



המכון הגיאולוגי
משרד התשתיות הלאומיות
האנרגיה והמים

קצבי הרקע והקצב הנוכחי של נסיגת המצוק החופי של ישראל והמלצה לשיטה חדשה לניטור, זיהוי וכימות שינויים בקצב הנסיגה

עודד כץ, עמית מושקין, און כרובי, רן שמש

מוגש לחברה הממשלתית להגנות מצוקי חוף הים התיכון

ירושלים, ספטמבר 2016

דוח מס' GSI/26/2016

© הוצאה לאור ע"י המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

עיצוב עטיפה: בת-שבע כהן

תמונת שער:

טבלאות גידוד בחזית המצוק החופי באזור אולגה (מבט לדרום מערב). הטבלאות מציינות את השתרעות רכס החוף מערבה בזמן תקופת הקרח כאשר פני הים היו נמוכים מהנוכחיים. עם המעבר לתקופה הבין-קרחונית פני הים החלו עולים וכאשר הגיעו לגובהם הנוכחי, לפני כ- 4,000 שנה, החלו לחצוב (לגדד) את רכס החוף וליצור את מצוק החוף ואת טבלת הגידוד בבסיסו. על גבי טבלת הגידוד הדרומית ניתן להבחין בגושי סלע תוצרי התמוטטות היסטורית של המצוק. במרכז התמונה נראה אפיק מטובע של נחל קדום שנוצר מול פני ים נמוכים יותר (לפני ההגעה לתקופה הבין-קרחונית הנוכחית).



המכון הגיאולוגי
משרד התשתיות הלאומיות
האנרגיה והמים

**קצבי הרקע והקצב הנוכחי של נסיגת המצוק החופי של ישראל
והמלצה לשיטה חדשה לניטור, זיהוי וכימות שינויים בקצב הנסיגה**

עודד כץ, עמית מושקין, און כרובי, רן שמש

הדוח הוזמן על יד החברה הממשלתית להגנות מצוקי חוף הים התיכון בע"מ

תקציר

לאורך כ- 50 ק"מ מחוף הים התיכון של ישראל קיים מצוק המפריד בין הים בבסיסו לבין מישור החוף מעליו. במצוק חופי זה מתרחשות מעת לעת קריסות אשר במשך הזמן מסיגות את גג המצוק מזרחה לכיוון היבשה. נסיגה זו מאיימת על מבנים ותשתיות בגג המצוק ומהווה סכנה למשתמשי החוף. עד כה, השיטה המקובלת לאמוד את קצב הנסיגה של המצוק במהלך עשרות השנים האחרונות, הסתמכה על מיפוי שינויים במיקום גג המצוק בעזרת תצלומי אוויר היסטוריים מהמאה העשרים. עבודות מסוג זה הצביעו כי במקומות מסוימים קצב נסיגת המצוק מהיר ומגיע עד לערכים של 0.5 מטר בממוצע בשנה. הדו"ח הנוכחי מציג: (1) בחינה מחדש של קצב הנסיגה הנוכחי של המצוק החופי של ישראל, (2) הערכה כמותית של קצבי הרקע הטבעיים לנסיגת המצוק במאות עד אלפי השנים האחרונות, (3) שיטת ניטור חדשה ואפקטיבית לזיהוי וכימות שינויים בקצבי הנסיגה של המצוק בעזרת מדידה של נפח הסחיפה מבסיס המצוק.

בדוח זה מוצגים ממצאים חדשים ממספר מחקרים גיאולוגיים וארכיאולוגיים שנערכו במהלך השנים האחרונות המראים שזמן החזרה של אירוע-כשל בגג המצוק בנקודה נתונה יכול להגיע למאות שנים. הנסיגה של גג המצוק באירועי קריסת מצוק מסוג זה יכולה להגיע עד לכ- 15 מטר באירוע בודד. ואולם נמצא כי בשל פרק הזמן הארוך יחסית העובר בין חזרתם של אירועים מסוג זה באתר נתון, קצב הנסיגה הטבעית של המצוק במהלך מאות עד אלפי השנים האחרונות הוא נמוך מ- 0.1 מטר/שנה לכל אורך המצוק. מחקרים אלו גם הצביעו על מגבלה בסיסית הקיימת בשימוש בצילומי אוויר לאומדן קצב הנסיגה הנוכחי של מצוק החוף, משום שחלונות תצפית של עשרות שנים המתאפשרים על ידי צילומי האוויר קצרים ביחס לזמן החזרה הממוצע של אירועי נסיגת גג המצוק שיכול להגיע עד מאות שנים. מצב זה של חלון תצפית הקצר מזמן החזרה של התהליך הנמדד יכול לגרום להערכת יתר של מאות אחוזים בקצב הנסיגה המחושב. בעקבות כך, לא ניתן לקבוע האם קצבי נסיגה של עד 0.5 מטר/שנה בעשרות השנים האחרונות, שדווחו עד כה עבור גג המצוק, מציינים האצה אמיתית בקצב נסיגת המצוק או הערכת יתר של הקצב בגלל בעיית דיגום (חלון תצפית קצר מזמן החזרה של האירועים).

בדוח מוצגת שיטה חדשה העונה על בעיית הדיגום המתוארת מעלה ומאפשרת הערכה כמותית של קצב הנסיגה הנוכחי של המצוק לאורך חופי ישראל. השיטה מבוססת על מדידת הנפח של החומר הנגרע מבסיס המצוק על ידי פעולת הגלים. גריעת החומר נעשית בסערות החורף, תהליך עם זמן חזרה של פחות משנה. על כן, מעקב אחרי תהליך זה במשך שנים אחדות מאפשר מדידה מהימנה של קצב הנסיגה (חלון התצפית ארוך מזמן החזרה של אירועים). מדידות של נפח החומר שסולק מבסיס המצוק מאז 2006 שנעשו בעזרת סריקות חוזרות של לייזר (LiDAR) אווירי, מראות כי קצב הנסיגה של המצוק החופי בישראל בעשר השנים האחרונות דומה לקצבי הרקע של נסיגת המצוק באלפי השנים האחרונות ואינו עולה על 0.1 מטר/שנה. לפיכך, מסתמן שאין האצה בקצב הנסיגה של המצוק בעשרות השנים האחרונות ביחס לקצבי הרקע.

אופן השימוש בשיטה החדשה להערכת קצב הנסיגה מפורט בדוח. השיטה מאפשרת ניטור ומעקב אחר השינויים במצוק החופי בעזרת זמן תצפית קצר יחסית (שנים אחדות) ומומלצת לשימוש לצורך המעקב אחרי הפעילות הצפויה לאורך החוף במסגרת החברה הממשלתית להגנות מצוקי חוף הים התיכון.

תוכן העניינים:

עמוד

1	1. הקדמה
1	1.1 אזור העבודה
4	1.2 הגיאולוגיה של המצוק החופי
7	2. מנגנוני הסחיפה ונסיגת המצוק
7	2.1 מחזור הכשל והיציבות האופייני
10	2.2 סחיפת המצוק במהלך ובעקבות סופת חורף חזקה
15	3. קצב הנסיגה של המצוק החופי
15	3.1 קצבי הרקע של נסיגת המצוק בחלונות זמן של מאות עד אלפי שנים
15	3.1.1 קצבי נסיגה על סמך שיקולים גיאולוגיים
16	3.1.2 קצבי נסיגה על סמך שיקולים ארכיאולוגיים
16	3.1.3 סיכום הידע על קצבי הרקע של נסיגת המצוק באלפי השנים האחרונות
21	3.2 בחינה מחדש של קצבי נסיגת המצוק מאז אמצע המאה ה 20
21	3.2.1 עבודות קודמות
21	3.2.2 הבעייתיות באומדן הקצבים הנוכחיים
24	3.2.3 הערכת קצבי נסיגת מצוק קצרי מועד על סמך מאזן הסדימנטים
28	4. אופן ההערכה העתידית של שינוי בקצב הנסיגה של המצוק החופי
32	5. סיכום
33	6. רשימת מקורות

1. הקדמה

לאורך כ- 50 קילומטר של רצועת החוף הישראלי קיים מצוק חוף המפריד בין אזור חוף הים למרגלותיו, הנתון להשפעת הגלים, לבין מישור החוף מעל, בו מצויים מבנים וממוקמות תשתיות רבות (ניר, 1992). גובה המצוק מגיע עד חמישים מטרים ובסיסו מצוי במרחק של בין מטרים עד עשרות מטרים מזרחה מקו המים. בעקבות פגיעת הגלים החוזרת בבסיס המצוק, מתרחשות מעת לעת התמוטטויות אשר במשך הזמן מסיגות את גג המצוק מזרחה לכיוון היבשה (Arkin and Michaeli, 1985). נסיגה זו מהווה איום על שלמות המבנים והתשתיות בגג המצוק וסכנה למשתמשי החוף בבסיס המצוק (למשל, קלבו וחוב', 2000).

עד כה, קצב נסיגת המצוק הוערך בקטעים שונים בעיקר בעזרת מיפוי גג המצוק בתצלומי אוויר או סקרי קרקע שנערכו בתקופות שונות במהלך המאה ה-20. בעבודות אלו דווחו בעיקר קצבי נסיגה של עד 0.5 מטר בממוצע בשנה (למשל, Zviely and Klein, 2004 ומקורות נוספים שם; כץ וחוב', 2007). בעבודות מהשנים האחרונות (Mushkin et al., under review), המתוארות מטה, הודגם ששימוש בתצלומי אוויר אינו מתאים להערכת קצב הנסיגה של המצוק בישראל או למעקב אחרי שינויים בקצב הסחיפה שלו בגלל האופי הלא רציף בזמן (האפיזודי) של התהליך.

דוח זה מתאר שיטה חדשה לכימות קצב הנסיגה של המצוק החופי, על-סמך מדידות נפחיות של סילוק חומר מבסיס המצוק. שיטה זו מומלצת לשימוש כשיטה ייחודית למעקב, כימות וזיהוי שינויים בקצב הנסיגה של המצוק על כל מקטעיו. בדוח מוצגת הערכה כמותית חשדה של קצבי הרקע לנסיגת המצוק (באלפי ובמאות השנים האחרונות) ומודגם כי אלו תואמים את קצב הנסיגה הנוכחי שלו העומד על פחות מ- 0.1 מטר לשנה. הדו"ח הוכן כהצעה לשיטת ניטור-כמותי של השפעת פעולות מיגון המצוק במסגרת החברה הממשלתית להגנות מצוקי חוף הים התיכון.

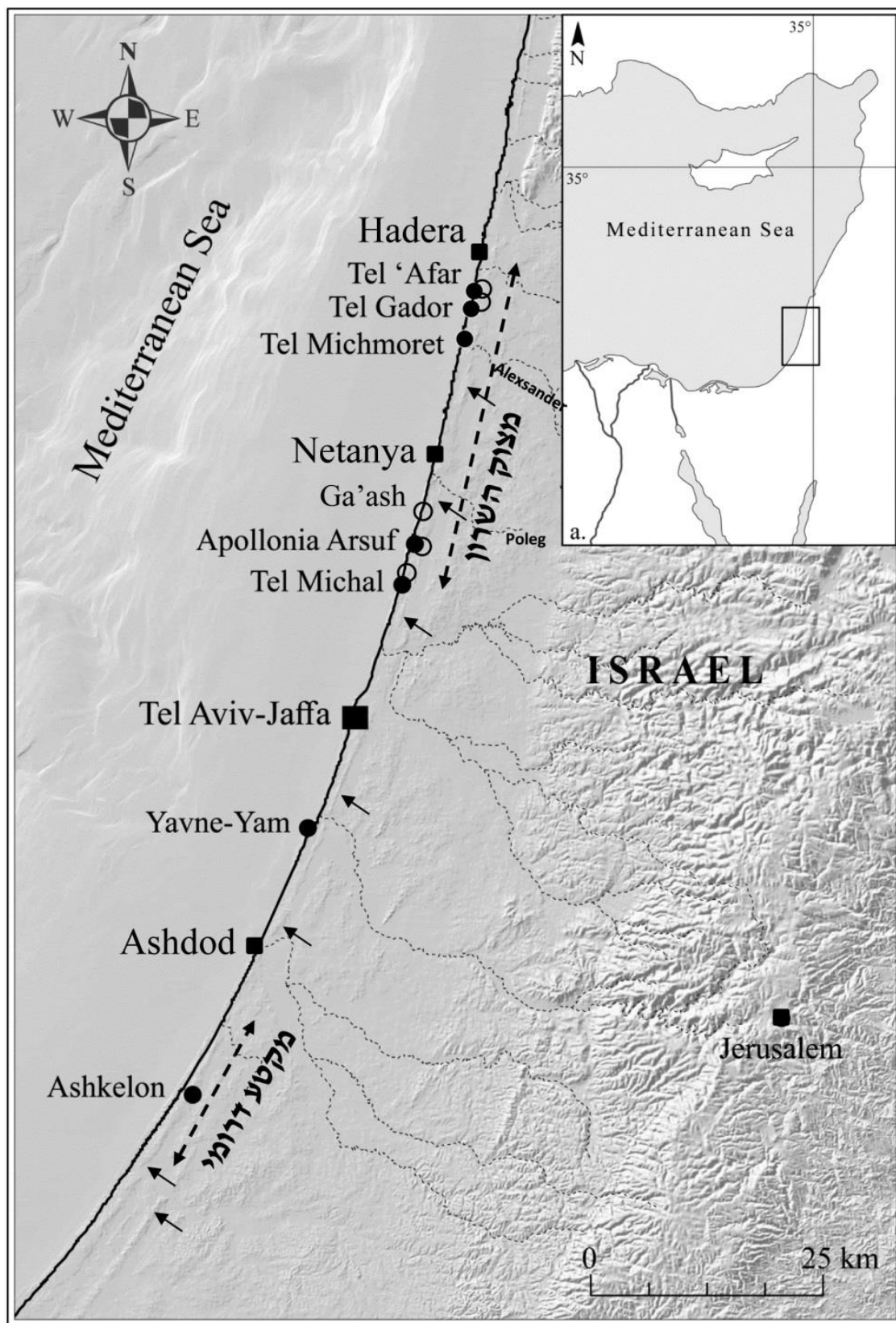
1.1 אזור העבודה

המצוק החופי של ישראל הוא למעשה חזית גידוד, תוצר של פעולת הגלים, לאורך בסיסם של רכסי חוף מאורכים (פרת ואלמגור, 1996; אלמגור ופרת, 2016 ומקורות נוספים שם), הבנויים בעיקר מסלעי כורכר (גרגרי חול מנהר הנילוס המלוכדים על ידי חומר גירי) ואופקים של קרקעות קבורות מסוף תקופת הקרח האחרונה (כ- 60,000 שנים לפני ההווה) ועד אמצע תקופת ההולוקן, כ- 5,000 שנה לפני ההווה (Porat et al., 2004; 2001, 2002; Frenchen et al., 2001; Engelmann et al., 1984; Gvirtzman et al., 1967; Yaalon). המקטע העיקרי של המצוק החופי מתמשך מהרצליה עד חדרה בכיוון צפון-צפון-מזרח ונקרא 'מצוק השרון' (איור 1). אורכו כ- 30 קילומטר וגובהו הממוצע 26 מטר. המצוק במקטע זה הוא רציף, למעט מוצאי הנחלים פולג ואלכסנדר לים, שם קיימות פתחות במצוק ברוחב של כקילומטר. בנוסף, באופן מקומי קיימים ערוצים חתורים במצוק ברוחב של עד עשרות מטרים (ברובם כתוצאה מפעילות האדם).

מדרום למצוק השרון קיימים עוד מספר מקטעי מצוק: מקטע 'תל אביב – צפון' ו'מקטע בת ים', מצפון ומדרום לתל אביב ושפך הירקון, בהתאמה. שני המקטעים נמצאים בתוך רצף עירוני ואורך כל אחד מהם כ- 5 קילומטר. מקטע נוסף של המצוק מתמשך מדרום לתל-אשקלון ועד מעבר לשכונות הצפוניות של העיר אשקלון ונקרא במסגרת דוח זה 'המקטע הדרומי'. אורכו כ- 10 קילומטר והוא מגיע עד לגובה של כ- 15 מטר. בנוסף קיימים, בין מצוק השרון והמקטע הדרומי, קטעי מצוק חופי קצרים, עד מאות מטרים, ולא

רציפים למשל בחוף יבנה או פלמחים. מצפון למצוק השרון לא קיים מצוק חופי גבוה ורציף במאפיינים טופוגרפיים ומורפולוגיים דומים למצוק הנסקר בעבודה זו.

כפי שיתואר בהמשך הגורם העיקרי ליצירת תוואי הנוף של המצוק החופי ולהמשך התפתחותו הוא גלי הים. במהלך תקופת הקרח האחרונה פני הים היו נמוכים מהיום, וקו החוף (המפגש בין הים ורכסי הכורכר) היה 7 עד 10 קילומטרים מערבית למיקום קו החוף הנוכחי (במקום בו עומק המים כיום הינו כ-100 מטר). עם המעבר לתקופה הבין-קרחונית הנוכחית פני הים עלו והתייצבו בגובהם הנוכחי לפני כ-4,000 שנה (Sivan et al., 2001). רק בהגיע פני הים למיקום זה, החל המצוק החופי הנוכחי להיווצר, ולפיכך גילו המרבי של המצוק הוא כ-4,000 שנה. מצוקי חוף נוספים, כיום טבועים, שנוצרו מול מפלסי ים נמוכים יותר בזמן המעבר לתקופה הבין-קרחונית קיימים מערבית למצוק החוף הנוכחי (Goodman and Katz, 2016).



איור 1. אזור העבודה לאורך חוף הים התיכון. 'מצוק השרון' ו'המקטע הדרומי' מסומנים בקו מקווקו. האתרים הארכאולוגיים שנלמדו בהקשר לנסיגת המצוק החופי (Barkai et al., under review) מסומנים בעיגול שחור; האתרים שנלמדו בהקשר לסערת החורף של דצמבר 2010 (Katz and Mushkin, 2013) מסומנים בעיגול פתוח: אולגה-צפון הוא תל עפר ומדרום לו אתר אולגה-דרום, אתר געש, אתר אפלוניה-דרום דרומית לאפולוניה ומדרום לו אתר הרצליה; דיונות החוף מסומנות במקומות בחצים; ערים מודרניות עיקריות מסומנות בריבוע.

