

מבט חדש על הגאולוגיה והגאומורפולוגיה בגליל העליון המערבי

דני וקס, צבי מינסטר, שמעון אילני

המכון הגאולוגי הישראלי

בעקבות שנים רבות של עבודת שדה בגליל העליון, המרכזי והמערבי מציגים בזאת המחברים גישה מחודשת למיפוי הגאולוגי של האזור. המחקר כולל את הגזרה המערבית במפה הגאולוגית של צפת ואת האזור שממזרח למישור החוף במפה הגאולוגית של נהריה. נחקרו יחסי השדה של התצורות הבאות מגיל קנומן עד סנון: דיר חנא, ינוח, סכנין, ירכא, בענה ומנוחה. על פי נתוני קידוחים התצורות דיר חנא, סכנין ובענה שומרות על עובי אחיד. הליתולוגיה של התצורות סכנין ובענה נשמרת בתת-הקרקע בשעה שהליתולוגיה של תצורת דיר חנא משתנה ממקום למקום. בקידוחים לא נמצאה עדות להימצאות של התצורות ינוח וירכא בתת-הקרקע. במסגרת המחקר נמצא שתצורת ינוח אינה עונה על הקריטריונים המקובלים להגדרת תצורה, בכך שלא ניתן להפריד בינה לבין תצורת דיר חנא ולכן יש למפות אותה כתצורת דיר חנא. לעומת זה, במרחב שמדרום לנחל בית העמק, הפאצייס הגירי ששויך בעבר לתצורת ינוח (אזור חורבת תפן לדוגמא), יש למפותו כתצורת בענה. נמצא כי תצורת ירכא מונחת על תצורת דיר חנא ובכך היא ממוקמת לטרלית לתצורת סכנין. באשר לתצורת סכנין נמצא שהיא שומרת על עובי אחיד של כ-130 מ' פרט לאזורים שבסמיכות להעתקים הראשיים בהם היא נתונה בתת-הקרקע להמסה קרסטית.

"מעברים לטרליים" בפני השטח בין התצורות סכנין ודיר חנא קיימים על פני מדרונות לא יציבים כאשר גושים של תצורת סכנין גולשים על המדרונות הבנויים מסלעים רכים של תצורת דיר חנא. בחלק מהמקומות עקב הגלישות, סלעי תצורת דיר חנא מצויים טופוגרפית מעל לסלעי תצורת סכנין. במקומות בג המדרונות התלולים של ערוצי הנחלים, תצורת סכנין הומסה ברובה ושרידים שאריתיים של תצורת בענה מונחים ישירות על גג תצורת דיר חנא. ערוצי הנחלים הראשיים ממוקמים לאורכם של ההעתקים הראשיים שבהם ההמסה הקרסטית של תצורת סכנין היא האינטנסיבית ביותר, זאת כיוון שהמוליכות ההידראולית טובה יותר בסדקים. מחשופים של תצורת בענה שבהם השיכוב המקורי לא נשתמר ובמקומו קיים "רסק" של גושי סלע, קיימים באזורים נרחבים בחלק המזרחי של המפה הגאולוגית של נהריה. אנו מציעים כי המנגנון האחראי לכך הוא קריסה של תקרות חללים קרסטיים שהיו קיימים בתת-הקרקע בתצורת סכנין. עמק עקרב מצפון לפסוטה הוא עמק קרסטי שנוצר עקב המסה קרסטית בתת-הקרקע של סלעי תצורת סכנין. בדומה לכך נוצרו גם עמקים קרסטיים נוספים וכן גם הדולינות ("חצרות סנוניות") הפזורות בשטחים בהם שברי הסלעים של תצורת בענה מכסים את פני השטח. התבליט הקיים במרבית השטח שכלול במפה הגאולוגית של נהריה הוא תוצר של ההמסה הקרסטית של תצורת סכנין בתת-הקרקע. להמסה האינטנסיבית של סלעי תצורת סכנין בתת-הקרקע יש השלכות מעשיות חשובות הנוגעות לתכנון ולביצוע של פרויקטים הנדסיים במרחב התת-קרקעי, להבנת הפוטנציאל הגבוה הקיים לזיהום מי התהום באקוויפר השעון על תצורת דיר חנא, לכריית חומרי גלם לתעשיות הבנייה ולביסוס מבנים בעלי יסודות עמוקים.

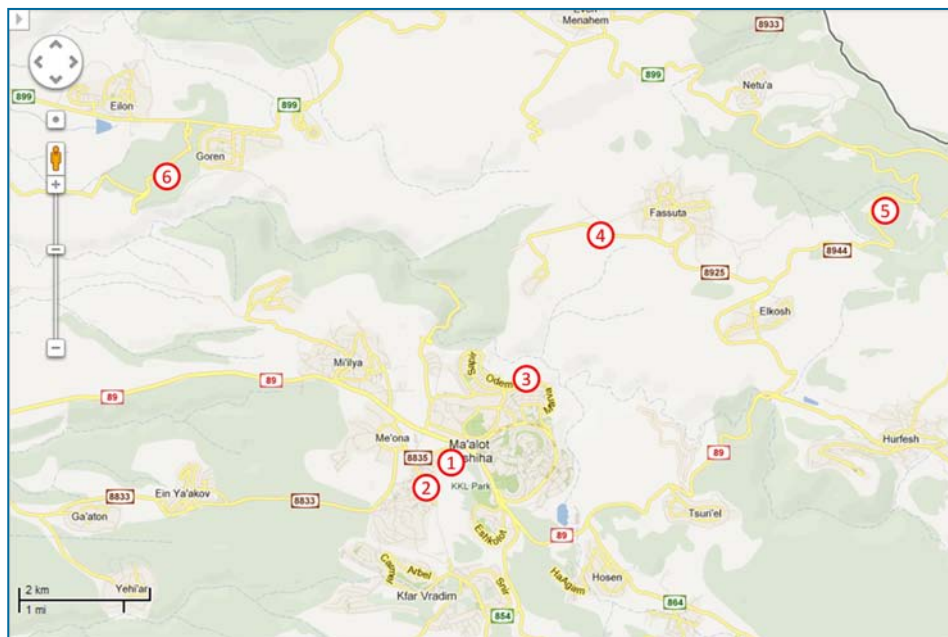
המחקר הנוכחי בא להציע גישה חלופית לזו הקיימת במיפוי הגאולוגי של מפות נהריה וצפת, וזאת בהתבססו על תצפיות רבות בשדה, ובמיוחד הערכה חדשה של גורם הקארסט והשפעתו על הסטרוטורפיה ועיצוב

הנוף. המחקר מביא נתונים ומסקנות המוצגים בדוח קודם של המכון הגאולוגי (וקס ושות' 2009) וכן גם נתוני קידוחים (אבן מנחם 2 וגורן 1) שנקדחו לאחר כתיבת הדוח. לכך מצטרפים גם נתונים חדשים מפני השטח המשלימים את התמונה המוצגת בדוח הקודם הנ"ל. בנוסף, לאור הנתונים החדשים אשר התקבלו משני הקידוחים המוזכרים, נעשתה בחינה מחודשת של הנתונים הקיימים בכמה מהקידוחים הישנים.

המחקר הגאולוגי שבוצע בגליל העליון המערבי במהלך השנים שחלפו התבצע בעיקר לאורכם של ערוצי הנחלים הראשיים שבהם נחשף המסלע. החוקרים שעסקו במיפוי האזור לא היו מודעים לכך שבמקומות רבים המסלע גלש על פני המדרונות התלולים של ערוצי הנחלים הראשיים והמשניים ועקב כך הם לא מצויים בתנוחה המקורים שלהם. בנוף, החל מראשית שנות ה-90, צמחיה עבותה כיסתה שטחים נרחבים בפני השטח, דבר שהקשה עוד יותר על המיפוי הגאולוגי.

תחנה 1 ■ כניסה ראשית לתרשיחא ("משתלת הסוסים")

המפה הגאולוגית גיליון נהריה 1:50,000, ע. סנה, ירושלים 2004. התייחסות לדוח המכון הגאולוגי "מבט חדש על הגאולוגיה והגאומורפולוגיה בגליל העליון המערבי" (וקס, אילני ומינסטר, נובמבר 2011). "יחידות המיפוי הגאולוגיות על פי המוצע בעבודה הנוכחית בהשוואה לאלה המופיעות במפות הגאולוגיות של צפת ונהריה".



איור 1: מפת תחנות הסיור

■ תחנה 2

תצפית לעבר גרבן קרסטי וחצר קרסטית במעלות (נ.צ. 2263/7693) ולעבר "עמק קרסטי" במעונה (איור 2). המסה קרסטית בתת הקרקע של תצורת סכנין אחראית להיווצרות התופעות המוזכרות.

■ תחנה 3

תצפית לעבר ערוץ נחל כזיב מצפון למעלות. גוש סלע גלוש של תצורת סכנין מונח על פני מדרון הבנוי מסלעי תצורת דיר חנא. בגוש הסלע ניתן להבחין בשרידי המערכת הקרסטית שהייתה קיימת בתת הקרקע. (איור 3).



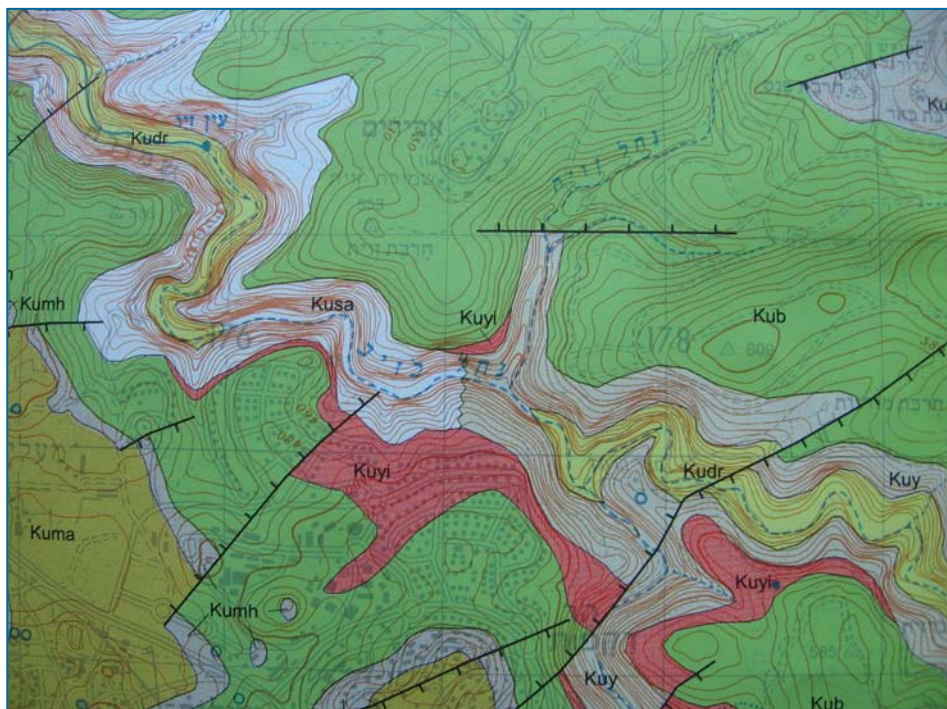
איור 3: מצוק מצפון למעלות. גוש סלע גלוש של תצורת סכנין מונח על פני מדרון הבנוי מסלעי תצורת דיר חנא.



איור 2: "חצר קרסטית" גדולה במעלות. הגבעה המעוגלת בולטת מפני השטח ביחס לאזור הסובב אותה.

איור 4 מציג קטע מגיליון המפה הגאולוגית של נהריה (ע. סנה, ירושלים 2004) מצפון למעלות (נ"צ 2270/7703). במרכז האיור, בערוץ הנחל מופיע קוו משונן שכיוונו צפון דרום (במקרא למפה לא קיימת התייחסות לקו משונן). האחרון מפריד לטרלית בין סלעי תצורת סכנין (במורד הזרימה) לבין סלעי תצורת ינוח (במעלה הזרימה).

במעלה הזרימה מהקו המשונן סלעי תצורת סכנין שהיו ממוקמים סטרטיגרפית מעל לסלעי תצורת דיר חנא גלשו גרביטציונית על פני המדרון ויצרו מעבר לטרלי "מדומה" לעבר סלעי תצורת דיר חנא. ה"פצייס הסטרטיגרפי" החדש שנוצר הביא להולדת תצורת ינוח. מהבחינה המעשית תצורת ינוח אינה קיימת ובכל מקום בו היא מופיעה בגיליון מפת נהריה יש להתייחס אליה כאל חלק אינטגרלי של תצורת דיר חנא. נחל זווית מתנקז לעבר הערוץ הראשי של נחל כזיב מצפון למעלות. אגן הניקוז שלו קטן יחסית. הוא יוצר קניון עמוק בקילומטר האחרון לזרימתו (כ-100 מטר). המסה קרסטית בתת הקרקע אחראית כנראה להיווצרות הקניון.



איור 4: ערוץ נחל כזיב מצפון למעלות. מעבר לטרלי חד (קו משונן) בין תצורת ינוח לבין תצורת סכנין.

■ תחנה 4

כביש פסוטה – אבירים. במחצבה נטושה מדרום לכביש (נ.צ. 2284/7718), בקירות המחצבה (תצורת בענה) מבחינים בסדקי מתחה (איור 5). אלה מעידים על קריסה של המסלע לעבר חללים קרסטיים שהיו מצויים או מצויים עדיין בתת הקרקע.

בהמשך מערבה בצדו הצפוני של הכביש מצפון ולצד כביש פסוטה אבירים (נ.צ. 2280/7718) מבחינים בשברי סלעים גדולים של תצורת בענה (איור 6) שנותרו בפני השטח לאחר קריסה של חללים קרסטיים שהיו קיימים בתת הקרקע בתצורת סכנין.

מבט לכיוון מערב מהכביש מפסוטה לאבירים. בקדמת הצילום עמק קרסטי צעיר (נ.צ. 2272/7723). ברקע ערוץ נחל כזיב והים התיכון. בגדה הדרומית, בגג המדרון, מבחינים בגוש סלע גדול של תצורת סכנין (נ.צ. 2259/7710). מערבה יותר, בגדה הדרומית, מבחינים בגושי סלע גדולים נוספים של תצורת סכנין בגג המדרון (נ.צ. 2249/7717). בשני המקרים גושי הסלע מצויים במיקום המקורי שלהם (*in situ*) על פני המדרון (איור 7).

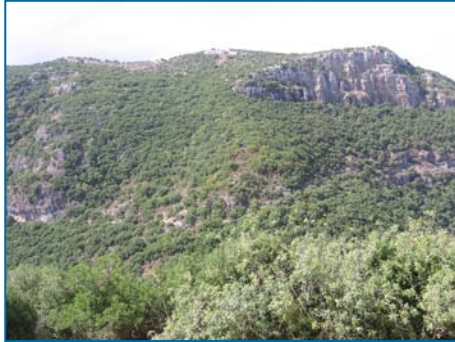
באיור 8 נראה מבט מהגדה הצפונית של נחל כזיב לעבר המצוק הנראה באיור 7. המצוק ממוקם בראש המדרון, בגדה הדרומית של נחל כזיב מצפון למעיליא (נ.צ. 2259/7710). מעליו מחשופים של סלעי תצורת



איור 6: שברי סלע גדולים של תצורת בענה שבחלקם ניתן להבחין במישורי סידוק.



איור 5: סדקי מתיחה בקיר של מחצבה נטושה מדרום לפסוטה



איור 8: מבט נוסף לעבר המצוק של תצורת סכנין.



איור 7: מבט מערבה לעבר קו החוף, ובו רואים עמק קרסטי. בהמשך מערבה נראה ערוץ נחל כזיב. בגדה השמאלית מצוק של תצורת סכנין.



איור 10: עמק עקרב (עמק פסוטה) הממוקם מצפון לפסוטה.



איור 9: מבט ממצפה אבירים לכיוון צפון מערב, גבעות מעוגלות האופייניות לנוף קרסטי.

בענה. זהו שריד בודד אשר נותר בתנוחתו המקורית. על פני המדרונות הבנויים מסלעי תצורת דיר חנא מצויים גושי סלע של תצורת סכנין שגלשו על פני המורדות התלולים.

באזור 9 נראה מבט מאבירים לצפון מערב, לעבר רכס חניתה. תבליט נוף אופייני לאזור קרסטי (כיפות עגולות, מדרונות מתונים) (cockpit), (ג.צ. 2272/7717).

■ תחנה 5

מבט מכביש הצפון לעבר עמק עקרב (איור 10). בגדה הדרומית בסיס המדרון שמצפון לפסוטה. בגדה הצפונית למרגלות רכס צונם (ג.צ. 2290/7745). סלעי תצורת בענה יוצרים את פני השטח במדרון הדרומי (זה של פסוטה) הנוחת לכיוון צפון. הם שומרים על העובי המקורי של התצורה, כ-60 מטר. ערוץ נחל שרך העובר בו הוא בעל אגן ניקוז קטן יחסית. העמק נוצר על ידי המסה קרסטית של תצורת סכנין בתת-הקרקע. העתק ראשי עובר לאורכו של העמק.

בטבלה הסטרטיגרפית (איור 11) של מפת נהריה עובי תצורת בענה משתנה בתחום שבין 20–115 מטר. הנתון של 115 מטר הוא שגוי ומדומה ונגזר מאינטרפרטציה שגויה של החתך הגאולוגי במדרון הנוחת מצפון לפסוטה. המסה קרסטית מתרחשת בתת הקרקע וגורמת לנחיתה של פני השטח בשיעור של כ-100 מטר, עובי התצורה לא משתנה משמעותית ומצוי בתחום של 60 מטר.

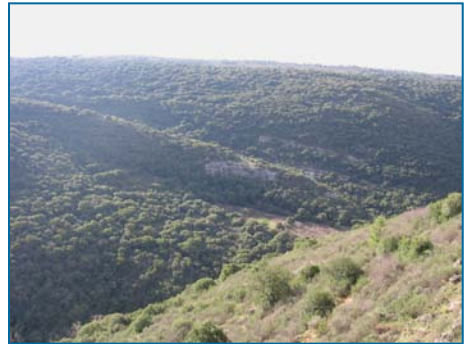
SYSTEM		SERIES - STAGE		SYMBOL	THICK. m	LITHOLOGY	LITHOSTRATIGRAPHY	
תקופה		סדרה - דרגה		סימן	עובי מי	מסלע	רפיה: יחידות מיפוי	
CRETACEOUS קרטיקון	עליון	PALEOCENE פלאוקן		Tli	24	~ ± ~	Taqiye Formation תצורת טקיה	
		SENONIAN סנון	Kug	95	± ± ±	Ghareb Formation תצורת עירב		
			Kum	Kuma	20-136	± ± ±	Menaha Fm. מנחה תצורת	Ahihud Mbr.
				Kumk	6	~ ~ ~		Kabri Marl Mbr.
				Kumh	15-38	± ± ±		Har Zefat Mbr.
		TURONIAN טורון		Kub	20-115	~ ~ ~	Bina Formation תצורת בינה	
		CENOMANIAN קנומן	Kuyi	0-90	~ ~ ~	Yirka Formation תצ. ירכא		
			Kuy	150	~ ~ ~	Yanuh Formation תצ. ינוח		
						Sakhnin Formation תצורת סכנין		
			Kudr	173-314	~ ~ ~	Deir Hanna Formation תצורת דיר חנא	Rosh HaNiqra & Ya'ara members פרט ראש הנקרה ופרט יערה	
		Kudk	90+	~ ~ ~	Karkara Member פרט כרכרה			
		ALBIAN אלביאן		Kukam	45+	~ ~ ~	Kamon Dolomite דולומיט כמון	

איור 11: קטע מתוך המקרא הסטרטיגרפי למפה הגאולוגית של נהריה (סנה, 2004)

הקורא מופנה לדוח המכון הגאולוגי מס' GSI/12/2011 "מבט חדש על הגיאולוגיה והגאומורפולוגיה בגליל העליון המערבי", עמוד 10 פרקים 1,2 לדיון הקשור לקביעת שיעור ההעתקה בפני השטח, ולקביעה הסופית שהמסת תצורת סכנין בשיעור של כ-100 מטר אחראית לזריקה האנכית הקיימת.

■ תחנה 6

באיור 12 תצפית מפרק גורן מבחינים במדרון הדרומי של ערוץ נחל כזיב. במרכז התמונה מבחינים בגוש סלע גדול של תצורת סכנין שמקורו בראש המדרון. גושי סלע גלושים של תצורת סכנין פזורים על פני כל המדרון הדרומי של נחל כזיב באזור המונפור וחלקם מגיעים עד לבסיס ערוץ הנחל.



איור 12: מבט ממצפה גורן לכיוון דרום מערב בערוץ נחל כזיב, ממערב לשרידי מצודת המונפורט. מבחינים בגוש סלע גלוש (*) של תצורת סכנין המונח בקרבת בסיס הערוץ.

קווי חוף ומפלסים מורפולוגיים בגליל התחתון המערבי – מפתח לשחזור התפתחות הנוף כתגובה לתהליכי הרמה ותקופות יציבות

עזרא זילברמן ועמיר סנדלר

המכון הגאולוגי

מבוא

הגליל התחתון המערבי ועמק זבולון משתרעים בין העתק יגור בדרום להעתקי אחיהוד ובית הכרם בצפון. מרכזו של הגליל התחתון מורכב ממערכת של בלוקים נטויים וביניהם בקעות (בית הכרם, נטופה, טורען) שכוונן מזרח-מערב עד מזרח צפון מזרח-מערב דרום מערב. הכוון של מערכת ההעתקים השולטת בגליל התחתון המערבי הוא מזרח-צפון-מזרח (אזימוט 60° – 70°). כמה מהעתקים אלה נמשכים מערבה אל תת הקרקע של עמק זבולון, המורכב מגרבתן חילזון בצפון וגרבתן הקישון בדרום וביניהם הבלוק המורם של אפק (Mero 1983).

נוף הגליל התחתון הנו תוצר של פעילות טקטונית של מערכת ההעתקים החוצה אותו שפעלה בעיקר לאחר שפיעת בזלת הכיסוי. מערכות ההעתקים בגליל היו נושא למספר מחקרים שניסו לקבוע מסגרת טקטונית כללית שתסביר את הגיאומטריה שלהם וזמן הווצרותם (Vroman 1954; Bentor and Picard 1954; Schulman 1962; De-sitter 1962; Freund 1970; Ron and Eyal 1985; Matmon and Wdowinski 2003).

במקביל לתהליכי העתקה שעיצבו את מערכת הרכסים והבקעות של הגליל התחתון, הושפע האזור גם על ידי תהליך מתמשך של הרמה (Upwrap), שיצר קשת רחבה המשתרעת משולי הגליל במערב ועד לשולי בקע ים המלח במזרח. מבנה רחב זה, המאפיין את כל שדרת ההר בישראל (Wdowinski and Zilberman 1996, 1997), זוהה כבר על ידי פיקרד (1943, 1951). באזור בקעת בית הכרם נמצאו עדויות להרמה פלייסטוקנית רחבת גל בשיעור של כ-200 מ' (Matmon et al. 1998).

שלבי התפתחות הנוף בגליל התחתון במהלך הנאוגן אינם חופפים לאלה של שדרת ההר מדרום להעתק הכרמל. שדרת ההר המרכזית של ישראל החלה להתרומם בסוף האיאוקן (בר 2009) כאשר במיוקן התיכון כבר היו הרי יהודה בגובה של כ-400 מ' (Buchbinder and Sneh 1984). במהלך המיוקן התיכון (בזמן הרבדת תצורת ציקלג) הורמה שדרת ההר בשיעור של כ-200 מ' נוספים ויצרה את שני מפלסי השפלה הגבוהה ומפלס השפלה הנמוכה (בר 2009; זילברמן ופורת 2012). מהמיוקן התיכון ועד לסוף הפליוקן, לא נצפתה הרמה משמעותית של שדרת ההר אך לאחר הרבדת תצורת פלשת היא הורמה בשיעור העולה על 300 מ' (בר 2009). לעומת זאת, מחשופי תצורת כורדני מגיל פליוקן-פלייסטוקן מוקדם (גבירצמן 1970) בשולי הגליל התחתון כמעט ולא הורמו מאז יצירתם.

