (c) the lower part of the slope from altitudes of -580 m to -710 m with slope angle \sim 3 degrees and spacing between ridges is \sim 1 km, and (d) the practically flat abyssal plains at \sim -720 m. Underwater landslides can explain most of the observed bathymetric morphology: (a) the landslides develop at the steep parts of the slopes, below the coastal plains, (b) the slides generate turbidity currents that propagate downslope while developing wide valleys at the lower part of the slope, (c) the turbidity gravity current reach the bottom of the lake while spreading laterally, and turbidites at low angles while flattening the Dead Sea bottom. We propose that the high slope angles of the basin fill sediments, together with the seismically active environment, the high density of the Dead Sea brine, which reduces the effective weight of the sediments, all contribute to the landsliding.



Schematic diagram of the western part of the Dead Sea basin.

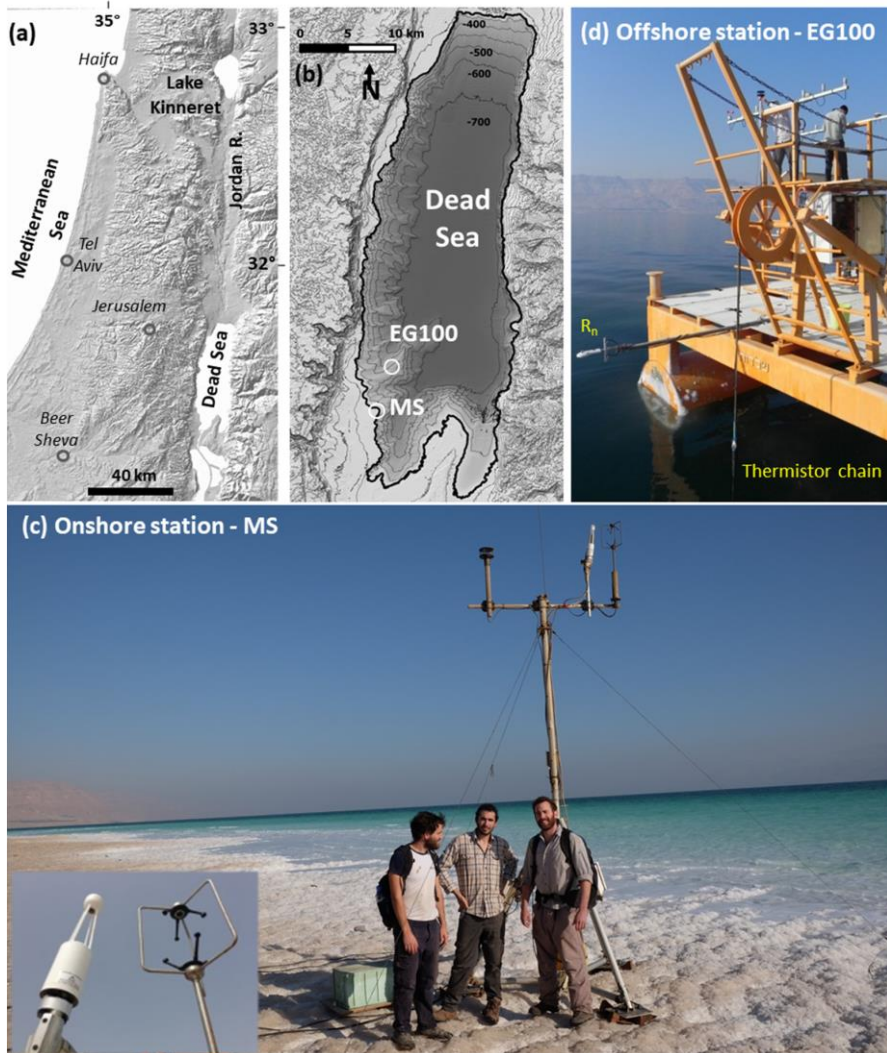


Topography and bathymetry map of the Dead Sea and vicinity (left), small maps (right): slope, elevation contours, drainage network, subsea ridges, major faults and diapirs, and morphological units (JDH – Judea Desert Highlands, WE – west escarpment, CP – coastal plains, US – upper slope, LS – lower slope, AP – abyssal plains, EFS – Ein Fesha springs, JRD – Jordan River Delta, TJH – Trans-Jordan highlands, ES – eastern escarpment, SD - salt delta).

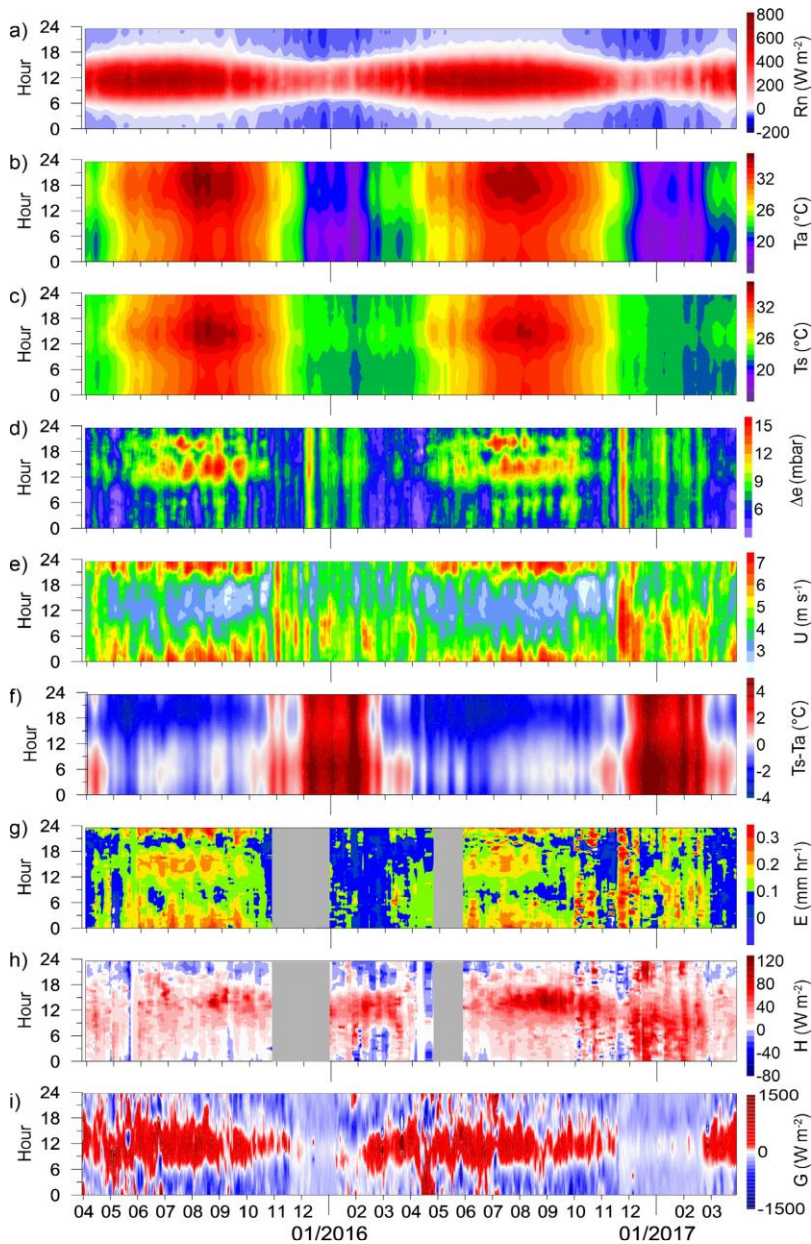
Evaporation from the hypersaline Dead Sea

Nadav Lensky, Ziv Mor and Itzhak Hamdani

Evaporation plays a major role in lake systems, and is highly effective by water salinity; increased salinity (i.e. reduced water activity) reduces evaporation, and as a result affects the energy budget of the lake, including stored heat and water temperature (Lensky et al., 2005). The effect of surface water salinity on evaporation was studied in the Dead Sea by means of direct measurement - eddy covariance (Mor et al. 2018). Evaporation rate from diluted plume was occasionally 3 times larger than that of the main salty lake. In the open lake, where salinity is uniform with depth, increased wind speed results in increased evaporation rate, as expected. However, in buoyant plume where diluted brine floats over the hypersaline brine, when wind speed increase - evaporation increases until a threshold of mixing is exceeded; from there on – increased wind speed results in more mixing and increased surface water salinity, and a sharp decrease in evaporation (Mor et al. 2018). Partitioning between the relative effects of the radiative and aerodynamic components of the atmospheric forcing on evaporation is challenging since diurnal distributions of wind speed and solar radiation typically overlap. In the Dead Sea, during summer, the peaks of solar radiation and wind speed diurnal cycles are distinctly separated in time, offering a unique opportunity to distinguish between their relative impacts on evaporation. The evaporation rate is characterized by a clear diurnal cycle with a daytime peak, few hours after solar radiation peak, and a nighttime peak coincident with wind speed peak; evaporation rate is minimum during sunrise and sunset (Lensky et al. 2018). The seasonal cycle of evaporation is characterized by two peaks: the summer evaporation peak is related to high radiation inputs, whereas the winter peak stem from the high heat storage of the deep lake, with evaporation driven by high vapor pressure demand, combined with synoptic scale wind systems and thermal instability. The annual evaporation rate is ~ 1.15 m/yr (Hamdani et al. 2018).



(a) Map of the Dead Sea vicinity (DEM hillshade), (b) Location of onshore (Mishmar, MS) and offshore (EG100) stations. (c) The onshore station – MS – an eddy covariance tower with a meteorological station (insert – the eddy covariance sensors). Note the white salt (halite) ground cover due to exposure of the lake floor. (d) The offshore station – EG100 – a meteorological buoy with a thermistor chain within the water column and a net radiometer. (From: Hamdani et al. 2018).



Diurnal and seasonal variations (y and x axes, accordingly) during two years of measurements. (a) Net radiation (R_n), (b) air temperature (T_a), (c) water surface temperature (T_s), (d) vapor pressure difference (Δe) (e) wind Speed (U) (f) temperature difference between water surface and overlying air ($T_s - T_a$) (g) evaporation rate (E), (h) sensible heat flux (H) and (i) heat storage change (G). All parameters are based on half hourly means. Color scale is in the right of each panel.

Acknowledgements

We thank Bat-Sheva Cohen for the assistance with printing this guide. This field trip was carried under the framework of the Israeli Geological Society. This research was supported by the Israel Science Foundation, PI-NGL (grant # ISF 1471/18), PI-YE (grant # ISF 946/18), United States-Israel Binational Science Foundation, PIs – NGL and TKL grant # BSF 2018/035, through a joint NSF-BSF grant 2019/637 (PI NL) and by the US-Israel Binational Science Foundation (BSF) Prof. Rahamimoff Travel Grant for Young Scientists to IS (grant # 0378745). Additional support by the Prime minister's Office, the State of Israel. Haggai Eyal is grateful to the Azrieli Foundation for the Azrieli fellowship.

References

- Begin, Z.B., Meyer, D.F. and Schumm, S.A., 1981, Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 49-68.
- Ben Moshe, L., 2006, The response of longitudinal profiles of alluvial channels to changes in the Dead Sea level during the 20th century, Geological survey of Israel report, GSI/02/06 (In Hebrew).
- Ben Moshe, L., Haviv, I., Enzel, Y., Zilberman and E., Matmon, A., 2008, Incision of alluvial channels in response to a continuous base level fall: Field characterization, modeling, and validation along the Dead Sea, *Geomorphology* 93, 524-536.
- Ben Moshe, L. and Lensky, N., 2020, Increased deviation of Dead Sea tributaries from steady state and recommendations for infrastructure planning in changing conditions, Geological survey of Israel report, GSI/27/20 (In Hebrew).
- Enzel, Y., Bookman (Ken Tor), R., Sharon, D., Gvirtzman, H., Dayan, U., Ziv, B., and Stein, M., 2003, Late Holocene climates of the Near East deduced from Dead Sea level variations and modern regional winter rainfall: *Quaternary Research*, v. 60, p. 263–273, doi:10.1016/j.yqres.2003.07.011.
- Enzel, Y., Mushkin, A., Groisman, M., Calvo, R., Eyal, H., and Lensky, N. The modern wave-induced coastal staircase morphology along the western shores of the Dead Sea. submitted to *Geomorphology*.

- Eyal, H., Enzel, Y., Meiburg, E., Vowinckel, B., & Lensky, N. G. (2021). How does coastal gravel get sorted under stormy longshore transport?. *Geophysical Research Letters*, 48(21), e2021GL095082.
- Hamdani I., Assouline S., Tanny J., Lensky I.M., Gertman I., Mor Z., Lensky N.G., 2018, Evaporation from a deep hypersaline lake: Direct measurements from the Dead Sea. *J. of Hydrology*, 562, 155-167. Doi: 10.1016/j.jhydrol.2018.04.057.
- Lensky N.G., Dvorkin Y., Lyakhovskiy V., Gertman I., Gavrieli I., 2005, Water, salt and energy balances of the Dead Sea. *Water Resour. Res.*, 41. Doi:10.1029/2005WR004084.
- Lensky N.G., Calvo R., Sade A.R., Gavrieli I., Katz O., Hall J., Enzel Y. & Mushkin A. (2014). The scarred slopes of the Dead Sea—Evidence for intensive subsea landsliding, Israel Geological Society Annual Meeting, Ein Bokek.
- Lensky, N.G., Lensky, I.M., Peretz A., Gertman I., Tanny J., Assouline S., 2018, Diurnal course of evaporation from the Dead Sea in summer: a distinct double peak induced by solar radiation and night sea breeze. *Water Resour. Res.* 54. Doi: 10.1002/2017WR021536.
- Mor, Z., Assouline, S., Tanny, J., Lensky, I.M., Lensky N.G. (2018) Effect of water surface salinity on evaporation: The case of a diluted buoyant plume over the Dead Sea. *Water Resour. Res.*, 54, 1460-1475. Doi: 10.1002/2017WR021995.
- Salomon, R., 2016. Evolution of longitudinal profiles of gravel-bed channels in response to non-steady flow regime. MSc thesis, Institute of Earth Sciences, Program of Hydrology and water resources, The Hebrew University of Jerusalem (In Hebrew).
- Salomon, R., Morin, E., Haviv, I., and Enzel, Y., Stochastic modelling of flash-flood series that drive the incision of hyperarid gravel-bed channels under base-level falls, in preparation.
- Sirota, I., Arnon, A., and Lensky, N.G., 2016, Seasonal variations of halite saturation in the Dead Sea: *Water Resources Research*, v. 52, p. 7151–7162, doi:10.1002/2016WR018974.Received.

- Sirota, I., Enzel, Y., and Lensky, N.G., 2017, Temperature seasonality control on modern halite layers in the Dead Sea: In situ observations: *Geological Society of America Bulletin*, v. 129, p. 1181–1194, doi:10.1130/B31661.1.
- Sirota, I., Enzel, Y., and Lensky, N.G., 2018, Halite focusing and amplification of salt layer thickness: From the Dead Sea to deep hypersaline basins: *Geology*, v. 46, p. 851–854, doi:10.1130/G45339.1.
- Torfstein, A., Goldstein, S. L., Stein, M., & Enzel, Y. (2013). Impacts of abrupt climate changes in the Levant from Last Glacial Dead Sea levels. *Quaternary Science Reviews*, 69, 1-7.