עיקר המידע המוצג בדוח הנוכחי מתייחס למצוק השרון המהווה מקטע מצוק ארוך ויחסית בלתי מופר אשר לאורכו ניתן לאפיין את קצבי הרקע של נסיגת המצוק. המקטע הדרומי מאופיין בפעילות אנושית משמעותית לאורכו: הנמל באזור תחנת הכוח והמרינה באשקלון, ולפיכך הוא אינו מהווה אזור מחקר מועדף לבדיקת קצבי רקע. בנוסף על מנת לבחון את קצבי הרקע של נסיגת המצוק, התרחקנו מכל מבנה חופי/ימי ובחנו חופים קרובים ככל הניתן למצבם הטבעי. מבנה ימי משנה את התנאים בסביבתו בצורה מלאכותית וגורם להתנהגות לא טבעית ולא מייצגת של המצוק, כפי שפורט בעבודות לגבי ההשפעות של המרינה בהרצליה (Klein and Zviely 2001), של נמל עזה (Zviely and Klein, 2003) ושל המרינה באשקלון, שם נמדדה נסיגת מצוק של עשרות מטרים מאז הקמת המרינה (אלמגור ופרת, 2016).

1.2 הגיאולוגיה של המצוק החופי

באזור העבודה בנוי המצוק בעיקר חילופין של כורכר (Eolianite), קרקעות קבורות (Paleosols) וחול מנושב, המונחים באי התאמה זה על גבי זה (ניר, 1988; ניר, 1992; פרת ואלמגור, 1996; זילברמן וחובי, 2006; Harel et al., 2016). להלן מובא תיאור קצר של היחידות הסטרטיגרפיות החשופות באזור העבודה (איור 2), כאשר שמות היחידות הן בעקבות (Gvirtzman et al., 1984):

כורכר רמת-גן: מורכב בעיקר מגרגרי קוורץ (40% עד 60%) ושברי-קונכיות בליכוד גירי אשר משנה את דרגתו במידה רבה על פני מרחקים לא קבועים. כורכר רמת-גן מציג ריבוד צולב האופייני לדיונה, ויוצר למינות בעובי עד סנטימטרים שביניהן רבדים דקים וכיסים של חול לא מלוכד. בסיס היחידה אינו חשוף. כלפי מעלה עובר הכורכר בהדרגה לקרקע קבורה (חמרת נחשולים). עובי היחידה כ- 30 מטר, כאשר לגגה הופעה גלית בעלת משרעת של 30 מטר ואורך גל של 100 מטר. גיל היחידה 60,000 שנה לפני ההווה (Porat et al., 2004).

חמרת נחשולים: מורכבת מחול דק, בעיקר קוורצי (90%-10%) ומיעוט גירי (שברי-קונכיות), וחרסית ממקור לא ימי (10% עד 20%). חמרת נחשולים מונחת על כורכר רמת-גן במעבר הדרגתי, בעוד שהמגע העליון של החמרה עם כורכר דור הוא חד. עובי החמרה מגיע עד מספר מטרים בשקעים של כורכר רמת-גן ובמקומות בהם הכורכר עבה היא דקה ואף חסרה. לעיתים חמרת נחשולים מפוצלת לשתיים-שלוש תת-יחידות.

כורכר דור: מורכב בעיקר מגרגרי קוורץ (90%-30%) ושברי-קונכיות בליכוד גירי בדרגה משתנה. כורכר דור מציג ריבוד צולב וכיסי חול בלתי מלוכד, בדומה לכורכר רמת-גן. כורכר דור ממלא שקעים בכורכר רמת-גן (עם חמרת נחשולים בגגו) ומגיע לעובי מרבי של 40 מטר. המגע העליון עם חמרת נתניה הוא גלי. גיל היחידה 51,000 - 53,000 שנה לפני ההווה (Porat et al., 2004).

חמרת נתניה: מורכבת בעיקר מגרגרי קוורץ בגודל סילטי-חולי דק (93%-65%), וחרסית (בעיקר מונטמורילוניט) ועובייה מסנטימטרים עד מטרים. תחמוצות ברזל שעוטפות את גרגרי הקוורץ נותנות לחמרה את צבעה האדום. במקומות רבים יש לחמרת נתניה פרופיל של קרקע. המגע התחתון שלה גלי (משרעת מספר מטרים) והמגע העליון עם כורכר תל אביב יוצר טופוגרפיה של מרזבות.

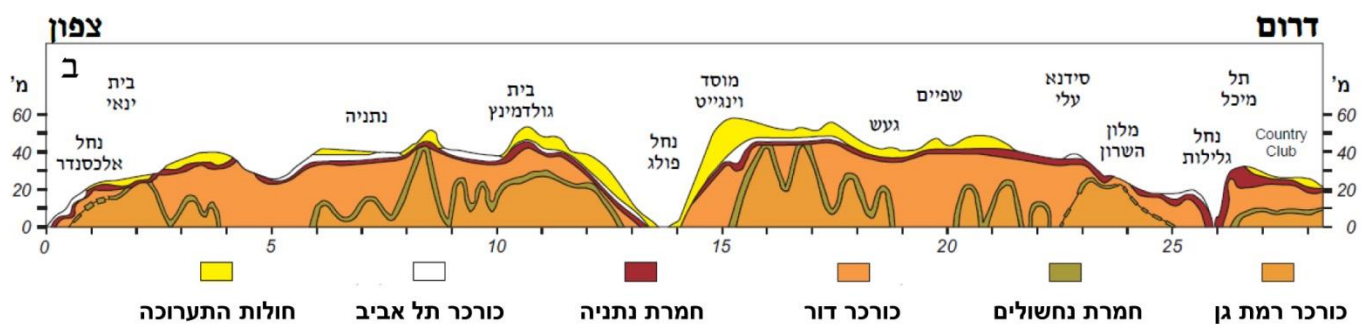
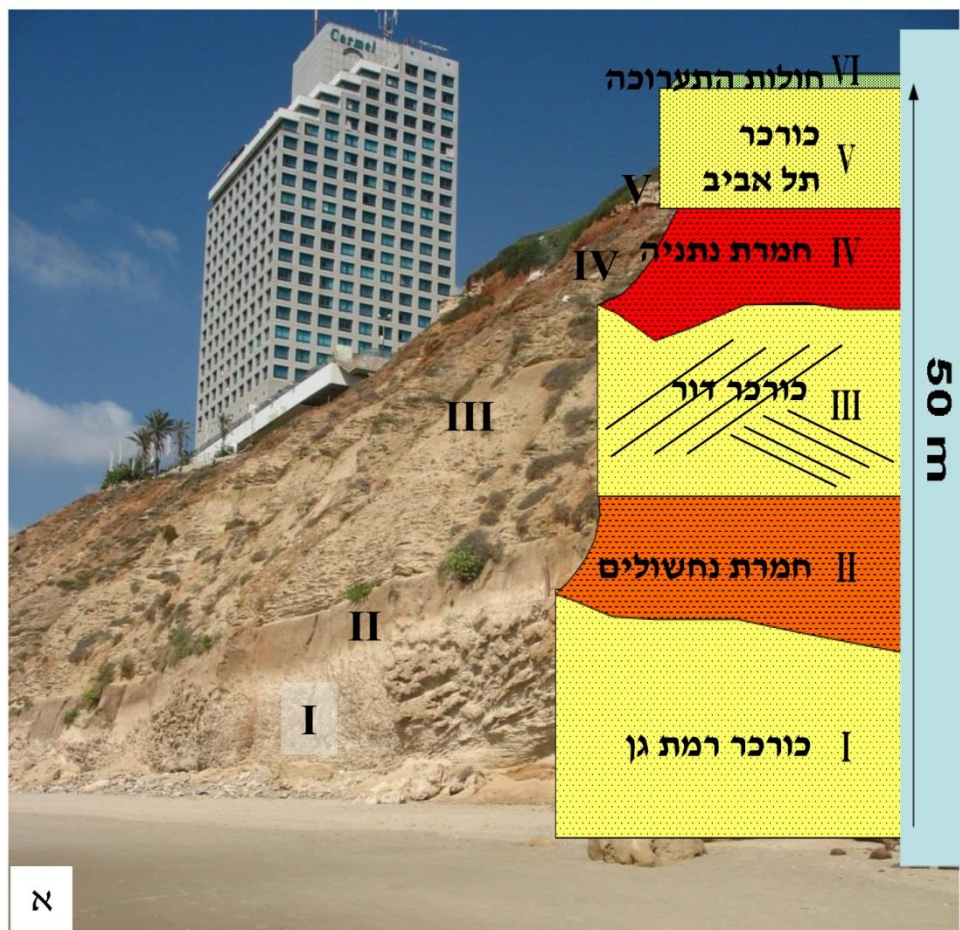
כורכר תל אביב (קלקארניט): מורכב בעיקר מחול גירי (90%-60%) וגרגרי קוורץ (40%-10%) בליכוד גירי. במקומות ניתן להבחין בחלק תחתון עם ריבוד צולב (ללא כיסי חול בלתי מלוכד) וחלק עליון למינרי. עובי הקלקארניט עד מספר מטרים (עבה יותר בשקעים). המגע התחתון עם חמרת נתניה גלי עם התיתדות

לקראת פסגות גבוהות בכורכרים. גג הקלקארניט חשוף במקומות או מכוסה בחול רבוד במגע גלי. מחשופי הקלקארניט בד"כ יוצרים את שפת המצוק כדרגש מעל הצנר בחמרת נתניה. גילו 6,700-10,000 שנים לפני ההווה (Porat et al., 2004).

חולות תערוכה : חול למינרי לא מלוכד, זהה בהרכבו לכורכר רמת-גן ודור (70%-90% גרגירי קוורץ דקים). לחולות אין ליכוד גירי אך הם מיוצבים הודות לנוכחות חומר אורגני. עוביים המרבי של החולות מגיע למספר מטרים. מגע תחתון, עם כורכר תל אביב, כמעט אופקי. בגג חולות התערוכה קיים מעבר לא סדור לחולות חדרה או לקרקע. גיל החולות 3,000-6,000 שנים לפני ההווה (מקור הגילים מפורט בפרת ואלמגור, 1996).

חולות חדרה : מכילים בעיקר חול קוורצי דק (85%-95%) ושברי-קונכיות. חולות חדרה הם דיונות אשר מתעבות כלפי דרום עד לעובי של מספר מטרים. מקור החול הוא בלייה של חולות התערוכה או חול המגיע מרצועת החוף. בסיס החתך תוארך ל- 3,200-3,700 שנים לפני ההווה (מקור הגילים מפורט בפרת ואלמגור, 1996) וחלקים אחרים בחתך מכסים מבנים מהתקופה הרומית עד היום.

מבחינה מכאנית החוזק של יחידות הכורכר עולה כלפי צפון, דבר הקובע את טיפוס כשל המדרון, כפי שיפורט בהמשך.



איור 2. (א) חתך גיאולוגי סכמתי של יחידות הסלע החשופות לאורך מצוק החוף. החתך מוצג על גבי תמונה של החתך מאזור נתניה; (ב) חתך גיאולוגי לאורך מצוק השרון (הגזמה אנכית x40) המציג את יחידות הסלע החשופות (מתוך אלמגור ופרת, 2016).

2. מנגנוני הסחיפה ונסיגת המצוק

2.1 מחזור הכשל והיציבות האופייני

המצוק החופי של ישראל נסוג מזרחה על ידי מחזורים של אירועי אי יציבות וכשל 'רגעיים' המופרדים על ידי תקופות ממושכות של יציבות יחסית (למשל, ויסמן וחיטי, 1971; Arkin and Michaeli, 1985; Perath and Almagor, 2000; Katz and Mushkin, 2013). סכימה בזמן ובמרחב של מחזורי הכשל והיציבות הללו היא המניע העיקרי לנסיגת מצוק החוף של ישראל בסדרי זמן גיאולוגיים. להלן תיאור השלבים של מחזורי היציבות והכשל (איור 3):

I. שלב הסחיפה בבסיס המצוק. הגורם העיקרי להתמוטטות המצוק החופי ולנסיגתו היא סחיפת

חומר (Erosion) מבסיס המצוק על ידי גלי הים. פגיעה מתמשכת של גלים בבסיס המצוק גורמת ליצירה של צנר הגדל עם הזמן וגורם לאי יציבות גרביטציונית, עקב משקלו של המצוק מעל הצנר. בסופו של דבר כאשר עומקו של הצנר עובר ערך סף ביחס למשקל המצוק התלוי מעליו, המצוק כולו נכשל ומתמוטט. רב חודשי השנה הגלים לא מגיעים לבסיס המצוק ולא גורמים לסחיפה. על מנת שהגלים יהיו גבוהים מספיק ויוכלו לפגוע בבסיס המצוק בעצמה שתגרום לסחיפה של חומר נדרשת סערה עם רוחות משמעותיות. לפיכך, עיקר פעילות הסחיפה של בסיס המצוק נעשית במהלך החורף וקשורה לסערות.

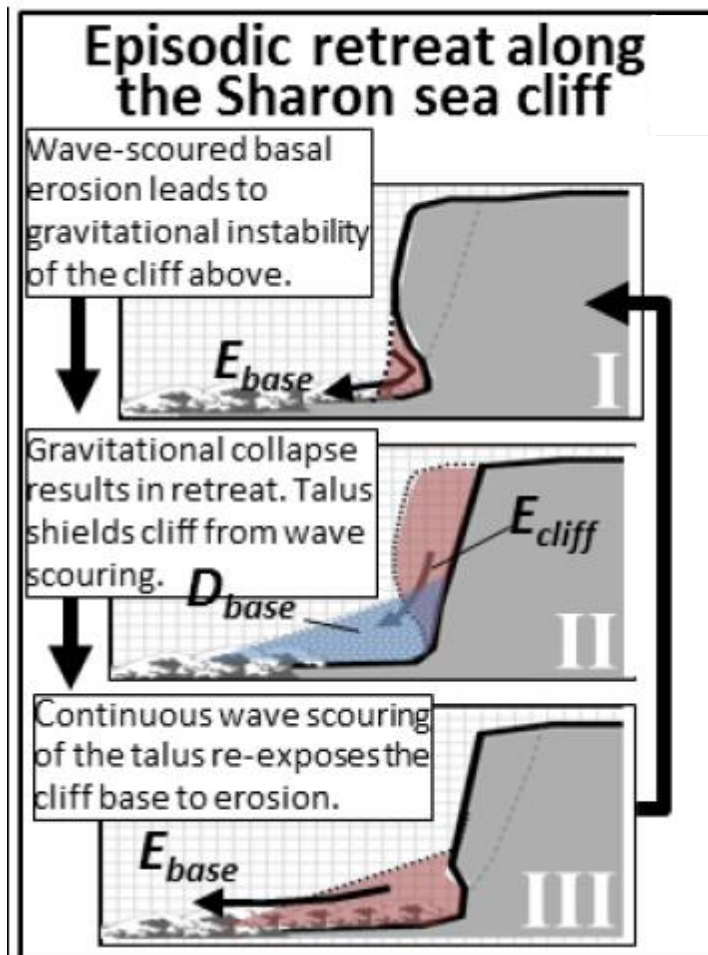
II. שלב אי-יציבות וכשל. אירועי כשל מצוק משמעותי, שיכולים לגרום לנסיגה של גג המצוק מזרחה,

הינם אירועים 'רגעיים' המתרחשים תוך שניות עד עשרות שניות (דוגמא מחוף באנגליה: <https://www.youtube.com/watch?v=ZVjr4mii3cE>). עומק ההתמוטטות (במימד הניצב לפני המצוק) משקף את עומק הצנר בבסיס המצוק, לרב לא עולה על מטרים אחדים (איור 4א) והוא נקבע על ידי החוזק המכאני של הכורכר (Kogure and Matsukura, 2010). רוחב אזור ההתמוטטות (המימד לאורך המצוק, בכיוון צפון דרום) לא עולה על מספר עשרות מטרים ונקבע על ידי הגיאומטריה של המצוק והקשר המכאני הקיים בין רוחב הגלישה לעובייה (Katz et al., 2014). במקרים רבים גלישה מסוג זה לא מגיעה עד לגג המצוק (איור 4א). במקומות אשר מעל לבסיס המצוק חשופה חמרת נחשולים מתפתחת מעל החמרה גלישת מדרון בנפח גדול יותר מטיפוס גלישה רוטאציונית (Slump). מישור הכשל מתפתח על גבי החמרה הכוללת חרסיות (איור 4ב). גלישה מטיפוס זה יכולה להביא לנסיגה גדולה מ- 5 מטר של גג המצוק. בחלקו הצפוני של מצוק השרון הכורכר חזק יותר ותוצרי כשל המצוק כוללים גושי סלע בנפח של מטרים מעוקבים (איור 4ג).