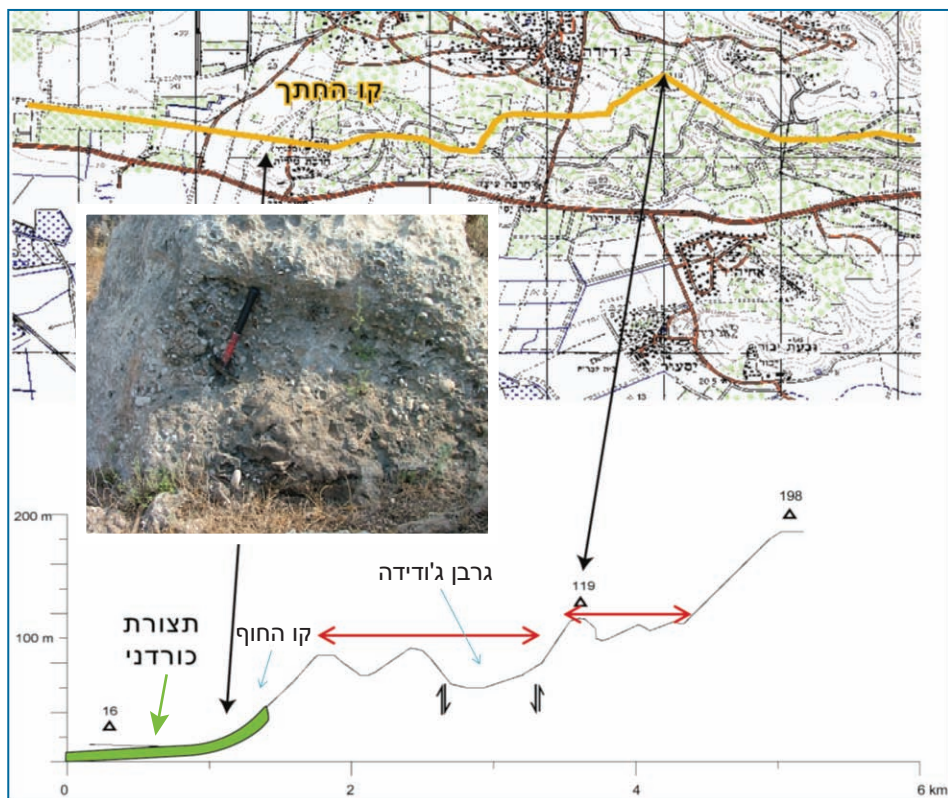
בסיוור הנוכחי נעקוב אחרי מפלסים גאומורפיים, קווי חוף, והעתקים במטרה לנסות ולתת מסגרת מורפוסטרטיגרפית לפעילות הטקטונית בשולי הגליל התחתון המערבי. מסלול הסיור יחל בצפון באזור הכפר ג'ודידה בסמוך להעתק אחיהוד ויסתיים בדרום בכפר חסידים בשוליים הדרום מזרחיים של עמק זבולון (איור 1).



איור 1: מסלול הסיור

תחנה 1 ■ קו החוף של ג'ודידה והעתק אחיהוד

קווי חוף הם סמנים מעולים לאיתור תנועות טקטוניות מאחר שהם מייצגים רצועות מורפולוגיות צרות יחסית, שוות גובה, שנוצרו בזמן נתון לאורך מרחקים גדולים. בסיוור הנוכחי נסקור שרידים של רצועת החוף של תצורת כורדני המיוצגת על ידי סדימנטים ימיים רדודים. השרידים נחשפים בשני אתרים לאורך השוליים המזרחיים של עמק זבולון: האתר הצפוני נמצא בסמוך לכפר ג'ודידה והעתק אחיהוד, התוחם את העמק מצפון (תחנה 1), והדרומי, בכפר חסידים, בסמוך לרמת טבעון, התוחמת את העמק מדרום מזרח (תחנה 6). גיל תצורת כורדני הוגדר בעבר כפליוקן עד פלייסטוקן מוקדם. לאחרונה הוגדר גיל גג התצורה בתת הקרקע של מפרץ חיפה כבן 1 מיליון שנה (Avnaim-Katav et al. 2012). קו החוף של ג'ודידה מופיע על גבי טרסת גידוד בגובה של כ-40 מ' מעל פני הים, הגודעת את השוליים המערביים של רכס אחיהוד (איור 2). לאורך קו החוף נשמרו סלעי חוף המורכבים מגיר ביוקלסטי עם חלוקי צור מעוגלים היטב. הופעה זהה של חלוקים מאפיינת את קווי החוף של תצורת פלשת במרכז ודרום ישראל.

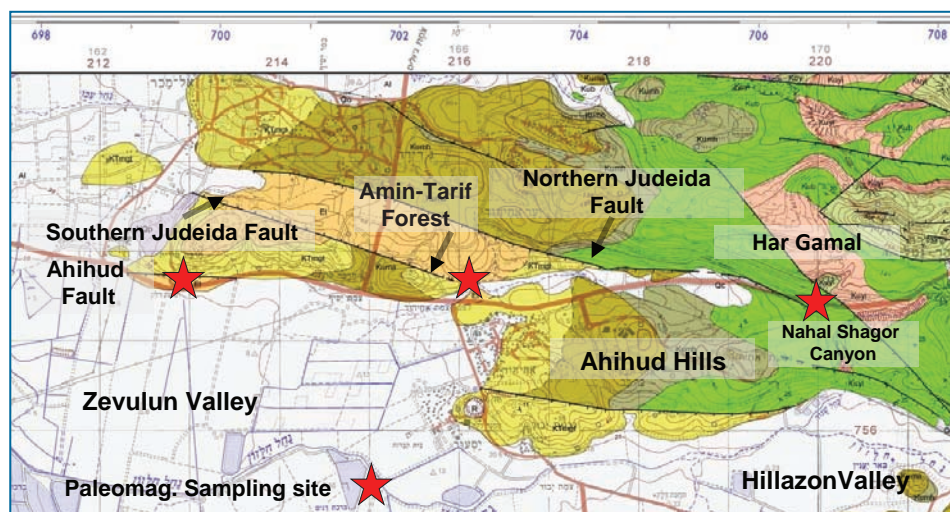


איור 2: פרופיל טופוגרפי לאורך חלקו המערבי של רכס אחיהוד בו ניתן לראות מפלסי גידוד קדומים לתצורת כורדני (מסומנים בחצים אדומים) ואת קו החוף של תצורת כורדני בו חשופים סלעים ביוקלסטים עם חלוקי צור מעוגלים (ראה תמונה).

קו העתק אחיהוד מהווה את הגבול הצפוני של עמק זבולון והוא מהווה חלק ממערכת העתקים החוצים את חוף הגליל בכוון מזרח-מערב (סיון 1996; Sade et al. 2006; Sivan and Galilee 1999). ההעתק מופיע לראשונה בשוליים המערביים של רכס אחיהוד (בסמוך לבית הקברות האזורי) ונמשך מערבה אל אזור עכו שם הוא מתפצל לשני ענפים המסיימים יחידות כורכר במדף היבשה ממערב לעכו (סיון 1996). להעתק אין ביטוי מורפולוגי ברור בעמק זבולון אך הוא זוהה בקרבת פני השטח על ידי קו סייסימי בהפרדה גבוהה שנועשה ממערב לכפר אל-מכר (מדביידב 2007). לדעת Kafri and Ecker (1964) ההעתק היה פעיל במהלך הפלייסטוקן ושימש כגבול הצפוני של גרנן חילזון בו הצטבר חתך פלייסטוקני בעובי של מספר עשרות מטרים.

הביטוי להעתק בשולי רכס אחיהוד הנו מדרגה נמוכה המפרידה בין טרסת הגידוד הימית עליה מונחים סלעי תצורת כורדני מצפון, לבין הסדימנטים הצעירים של עמק זבולון מדרום. בסמוך לתחנת הדלק שבשולי הכביש לעכו, מכוסה המדרגה בקלקריט עבה שאינו מוסט, אך מערבה לאזור זה מופיעה מדרגה תלולה שלאורכה נראה קלקריט מורם מעל בסיס המתלול.

הסינגל הפלאומגנטי של הקלקריט (איור 3) הוא נורמלי (Zilberman et al. 2011), ומאחר שהוא צעיר לתצורת כורדני וליצירת חלק מהמדרגה הטקטונית בשולי רכס אחיהוד, נראה שהוא נוצר במהלך תקופת ברוינס (Bruhns), שהחלה לפני כ-780,000 שנה ובמהלכה התקיים השדה המגנטי הנורמלי הנוכחי.



איור 3: מפה גאולוגית של רכס אחיהוד והקצה המזרחי של העתק אחיהוד. הכוכבים מסמנים נקודות דגימה של קלקריטים שעליהם נערכה אנליזה פאלאומגנטית (המפה הגאולוגית מתוך סנה 2008).

תחנה 2 ■ מפלסי החלוקים של דמיידה

מפתח לשחזור התפתחות בקעת בית נטופה

בקעת בית נטופה הינה עמק שהתפתח בין הבלוק המורם של הר עצמון בצפון לבלוק של הר טורען בדרום. הבקעה מנוקזת דרך נחל ציפורי היוצא מהפינה הדרום מערבית שלה, אך מערכת הניקוז בתוכה אינה מפותחת ושטחים נרחבים בה מוצפים במהלך החורף.

מערכת ההעתקים הצפונית של הבקעה חוצה את הכביש המוביל לגוש שגב בין כפר מנדא לכפר דמיידה. לאורך שולי הכביש נחשף רצף של קונגלומרטים שחלקו נטוי צפונה אל ההעתק הראשי וחלקו "לכוד" בין שני מקטעים של ההעתק והוא יוצר מבנה סינקלינלי קטן (איור 4). הקונגלומרטים מונחים על סלעי חבורת הר הצופים והם ניצבים מול חתך של חבורת יהודה הבונה את רכס עצמון מצפון למערכת העתקי השוליים של הבקעה. עוביו של הקונגלומרט הנטוי כ-25 מ' והקונגלומרט המקומט לפחות 6 מ' (בסיסו אינו חשוף).

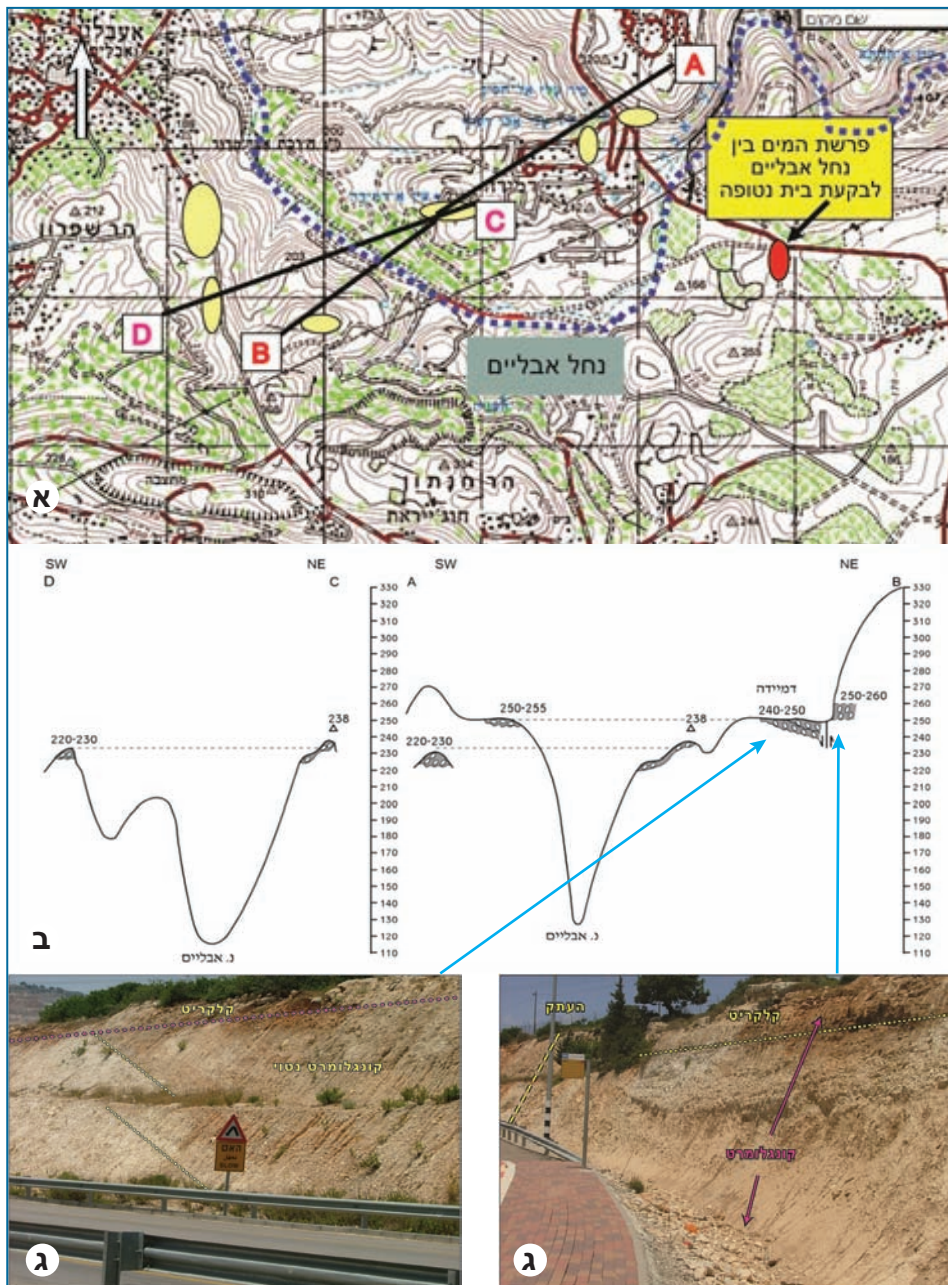
הקונגלומרטים עשויים מחלוקים שנגזרו מחבורת יהודה והר הצופים ללא חלוקי בזלת, וכן מיחידות דקות גרגר המורכבות מליתוקלסטים קטנים וחרסיות שהורבדו בסביבה פלוביאליית בעלת אנרגיה נמוכה, ככל הנראה פשוט הצפה בשולי אפיק הנחל (ביחידות אלה מובחנים סימנים לפדוגנזה). הקונגלומרט הנטוי מכיל בבסיסו חלוקים מעוגלים היטב שנגזרו מאגן ניקוז רחוק בעוד שבחלקו האמצעי מופיעים בלוקים מזוותים שמקורם בחבורת יהודה, החשופה כאן בבלוק המורם של הר עצמון. לקראת גג החתך מתרבות השכבות של הקלסטים דקי הגרגר.

החתך הנטוי גדוע על ידי מפלס מורפולוגי עליו יושב הכפר דמיידה. מפלס זה, שגבהו 240-250 מ', נמשך משולי הר עצמון לדרום מערב מעבר לעמק של נחל אבליים ואין לו גבול מורפולוגי ברור. מפלס חלוקים נוסף הנמוך בכ-20 מ' ממפלס דמיידה נמצא משני עברי העמק של נחל אבליים (איור 4).

התפתחות הנוף והטקטוניקה באזור דמיידה

התצפיות מאזור דמיידה הן עדויות לשלבים המוקדמים של התפתחות בקעת בית נטופה. הקונגלומרט הנטוי הורבד בתוך שקע טקטוני שהלך והתפתח מדרום למערכת ההעתקים התוחמת כיום את הבקעה מצפון. הקונגלומרט המקומט הנו ככל הנראה פציאס השוליים של הבקעה בה הורבד רצף החלוקים הנטוי שעוביו לכל הפחות 25 מ'. החלוקים המעוגלים בבסיס החתך מצביעים על הובלה במערכת ניקוז שאגן הניקוז שלה היה רחוק מאזור ההרבה. הבלוקים המזוותים של חבורת יהודה בחלקו האמצעי של החתך, מעידים על חידוש פעילות טקטונית של העתק השוליים של הבקעה שגרמה להרמת הבלוק של רכס עצמון. פעילות זו יצרה תבליט תלול וסחיפה מואצת, כנראה בעיקר לאורך רצועת הגזירה הרחבה.

הצטברות חתך אלוביאלי עבה בסמוך לשוליים המערביים של הגליל התחתון בקרבת קו החוף (Kafri and Ecker 1964), מצביעה על תהליך השתפלות טקטוני של בקעת בית נטופה באזור הנמצא בשווי משקל עם בסיס הניקוז אותו מהווה חוף הים בשולי עמק זבולון. יתכן שהיחידות דקות הגרגר מייצגות שלבים בהם התקרב קו החוף אל שולי בקעת בית נטופה ודחק מזרחה את אזור ההרבה של הסחף הגס. לאחר הרבדת



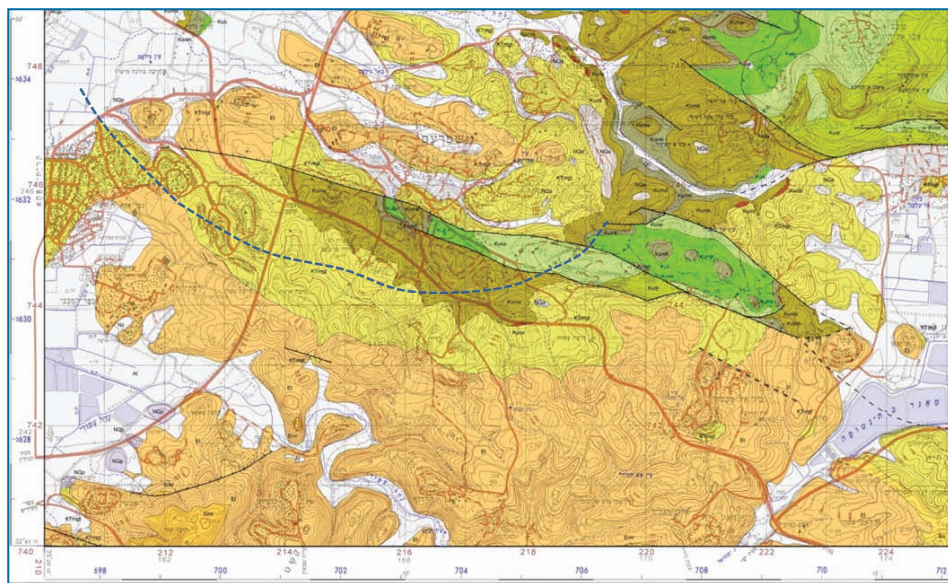
איור 4: הקונגלומרט ומפלסי החלוקים של דמיידה ונחל אבליים. א. מפת מיקום. ב. חתכי רוחב בניצב לעמק נחל אבליים המראים את מפלסי החלוקים השונים. ג. חתכי החלוקים החשופים לאורך הכביש בסמוך לכניסה לדמיידה: משמאל - הקונגלומרט הנטוי. מימין - הקער הקטן בחלקו הצפוני של הקונגלומרט הנמצא בין שני ענפים של העתק השוליים של בקעת בית נטופה.

החתך התחדשה הפעילות הטקטונית שגרמה להטייתו צפונה של הקונגלומרט וניתוקו מהחלק הצפוני של החתך שעבר רק דפורמציה קלה. לאחר שלב טקטוני זה פסקה הצטברות החתך האלוביאלי באזור ונוצר מפלס גידוע רחב, עם שרידי חלוקים, הנמשך לדרום עד רמת טבעון. מפלס גידוע כה רחב מצביע על שווי משקל בין שולי הגליל לבין פני הים ויתכן שבמהלך הווצרותו התרחש גם גידוד ימי.

את מפלס הגידוע חוצה הרכס הנמוך של הר חנתון שכוונו מזרח-מערב. הרכס מורכב משני מבני לחיצה (Push-up) שהתפתחו עקב הסטה ימנית על העתקים מדורגים שמאלית (איור 5), המהווים חלק מהמערכת הטקטונית של העתק בית קשת (ראה בהמשך). בשני מבנים מורמים אלה נחשפים סלעי חבורת יהודה ולכן קיימות כאן מחצבות גדולות לאגרטיים. נראה שיצירת מבנים אלה מאוחרת לשלב בו נוצר מפלס הגידוע הנרחב ולכן יש להם ביטוי מורפולוגי בנוף.

נחל אבליים מתחתך בתוך מפלס הגידוע וברכס עצמון ויוצר עמק עמוק ורחב שאינו תואם את אגן הניקוז הקטן הנוכחי שאינו כולל את בקעת בית נטופה. שרידי קונגלומרט הפזורים על אזור פרשת המים בינו לבין בקעת בית נטופה (Kafri 1997), מצביעים על כך שהנחל ניקז בעבר חלקים מהבקעה ורק לאחר מכן נשבתה מערכת הניקוז שלה על ידי נחל ציפורי.

המעבר מיצירת מפלס הגידוע הנרחב של דמיידה, בסביבה של שווי משקל עם בסיס הניקוז ובקרבה לחוף הים, לשלב של התחזרות הנחלים בתוכו ויצירת הנוף הנוכחי, משקפת תהליך הרמה של האזור בשיעור של 150–200 מטרים.



איור 5: מבני הלחיצה (הורסטים) שהתפתחו לאורך מערכת העתקי בית קשת ובהם חשופה חבורת יהודה. שימו לב למבנה של חצי כיפה הצמודה לחלק הדרומי של מערכת ההעתקים הבנויה מסלעי חבורת הר הצופים.

הקלקריט העבה והבלוי, המכסה את הקונגלומרט, מעיד על כך שהוא היה חשוף לתהליכים פדוגניים לאורך זמן רב (ככל הנראה מאות אלפי שנה) בסביבה יציבה. הקלקריט התפתח לאחר יצירת הנוף הנוכחי ומשטח הגידוע של דמיידה והוא מכסה את תוואי ההעתק הצפוני ללא סימנים לחידוש ההעתק.

לסיכום, ניתן לזהות מספר שלבים בהתפתחות הנוף באזור זה: 1. יצירת שקע סטרוקטורלי מדרום למערכת ההעתקים הצפונית (מורכבת משני מקטעים) של בקעת בית נטופה בו הורבד חתך עבה של סדימנטים נחליים. במהלך ההרבדה הורם רכס עצמון ונוצר מתלול עליו התפתחה דרדרת שתרמה בלוקים מזוותים לקונגלומרט. 2. הטייה לצפון של הקונגלומרט, אל הענף הדרומי של ההעתק, וקימוט של החתך שנלכד בין שני ענפי ההעתק. 3. התפתחות מישור גידוע בשולי הגליל המערבי בש"מ עם בסיס הניקוז בעמק זבולון. החתך הנטוי נגדע ושכבת חלוקים חדשה הורבדה על מישור הגידוע, המשתרע עד רמת טבעון. 4. הרמה של הגליל בשיעור של כ-150 מ' והתחתרות הנחלים הזורמים מערבה. בשלבים מאוחרים של התחתרות זאת נשבה אגן הניקוז המקורי של נחל אבליים על ידי נחל ציפורי. תהליך ההרמה מוקדם להתייצבות קו החוף של תצורת כרדני בשולי הגליל התחתון. 5. תזוזה אופקית על מערכת העתקי בית קשת יצרה שני מבני לחיצה ברכס חנתון. שלב טקטוני זה מאוחר ליצירת מפלסי הגידוע של דמיידה וטבעון, ונראה שהוא משקף את הפאזה הטקטונית הרגיונלית בגליל שארעה לאחר שפיעת בזלת הכיסוי.

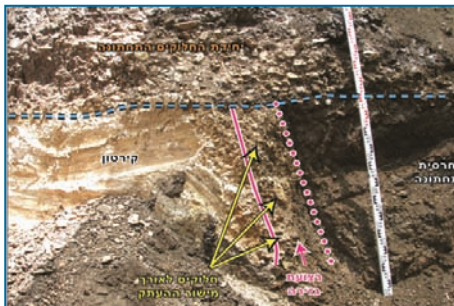
תחנה 3 ■ העתק בית קשת

העתק בית קשת נמשך מרמת סירין בגליל המזרחי ועד לעמק זבולון במערב. הוא מורכב ממערכת העתקים מדורגים היוצרים מבני לחיצה כגון הר תבור וההורסטים של רכס חנתון. ההעתק חוצה את רכס נצרת והקצה הדרום מערבי של בקעת בית נטופה, עובר בשולי שפרעם וקריית אתא ונכנס אל עמק זבולון (איור 6), אך אינו חוצה אותו.

בין חנתון לשפרעם מעתיק אחד מענפי המערכת סדימנטים מגיל פלייסטוקן מאוחר והולוקן אמצעי (איור 7 מתוך זילברמן וחוברין, 2008), אך באזור קריית אתא מכוסה תוואי ההעתק (או אחד מענפיו) בקרום קלקריט עבה שאינו מוסט (זילברמן וחוברין, 2009).



איור 6: מערכת העתקי בית קשת במפה גאולוגית (סנה וחוברין 1998) 1:200,000



איור 7: העתק בית קשת ממערב לחנתון מציב קירטון של חבורת עבדת מול חרסיות אלוביאליות מגיל פלייסטוקן מאוחר.