אגמי ים המלח – ארכיבים ייחודיים של ההיסטוריה ההידרו- אקלימית האזורית בתקופת הרביעון: מסע בזמן מלגונת סדום ועד ים המלח ההולוקני

עדי טורפשטיין¹, מרדכי שטיין²

1. המכון למדעי כדור הארץ באוניברסיטה העברית והמכון הבינאוניברסיטאי למדעי הים
2. המכון למדעי כדור הארץ באוניברסיטה העברית והמכון הגיאולוגי



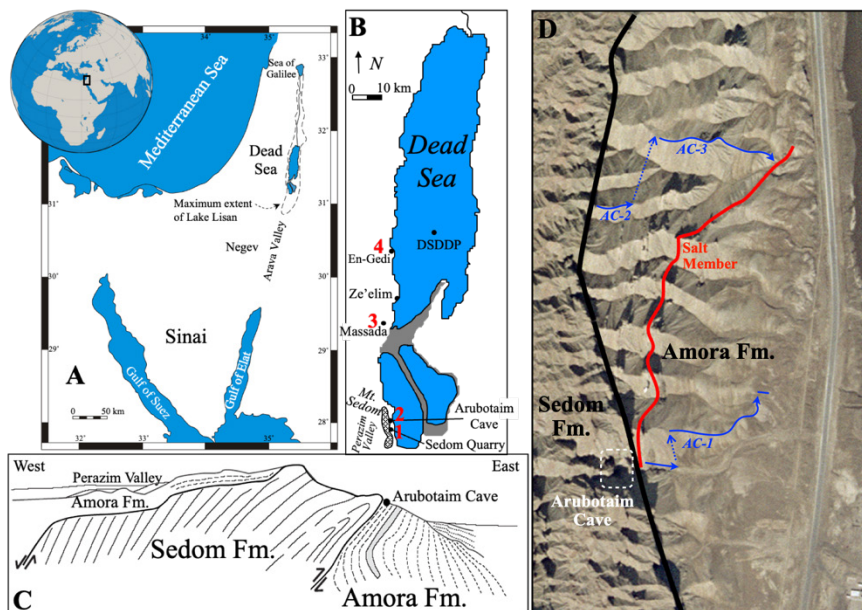
אגמי ים המלח – ארכיבים ייחודיים של ההיסטוריה ההידרו-אקלימית האזורית בתקופת הרביעון: מסע בזמן מלגונת סדום ועד ים המלח ההולוקני

עדי טורפשטיין¹, מרדכי שטיין²

1. המכון למדעי כדור הארץ באוניברסיטה העברית והמכון הבינאוניברסיטאי למדעי הים
2. המכון למדעי כדור הארץ באוניברסיטה העברית והמכון הגיאולוגי

1. מבוא

ראשית ההיסטוריה של גופי המים העמוקים והמלוחים בבקע ים המלח בפלישת לשון ים לבקע במהלך המיוקן, קרוב לוודאי דרך עמק יזרעאל, אשר הובילה ליצירת גוף מים צר וארוך המכונה לגונת סדום (זק, 1967) (איור 1) בה שקעו המלחים הבונים את תצורת סדום. במהלך הפליוקן התנתקה הלגונה מהים הפתוח ולאחריה התפתחו בבקע במהלך הרביעון גופי מים טרמינליים (מהם המים יצאו בעיקר באיוד) – אגמי עמורה, סמרה, הלשון וים המלח ההולוקני, אשר מהם שקעו תצורות עמורה (מסוף הפליוקן עד לפני 135 אלפי שנים), סמרה (70-135 אלפי שנים), הלשון (14-70 אלפי שנים) וצאלים (11 אלף השנים האחרונות), בהתאמה (איור 2; זק, 1967; Begin et al., 1974; Neev & Emery, 1967; Stein, 2001). אגמים אלו הוזנו מאגן הניקוז של ים המלח, שמשתרע בין חלקים בסיני והערבה בדרום ועד להר חרמון בצפון ומכיל בתוכו את רצועות האקלים המדברית והים תיכונית. הרכבם הכימי, המבנה הלימנולוגי, גובה המפלסים והשתרעותם המרחבית של האגמים השתנו עם הזמן בהתאם לכמויות המים המתוקים והמלוחים שהוזנו לתוכם. מאזן המים משקף את השינויים האקלימיים-הידרולוגים שעברו על אזורינו במהלך הרביעון.

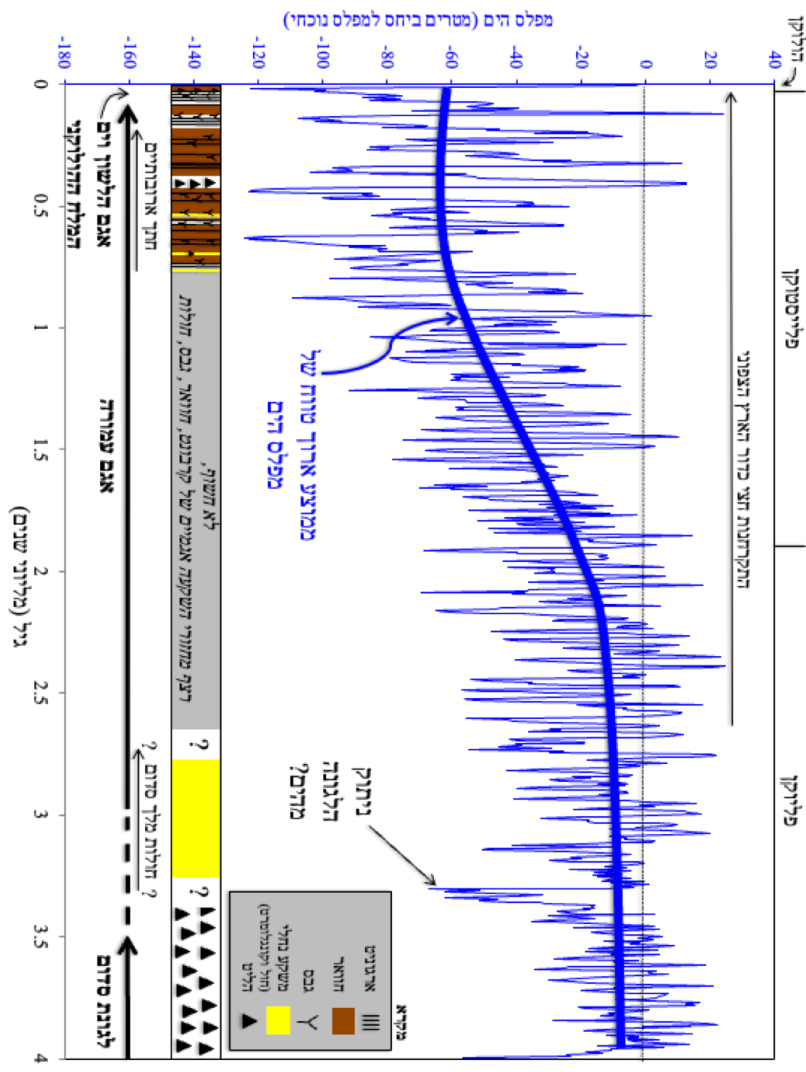


איור 1. (A,B) מפת מיקום. התחנות בהן יעבור סיור זה: (1) מחצבת המלח, (2) מערת ארבותיים, (3) אתר מצדה, (4) מחשוף תצורת צאלים בעין גדי, (C) חתך רוחב סכמטי של הר סדום ותצורת עמורה (מבוסס על זק, 1967), (D) מיקום מערת ארבותיים וחתכים עמודיים של תצורת עמורה.

המים שמילאו את האגמים מהווים תערובת בין תמלחת קלציום כלורידית קדומה שנוצרה בזמן חדירת מי ים אל בקע ים המלח (לגונת סדום) ובין מים מתוקים המגיעים לאגם עם נהר הירדן ומי השיטפונות. מים אלה נושאים עימם גרגרים של חומר הכסות של פני השטח באגן הניקוז (קרקעות מטיפוסים שונים). על קרקעית האגמים שקעו אבפוריטים כמו מלח, גבס וארגוניט וכן הצטברו גרגירי החומר הדטריטי.

המאפיינים הסדימנטרים של כל תצורה הוכתבו על ידי התנאים האקלימיים-הידרולוגים שהתקיימו במהלך קיום כל אגם. למשל, בתקופות אקלימיות גשומות, כפי שהיה המצב בשיא תקופת הקרח האחרונה, אופיין אגם הלשון במפלסים גבוהים, עמודת מים הייתה לרוב משוכבת ומינרלים אוופוריטים (ארגוניט, גבס) הושקעו בקצבים גבוהים יחסית. לעומת זאת, בתקופות יבשות יותר, מפלסי האגמים ירדו, עמודת המים הייתה לעיתים מעורבת, קצב השקעת ארגוניט וגבס פחת מאוד, והצטברו על קרקעית האגם בעיקר סדימנטים קלסטים.

Age (ka)	10	70	130	420	700	1800	~3300
Series	Holocene		Pleistocene				Pliocene
Formation	Ze'elim	Lisan	Amora				Sedom (Maalekh Sedom Sand)
			V	IV	III	II	I
			Buried				



איור 2. שמאל: הכרונולוגיה של חבורת ים המלח. **ימין:** עקומת השינויים במפלס האוקיינוסים במהלך ארבעה מיליון השנים האחרונות (Miller et al., 2005) והיסטוריית ההתפתחות של גופי המים **בבקע ים המלח**. העקומה הכחולה המודגשת מייצגת את הממוצע ארוך הטווח של שינויי מפלס הים. היא מראה מגמה של ירידת מפלס ברורה, שהחלה לפני כשני מיליון שנה, שמהווה חסם גיל עליון לגיל הלגונה וקשורה לתהליכי ההתקרנות בחצי כדור הארץ הצפוני.

בסיוור זה נבקר במחשופי חבורת ים המלח: תצורת סדום למרגלות הר סדום, תצורת עמורה ליד מערת ארובותיים, מחשופי תצורת סמרה והלשון למרגלות מצדה ומחשופי תצורת צאלים באזור עין גדי (איור 1). נתאר את החתכים הסטרטיגרפיים, הטיפוסים הליתולוגיים והשתרעותם המרחבית, ונדון בהיסטוריה הגיאוכימית של גופי המים מהם שקעו הסדימנטים ובדרכים בהם היא משקפת את ההיסטוריה האקלימית האזורית. בפרט, נדון בכרונולוגיה, מערכת הגופרית, החומר הדטריטי ומקורותיו, ובמפלסי האגמים לאורך הרביעון. התצפיות יוצגו בהקשר של שחזור שינויי האקלים בכדור הארץ ברביעון וההשלכות על הבנת הדינמיקה של שינויי האקלים האנטרופוגנים.

2. מאפיינים לימנולוגים של אגמי הבקע

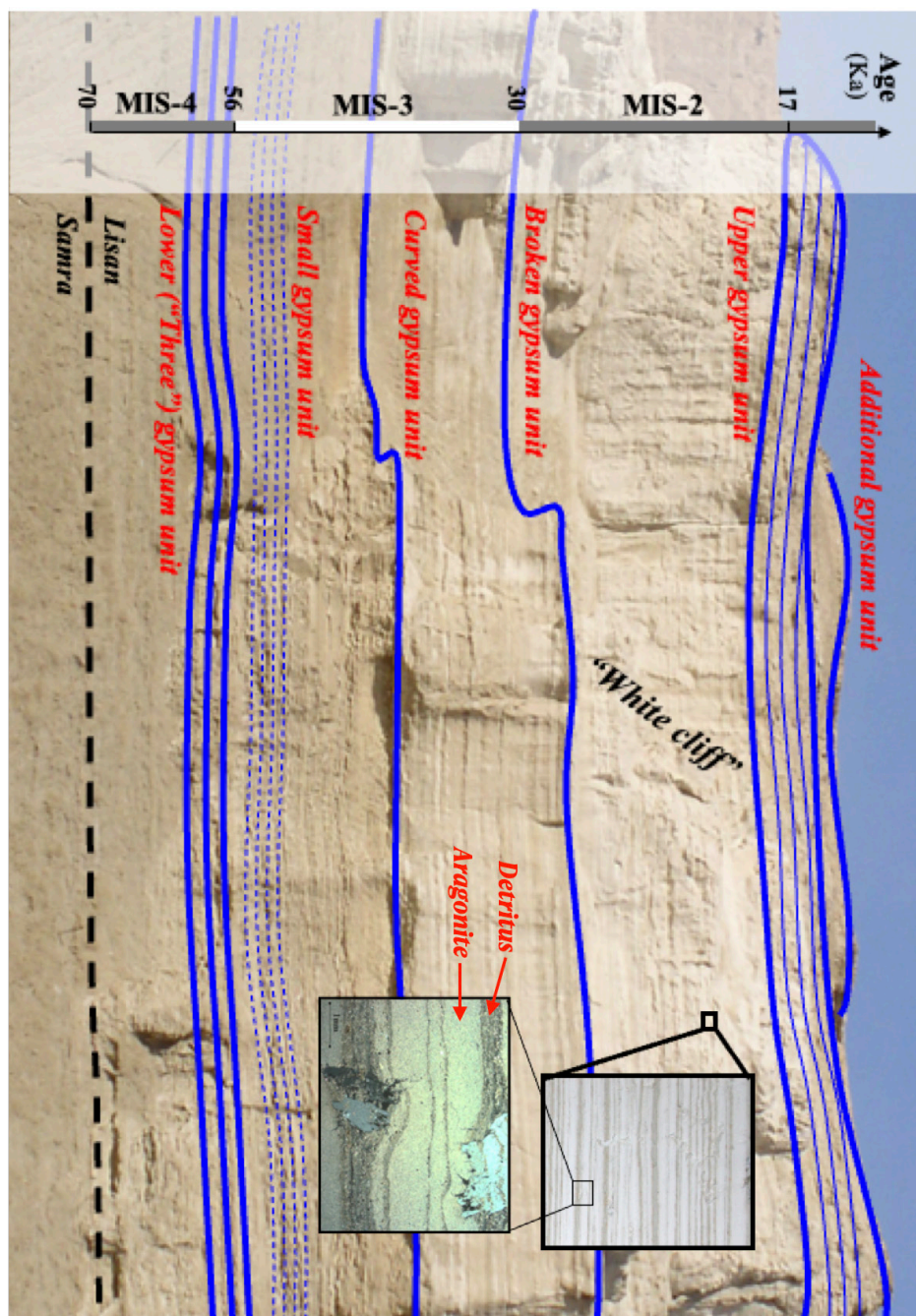
אגמי בקע ים המלח הם סופיים ללא פתח ניקוז, שהיחס בין קצב האיידוי המהיר לשטף המים העיליים (מי גשם ונגזרותיהם - שטפונות, נחלים ומי תהום רדודים) הכתיב את התנהגותם: בתקופות יבשות, גבר האיידוי על אספקת המים מפני האגמים ירדו, ולהפך בתקופות רטובות.

שלב המעבר מלגונה לאגם מאופיין בשינוי משמעותי באופי החתך הסדימנטרי, מסדרות עבות של מלח הליט, לסדימנטים קלסטים דקים שהובלו משולי האגן למרכזו על ידי שיטפונות, נחלים ואפילו רוח. מאוחר יותר גוברת נוכחותם של מינרלים אבפוריטים כגון גבס וארגוניט המאפיינים גופי מים מלוחים בהם אידיוי מוגבר מעלה את ריכוז המלחים במים עד להגעתם לרוויה. למשל, אחד המינרלים הראשונים הנוטים להתגבש במי ים או גופי מים מלוחים הוא קלציט או ארגוניט. בתנאי אידיוי חזקים יותר מתגבש גבס ומאוחר יותר גם מלח הליט.