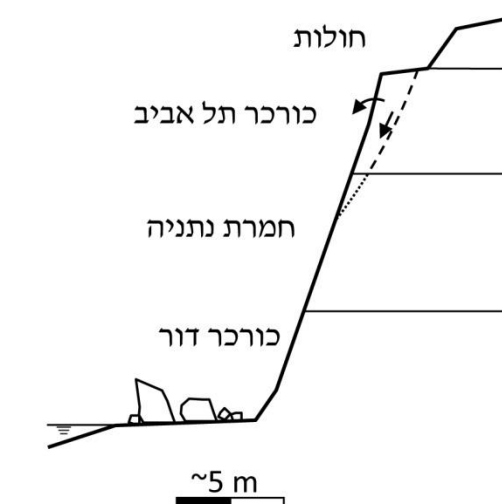
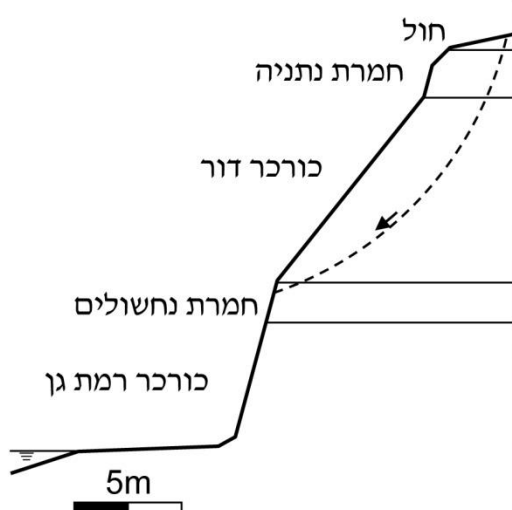
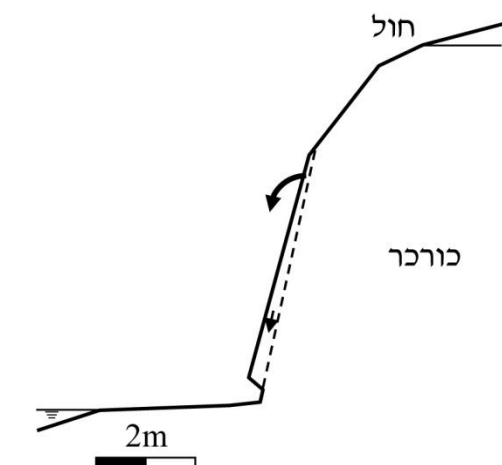
III. שלב יציבות: לאחר התרחשות של התמוטטות, תוצרי הכשל נערמים בבסיס המצוק ולמעשה

מגינים על בסיס המצוק מפני פגיעת הגלים ויצירה של צנר נוסף. הצורה בה נערמים תוצרי הכשל נגזרת מהאופי המכאני של הכורכר הבונה את מצוק החוף בנקודת הכשל. לאורך המקטע הדרומי ובחלקו הדרומי של מצוק השרון תוצרי הכשל מתפוררים, נערמים על גבי בסיס המצוק ויוצרים סינר בלית (טאלוס) של חומר בלתי מלוכד הכולל בעיקר חול וכן חלוקים של כורכר (איור 4א, ב). ערימה זו נשטפת על ידי גלי הים בפרק זמן של עד שנים אחדות וחושפת את בסיס המצוק למחזור כשל חדש. בחלקו הצפוני של מצוק השרון הכורכר חזק יותר ותוצרי כשל המצוק כוללים גושי סלע (בולדרים) בנפח של מטרים מעוקבים וכן חומר דק (איור 4ג). החומר הדק נשטף על ידי גלי הים בטווח של עד שנים אחדות ואילו גושי הסלע נשארים בסביבת בסיס המצוק יוצרים מעין מחסום מקביל מצוק המהווה הגנה מפני מחזור כשל נוסף לפרק זמן ארוך של עשרות ומאות שנים. יעילות

המחסום בהגנה על בסיס המצוק גדולה ברוב הסערות למעט בסערות קיצוניות בעוצמתן, בהם הגלים מתגברים על המחסום ומביאים לכשל המצוק (Katz and Mushkin, 2013).



איור 3. מחזורי היציבות והכשל לאורך המצוק החופי. (I) שלב הסחיפה בבסיס המצוק: פגיעה מתמשכת של גלים בבסיס המצוק גורמת ליצירה של צנר (מסומן אדום) הגדל עם הזמן וגורם לאי יציבות גרביטציונית של חלק המצוק מעליו; (II) שלב אי יציבות וכשל: התרחשות אירוע כשל מעל הצנר (מסומן אדום), תוצרי הכשל נערמים בבסיס המצוק (מסומן כחול); (III) שלב היציבות: תוצרי הכשל למעשה מגינים על בסיס המצוק מפני פגיעת הגלים ויצירה של צנר חדש. עם הזמן תוצרי הכשל נסחפים (מסומן אדום) וחושפים את בסיס המצוק ליצירת צנר חדש.



איור 4. טיפוסים כשל המדרון האופייניים למצוק החופי (תמונה והסבר על גבי איור סכמתי). (א) גלישה מעל צנור האופיינית למערך הגיאולוגי בו כורכר חשוף בבסיס המדרון (תמונה מאזור הרצל); (ב) גלישה במנגנון סיבובי (Slump) האופיינית למערך הגיאולוגי בו חמרת נחשולים חשופה מספר מטרים מעל בסיס המצוק (תמונה מאזור געש); (ג) נפילת סלעים האופיינית לחלקו הצפוני של המצוק החופי, שם לכורכר חוזק מכאני גדול מזה של הכורכר דרומה יותר (תמונה מאזור אולגה).

2.2 סחיפת המצוק במהלך ובעקבות סופת חורף חזקה

מנגנון ההתמוטטות והנסיגה של המצוק החופי נלמד על ידי Katz and Mushkin (2013). במסגרת עבודה זו נערך מיפוי חוזר (כל מספר שבועות) של פני המצוק בעזרת סורק לייזר קרקעי לאורך 5 קטעי חוף קצרים, כל אחד כ- 150 מטר, הפרוסים על פני מצוק השרון (הרצליה, אפולוניה דרום, געש, אולגה דרום ואולגה צפון – איור 1). קטעי המצוק מופו לפני ואחרי סופת החורף הקיצונית של 11 – 13 בדצמבר 2010, אשר במהלכה נמדדו גלים של מעל 10 מטר (גובה מרבי). לסערה בעצמה כזו זמן חזרה משוער של 10 – 20 שנה. לפני הסופה בכל האתרים שנלמדו, פני המצוק היו אנכיים בקירוב והתאפיינו בקרום בעל צבע כהה אשר מלמד על תקופת יציבות של מספר שנים לפחות.

תגובת המצוק החופי לגלי הסערה תועדה היטב בחוף אולגה והיותה בסיס להבנת התהליך (Katz and Mushkin, 2013). השפעת פגיעת הגלים במהלך הסופה במצוק ניכרת עד לגובה של מספר מטרים, כפי שניתן להסיק מהצבע הבהיר של חלק המצוק התחתון בו לא נשמר הקרום הכהה (איור 5). שני תהליכי גריעת חומר התרחשו תוך כדי הסופה: סחיפה לים של טאלוסים קיימים (תוצרי ההתמוטטות מצוק קודמת) ויצירת צנir בבסיס המצוק שבמקומות הגיע לעומק של יותר ממטר. יצירת הצנir תוך כדי הסופה כללה גם את פינוי החומר שנותק מהמצוק על ידי הגלים. לאחר הסופה במהלך כחודש ימים, עד פברואר 2011, לא זוהתה פעילות משמעותית של קריסת מצוק (איור 6). אולם, לאחר פרק זמן של כחודשיים מהסערה (3/2011) התרחשה קריסה גדולה בנפח של כ- 1,100 קוב אשר גרמה לנסיגת גג המצוק מזרחה בכ- 7 מטר. כשלושה חודשים לאחר הסערה (4/2011) התרחשה קריסת מצוק נוספת בנפח של כ- 950 קוב אשר גרמה גם היא לנסיגת גג המצוק מזרחה בכ- 8 מטר (איור 6). הקריסות הללו התרחשו מעל הצנירים שנוצרו במהלך הסופה ולמעשה השלימו את כשל המצוק כלפי מעלה. תוצרי הקריסות נערמו בסיס המצוק (איור 6).

דפוס זה של כשל מצוק כתגובה לסחיפה במהלך הסערה חזר על עצמו בחופים נוספים (Katz and Mushkin 2013). נמצא קשר בין גודל הצנir שהתפתח במהלך הסערה לנפח ההתמוטטות שהתרחשו בשבועות ובחודשים לאחר הסערה (איור 7). נפח הכשל המאוחר, המהווה השלמה של ההתמוטטות של חלק המצוק העליון מעל הצנir, גדול יותר מנפח החומר שהוסר במהלך הסערה עצמה תוך כדי התפתחות הצנir.

תנועת כשל המצוק מגג הצנir כלפי מעלה לאחר הסערה הביאה במקומות לנסיגת גג המצוק (למשל חוף אולגה דרום; איור 8). נסיגת המצוק המשמעותית ביותר שנרשמה בהקשר לסערת דצמבר 2010 התרחשה בחוף אולגה צפון (במהלך 1/2011), שם נסוג גג המצוק בכ- 8 - 10 מטרים (איור 9). ואולם לא בכל המקומות המצוק הגיב בצורה דומה לסערה, למשל בחוף געש (איור 8) לא הגיע הכשל לגג המצוק ולמעשה הסערה לא גרמה לנסיגת המצוק למרות שהביאה להסרה של חומר מבסיסו.

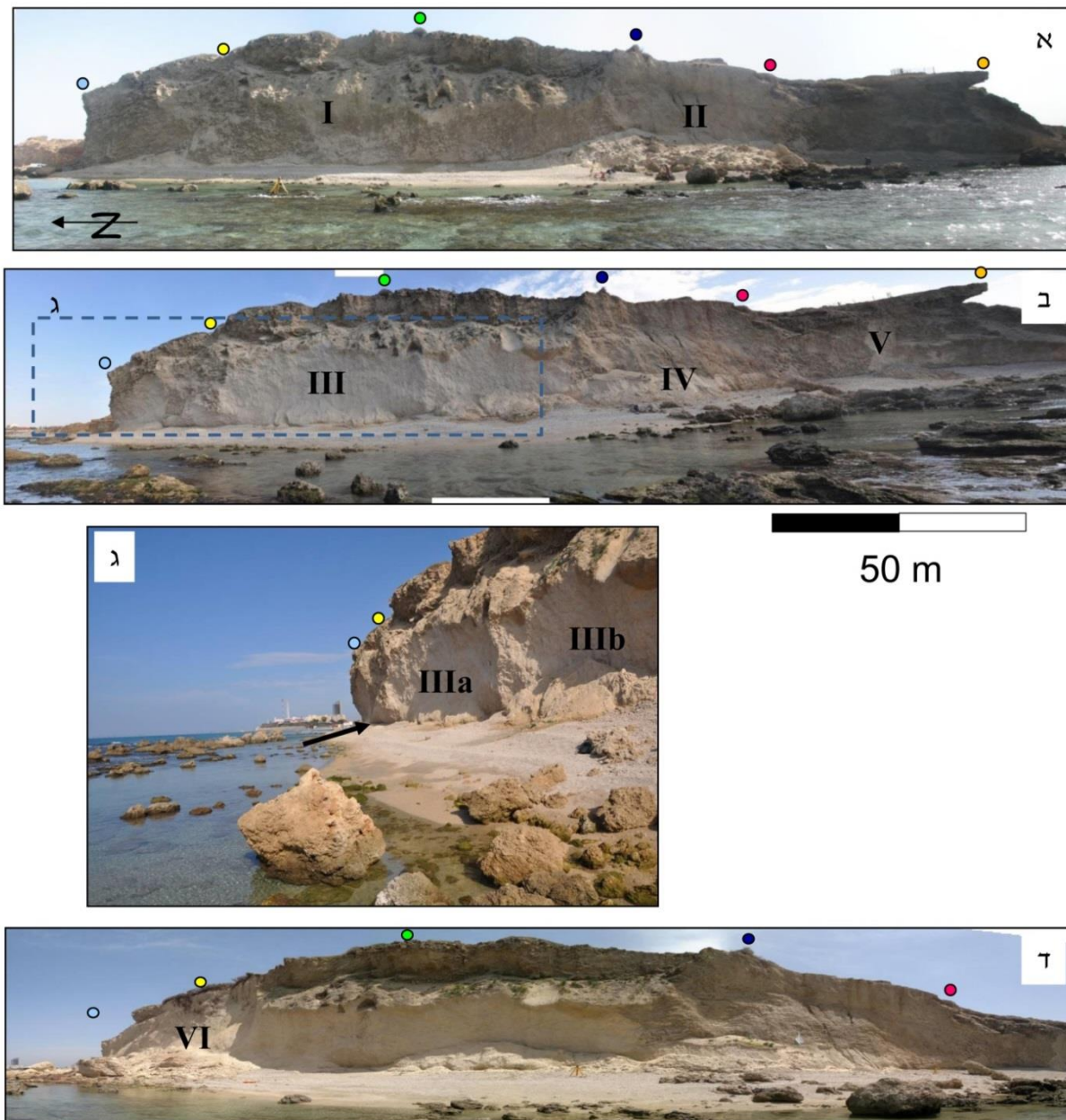
במסגרת המחקר של Katz and Mushkin (2013), מופו במהלך קיץ 2011 כל גלישות המדרון שהתרחשו במהלך ובעקבות הסופה לאורך מצוק השרון. נמצאו סה"כ 90 גלישות בנפח של 1 מ"ק ומעלה (איור 10). אורך קטעי המצוק בהם התרחשה ההתמוטטות נמדדו, ונמצא כי למרות שהסופה הייתה יחסית נדירה בעוצמתה, פחות מ- 5% מאורך מצוק השרון עבר סחיפה בעקבות הסערה.

המחקר אודות השפעת סערת חורף חזקה על המצוק החופי (בישראל) הביא לשתי מסקנות עיקריות בהקשר לאופן נסיגת המצוק:

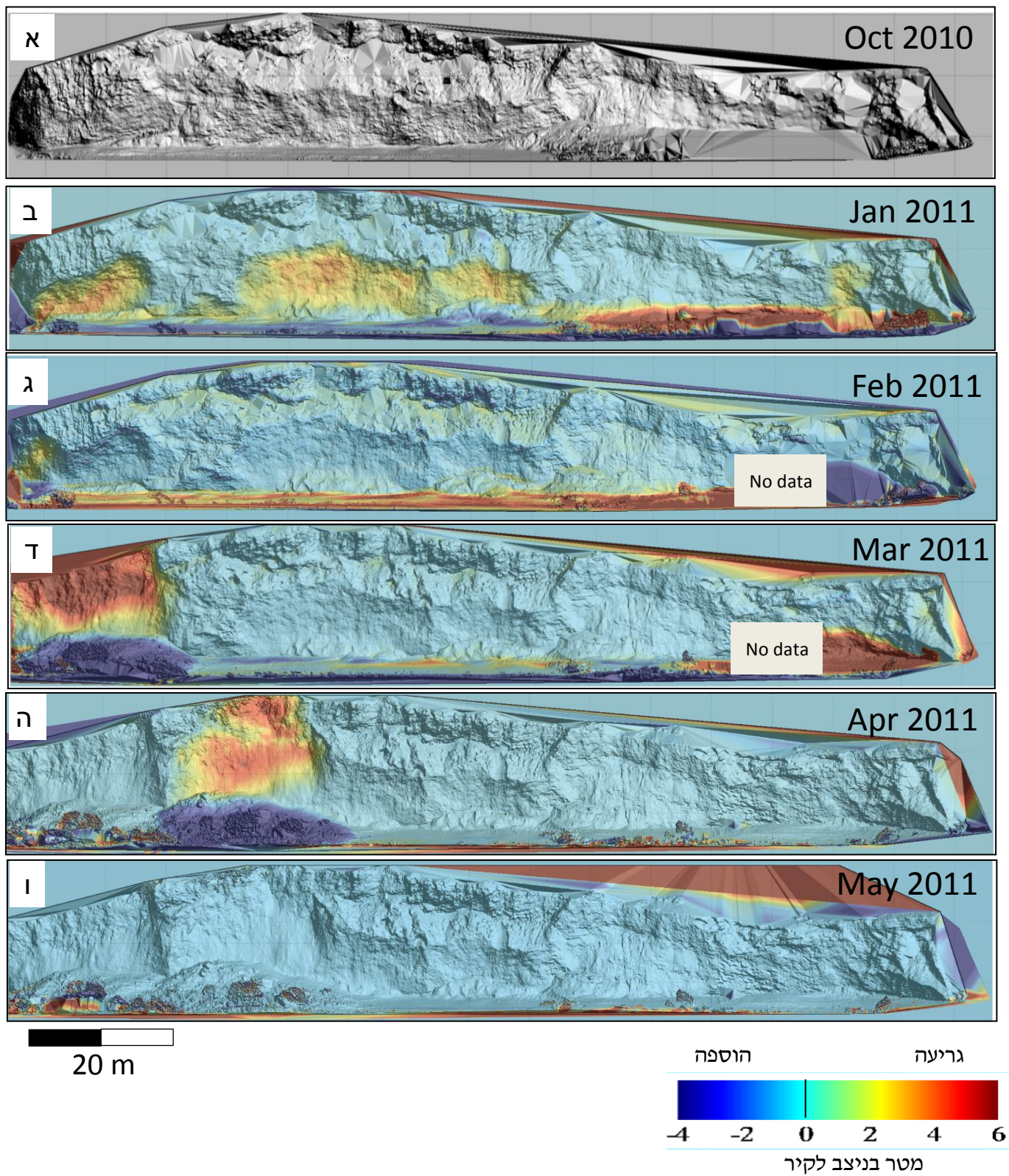
1. **מנגנון הכשל:** הכשל מטפס מבסיס המצוק, שם נוצר צנir במהלך הסופה, לכיוון חלקו העליון של המצוק אשר מתמוטט בחודשים שאחרי הסופה בעקבות אי היציבות שיוצר הצנir והמצוק השלוח

שמעליו (איור 8). הכשל מגיע לגג המצוק וגורם לנסיגתו בעיקר במצוקים הקרובים לאנכיים, בעוד שבמצוקים אחרים הכשל נעצר לפני הגעה לגג המצוק ולמעשה הסופה לא גורמת לנסיגה של גג המצוק למרות שחומר נגרע מבסיסו. במקומות בהם חשופה חמרת נחשולים מתרחשות מעליה גלישות בעלות נפחים גדולים (איור 8ב) אשר לעיתים מגיעות עד גג המצוק וגורמות לנסיגתו מזרחה.