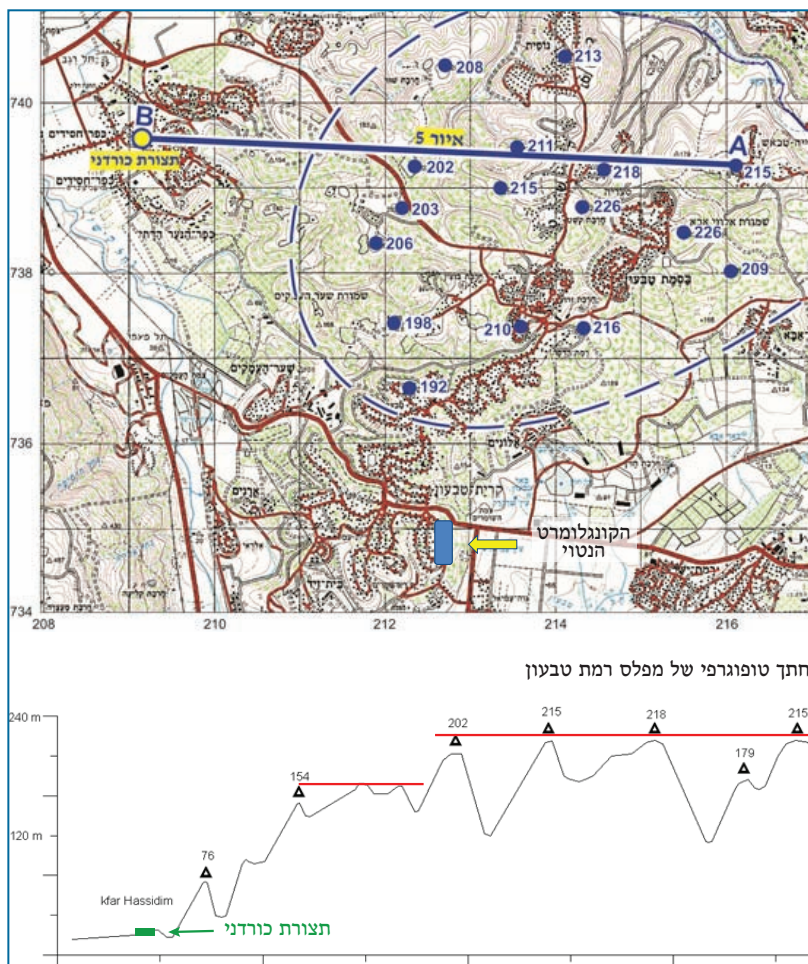


תחנה 4 ■ רמת טבעון

קרית טבעון בנויה על פני רמה (רמת טבעון) שהיא שריד של מפלס מורפולוגי המיוצג על ידי מערכת פסגות שגובהן בין 200 ל-215 מ' (איורים 8, 9).

במערב גובלת רמת טבעון בעמק שיצר נחל הקישון, הזורם לצפון מערב, בינה לבין רכס הכרמל. באזור זה עובר העתק הכרמל ממערב לעמק הקישון ואין

איור 8: רמת טבעון מבט מהכרמל לצפון.



איור 9: מפה וחתך טופוגרפי של רמת טבעון (דרום-מזרח-צפון מערב)

נתונים על קיומו של העתק נוסף העובר לרגלי המדרון המערבי התלול של רמת טבעון, ומכאן ניתן להניח שהעמק עוצב בתהליכי סחיפה. בצפון נמשכת רמת טבעון עד לרכס חנתון שלאורכו עובר העתק בית קשת, המפריד בינה לבין מפלס הגידוע של דמיידה. היחסים הסטרוקטורליים בין מערכת העתקי בית קשת למערכת העתקי בקעת בית נטופה אינה ברורה עקב חשיפה גרועה, אך נראה שהאינטראקציה ביניהם בפינה הדרום מערבית של הבקעה קשורה לשביית מערכת הניקוז שלה על ידי נחל ציפורי.

אין בידינו עדויות ישירות לגיל של שני ההורסטים של רכס חנתון, אך מאחר שהוא מאוחר ליצירת משטח הגידוד של דמיידה, ניתן לשער שהם קשורים לשלב עיצוב הנוף העיקרי בגליל התחתון המאוחר לשפיעת בזלת הכיסוי. הפעילות הצעירה שנמצאה לאורך אחד מהענפים של העתק זה באזור חנתון-שפרעם, מצביעה על כך שלפחות המקטע שממערב לבקעת בית נטופה היה פעיל גם בתקופת ההולוקן.

ממערב לרמת טבעון, באזור כפר חסידים, נמצאו שרידים של תצורת כורדני בסמוך לרגלי המתלול הצפון מערבי של הרמה (תחנה 6) ולכן ניתן לראות בו מצוק גידוד ימי. מדרום מזרח לרמת טבעון, באזור תל קשיש הבנוי מסלעי חבורת עבדת, נמצאו גירים של ים רדוד של תצורת פטיש מגיל מיוקן מאוחר (בוכבינדר ב', דברים בע"פ) באוכף המפריד בין התל לרמת טבעון. גובה המחשופים הוא כ-40-45 מ' מעל פני הים.

במזרח גובלת הרמה בשוליים הצפון-מערביים של עמק יזרעאל. המדרגה המורפולוגית המפרידה בין מפלס הרמה לקרקעית העמק בנוייה מיחידת קונגלומרט הנטוי מזרחה (ניב 1954; Sandler et al. 2004).

הקונגלומרט חשוף כיום לאורך הכביש מקרית טבעון לרמת ישי ובשולי הרמה המזרחיים, באזור בית הקברות של קריית טבעון. הוא מורכב מחלוקים מעוגלים חלקית או מוזותים שנגזרו בעיקר מסלעי חבורת עבדת ומכיל בולדרים גדולים של בזלת וגם זרם בזלת שנשמר באתרו (איור 10). הגיל של זרם הבזלת נקבע בשיטת Ar-Ar ל- 17.14 ± 0.51 מיליון שנה (רוזנבאום א', דברים בע"פ) גיל תחילת שפיעת הבזלת התחתונה (שליב 1991).



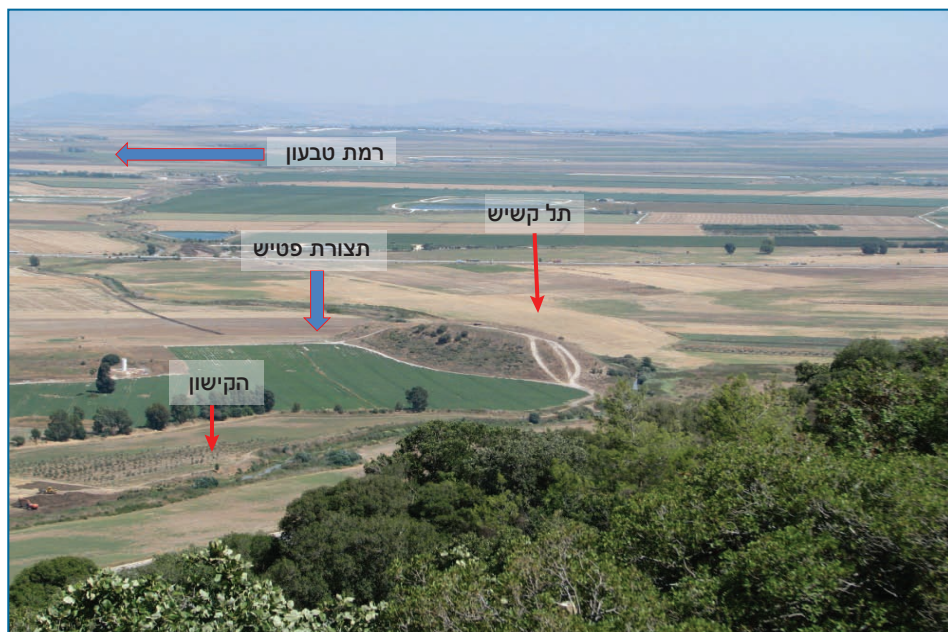
איור 10: הקונגלומרט בשולי רמת טבעון. משמאל – זרם הבזלת בקונגלומרט בשולי רמת טבעון. מימין – גושי בזלת בתוך הקונגלומרט

גיל הבזלת וחלוק עם מאובנים שגילם מיוקן תיכון (Sandler et al. 2004), מעידים שהקונגלומרט מקביל לבסיס תצורת הורדוס, והוא הורבד בסביבה יבשתית ולאחר מכן עבר הטיה כלפי האגן הסטרוקטורלי הצפון-מערבי של עמק יזרעאל.

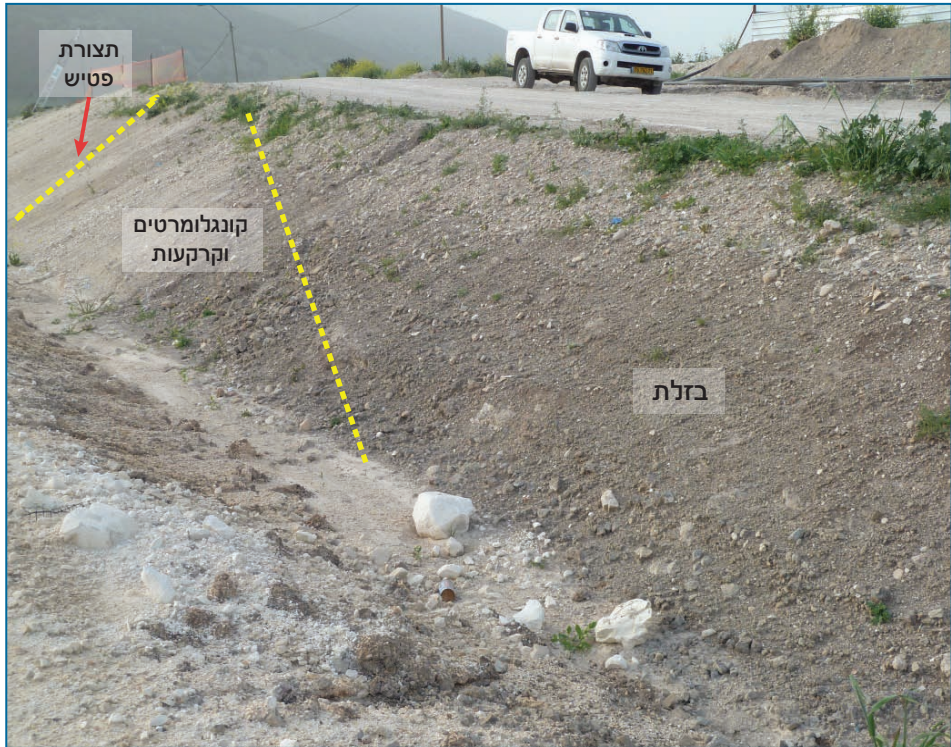
תחנה 5 ■ תל קשיש

תל קשיש הנו גבעה הבנוייה מקירטון של חבורת עבדת הבולטת במסדרון המפריד בין הכרמל לבלוק של רמת טבעון (איור 11). על התל נמצאו שרידי יישובים החל מתקופת הברונזה הקדומה (2200–3300 לפסה"נ) ועד לתקופה הפרסית (538–332 לפסה"נ). בין התל לרמת טבעון מפריד אוכף רחב בו נחשף לאחרונה חתך המורכב מכמה יחידות שיחסי השדה ביניהם עדיין אינם ברורים. האוכף נמצא כיום כ-40–45 מ' מעל פני הים.

בסיס החתך החשוף מצפון לתל הוא זרם בזלת, ככל הנראה בזלת תחתונה, המונח על רצף של קונגלומרטים וקרקעות חרסיתיות המכילות שבלולי יבשה מאובנים (לוי ז', דברים בע"פ). החלוקים שהיו במגע עם זרם הבזלת עברו "אפייה". חתך זה נטוי למזרח (איור 12). במערב גובל החתך היבשתי בגיר ביוקלסטי בעובי של כ-3 מ', המכיל מעט חלוקי צור חופיים מעוגלים ושטוחים, השייך לתצורת פטיש מגיל מיוקן מאוחר (בוכבינדה, דברים בע"פ). המגע בין יחידת הקונגלומרטים לגיר הביוקלסטי הוא אנכי בקרוב ואופיו אינו



איור 11: תל קשיש, מבט לצפון מזרח. תצורת פטיש נמצאת באוכף המפריד בין התל (מימין) לרמת טבעון (משמאל, מחוץ לתמונה). שימו לב לפיתול של נחל קישון סביב התל.



איור 12: החתך החשוף באוכף מצפון לתל קשיש. מבט למערב. התל נמצא בצד שמאל מחוץ לתמונה.

ברוח המחשוף של תצורת פטיש הוא הסדימנט הימי המיוקני המזרחי ביותר המוכר מצפון לכרמל ואין מחסום טופוגרפי בינו לבין עמק יזרעאל.

אין מידע על קווי העתק המפרידים בין התל לרמת טבעון, אך החתך הנטוי למזרח של הבזלת והסדימנטים היבשתיים מצביע על השפעה טקטונית על עיצוב הנוף.

שלבי היווצרות רמת טבעון

בסוף הנאוגן המוקדם התקיימה סביבה יבשתית באזור רמת טבעון ובה הורבד קונגלומרט ממוצא מקומי בשילוב עם זרמי בזלת שמקורם אינו ידוע. הקונגלומרט עבר הטיה מזרחה כחלק מהתפתחות האגן הסטרוקטורלי הצפוני של עמק יזרעאל. מכאן ניתן להניח שאגן זה החל להיווצר לאחר המיוקן המוקדם. לאחר ההטיה נוצר מישור גידוע תת-אופקי בשווי משקל עם בסיס ניקוז קרוב, ככל הנראה קו החוף במערב. את גיל יצירת מישור הגידוע ניתן להעריך בעזרת המחשוף של תצורת פטיש שהורבדה בעמק שהתקיים בין רמת טבעון לכרמל. מחשוף זה לא עבר הרמה משמעותית מאז היווצרותו, ומאחר שתל קשיש מהווה חלק מהבלוק של רמת טבעון, ניתן להניח שיצירת מישור הגידוע וחלק ניכר מההרמה קדמו להרדת החתך של תצורת פטיש.

לכן, ניתן לתחום את תהליך הגידוע ועיקר ההרמה של רמת טבעון בין הרבדת הקונגלומרט בסוף המיוקן המוקדם, לבין הרבדת תצורת פטיש במיוקן המאוחר, כלומר במהלך המיוקן התיכון. העמק בו הורבדה תצורת פטיש נחתר ככל הנראה על ידי נחל קישון במהלך המיוקן התיכון בתגובה להתרוממות הבלוק של רמת טבעון והוא הוצף על ידי הים שחדר לעמק יזרעאל במהלך הטונסגרסיה של המיוקן המאוחר.

אם מפלס הגידוע של רמת טבעון אכן קורלטיבי למפלס הגידוע של דמיידה, ניתן להשליך את הכרונולוגיה של היווצרותו גם על אזור זה. כלומר, קונגלומרט דמיידה יכול להיות בן זמנו של הקונגלומרט המיוקני בשולי רמת טבעון ותהליך הגידוע וההרמה של שולי הגליל התחתון באזור זה, הנם מגיל מיוקן תיכון.

תחנה 6 ■ מחשוף תצורת כורדני בכפר חסידים

מחשוף של תצורת כורדני נמצא בכפר חסידים (ליד המרכז המסחרי) בגובה 20 מ' מעל פני הים, שם הוא מורכב מגירים חוליים שעברו קלקריטיזציה, וכן מעט חלוקים. מאחר שהמחשוף מרוחק כ-200 מ' משולי המדרון של רמת טבעון הוא אינו משקף את קו החוף עצמו אלא את המדף הרדוד הסמוך אליו. בדוגמה שנאספה ממחשוף זה נמצאו מיני הננו-פלנקטון *P. lacunosa* , ו-*C. macintyreii*, המציינים גיל של פליוקן-פלייסטוקן מוקדם (מושקוביץ, דברים בע"פ 2013). אין ודאות שמחשוף תצורת כורדני בכפר ג'ודידה ובכפר חסידים הם בדיוק בני אותו הגיל, אך עמדתם הנוכחית ביחס לפני הים מצביעה על כך, ששולי עמק זבולון לא עברו תהליכי הרמה או השתפלות משמעותיים מאז שקו חוף זה נוצר, וזאת בהסתמך על עקומת התנועות האאוסטטיות של (Miller et al. 2005), המראה שבמהלך הפליוקן לא עלה מפלס פני הים בשיעור של יותר מ-25–30 מ' מעל המפלס הנוכחי.

תהליכים טקטוניים והתפתחות הנוף בגליל התחתון המערבי – סיכום

הקונגלומרט המקביל לתצורת הורדוס בשולי רמת טבעון מצביע על כך שבסוף המיוקן המוקדם היה אזור זה חלק משולי יבשה בה התקיימה פעילות וולקנית. הגיל של זרם הבזלת שנמצא בתוך הקונגלומרט דומה לגילים העתיקים ביותר שנמצאו בשולי הבקע במזרח, ואינו תומך בתצפית של שליב (1991) שגיל בזלת הכיסוי מצעיר כלפי מערב. מרכיבי הקונגלומרט שנגזרו מסלעי חבורת עבדת, מצביעים על מקור מקומי, ללא תרומה מרכס הכרמל הסמוך. ההטיה של הקונגלומרט בשולי רמת טבעון למזרח קשורה ככל הנראה להשתפלות האגן הצפון מערבי של עמק יזרעאל בו נמצאו בזלות (שבסיסן לא נחדר) מגיל מיוקן תיכון (שליב 1991). יתכן שהקונגלומרט של דמיידה שהורבד בעמק סטרוקטורלי ראשוני של בקעת בית נטופה הוא בן אותו הזמן. הטייתו של קונגלומרט זה לצפון, אל העתק השוליים של הבקעה, מצביע על פאזה טקטונית שלא הייתה מלווה בהסטה אנכית רבה.

יצירת משטחי הגידוע של דמיידה וטבעון לאחר הפאזה הטקטונית שהטתה את הקונגלומרטים בשולי רמת טבעון ובדמיידה, מצביעה על שלב של יציבות ועל עמדה טופוגרפית נמוכה של שולי הגליל התחתון. לאחר מכן התרומם האזור בשיעור של כ-150 מ', ככל הנראה במהלך המיוקן התיכון, והחלה התחתרות של מערכות הניקוז שיצרו את תוואי הזרימה הנוכחית. בשלב זה נשבתה מערכת הניקוז של בקעת בית נטופה על ידי נחל ציפורי, באזור בו חוצה העתק בית קשת את שולי הבקעה.

בין רמת טבעון לתל קשיש נוצר בשלב ההרמה אוכף רחב בו הורבדו קונגלומרטים שעליהם זרמה בזלת שגילה בנקודה זאת עדיין אינו ידוע, אך היא שייכת ככל הנראה לפאזה הוולקנית של הבזלת התחתונה. במהלך המיוקן המאוחר חדר הים דרך אוכף זה והורבדו בו גירים ביוקלסטים רדודים של תצורת פטיש. מאחר שאין מחסום מורפולוגי או סטרוקטורלי בין מחשוף זה לעמק יזרעאל, סביר להניח שהאוכף נמצא בתוואי החדירה הימית למזרח במהלך המיוקן המאוחר והפליוקן המוקדם (שליב 1991), בה הורבדו תצורות בירה וגשר בצפון ישראל.

הסדימנטים הימיים-אגמיים, שהורבדו במהלך המיוקן המאוחר (תצורת בירה) והפליוקן המוקדם (תצורת גשר), יצרו נוף מתון בגליל התחתון עליו זרמה בזלת הכיסוי במהלך הפליוקן המוקדם והתיכון (Heimann et al. 1996). הנוף הנוכחי של מרכז הגליל התחתון המאופיין על ידי בקעות ורכסים הנשענים על העתקים, עוצב בעיקרו לאחר שפיעת בזלת הכיסוי (שולמן 1962; Freund 1970), ולאחר היצירה וההרמה של מפלסי הגידוע של דמיידה ורמת טבעון. יתכן ומבני הלחיצה של רכס חנתון נוצרו גם הם בתקופה זאת שאופיינה בפעילות טקטונית נמרצת בכל צפון ישראל (שולמן 1962; שליב 1991).

הגובה של מחשוף תצורת פטיש בשולי תל קשיש, כמו גם התוואי של קו החוף של תצורת כורדני, הנמשך לאורך שולי עמק זבולון, כמעט ולא השתנו מאז יצירתם. תצפית זאת מעידה על תקופה ארוכה של יציבות של שולי הגליל התחתון (מאז המיוקן המאוחר), שבמהלכה כמעט ולא התרחשו תנודות אנכיות באזור זה. מצב זה נמצא בניגוד לתהליכים שעברו על שדרת ההר של ישראל מדרום למערכת ההעתקים של הכרמל, שהורמה בשיעור של כ-300 מ' לאחר הרבדת תצורת פלשת בפליוקן, והוא מדגיש את היות מערכת העתקים זאת גבול סטרוקטורלי המפריד בין שתי פרובינציות טקטוניות.

מקורות

- בר, ע' 2009. עיצוב שולי היבשת של מרכז ישראל מהאיאוקן העליון ואילך - טקטוניקה, מורפולוגיה וסטריטיגרפיה. עבודת דוקטורט, אוניברסיטת בן גוריון, 207 עמ'.
- גבירצמן, ג' 1970. חבורת סקיה (אאוקן מאוחר עד פלייסטוקן מוקדם) במישור החוף והשפלה, ישראל. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים. המכון הגיאולוגי, דו"ח 170/5/67 OD, עמ'.
- זילברמן, ע' וגבירצמן, ז' 2006. מחקר לאיתור שבירה פעילה בעמק זבולון - דו"ח פעילות ותוצאות ראשונות לשנת 2006. המכון הגיאולוגי, ירושלים, 8 עמ'.
- זילברמן, ע', גבירצמן, ז' ונחמיאס, י' 2008. ההיסטוריה הצעירה של העתקי הגליל התחתון המערבי - ניתוח גיאומורפולוגי ועדויות פאליאוכיסמיות. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/25/2008, 55 עמ'.
- זילברמן, ע' ופורת, נ' 2012. החתך הנאוגני-פלייסטוקני בשפלת הנגב הצפוני והזיקה בינו לבין המבנה המורפולוגי. מדריך סיור, כנס החברה הגיאולוגית באשקלון, עמ' 17-42.
- מדבדיב, ב' 2004. איתור העתקים חשודים כפעילים בעמק זבולון. המכון הגיאופיסי לישראל, דו"ח מס' 351/081/04, 11 עמ'.

- מדבדיב, ב' 2007. תאור תת הקרקע של העתקים חשודים כפעילים בעמק זבולון. המכון הגיאופיסי לישראל, דו"ח מס' 381/265/07. 10 עמ'.
- ניב, ד' 1954. הגיאולוגיה של אזור שפרעם-טבעון-בית נטופה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 30 עמ'.
- סיוון, ד' 1996. פאליאוגיאוגרפיה של חוף הגליל בביעון. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים. דו"ח המכון הגיאולוגי, GSI/18/96, 214 עמ'.
- סנה, ע' 2008. מפה גיאולוגית של גלילון שפרעם 1:50,000. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- סנה, ע', ברטוב, י' ורוזנספט, מ' 1998. המפה הגיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:200,000. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- שולמן, נ' 1962. הגיאולוגיה של עמק הירדן המרכזי. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 103 עמ'.
- שליב, ג' 1991. שלבים בהתפתחות הטקטונית והוולקנית של האגן הנאווגי בגליל התחתון ובעמקים. המכון הגיאולוגי, דו"ח 94, GSI/11/91 עמ'.
- Achmon, M., and Ben Avraham, Z. 1997. The deep structure of the Carmel Fault Zone, northern Israel, from gravity field study. *Tectonics*, 16, 563-569.
- Avnaim-Katav, S., Almogi-Labin, A., Sandler, A., Sivan, D., Porat, N., and Matmon, A. 2012. The chronostratigraphy of a Quaternary sequence at the distal part of the Nile littoral cell, Haifa Bay, Israel. *Journal of Quaternary Science*, 27, 675-686.
- Freund, R. 1970. The geometry of faulting in the Galilee. *Isr. J. Earth Sci.*, 19, 114-140.
- Heimann, A., Steinitz, G., Mor, D., and Shaliv, G. 1996. The Cover Basalt Formation, its age and its regional and tectonic setting; implications from K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Isr. J. Earth-Sc.*, 45(2), 55-71.
- Issar, A., and Kafri, U. 1972. Neogene and Pleistocene geology of the western Galilee coastal plain. *Geol. Surv. Isr. Bull.*, 53, 1-14.
- Kafri, U., and Ecker, A. 1964. Neogene and Quaternary subsurface geology and hydrogeology of the Zevulun Plain. *Geol. Surv. Isr. Bull.*, 37, 11.
- Kafri, U. 1997. Neogene to Quaternary drainage systems and their relationship to young tectonics: Lower Galilee. Geol. Surv. Israel, Rep. GSI/1/97, 50 pp.

- Matmon, A., Enzel, Y., Zilberman, E., and Heimann, A. 1999. Late Pliocene and Pleistocene reversal of drainage systems in northern Israel, Tectonic implications. *Geomorphology*, 28, 43-59.
- Matmon, A., Wdowinski, S., and Hall, J. K. 2003. Morphological and structural relations in the Galilee extensional domain, northern Israel. *Tectonophysics*, 371, 223-241.
- Mero, D. 1983. *Subsurface geology of western Galilee and Zevulun plain*. TAHAL consulting engineers LTD, Rep. 04/83/48, 35 pp.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S. Christie-Blick, N. and Pekar, S. F. 2005. The Phanerozoic record of Global sea-level change. *Science*, 310, 1293-1298
- Picard, L. 1954. The structural pattern of Palestine (Israel and Cis-Jordan), *Bull. Res. Coun. Israel*, 6(1), 48-50.
- Ron, H., and Eyal, Y., 1985. Intraplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea Transform. *Tectonics*, 4, 85-105.
- Sade, A., Hall, J. K., Golan, A., Amit, G., Gur-Arie, L., Tibor, G., vi Ben-Avraham, Z., Hubscher, C., and Ben-Dor, E. 2007. High Resolution Bathymetry of the Mediterranean off Northern Israel. *Rapp. Comm. int. Mer Médit.*, 38.
- Sandler, A., Harlavan, Y., and Shaliv, G. 2004. Stratigraphy of Neogene conglomerates in the Yizre'el Valley. *Isr. J. Earth-Sci.*, 53, 77-86.
- Sivan, D., and Galili, E. 1999. Holocene tectonic activity in the Galilee coast and shallow shelf, Israel: A geological and archeological study. *Isr. J. Earth Sci.*, 48(1), 47-61.
- Wdowinski, S., and Zilberman, E. 1996. Kinematic modeling of large-scale structural asymmetry across the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, 266, 187-200.
- Wdowinski, S., and Zilberman, E., 1997. Systematic analysis of the large scale topography and structure across the Dead Sea Rift. *Tectonics*, 16, 409-424.