המרכיבים העיקריים של הארגוניט והגבס הם קלציום (בשניהם), סולפאט (בגבס) וקרבונט (בארגוניט). מי התימלחת האופיינית לבקע ים המלח (תימלחת קלציום-כלורידית) עשירים ביוני קלציום ומדולדלים ביוני ביקרבונט וסולפט ביחס למי ים המאויזים לאותה דרגה. מקור הסולפאט והקרבונט באגמים הוא במי נגר מתוקים (נהר הירדן, נחלים, שיטפונות) המתעשרים בשני היונים תוך כדי הזרימה

לכיוון האגם. עבודות שנעשו על ההרכב האיזוטופי של סטרונציום (יחסי $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) בארגוניטים של התצורות האגמיות (למשל תצורת הלשון) ובמי ים המלח מצביעות על כך שעיקר הסטרונציום ויוני הביקרבונט נגזרו מהמסה של קלציטים דטריטיים הבונים את הקרקע באזור אגן הניקוז. גרגירים אלה (בנוסף למינרל קוורץ) בונים את האבק המדברי השוקע באזור אגן הניקוז (Haliva-Cohen et al. 2012). כניסת מים מתוקים לעמודת המים של האגם בעיקר בעונת החורף מעלה את ריכוזי שני היונים הללו באופן עונתי ומלווה בהיווצרות מבנה לימנולוגי משובב בשל הבדל צפיפות בין המים המתוקים והקלים ומי האגם המלוחים והכבדים (בדומה לשמן הצף על פני מים). מקץ מספר חודשים, תהליכי האידיוי של פני המים בקיץ מביאים לעליה בדרגת הרוויה של הארגוניט אשר מתגבש, שוקע ויוצר שכבה לבנה דקיקה בקרקעית האגם. יחד עם מי השטפונות בחורף מובלים לאגם חלקיקים קלסטים בגודל סילט עד חרסית, השוקעים לקרקעית ויוצרים שכבה כהה דקה של דטריט (סלע דטריט הוא סלע המורכב משברי סלעים אחרים). שכבות עונתיות-שנתיות, המכונות ורוות (varves), הן אחד המאפיינים הבולטים של החתכים האגמיים בבקע ים המלח (Begin et al., 1974) (איור 3).

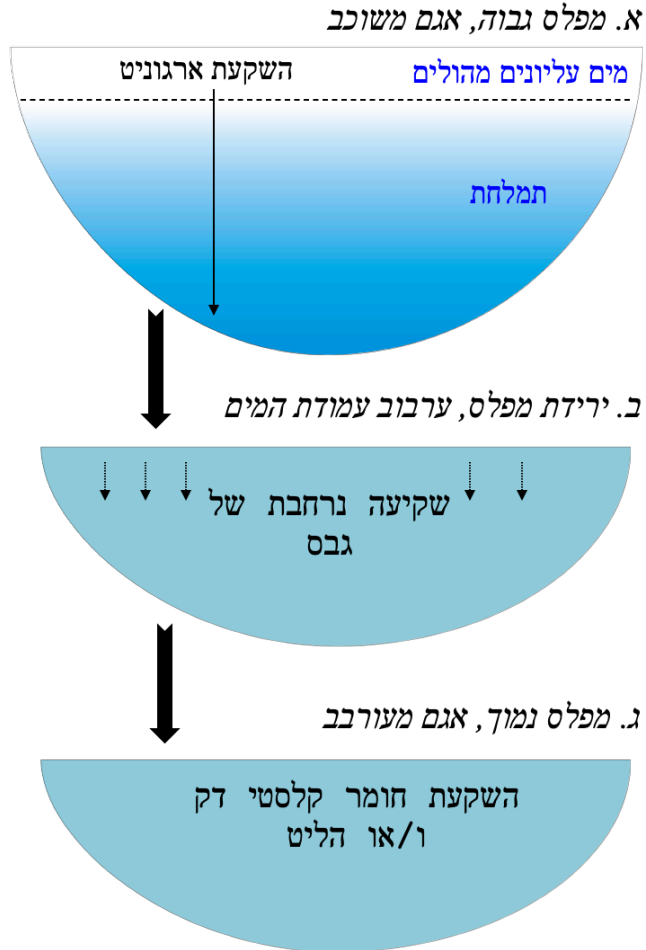
בתקופות בהן ארגוניט הוא המשקע העיקרי ממי האגם, נמצא מינרל הגבס בתת רוויה במים ויון הסולפאט נוטה להצטבר בגוף המים העליון באגם. בתקופות של יובש אזורי היחס בין כניסת מים לאגם לבין יציאתם ממנו יורד בשל אידיוי מוגבר והפחתה בכמויות המים הנכנסים. מפלס המים יורד, מליחותם עולה ומושגת דרגת רוויה למינרל הגבס. מכיוון שיון הקלציום מועשר במי האגם בין כה וכה, ויון הסולפאט הצטבר במים העליונים קודם לכן, הרי שבכמויות הגבס ששוקעות מהמים בשלב זה גדולות יחסית ונוטות להצטבר כשכבות עבות בקרקעית האגם. שכבות הגבס מייצגות אירועים אקלימיים יבשים וירידות מפלס (איור 4).



איור 3. חתך מצדה (M-1). חילופים בין למינות ארגוניט לבנות ללמינות דטרית כהות מאפיינים את עיקר החתך. שכבות הגבס הפרימרי בחתך מודגשות בכחול ושמות השדה שלהם מופיעים באדום.

מאיך, שכוב ממושך בעמודת המים במהלך תקופות אקלימיות רטובות הביאה לניתוק עמודת המים התחתונה ממגע עם האטמוספירה ולדלדול עם הזמן בריכוזי החמצן בתמלחת התחתונה. בתנאים כאלו יכולים היו להתקיים רק סוגים מוגבלים ביותר של חיים, בין השאר של בקטריות מיוחדות שמקור האנרגיה שלהן הוא בחיזור יון הסולפאט (SO_4^{+2}). תוצר הלוואי של חיזור הסולפאט הוא יון סולפיד (S^{-2}) אשר נוטה להתגבש עם ברזל כמינרל מוצק ולשקוע מהמים. היחס בין האיזוטופ ^{34}S לאיזוטופ ^{32}S הוא גבוה מאוד בסולפאט הראשוני, וככל שמתקדם התהליך, יותר איזוטופים של ^{32}S משמשים באופן יחסי לייצור הסולפיד, כך שבסופו של דבר, מולקולות הסולפאט השאריות שנותרו מומסות במים עשירות מאוד ב- ^{34}S . תהליך זה מתורגם לכך ששכבות הגבס העבות מראות $\delta^{34}\text{S}$ גבוה יחסית לזה של גפרית ששקעה בתקופות רטובות כסולפיד. יתר על כן, עובי גדול יותר של שכבות הגבס "העבות", מציין כי אורך ועצמת השכוב בתקופה שקדמה להשקעת הגבס היו משמעותיים יותר ומכאן שהאקלים היה רטוב יותר. מדידות $\delta^{34}\text{S}$ בשכבות גבס ששקעו במהלך 740,000 השנים האחרונות מראה כי השלב הרטוב ביותר התקיים בשיא תקופת הקרח האחרונה (אגם הלשון), אגם עמורה היה דומה בדרך כלל לשלבי הביניים של אגם הלשון ואילו ים המלח בהולוקן ראה בד"כ אקלים יבש יותר (איור 4).

נראה אם כן כי ניתן ללמוד רבות על היסטורית האגמים מתוך רצף סלעי המשקע שהותירו אחריהם: ארגוניט מציין מפלס אגם גבוה ועמודת מים משוכבת, רצפים של חומר דטריטי או גבס מציינים ירידת מפלס או מפלס ביניים ועמודת מים מעורבת, ואילו מופעים של שכבות הליט או חומר נחלי (חול, חלוקים) משקפים נפילה חדה במפלס המים.

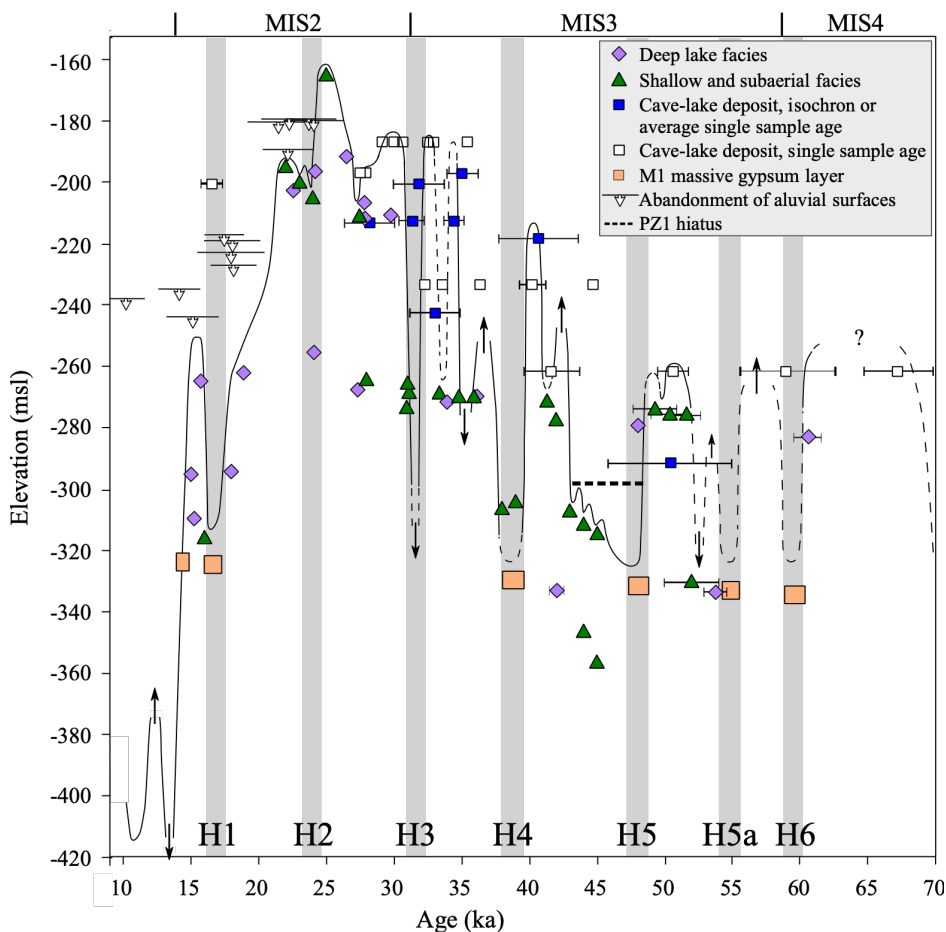


איור 4. מבנה עמודת מים באגמי הבקע וטיפוסי המשקעים האופייניים.

3. מחזורי קרינת שמש, אקלים כדור הארץ ואגמי הבקע

משטר שינויי האקלים ברביעון הוא בעל מאפיינים ייחודיים בהיסטוריה של כדור הארץ שעיקרם שינויים מחזוריים חריפים דוגמת התפשטות והתכווצות מעטות קרח נרחבים ברחבים גיאוגרפים גבוהים, לצד שינויים בנפח והרכב הכימי והפיסיקלי של האוקיינוסים, תנודות חריפות בתפוצת שטחי המדבריות ושינויים משמעותיים במשטר ההידרולוגי באזורים רבים. מגמות אלה משקפות מגוון תהליכים שהעיקרי שבהם הוא שינויים בשטף קרינת השמש לפני כדור הארץ,

המכתיבים את מחזורי מילנקוביץ: מידת האליפטיות של מסלול כדור הארץ סביב השמש (זמן מחזור של 100,000 ~ שנים), נטיית ציר הסיבוב של כדור הארץ על צידו (41,000 שנים) וההשתנות המחזורית של נטייה זו (23,000 שנים). שינויים בשטף הקרינה גוררים שינויים במנגנוני פיזור החום על פני כדור הארץ דרך האטמוספירה והאוקיינוסים, שבתורם, מכתיבים תהליכים ושינויים אזוריים בו זמניים כמעט, אם כי אופי השינוי האקלימי במקומות שונים בעולם אינו דומה בהכרח. לדוגמה, בשיא תקופת הקרח האחרונה היה מפלס האוקיינוס נמוך בכ- 120 מטרים מתחת למפלס הנוכחי, צפון אירופה כוסתה בקרח, מדבר סהרה היה יבש ואזורינו כאמור, היה גשום מאוד. גם אירועים קצרי טווח מתועדים בו זמנית ברחבי העולם. למשל, בזמן תקופת קרח התרחשה מדי מספר אלפי שנים קריסה של מעטה הקרח בגרינלנד וקרחונים גלשו לצפון האוקיינוס האטלנטי ("אירועי הייבריק") וגרמו לצניחה בטמפרטורות פני הים למשך כאלף שנים; באותו זמן גם נחלשו מאוד גשמי המונסון בדרום מזרח אסיה, גברה היצרנות הביולוגית במי האוקיינוס הדרומי המשיקים לאנטארטיקה, ואזורינו חווה בצורות קשות שקיבלו ביטוי בנפילות מפלס האגם והשקעה של שכבות גבס עבות באגם הלשון (איורים 3,5) (Bartov et al., 2003; Torfstein et al., 2013). אפילו טווחי זמן קצרים יותר של שנים בודדות מראים התאמה בין אזורים שונים, למשל, עוביין של מינות הארגוניט ודטריט בתצורת הלשון משתנה במקביל לערכים האיזוטופים של חמצן בגלעיני קרח בגרינלנד (Prasad et al., 2004) ושניהם יחדיו עוקבים אחר שינויים בשטפי קרינת השמש. המנגנונים המקשרים בין שלל התצפיות שהוזכרו מורכבים מאוד, אך מעידים כולם כי משקעי האגמים הקדומים בבקע ים המלח מספקים תיעוד רציף ומפורט על שינויי אקלים אזוריים ועולמיים. למעשה, מהשוואה בין שינויי מפלס אגם הלשון לארכיבים אחרים בעולם עולה כי הטמפרטורה העולמית וריכוזי פחמן דו חמצני באטמוספירה הם המנבאים הטובים ביותר של שינויי המפלס, מה שמאפשר לייצר עקומת מפלס סינטטית המכסה את 800 אלפי השנים האחרונות (Torfstein, 2019).



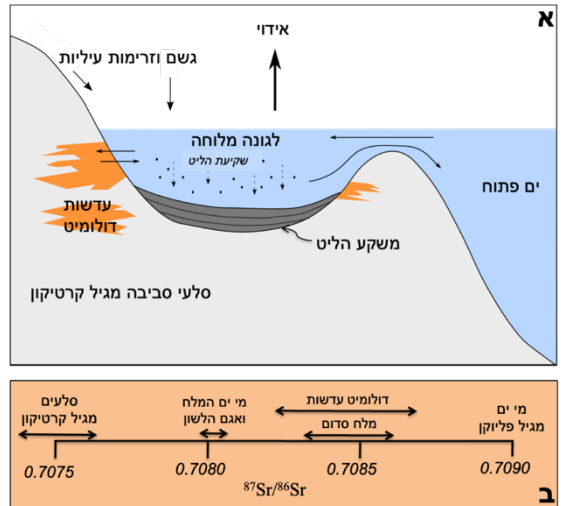
[איור 5. חתך מפלס אגם הלשון לפני 10,000-70,000 שנים](#) (Torfstein et al., 2013; Bartov et al., 2003; Stein et al., 2010; Lisker et al., 2009; Porat et al., 2010; and references therein). תמון אירועי היינריך (H) מסומן על ידי פסים אפורים אנכיים.