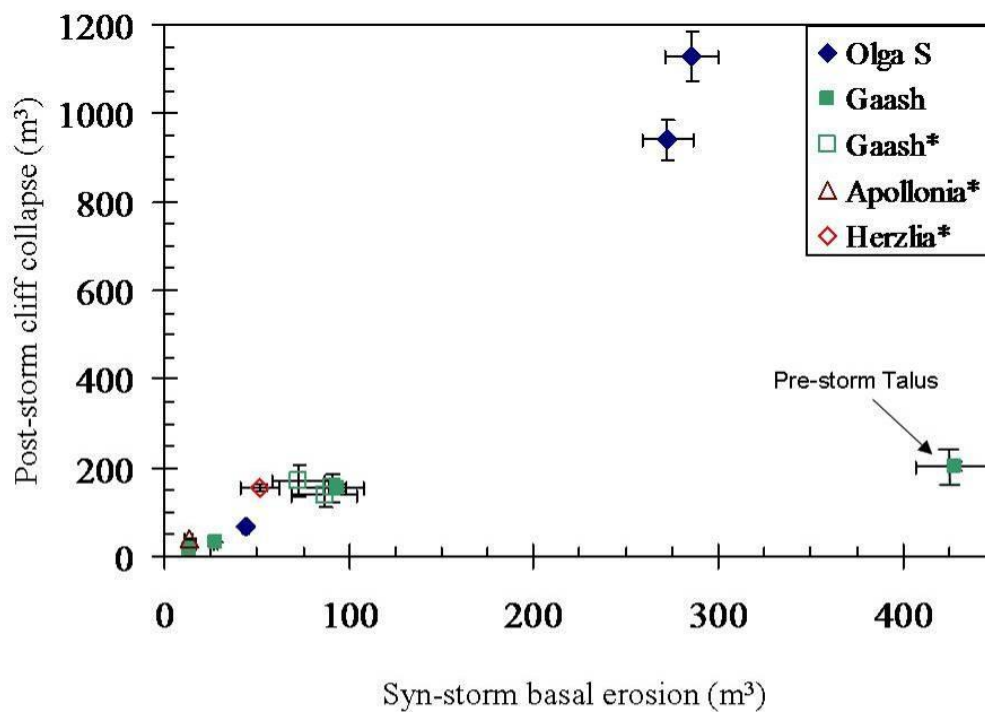
2. **השפעה של סופת חורף חזקה:** סופת חורף חזקה יכולה לגרום באופן מקומי לנסיגת גג מצוק משמעותית של קרוב ל- 10 מטר (איור 9). אולם, סופה יחידה משפיעה רק על חלק קטן מכלל אורך המצוק (איור 10).



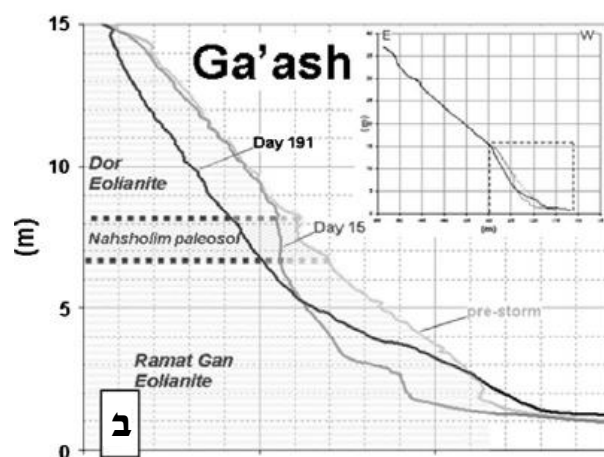
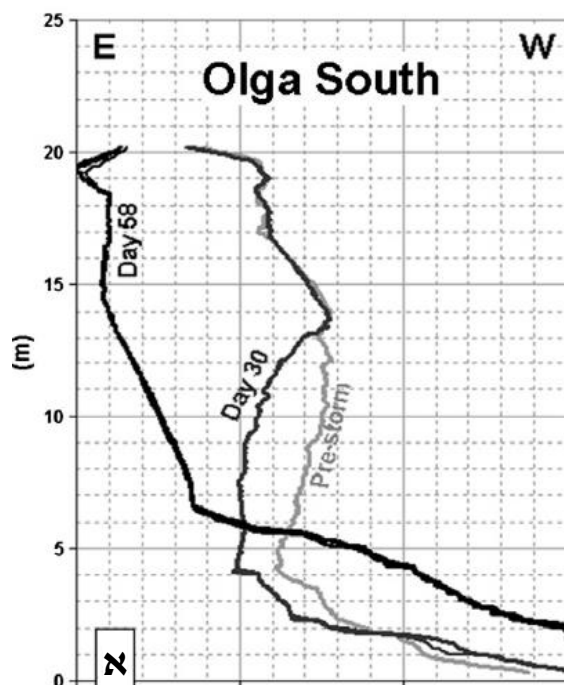
איור 5. המצוק החופי באתר אולגה-דרום לפני ואחרי סערת החורף של דצמבר 2010 (Katz and Mushkin 2013). מיקום האתר בין תל עפר ותל גדור (איור 1). העיגולים הצבעוניים מציינים מיקום זהה בתמונות השונות. (א) המצוק לפני הסערה (28.10.2010). ניתן להבחין שפני המצוק כהים יחסית (I) למעט בחלק הדרומי שם קיימת גלישה עם צלקת בהירה (II) וטאלוס בבסיסה; (ב) המצוק לאחר הסערה (12.1.2011); (ג) הגדלה של ב (השטח המופיע בהגדלה תחום בקו מקווקו בתמונה ב). פגיעת גלי הסערה יוצרת מצוק בהיר יותר עקב סחיפת החומר בזמן הסערה (III), במהלך הסערה נוצר צנור בבסיס המצוק (IIIa, IIIb, ומסומן בחץ) והטאלוס של הגלישה הקדומה לסערה (II) נסחף בחלקו (IV). גלישה נוספת התרחשה לאחר הסערה כאשר הטאלוס שלה נשאר במקומו ולא נסחף על ידי גלי הסערה (V); (ד) המצוק כ- 4 חודשים לאחר הסערה (מרץ, 2011), בחודש זה התרחשה התמוטטות מדרון משמעותית (VI) מעל הצנור המסומן בחץ בתמונה ג.



איור 6. השפעת הסערה של דצמבר 2010 על המצוק החופי באתר אולגה דרום (Katz and Mushkin 2013). האיור מציג: (א) תמונת הצללה של פני המצוק לפני הסערה (אוקטובר 2010) ומפות הפרשים של החודשים ינואר עד מאי 2011 (ב – ו). צבע תכלת מציין ללא שינוי, צבע כחול מציין תוספת של חומר וצבעים חמים מציינים גריעה של חומר. המצב בינואר 2011, מיד לאחר הסערה (ב), מוצג בתמונה באיור 6ג, הגלישה הגדולה של מרץ 2011 (ד) מוצגת בתמונה באיור 6ד.



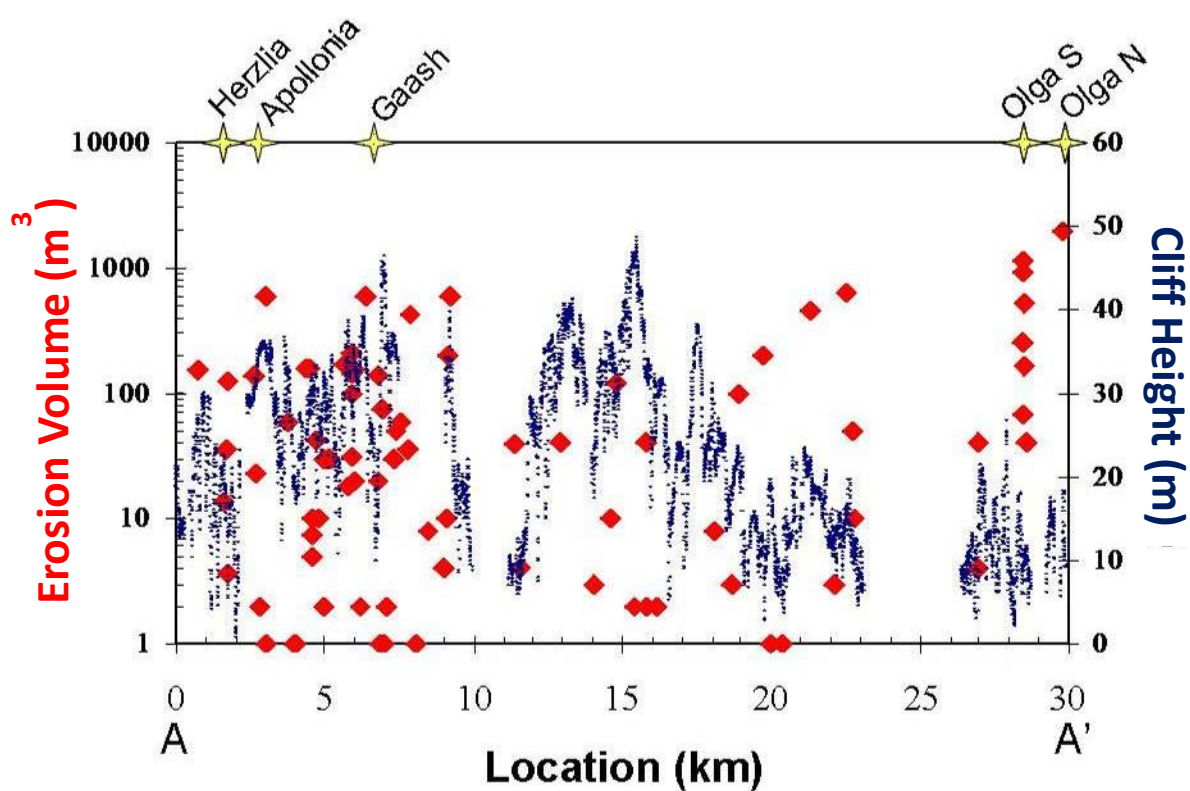
איור 7. נפח של אירועי התמוטטות מצוק בדידים לאחר הסערה של דצמבר 2010 כתלות בנפח של אירועי התמוטטות בעת הסערה בבסיס המצוק מתחת להם (Katz and Mushkin 2013).



איור 8. חתכי רוחב המציגים את תנועת הכשל (קריסת המדרון) במעלה המצוק החופי, מיצירת צנור בבסיס המצוק בעת הסערה (דצמבר 2010) ועד להתמוטטות המצוק מעל הצנור חודשים לאחר הסערה (Katz and Mushkin 2013). (א) חוף אולגה דרום, כאן הכשל לאחר הסערה מסיג את גג המצוק לאחור; (ב) חוף געש, כאן הכשל לא מגיע לגג המצוק ולא גורם לנסיגתו.



איור 9. התמוטטות המצוק בחוף אולגה צפון (תל עפר) לאחר סערת החורף של דצמבר 2010 (למיקום ראה איור 1). ההתמוטטות התרחשה ב- 14.1.2011 (33 יום לאחר הסערה) והסיגה את גג המצוק עד למרחק מרבי של כ- 8 מטר.



איור 10. סיכום נפח גלישות המדרון שהתרחשו לאורך מצוק השרון בעת ולאחר סערת החורף של דצמבר 2010 (מעוין אדום מציין את נפח הגלישה ומרחקה מהרצליה לאורך מצוק השרון כלפי צפון). עוד מוצג גובה המצוק כקו כחול.

3. קצב הנסיגה של המצוק החופי

קצבי נסיגה הינם הממד המקובל כיום בעולם לכימות הסחיפה של מצוקים חופיים ולאפיון תגובתם של המצוקים לשינויים סביבתיים כגון עליית מפלס פני הים, שינוי אקלים ו/או השפעות האדם (Field et al., 2014; Kennedy et al., 2014; Solomon, 2007). לרוב, קצבי נסיגה מחושבים כערכים חד מימדיים ממוצעים של מטר/שנה, על ידי חילוק מרחק הנסיגה הנמדד (של גג או בסיס המצוק) במשך זמן חלון התצפית. על כן, זיהוי שינויים בקצב הנסיגה של מצוק חופי מצריך השוואה בין קצבים מדודים בחלונות זמן שונים. כלומר, קביעה האם קצב הנסיגה התגבר בחלון זמן מסוים מצריכה קביעה של קצבי רקע ארוכי טווח והשוואה לקצבים מדודים מחלון הזמן הנלמד.

3.1 קצבי הרקע של נסיגת המצוק בחלונות זמן של מאות עד אלפי שנים

3.1.1 קצבי נסיגה על סמך שיקולים גיאולוגיים

למרגלות כשני שלישים מחזית מצוק השרון מופיעות טבלאות גידוד בגובה פני המים (איור 11א). הטבלאות בנויות מכורכר המצוק והן מציינות את השתרעות רכס החוף מערבה בזמן תקופת הקרח כאשר פני הים היו נמוכים מהנוכחיים (Perath and Almagor, 2000). עם המעבר לתקופה הבין-קרחונית פני הים החלו עולים וכאשר הגיעו לגובהם הנוכחי, לפני 4,000 שנה, החלו לחצוב (לגדד) את רכס החוף וליצור את מצוק החוף ואת טבלת הגידוד בבסיסו (איור 11ב). עם המשך נסיגת המצוק התרחבה טבלת הגידוד. רוחב טבלאות הגידוד לאורך המצוק הינו 240 ± 120 מטר והן לרוב מקבילות לקו המצוק הנוכחי. היווצרות הטבלאות ערכה כ- 4,000 שנה ועל כן קצב הנסיגה הממוצע המתקבל הינו הוא 0.06 ± 0.03 מטר/שנה.

המחקר לגבי השפעת סופת חורף חזקה על המצוק החופי (Katz and Mushkin, 2013) תעד מספר התמוטטויות מצוק גדולות אשר גרמו לנסיגת גג המצוק לכיוון היבשה עד מרחק המתקרב ל- 10 מטר. במקרים אלו תוצרי ההתמוטטות, גושי סלע גדולים וערמה של חומר חולי בלתי מלוכד (טאלוס), נערמים בסמיכות לבסיס המצוק. עם הזמן החומר הדק מסולק מערימות הטאלוס על ידי הגלים וגושי הסלע נשארים בבסיס המצוק באזור ההתמוטטות כסמנים למיקומו הקודם של המצוק. על גבי משטחי הגידוד לאורכו של מצוק השרון, מעבר לבסיס המצוקים כלפי מערב, מופיעים במקומות "חזיתות" מאורכות של גושי סלע מקבילות לבסיס המצוק (איור 12א). על פי הדמיון בין חזיתות הסלעים המונחות על גבי משטחי הגידוד ובין גושי הסלע תוצרי סופת דצמבר 2010 שנמצאים היום בסיס המצוק ניתן לקבוע ששורות הסלעים הן תוצר של התמוטטות מצוק היסטורית והן מסמנות את מיקום המצוק ההיסטורי בעת ההתמוטטות.

חזיתות סלעים המעידות על אירועים היסטוריים של כשל מצוק נשתמרו לאורך מצוק השרון ב- 12 אתרים. באתרים אלו השורה הקרובה למצוק, הצעירה ביותר, (B3) נמצאת במרחק ממוצע של 14 ± 5 מטר מערבה מהמצוק, השורה המרוחקת יותר (B2) נמצאת במרחק 15 ± 5 מטר מערבה מ B3. בשני אתרים קיימת שורה נוספת (B1), עתיקה יותר, והיא נמצאת במרחק כ- 15 מטר מערבה מקו B2. המרחק הקבוע של כ- 15 מטר בין אירועי כשל מציין באופן כללי הומוגניות מכאנית של מצוק החוף ואת היכולת שלו להחזיק מצוק שלוח מעל הצנר שנחצב על ידי הגלים בבסיסו (Kogure and Matsukura, 2010; Castedo, 2012). הגודל האופייני של הסלעים בחזיתות B1 – B3 קטן מקרבת החוף מערבה ומידת הבלייה של הסלעים, הבאה לידי ביטוי גם בצבעם, גדלה גם היא כלפי מערב (איור 12ב - ד). העובדה שלכל חזית בולדרים תכונות מורפולוגיות אופייניות המבדילות אותה מהחזיתות האחרות באותו אתר מעידה על פרק זמן משמעותי (עשרות-מאות שנים) בין אירועי הכשל של החזיתות. על מנת להשיג נסיגה של 240 ± 120 מטר

באירועים בדידים של 15 מטר נסיגה מאז הגעת פני הים לגובהם הנוכחי לפני כ-4,000 שנה, נדרשים 16 ± 8 אירועים. כלומר, זמן חזרה ממוצע של אירוע התמוטטות ונסיגת מצוק (T_{epsd}) הוא 325 ± 175 שנה.

באתר אולגה צפון סלע חוף (Beach Rock) שהוא סלע הנוצר במהירות מליכוד של גרגרי חול בסביבה חופית (Vousdoukas et al., 2007), נצפה בבסיסם של סלעי החזיתות B2 ו-B1 (איור 12ד). תצפיות השדה מלמדות כי סלע החוף מאוחר להתמוטטות גושי-הסלע מהמצוק. גילו של סלע החוף סביב חזית B2 הנמצאת כ-30 מטר מהמצוק של היום הוערך בשיטת OSL לכ-900 שנה (Mushkin et al., Under Review). גיל זה מעיד על קצב נסיגה ממוצע של כ-0.03 מטר/שנה באלף השנים האחרונות, שהושג על ידי שתי התמוטטויות עיקריות: B2 (לפני כ-900 שנה) ו-B3 (לפני 5 שנים ב-2011).

3.1.2 קצבי נסיגה על סמך שיקולים ארכיאולוגיים

שיטה נוספת להערכת קצב הנסיגה של המצוק, היא על סמך מבנים ארכיאולוגיים שנבנו בהקשר למצוק החופי של תקופתם. שיחזור המבנה ההיסטורי והערכה לגבי ממדי חלק-המבנה החסר כתוצאה מהתמוטטות המצוק, בתוספת להערכה לגבי תקופת בניית המבנה, מאפשרים את חישוב קצב הנסיגה (איור 13). Barkai et al. (Under Review), בחנו 7 אתרים לאורך מצוק השרון וכן במקטע הדרומי (איור 1: תל עפר, תל גדור, תל מכמורת, אפולוניה, תל מיכל, תל יבנה, אשקלון). האתרים כוללים את פרק הזמן מתקופת הפרסית (לפני כ-2,500 שנה) ועד התקופה הצלבנית (לפני כ-800 שנה). קצב הנסיגה המחושב נע מפחות מ-0.01 מטר/שנה ועד 0.05 מטר/שנה. בנוסף, העדויות הארכאולוגיות בלפחות שני אתרים (אפולוניה ותל מיכל) תומכות באופן הבלתי רציף בזמן של נסיגת המצוק, כלומר יציבות של מאות שנים בין אירועי כשל מצוק. בתל עפר (אולגה צפון) קיימת התאמה בין העדויות הארכאולוגיות לגיאולוגיות, כאשר קריסת המצוק המתועדת על ידי קו B2 התרחשה לפני כ-900 שנה (סביב שנת 1,100) בעוד שמבנה, שהשטח עליו נבנה התמוטט במועד זה, מתוארך לתקופה הביזנטית, לפני כ-1,400 שנה, כלומר כמה מאות שנים לפני ההתמוטטות.