קרסט ופרהיסטוריה בגליל המערבי, בדגש על מערת מנות

עפר מרדר¹, עומרי ברזילי², ישראל הרשקוביץ³ ועמוס פרומקין⁴

1. המחלקה למקרא ולארכאולוגיה, אוניברסיטת ב"ש

2. רשות העתיקות

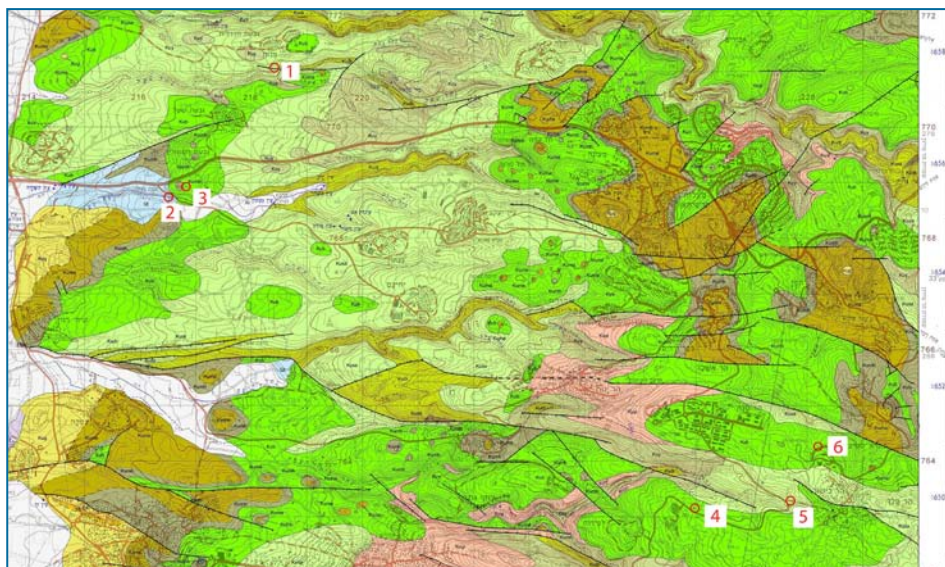
3. המחלקה לאנטומיה אוניברסיטת ת"א

4. המחלקה לגאוגרפיה, האוניברסיטה העברית בירושלים

מבוא

בגליל המערבי נחשף חתך קרבונטי מגיל קרטיקון עליון עד איאוקן (Sneh et al. 1998), שרובו סלעים קשים וסדוקים. תנאים אלה, יחד עם סידוק וגרדיינט הידראולי כללי ממזרח למערב איפשרו התפתחות ממושכת של קרסט. מערכת הקרסט כוללת קמינים – חללים אנכיים שנוצרו בתחום הוואדוסי, וקשורים לזרימה בשיפועים תלולים מפני השטח אל התחום הרווי. אלו שכיחים בעיקר באזור המילוי הגבוה שבגוש הר מירון-פקיעין (זיידנר וחובריו 1984). לאחרונה נסקרו מעל מאה קמינים כאלה ברכס פקיעין. הקמינים קשורים לעיתים קרובות לדולינות – שקעים טופוגרפיים הקשורים להמסה קרסטית.

במורדות המערביים שכיחים יותר חללים קרסטיים תת אופקיים, שנוצרו בתחום הרווי, בעיקר לאורך מסלולי זרימה בסביבת פני מי התהום. החללים התפתחו לעיתים מתחת פני השטח ללא פתח כניסה נגיש לבני אדם. פתח עשוי להיווצר כתוצאה משילוב של טקטוניקה ותהליכים גאומורפיים חיצוניים, דוגמת



איור 1: מפת מיקום תחנות הסיור על מפה גאולוגית בהוצאת המכון הגאולוגי (סנה 2004)

דנודציה, התחברות נחלים ונסיגת מדרונות (Frumkin et al. 2009). היווצרות פתח מאפשרת לבעלי חיים ובני אדם להיכנס לחללים תת קרקעיים ולנצלם לצרכיהם. דוגמאות בולטות לשימוש במערות בתקופות פרהיסטוריות נמצאו במערת היונים המוכרת זמן רב (Bar Yosef and Tchernov 1966) ופרסומים רבים אחר כך), ומערת מנות שהתגלתה לאחרונה. למערה יש מחזור חיים שבסופו היא נהרסת או נסתמת. הרס המערה נגרם מתהליכי התמוטטות של תקרתה, או ארוזיה של פני השטח המתקדמת בהדרגה ופוגעת במערה. על קצב התהליך אפשר ללמוד למשל ממערת הדובים (מערת כסרא) שהיתה קיימת בפליסטוקן התיכון ונהרסה לחלוטין מאז.

במערות אחדות התרחשה התמוטטות שלעיתים פערה פתח בתקרה או אף הביאה לנפילת כל התקרה. פתח כזה עשוי להוות מלכודת לבעלי חיים שנופלים לתוכו. במקרה שזה הוא הפתח היחיד, למערה עשויים להיות מאפיינים של בור אנכי במבט ראשון, אך לרוב מיווין מוכיח את המבנה המקורי שהיה אופקי יחסית.

לאקוויפר הקרסטי של הגליל המערבי תכונות הידראוליות טובות. נטיבי הזרימה רדודים ומפותחים יחסית לאקוויפרים אחרים בארץ, ומהירות זרימת המים אופיינית לאקוויפרים קרסטיים בעולם. האקוויפר רגיש לפיכך יותר לזיהום יותר מאשר אקוויפרים אחרים, מה שמתבטא בפרק זמן קצר בין חדירת המזהם לבין הופעתו במוצאי האקוויפר. מספר ארועי זיהום בשנים האחרונות אכן גרמו לפגיעה במי התהום ובניצולם.

מערת מנות תעמוד במוקד חלקו הראשון של הסיוור. בחלקו השני של הסיוור נבקר באתרי קרטס מגוונים המציגים הזדקנות של מערות, קרטס של פני שטח, הידרולוגיה קרסטית וטופה המושקעת במוצא האקוויפר הקרסטי.

תחנה 1 ■ מערת מנות

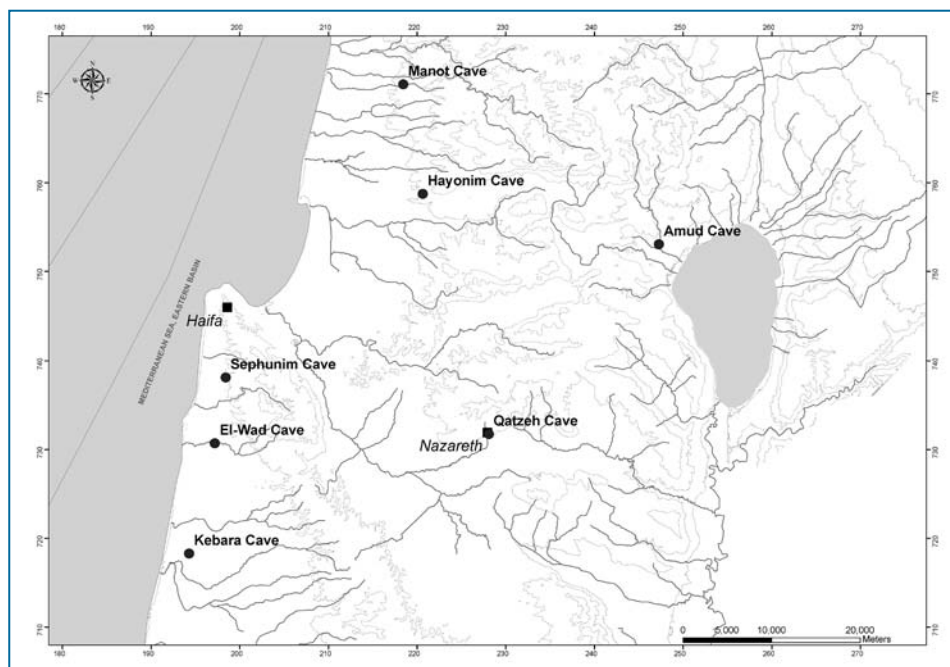
מערה קארסטית מרשימה ביופיה ובה נטיפים וזקיפים פעילים שנתגלתה במקרה בשנת 2008 במהלך פעולות בנייה שפגעו בארובת המערה (איור 2). לאחר מכן ביקר במקום צוות מהמרכז לחקר מערות של האוניברסיטה העברית (מלח"ם) ודיווח לרשות העתיקות על מציאת כיפת גולגולת אדם, פריטי צור ועצמות בע"ח. בעקבות הגילוי נערך סקר ארכאולוגי בו נתגלה עושר של ממצא ארכאולוגי בעיקר מהתקופה הפליאוליתית העליונה (47–50,000 – 22,000 שנה לפני זמננו) ואף מעט ממצאים מהתקופה הפליאוליתית התיכונה (250,000 – 47–50,000 לפני זמננו) ומהתקופה האפי-פליאוליתית (22,000–11,500 לפני זמננו). לאחר תגליות אלו החלה חפירה יזומה בשיתוף רשות העתיקות, אוניברסיטת תל אביב ואוניברסיטת באר שבע שהצטרפה בהמשך. עד כה נערכו שלוש עונות חפירה (2010–2012). מטרתן היתה לתעד את הרצף הכרונולוגי-סטרטיגרפי והתרבותי של התיישבות האדם במערה (Barzilai et al. 2012).

המערה ממוקמת בגליל המערבי, באזור המאופיין בגבעות גיר נמוכות מתצורת סחינן מגיל הקנומן המאוחר, ובשכיחות מקורות מים. בסביבה צמחיית חורש ים-תיכוני וכמות המשקעים השנתית היא 600–700 מ"מ. האתר ממוקם כ-10 ק"מ מצפון למערת היונים וכ-50 ק"מ מצפון-מזרח לאתרי המערות בכרמל (איור 3).

בחתך שנחשף ממערב למערה חשופים ספלאותמים בחללים סתומים, המעידים שהמערכת הקרסטית של מערת מנות היתה גדולה יותר בעבר הגאולוגי. תהליכי דנודציה ונסיגת מדרונות קטעו וסתמו את החלק



איור 2: מערת מנות, מבט כללי לכיוון הטלוס המזרחי (שטח A)

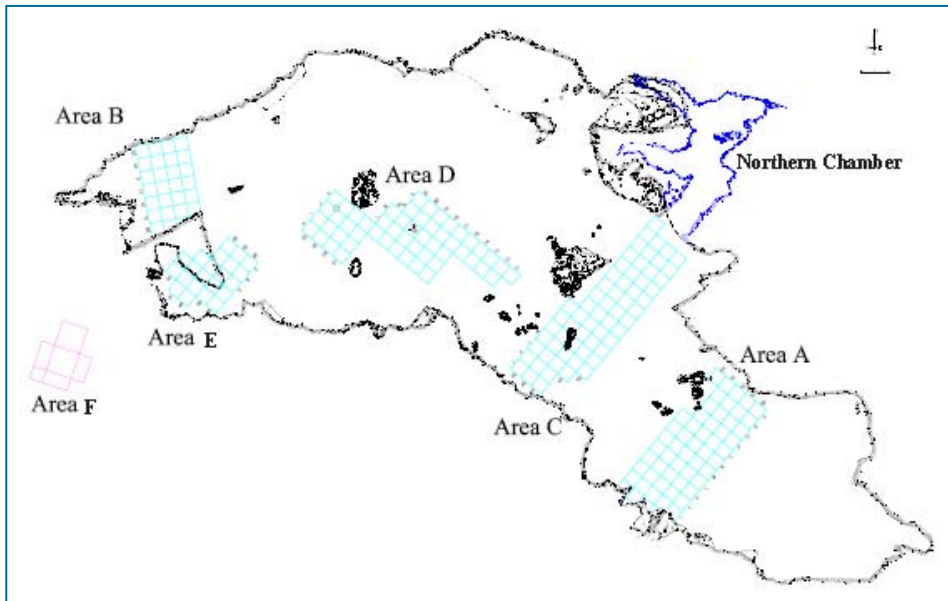


איור 3: מערת מנות, מיקום מערת מנות ביחס לאתרים פרהיסטוריים בצפון א"י

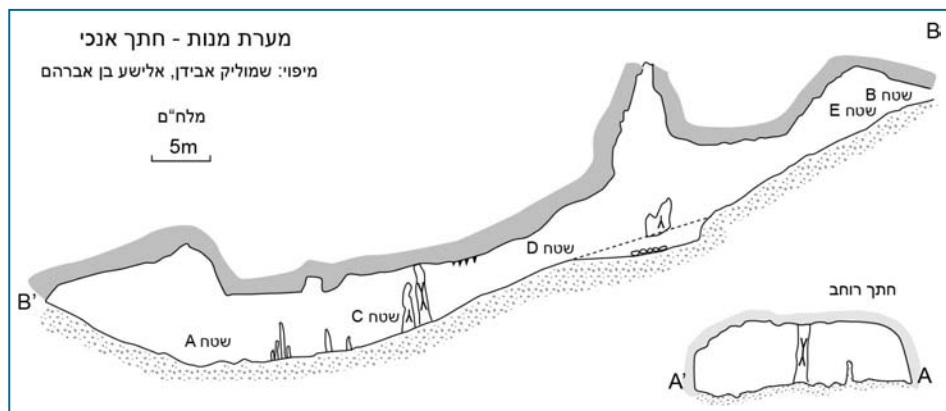
החיצוני של המערכת, והותירו ללא פגע את החלל הנוכחי של המערה, תוך פתיחתו לאטמוספירה בפליסטוקן התיכון (לפי הממצא שבמערה, להלן).

המורפולוגיה של המערה מאופיינת בכיפות המסה, קירות חלקים וקיומה של ארובה המאפיינת מערות פריאטיות (היפוגניות) שנוצרו מתחת למי תהום. המערה ממוקמת כיום בגובה של כ-220 מ' מעל פני הים כ-100 מ' לפחות מעל פני מי התהום, מה שמעיד שהמערה נוצרה לפני התרוממות האזור. לאחר מכן התרחשו במערה תהליכים ואדוסיים שיצרו מספר רב של ספלאותמים קלציטיים (משקעי מערות דוגמת נטיפים, זקיפים). זרימת נגר על קרקעית המערה חתרה ערוצים לאורך הקיר הצפוני של המערה. כמו כן מתרחשת במערה קורוסיה על ידי התעבות של מים עתירי פחמן דו חמצני. נראה שחלק מפעילות זו התרחשה בזמן פעילות האדם במקום.

המערה מורכבת מאולם מאורך (80 מ' אורך, 10-25 מ' רוחב) ושני חדרים במפלס נמוך יותר המתחברים לאולם מצפון ומדרום (איור 4). האולם המרכזי מחולק לשלושה אזורים: טלוס מערבי, מישור וטלוס מזרחי (איור 5). אופקי צור גס גרגר, מאיכות גרועה ובינונית (כחומר גלם לתעשיית כלים) תועדו לאורך קירות המערה. מפולת סלעים וזקיפים פעילים חסמו ככל הנראה את הכניסה הראשית למערה בקצה העליון של הטלוס המערבי. חסימה זו חתמה את המערה למשך זמן ארוך של לפחות 15,000 שנים, שכן הממצא הארכאולוגי הצעיר ביותר שזוהה במערה תוארך לתקופה האפי-פליאוליתית. סביר להניח שלמערה היו שתי כניסות אחת מרכזית, תלולה במערב וכניסה משנית קטנה ומתונה יותר הפונה לערוץ הנחל במזרח.



איור 4: מערת מנות, מפת שטחי החפירה



איור 5: מערת מנות, חתך אנכי של המערה לאורך הטלוס (פרופיל במבט דרומה)

בעונת החפירה הראשונה (2010) הכניסה למערה נערכה בעזרת גלישה מראש הארובה כאשר במהלך 2011 נבנתה על ידי הקרן הקיימת לישראל פתח סדור (שאינו הפתח המקורי למערה) על מנת ליעל את המחקר במערה ובעתיד הרחוק יותר לאפשר ביקור של מבקרים במקום.

עונות החפירה 2010–2013

עד כה נחפר שטח נרחב של של כ-80 מ"ר המחולק לשישה שטחים F-A (Marder et al. 2013) (איור 4). מטרת החפירה היו: 1. לתעד ולאסוף את הממצאים הארכאולוגיים והארכאוזואולוגיים (שטחים F-A) 2. למצוא את הפתח המקורי של המערה (בעיקר שטחים B ו-F-E). 3. תיעוד גאולוגי, כולל דיגום של הנטיפים והזקיפים לצורך מחקר אקלימי ותיארוך בשיטות אורניום-תוריום. 4. נאספו גושי פחם על מנת לתארך את מפלסים הארכאולוגיים בשיטת פחמן-14 (בעיקר שטח C ובמידה פחותה יותר שטחים E-D). 5. נערך מחקר סדימנטולוגי כדי לעמוד על תהליכי היווצרות הקרקעות ותהליכי בת-הרבדה (בעיקר שטחים C-D ו-A).

שטחי החפירה

שטח A, אזור מפולס למדיי בין שני הטלוסים, שהוא גם הקטע הנמוך ביותר באולם המערה (12 מ"ר; איור 4). פני השטח מאופיינים במפולות סלעים וזקיפים פעילים ששקועים בהצטברות עבה מאוד של בוץ. הממצא משטח זה כלל בעיקר פריטי צור ומעט עצמות שבורות. ממצא הצור כלל פריטים מהפליאולית התיכון והעליון. הממצא מהפליאולית התיכון מיוצג בנתזים ובכלים שעוצבו בטכניקת לבלואה ואילו הממצא מהפליאולית העליון כולל גרעיני להבים ולהבים האופייניים לתרבות האחמריית הקדומה.

שטח B, החלק הגבוה ביותר של הטלוס המערבי, וקרוב לכניסה המשוערת למערה. השטח מאופיין בהצטברויות מסיביות של מפולות סלעים. הממצא משטח בדיקה זה כלל פריטי צור ועצמות בעלי חיים; ממצא הצור מורכב ממיקרולייתיים האופייניים לתקופה האפי-פליאוליתית; לתרבות הכבארית.

שטח C, במדרון תלול לקראת קצהו של הטלוס המערבי (איור 6), שבו זוהה אופק מהתקופה הפליאוליתית העליונה בסקר שנערך לפני תחילת החפירה. פני השטח היו חתומים במשקע מערות שמקורו בזקיף מסיבי שנמצא מצפון לו (ריבועים O-N/64-65). נחפרו 6 מ"ר והתגלתה בו סטרטיגרפיה מורכבת שכללה לפחות שבע יחידות סדימנטולוגיות המורכבות מפלאו-טרה רוסה בהרבה מישנית, פריטי צור, עצמות, אבני גיר שבורות וחתיכות פחם. הממצא עשיר מאוד וכולל פריטי צור, פריטי אבן, עצמות בעלי חיים שרידי פחם וצדפים שחלקם שימשו לקישוט וחלקם למאכל. נמצאו כלי עצם שיוצרו מקרניי אייל והמהווים מאובן מנחה לתרבות האורניאקית הלבנטינית שמקורה כפי הנראה באירופה. הכלים בשטח זה אופייניים לתקופה הפליאוליתית העליונה, בעיקר לתרבות האורניאקית.



איור 6: מערת מנות, שטח C חתך 66 K-J מבט לכיוון מערב

שטח D, בחלק העליון של הטלוס המערבי באזור בו הועלתה השערה בדבר קיומה של טראסה קדומה בה התיישב האדם. נחפרו לאורך הטלוס לפחות שמונה יחידות סדימנטולוגיות בהם נמצאו ריכוז רב של פריטי צור, עצמות בע"ח, כלי שחיקה וכלי עצם, אולם אף אחד מפלסים אלה לא היה באתרו (*in-situ*). בחלקם העליון של מפלסים אלו בלטו שרידי עצמות גדולות של אוכלי עשב ועשרות קופרוליתים של צבועים. למרות שהממצאים אינם בהרבה ראשונית רוב הכלים (להבים ולהבונים משוברים וחודי אל-ווד, איור 7) בשטח זה אופייניים לפאזה תרבותית מוגדרת המשויכת לתקופה הפליאוליתית העליונה (התרבות האחמריית הקדומה).



איור 7 : מערת מנות, פריטי צור – להבים ולהבונים (שטח D)

שטח E, בראש הטלס המערבי קרוב לפתח המערה המשוער שהוא המקום המתאים ביותר להתיישבות האדם. החפירה נערכה בשכבת קולוביום וקרקע טרה-רוסה בהרבה משנית עשירה בממצאים. בתוכה אותר

מפלס חיים דק (כ-5 ס"מ) שבו נמצאו כלי צור, עצמות ושברי פחם באתרם (*in situ*) במפלס זה התגלו שני מוקדים, אחד מהם קוטרו כ-60 ס"מ והוא מורכב מאפר לבן במרכזו, ובשוליו שרידי קרקע אדומה צרופה (ריבוע 92\93 A; איור 8). מכלול פריטי הצור כלל בעיקר גרעינים ולהבונים משוברים – כלים הטיפוסיים לסוף התקופה הפליאוליתית העליונה (התרבות האחמית המאוחרת).



איור 8 : מערת מנות, שטח E – שרידי מוקד (92\93 A)

שטח F, ממוקם על גבי טראסה, דרומית לפתח הקיים. מטרת החפירה בשטח זה היתה לאתר את פתח המקורי של המערה. החפירה נעצרה במפולת אבנים מאסיבית שייתכן ומעידה על מיקום הפתח המקורי. לא נמצאו כמעט ממצאים ארכאולוגיים.

ממצא בעלי החיים¹

התופעה הבולטת בארכאולוגיה של מערת מנות היא ההצטברויות הגדולות של עצמות בעלי חיים בהשתמרות טובה על פני השטח ולאורך קירות המערה. הריכוזים ('נקודות ממצא') שונים מאוד בגודלם ובמיקומם. הבחנות ראשוניות בשטח הדגישו את ההבדלים בממצא הפאונה שנאספו בנקודות הממצא לעומת ממצא הפאונה שמקורו בשכבות הסטרטיגרפיות מהפליאולית העליון, בעיקר בשטח C. העצמות 'בנקודות הממצא' אינן קשורות לממצא הליתי, וניכרים בהן סימני כרסום של טורפים. המינים של מפריסי הפרסה זהים לאלה בשטחי החפירה (איילים, צביים, סוסיים, בקר).



איור 9: לסת צבוע, שטח D

בנקודות הממצא יש פחות חיות קטנות (צב, ארנבת, שועל וסנאים) מאשר נמצאו בשטח C. בנוסף, בעיקר בשטחים C ו-E אך גם בשטח D ישנו ריבוי עצמות שרופות, בעלות סימני חיתוך וריסוק שנעשו בזמן תהליך ביתור החיה וניצול מח העצם שלה. ניתוח הממצאים מלמד שגם בני האדם וגם טורפים גדולים (בעיקר צבועים) מילאו תפקיד חשוב ביצירת מצבורי הפאונה במערת מנות (איור 9).

הממצאים הבוטאנים

זיהוי ראשוני של חתיכות פחם שנמצאו בשטחים השונים מראה על שכיחות גבוהה של אלון התבור ושרידי מין נוסף (כפי הנראה שקד). על סמך שרידי הפחם ושרידי בע"ח נראה שהסביבה באזורים סמוכים למערה היתה מגוונת וכללה חורש ים תיכוני ויער פארק פתוח.

תארוך המפלסים הארכאולוגיים בשטח C²

שטח C תוארך עד היום בעזרת שתי שיטות תיארוך שונות, האחת פחמן 14 והשנייה אורניום-תוריום. מספר דוגמאות נלקחו בכל אחת מהשיטות. תיארוך פחמן 14 נעשה על חתיכות פחם שנמצאו בתוך הסדימנטים הארכאולוגיים. תארוכם של מפלסים אלה בשיטת פחמן 14 נעה בין 31,000–40,000 מכויל לפני זמננו. תאריכי האורניום-תוריום התמקדו בשלב זה בשכבות של משקעי מערות שבינהן הצטברו סדמנטים עם ממצאים ארכאולוגיים (ריבוע M65) תארוכם נע בין 33,000–41,000 לפני זמננו.

השימוש בשתי שיטות תיארוך שונות ביחד עם ניתוח ראשוני של הממצאים הליתיים מעידים שניתן לשייך מפלסים ארכאולוגיים בשטח C לתקופה הפליאוליתית העליונה הקדומה (28,000–40,000 בקירוב, לפני זמננו).