4. לגונת סדום

לגונת סדום מהווה את גוף המים הראשון שהתקיים בבקע שהיה קשור באופן רציף לים הפתוח ושההיסטוריה שלו מובילה ישירות להתפתחות שרשרת אגמי הבקע הרביעוניים. למרות המקור הימי של המים מליחות מי הלגונה הייתה גבוהה ביותר וזאת משום שהשילוב בין הסביבה הסגורה שבה תחלופת המים הייתה מוגבלת, ותנאי האקלים המדבריים, עודדו קצב אידיוי גבוה של פני המים, תהליך שהעשיר את ריכוזי המלחים במים הנותרים (איור 6). מאידך, החיבור של גוף המים

לים הפתוח אפשר זרימה קבועה של מי ים לתוך הלגונה כדי לפצות על אובדן המים באידוי. לאורך זמן, עלה ריכוז המלחים המומסים במים עד שבשלב מסוים הגיעו ריכוזי חלקם לרוויה והמלחים סולקו מהמים בצורת גבישי מינרלים ששקעו לקרקעית הלגונה. המינרל הבולט ביותר בהקשר זה הוא מלח הבישול (הליט) שנצבר בכמויות גדולות מאוד בקרקעית האגן ועוביו מגיע עד כדי שני קילומטרים.

איור 6. מודל סכמטי של מנגנון הלגונה. (א)
 החצים מציינים כיווני שטפי מים אל הלגונה ומתוכה בצורת זרמים, אידוי ושטף עלי וחלחול בתת-הקרקע ומגע עם סלעי הסביבה מגיל קרטיקון; (ב) היחסים האיזוטופיים של סטרונציום ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) מבטאים את תהליכי הערבוב בין מרכיבי הקצה במערכת זו, שהם מי הים הפליוקנייים וסלעי הסביבה מגיל קרטיקון. ההרכב (מלח סדום) ועדשות הדלומיט מראים הרב ביניים המשקף את תהליכי הערבוב בין שני מרכיבי הקצה. ערכי $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ידועים בדיוק שמעבר לספרה הרביעית אחרי הנקודה העשרונית, ועל כן טווח ההרכבים המוצג בפאנל (ב) רחב מאוד באופן יחסי ומשקף תהליכי ערבוב ניכרים.



מי לגונת סדום המאויידים חדרו לסלעים שבשולי האגן, סלעי גיר מתקופת הקרטיקון והמגע בין מי הלגונה שנגזרו ממי הים הפליוקנים, לבין הסלעים הגירניים מגיל קרטיקון הוביל להחלפה של יסודות כימיים ואיזוטופים ושינוי בהרכב הכימי והאיזוטופי הן של הסלעים והן של מי הלגונה. האינטראקציה הובילה ליצירה של תמלחת קלציום-כלורידית שמאפיינת את אגמי הבקע. סלעי הגיר מצידם עברו תהליך של דלומיטיזציה ונוצרו גופים של דלומיטים דיסקורדנטיים. תהליך זה משתקף בערכים האיזוטופיים של היסוד סטרונציום ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) במים וסלעים באזור הבקע (איור 6) (Stein et al., 2000). התימלחת הקלציום כלורידית מדולדלת ביוני ביקרבונט וסולפט ביחס למי ים מאויידים לדרגת אידוי דומה. לכן השקעת ארגוניט או גבס ממי התימלחת דורשת אספקה של יונים אלה. אספקה זאת מתבצעת על ידי המים המתוקים שנכנסים לאגם (Stein et al., 1997).

מתי חדרה לגונת סדום לאזור אגן ים המלח? בעבודתו המקיפה על הגיאולוגיה של הר סדום, העריך זק (1967) כי לגונת סדום התקיימה בפליוקן במשך כ-1 מליון שנים. Belkmaier et al. (2013) השתמשו בשיטת ^{10}Be אטמוספירי לתארך מלחים מתצורת סדום והציעו שהמלחים נוצרו בין 3-5 מ"ש. Matmon et al. (2014) קבעו גילי קבורה של סדימנטים מתצורת סדום לטווח של 5-6 מ"ש. חדירת לגונת סדום הייתה יכולה להתרחש עם ההצפה של הצנקליאן לאחר האירוע המסיני (Rozenbaum et al., 2019). יש לציין שרצפים עבים של מלח הצטברו באגן כנרות בשלבים מוקדמים יותר של המיוקן (סביבות 9 מ"ש). לא ידוע אם בתקופה זאת שקע מלח באזור אגן ים המלח.

מתי נותקה לגונת סדום מהים הפתוח? הידיעות בדבר תזמון הניתוק הסופי בין לגונת סדום לים הפתוח מוגבלות ומצביעות בקירוב על חלון זמנים סביב 3-3.5 מ"ש (איור 2):

(א) מתוך המסגרת הכרונולוגית של תצורת עמורה ושמיתבססת על סדרות פירוק של אורניום וסטרטיגרפיה של חמצן (Torfstein et al., 2009) עולה כי גיל בסיס תצורת עמורה בקידוח בדרום ים המלח (סדום-עמוק-1) הוא בקירוב 3 מ"ש, (ב) Steinitz and Bartov (1991) קבעו את גיל בזלת בעבר הירדן המזרחי בשיטת אשלגן-ארגון ל-3.4-4 מ"ש, והעריכו כי היא נוצרה בזמן קיום לגונת סדום, כלומר, הלגונה התקיימה לפחות עד לפני 3.4 מ"ש, (ג) Matmon et al. (2014) תארכו את בסיס תצורת עמורה לסביבות 3.3 מ"ש.

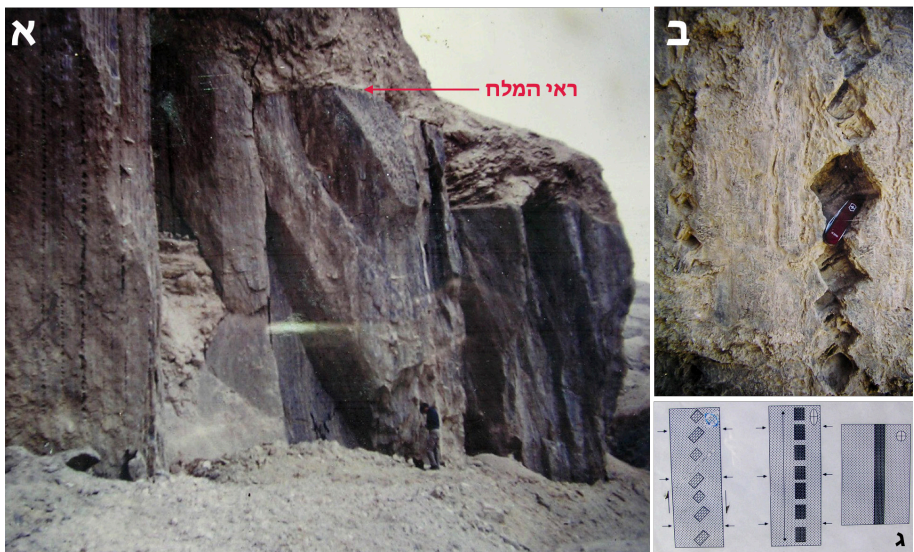
ראוי לציין כי הצפה ימית בה משמעותית דורשת לא רק את קיומו של שקע באזור היבשה אלא גם, ואף אולי יותר מכך, מפלס ים גבוה מספיק המסוגל להתגבר על המדרגה הטופוגרפית בדרך להצפת פנים היבשת. בהקשר לדיון הנוכחי, שחזורי מפלס הים העולמי (Miller et al., 2005) מראים כי ישנה סבירות שנפילה חדה של מפלס הים לפני 3.3-3.4 מ"ש (איור 2) קשורה לאירוע ניתוק הלגונה מהים.

תחנה 1: מחצבת סדום

תצורת סדום מורכבת מיחידות מלח עבות לסירוגין עם יחידות פצלים דקות יותר. יחידות המלח מורכבות בעיקר מהליט עם מופעים של קרנליט וסילויט, לצד מעט דולומיט, אנהידריט, חרסית וסילט בין יחידות המלח. עובי התצורה כ-2 ק"מ והיא בונה את חלקו העיקרי של הר סדום. בסיס התצורה אינו חשוף ומעליה מונחים באי התאמה סלעי החיפוי (caprock) או סלעי תצורת עמורה. זק (1967) חילק את התצורה ל-5 פרטים: מלח ופצלי הכרבולת, מלח לוט, פצלי בנות לוט, מלח מערת סדום, ופצלים ומלח החוף.

במחצבת המלח נחשפות שכבות מלח אנכיות של פרט מלח מערת סדום. כלפי מעלה השכבות גדועות לאורך "ראי המלח" המתגלה במספר מפלסים ומעליו סלע החיפוי (איור 7). עובי המילוי הסדימנטרי של גרבן ים המלח הוא כ-10 ק"מ, ובקידוחים ניתן לזהות את המלח של תצורת סדום שבוסה על ידי סדימנטים צעירים יותר. בעומק של כ-2 ק"מ מתקיים היפוך צפיפיות ומלח סדום נדחס כלפי מעלה ויוצר את דיאפיר מלח סדום. במהלך התרוממותו, גוף המלח בא במגע עם מי תהום הגורמים להמסתו לאורך מישור אופקי ("ראי המלח") ולהצטברות שארית בלתי מסיסה מעל מישור זה. עדויות פליאומגנטיות, לצד מבנים גיאופטלים כגון גלונים ועקבות ציפורים, מעידות כי השכבות הבונות את דיאפיר הר סדום התרוממו ממזרח וממערב גם יחד. בנוסף, עם "זרימת" שכבות המלח כלפי מעלה, אופקי דולומיט בין השכבות נשברים למבנים מעוינים מוטים הקרויים "בודינים", שמקורם בשכבות ביניים בתוך המלח שעברו גזירה והתארכות כתוצאה מזרימה דיפרנציאלית, ומעידים גם הם על כיוון התנועה.

מעל למחצבה חשוף חיפוי מלח מערת סדום המופיע כמדרגה שטוחה ומעט גלית בעובי של כ-40 מטר, ומכסה את פרט מלח מערת סדום. סלעי החיפוי עשויים אנהידריט וגבס, עם מעט חוואר, חרסית, דולומיט, גיר, חול, וחלוקים. הרכב הסלעים אינו אחיד, ועיקרם שרידים בלתי מסיסים מתוך שכבות המלח שנוספו להם חומרים איאולים ופלוביאילים במהלך ולאחר תהליך ההמסה.

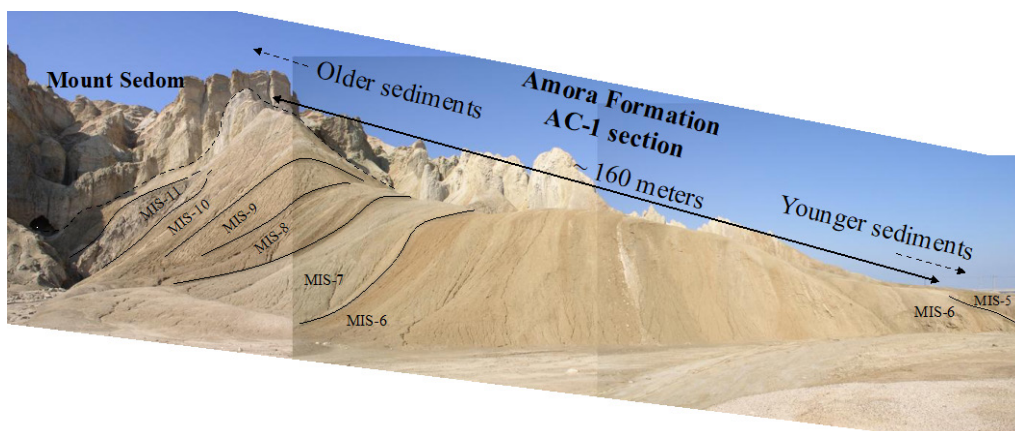


איור 7. מחצבת המלח למרגלות הר סדום. (א) ראי המלח תוחם את יחידות המלח המתרוממות ומעליו סלע החיפוי, (ב) בודינים, (ג) מנגנון היווצרות הבודינים. התמונות והאיור על ידי ישראל זק.

5. אגם עמורה

גוף המים שהתקיים לאחר ניתוק לגונת סדום מהים מכונה אגם עמורה ממנו שקעה תצורת עמורה. רוב רובה של תצורת עמורה קבור בתת הקרקע ורק חלקה העליון ביותר מבצבץ אל פני השטח במקומות מסוימים לאורך הבקע מתחת למגע עם תצורת הלשון. מכיוון שחשיפת סלעי התצורה מוגבלת במרחב, תוארו מחשופי סלע שונים המקבילים לחלק העליון של תצורת עמורה בשמות כגון חמרמר וסמרה. השם תצורת עמורה מתאר את רצפי המשקעים האגמיים שהצטברו באגן ים המלח מעל תצורת סדום ומתחת לתצורת סמרה מגיל האינטרגלציאל האחרון. חלקה התחתון והקדום ביותר של התצורה זוהה רק בקידוחים כגון קידוח סדום-עמוק-1 בדרום ים המלח. עומק המגע סדום-עמורה בקידוח זה הוא כ-3.7 ק"מ, והוא מתואר על ידי מעבר חד ממלח סדום לסדרות סלעי משקע נחליים-חופיים בעובי כולל של כ-900 מטרים המכונים חולות מלך סדום. מעל חולות מלך סדום מופיעה סדרה ארוכה של מחזורי השקעה של סדימנטים אגמיים כגון קרבונטים וגבסים בחילופין עם חומר דטריתי דק ועד חולות (איור 2).

המקום היחיד שבו נחשף חתך ארוך ומשמעותי של התצורה בפני השטח הוא בשוליים המזרחיים של הר סדום באזור מערת ארובותיים (איור 8,1). שם, התרוממות דיאפיר המלח של הר סדום מתת הקרקע אל פני השטח הרימה והסיטה שכבות סלעי משקע שהורבדו מעל מלח סדום עד כדי הצבה שלהן במצב מאונך ושעון על הר סדום. עובי חתך הסלעים באתר ארובותיים כ-320 מטרים וגילו נע בין 140-740 אלפי שנים לפני הווה.