3.1.3 סיכום הידע על קצבי הרקע של נסיגת המצוק באלפי השנים האחרונות

לסיכום, הערכת קצב הנסיגה של המצוק החופי בישראל תוך שימוש בתצפיות גאולוגיות וארכאולוגיות לאורך חלון זמן ארוך של מאות עד אלפי שנים, הוביל לשתי מסקנות עיקריות:

1. **קצב נסיגת המצוק החופי:** קצב הנסיגה הממוצע של המצוק החופי כפי שתועד במצוק השרון ובמקטע הדרומי במאות עד אלפי השנים האחרונות קטן מ-0.1 מטר בשנה (בד"כ לא עולה על 0.05 מטר בשנה בממוצע, כלומר עד 5 סנטימטר בשנה בממוצע).
2. **אופן נסיגת המצוק החופי:** נסיגת המצוק מתרחשת תקופתית, כאשר קיימות תקופות של עד מאות שנים בהם המצוק במקטע מסוים יכול להיות יציב בין אירועים בדידים בהם מתרחש כשל מצוק באותו מקטע. אירועי כשל גדולים היכולים להביא לנסיגת מצוק של עד כ-15 מטר מתרחשים כל 300 עד 500 שנה בממוצע. אירועי קריסה בדידים המתבטאים בנסיגה קטנה יותר יכולים להתרחש תוך פרקי זמן קצרים מאוד, ואולם קצב הנסיגה הממוצע של המצוק גם במקרים אלו קטן מ-0.1 מטר/שנה.



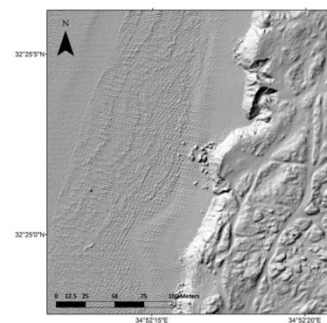
איור 11א. משטח הגידוד לאורך מצוק השרון, מוצג מצפון (שמאל) לדרום (ימין) על גבי אורתופוטו מ-2010. קו מקווקו מציין את הקצה המערבי של המשטח הוא הקצה המערבי של רכס החוף אשר לתוכו גודד המצוק החופי. הריבועים הלבנים-שקופים מציינים חוף ללא מצוק (פתחת פולג ואלכסנדר) ואזור מושפע משמעותית מפעילות האדם (העיר נתניה ושוברי הגלים בחזיתה). עוד מופיעים המקטעים בהם חושב קצב הנסיגה העכשווי של המצוק (טבלה 1): גוש, נתניה דרום, נעורים ועין הים.



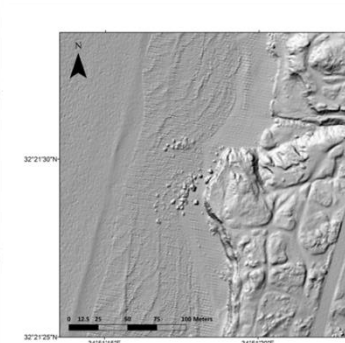
איור 11. דוגמא למשטח גידוד (תמונה מאזור אולגה). רוחב משטח הגידוד (כ- 100 מטר) מסומן בחץ לבן; שיחזור הגיאומטריה המקורית של דיונת החוף, לפני תחילת הגידוד, מופיע בקו מקווקוו (גיל מוערך כ- 4,000 שנה לפני ההווה).



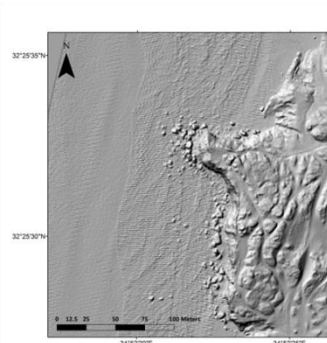
Site 1



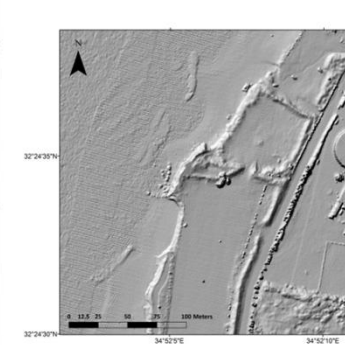
Site 4



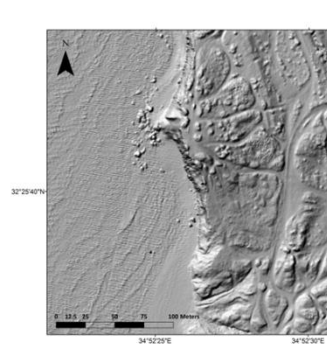
Site 2



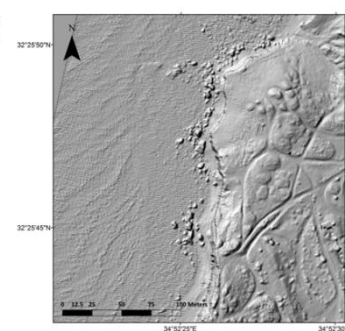
Site 5



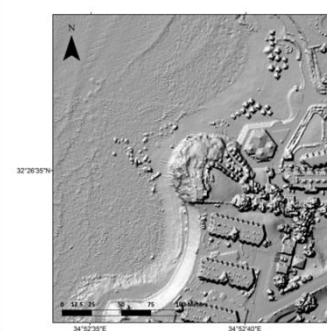
Site 3



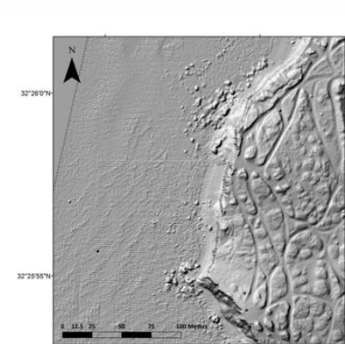
Site 6



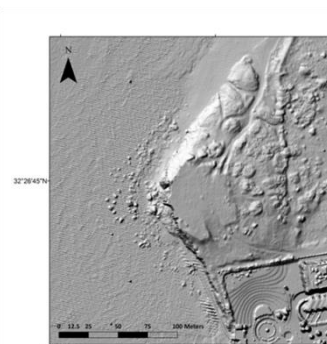
Site 7, 8



Site 11

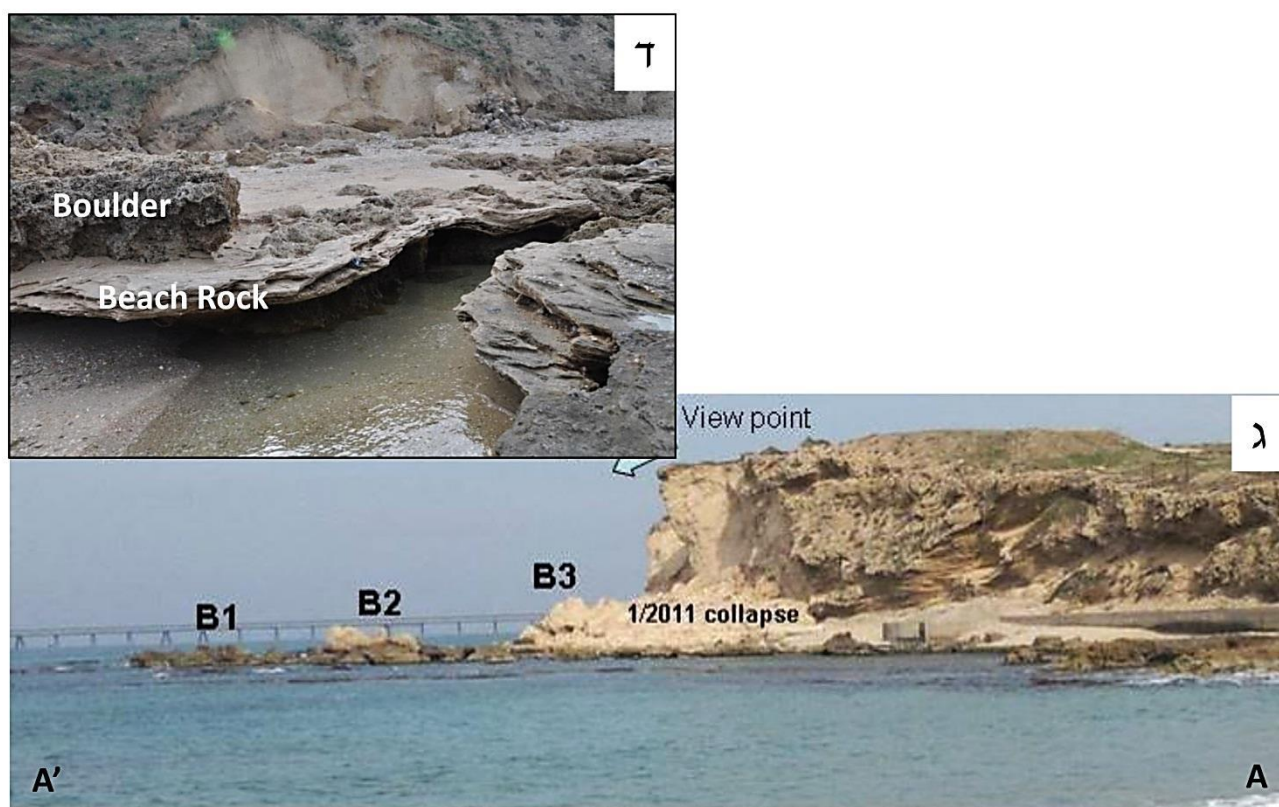
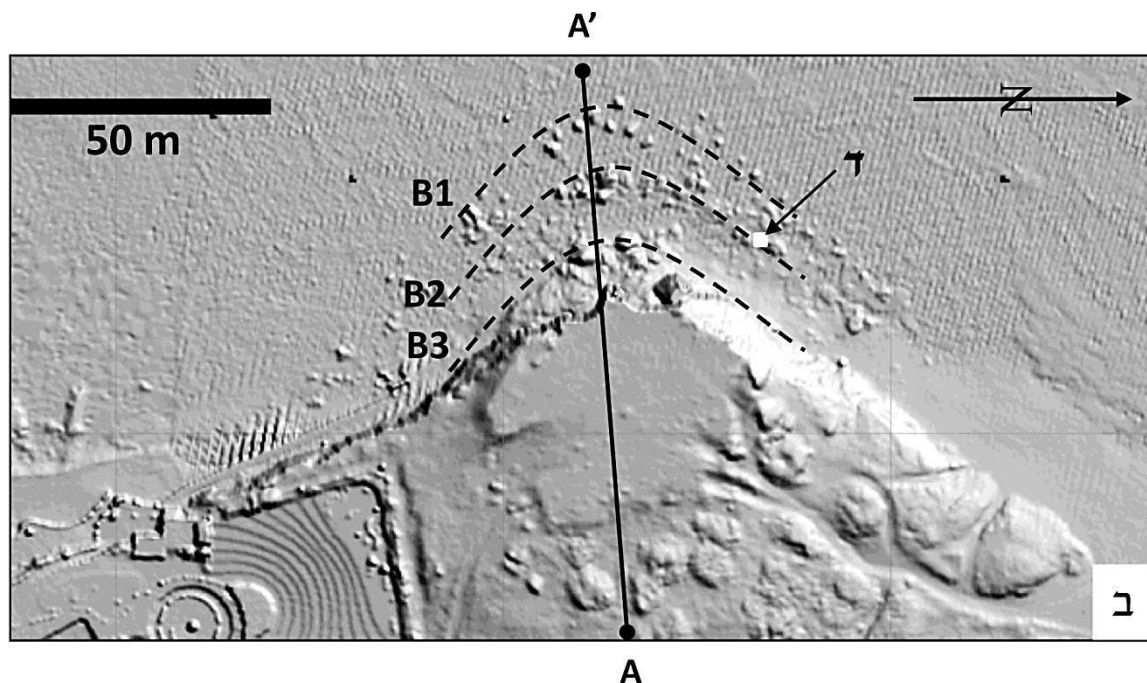


Site 9, 10

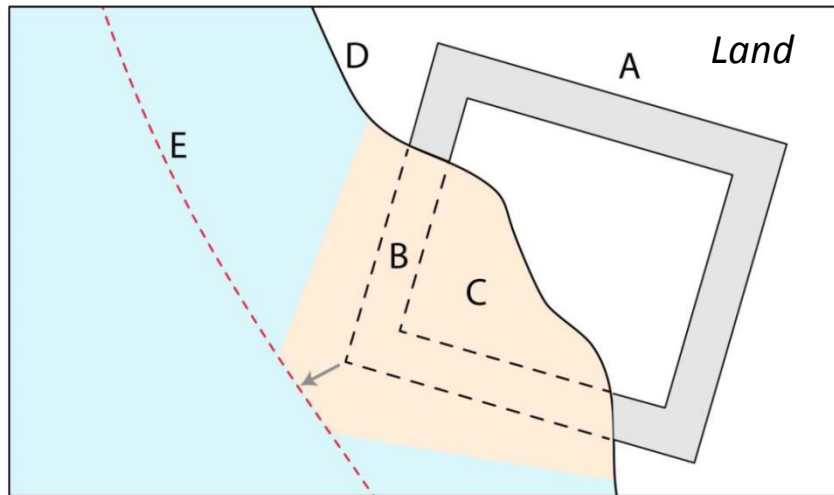


Site 12

איור 12. (א) קווי סלעים לאורך מצוק השרון. משמאל מפת מיקום האתרים בין נתניה לאולגה. מימין מפות הצללה של כל אתר ברזולוציה של 0.5 מטר (LiDAR אווירי).



איור 12, המשך. (ב). מבט מפה של אתר אולגה צפון (Katz and Mushkin 2013; למיקום ראה S12 ב- א') המציג את התמוטטות ונסיגת המצוק כתוצאה מסערת החורף של דצמבר 2010 (קו סלעים B3) ובנוסף מסומנים קווי סלעים המציינים את המיקום ההיסטורי של המצוק החופי (B1, B2); (ג) תמונת חתך A – A' של האתר (למיקום החתך ראה א); (ד) יחסי שדה בין סלע חוף (Beach Rock) וגוש סלע שנפל בהתמוטטות מצוק היסטורית B2. סלע החוף נדגם לצורך תיארוך התמוטטות המצוק באירוע B2 (למיקום של ד, ראה ב).



איור 13. אופן חישוב קצב הנסיגה ארוך הטווח של המצוק החופי תוך שימוש בתצפיות ארכיאולוגיות (Barkai et al., under review). החישוב נעשה על ידי חלוקת מרחק הנסיגה של קו המצוק (D - E) בגיל המבנה הארכיאולוגי. (A) הממצאים הארכיאולוגיים הקיימים; (B) חלק המבנה המשוחזר; (C) השטח החסר ששימש לשחזור קו המצוק ההיסטורי (E).

3.2 בחינה מחדש של קצבי נסיגת המצוק מאז אמצע המאה ה-20

3.2.1 עבודות קודמות

בישראל קצב הנסיגה של המצוק החופי הוערך בעבר לאורך מספר קטעי מצוק על ידי מיפוי חוזר של קצה המצוק העליון ('גג המצוק') במספר מועדים, בדרך כלל תוך שימוש בתצלומי אוויר ו/או סקרי שדה מעשרות השנים האחרונות. המרחק (במטרים) בין מיקום קצה המצוק במועדים שונים חולק בהפרש השנים בין תצלומי האוויר לקבלת קצב הנסיגה הממוצע במונחים של מטר/שנה. הקצב המקסימלי שנמצא בשיטה זו היה בד"כ מספר עשרות סנטימטרים בשנה ובמקומות אף מעל ל-1 מטר/שנה (Zviely and Klein, 2004 ומקורות נוספים שם). כץ וחובי, 2007, העריכו בשיטה דומה את קצב הנסיגה של כלל המצוק החופי (אשקלון עד קיסריה) ומצאו שקצב הנסיגה משתנה על פני המרחב ונע בין אפס (ביותר ממחצית אורך המצוק) ל-0.5 מטר/שנה.