1 המחקר הארכאולוגי נערך על ידי ד"ר ראובן ישרון ופרופ' גיא בר-עוז, מכון זימן לארכאולוגיה, אוניברסיטת חיפה.

2 תיארוך פחמן 14 נערך על ידי ד"ר אליזבטה בוארטו, מרכז קימל למדעי ארכיאולוגיה, מכון ויצמן. תיארוך אורניום-תוריום התבצע על ידי ד"ר מירה בר-מטיוס, ד"ר אבנר אילון, וגב' גל יסעור, המכון הגאולוגי ירושלים.

סיכום

החפירה במנות צופנת בחובה פוטנציאל מחקרי נרחב. הממצא הארכאולוגי שנחשף עד כה מעיד על מערה שהיתה מיושבת למן התקופה הפליאוליתית התיכונה ועד לתקופה האפי-פליאוליתית (15,000–250,000 לפני זמננו), כאשר המערה נחסמה באופן טבעי. האפיונים וההרכב של כלי הצור, עצמות בעלי החיים וכלי העצם מצביעים על כך שעיקר ההתיישבות במערה כוללת את רוב הרצף התרבותי של התקופה הפליאוליתית העליונה (47–50,000–22,000 לפני זמננו). בפרק זמן זה זוהו מספר תרבויות: 1. התרבות האחמרתית הקדומה (על שם האתר ערק-אל-אחמר בצפון מדבר יהודה). תרבות זו היא תרבות מקומית לבנטינית המאופיינת בשכיחות להבים ולהבונים משוברים וחודי אל-ווד, תרבות זו תועדה בעיקר בשטח D. 2. התרבות אורניאקית (זוהתה בעיקר בשטח C) שהיא שילוב של מאפיינים ארופאים (מגרדים ונקרים מזויים, כלי ונטיפות עצם) ומאפיינים מקומיים (חודי אל-ווד). 3. התרבות האחמרתית המאוחרת שתועדה בשטח E ומאופיינת בשכיחות של להבונים משוברים בשברור עדין המאפיינים את סוף התקופה הפליאוליתית העליונה. החפירה במערת מנות עשויה להאיר את אחד השלבים החשובים ביותר בהיסטוריה האנושית הקשורה לנדידת האדם המודרני מאפריקה, ולתרום במידה ניכרת לשחזור עולם החי, האקלים והסביבה בפרק זמן זה.

תחנה 2 ■ הטופה של געתון ונחל געתון

מחשוף של טופה מגיל רביעון המשתרע על 1.5 קמ"ר משני צידי של נחל געתון, מאזור צומת געתון ועד מישור החוף. הטופה שקעה ממים שמקורם במערכת הקרסט של הגליל המערבי. נחל געתון עשיר גם כיום במעיינות קרסטיים הנובעים ממזרח לו (עין געתון, עין ירק, עין אשחר), המזרימים את מימיהם באפיק הגעתון בעיקר באביב.

הטופה (טרורוטין בפרסומים קודמים) שקעה באי-התאמה על גבי תבליט ארוסיבי שהתפתח ביחידות של חבורת יהודה והר הצופים (כפרי 1972; סנה 2004). הטופה קשה עד מתפוררת, עשירה בחרסיות ובשרידי צמחים. בבסיסה יחידה בעובי 2–3 מ' של מיקריט עם אוסטרקודים (Kronfeld and Weinberger 1990). עליה יחידה בעובי 3–5 מ' של מיקריט עם גסטרופודים של מים מתוקים (שחריר חלק Melanopsis praemorsa). שתי היחידות מכילות עדשות קונגלומרט. עליה יחידה של טופה עשירה בשרידי צמחים עילאיים ואצות. היחידה מכילה פלאוסולים וחלוקים.

הטופה מיוחסת לשקיעה בגוף מים שהלך ונעשה רדוד ואף התייבש מדי פעם בשלבים מאוחרים. תכולה גבוהה של תמס גירי במים ממוצא קרסטי הביאה לשקיעת גיר כאשר פחמן דו חמצני יצא מן התמיסה (Kronfeld and Weinberger 1990).

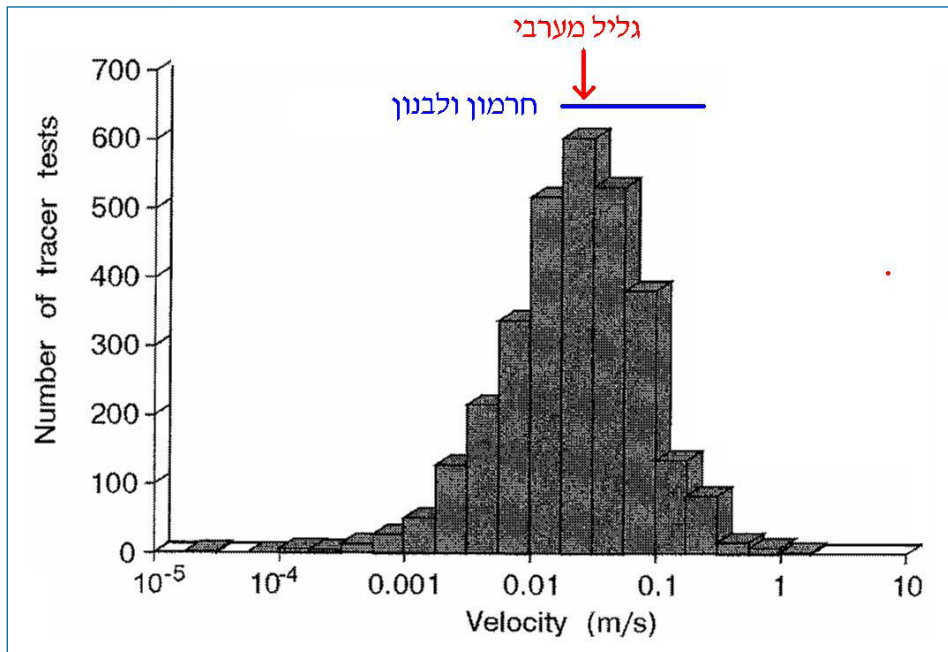
קטע נחל געתון שבמעלה הזרימה נקרא בערבית "ואדי אל עויון" – נחל המעיינות. קיימים בו 3 מעיינות עקריים בעלי ספיקה של כ-3 מליון מ"ק לשנה: עין געתון (עין אל מג'נונה – המעיין המשוגע) – סמוך לחורבת געתון. שפיעת המעיין עונתית – בחורף ובאביב בלבד, התנהגות שמאפיינת מעיין קרסטי מסוג overflow. עין אשחר ועין ירק – שני מעיינות קרסטיים סמוכים אשר הזינו את מפעלי החקלאות בעבר

בעמק ואת טחנות הקמח – טחנת שריח', טחנת סורסוק וטחנת עביד. מימיהם נשאבים כיום על ידי מקורות. בניסוי נותבים (מגל וחובריה 2008) הגיע נותב למעיינות אלה כ-67 שעות לאחר שהוחדר בבולען ליד חורבת בלוע, 9.3 ק"מ במעלה האקוויפר, בכיוון מזרח-דרום מזרח.

תחנה 3 ■ מחצבת געתון

המחצבה ניצלה גיר של תצורת בינה לאגרגטים. במהלך החציבה נחצה מוביל קרסטי פעיל. תחתית המחצבה התמלאה במי תהום שיצרו אגם בקוטר עשרות מטרים ובעומק מטרים אחדים. בניסוי נותבים (מגל וחובריה 2008) הגיע נותב למחצבה כ-75 שעות לאחר שהוחדר בבולען ליד חורבת בלוע, 11.7 ק"מ במעלה האקוויפר, בכיוון מזרח-דרום מזרח.

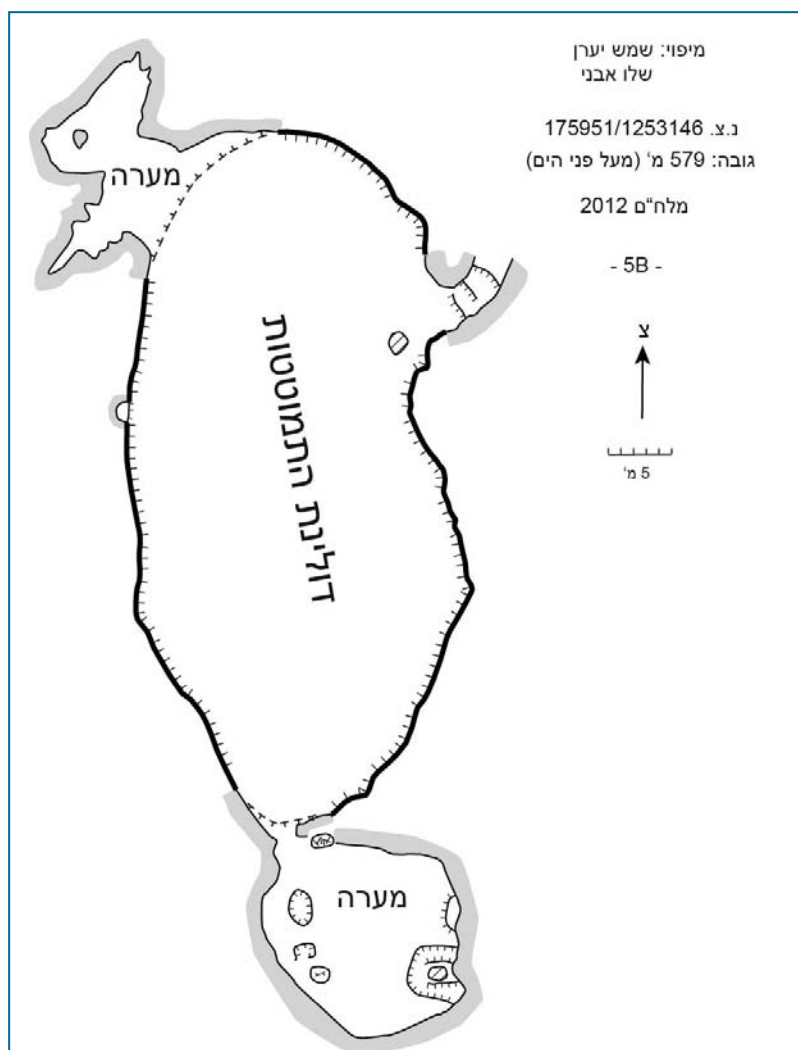
מהירות הזרימה שנמדדה אל מעיינות געתון ומחצבת געתון היא כ-0.04 m/s (מגל וחובריה 2008). בהשוואה למהירויות זרימה של 2,877 ניסויי נותבים מבולען עד נביעה בסלעים קרבונטיים בעולם (איור 10) (Worthington et al. 2000) ניתן לראות כי מהירות זו הינה בתחום השכיח ביותר. מהירות זרימה דומה נמדדה בחרמון (0.027 m/s; גלעד 1976). ששה ניסויי נותבים בהר הלבנון (קומפילציה ומקורות אצל פרומקין 1990) נתנו מהירויות זרימה עד סדר גודל אחד יותר בתנאים הידרוגאולוגיים אחרים.



איור 10: מהירות זרימה שנמדדו באקוויפרים קרסטיים בניסויי נותבים בישראל לעומת העולם (סך הכל כ-3000 ניסויים). נתונים לפי: מגל וחובריה 2008; פרומקין 1990; Worthington et al. 2000.

תחנה 4 ■ בור כסרא

דולינת התמוטטות בעלת דפנות אנכיים בתצורת בינה. בקצה הדרומי והצפון מזרחי שרדו חללים תת-קרקעיים המחוברים לתחתית הדולינה. הנתונים מראים שהדולינה נוצרה מהתמוטטות מערה קרסטית גדולה, דמוית אולם מאורך (איור 11). מערות מסוג זה שכיחות בסביבה, לדוגמה – מערת תפן, כ-2 ק"מ מדרום מערב לבור כסרא. מערות מסוג זה נוצרו ככל הנראה סמוך למפלס מי תהום יציב, לפני התרוממות האזור (Frumkin and Fischhendler 2005).



איור 11: מפת בור כסרא.

תחנה 5 ■ מערת צומת כסרא

במשווף הצפוני של הכביש הפונה לכסרא, בתצורת סחנין, נחתכה מערה קרטטית סתומה שאורכה כ-50 מ'. במערה שפע ספלאותמים, בעיקר משטחי זרימה (flowstone), וריכוז של עצמות יונקים. לא נמצאה עדות לפעילות אדם, אך האתר טרם נחפר. 10 מ' ממזרח למערה הגדולה נחתכה על ידי הכביש מערת נטיפים קטנה נוספת.

מעט מדרום לכאן נחשפה בפני השטח 'מערת הדובים', גם היא הרוסה וסתומה. בתוכה נמצאה ברקציה של ספלאותמים עם עצמות טורפים מגיל פליסטוקן תיכון. המאסף שעינקרו עצמות דובים, כולל גם עצמות אריה, צבוע נקוד וזאב (Tchernov and Tsoukada 1997). החוקרים הנ"ל העריכו שגיל המאסף כ-300,000 שנה.

תחנה 6 ■ פארק הסלעים, הר כישור

ריכוז של טרשי ענק שגובהם ששה עד שמונה מ', בתצורת בינה במורדות הצפוניים של הר כישור. התופעה מהווה דוגמא קטנטנה של 'יער אבן' (Knez and Slabe 2013). היא שייכת למורפולוגיה קרטטית של פני שטח, אך קיימות גם מערות קטנות בתוך עמודי הסלע הגדולים. היא נוצרת בתקופה ממושכת של יציבות טקטונית, בשילוב מתאים של מסלע קרטטי, כיסוי קרקע וסידוק. המורפולוגיה מושפעת מאד מצפיפות הסידוק ומישורי השיכוב, המהווים מוקד לחדירת קרקע, פעילות ביוגנית הפולטת פחמן דו חמצני, ומים. יערות אבן מגיעים לשיא התפתחותם באקלים טרופי וסוב-טרופי, שם ההמסה דומיננטית ובלייח פסיקלית היא זניחה.

מקורות

זיידנה, ע', ביתן, ר', ישראלי, א', פרומקין, ע', שביט, א' וקטנה, י' 1984. סקר מערות ברכס פקיעין. *נקרות צורים*, 4, 64-93.

כפרי, א' 1972. *המפה הגיאולוגית של ישראל 1:50,000*. גליון IV-1 נהריה, דברי הסבר.

מגל, ע', ארבל, י', כספי, ש', כץ, י', גלזמן, ה', גרינבאום, נ' ויחיאלי, י' 2008. *ניסוי סמונים במעיינות געתון וכברי*. המכון הגאולוגי, דוח GSI/10/08.

סנה, ע' 2004. *המפה הגיאולוגית של ישראל 1:50,000*. גליון IV-1 נהריה.

פרומקין, ע' 1990. קרטט תת קרקעי בחרמון. *נקרות צורים*, 16, 93-98.

Bar Yosef, O. and Tchernov, E. 1966. Archaeological finds and fossil faunas of Natufian and microlithic industries at Hayonim Cave (western Galilee Israel). *Israel Journal of Zoology*, 15(3-4), 104.

Barzilai, O., Ayalon, A., Bar-Mathews, M., Bar-Oz, G., Boaretto, E., Berna, F., Frumkin, A., Ershkovitz, I., Khalaily, H., Marder, O., Weine, S., and Yeshurun, R. 2012. Manot

Cave: A prehistoric cave site in the western Galilee. *Hadashot Arkeologiot*, 124. http://www.hadashot-esi.org.il/report_detail.asp?id=2183&mag_id=119

Frumkin, A., and Fischhendler, I. 2005. Morphometry and distribution of isolated caves as a guide for phreatic and confined paleohydrological conditions. *Geomorphology*, 67, 457-471.

Frumkin, A., Karkanas, P., Bar-Matthews, M., Barkai, R., Gopher, A., Shahack-Gross, R., and Vaks, A. 2009. Gravitational deformations and fillings of aging caves: The example of Qesem karst system, Israel. *Geomorphology*, 106, 154-164.

Knez, M., and Slabe, T. 2013. Stone forests and their rock relief. In: J. Shroder (editor in chief) and A. Frumkin (ed.), *Treatise on Geomorphology*, vol. 6, 139-156, Academic Press, San Diego, CA, Karst Geomorphology.

Marder, O., Ayalon, O., Bar-Matthews, M., Bar-Oz, G., Bar-Yosef Mayer, D., Berna, F., Boaretto, E., Caracuta, V., Frumkin, A., Goder, M., Hershkovitz, I., Latimer, B., Lavi, R., Weiner, S., Yas'ur, G., Yeshurun, R., and Barzilai, O. 2013 (Submitted). The 2011-12 Excavations Seasons at the Upper Paleolithic Site of Manot Cave, Western Galilee, Israel. To appear in *Antiquity*.

Sneh, A., Bartov, Y., and Rosensaft, M. 1998. *Geological map of Israel 1:200,000*. Sheet 1, Geological Survey of Israel.

Tchernov, E., and Tsoukada, E. 1997. Middle Pleistocene (early Toringian) carnivore remains from northern Israel. *Quaternary Research*, 48, 122-136.

Worthington, S. R. H., Ford, D. C., and Beddows, P. A. 2000. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. In A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. Palmer, and W. Dreybrodt (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*, 463-472, Huntsville, National Speleological Society.

סיור בעכו העתיקה

אליעזר שטרן

עכו העתיקה משמרת בתוכה שרידי עיר מרשימה מהתקופה הצלבנית מאות 12-13 לספה"נ. רבים משרידי עיר זו קבורים מתחת לעיר העות'מנית שנבנתה מעליה ב-300 השנים האחרונות.

בסיוורנו נבקר הן בשרידי העיר הצלבנית שנחשפו בחפירות ארכאולוגיות והן בסמטאות העיר העות'מנית.



איור 1: מפת מיקום האתרים: (1) המפקדה ההוספיטלרית; (2) החמאם הטורקי; (3) מנרת הטמפלרים; (4) הנמל

תחנה 1 ■ המפקדה ההוספיטלרית

שרידי מבנה מרשימים מהמאה ה-13, בהם חדר אוכל מבנה שרותים מחסנים ועוד. המבנים בני כאלף שנים השתמרו בשלמותם מתחת לעיר העות'מנית, נחפרו ובתהליך שימור והכשרתם לביקורי קהל.



איור 2: המפקדה ההוספיטלרית-אולם האומנות

תחנה 2 ■ החמאם הטורקי

חמאם שנבנה, על ידי שליט עכו אחמד אל ג'זאר בשנת 1871, החמאם היה פעיל עד אמצע המאה ה-20. כיום נפתח לאחר שיפוצים כאתר תיירותי. החמאם גדול ומפואר מעוטר באריחי קרמיקה נדירים ורצפות שיש צבעוניות.



איור 3: חמאם אל פאשה-חדר הכניסה

תחנה 3 ■ מנהרת הטמפלרים

מנהרה תת קרקעית שנחצבה מתחת לעיר מהתקופה הצלבנית. שמשה את הרובע הטמפלרי בעכו כמעבר אסטרטגי שחיבר את הרובע עם הנמל של העיר.



איור 4: המנהרה הטמפלרית-עכו העתיקה

תחנה 4 ■ הנמל

עכו העתיקה שוכנת בחלק הצפוני של מפרץ טבעי גדול. מפרץ זה איפשר בניית נמל מוגן ברוב ימות השנה. לראשונה נבנה הנמל בתקופה ההלניסטית מאה שלישית לפסה"נ. מאז עכו הפכה לעיר מסחר בין לאומית עשירה ומשגשגת. נמל עכו הוא נמל עתיק ששומר מהתקופה ההלניסטית עד ימינו על מבנהו מקורי.



איור 5: נמל עכו

Evolution of the Sharon Coastal Escarpment during the late Holocene

Oded Katz and Amit Mushkin

Geological Survey of Israel

Introduction

Overview

The Israeli coastal cliff extends about 50 km along the eastern Mediterranean and is comprised of late Quaternary eolianites and paleosols that reach heights of up to 50 meters above current sea level. Variable cliff-top inland retreat rates of up to a few tens of centimeters per year have been previously measured along the cliff line usually by comparing aerial photos from the last decades. Commonly, these locally constrained retreat rates have been: 1) extrapolated as representative of the entire cliff length, and 2) adopted by hazard mitigation and planning authorities. In this field trip, we re-evaluate the current understanding of coastal cliff retreat rates and patterns along the Sharon coastal cliff escarpment between Olga in the north and Herzlia in the south (Fig. 1). A suite of ground-based LiDAR observations, high resolution (0.5 m/pixel) airborne LiDAR data, aerial photography, archeology and numerical (OSL) age determination of past cliff locations are used to quantitatively constrain the governing cliff-erosion processes in this environment and how they integrate over space and time into cliff-scale landwards retreat at sub-annual (single storm) to geologic timescales.

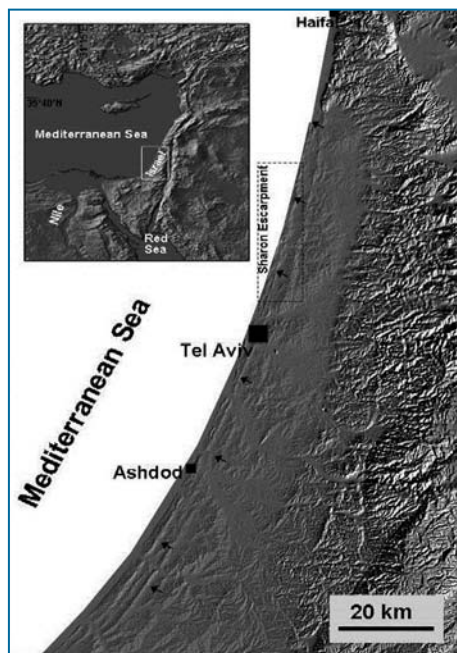


Figure 1: Location map of the studied Sharon coastal cliff escarpment. Black arrows highlight the coast-parallel eolianite ridges that characterize Israel's Mediterranean coastal plain. Dotted rectangle is shown in Fig. 2A

The Sharon Escarpment

A sequence of coast-parallel, Nilotic, late Pleistocene to early Holocene eolianite ridges characterize Israel's Mediterranean coast (Almagor, 2005; Tsoar, 2000, Frenchen et al., 2001; Fig. 1). The western-most ridges, which are now submerged, formed during low Last Glacial Maximum (LGM) sea level, which was more than 30 m below present. These ridges were eroded during rapid post-LGM (early Holocene) sea level rise and the ca. 7 km eastward migration of the shoreline in this region (Sivan et al., 2001; Lambeck and Purcell, 2005). Sea level in the eastern Mediterranean stabilized at ca. 3,000 yr B.P. (Porat et al., 2004), after which less than 1 m sea level fluctuations have been observed (Sivan et al., 2004; Klein and Lichter, 2007). Thus, the present-day cliff line that marks central Israel's Mediterranean coast has been formed through land-sea interaction since the late Holocene.

The Sharon Escarpment, which averages at 18 m above sea level and rises in places up to 50 m above sea level, forms a generally linear NNE striking geomorphic feature that is interrupted in only two places by the outlets of the Poleg and Alexander drainages (Fig. 2). The large-scale linearity of the escarpment appears to be associated to some degree with the inherited linear geometry of the eolianite ridges into which it is carved. Perturbations in the plan view linearity of the escarpment occur as capes and embayments 10^1 - 10^2 m in length and 10^1 m in amplitude in the cliff-normal direction. Capes are typically shielded by partially submerged boulder fronts and appear to be generally associated with increased mechanical strength of exposed cliff stratigraphy. Measured sea-cliff retreat rates in the region, which have been typically constrained over decadal timescales from historical aerial photography, are variable and range between 0-0.5 m/year (Zviely and Klein, 2004; Katz et al., 2007 and references within).