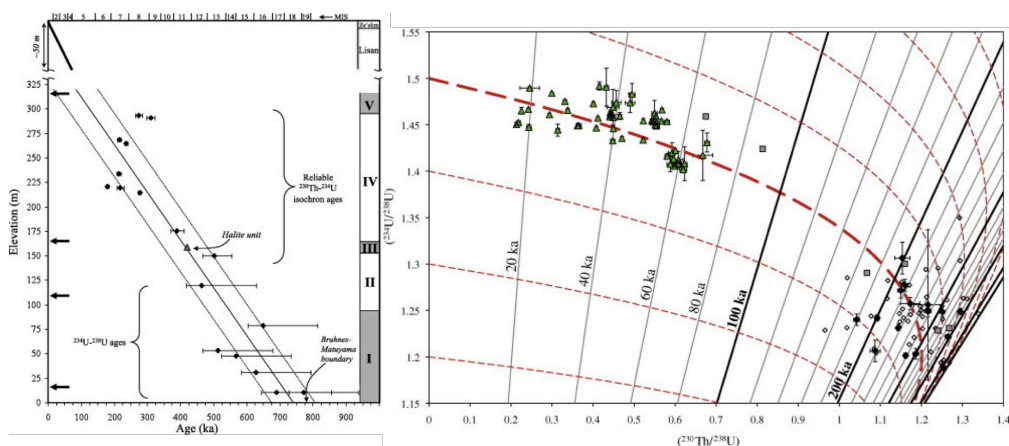
איור 8. חתך תצורת עמורה באזור מערת ארובותיים (AC-1). ניתן להבחין בשכבות סלעי המשקע השעונות על הר סדום, שהתרוממותו מתת-הקרקע הסיטה והרימה את שכבות הסלע שביסו אותו. גיל המשקעים צעיר יותר ככל שהן רחוקות מהמגע עם הר סדום. מוצגים המעברים בין שלבים איזוטופים מרינים (Marine Isotope Stages; MIS).

תיארוך תצורת עמורה באתר זה מתבסס על שילוב בין מספר שיטות (Torfstein et al., 2009):

- שימוש בסדרות אורניום (איור 9): גילי ^{230}Th - ^{234}U בלמינות ארגוניט ראשוני (בהתאמה לשיטה שפותחה לארגוניטים של תצורת הלשון ע"י Haase-Schramm et al. (2004)). בנוסף, יחסי האקטיביות הראשוניים של $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ שחושבו מתוך מדידות ארגוניט בתצורות הלשון וצאלים מראים ערך הומוגני וקבוע בזמן (1.50 ± 0.04). על בסיס זה, חושבו גילי למינות ארגוניט בחתך עמורה, כאשר הטווח האפשרי שנבחר ליחסי אקטיביות ראשוניים הינו 1.4 עד 1.6.
- איזוטופים של חמצן: התאמת שינויים בערכי $\delta^{18}\text{O}$ בלמינות ארגוניט לאורך החתך לשינויים אזוריים ועולמיים. הוצע כי מגמות השינוי בהרכב $\delta^{18}\text{O}$ בארגוניט

בתצורות הלשון וצאלים משקפות בעיקר שינויים בהרכב המקור, קרי מי הים התיכון (Kolodny et al., 2005). לפיכך, עקומת השינויים בהרכב האיזוטופי של חמצן במי הים התיכון מספקת אמצעי תיארוך בלתי תלוי לארגוניטים הראשוניים ששקעו מאגמי הבקע.

3. פלאומגנטיזם: נתונים פלאומגנטיים מצביעים על סיגל מגנטי נורמלי בסדימנטים שבונים את חתך ארובותיים. נתונים אלה מגבילים את גיל בסיס החתך החשוף להיות צעיר מההיפוך המגנטי האחרון שאירע לפני 780 אלפי שנים (Weinberger et al., 1997).



איור 9. ימין: גרף איזוכרון של סדרות אורניום. משולשים ירוקים מייצגים דוגמאות של תצורת הלשון ומרובעים שחורים ואפורים מייצגים דוגמאות מתצורת עמורה. שמאל: מודל גיל של תצורת עמורה.

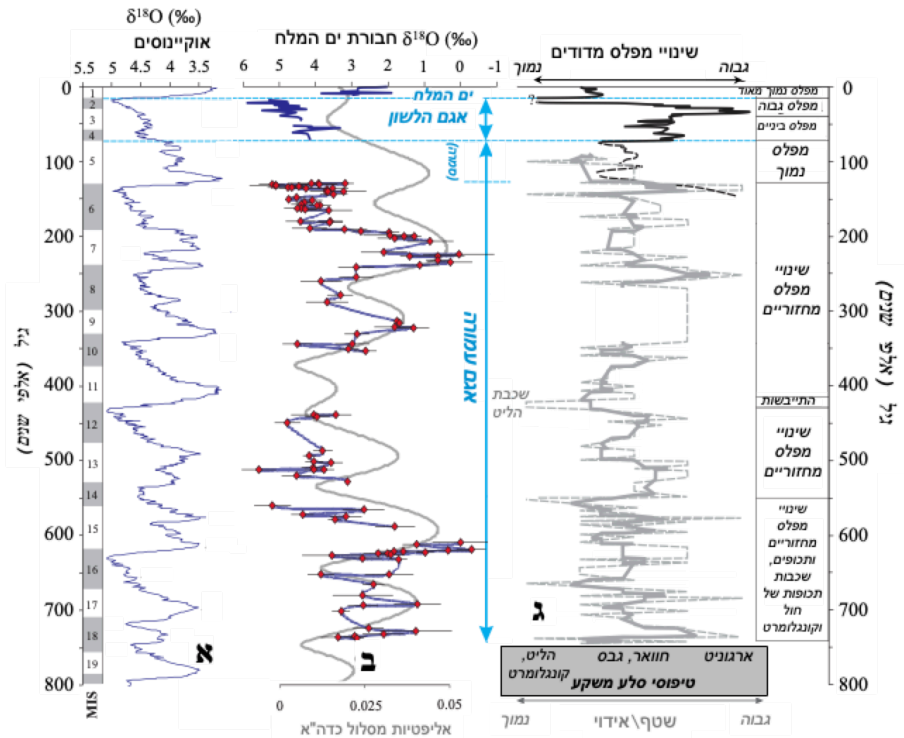
החתך המוכלל מורכב מחילופים של חבילות ארגוניט ודטריט, חווארים, גבס ואנהידריט וכן יחידות חול וקונגלומרט, המתארים מספר מחזורי השקעה התואמים מחזורים אקלימיים עולמיים של תקופות קרחוניות ובין-קרחוניות, שתזמונם מוגדר על ידי שינויים בהרכב האיזוטופי של חמצן באוקיינוסים (איור 10). על כן, מקובל להתייחס ל"שלבים איזוטופים של חמצן" (Marine Isotope Stage; MIS) כמגדירים של שלבים אקלימיים ברביעון. בהתאמה, חתך תצורת עמורה באזור ארובותיים חופף לשלבים איזוטופים 5-19.

גיל הסדימנטים בבסיס החתך החשוף של תצורת עמורה ממזרח להר סדום (ממוקם כ 500 מטרים מצפון למערת ארובותיים) נקבע לסביבות 740 אלפי שנים לפני ההווה. בסיס החתך מאופיין בתכולה גבוהה של יחידות קלסטיות דקות וגסות (פרט I). מעליו מופיעים רצפים של חווארים, אנהידריט וחבילות של מינות ארגוניט ודטריטוס (פרט II) ומעליהם פרט המלח (III) שמהווה את בסיס חתך AC-1 (בסמוך למערת ארובותיים).

גיל פרט IV (שמרכיב את השלוחה הצמודה מצפון למערת ארובותיים, AC-1) נע מ-380~ (MIS10) בבסיסו עד לבסיס MIS5, החשוף כאן חלקית אך תועד בצפון הר סדום (זק, 1967), ומקביל לתצורת סמרה בציוד המערבי של הר סדום (בנחל פרצים ונחל סדום; Waldmann et al., 2009). מרכיביו הליתולוגיים של פרט V – קונגלומרט וחולות - מרמזים על שינוי אקלימי ברור וירידת מפלס.

תחנה 2: מערת ארובותיים

תצורת עמורה מונחת באי התאמה על תצורת סדום הפליוקנית ונחשפת לאורך הערוץ המנקז את מערת ארובותיים לכיוון מזרח (איור 8). עובייה המקסימלי במזרח הר סדום הוא 400~ מטרים ומרכיביה הליתולוגיים העיקריים הם: ארגוניט ראשוני למינרי המופיע ברצפים עם למינות של דטריטוס סילטי (alternating aragonite-) (detritus; "aad"), חווארים משוכבים, שכבות גבס ואנהידריט ויחידות חול וקונגלומרט. החתך הסדימנטרי של תצורת עמורה הורם והוטה על ידי דיאפיר המלח הבונה את ליבו של הר סדום כך שכיום שכבות התצורה ניצבות אנכית לאורך שוליו המזרחיים של הר סדום. תצורת עמורה חולקה על ידי זק (1967) לחמישה פרטים (טבלה 1). באתר מערת ארובותיים נחשף טור סדימנטים בעובי כולל של 320~ מטרים.



איור 10. ההיסטוריה הלימנולוגית של אגמי הבקע במהלך 740 אלפי השנים האחרונות. (א)

שינויים בהרכב האיזוטופי של חמצן ($\delta^{18}\text{O}$) באוקיינוסים המגדירים שלבים איזוטופיים של חמצן (Marine Isotope Stages, MIS); (ב) שינויים בהרכב $\delta^{18}\text{O}$ במי אגם עמורה, אגם הלשון וים המלח ההולוקני כפי ששוחזרו ממשקעי ארגוניט. גילם של משקעי אגם עמורה נקבע על בסיס שילוב בין תיארוך רדיואקטיבי בעזרת סדרות ההתפרקות של אורניום לבין התאמה בין עקומת $\delta^{18}\text{O}$ של מי האגם לאלו של האוקיינוסים ושינויים מחזוריים בשטף קרנת השמש, המיוצגים כאן על ידי שינויים באליפטיות של מסלול כדור הארץ סביב השמש; (ג) שחזור ההיסטוריה של אגמי הבקע מתוך עקומות שינויי המפלס המוחלט באגם הלשון וים המלח (קו שחור), יחד עם הערכת השינוי ביחס בין שטף הכניסה של מי גשמים לשטף היציאה באידוי באגם עמורה מתוך הרב הסלעים בחתך (קו אפור מקווקו; הקו האפור המודגש מייצג ממוצע רץ). ככלל, אגם גבוה מאופיין בהרכב $\delta^{18}\text{O}$ גבוה, ולהיפך. ב-ג), הנקודות האדומות מציינות ערך ממוצע של כ-10 דוגמאות מאותו גובה בחתך. מהעקומה המובחלת של ההיסטוריה של אגמי הבקע ניתן ללמוד כי במהלך שתי תקופות הקרח האחרונות (החופפות את שלב איזוטופי 6 לפני 190-135 אלפי שנים ואת השלבים האיזוטופיים 2-4 לפני 70-14 אלפי שנים) התקיימו באזור תנאים רטובים במיוחד, וכי אגם עמורה אופיין בדרך כלל במפלסי ביניים עם תנודות מוגבלות מעלה ומטה. מחזורי תנודות אלו היו תכופים יחסית לפני 550-740 אלפי שנים ביחס למחזורים ארוכים יותר בתקופה שלאחר מכן.

שכבת מלח מסיבית בתצורת עמורה שעובייה ~ 6 מטרים וגילה כ-420 אלפי שנים, שקעה במהלך שלב איזוטופי 11 שהוא שלב בין-קרחוני בולט וארוך יחסית, שבאזורים רבים בעולם מוכר כאנלוג לתקופה הנוכחית, קרי ההולוקן. לאור זאת מעניין לציין כי במהלך כל ההיסטוריה של האגמים הרביעוניים מוכרים רק שני אירועים של השקעת יחידות מסיביות של מלח בשולי אגן. האחד כאמור, אירע בשלב איזוטופי 11 והשני בתחילת ההולוקן (Stein et al., 2010; Yechieli et al., 1993). שני המקרים מציינים התייבשות ונסיגה משמעותית של מפלסי המים ומשקפים משטר אקלימי יבש במיוחד.

שם וסימון הפרט	עובי	הרכב	גיל מוערך	הערות
חוואר, קרטון (V) וחול	+45	חוואר, aad, חול, אנהידריט, קונגלומרט	צעיר מ-130 אלפי שנים, שקע במהלך MIS5	ככל הנראה רק בסיס הפרט חשוף ליד מערת ארובותיים והיתר בצפון הר סדום
חוואר (IV)	160	aad, חוואר, אנהידריט וגבס, חול, גפרית, מעט הליט	130-380~ אלפי שנים, שקע במהלך MIS10 to 6	
מלח (III)	6	הליט מסיבי, חוואר	~420 אלפי שנים, שקע במהלך MIS11	
חוואר ואנהידריט (II)	60	חוואר, אנהידריט וגבס, aad	420-550~ אלפי שנים, שקע במהלך MIS13-12	
חוואר, חול וקונגלומרטים (I)	+100	חוואר, חול, אנהידריט, aad, קונגלומרט, הליט	400-740~ אלפי שנים, שקע במהלך MIS20-19 to 14- 13	מונח באי התאמה על פרט פצלי לוט של תצורת סדום

טבלה 1. החלוקה לפרטים ותיאורם בתצורת עמורה. ככלל, התצורה מורכבת 40% קרבונטים, 19% קלציום-סולפאטים, 18% הליט (זק, 1967). גילי הפרטים מתוך (Torfstein et al. 2009). פרטים I, II, III, IV, V, ו, מקבילים לפרטים Amc, Ama, As, Am, Ams אצל זק (1967), בהתאמה.

בסיור נתמקד בחתך AC-1 ליד המערה (איור 8), שלאורכו חשופים פרט המלח

(III) וכן פרטים IV, V.

פרט המלח, בסיס חתך AC-1 והמגע עם תצורת סדום: בסמוך למערת ארובותיים נחשפת יחידת מלח עבה (6~ מטרים) המצוינת בטבלה 1 כפרט המלח (III). היחידה מהווה סמן סטרטיגרפי בולט במרכז מחשופי תצורת עמורה במזרח הר סדום. בתחנה זו, פרט המלח מופיע בניצב לאופק, כ-15 מטרים מעל (סטרטיגרפית) מישור העתק המחדר של הר סדום. פרט המלח מורכב בעיקר משכבות הליט מסיביות (0.5~ מטרים כ"א) המופרדות זו מזו על ידי אופקים דקים של חוואר חום. הפרט שקע במהלך שלב איזוטופי 11 (400~ אלפי שנים טרם זמנינו). גיל זה נקבע בעזרת תיארוך למינות ארגוניט מעל ומתחת המלח בשיטת U-Th, תוך שילוב עם גרף שינויי $\delta^{18}O$ בלמינות ארגוניט לאורך תצורת עמורה. יחידת מלח עבה בשולי אגן ים המלח מופיעה גם בבסיס תצורת צאלים ההולוקנית

(Stein et al., 2010; Yechieli et al., 1993). ייתכן שהתנאים האקלימיים ששררו בשלבים איזוטופיים 11 ו-1 באזורים המלח היו דומים מאוד, כפי שעולה גם מדמיון בין שלבים אלה ברקורד הגיאולוגי העולמי. יחידת המלח בבסיס ההולוקן שקעה לאחר אירוע התייבשות משמעותי של אגם הלשון (Stein et al., 2010).

חתך AC-1 (פרטים V,IV): הטיפוסים הליתולוגים הבולטים בחתך הם: חילופים בין למינות ארגוניט ודטריט, שכבות גבס או אנהידריט, יחידות חוואריות, מעט חולות דקים ונודולות גפרית אלמנטרית. האחרונים מופיעים באופן מרוכז לאורך כ-20 מטרים (בגובה ~250 מטרים) בחתך, שם הם מהווים מרקר סטרטיגרפי החופף את המעבר בין MIS7 ל-MIS6. כאמור, מופעים של מינרלי קלציום-סולפאט אינם מוגבלים לגבס בלבד אלא כוללים גם אנהידריט. מוצע כי גבס פרימרי שקע מעמודת המים אך עבר לעיתים דה-הידרציה כתוצאה מקבורתו בעומק, והפך לאנהידריט. אותם תהליכים לוו גם בגיבוש מחדש לגבישים תאומים גסים, גבישי "זב סנונית".