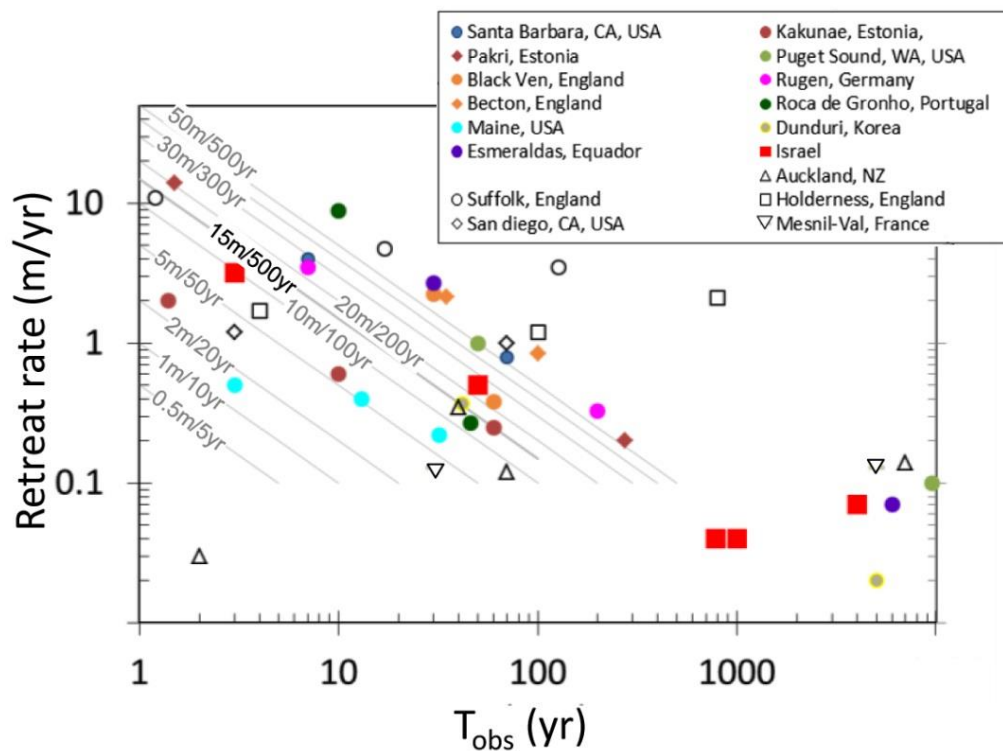
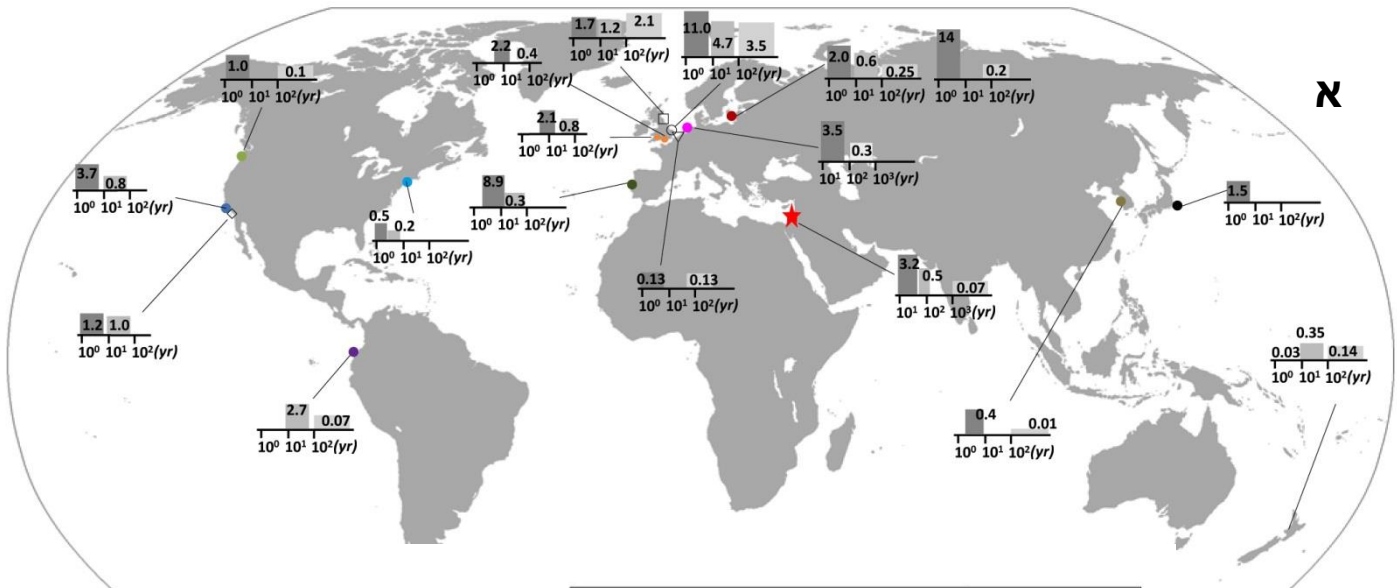
3.2.2 הבעייתיות באומדן הקצבים הנוכחיים (קצרי המועד: שנים בודדות-עשרות שנים) של נסיגת גג

המצוק

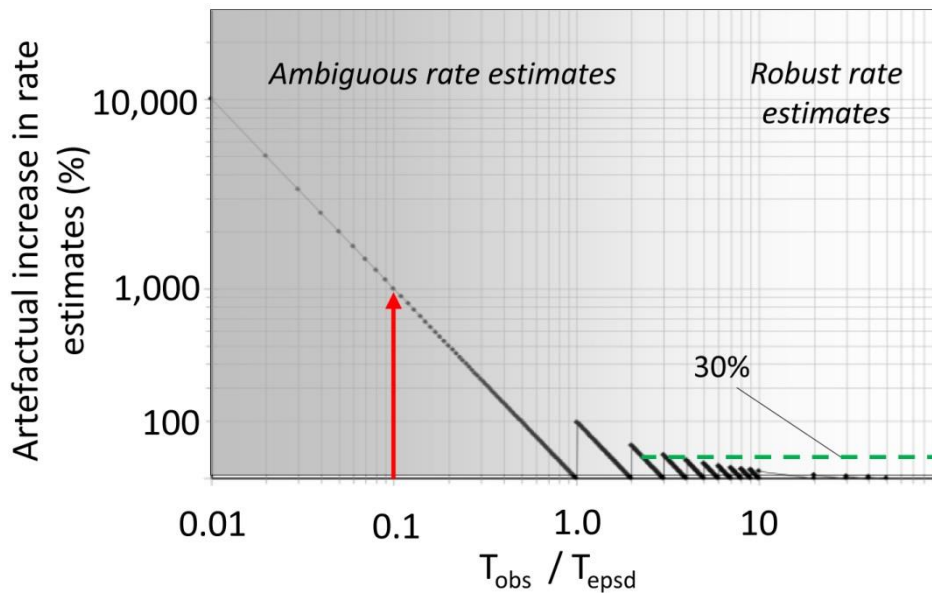
מחקרים קודמים הצביעו על הבעיה הבסיסית בכימות שינויים בקצבי תהליכים גיאולוגיים בשל שימור חלקי של העדויות הגיאולוגיות (Sadler, 1981; Tipper, 1983) ו/או חלונות תצפית הקצרים מזמן החזרה האופייני של תהליך לא רציף (אפיזודי) בזמן (Gardner et al., 1987; Gingerich, 1983; Mouslopoulou et al., 2009). בעייתיות זו זכתה להכרה גם בהקשר של כימות הנסיגה של מצוקים חופיים (Bray and Hooke, 1997; Hapke, 2004; Sunamura, 1983), אשר מתרחשת לרוב באופן לא רציף עם זמני חזרה של עשרות - מאות שנים (Bray and Hooke, 1997). למרות זאת, קצבי נסיגה ממוצעים חד מימדיים של גג מצוק, המחושבים על ידי מיצוע מרחק נסיגה מדוד (L) על פני משך חלון התצפית (T_{obs}) ומוצגים בצורה של מטר/שנה, ממשיכים להוות את המדד המקובל כיום בעולם לקצב נסיגת מצוקי חוף בפרקי זמן של שנים עד אלפי שנים (איור 14).

במקרים של נסיגת מצוק לא רציפה בזמן, האומדן המקובל לקצב נסיגת גג מצוק, כלומר L/T_{obs} , הופך להיות תלוי במשך חלון התצפית כאשר מרחק הנסיגה (L) נשאר קבוע בין אירועים של קריסת מצוק, בעוד T_{obs} משתנה ומשפיע בצורה מלאכותית על אומדן הקצב המתקבל. השפעת התלות של הקצב הממוצע בחלון הזמן היא ביחס הפוך ליחס שבין T_{obs} לבין זמן החזרה האופייני של אירועי נסיגת גג המצוק (T_{epsd}) (איור 15). הערכת יתר של עד כ- 30% באומדני קצב נסיגה במקרים ש- T_{obs} ארוך פי 3 מ- T_{epsd} , גדלה להערכת יתר של עד כ- 100% כאשר T_{obs} דומה ל- T_{epsd} , ולהערכת יתר של עד 1,000% במקרים שאומדן הקצב מחושב מ- T_{obs} שהוא 0.1 מ- T_{epsd} . בהתחשב בכך ש- T_{epsd} של המצוקים בחופי ישראל יכול להגיע למאות ספורות של שנים ניתן לקבוע כי אומדני קצב נסיגת גג המצוק של ישראל בעשרות השנים האחרונות, המחושבים מתוך L/T_{obs} , נתונים לטעות מדידה (הערכת יתר) אפשרית של מאות עד אלפי אחוזים (איור 15). על כן, משמעותם של אומדני הקצב המדווחים לנסיגת גג המצוק במהלך עשרות השנים האחרונות, המגיעים בד"כ לערכים של עד 0.5 מטר/שנה (Zviely and Klein, 2004), אינה ברורה משום שהם יכולים לייצג הערכת יתר מלאכותית של קצב הנסיגה בגלל בעיית הדיגום שפורטה לעיל, האצה אמיתית בקצב נסיגת המצוק ו/או כל שילוב אפשרי של שניהם. בעיה זו אינה ייחודית למצוק החוף של ישראל ומשקפת פער מידע בסיסי לגבי יכולתנו לאמוד את קצב הנסיגה הנוכחי של מצוקי חוף ברחבי העולם בעזרת תצפיות של נסיגת גג מצוק (Mushkin et al., under review).

מאז בנייתה של המעגנה בחוף אשקלון ושוברי הגלים המנותקים מצפונה (1992 - 1994) ניכרת נסיגה משמעותית של המצוק החופי מצפון למערך זה (אלמגור ופרת, 2016). במקום תועדה נסיגת מצוק של כ- 10 מטר עד לשנת 1999 ונסיגה נוספת של כ- 20 מטר ב- 10 השנים שלאחר מכן (אלמגור ופרת, 2016 והפנייה שם לעבודות נוספות). נסיגת מצוק זו של עד כ- 30 מטר בכ- 20 שנה נראית על פניו כחריגה מהקצב הטבעי של נסיגת המצוק החופי. אולם, כפי שהוסבר לעיל, קשה לבסס מדעית את הקביעה שנסיגה זו מציינת האצה בקצבי הנסיגה. במקרה זה $T_{obs} / T_{epsd} \sim 0.1$, ועל כן, לבד מהאצה בקצב הנסיגה, תתכן גם הערכת יתר משמעותית בחישוב הקצב (איור 15). עם זאת, העובדה שנסיגת מצוק זו מתרחשת על פני רצועת מצוק ארוכה של מאות מטרים, ולא כאירוע כשל מצוק בודד, תומכת באפשרות של האצה בקצב נסיגת המצוק באזור זה.



איור 14. (א) קצב נסיגה של מצוקי חוף בעולם מוצג לפי חלון התצפית בו חושב. במקרים רבים הקצב שחושב בחלון תצפית קצר (שנים עד עשרות שנים) גבוה מאילו שחושבו בחלונות תצפית ארוכים; (ב) הצגה של קצבי הנסיגה המופיעים ב- א לפי חלון התצפית (T_{obs}) עבורו חושבו. הקווים האלכסוניים מייצגים קצב נסיגה מחושב בעל ערך גבוה מהקצב ארוך הטווח, המתקבל עקב חלון תצפית קצר מזמן החזרה האופייני לאירוע (T_{epd}). התרחישים השונים מיוצגים על ידי מרחק הנסיגה בכל אירוע (מטר) וזמן החזרה (שנים). כל התרחישים מייצגים קצב נסיגה ארוך טווח של 0.1 מטר/שנה.



איור 15. תחזית לעליה המלאכותית בקצב הממוצע של נסיגת מצוק לא רציפה בזמן כתלות ביחס שבין חלון התצפית (T_{obs}) לזמן החזרה האופייני של אירוע כשל מצוק (T_{epsd}). כאשר $T_{obs}/T_{epsd} = 0.1$ (המקרה של המצוק החופי כשאר מחשבים קצב נסיגה בתצלומי אוויר) צפויה עליה בקצב המחושב של 1,000% (מסומן אדום); כאשר $T_{obs}/T_{epsd} > 1$ (המקרה של המצוק החופי כשאר מחשבים קצב נסיגה לפי טאלוסים על פני שנים אחדות) צפויה עליה בקצב המחושב פחות מ- 30% (מסומן ירוק).

3.2.3 הערכת קצבי נסיגת מצוק קצרי מועד על סמך מאזן הסדימנטים בסובב החופי

בכדי להתמודד עם פער המידע לגבי קצב הנסיגה קצר המועד (שנים-עשרות שנים) של מצוק החוף (כלומר המצב בו $T_{obs} < T_{epsd}$), ניתן לבחון את התהליך מנקודת מבט אחרת, של מאזן הסדימנטים בסובב החופי (Sunamura, 1983; Perath, 1982). נסיגה פעילה של המצוק החופי מחייבת:

$$E_{base} \geq E_{cliff} \quad (1)$$

כאשר E_{cliff} מייצג את קצב הסחיפה (נפח לזמן) של המצוק החופי (הבא לידי ביטוי באירועי התמוטטות מקומיים) ו- E_{base} את קצב שבו הגלים מסלקים/סוחפים את הטאלוס, הוא החומר שקרס מהמצוק והושקע על החוף בבסיס המצוק (איור 16). מקרה בו משוואה 1 אינה מתקיימת הינו תהליך של היזון חוזר שלילי בו המצוק מספק יותר חומר מאשר מסולק מהחוף, הטאלוס יצטבר עם הזמן בבסיס המצוק כאלמנט המגן על בסיס המצוק מפעולת הגלים וייצב בכך את המצוק שמעל; נסיגת המצוק תבלם. לפיכך, על מנת ליצור אי יציבות במצוק, הגלים חייבים לסלק לפחות נפח של חומר השווה לנפח החומר שמתמוטט מהמצוק מעל. עלכן, מדידה של נפח הטאלוס המסולק מבסיס המצוק על ידי הגלים מהווה מדד לסחיפת החומר מהמצוק.

הסחיפה של טאלוסים מבסיסו של מצוק החוף בישראל מתרחשת בעיקר על ידי פעילות גלים כתלות בגאות/שפל, עונות השנה וסערות חורף. בתוך כך, אומדני קצב של E_{base} המחושבים בחלונות זמן של מספר שנים ומעלה צפויים להיות רגישים פחות לבעיה של הערכת יתר מלאכותית בגלל שהיחס בין T_{obs} (מספר שנים) לבין האפיזודות של פעילות הגלים בבסיס המצוק (יומי - חודשי) גדול משמעותית מ- 1 (איור 15). אומדן קצר מועד של קצב פינוי הטאלוסים מבסיס המצוק יכול על כן לשמש כאומדן לקצב הסחיפה/נסיגה קצר המועד המרבי האפשרי במצוק מעל.

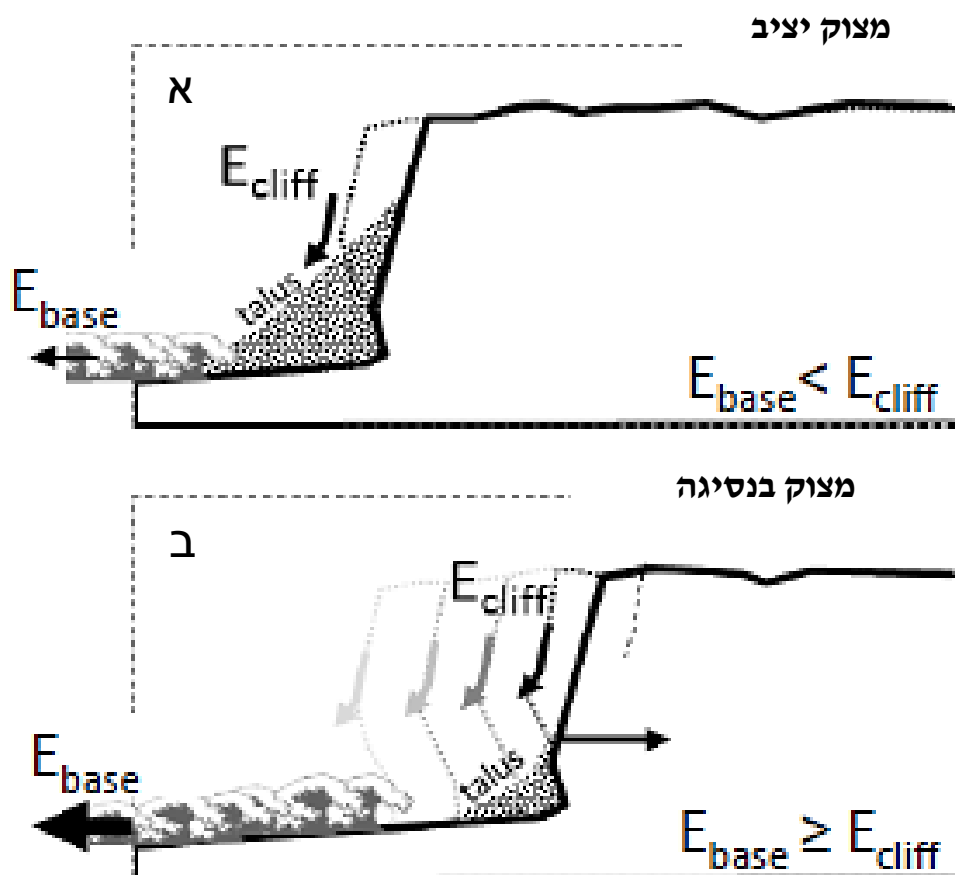
מחקרים קודמים הדגימו את השימוש בנתוני מד טווח לייזר (LiDAR – Light Detection and Ranging) מוטס ברזולוציה גבוהה לאמוד כמותית תהליכי סחיפה והשקעה לאורך מצוקים חופיים (Young et al., 2009; Young et al., 2010). אחרים הדגימו גם את החשיבות של מיפוי השוני המרחבי בתהליכים אלו להבנת הסובב החופי (Brooks and Spencer, 2010). בעבודה הנוכחית נעשה שימוש במד-טווח לייזר מוטס מ-3/2006 (0.5 נקודות/מ"ר), 4/2011 (4 נקודות/מ"ר), 2/2014 (4 נק"מ/מ"ר) ו-2/2015 (4 נק"מ/מ"ר) בכדי למדוד את E_{base} במהלך תקופות אלו ולהסיק מכך על קצבי הנסיגה של מצוק השרון מאז 2006 (איור 17). E_{base} חושב בנפרד עבור כל אחד מארבעת מקטעי המצוק הרציפים והבלתי מופרים המרכיבים את מצוק השרון (איור 11א): מקטע 'עין ים' (אולגה צפון – מכמורת, 2.5 ק"מ), מקטע 'נעורים' (בית ינאי – נתניה, 6.1 ק"מ), מקטע 'נתניה דרום' (נתניה – פולג, 4.6 ק"מ) ומקטע 'געש' (ווינגייט – הרצליה, 5.6 ק"מ).

נתוני ה-LiDAR עבור כלל מצוק השרון מצביעים על סילוק חומר-טאלוס בקצב של 23 – 51 אלפי מ"ק לשנה, מאז 2006 (טבלה 1). קצבים מדודים אלו של E_{base} מציינים קצבי נסיגת מצוק מרביים אפשריים של 0.06, 0.05 ו-0.11 מטר/שנה עבור חלונות הדגימה (T_{obs}) של 3, 8 ו-1 שנה שנבדקו, בהתאמה, מאז 2006 (קצבי נסיגת המצוק מחושבים על ידי חלוקת כלל הנפח המסולק בפרק זמן מסוים בשטח המצוק). בניגוד לקצב קצר-מועד של נסיגת גג מצוק, הם אינם מראים תלות ב- T_{obs} (איור 18). קצבי נסיגת המצוק המחושבים על סמך E_{base} בארבעה קטעים שונים לאורך המצוק (געש, נתניה דרום, נעורים, עין ים) מצביעים על שונות מרחבית מינימלית בקצבי הסחיפה לאורך מצוק השרון (טבלה 1).