Stratigraphy

The cliffs along the escarpment consist of alternating late Pleistocene - Holocene (Engelmann et al., 2001; Frenchen et al., 2001, 2002; Porat et al., 2004) quartz dominated, carbonate cemented eolianites and clay bearing paleosols with common unconformable contacts (Ya'alon, 1967; Gvirtzman et al., 1984) (Fig. 2). The basal Ramat-Gan eolianite (RG_E , ≤ 30 m thickness, ~ 60 ka), is overlain by the Nahsholim paleosol (NS_p , up to several meters in thickness, ~ 55 ka). Dor eolianites (D_E) overly the Nahsholim paleosol and reach up to 40 m in thickness. D_E consists of rounded and well sorted quartz grains and shell fragments (30%-90%) cemented by carbonate with

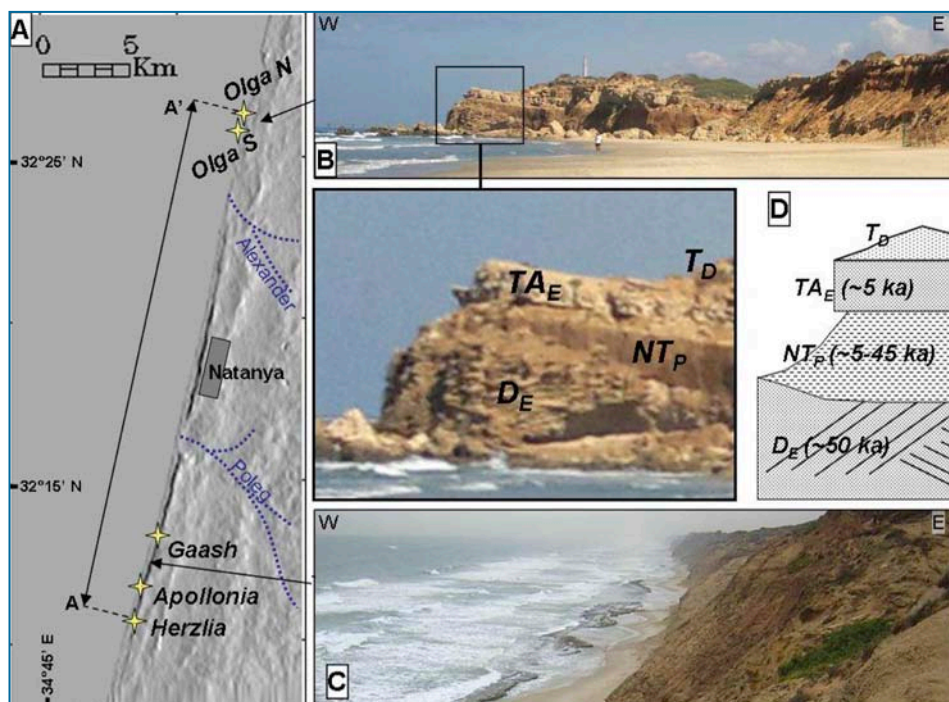


Figure 2: The Sharon Escarpment, between Herzlia and Olga N. A) Location of the five LiDAR study sites along Sharon Escarpment (Katz and Mushkin, 2013). B) Local capes and embayments occur along the generally linear NNE trending cliff line (C). D) A generalized cross-section as exposed at a cape just south of the Olga S site: D_E – Dor eolianite, NT_P – Natanya paleosol, TA_E – Tel-Aviv eolianite and T_D - active Ta'arukha dunes. The lower Nahsholim paleosol and Ramt-Gan eolianite are not exposed here.

pronounced cross-bedding sedimentary structures. The Natanya paleosol (NT_P , up to several meters in thickness, 45 - 10 ka) overlies D_E is overlain itself by the Tel-Aviv eolianite (up to several meters in thickness, ~5 ka). Active Ta'arukha sand dunes occur on top of the escarpment. These eolianite units are considered to be mechanically weak (Wiseman et al., 1981; Arkin and Michaeli, 1985) and slope failure type within these units is characteristic of weakly to moderately cemented sands as defined by Collins and Sitar (2011).

Climate and Hydrology

The climate in the study area is Mediterranean with dry summers and rainy winters. Average annual precipitation along the Sharon Escarpment is ca. 550 mm/y (Goldreich,

2003) with the rain season extending from October to May. The regional ground water level along the escarpment is less than one meter above mean sea level (Shalev et al., 2009) and thus cliff-face exposures are effectively situated above the ground water level and within the unsaturated zone. There is no evidence indicating the existence of perched aquifers near the cliff-face and spring discharges do not occur along the escarpment even during the wet winter season.

Station 1 ■ Olga South Site

This site is located just south of the southern parking lot of the Olga public beach (Fig. 3).

Stop 1: Overview of cliff stratigraphy

Dor Eolianite with prominent cross-bedding structures comprises the basal section of the cliff at this site (Fig. 4). Above is the Natanya paleosol that reaches up to several meters in thickness at this location. Outcrops of the Tel-Aviv eolianite overlie the Natanya paleosol and are overlain themselves by the active Ta'arukha sand dunes.

Stop 2: 2013 cliff collapse

This collapse occurred in January 2013 primarily within the basal section of the cliff (Fig. 5). Collapsed Dor eolianite boulders capped by loose material from the Natanya paleosol above build up the talus pile at the base of the collapse scar. Note the striking differences in field appearance between the fresh collapse scar and the stable cliff sections to the side of it.

Stop 3: 2011 cliff collapses following the December 2010 storm

This is one of five sites where Katz and Mushkin (2013) analyzed changes in sea-cliff morphologies with a ground-based LiDAR to gain quantitative insights into erosion processes during a high-energy winter storm (10-20 yr return interval) and the year that followed. Prior to this storm, which occurred on December 11-13 2010, the cliffs at all sites were sub-vertical to vertical and were characterized by a well-developed crusted cliff-face, which indicated relative pre-storm stability. The ground-based repeat LiDAR measurements (Fig. 6) captured perturbations of cliff stability by basal wave scouring during the storm, subsequent post-storm gravity-driven slope failures in the cliff face above, and return of the system to transient stability within several months.



Figure 3: Olga S and Olga N sites and stops. P – available parking lots. Geographic coordinates are in the New Israel Grid.



Figure 4: Stop 1 at Olga S. View south onto the southern tip of the Olga S beach.



Figure 5: Stop 2 at Olga S. Southeastward view onto a fresh cliff collapse that occurred in January 2013. Stop 3 is on the right in the background

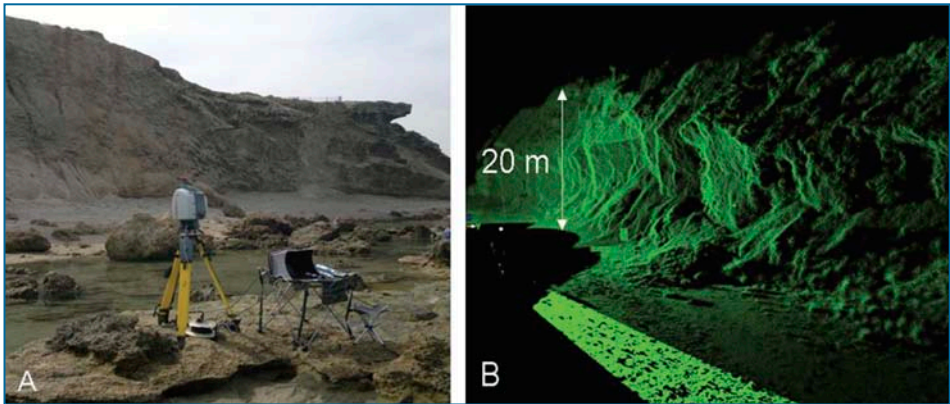


Figure 6: A) Ground based LiDAR unit used for monitoring the cliff. B) Cliff-face morphology as captured by the LiDAR scanning. Typical scan resolution was 2 cm.

Pre-storm conditions at this site (measured 47 days before the storm) presented a near vertical cliff face and a beach stretch up to 10 m wide interrupted midway by a pile of talus material associated with an older 20 m long landslide scarp in the cliff face directly above (Fig. 7). The north part of this site was shielded by partially submerged 0.5 - 3 m Dor Eolianite rock-blocks that form two discrete fronts, located ~30 and 45 m seawards of the cliff and most likely represent two older cliff-collapse episodes.

Cliff activity at this site was characterized with 9 post-storm LiDAR surveys (up to 329 days after the storm) that documented a total of 3,249 m³ of erosion. The first post-

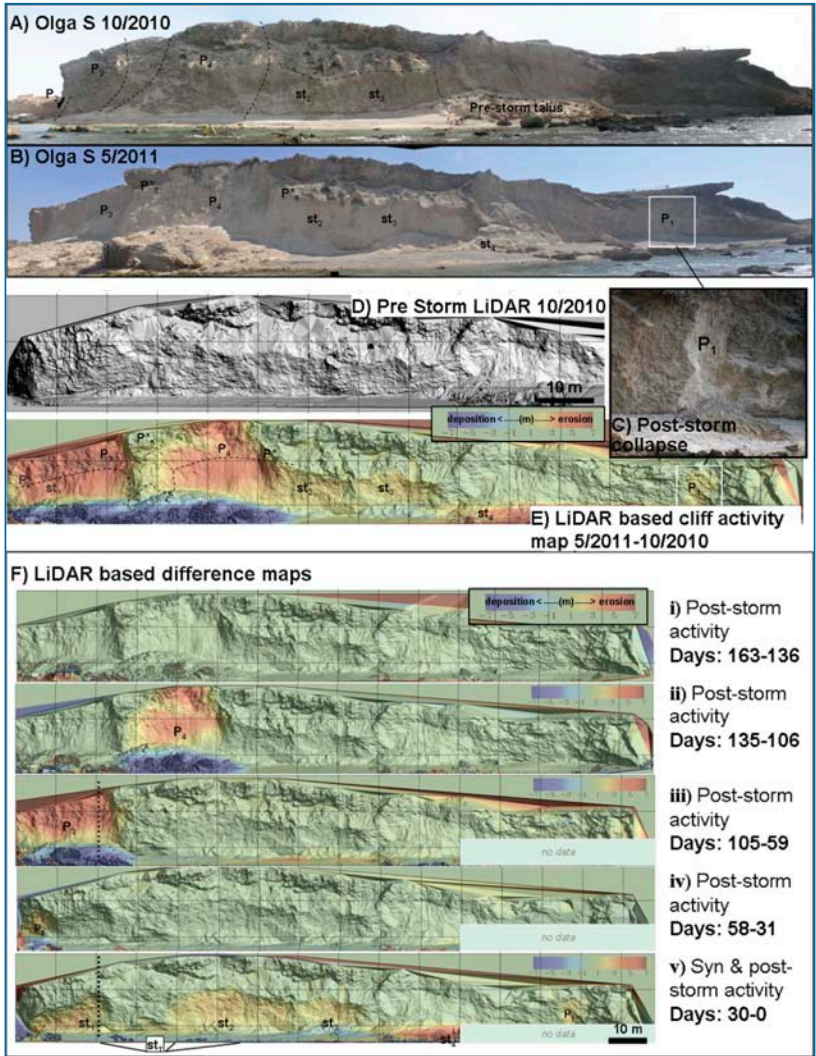


Figure 7: Cliff activity at Olga S during the December 2010 storm and the year that followed. A) Pre-storm panorama. Dashed lines outline the locations of syn-storm (st) and post-storm (P) erosion along the cliff face. B) Post-storm panorama. C) Post-storm cliff-failure marked by a basal talus pile below the collapse scar. Note the non-truncated tapering appearance of the talus pile, which indicates that waves did not reach this elevation since the collapse event. D) Pre-storm shaded relief map of the cliff face (10 cm/pixel). E) Shaded relief map of the cliff face (10 cm/pixel) showing cumulative cliff activity up to May 2011. F) Shaded relief maps (10 cm/pixel) showing incremental cliff activity up until day 163 after the storm as incremental difference maps overlay onto shaded relief images of the cliff. The 4 subsequent surveys preformed at this site after day 163 (not shown) revealed no significant changes in cliff morphology.

storm LiDAR survey was carried out 30 days after the storm and revealed extensive erosion along 95% of the studied cliff stretch. Cliff-face erosion during the storm (st_{1-3} , Fig. 7F) totaled 933 m^3 and was concentrated in the basal half of the cliff north of the pre-existing talus pile (st_4), which also experienced 140 m^3 of talus erosion. Syn-storm activity was terminated by deposition of a 1-m-high berm of cobble-sized eolianite clasts (st_7) at the base of the cliff north of st_4 . Post-storm activity up until the first survey was fairly minor totaling 41 m^3 as one rock slide event (P_1) that occurred at the southern end of the site. The second post-storm LiDAR survey, conducted 58 days after the storm documented a single 67 m^3 rock slide event (P_2) that occurred at mid-cliff at the northern end of the stretch. The third post-storm LiDAR survey, conducted 105 days after the storm, recorded a massive 1128 m^3 rock slide event (P_3) that occurred on day 96 (March 19th personal comm. with local residents) just above st_1 and P_2 . The fourth post-storm LiDAR survey, conducted 135 days after the storm recorded another large 940 m^3 rock slide event (P_4) that occurred between days 105-119 after the storm (personal comm. with local residents) above st_2 . The P_3 and P_4 collapse events affected the entire cliff face and resulted in up to 8 m of inland cliff-top retreat. The remaining 4 post-storm LiDAR surveys at this site documented little change and overall cliff stability since the P_4 event. Nonetheless, prominent cliff-parallel fractures visually apparent $\sim 2 \text{ m}$ inland from the cliff face, within P^*_5 and P^*_6 place these cliff sections at elevated hazard for future collapse.

LiDAR results from monitored sites - Summed together, cliff-face basal erosion driven by direct wave impact during the storm amounted to 1412 m^3 at all the LiDAR monitored sites. Post-storm gravitational cliff collapses that followed amounted to 3229 m^3 and occurred during several months after the storm (Fig. 8). Thus, 70% of the total cliff-face erosion within the LiDAR sites during the 2010-2011 season occurred as gravitational response of the cliff to wave-cut basal instability. The LiDAR data also reveal a positive correlation between the volumes of the individual post-storm gravity-driven cliff collapses and the volumes of the syn-storm basal cliff-face erosion that occurred directly below them (Fig. 9).

Stop 4: Typical cape-embayment geometry

This stop offers a southward view onto typical cape-embayment cliff line geometry along the escarpment. Note the rock-block collapsed boulder lines that typically protect the cliff base of the cape to the south from direct wave impact.

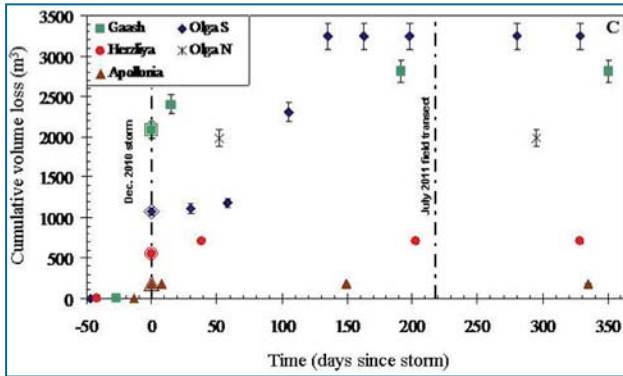


Figure 8: Cumulative volume loss from the cliff face at each of the five monitored sites of Katz and Mushkin (2013) as function of time. Values along the x-axis are plotted according to the respective dates of the 22 LiDAR surveys conducted. Syn-storm erosion volumes were constrained from the first available post-storm LiDAR surveys at each site and are projected onto the ‘storm line’ as double framed markings. Uncertainty bounds for all volume estimates are $\pm 6\%$

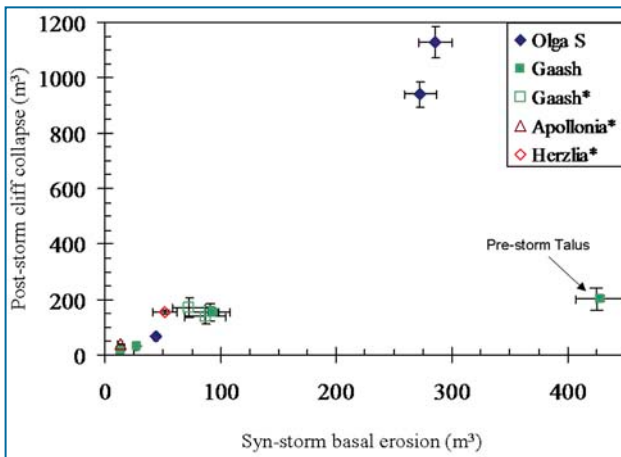


Figure 9: Volume of the individual post-storm cliff-collapse events (y-axis) vs. the volume of syn-storm basal erosion directly below them (x-axis). Closed symbols mark collapse events for which both storm and post-storm volumes could be directly measured from the LiDAR difference maps with uncertainty bounds of $\pm 6\%$. Open symbols mark collapse events for which wave-driven erosion was partially obscured by talus from the post-storm collapse events. In these cases, the volume of storm erosion below the post-storm collapse was estimated by extrapolation between syn-storm erosion exposed and preserved on both sides of the post-storm talus. Uncertainty bounds for these extrapolated syn-storm volume estimates is $\pm 20\%$ (x-axis).

Station 2 ■ Olga North Site

This site is located just north of the “Kfar Hayam” public beach (Fig. 3).

Stop 1: Recent cliff collapse and historical cliff lines

The Olga N cliff-stretch is 60 m long, reaches a height of up to 20 m above sea level and is comprised primarily of the Dor eolianite. The entire site is located at the apex of a prominent cape that deviates up to 50 m seawards from the general NNE linear trend of the coastal cliff line. This site experienced a significant cliff-failure event in January 2011, following the Dec. 2010 storm (Katz and Mushkin, 2013) with cliff normal retreat of up to 8 m. The failed cliff material is deposited as a boulder front about the cliff base (Fig. 10). This site is also shielded by two older fronts of partially submerged

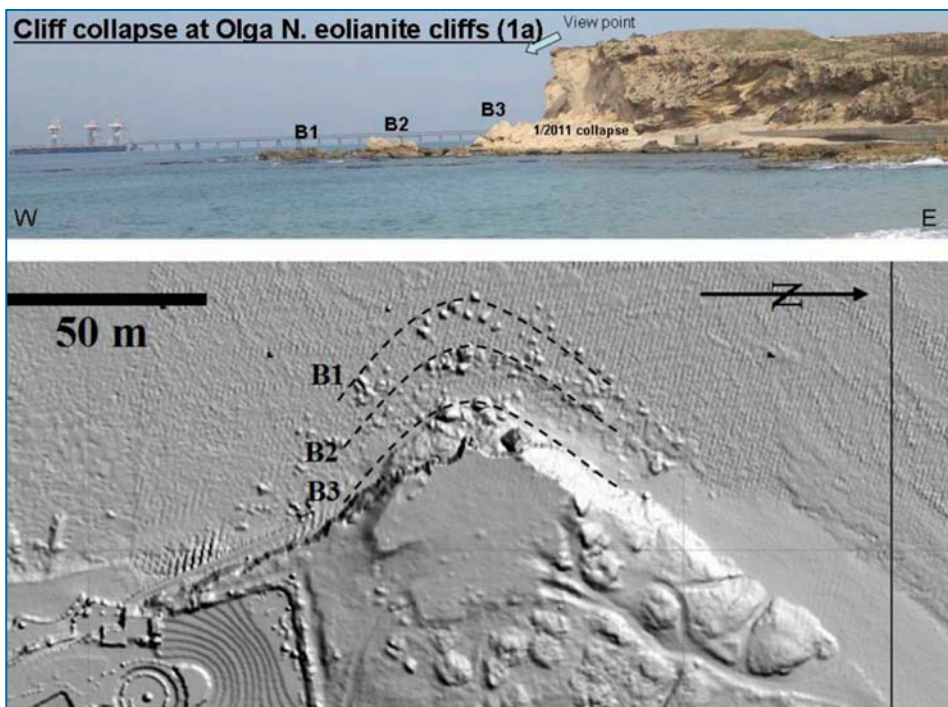


Figure 10: Stop 1 at the Olga N site. Top – a northward view from the Kfar Hayam beach onto the Olga N site showing the B1 (oldest), B2 (younger) and B3 (failure on Jan. 15 2011) boulder fronts. Bottom - shaded relief image of the Olga N site (derived from 0.5 m/pixel airborne LiDAR data acquired 5/2011) showing the evenly spaced planview configuration of the B1-B3 boulder fronts about the cape.

boulders: B1 and B2, located 45 and 30 m from the present-day cliff line. The boulder fronts follow the plan-view geometry of the present-day cliff line and represent older cliff collapse episodes and the location of the cliff line at the time of collapse. The characteristic boulder size decreases from the younger B3 front to the older B1 front. The occurrence of partly submerged boulder fronts about capes with ~15 m spacing is characteristic of the escarpment.

Stop 2: Long-term cliff retreat rates

Boulder fronts B1 and B2 mark the historical location of the cliff line at this location. Hence, dating their collapse facilitates calculation of an average long-term retreat rate. Here, beachrock 'benches' developed around the base of the boulders comprising the boulder fronts (Fig. 11) offer an opportunity to constrain the age of collapse. Such quartz rich, CaCO_3 cemented beachrock is amiable to OSL dating - as recently demonstrated in other beachrock environments in the eastern Mediterranean (Erginal et al., 2010). Preliminary OSL results from the Olga N site (performed by Dr. N. Porat, GSI) are consistent with field relations: 570 ± 60 yr for the B1 (oldest) boulder front and 330 ± 60 yr for the younger B2 boulder front, and indicate ~constant centennial-scale retreat rates of several cm per year. Similar configurations of beachrock deposited around collapsed boulders are common along the Sharon escarpment and thus provide similar opportunities for constraining cliff retreat rates.



Figure 11: Beachrock 'benches' developed around the base of collapsed boulders at Olga N.

Station 3 ■ Apollonia castle site

Stop1: Long term cliff retreat rate from archeology

The National Park of Apollonia, which hosts the archeological site of 'Arsuf', is located north of Herzliya Pituach. Here a prominent 13 century Crusader fortress was built at the top of the coastal cliff, 30 meters above sea level (Fig. 12). Archeological excavations reveal that the fortress is missing up to 20 m of its seaward section, most probably due structural failure following a cliff top retreat (Personal Communication with Hagi Yohanan, Manager - Apollonia National Park). Accordingly, 20 m retreat over 800 years suggests an average retreat rate of 0.025 m/year. At the base of the cliff the foundations of an ancient pier also point towards lower cliff retreat rates over the last millennia.

Discussion

Erosion and landwards retreat of the Sharon Escarpment appears to be governed by gravitational collapse that is typically induced by basal erosion during winter storms (Fig. 7). In this context, two phases of cliff erosion were identified and characterized during the December 2010 storm and the year that followed: 1) Basal scouring of talus piles and the cliff face through direct wave impact during the storm that result in formation of over steepened - overhanging cliff-base geometry, and 2) Subsequent post-storm gravitational response of the upper cliff-face above to this basal instability formed during the storm. Post-storm slope-failure events persisted up 4 months after the storm and amounted to 70% of the total cliff-face erosion volume documented during the study period (Fig. 8). A potentially predictive association was identified between post-storm catastrophic cliff-failure events and measurable wave-driven basal scouring of the cliff-face directly below (Fig. 9). Our observations support the view of post-storm sea-cliff erosion in such coastal environments as a gravity-driven process in geologically weak material.

Cliff-face erosion along the entire 30-km-long Sharon Escarpment during the storm and the year that followed was locally significant with up to 8 m of catastrophic cliff-normal retreat recorded in places. However, less than 5% of the escarpment length was affected by this storm-related erosion, which appears to be also limited by volume compared to average cliff-scale volumetric erosion rate of the Sharon Escarpment implied from previously published decadal-scale retreat rates. Thus, our observations do not support a direct straight-forward causal association between strong storm

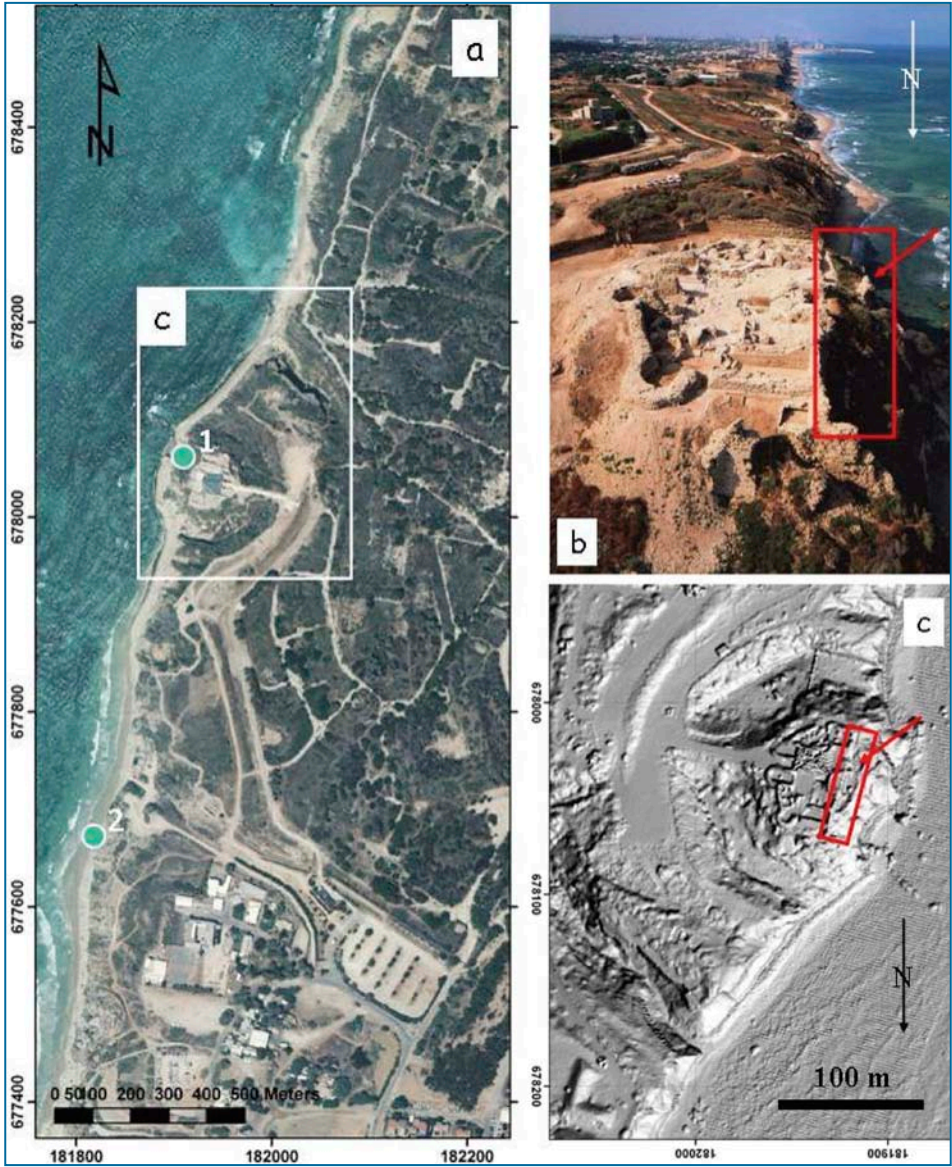


Figure 12: Orthophoto (a) aerial photo (b) and Airborne LiDAR (0.5 m/pixel) (c) of the Arsfuf archeological site. Red rectangular and arrow show the location of historical structures that collapsed.

events and exceptional escarpment-scale retreat. Nonetheless, the preferential occurrence of storm-related erosion we found about capes, suggests a possible role for such high-energy storms in buffering the development of cape - embayment cliff-line geometry along the Sharon Escarpment (see Katz and Mushkin, 2013 for a detailed discussion).