בגובה 300 מטרים מתחלף החתך האגמי הטיפוסי (ארגוניט, חוואר, גבס) בחתך קלסטי (חוואר, חולות, קונגלומרט, גבסים) שצבעו אדמדם. גג החתך מכוסה רכסי חוף הולוקנים היושבים ב-onlap על גבי השכבות הנטויות של תצורת עמורה. תיארוך פחמן-14 של שרידי עצים שנמצאו בתוך הסדימנטים של רכס החוף הניב גיל של 1,400 שנים לפני ההווה (Migowski et al., 2006).

ההיסטוריה של התרוממות תצורת עמורה השפיעה על רציפות המחשופים הנוכחיים. ביחידות רבות ניתן להבחין בהעתקים אופקיים-ימניים עם זריקה של עד מספר מטרים. תופעה זו בולטת ביחידות גיבסיות וקיימת בקנה מידה גדול יותר, במעבר משלוחה לשלוחה כלפי צפון.

6. אגם הלשון

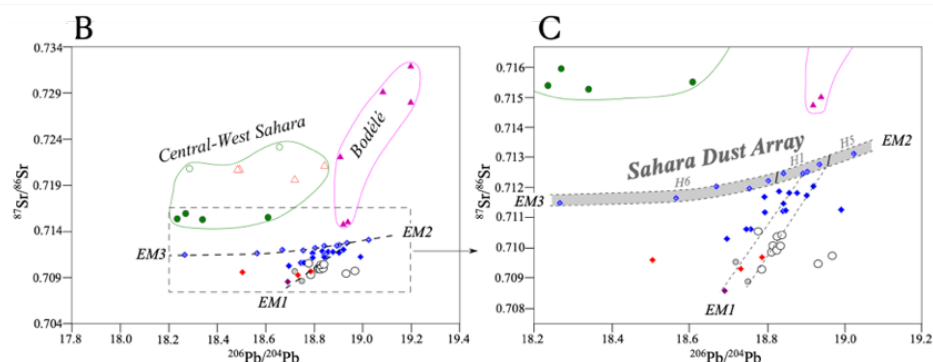
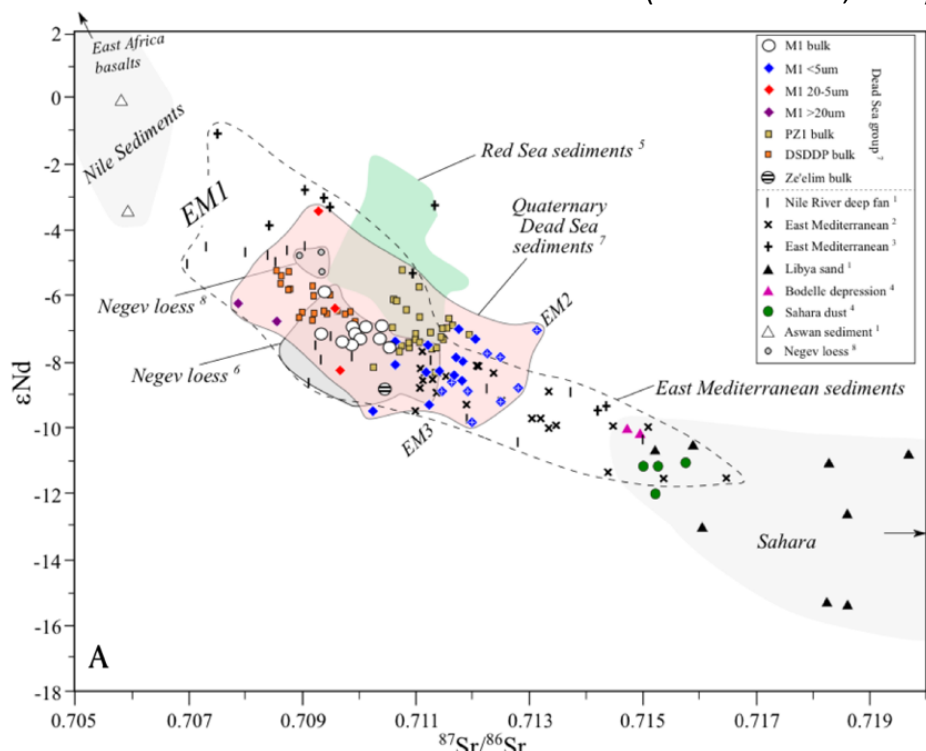
אגם הלשון התקיים בבקע לפני 14-70 אלפי שנים במקביל לתקופת הקרח האחרונה (שלבים איזוטופים 2-4). אגם זה הגיע לנפחים הגדולים ביותר מבין האגמים הרביעוניים ובשיאו, לפני 25,000~ שנים, השתרע בין חצבה שבדרום לכנרת שבצפון, ומפלסו הגיע עד 160 מטרים תחת פני הים, כלומר יותר מ-250

מטרים מעל מפלס המים הנוכחי (איורים 1,5). בשלבים מוקדמים יותר של קיומו נע מפלס המים הממוצע סביב 260 מטרים מתחת לפני הים (Bartov et al., 2003). הבוהק הלבן האופייני של התצורה הוא תוצר של הצטברות רצפי למינות ארגוניט, המופיעות בצמידות ללמינות דטריט כהות הבנויות בעיקר מהמינרלים קוורץ וקלציט (aad) שמקורם בעיקר בכסות השטח באגן הניקוז כשלעצמה מהווה הצטברות של אבק מדברי שוקע (Haliva-Cohen et al., 2012). מליחות אגם הלשון הייתה נמוכה פי 2-3 ממליחות ים המלח אך עדיין גבוהה יחסית. עדות אחת לכך היא חוסר הפעילות הביולוגית בקרקעית, אין פגיעה בשיכוב הלמינרי (אין ביוטורבציה).

מבין אגמי הבקע הקדומים, אגם הלשון הוא הנחקר ביותר וההיסטוריה שלו מוכרת בצורה הטובה ביותר. לכך תורמים המחשופים הנאים הנוחים לגישה ומאפשרים השוואות מרחביות (דבר שהוא מורכב בהרבה כשמדובר בגלעיני קידוחים), שבתורם מספקים נתונים לגבי רום המפלס המוחלט של האגם בתקופות שונות (איור 5) לעומת השחזור היחסי של התנהגות המפלס באגם עמורה (איור 10). מאפיין חשוב של תצורת הלשון הוא הנפיצות הרבה של המינרל הגירני ארגוניט (CaCO_3) המופיע ברצפי פאציאס ה aad (איור 3). הארגוניט נוח לתיארוך רדיואקטיבי (בשיטות פחמן-14 ו-U-Th) ורשם יעיל של הרכב המים מהם הוא שקע, כך שבעזרתו ניתן לשחזר הן את גיל המשקעים והן את הרכב המים האגם בזמנים שונים (Stein et al., 1997).

מקורות החומר הדטריטי נחשפים בעזרת ההרכבים של איזוטופים רדיוגנים – סטרונציום (Sr), ניאודימיום (Nd) ועופרת (Pb) – במרכיבים הסיליקטים והקרבונוטים של הסדימנט. ניתוח הרכבי דוגמאות באבק, קרקע ומשקעים ימיים במרחב, מראה כי החומר הדטריטי באזור ים המלח הינו בעיקר אבק שמגיע משני מקורות עיקריים: גרניטים פרוטוזואים של המסיב הערבו-נובי ובזלות ניאוגניות החשופות ברמת אתיופיה. בחינה של ההרכבים האיזוטופים של דטריטוס בגדלי גרגר שונים מראה כי לאזורנו חדרו כמויות גדולות של אבק דק גרגר ($<5\mu\text{m}$)

במהלך אירועי היינריך (כלומר בתוך שכבות הגבס), ככל הנראה משני מקורות קצה שונים בתוך מדבר הסהרה. לעומת זאת, החומר הדטריטי הגס יותר ($>5\mu\text{m}$) קרוב יותר בהרכבו לזה של סדימנטים מנהר הנילוס שמובלים ממזרח אפריקה (Torfstein et al., 2018).



איור 11. ההרכבים האיזוטופיים של סטרונציום, ניאודימיום ועופרת בחבורת ים המלח ומסדימנטים ואבק אזוריים (Torfstein et al., 2018). האיזוטופים הרדיואקטיביים בחומר סיליסיקלטי דק בתצורת הלשון במצדה מתפרס בין מרכיב קצה בזלתי (EM1) לבין מרכיב קצה אופייני לסהרה, שבעצמו מורכב משני מרכיבי קצה אזוריים (EM2,3) שמייצגים את ה Sahara Dust Array ודומיננטים בעיקר בזמן אירועי היינריך.

הקלציטים הדטריטיים ברצפי פאציאס ה aad מראים יחסי איזוטופים של סטרונציום $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\sim 0.7081$ המעידים על כך שלא נגזרו מסלעי הקרטיקון הבונים את קירות אגן ים המלח (Haliva-Cohen et al., 2012). הקלציטים הדטריטיים בעלי הרכב דומה מופיעים גם באבק שמגיע לאזורינו ממדבריות סהרה והם נגזרו כנראה מסלעי גיר ששקעו מגופי מים שהתקיימו בסהרה והתייבשו בתקופות הובלת האבק.

תחנה 3: אתר מצדה

מחשוף תצורת הלשון למרגלות האתר הארכאולוגי של מצדה (M1) נחלק לשלושה פרטים (איור 3): 1. פרט תחתון (~70-57 ka BP) – רצפי aad ובראשם רצף של שלוש שכבות גבס ("שלושת הגבסים"), 2. פרט תיכון (~57-30 ka BP) – aad שבו הפרקציה הדטריטית מועשרת יחסית, מופיעות מספר שכבות גבס ויחידת קונגלומרט שמתאצבעת לתוך יחידה סדימנטרית מופרע (Convolute), 3. פרט עליון (~30-14 ka BP) – רצף aad ("המצוק הלבן"), מעליו יחידת גבס עבה ("הגבס העליון") ומעליה כמטר וחצי של aad וגבס.

החלוקה לפרטים דומה לחלוקה לפרטים בחתך בנחל פרצים (Machlus et al., 2000). עובי תצורת הלשון במצדה ~30 מטרים, כ-8 מטרים פחות מנחל פרצים (PZ1). דבר זה משקף את מיקומו העמוק יחסית של חתך M1 באגם (בסיס התצורה בגובה 374 מטרים מתחת פני הים; Waldmann et al., 2009) ואת התכולה הנמוכה יחסית של חומר דטריטי הנוטה "לעבות" את החתך.

שקיעת למינות ארגוניט ודטריט שעוביין 1-2 מ"מ מיוחסת להשקעה עונתית של חומר דטריטי דק שנשטף לאגם בחורף. הארגוניט מתגבש ושוקע מחלקו העליון של גוף המים בשלב מאוחר יותר בשנה. קצב ההשקעה הגבוה של הארגוניט מתאפשר הודות לאספקת בי-קרבונט (לאגם המדולדל במרכיב זה) על ידי מי שיטפונות ונחלים.

חלקה העליון של תצורת הלשון בחתך מצדה ("הפרט הלבן") נדגם לצורך מדידות מינרלוגיות, פטרוגרפיות וגיאוכימיות ברזולוציה שנתית. לשם כך נדגמו

גלעיני-קיר רצופים (בעובי חתך כולל של 8.80 מטרים), הוכנו מהם שקפים פטרוגרפיים והופרדו דוגמאות ארגוניט וחומר דטריטי-סילטי דק. למינות הארגוניט – והדטריטוס הדק נספרו. כרונולוגיית החתך בו נעשתה ספירת הלמינות נקבעה על ידי גילי רדיוקרבון וסדרות אורניום והנתונים הליתולוגיים עובדו לסדרות זמן (Prasad et al., 2004). נמצאה התאמה בין תבניות השקעת הסדימנטים באגם לאירועים אקלימיים קצרים בגלעיני הקרח של גרינלנד. כמו כן נמצא כי התדירויות שעלו מניתוח סדרות בזמן מתאימות למחזורים סולאריים קצרים – תוצאה המעידה על השפעה סולארית על שינויים קצרים באקלים האזורי והגלובאלי.

גבס וגפרית באגם הלשון (Torfstein et al., 2005, 2008) (איור 12)

לאורך החתך ניתן לזהות מספר פאציאסים סדימנטריים המכילים גפרית: (1) שכבות גבס בעובי של 10-20 ס"מ, היוצרות דרגשים בולטים בנוף. לעיתים השכבות בעלות מופע מסיבי (דוגמת השכבה המרכזית מבין שלושת הגבסים) ולעיתים הן מורכבות חילופין בין למינות גבס, דטריט ומעט ארגוניט (דוגמת שתי השכבות הקיצונית בשלושת הגבסים). הרכבן האיזוטופי ($\delta^{34}\text{S}$) הוא בטווח 17-28%, (2) גבס משני המופיע כלמינות דקות או "פרחי" (נודולות) גבס בתוך חבילות aad (בעיקר בפרקציה הדטריטית). הופעת גבס זה בדרך כלל מלווה בהסטה של האופקים הסובבים, כלומר היווצרותו מאוחרת להשקעת הסדימנטים המארחים. הרכבו האיזוטופי, כמו גם של גבס המאותר בפרקציה של מלחים מסיסים בלמינות ארגוניט הוא נמוך ונע בטווח 10% עד -20%, (3) גפרית אלמנטרית המופיעה בדרך כלל כנודולות בקוטר של עד 5 ס"מ. הגפרית נצפית באזורי aad ובתוך שכבות גבס. לעיתים, מופיעה גפרית אלמנטרית גם בתוך פרחי גבס גדולים. הרכבה האיזוטופי דומה לקבוצה הקודמת (כ- 10% -), (4) מאגר גפרית נוסף, קטן מבחינה כמותית ולא נראה בשדה, הוא הסולפאט הנמצא כיסוד קורט בתוך הארגוניט. בתקופות של מאזני מים חיוביים התפתחו באגם גוף מים עליון מהול יחסית ותימלחת תחתונה שבה הניתוק מהאטמוספירה הביא להתפתחות תנאים מחזרים. בתקופות של מאזן מים יציב או שלילי, עמודת המים