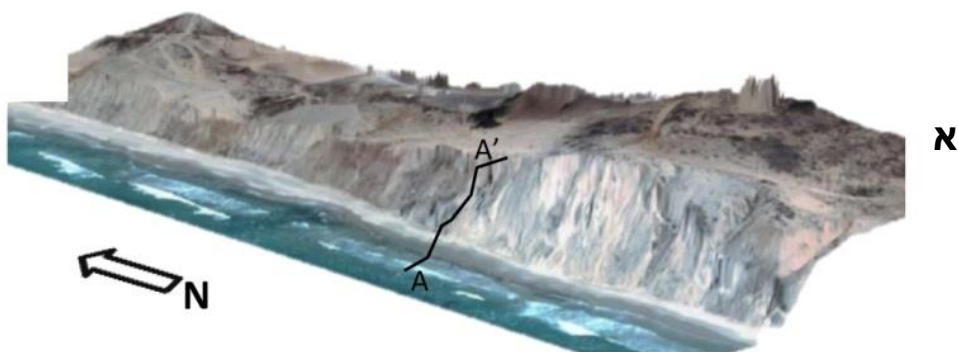
הקצבים המחושבים בשיטה זו בעזרת הערכת E_{base} מ-10 השנים האחרונות (בהתחשב ב-30% שגיאת מדידה) הינם חופפים לקצבי הרקע של נסיגת מצוק השרון העומדים על 0.03-0.09 מטר/שנה במהלך ארבעת אלפי השנים האחרונות. כלומר, מכיוון ש- $T_{obs} < T_{epst}$, אין כאן הערכת יתר כפי שקיימת בשיטה של הערכת קצב נסיגה על סמך מיקום גג המצוק. הערכה כמותית לסחיפה של טאלוסים לאורך מצוק השרון במהלך שנת 1983 נתנה אומדן קצב נסיגת מצוק מקסימלי דומה של כ-0.07 מטר/שנה (Perath, 1982).

טבלה 1. קצבי נסיגה מחושבים לאורך מצוק השרון על בסיס מיפוי LiDAR מוטס

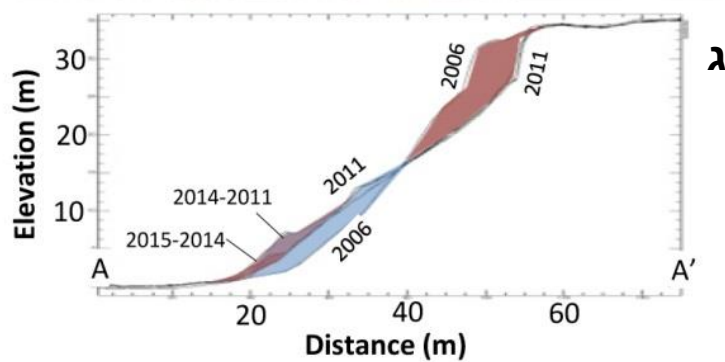
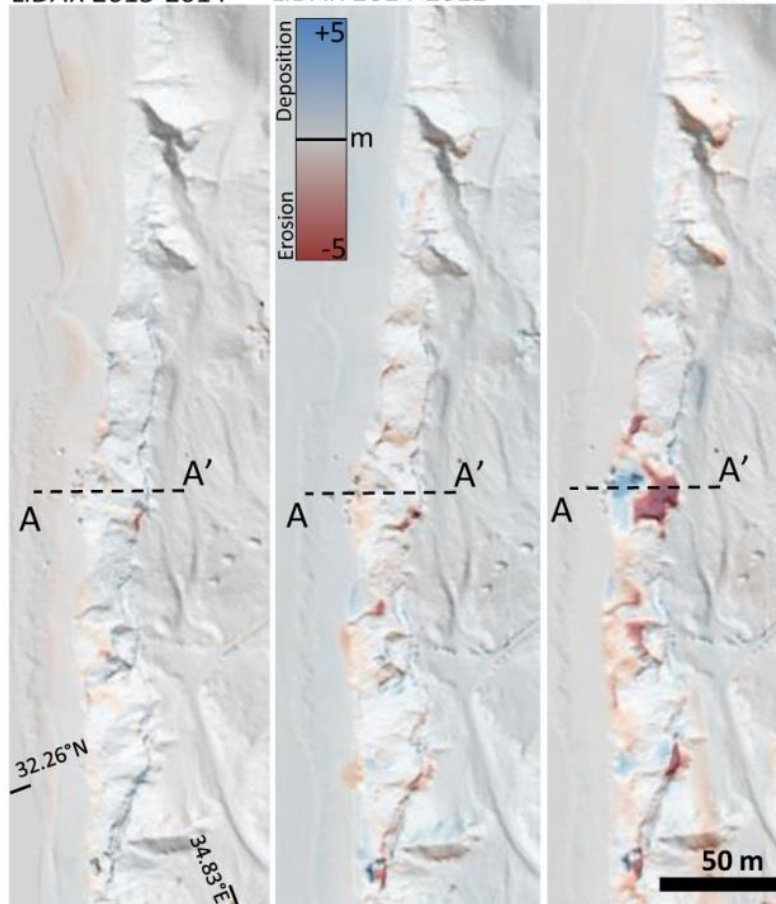
Cliff segment	Length (m); Avg. height (m)	E_{base} 2006-2014 (m^3)	E_{base} 2011-2014 (m^3)	E_{base} 2014-2015 (m^3)	Max cliff retreat 2006-2014 (m/yr)*	Max cliff retreat 2011-2014 (m/yr)*	Max cliff retreat 2014-2015 (m/yr)*
Ein Yam 32.447°N/34.878°E 32.414°N/34.871°E	2,500; 14	23,093± 6,928	13,910± 4,173	2,398± 719	0.08± 0.02	0.13± 0.04	0.07± 0.02
Ne'urim 32.383°N/34.862°E 32.333°N/34.850°E	6,100; 26	44,640± 13,392	5,982± 1,795	13,523± 4,057	0.04± 0.01	0.01± 0.01	0.09± 0.03
Natanya South 32.323°N/34.847°E 32.280°N/34.835°E	4,600; 30	66,879± 20,064	21,747± 6,524	15,984± 4,795	0.06± 0.02	0.05± 0.02	0.12± 0.03
Ga'ash 32.263°N/34.830°E 32.195°N/34.806°E	5,600; 29	96,404± 28,921	38,374± 11,512	19,519± 5,856	0.07± 0.02	0.08± 0.02	0.12± 0.04
All	18,800; 26	231,016± 69,304	80,013± 24,004	51,424± 15,427	0.06± 0.02	0.05± 0.02	0.11± 0.03
All - Annual E_{base} (m^3/yr)	--	28,877± 8,663	22,671± 8,001	51,424± 15,427			



איור 16. סחיפת חומר מהטאלוסים על ידי הגלים כמדד לנסיגת מצוק. (א) סחיפת חומר (E_{base}) קטנה מנפח התמוטטות המצוק (E_{cliff}). חומר המצוק נערם כטאלוס בבסיס המצוק ומונע המשך סחיפה של בסיס המצוק והמשך התמוטטות; (ב) $E_{base} \geq E_{cliff}$, מצב המאפשר סחיפה של בסיס המצוק, כשל המשכי של פני המצוק ונסיגה פעילה בגגו.



LiDAR 2015-2014 LiDAR 2014-2011 LiDAR 2014-2006



איור 17. (א) מבט אלכסוני על מצוק חופי ממקטע געש באורך של כ- 350 מטר (אורתופוטו מ- 2010 מוצג על גבי שריג טופוגרפי של 2014); (ב) מפות הפרשים (אנכיים) מוצגת על גבי מפת הצללה ברזולוציה של 0.5 מטר (מועדי המיפוי מופיעים מעל המפות; כחול מציין תוספת של חומר ואדום סחיפה של חומר); (ג) חתך A-A' שהוכן מתוך סריקות הליידר של 2006, 2011, 2014 ו- 2015. ניתן להבחין בהתמוטטות מצוק ובנייה של טאלוס בבסיסו בין 2006 ו- 2011, כאשר הטאלוס עובר סחיפה בשנים שלאחר מכן, בין 2011 עד 2015.

4. אופן ההערכה העתידית של שינוי בקצב הנסיגה של המצוק החופי

התצפיות הגיאולוגיות והארכיאולוגיות מצביעות באופן עקבי על קצבי נסיגה ארוכי טווח של 0.03 - 0.09 מטר/שנה, כאשר תהליך הנסיגה מתבסס על אירועי כשל ונסיגה בדידים של עד כ- 15 מטר המופרדים על ידי תקופות יציבות מצוק שיכולות להגיע למספר מאות שנים. איור 18 מדגים שחישוב קצב נסיגה מתצפיות לגבי מיקום גג המצוק על פני טווח זמן קצר ממאות שנים יכול ליצור הערכת יתר מלאכותית של קצב נסיגת המצוק. קצבי הנסיגה הגבוהים לאורך מצוק השרון שהתקבלו מתצפיות קצרות טווח בתחומי המאה ה-20 (בעיקר על בסיס תצ"א; למשל, Zviely and Klein, 2004) יכולות להיות מוסברות על ידי מנגנון הכשל הבלתי רציף בזמן (האפיזודי) שנצפה בשדה ותואר לעיל (15 מטר נסיגה כל כמה מאות שנים), כאשר התצפית היא קצרה מזמן החזרה האופייני של מספר מאות שנים (איור 18).

על בסיס ההבנות הנ"ל מוצע כאן תהליך לחישוב של קצב נסיגת המצוק החופי בישראל שלא יסבול מאפשרות של הערכת יתר בשל חלון תצפית (T_{obs}) קצר ביחס לזמן האופייני של המערכת (T_{epst}). תהליך זה מומלץ לבחינת ההשפעה של הפעילות להאטות/מניעת הנסיגה של המצוק החופי שתבוצע במסגרת החברה הממשלתית להגנות מצוקי חוף הים התיכון. עקרון השיטה:

ניתן לתאר בקירוב ראשון את המאזן הנפחי (ΔV) של הסדימנטים במערכת המצוק-חוף על ידי:

$$\Delta V = -E_{cliff} + D_{base} - E_{base} \quad (2)$$

כאשר E_{cliff} מייצג סחיפה ונסיגה (קריסה) של המצוק, D_{base} מייצג השקעה/הצטברות של חומר שקרס מהמצוק אל החוף ו- E_{base} את גריעת החומר מהחוף על ידי הגלים וסילוקו מהמערכת (איורים 3, 16). בהינתן שבמצוק השרון פעולת הגלים היא הגורם העיקרי לסילוק חומר מהמערכת מתחייב ש:

$$E_{base} \geq E_{cliff} \quad (3)$$

משום שאחרת עם הזמן יצטבר החומר שקורס מהמצוק כערימת טאלוס המגנה על בסיס המצוק ובכך מייצבת את המצוק ומונעת את המשך נסיגתו. לכן, ניתן להתייחס לקצב סילוק החומר מהחוף (E_{base}) כחסם עליון לקצב נסיגת המצוק מעל (E_{cliff}). מבחינת מאזן הסדימנטים במערכת המצוק-חוף E_{cliff} ו- D_{base} הם בעיקרם מנגנונים לשינוע חומר בתוך המערכת בעוד E_{base} הוא המנגנון העיקרי לסילוק חומר מהמערכת. על כן ניתן לפשט את משוואה (2) לידי:

$$\Delta V \approx E_{base} \quad (4)$$

מאיחוד של משוואות 3 ו-4 ניתן להגיע ל:

$$\Delta V \geq E_{cliff} \quad (5)$$

כלומר מדידה של ΔV יכולה לספק חסם עליון לקצב הנסיגה המקסימלי האפשרי של המצוק עצמו.

עבור מערכת המצוק-חוף בישראל ניתן למדוד את ΔV על ידי אפיון תלת מימדי ברזולוציה גבוהה של שינויים טופוגרפיים במערכת עם הזמן. בהינתן שקיימות שיטות שונות לבצע מדידות מסוג זה (מד טווח לייזר (LiDAR) מוטס, פוטוגרמטריה, סקרי שדה, GPS) אנו מצאנו שבשלב זה של התפתחות הטכנולוגיות הנ"ל, LiDAR אווירי נותן את המענה היעיל והיציב ביותר למדידת ΔV לאורך המצוק כולו. למטה מפורטים שלבים לביצוע בעזרת נתוני LiDAR אווירי:

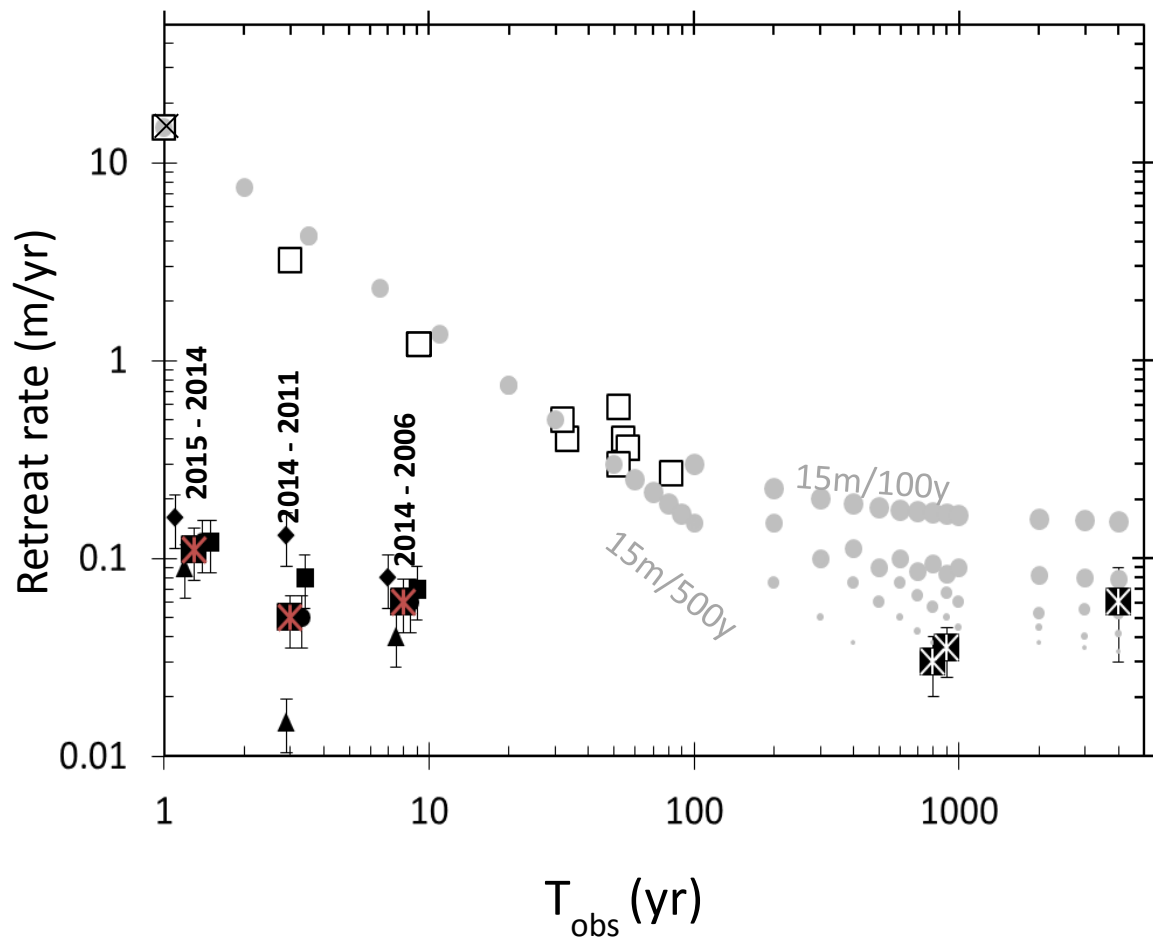
1. ביצוע טיסות LiDAR חוזרות (ברזולוציה של לפחות 4 נקודות למ"ר) ובנייה של שריג טופוגרפי (DEM) ברזולוציה גבוהה (לפחות 0.5 מטר/פיקסל) של אזור העניין לאורך המצוק. בייצור השריג יש להתחשב בהסרה של צמחייה ואלמנטים נוספים שלא קשורים ישירות לטופוגרפיה של המצוק / חוף. יש לשים לב כי פילטרים מרחביים להסרת צמחיה יכולים גם להסיר אלמנטים חשובים כגון בולדרים וחלקי מצוק אחרים.
2. על מנת לזהות שינויים בין שני מועדים בהם בוצעה טיסה ונבנה שריג טופוגרפי, מיוצרת מפת הפרשים (ההפרש בגובה הטופוגרפי בין שני השריגים עבור כל פיקסל; ביצוע במערכת ממ"ג). בשלב זה חשוב מאד להעריך את דיוק העיגון המרחבי של הנתונים מהגיחות השונות. בעיות בעיגון המרחבי יכולות לייצר שינויים מדומים, בפרט בסביבת גג המצוק. יש גם לבדוק את הדיוק האבסולוטי של נתוני הגובה. סטייה במימד האנכי בנתונים יכולה גם היא לייצר שינויים מדומים במפת ההפרשים.
3. בעזרת מפת ההפרשים ניתן לזהות אזורים בהם קיים שינוי בטופוגרפיה של המצוק. בשלב זה נדרשת בקרה 'ידנית' של מפעיל אשר ידע להחליט אם ניתן להסביר את הגאומטריה של השינוי בגבהים על ידי מנגנון כשל מוכר של המצוק (סעיף 2.1). לדוגמא הפרש מחושב המראה נסיגת מצוק רציפה של 1 מטר לאורך מספר ק"מ כנראה מקורו בשגיאת עיגון בין השריגים הטופוגרפיים, שכן התמוטטויות מצוק בד"כ לא עולות על אורך של עשרות מטרים ויש להן בד"כ גיאומטריה קעורה אופיינית (איור 17).
4. מומלץ לבצע, אם אפשר, בחינה של האזורים הנ"ל בשדה ואישורם כאתרי התמוטטות מצוק / סחיפת טאלוס בעת הנבדקת (בין שתי הטיסות).
5. לאחר הבקרה הידנית יש לייצר שכבות ממ"ג של פוליגונים המציינים אתרים של גריעת חומר (שינוי שלילי בטופוגרפיה במימד האנכי, לדוגמא: התמוטטות מצוק או סחיפת חומר טאלוס) ופוליגונים המציינים תוספת חומר (שינוי חיובי בטופוגרפיה בציר האנכי, לדוגמא: הערמות של חומר בבסיס המדרון כטאלוס או סלעים).
6. על מנת לחשב קצב נסיגה של המצוק מומלץ להתייחס לקטעי מצוק רציפים בנפרד (ראה לדוגמא טבלה 1) ולא לכל רצועת החוף כמקשה אחת. להלן סדר הפעולות לחישוב קצב נסיגה של המצוק:
 - א. לחשב את נפח הפוליגונים הממופים, וזאת על ידי הכפלה של שטח כל פיקסל בפוליגון בערך ההפרש הטופוגרפי שחושב עבורו. נפח פוליגון המייצג גריעה ותוספת יהיה שלילי וחיובי, בהתאמה.
 - ב. לסכום את נפח כלל הפוליגונים בכדי לקבל את ΔV (פוליגונים גריעה + פוליגונים תוספת) ביחידות של מ"ק. $\Delta V = 0$ יציין שאין סילוק של חומר מהחוף (כל החומר שהתמוטט מהמצוק נשאר על החוף). ΔV שלילי יציין שכמות החומר שנגרעה מהטאלוסים עולה על

תרומת המצוק לחוף ולכן קיימת נסיגת מצוק (כפי שהוסבר לעיל). ΔV חיובי יציין תרומה חיצונית של סדימנטים למערכת, זהו מצב חריג המחייב בדיקה מחודשת של הנחות היסוד.