Highly variable decadal-scale retreat rates (0 - 0.5 m/yr) also occur along the Israeli coastal cliff (e.g., Zviely and Klein, 2004). Katz et al. (2007) used historical stereoscopic aerial photographs (1945-2004) to characterize the spatial distribution of cliff retreat at such time scales and demonstrated that less than 50% of the Sharon Escarpment was affected by significant cliff-top retreat during the studied 60 year period. Thus, apparent retreat rates along the Sharon Escarpment appear to decrease with increasing observation time while the affected fraction of cliff length increases with increasing observation time (Fig. 13). The characteristic time scale for inland retreat of the Sharon Escarpment is thus on the order of hundreds-thousands of years and its long-term 'background' natural retreat rate is well below 0.1 m/yr.

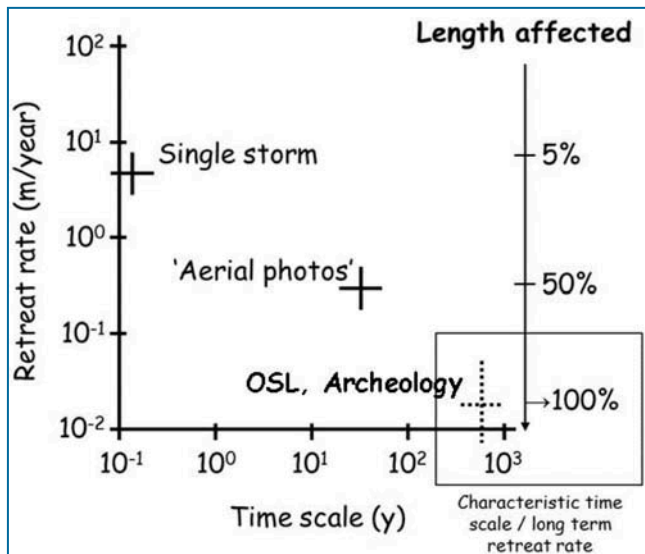


Figure 13: Calculated retreat rates along the Sharon escarpment for annual (Katz and Mushkin, 2013), decadal (Zviely and Klein, 2004; Katz et al., 2007) and centennial-millennial times scales (Figs 10, 12).

References

- Almagor, G. 2005. *The Mediterranean coast of Israel. Geological Survey of Israel. Report, GSI/13/02.*
- Arkin, Y., and Michaeli, L. 1985. Short- and long- term erosional processes affecting the stability of Mediterranean coastal cliffs of Israel. *Engineering Geology*, 21, 153-174.
- Collins, B.D. and Sitar, N., 2008. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology*, 97, 483–501.
- Engelmann, A., Neber, A., Frenchen, M., Boenigk, W., and Ronen, A. 2001. Luminescence chronology of Upper Pleistocene and Holocene aeolianites from Netanya South Sharon Coastal Plain, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 20, 799-804.
- Erginal, A. V., Kiyak, N. G., and Ozturk, B. 2010. Investigation of Beachrock Using Microanalyses and OSL Dating: A Case Study from Bozcaada Island, Turkey. *Journal of Coastal Research*, 262, 350-358.
- Frenchen, M., Dermann, B., Boenigk, W., and 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., and Ronen., A. 2002. Chronostratigraphy of aeolianites from the Sharon Coastal Plain of Israel. *Quaternary International*, 89, 31-44.
- Goldreich, Y. 2003, *The Climate of Israel: Observation, Research, and Application.* Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Gvirtzman, G., Shachnai, E., Bakler, N., and 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.
- Katz, O., Hecht, H., Petranker, G., and Almog, E. 2007. *Retreat Rate of the Israeli Coastal Cliff and its Estimated Location at 2100* (in Hebrew, abstract in English). Geological Survey of Israel, Report: GSI/21/07.
- Katz, O., and Mushkin, A. 2013 (Accepted). Characteristics of sea-cliff erosion induced by an extreme storm in the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*.
- Klein, M., and Lichter, M. 2007. Statistical analysis of recent Mediterranean Sea-level data. *Geomorphology*, 107, 3-9.

- Lambeck, K., and Purcell, A. 2005. Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1969-1988.
- Porat, N., Wintle, A. G., and Rite, M. 2004. Mode and timing of kurkar and hamra formation, central coastal plain, *Israel. Isr. J. Earth Sci.*, 53, 13-25.
- Shalev, E., Lazar, A., Wollman, S., Kington, S., Yechieli, Y., and Gvirtzman, H. 2009. Biased Monitoring of Fresh Water-Salt Water Mixing Zone in Coastal Aquifers. *Ground Water*, 47, 49-56.
- 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, *Palaeogeogr. Palaeoclimato. Palaeoecol.*, 167, 101-117.
- Sivan, D., Lambeck, K., Raban, T. A., Porath, Y., and Shirman, B. 2004. Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. *Eart. Plan. Sci. Lett.*, 222, 315-330.
- Tsoar, H. 2000. Geomorphology and paleogeography of sands dunes that have formed along the kurkar ridges in the coastal plans of Isreal. *Isr. J. Earth Sci.*, 49, 189-196.
- 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., and Ashford, S. A. 2008. Instability investigation of cantilevered seacliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(11), 1661-1677.
- Zviely, D., and Klein, M. 2004. Coastal cliff retreat rates at Beit-Yannay, Israel, in the 20th century. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2), 175-184.

Landscape evolution and tectonics in the Galilee during the Neogene and Quaternary

A field trip dedicated to the memory of Prof. Hagai Ron

Ari Matmon¹, Yehuda Eyal² and Shalev Siman-Tov¹

1. Earth Science institute, The Hebrew University of Jerusalem

2. Department of Geological and Environmental Science, Ben-Gurion University of the Negev

Introduction

This field trip presents geomorphological and structural observations that contribute to the understanding of the development of Galilee, its normal-faults escarpments in general, and in particular the Zurim escarpment.

The Galilee is subdivided into the Upper Galilee and the Lower Galilee based on morphologic and structural characteristics (Fig. 1 - location). Several major tectonic systems exist in the Galilee:

1. The Syrian Arch fold system (Picard, 1943). This system is comprised of a series of anticlines and synclines stretching from northern Sinai to Syria. The axis of the folds in the Galilee is roughly oriented S-N (Freund, 1959; Flexer, 1964; Flexer et al., 1970). This system was active since the Senonian (Flexer et al., 1970). Post-Eocene tectonic and erosion processes eliminated its topographic expression.
2. Conjugate fault systems trending SE-NW and SW-NE (Freund, 1970; Ron et al., 1984). Displacement along these systems is mainly lateral but components of vertical displacement can also be identified, especially at the faults' tips. These systems were active mainly during the Miocene and their topographic expression was mostly eroded. In places such as the Meron fault where the system was rejuvenated, normal displacement is topographically expressed.
3. A fault system, trending mainly E-W. The displacement along this system is generally normal. It forms the series of elongated tectonic blocks that dominate the present topography of the Lower Galilee and parts of the Upper Galilee. This extensional structure has been developing since the Miocene, prior and

contemporaneously to the development of the Dead Sea fault system (Freund, 1970; Ron et al., 1984).

4. A wide arch extending from the Mediterranean coastal plain to the Dead Sea Transform (DST). The wave-length of the arch in the Galilee is 40–60 km and the amplitude of arching that took place during the Pleistocene is 200–300 m. (Matmon et al., 1999). Similar wide structural arches are associated with other rift systems in the world (Young, 1983; Rosendahl, 1987; Ebinger et al., 1989; Ebinger et al., 1991; Kooi and Beaumont, 1994). Therefore, this arch is considered to be related to the development of the DST (Picard, 1943; Bentor and Vroman, 1951, 1961; Ball and Ball, 1953; Salamon, 1987; ten-Brink et al., 1990; Wdowinski and Zilberman, 1996, 1997).

The arch (phase 4, above) and the E-W normal faults (phase 3, above) are the most dominant tectonic phases shaping the current topography of the Galilee. The most prominent results are (a) the relatively young uplift of the Upper Galilee to an altitude of over 1000 m above sea level and the establishment of a water divide between the DST and the Mediterranean; (b) Basin and Range type structure of the Lower Galilee consists of a series of east-west oriented tectonic blocks bounded by normal faults (Freund, 1970; Matmon et al., 2003) and separated by elongated grabens or half grabens. These are the foremost factors in determining the configuration and the flow direction of the drainage systems.

Several researchers have focused on the Late Cenozoic tectonic and topographic development of the area. Freund (1970) performed a quantitative analysis of the amount of extension which took place in the Galilee during the Neogene along the various fault systems. Ron et al. (1984) differentiated between faults that predate and postdate the Cover Basalt Formation (~ 4 Ma; Heimann et al., 1996) and related their evolution to rotation of tectonic blocks in the Galilee. Kafri (1997) did a comprehensive work on the Miocene drainage systems in the Lower Galilee and reconstructed the flow routes of these systems. He explained the changes in the Lower Galilee drainage systems as a reaction to the development of the base level in the east (DST) and in the south (Yizre'el Valley).

The area visited in this field trip is located along the Zurim escarpment, which trends roughly E-W. This escarpment bounds the northern side of the Bet-Kerem Valley that separates between the Upper Galilee and the Lower Galilee (Fig. 1). The observations shown in the field trip are mostly related to tectonic systems 2, 3, and 4 (see above).

Station 1 ■ Rame cliff

Introduction

In this station we will present a research investigating the critical conditions that control rock fall initiation from hanging cliffs. Rock falls are a typical mass wasting process that occur when rock blocks detach from discontinuous cliff faces and fall by gravity (Hantz et al., 2003). Rock falls are likely to cause great damage in property and life when occur in populated areas (Harp and Noble, 1993). A rock fall initiates when the tensile and shear stresses developed in the rock mass by gravity exceed the rock strength (Ahnert, 1996). Continuous rock mass is strong and unstable phenomenon are rarely observed. The first stage in the development of rock falls is joint development which reduces rock strength (Schumm and Chorley, 1964). These joints and similar discontinuities such as cracks and bedding planes in the rock mass determine the boulder size (Harp and Jibson, 2002; Harp and Noble, 1993). Joint opening in the rock mass lead to the occurrence of semi-stable separated rock blocks. Different processes such as earthquakes, lightning, heavy rain storms, topographic structure, human intervention, and other environmental conditions trigger the final rock-block detachment. Sometimes rock falls are spontaneous with no obvious triggering event (Marzorati et al., 2002; Schumm and Chorley, 1964).

The relation between earthquakes and rock falls is well established (Harp and Jibson, 2002; Harp and Noble, 1993; Harp and Wilson, 1995). For example, in tectonically active areas, rock falls testify for strong ground motion caused by earthquakes (Keefer, 1984). In some locations, rock falls can be a sensitive monitor for earthquake intensity recurrence intervals (Anooshehpour et al., 2004; Marzorati et al., 2002). Many studies deal with rock falls but most of them focus on specific events, such as earthquakes that lead to the fall (Harp and Jibson, 2002; Marzorati et al., 2002). On the other hand, studies which investigate the lithologic and mechanical controlling factors that lead to failure are few. In Israel, rock fall hazard may be significant due to the proximity of populated areas and main life lines to cliffs and steep escarpments. Triassic to Tertiary Carbonates rocks build most of the mountainous regions of Israel and form many cliffs (Bentor et al., 1965; Picard and Golani, 1965). Rock blocks are deposited at the base of some of these cliffs while at the base of others rock blocks are absent.

Study area

The natural conditions in the Galilee of steep cliffs and escarpments composed of carbonate rock, are prone to rock fall evolution. The studied cliff is located above the village of Rama (234860/761760, new Israeli grid). Cliff face direction is SW on the eastern side to SE on the western side. The cliff rises up to 20 meters and extends ~200 m with numerous rock-blocks at its base. It is composed of alternating limestone and marl layers from the lower Kamon or the upper Rama formations (Eliezri, 1965). The thickness of the limestone beds ranges between tens of centimeters to a few meters. Stylolite planes spaced a couple of centimeters apart are parallel to the bedding. The cliff is crossed by a set of vertical joints trending NNE-SSW. The mean joint density is $1/2 - 1/3$ per meter. Joint width is 0–20 cm with calcite and soil filling. Differential weathering between the marl and the limestone in the Rama cliff form the hanging cliff morphology: a lower limestone-marl couple and an upper limestone-marl couple. The upper couple has a thinner cliff and notch. The depth of the lower-notch is 5-7 meters in the east side and only 1-2 meters in the west side. The general regional dip is to the NNW at 5° - 10° , opposite of the escarpment face so the observed boulders could not have been produced by rock-slide.

A total of 210 cubic shape (horizontal dimensions of the block are similar) rock-blocks with volumes that range between 0.4 and 51 m³ and were mapped below the studied cliff. Blocks on the eastern side (n=101) range in volume between 0.4m³ and 51m³ with a mean value of 6.2m³. In the western part, boulder (n=95) volume ranges between 0.5m³ and 36m³ with a mean value of 3.1m³. Blocks on both sides of the cliff show similar thickness. Blocks are either lined parallel to the cliff face and form terraces at the foot of the cliff or arranged in big piles of block showing a spatial correlation with scars on the cliff face. Increase in boulder concentration along the stream suggests some down-slope block creep.

Cantilever Beam Model

The Rama hanging cliff is modeled as a series of cantilever beams separated by systematic joins (Kogure et al., 2006), where each cantilever beam is a separate system independent of the other beams. A cantilever beam is defined as a beam which is held only at one side (Nash, 1972). Gravity acts on the cantilever beam and causes it to bend and collapse under its self-weight when tensile stress exceeds the cantilever strength. The cantilever critical length is defined as (Polakowski and Ripling, 1966):

$$L_{crit} = \sqrt{\frac{\sigma_{max} \cdot t}{3 \cdot g \cdot \rho}}$$

The cantilever critical length depends on:

σ_{max} – The rock tensile strength.

g – Gravity acceleration.

t – The cantilever height.

ρ – Rock density.

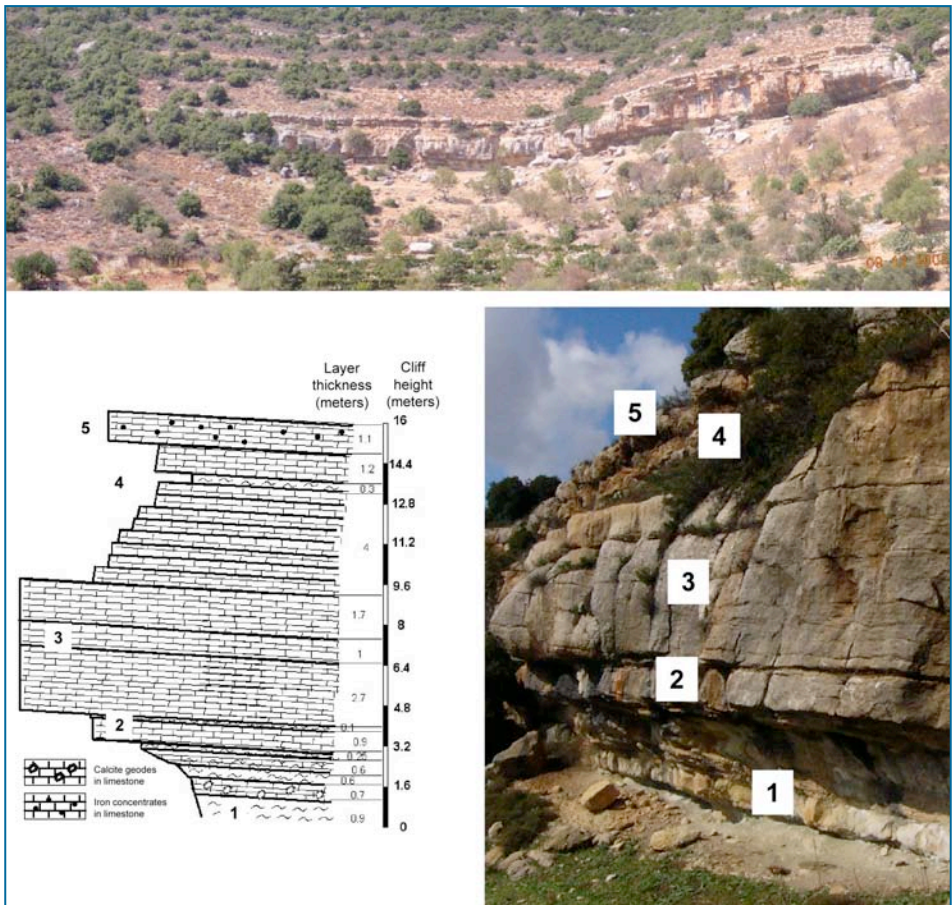


Fig. 2: Upper panel - A photo of the studied cliff. A stream divides the cliff into two segments: Western and Eastern. Lower panels - Measured cliff profile and a picture of the profiling site. The cliff is composed of alternating marl (light orange color) and limestone layers. The main notch is observed at cliff base (unit number 1). A secondary thinner notch is observed several meters above (unit number 4)

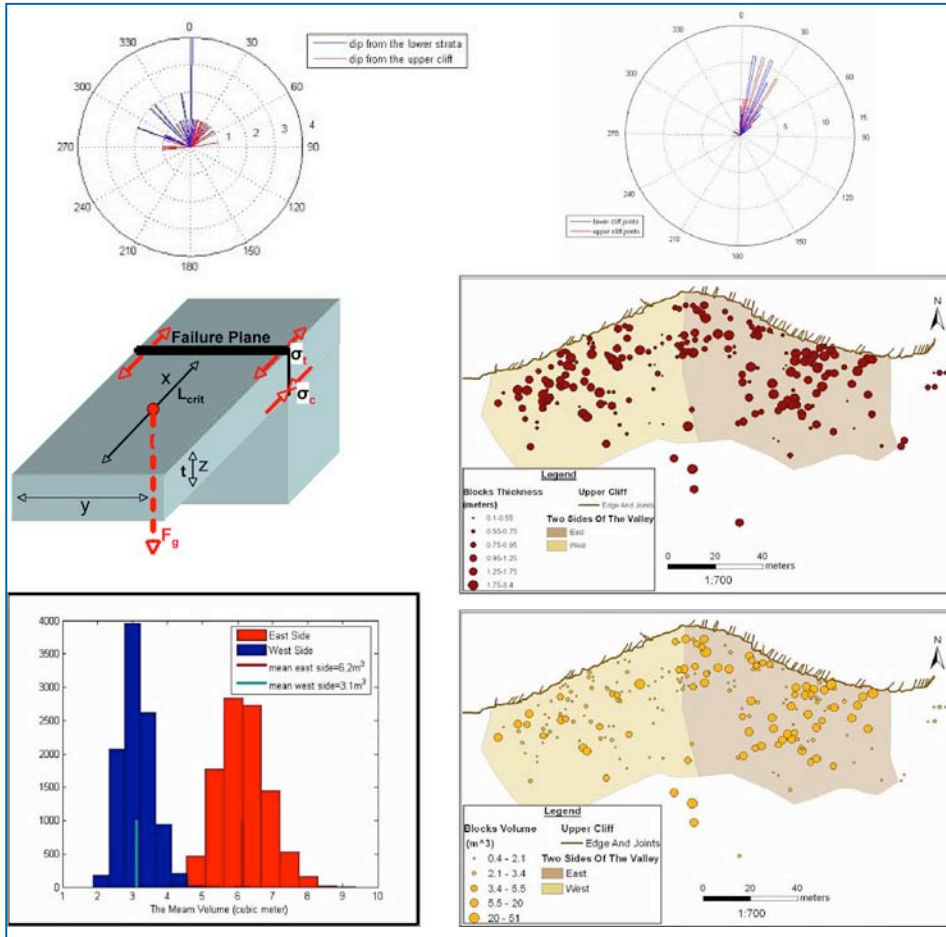


Fig. 3: Upper right stereonet - Measured joint directions. 64 measurements were done at the lower base of the hanging limestone (blue arrows), and 52 measurements on the top of the cliff (red arrows). The dominant direction is NNE-SSW. Upper left stereonet – Measured dip directions. Middle left panel - Conceptual model of cantilever beam. (a) Beam geometry: b is width, t is thickness and L is length of the beam. Acting force F_g is gravitation force, σ_t is tensile stress, σ_c is compression stress. Gravity bends the beam and high tensile stresses are obtained on its upper face (thick black line marks the Failure Plane). Middle and lower right panels - Mapped boulders ($n=210$), cliff face, and fractures ($n=116$) in the study area. The upper cliff (dark gray, unit 5 in Figure 2a), is fractured by a NNE-SSW joint set (shown in black). In some parts along the cliff the lower massive layer protrudes out from the upper cliff edge (light gray, unit 3 in Figure 2a). The same joint set is observed in this lower cliff. Boulders are color coded according to their thickness or volume. A fault (thick black line) bounds the eastern side of the cliff. Lower left panel – Frequency distribution of boulder volumes at both sides of the cliff.

We did not observe boulders that match the expected size based on the critical length calculations, i.e. cantilever beams either fail before reaching the critical length or break when hitting the ground. Since we could not reconstruct expected critical length from exposed matching boulders, we prefer the first explanation. Several reasons contribute to producing beams smaller than the critical length:

1. The tensile strength value measured in the laboratory (calculated after Michaeli, 1992a-d and 1993a-d) is generally greater than that of the rock-mass in the field due to fractures and microfractures which reduce the effective rock strength (Kogure et al., 2006). This reduction in strength as a function of specimen size is known as the "scaling effect" (Carpinteri and Ferro, 1998).
2. Seismic acceleration which adds to the nominal gravity value. Pseudostatic calculations which include the vertical component of earthquake acceleration show that a seismic acceleration of up to 1g reduces the cantilever critical length by up to 5 meters. This reduction still does not yield critical beam lengths comparable to those found in the field. It seems that earthquakes can not be the only trigger for shorter cantilevers as found in the field.
3. Rock mass is not homogenous as required by equation 4.
4. There is a possibility that the beam theory can't be used in the case of the Rama cliff because the block dimensions resemble a cube more than a beam.