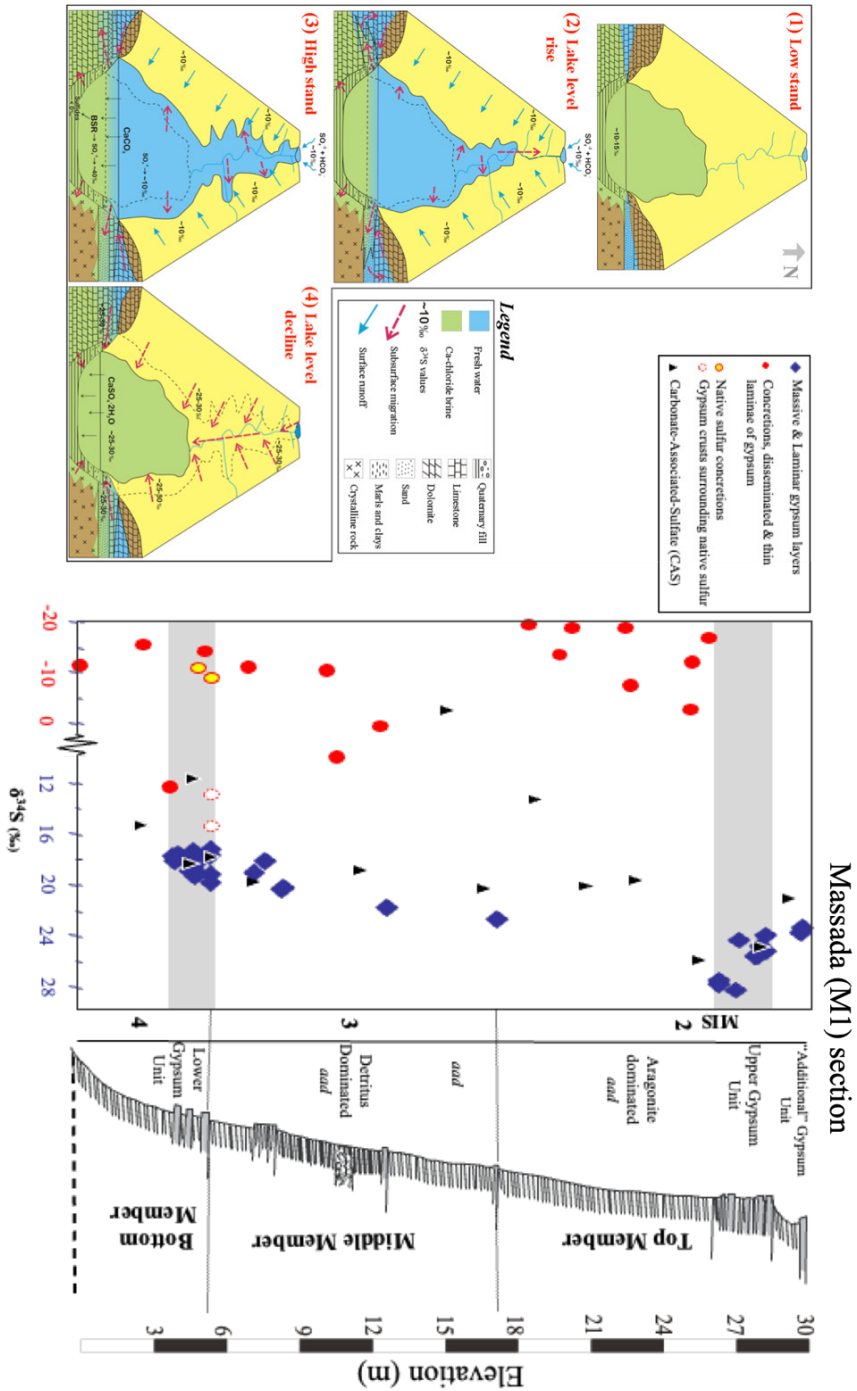
כולה התערבבה והתחמצנה. עיקר מקור הגפרית לאגם, שהרכב מימיו היה קלציום-כלוריד, היה סולפאט במי גשם, נחלים, שטפונות ומעינות מים מתוקים שנכנסו לאגם. הרכבו האיזוטופי הממוצע של סולפאט זה היה כ- 10%, ועל כן לאורך זמן, הרכב הסולפאט בגוף המים העליון באגם שאף להרכב זה. מאידך, התנאים המחזרים שהתפתחו בגוף המים התחתון אפשרו חיזור (בתיווך בקטריאלי) של סולפאט לסולפיד. לתהליך זה שתי השלכות: 1. פרקציונציה איזוטופית חזקה בין הסולפיד לסולפאט השאריתי (~30%), 2. קיבוע סולפיד בלתי מסיס בסדימנטים לעומת העשרת התמיסה בסולפאט מועשר איזוטופית. לאורך זמן, תהליך זה הביא להעשרה ניכרת של ההרכב האיזוטופי של סולפאט בתמלחת התחתונה (40% ויותר; Torfstein et al., 2005, 2008). ריכוזי קלציום גבוהים באגם גרמו לכך שריכוז הקלציום כמעט לא הושפע מתהליכי גיבוש והשקעה אלא בעיקר ממיהול עמודת המים. לכן, בגוף המים העליון המהול יותר היו ריכוזי הקלציום נמוכים מריכוזיהם בתמלחת התחתונה. ריכוזים אלו השליכו גם על יכולת התמיסה להכיל סולפאט: ככל שריכוז הקלציום גבוה יותר, כך כמות קטנה יותר של סולפאט מספיקה כדי להביא את התמיסה לעל רוויה לגבס. לפיכך, באירועי ערבוב של עמודת המים (כתוצאה ממעבר למשטר אקלימי יבש יותר) אירעה שקיעה נרחבת של גבס (גוף מים עליון, עשיר יחסית בסולפאט ועני בקלציום, התערבב עם גוף מים תחתון בעל תכונות הפוכות). הרכבו האיזוטופי של גבס זה, המופיע כשכבות גבס בחתך, מייצג את הערבוב היחסי בין שני מאגרי הסולפאט שהוצגו. מאידך, הפרקציה הסולפידית, המדולדלת איזוטופית, נותרה מקובעת בסדימנטים. בהמשך סולפידים אלו חומצנו באופן חלקי לגפרית אלמנטרית או באופן מלא לסולפאט שבהמשך התגבש לכדי גבס. תהליך החמצון אינו מלווה בפרקציונציה איזוטופית ועל כן הסימון האיזוטופי הקל נשמר.

שינויי מפלס האגם לוו בתהליך נדידת תמלחות אל ומתוך הסדימנטים הרדודים בבקעים המלח. במפלסי אגם גבוהים, תמיסות אגמיות עשירות סולפאט חלחלו לסדימנטים. עם ירידת המפלס ונסיגת האגם, תמיסות אלו נוקזו חזרה לכיוונו.

ריכוזי סולפאט גבוהים בתמיסות אלו, והרכבים איזוטופים ששיקפו את המים מהם הם נגזרו (בעיקר המים העליונים באגם) ואשר הושפעו באופן מוגבל מתהליכי חיזור בקטריאלי בסדימנטים, אפשרו אספקה של כמויות גדולות של סולפאט כבד איזוטופית לאגם בפרק זמן קצר. תהליך זה נתמך על ידי עבודתם של Weber et al. (2021) שבמסגרתה תוארכו מי התמלחת ממעיינות קדם לתקופת MIS2, כאשר האגם הגיע למפלסו המירבי. הם הציעו כי התמלחת הנוכחית בעיינות קדם מייצגת את תמיסת האפילימניום (שכבת המים העליונה באגם משובב) של אגם הלשון. המודל המוצע הוא שמי האפילימניום חדרו לתת הקרקע בשולי אגן ים המלח בתקופת המפלס הגבוה של אגם הלשון והם נובעים בתקופה הנוכחית של מפלס נמוך. תהליך זה מייצג את הצירקולציה של תמלחת ים המלח בין האגם ובין סלעי הסביבה הבונים את שולי הבקע. אישוש לקיום תהליכים אלה מתקבל מעבודתם של Gavrieli et al. (2001), אשר דיווחו על קיומן של תמיסות עשירות בסולפאט כבד איזוטופית בסדימנטים רביעוניים רדודים באזור ים המלח ושיערו כי ייתכן שמקורן במי אגם עתיקים יותר שחלחלו בעבר לסדימנטים. כאמור, בתקופות משוכבות הסולפאט הצטבר בעיקר במים העליונים ששטח השתרעותם היה גדול, אך שקיעתו כגבס פרימרי התרחשה על פני שטחים קטנים יותר (כפי שמלמדת החלוקה לפאצייסים מרחביים של Begin et al. (1974)). לפיכך, חלק מהעובי ה"עודף" של הגבס נובע גם מתהליך זה.

נושאים נוספים שנדון בהם בתחנת חתך M-1:

- בניית כרונולוגיה אחודה לאגם הלשון מתוך תיארוך של מספר אתרים לאורך הבקע
- שחזור מפלס האגם
- מחזורי אקלים אורביטלים, מיליניאלים ושנתיים בתצורת הלשון והקשרם הרגיונלי והגלובלי



אורי 12. זית: תצורת הלשך ל M1 במצדה וההרכבים האיזוטופיים של גופרת רב-שלמי. השונים. מאת: השונים במבנה עמודות המים וההרכב האיזוטופי של גופרת רב-שלמי (Torfstein et al., 2008).

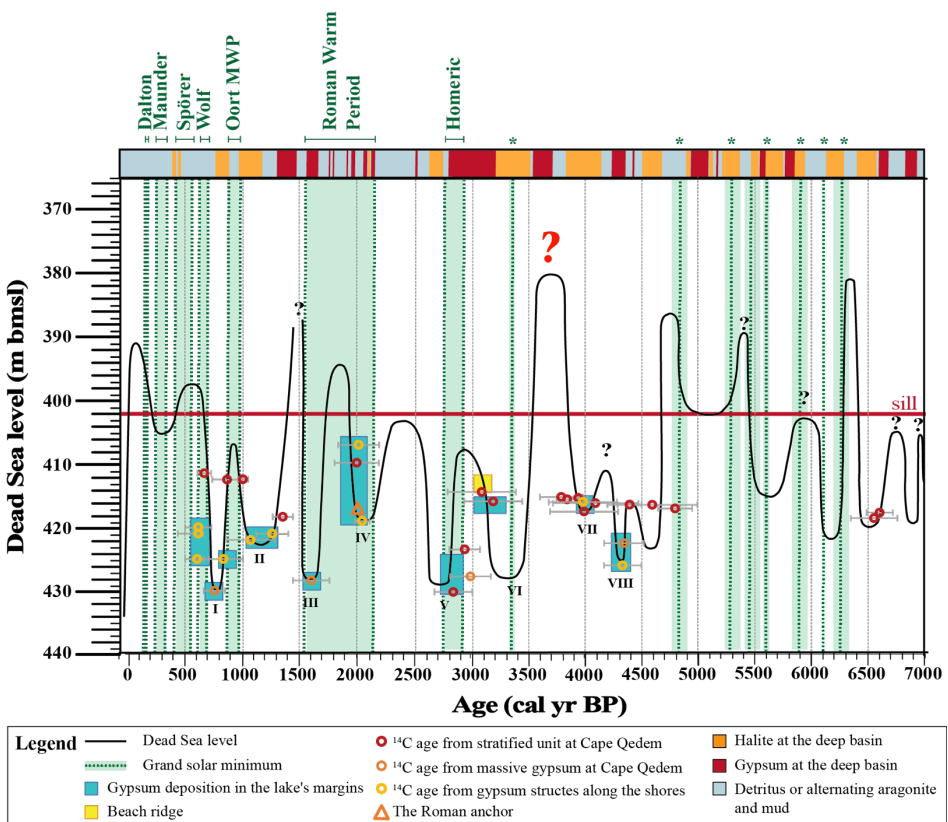
7. ים המלח ההולוקני

עם הנסיגה הסופית של הקרחונים מצפון אירופה וצפון אמריקה תמה תקופת הקרח האחרונה והחל עידן ההולוקן, שבמהלכו נעו מפלסי המים בד"כ סביב 400-420 מטרים מתחת פני הים (Enzel et al., 2003; Bookman et al., 2004; Weber et al., 2021) (איור 13). רצועת היבשה המפרידה בין גוף המים הצפוני העמוק של ים המלח ובין גוף המים הדרומי הרדוד (שבו נמצאות היום ברכות האידוי של מפעלי ים המלח) הפרידה בין שני חלקי אגם ים המלח לאורך ההולוקן. גובה רצועה יבשתית זאת שמכונה ה"סיל" כ 402 מטרים מתחת לפני הים. עלייה טבעית של האגם מעבר לסיל מתרחשת בתקופות של מאזן מים חיובי ומשמעותי מכיוון שעליית המפלס צריכה ל"התגבר" על השפעת האידוי באגן הדרומי. סלעי המשקע שהורבדו מים המלח ההולוקני (ובונים את תצורת צאלים עשירים בחומר דטריטי וחרסיתי דק (איור 14), לצד מופעים של חולות וחלוקים מחד, וארגוניט וגבס מאידך. ככלל, ובהתאמה לעקומת שינויי המפלס, משקפת תצורת צאלים גוף מים נמוך יחסית לקודמיו אשר אפיין תקופה יבשה יחסית. חלקה העתיק של התצורה מוכר בעיקר מקדוחים, למשל הקידוח בחוף עין גדי (Migowski et al., 2006) והקידוח העמוק שנעשה בקרקעית ים המלח שם רצופה תקופת ההולוקן במופעים של מלח ששקע כתקופות של ירידת מפלס ויובש אזורי (Kiro et al., 2016). מבנים של גבס נחשפים בגבהים של 420 עד 430 מפני הים בחוף עיינות קדם. השקעת מבני הגבס יוחסה לערבוב בין תימלחת ים המלח ותימלחת מטיפוס עיינות קדם, ערבוב שהתרחש בקירוב לפני המים (Weber et al., 2021). רצפים של aad ו-triplets של חומר דטריטי ארגוניט וגבס (Migowski et al., 2006) מאפיינים בעיקר את חלקו העליון של החתך המכסה את 3000 אלפי השנים האחרונות. הופעת הארגוניט מעידה על חידוש אספקת יוני הביקרבונט לאגם. הדבר קשור כנראה לחידוש הובלת האבק המדברי לאגן הניקוז ולהמסת גרגירי הקלציטים הדטריטים והובלת ביקרבונט לים המלח. נראה שתקופת ההולוקן המאוחר הייתה

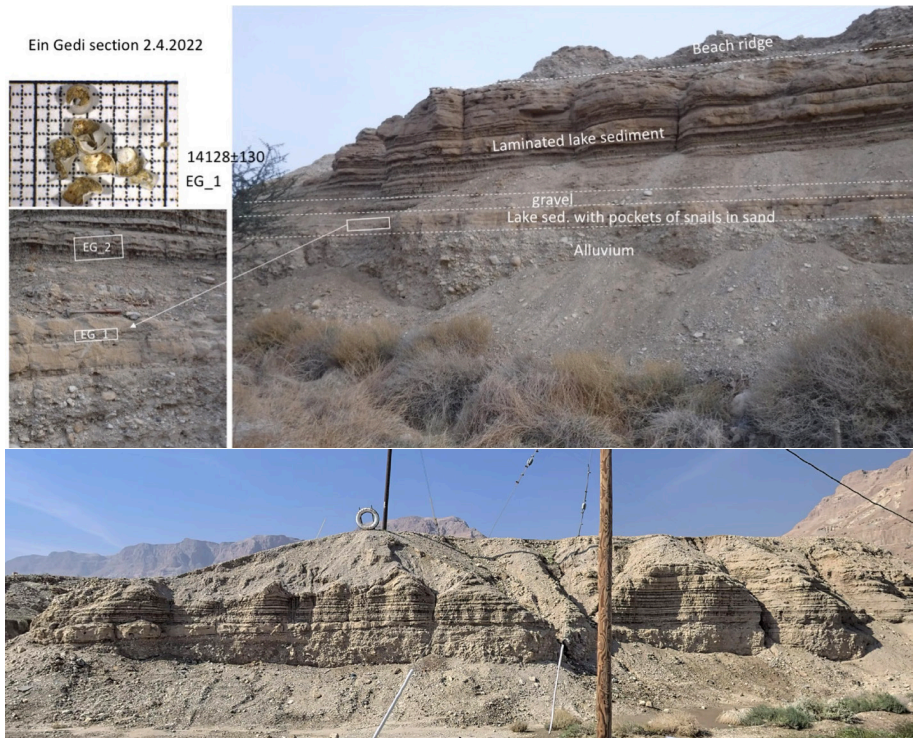
מאופיינת באקלים יותר רטוב מאשר תקופת ההולוקן התיכון (בין 3000-6000 שנים לפני ההווה).