ג. לחלק את ΔV במשך הזמן בין נתוני ה-LiDAR בכדי לקבל את קצב השינוי ב ΔV . יתקבל קצב שינוי נפחי ביחידות של מ"ק/שנה.

ד. לחלק את השינוי הנפחי המתקבל (מ"ק/שנה) באורך מקטע המצוק (יחידות של מטר) ובגובהו הממוצע (יחידות של מטר) בכדי לקבל את קצב נסיגה מנורמל מרבי עבור המקטע הנבדק של המצוק ביחידות של מטר/שנה בכוון ניצב למצוק.

7. קצב נסיגה מנורמל מקסימלי העולה משמעותית על מספר סנטימטרים בשנה יציין האצה אפשרית בקצב הנסיגה של המצוק החופי מעל קצבי הרקע, עבור המקטע הנבדק.



קצב נסיגה שחושב על בסיס סחיפה של טאלוסים (מהשנים 2006 - 2015) :

✕ Sharon sea cliff LiDAR

◆ Ein Yam LiDAR

▲ Neurim LiDAR

● Natanya South LiDAR

■ Gaash LiDAR

קצב נסיגה ארוך טווח (כ- 4,000 שנה) שחושב על בסיס גיאולוגיה וארכיאולוגיה :

✕ Long term 'background' retreat

קצב נסיגה שחושב בעזרת תצלומי אוויר וסקרי שדה על בסיס נסיגת גג המצוק (100 שנה אחרונות) :

□ 20th century cliff-top retreat

קצב נסיגה שחושב בעזרת מודל (אירוע נסיגה של 15 מטר כל 100 עד 500 שנה) :

● Model

איור 18. קצב הנסיגה של מצוק השרון שחושב על בסיס מעקב אחרי הטאלוסים בעזרת לידר האווירי מעשר השנים האחרונות (סמנים שחורים); קצב שחושב על תצפיות גיאולוגיות וארכיאולוגיות מ- 4,000 השנים האחרונות (סמנים שחורים); קצב שחושב בעבודות קודמות (Zviely and Klein, 2004) בעזרת תצלומי אוויר ממאה השנים האחרונות על סמך נסיגת גג המצוק (סמנים פתוחים); קצב שחושב בעקבות סערת חורף (Katz and Mushkin, 2013) ריבוע פתוח עם X; עיגולים אפורים מסמנים את העלייה המלאכותית בקצב הנסיגה שחושבה עבור חמישה תרחישי נסיגת מצוק של 15 מטר כל 100, 200, 300, 400 ו- 500 שנה, כלומר קצב נסיגה ממוצע של 15, 8, 5, 4 ו- 3 ס"מ/שנה, בהתאמה.

5. סיכום

מצוק חוף הים התיכון של ישראל מתמוטט ונסוג לאחור (לעבר היבשה) במנגנון של אירועי כשל והתמוטטות בדידים (בזמן ובמרחב) המתרחשים לאורך כל המצוק. באופן כללי אירוע נסיגת מצוק בודד מתרחש על פני רצועת מצוק שלא תעלה על עשרות מטרים, ונסיגת המצוק באירוע יחיד זה לא תעלה על 15 מטר. משך אירוע של התמוטטות ונסיגת מצוק הוא קצר, זמן החזרה הממוצע של אירוע כשל מצוק בנקודה מסוימת יכול להגיע למאות שנים. במקומות בהם המצוק חלש תתכנה התמוטטויות תכופות יותר וקטנות יותר, אך בכל מקרה הקצב הממוצע ארוך הטווח נשאר דומה לכל אורך המצוק (הכולל מקטעים חזקים וחלשים).

קצב הנסיגה הטבעי הממוצע של המצוק (מצוק השרון והמקטע הדרומי), מאז יצירתו לפני כ- 4,000 שנה, הוא מספר סנטימטרים בודדים בשנה. קצב זה לא השתנה בעשרות השנים האחרונות למרות השינויים הרבים בסובב הטבעי של החוף הישראלי שנעשו על ידי האדם מאז תחילת המאה ה- 20. קצב הנסיגה גבוה יותר (עשרות סנטימטרים בשנה) שחושב ויוחס למצוק החוף הישראלי, מקורו בשגיאת דיגום הנובעת משימוש בחלון תצפית קצר (תצלמי אוויר מעשרות השנים האחרונות) לחישוב קצב פעולה של מערכת טבעית עם זמן חזרה אופייני של מאות שנים.

על מנת להתגבר על בעיית חלון התצפית הקצר ולעקוב אחרי שינויים בקצב הנסיגה של המצוק החופי, אנו מציעים להשתמש בתהליך סילוק החומר מבסיס המצוק על ידי הגלים כמדד לקצב נסיגת המצוק עצמו מעל. לתהליך סילוק החומר מבסיס המצוק יש זמן חזרה אופייני קצר יחסית (פחות משנה), ועל כן תצפיות לאורך שנים אחדות על תהליך זה לא יסבלו מהערכת היתר הקיימת בחישוב קצב נסיגת מצוק על בסיס מיפוי גג המצוק. את סילוק החומר מבסיס המצוק ניתן למדוד ולכמת בצורה יעילה בעזרת גיחות שנתיות של מד טווח לייזר אווירי (LiDAR) ברזולוציה גבוהה (4 נק"מ/ר). אנו ממליצים לעשות שימוש בשיטה זו על מנת לעקוב אחרי שינויים לאורך המצוק החופי שיתרחשו בהקשר לפעילות המתוכננת על ידי החברה הממשלתית להגנות מצוקי חוף הים התיכון.

6. מקורות

- אלמגור, ג., פרת, א., 2016. חוף הים התיכון של ישראל – מהדורה רביעית. המכון הגיאולוגי דוח GSI/13/02, 470 עמ'.
- ויסמן, ג., חיטי, ג., 1971. לימוד יציבות המצוק החופי. שלב א' לימוד צורות ההרס במצוקים לאורך החוף בקטע בית ינאי נחל פולג. טכניון, מכון טכנולוגי לישראל, דוח התקדמות 1970-1971, 22 עמ'.
- זילברמן, ע., אילני, ש., נצר-כהן, ח., קלבן, ר., 2006. מיפוי גיאומורפולוגי-ליתולוגי של רצועת החוף של ישראל (עד כ- 1 ק"מ ממזרח לחוף) הערות ודברי הסבר למפה. המכון הגיאולוגי, דוח GSI/23/06.
- כץ, ע., הכט, ה., פטרנקר, ג., אלמוג, ע., 2007. אומדן קצב הנסיגה של המצוק החופי בישראל והערכת מיקום המצוק בשנת 2100. המכון הגיאולוגי דוח GSI/21/07, 34 עמ'.
- נר, י., 1988. חופי הים התיכון של ישראל וצפון סיני, היבטים סדימנטולוגיים. המכון הגיאולוגי, דוח GSI/39/88, 130 עמ'.
- נר, י., 1992. מצוקי הכורכר בחופי הים התיכון של ישראל. המכון הגיאולוגי, דוח GSI/28/92, 75 עמ'.
- פרת, א., אלמגור, ג., 1996. סיכונים לאורך מצוק השרון. המכון הגיאולוגי GSI/5/96, 80 עמ'.
- קלבן, ר., אילני, ש., זילברמן, ע., 2006. דירוג מידת הסיכון לנסיגה מוגברת לאורך צוק החוף הים-תיכוני: יישום באמצעות כלי ממי"ג (GIS). המכון הגיאולוגי, דוח GSI/23/06, 34 עמ'.
- Arkin, Y., Michaeli, L., 1985. Short- and long- term erosional processes affecting the stability of Mediterranean coastal cliffs of Israel. *Engineering Geology* 21, 153-174.
- Barkai, O., Katz, O., Mushkin, A., Goodman-Tchernov, B.N., Under Review. Erosion of archaeological sites along the Israeli Mediterranean coastline and its application for assessing long-term retreat rates of the sea cliff.
- Bray, M. J., and Hooke, J. M., 1997, Prediction of soft-cliff retreat with accelerating sea-level rise: *Journal of Coastal Research*, p. 453-467.
- Brooks, S. M., and Spencer, T., 2010, Temporal and spatial variations in recession rates and sediment release from soft rock cliffs, Suffolk coast, UK: *Geomorphology*, v. 124, no. 1-2, p. 26-41.
- Engelmann, A., Neber, A., Frenchen, M., Boenigk, W., Ronen, A., 2001. Luminescence chronology of Upper Pleistocene and Holocene aeolianites from Netanya South Sharon Coastal Plain, Israel. *Quaternary Science Reviews* 20, 799-804.
- Field, C. B., Barros, V. R., Mach, K., and Mastrandrea, M., 2014, *Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability*, Cambridge University Press Cambridge, New York, NY.
- Frenchen, M., Dermann, B., Boenigk, W., Ronen, A., 2001. Luminescence chronology of aeolianites from the section at Givat Olga Coastal Plain of Israel. *Quaternary Science Reviews* 20, 805-809.
- Frenchen, M., Neber, A., Dermann, B., Tsatskin, A., Boenigk, W., Ronen, A., 2002. Chronostratigraphy of aeolianites from the Sharon Coastal Plain of Israel. *Quaternary International* 89, 31-44.
- Gardner, T. W., Jorgensen, D. W., Shuman, C., and Lemieux, C. R., 1987. Geomorphic and tectonic process rates: Effects of measured time interval: *Geology*, v. 15, no. 3, p. 259-261.
- Gingerich, P. D., 1983. Rates of evolution: effects of time and temporal scaling: *Science*, v. 222, no. 4620, p. 159-161.
- Goodman-Tchernov, B., Katz, O., 2016. Holocene-era submerged notches along the southern Levantine coastline: Punctuated sea level rise? *Quaternary International* 401, 17-27.

- Gvirtzman, G., Shachnai, E., Bakler, N., Ilani, S., 1984. Stratigraphy of the Kurkar Group (Quaternary) of the coastal plain of Israel. Geological Survey of Israel, Current Research 1983-4, 70-82.
- Goldreich, Y., 2003, The Climate of Israel: Observation, Research, and Application. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Hapke, C., 2004, The measurement and interpretation of coastal cliff and bluff retreat, *in* Hampton, M. A., and Griggs, G. B., eds., Formation, evolution, and stability of coastal cliffs. Status and trends, Volume 1693, USGS Professional Paper, p. 39-50.
- Harel, M., Amit, R., Porat, N., Enzel, Y., in press. Evolution in of the southeastern Mediterranean coastal plain. In: Enzel, Y., and Bar-Yosef, O., Quaternary of the Levant: Environments, Climate Change, and Humans. Cambridge University Press.
- Katz, O., and Mushkin, A., 2013. Characteristics of sea-cliff erosion induced by a strong winter storm in the eastern Mediterranean: Quaternary Research, v. 80, no. 1, p. 20-32.
- Katz, O., Morgan, J.K., Aharonov, E., Dugan, B., 2014. Controls on the size and geometry of landslides: Insights from discrete element numerical simulations. Geomorphology 220, 104-113.
- Kennedy, D., Stephenson, W., and Naylor, L., 2014. Rock Coast Geomorphology - A Global Synthesis, Volume Memoir 40, The Geological Society.
- Kogure, T., and Matsukura, Y., 2010, Critical notch depths for failure of coastal limestone cliffs: case study at Kuro-shima Island, Okinawa, Japan: Earth Surface Processes and Landforms, v. 35, no. 9, p. 1044-1056.
- Mouslopoulou, V., Walsh, J. J., and Nicol, A., 2009. Fault displacement rates on a range of timescales: Earth and Planetary Science Letters, v. 278, no. 3-4, p. 186-197.
- Mushkin, A., Katz, O., Under Review. Do higher sea cliff retreat rates imply faster sea cliff retreat?
- Sadler, P. M., 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections: The Journal of Geology, p. 569-584.
- Sivan, D., Wdowinski, S., Lambeck, K., Galili, E., and Raban, A., 2001. Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 167, no. 1, p. 101-117.
- Solomon, S., 2007, Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC, Cambridge University Press.
- Sunamura, T., 1983. Processes of seacliff and platform erosion, *in* Komar, P. D., ed., CRC handbook of coastal processes and erosion: Boca Raton, Fla., , CRC Press, p. 233-265.
- Tipper, J. C., 1983. Rates of sedimentation, and stratigraphical completeness: Nature, v. 302, p. 696-698.
- Perath, I., 1982. Rate of Retreat of the Sharon Escarpment – a new method of measurements. In Elrich, A., Katz, B. (Editors), Geological Survey of Israel, Current Research 1982, 62-65.
- Perath, I., Almagor, G., 2000. The Sharon Escarpment (Mediterranean Coast, Israel): Stability, Dynamics, Risks and Environmental Management. Journal of Coastal Research 16, 207-224.
- Porat, N., Wintle, A.G., Rite, M., 2004. Mode and timing of kurkar and hamra formation, central coastal plain, Israel. Isr. J. Earth Sci. 53, 13-25.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Plomaritis, T.A., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. Earth Science Reviews 85, 23-46.

- Yaalon, D. H., 1967. Factors Affecting the Lithification of Eolianite and Interpretation of its Environmental Significance in the Coastal Plain of Israel. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 1189-1199.
- Young, A. P., Guza, R. T., Flick, R. E., O'Reilly, W. C., and Gutierrez, R., 2009. Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California: *Marine Geology*, v. 267, no. 1-2, p. 1-7.
- Young, A. P., Olsen, M., Driscoll, N., Flick, R., Gutierrez, R., Guza, R., Johnstone, E., and Kuester, F., 2010. Comparison of airborne and terrestrial lidar estimates of seacliff erosion in southern California: *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, v. 76, no. 4, p. 421-427.
- Zviely, D., Klein, M., 2004. Coastal cliff retreat rates at Beit-Yannay, Israel in the 20th century. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 175-184.

Abstract

Up to ~50 km of Israel's Mediterranean coastline is characterized by a prominent coastal cliff that separates the water line from the coastal plains above. The cliff experiences occasional collapse events and is over time retreating landwards to the east. This retreat threatens cliff-top buildings and infrastructures as well as beach activities below. Until now, the conventional approach for estimating the 'current' retreat rate of the cliff during recent decades was based on observed changes in cliff-top positions inferred from aerial photography from the 20th century. Previous works based on this approach reported relatively fast cliff retreat rates that reach values of up to 0.5 m/yr. Here, we: 1) Re-evaluate the current retreat rate of Israel's Mediterranean sea cliff; 2) Quantitatively constrain the cliff's background retreat rates during centennial – millennial time-scales; 3) Present a new and unique approach for effectively identifying and quantifying short-term (i.e., annual) changes in cliff retreat rates that is based on volumetric measurements of wave-induced erosion from the cliff-base.

New findings from geologic and archeologic studies carried out in recent years reveal that the time lag between cliff-top collapse and retreat events along Israel's sea cliff can reach several hundred years. Cliff retreat during such events can reach up to ~15 m per a single event. However, due to the prolonged time-periods that separate such large event the time-averaged retreat rate of the cliff over centennial – millennial time-scales is lower than 0.1 m/yr. These studies also highlighted the fundamental limitation in using aerial photographs that provide decadal-scale observation time windows to measure the rate of an episodic process with a return time-scale that can reach several hundreds of years. Such partial sampling in time of an episodic process can lead to an artefactual over-estimation of hundreds of percents in inferred retreat rates. Consequently, the decadal-scale cliff-top retreat rate estimates of 0.5 m/yr reported for Israel's sea cliff are ambiguous because they may represent a physical acceleration in retreat, a sampling artefact or any combination of the two.

This report addresses the data gap regarding the current retreat rate of Israel's sea cliff and presents a new approach for constraining the short-term retreat rates of episodically retreating sea cliffs. This approach utilizes airborne LiDAR to measure the 'continuous' wave-driven removal of cliff-collapsed material from the shore as a rate-limiting process for recent/current episodic retreat of the cliff itself above. Such measurements reveal that current retreat rates since 2006 are comparable to the background retreat rates of the sea cliff and do not exceed 0.1 m/yr. Application of this LiDAR approach is detailed herein. We propose this approach as a uniquely effective tool for timely monitoring the impact of mitigation efforts carried out by the 'Mediterranean Coastal Cliff Preservation Government Company' along Israel's coastline.



Ministry of National infrastructures
Energy and Water Resources
Geological Survey of Israel

The background and modern retreat rates of Israel's coastal cliffs and a new method for effective monitoring of changes in rates

Oded Katz, Amit Mushkin, Onn Crouvi, Ran Shemesh

Submitted to

The Mediterranean Coastal Cliff Preservation Government Company