תחנה 4: מחשוף תצורת צאלים בנחל ערוגות (במפגש עם כביש 90)

המחשוף מראה יחידות של סדימנטים דטריטים למינריים (laminated detritus) (איור 14). הוא תוארך על ידי יובל ברטוב בשיטת פחמן-14 לגיל של 6000 שנים לאחור. בחלקו העליון של המחשוף נמצאו משקעים של רכס חוף וכן קונכייות של מלנופסידים. יובל ברטוב תיארך חומר אורגני מרכס החוף לגיל של 3500 שנים. נשוחח בסיור על המשמעות הרבה של שני גילים אלה להבנת שינויי המפלס באגם בתקופת ההולוקן. חתך נחל ערוגות מראה גם מבנים של ליקוויפקציה הקשורים לפעילות סייסמית.



איור 13. שחזור עקומת המפלס בהולוקן (על פי Weber et al., 2021).



איור 14. מחשוף נחל ערוגות. המחשוף בנוי מסדימנטים אגמיים משוכבים שמונחים על חתך אלוביאלי. בחלקו העליון של החתך נמצאו סדימנטים של רכס חוף. הסדימנטים הושקעו בתקופת ההולוקן התיכון בסביבות 6000 שנים לאחור (גיל שנימדד על ידי יובל ברטוב וגילים חדשים שנמדדו על ידי יוני גולדשמיט). החתך מייצג תקופה של מפלס גבוה של ים המלח ההולוקני כ-380 מ מתחת לפני הים. שני פאנלים עליונים באדיבות יוני גולדשמיט.

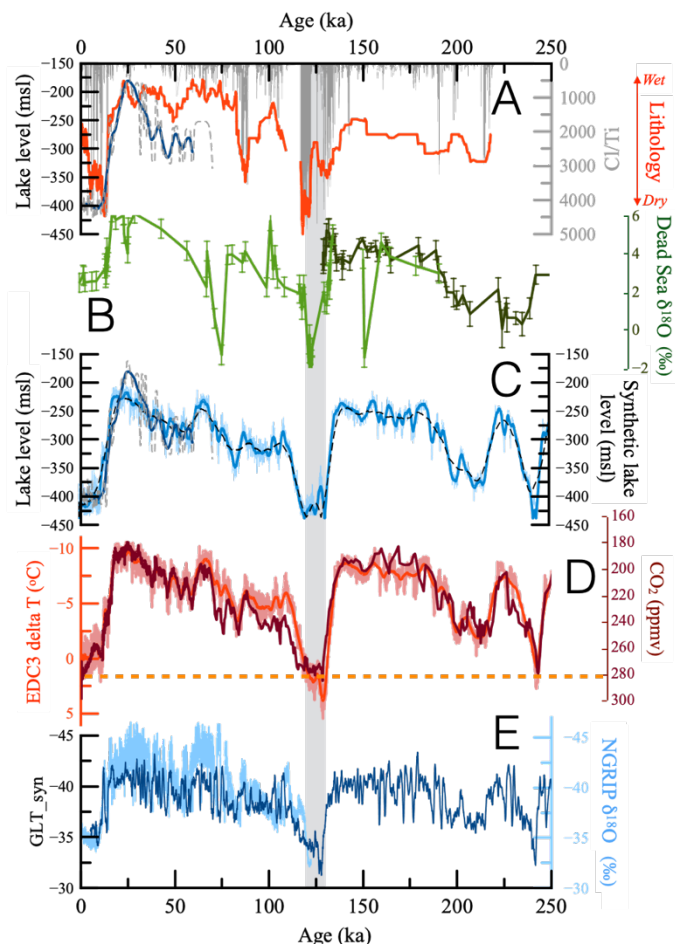
לסיכום, חקר ההיסטוריה של גופי המים הקדומים בבקע ים המלח מתבסס על שילוב בין הבנת ההתפתחות הטקטונית של האזור, שחזור נפח והרכב המים בשלבים שונים מתוך ההרכב המינרלוגי, הכימי והאיזוטופי של המשקעים שהורבדו מהם, היכולת לקבוע את גילם בעזרת כלים רדיואקטיביים ושיקולים גיאולוגיים כלליים. מתוך העדויות שנסקרו כאן עולה כי משקעי האגמים הקדומים בבקע ים המלח מספקים תיעוד רציף ומפורט על שינויי אקלים אזוריים המשקפים מגמות עולמיות (איור 15). ייחודו של ארכיב זה, מעבר לאיכותו וטווח הזמן הארוך יחסית שהוא מתעד, הוא במיקומו בקו רחב בינוני שכפי שהוזכר למעלה, חשוב מאוד להבנת השפעות שינויי אקלים באזורים בהם התפתח האדם ובהם חיה רוב

האנושות כיום. בדומה, גם התפתחות לגונת סדום קשורה בשינויי אקלים בפליוקן שהכתיבו שינויים במפלסי האוקיינוסים, אולם בשלבים אלה הייתה למשטר הטקטוני ותהליכי עיצוב נוף פני השטח השפעה גדולה על התפתחות אגמי הבקע (למשל באמצעות פתיחת וסגירת הקשר בין הלגונה לים הפתוח) אשר הלכה ופחתה עם הזמן.

ההיסטוריה שהוצגה בסיוור זה משמשת בשחזור מגמות אקלימיות בעולם ומהווה לפיכך כלי חשוב ביותר להבנת מנגנוני שינוי אקלים בעולם בעבר, בהווה ובעתיד.

איור 15. ההיסטוריה של אגמי הבקע ב 250 אלפי השנים האחרונות והקשר למגמות אקלים עולמיות (Torfstein, 2019). (A) עקומת מפלס אגם הלשון (קו אפור מקווקו וממוצע רץ של

אלפיים שנה בקו כחול; ליתולוגיה (קו אדום) ויחס כלור/טיטניום בגלעין הקידוח העמוק (Torfstein et al., 2015), (B) ההרכב האיזוטופי של חמצן בקידוח העמוק (ירוק בהיר) ותוצרת עמורה בחתך ארובותיים (ירוק כהה), (C) עקומת מפלס סינטטית (כחול) והשוואה לעקומת המפלס המשוחזרת (קו אפור מקווקו וממוצע רץ של אלפיים שנה בקו כחול), (D) טמפרטורה באנטארקטיקה (Jouzel et al., 2007) וריכוזי פחמן דו חמצני באטמוספירה (Ahn and Brook, 2014), (E) ההרכב האיזוטופי המדוד (כחול בהיר) והסינטטי (כחול כהה) של חמצן בקרח בגרינלנד (Barker et al., 2011; Wolff et al., 2010). פס אפור אנכי מצוין את שיא האינטרגלציאל האחרון (MIS5e).



זק י. (1967) הגיאולוגיה של הר סדום, עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

- Ahn, J., & Brook, E. J. (2014). Siple Dome ice reveals two modes of millennial CO₂ change during the last ice age. *Nature Communications*, 5(1), 3723.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R. L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., ... Ziegler, M. (2011). 800,000 Years of Abrupt Climate Variability. *Science*, 334(6054), 347–351.
- Bartov, Y., Goldstein, S. L., Stein, M., & Enzel, Y. (2003). Catastrophic arid episodes in the Eastern Mediterranean linked with the North Atlantic Heinrich events. *Geology*, 31(5), 439–442.
- Begin, Z. B., Ehrlich, A., & Nathan, Y. (1974). Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Geological Survey of Israel Bulletin*, 63, 1–30.
- Belmaker, R., Lazar, B., Beer, J., Christl, M., Tepelyakov, N., & Stein, M. (2013). 10Be dating of Neogene halite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 122, 418–429.
- Bookman (Ken-Tor), R., Enzel, Y., Agnon, A., & Stein, M. (2004). Late Holocene lake levels of the Dead Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 116(5/6), 555–571.
- Enzel, Y., Bookman (Ken Tor), R., Sharon, D., Gvirtzman, H., Dayan, U., Ziv, B., & Stein, M. (2003). Late Holocene climates of the Near East deduced from Dead Sea level variations and modern regional winter rainfall. *Quaternary Research*, 60(3), 263–273.
- Gavrieli, I., Yechieli, Y., Halicz, L., Spiro, B., Bein, A., & Efron, D. (2001). The sulfur system in anoxic subsurface brines and its implication in brine evolutionary pathways: The Ca-chloride brines in the Dead Sea area. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(2), 199–213.
- Haase-Schramm, A., Goldstein, S. L., & Stein, M. (2004). U-Th dating of Lake Lisan (late Pleistocene dead sea) aragonite and implications for glacial east Mediterranean climate change. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(5), 985–1005.
- Haliva-Cohen, A., Stein, M., Goldstein, S. L., Sandler, A., & Starinsky, A. (2012). Sources and transport routes of fine detritus material to the Late Quaternary Dead Sea basin. *Quaternary Science Reviews*, 50, 55–70.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., ... Wolff, E. W. (2007). Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317(5839), 793–796.
- Kiro, Y., Goldstein, S. L., Lazar, B., & Stein, M. (2016). Environmental implications of salt facies in the Dead Sea. *Geological Society of America Bulletin*, 128(5–6), 824–841.
- Kolodny, Y., Stein, M., & Machlus, M. (2005). Sea-rain-lake relation in the Last Glacial East Mediterranean revealed by $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ in Lake Lisan aragonites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(16), 4045–4060.
- Lisker, S., Vaks, A., Bar-Matthews, M., Porat, R., & Frumkin, A. (2009). Stromatolites in caves of the Dead Sea Fault Escarpment: implications to latest Pleistocene lake levels and tectonic subsidence. *Quaternary Science Reviews*, 28(1–2), 80–

- Machlus, M., Enzel, Y., Goldstein, S. L., Marco, S., & Stein, M. (2000). Reconstructing low levels of Lake Lisan by correlating fan-delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, 73–74, 137–144. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00070-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00070-7)
- Matmon, A., Fink, D., Davis, M., Niedermann, S., Rood, D., & Frumkin, A. (2014). Unraveling rift margin evolution and escarpment development ages along the Dead Sea fault using cosmogenic burial ages. *Quaternary Research*, 82(1), 281–295.
- Migowski, C., Stein, M., Prasad, S., Negendank, J. F. W., & Agnon, A. (2006). Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record. *Quaternary Research*, 66(3), 421–431.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Pekar, S. F. (2005). The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310(5752), 1293–1298.
- Neev, D., & Emery, K. (1967). The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. *Geological Survey of Israel Bulletin*, 41, 1–147.
- Porat, N., Amit, R., Enzel, Y., Zilberman, E., Avni, Y., Ginat, H., & Gluck, D. (2010). Abandonment ages of alluvial landforms in the hyperarid Negev determined by luminescence dating. *Journal of Arid Environments*, 74(7), 861–869.
- Prasad, S., Vos, H., Negendank, J. F. W., Waldmann, N., Goldstein, S. L., & Stein, M. (2004). Evidence from Lake Lisan of solar influence on decadal- to centennial-scale climate variability during marine oxygen isotope stage 2. *Geology*, 32(7), 581.
- Rozenbaum, A.G., Sandler, A., Stein, M. and Zilberman, E. (2019). The sedimentary and environmental history of Tortonian-Messinian lakes at the east Mediterranean margins (northern Israel). *Sedimentary Geology*, 383, 268–292.
- Stein, M, Starinsky, A., Agnon, A., Katz, A., Raab, M., Spiro, B., & Zak, I. (2000). The impact of brine-rock interaction during marine evaporite formation on the isotopic Sr record in the oceans: evidence from Mt. Sedom, Israel. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(12), 2039–2053.
- Stein, M. (2001). The sedimentary and geochemical record of Neogene-Quaternary water bodies in the Dead Sea Basin – inferences for the regional paleoclimatic history. *Journal of Paleolimnology*, 26, 271–282.
- Stein, M, Starinsky, A., Katz, A., Goldstein, S. L., Machlus, M., & Schramm, A. (1997). Strontium isotopic, chemical, and sedimentological evidence for the evolution of Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(18), 3875–3992.
- Stein, Mordechai, Torfstein, A., Gavrieli, I., & Yechieli, Y. (2010). Abrupt aridities and salt deposition in the post-glacial Dead Sea and their North Atlantic connection. *Quaternary Science Reviews*, 29(3–4), 567–575.
- Steinitz, G., & Bartov, Y. (1991). The Miocene-Pleistocene history of the Dead Sea segment of the Rift in light of K-Ar ages of basalts. *Israel Journal of Earth Sciences*, 40, 199–208.
- Torfstein, A. (2019). Climate cycles in the southern Levant and their global climatic connections. *Quaternary Science Reviews*, 221.

- Torfstein, A., Gavrieli, I., & Stein, M. (2005). The sources and evolution of sulfur in the hypersaline Lake Lisan (paleo-Dead Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1–2).
- Torfstein, A., Gavrieli, I., Katz, A., Kolodny, Y., & Stein, M. (2008). Gypsum as a monitor of the paleo-limnological-hydrological conditions in Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(10).
- Torfstein, A., Haase-Schramm, A., Waldmann, N., Kolodny, Y., & Stein, M. (2009). U-series and oxygen isotope chronology of the mid-Pleistocene Lake Amora (Dead Sea basin). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(9), 2603–2630.
- Torfstein, A., Goldstein, S. L., Stein, M., & Enzel, Y. (2013). Impacts of abrupt climate changes in the Levant from Last Glacial Dead Sea levels. *Quaternary Science Reviews*, 69, 1–7.
- Torfstein, A., Goldstein, S. L., Kushnir, Y., Enzel, Y., Haug, G., & Stein, M. (2015). Dead Sea drawdown and monsoonal impacts in the Levant during the last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 412, 235–244.
- Torfstein, A., Goldstein, S. L., & Stein, M. (2018). Enhanced Saharan dust input to the Levant during Heinrich stadials. *Quaternary Science Reviews*, 186, 1–14.
- Waldmann, N., Stein, M., Ariztegui, D., & Starinsky, a. (2009). Stratigraphy, depositional environments and level reconstruction of the last interglacial Lake Samra in the Dead Sea basin. *Quaternary Research*, 72(1), 1–15.
- Weber, N., Lazar, B., Gavrieli, I., Yechieli, Y., & Stein, M. (2021). Gypsum Deltas at the Holocene Dead Sea Linked to Grand Solar Minima. *Geophysical Research Letters*, 48(6), 1–10.
- Weinberger, R., Agnon, A., & Ron, H. (1997). Paleomagnetic reconstruction of a diapir emplacement: A case study from Sedom diapir, the Dead Sea Rift. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3), 5173–3192.
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., & Svensson, A. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29(21–22), 2828–2838.
- Yechieli, Y., Magaritz, M., Levy, Y., Weber, U., Kafri, U., Woelfli, W., & Bonani, G. (1993). Late Quaternary geological history of the Dead Sea area, Israel. *Quaternary Research*, 39, 59–67.