Station 2 ■ Har Haari

In this station, the main tectonic, lithologic, and morphologic features of the Galilee are described and a tectonic and morphologic framework of its development is proposed. Landscape evolution in the Galilee has been controlled since the Miocene by tectonic activity (faulting and folding). Erosion is mostly through dissolution, clastic sediments are mostly absent, and valley fill is mostly composed of Terra Rosa soil. The absence of Neogene and Quaternary sediments as well as volcanic rocks does not enable the application of common accepted research methods in landscape development studies. Therefore, landscape development research in the Galilee applies mainly morphometric research methods, analysis of active drainage systems, and reconstruction of ancient drainage systems. Morphologic considerations reveal the main phases of tectonic activity that took place during the Miocene and Pliocene and established the landscape of the Galilee:

1) The Preservation of Senonian Sequence (Fig. 4)

Along some of the main tectonic escarpments in the Galilee including the Zurim escarpment, a Senonian sequence of chalk and marl is exposed on the down faulted blocks. Their preservation is indicative of normal tectonic activity of the Zurim fault system before or during the early stages of the post-Eocene regional truncation. The absence of Senonian rocks on the uplifted block indicates that truncation continued on

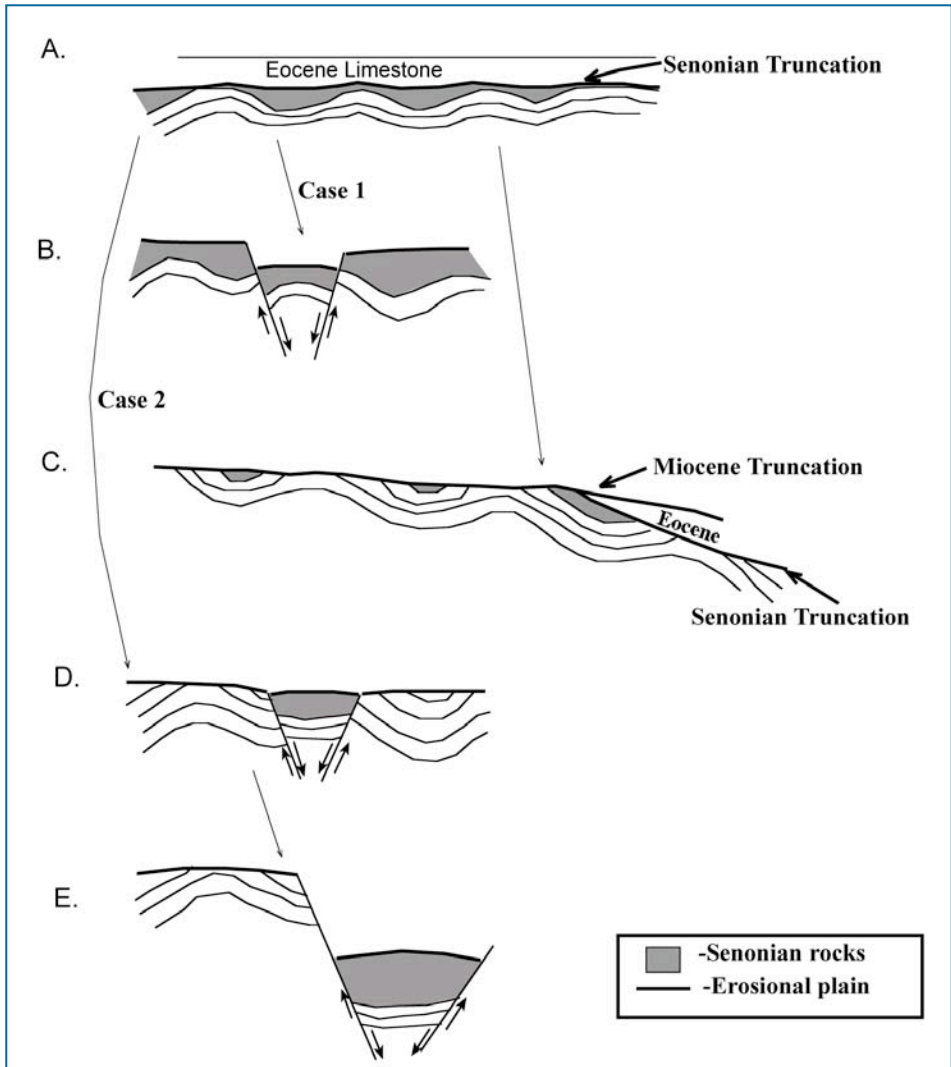


Fig. 4: A schematic model illustrating the preservation of the Senonian sequence on the down faulted block while eroding it away on the uplifted block.

the higher structures. This situation (of ongoing truncation on the upper blocks and preservation of young sequence on the lower blocks) requires that the rate of normal displacement is not much faster than the rate at which the drainage system can erode the offset. Thus, relief does not form and the drainage systems do not incise and by that abandon the top of the uplifted block. We can conclude that the normal activity of faults that enabled the preservation of a Senonian sequence on the down faulted block started early in the history of truncation and earlier than the activity along faults where the down faulted block is composed of rocks older than Senonian.

If we adopt two assumptions we can estimate the time which the activity on these faults started: (a) uplifting and truncation rates were comparable during the Oligocene and early Miocene, and (b) uplifting rates during the Oligocene and early Miocene were relatively constant along the eastern coast of the Tethys (Begin and Zilberman, 1997). Begin and Zilberman (1997) estimated uplifting and truncation rates of the mountainous backbone of Israel from the Oligocene to the Pleistocene. They calculated truncation rates that range between 0.04 to 0.5 meters in 10,000 years but point that a truncation rate of 0.2 meters in 10,000 years is typical to an average relief of 100 meters which probably represents the landscape in the region during the Oligocene and Miocene. Begin and Zilberman (1997) argue that uplifting begun during the early Miocene, about 23Ma. This estimate agrees with the conclusion by Garfunkel (1970, 1978) that the uplift of the mountainous backbone of Israel during the Oligocene was negligible. A thickness of 150-250 meters is attributed to the Senonian to Eocene sequence in the Galilee (Kafri 1972). Using an average thickness of 200 meters we calculate that the truncation process would expose the base of the Senonian sequence within 10 million years of truncation. This means that normal faulting had to begin earlier than 13Ma along the Zurim fault system and on other normal faults in the Galilee.

2) Slope shape analysis (Fig. 5)

Slope shape analysis enables a semi-quantitative dating of the total duration of escarpment activity. The reference slope envelope is of Mt. Turan escarpment, where outcrops of the Cover Basalt dated to 4.2Ma (Heimann et al., 1996) are offset by the Turan escarpment and constrain the time of initial displacement to the age of the basalt (Fig. 3). It is assumed that escarpments that have more concave shapes than the Turan escarpment are older than 4.2 Ma, those with slopes more convex are younger, and those with a similar slope shape are of a similar age to the Turan escarpment.

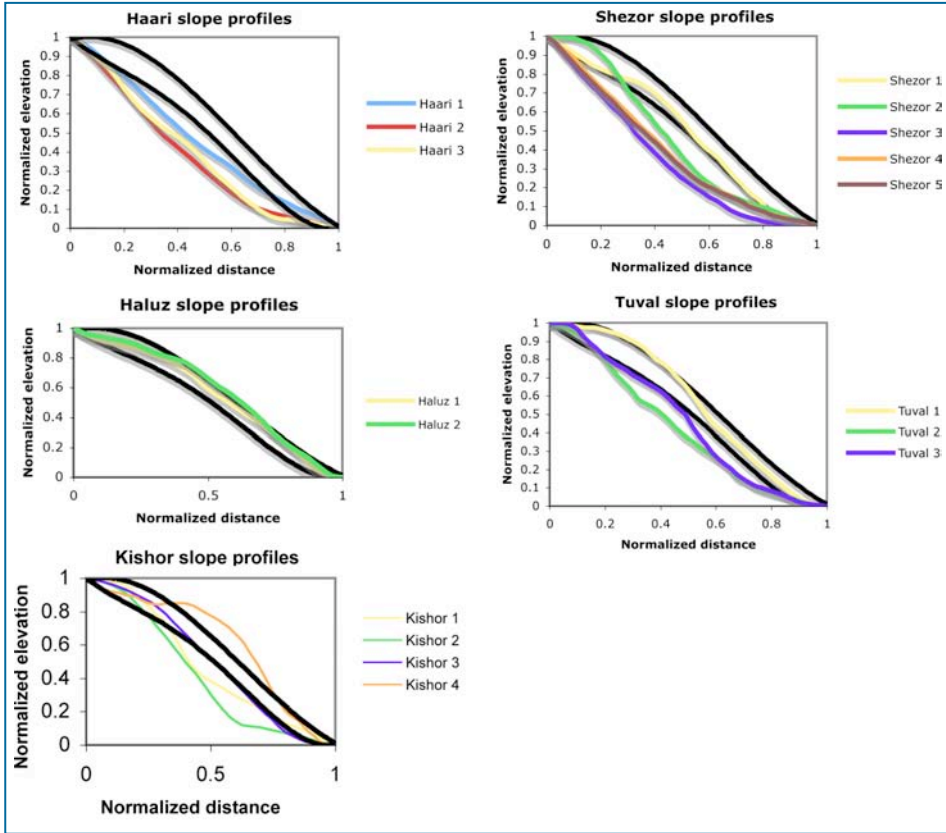


Fig. 5: Comparison of slope profiles along the Zurim escarpment with the Turan reference envelop.

According to the results of Matmon et al. (2000), most of the faults in the Galilee were active before the Cover Basalt. However, only a small number (such as the Zurim escarpment) developed morphology that was maintained to the present. The morphologic expression of most of the faults in the Galilee started developing shortly after the cover Basalt. Only a few were active into the Pleistocene.

The Zurim Escarpment (Fig. 6)

We will now focus our attention on the Zurim Escarpment that separates the Upper Galilee from the lower Galilee. The Zurim escarpment is about 30 km long and it stretches from the Mediterranean coastal plain in the west to the deep gorge of Nahal Amud in the east. Its altitude ranges between 70 to over 1000 meters above sea level and it is lifted 70 to 700 meters above the Bet-Kerem Valley to the south of it. Most

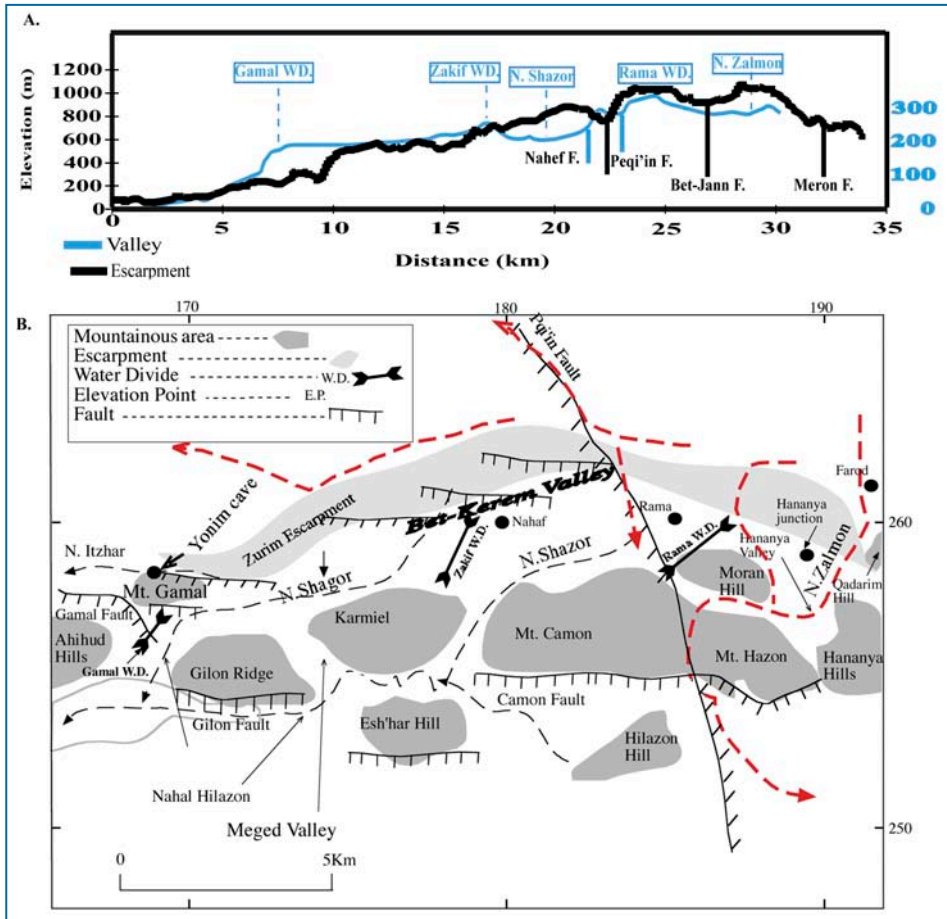


Fig. 6: A. Topographic profile of the Zurim Escarpment crest (black line) compared with the topographic profile of the Bet-Kerem Valley (blue line). B. Map of tectonic and morphologic features around the Zurim escarpment.

of the escarpment is built of limestone and dolomite of Cenomanian and Turonian formations. It is divided into two main parts by the Peqi'in fault: the eastern part and the western part. In the most western part of it, it is built of Senonian chinks and along the eastern part of it a Lower Cretaceous sequence of marls and sand stone is exposed at the bottom of the escarpment. The escarpment is based on a series of normal faults arranged in an *en-echelon* position. Each fault forms part of the escarpment. In places where there is an overlap between faults the escarpment is built of tectonic steps that form relay ramps.

Lithology plays a dominant role in the morphologic development of the escarpment. Along segments that expose the Lower Cretaceous marls and sandstone landslides are the main mechanism of slope development. Similarly, in the west where Yarka marls are exposed landslides become a dominant process. Along segments that expose only carbonate rocks, dissolution of the rocks is the main mechanism of slope development.

The Eastern Part

The eastern part is the highest part of the escarpment and most of it is above 1000 masl. It is crossed by Nahal Haari and Nahal Zalmon that drain southern sections of the Upper Galilee. Most of the escarpment in the eastern part is composed of two tectonic steps separated by normal faults. The lower step decreases in height from west to east and terminates several kilometers west of Nahal Amud. The exposed lithology (Cretaceous marls and sandstones) enables the development of landslides and therefore no fresh fault scarps are exposed. Some small drainage channels developed on this step. The upper step increases in height from west to east and becomes the main fault on the very eastern part of the Zurim escarpment. The upper step is mainly composed of limestone and dolomite of Cenomanian age. Fresh fault scarps at the base of the upper escarpment indicate young tectonic activity.

The Western Part

The western part is lower than eastern one and does not expose the Lower Cretaceous sequence at all. Its altitude decreases from east to west from about 880 masl. to 70 masl. at the very western end of the escarpment. No major drainage systems cross the western part of the Zurim escarpment and only some small drainage channels developed on the escarpment. Except for the western end of the escarpment where Senonian chinks are exposed the western part is composed of limestone and dolomite of Cenomanian and Turonian age. The western part can be divided into 4 different segments correlated to the normal faults that form them. There is a good correlation between the tectonic segments and the topography of the escarpment. This correlation is mainly noticeable in the sky line of the escarpment where saddles divide the different parts of the escarpments according to the tectonic segments. At the base of each segment fresh fault scarps in limestone or dolomite are exposed.

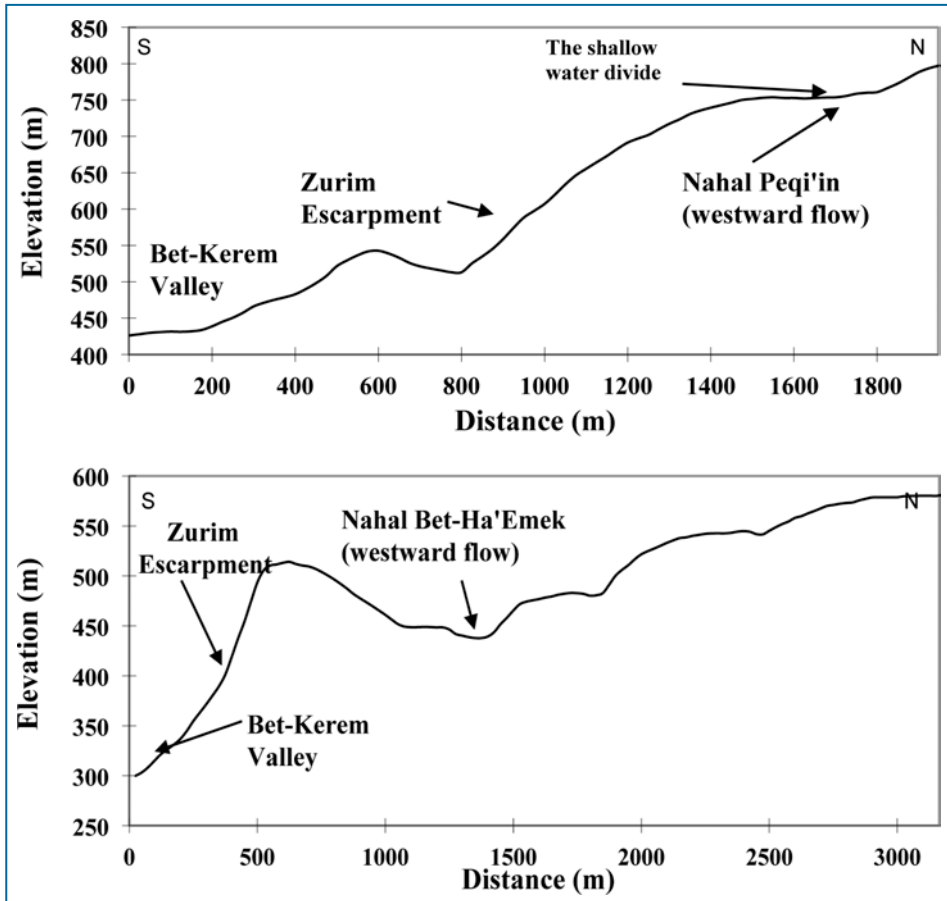


Fig. 7: Upper panel: Topographic cross section from the Bet-Kerem Valley to Mt. Ha'ari. Lower panel: Topographic cross section from the Bet-Kerem Valley to Mt. Sneh across the Bet-Ha'Emek valley.

Relation to Drainage Systems at the Top and Bottom of the Zurim Escarpment (Fig. 7)

The relation of drainage systems to the Zurim escarpment sheds some light on its tectonic development. Matmon et al. (1999) show that the Upper Galilee bounded in the south by the Zurim escarpment existed as a morphologic element during the time the ancient Bet-Kerem drainage system was active. The existence of the Upper Galilee as a morphologic barrier was the reason the drainage system had to traverse the Upper Galilee from the south. The recent upper part of Nahal Zalmon which flows along

the course of one of the main tributaries of the ancient Bet-Kerem drainage system is the only alluvial channel that crosses the Zurim escarpment not on a trace of a fault. Two more channels that flow from the Upper Galilee to the Bet-Kerem valley are developed along the Peqi'in and Bet-Jann faults that cross the Zurim escarpment. These two channels have small catchments. Several small channels developed on the escarpment itself but they do not drain areas above the escarpment. The relations of the Escarpment to the drainage systems on top of the escarpment show that headward incision of escarpment channels and backwards retreat of the escarpment itself are minor. It can be seen that three drainage systems flow parallel to the escarpment even though the valley south of the escarpment serves as a close and deep base level. The eastern system flows westward for several km curving southward into the Bet-Kerem Valley. The curve takes place along the trace of the Bet-Jann fault. This is the only case of drainage capture that occurred on top of the Zurim escarpment. The middle system passes along the upper edge of the escarpment forming a shallow (about 1-2 meters high) water divide with the channel that flows down the escarpment and then continues westward to the Mediterranean. The water divide is located on the trace of the Peqi'in fault. The western drainage system flows westward passes along the edge of the escarpment but is incised into Cretaceous bedrock much deeper than the middle system so it does not form such a shallow water divide with the Bet-Kerem Valley. The three drainage systems and their relation to the escarpment exhibit a decreasing degree, from east to west, of recent drainage development on the account of ancient drainage systems. This situation can be explained by a shift of the tectonic activity from east to west along the Zurim escarpment. The eastern segment is the oldest allowing the drainage system to develop to the point of drainage capture and the western segment is the youngest. This conclusion agrees with results of the study of the ancient Bet-Kerem drainage system (Matmon et al., 1999) and the slope analysis that was done on the tectonic escarpments of the Galilee (Matmon et al., 2000).

Evolution of the Bet Kerem drainage system (Fig. 8)

The arching of the Galilee, northern Israel, is associated with the development of the Dead Sea Transform and Rift. During the Pleistocene, the arching caused the formation of the main north-south water divide in the region and the reversal of stream flow direction. A reconstruction of a main paleochannel which drained large areas in the eastern Galilee to the Mediterranean enabled the determination of age and amplitude of the arching. This reconstruction is based on topographic analysis of thirteen sites containing fluvial remnants in the Bet-Kerem Valley. Dating of basalt

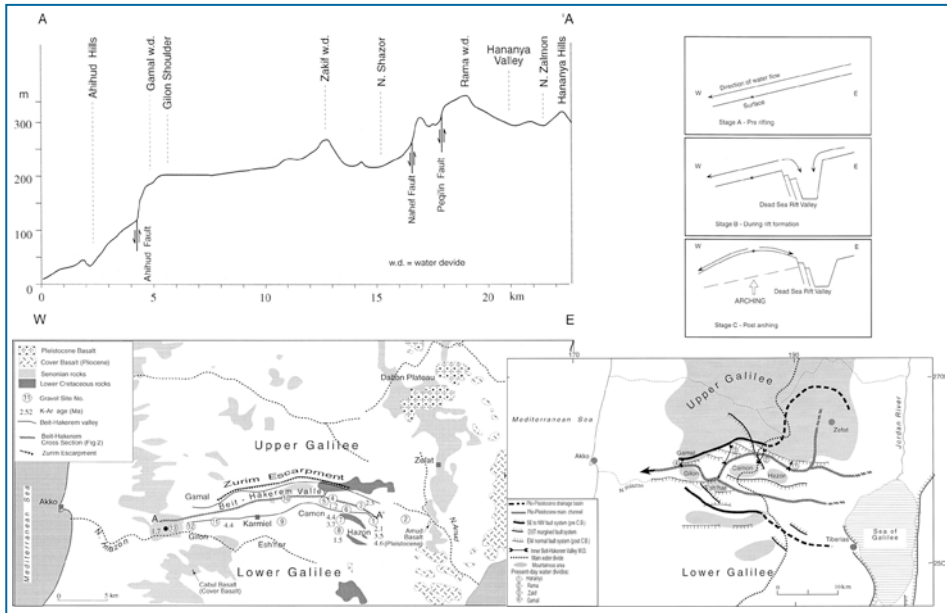


Fig. 8: Upper left panel - Topographic cross section of Bet-Kerem Valley. Upper right panel - Schematic diagram showing the relation between the rift's formation and the development of drainage basins in adjacent areas. A substantial drainage basin can develop only if the rifting is accompanied by the tilting of the adjacent area towards the rift valley. This tilting is achieved by arching the rift's margins. Lower left panel - Location of gravel sites in the Beit-Kerem Valley. Ages are given by K-Ar dating and in-situ location of possible sources of the gravel. Rocks of ages other than those indicated appear in the figure as white area. Geology after: Golani, 1957; Flexer et al., 1970; Mor et al., 1987; Shaliv, 1991; Heimann and Ron, 1993. Lower right panel - Reconstruction of the Pleistocene drainage system in the Bet-Kerem Valley. The drainage system boundaries are marked with a dashed line in the areas where they are uncertain.

clasts from ancient alluvial remnants along the Bet Kerem Valley provides a maximum age limit of 1.8 Ma to the paleochannel. The Pleistocene tectonism arched the Galilee by 200 m over a wavelength of 40-60 km. A comparison between arched and unarched segments of the rift's margins indicates that fluvial and slope processes on the rift escarpment cannot explain the location and shape of the main water divide. In the Galilee, tectonism is the only factor that controls the formation, location and shape of the main water divide.

Summary

The Zurim fault system and the Zurim escarpment are the most prominent morphotectonic feature in the Galilee. The relative age of the Zurim fault system is manifested by the existence of a Seninian sequence on the down faulted block. Calculations based on estimated rates of denudation and original thickness of the eroded sequence indicate that vertical displacement begun at the latest in the Middle Miocene. Although topographic expression did not form at first, the Zurim escarpment is one of the oldest morphotectonic features in the Galilee. Slope shape analysis indicates that the Zurim escarpment existed as a morphologic element during the eruption of the middle Pliocene Cover Basalt and the reconstruction of the ancient drainage system in the Bet-Kerem Valley indicates that the escarpment existed during the time this drainage system was active, >2 Ma (Matmon et al., 1999). Morphologic relations and slope shape analysis indicate a shift of tectonic activity from east to west. The morphologic relations of the escarpment with the drainage systems at the top of it point at the fact that headward incision of escarpment channels and backward retreat of the escarpment are minor. Young tectonic activity is manifested by the occurrence and distribution of fresh fault scarps along all segments of the escarpment. There is no obvious correlation between the distribution of the young fault scarps and the relative age of the different segments along the escarpment. Dating of fault scarp exposure suggests intense seismic activity as recently as 1500 years ago.

Station 3 ■ Peqi'in fault

Peqi'in Breccia

Large outcrops of syn-sedimentary breccia within the Cenomanian Sakhnin formation are known in the Peqi'in and Adamit areas (Ron, 1978; Frank, 2003). The breccia is not confined to the Peqi'in fault zone itself but rather extends hundreds of meters away from the fault plane. Commonly the breccia is stratigraphically limited, underlying and overlain by unbrecciated rocks. The breccia is mainly composed of the following:

1. Yellow, red or brown laminar dolomitic angular fragments of various sizes.
2. Grey, medium to coarse-grained dolomite, typical to the Sakhnin formation, forming most of the breccia matrix and cement.

Occasionally, fragmentation and dislocation is very slight and small laminar fragments can easily be re-fitted to their original block configurations. In the Peqi'in

outcrops the fragment size can reach 1 meter or more, and part of the layers are folded or faulted. The different composition of fragments and matrix/cement indicates that during brecciation the laminar dolomite was more competent than the grey dolomite. Alternations of laminar and massive grey dolomites, similar to those of breccia components, are observed in the Sakhnin formation.

Possible explanations suggested for the breccia formation are:

1. The breccia formed by deformation that accompanied displacement along the major fault that crosses it (Peqi'in and Rosh-Haniqra faults). This explanation is rejected because the exposures of the breccia extend as far as, >1 km, from both fault traces, and intense brecciation that forms a fault gauge is restricted to a few meters from the fault plane.
2. Dewatering: In many locations the deposition of Sakhnin formation consists of alternating laminar with massive coarse-grain dolomites. During deposition, the laminar sediment was denser, stiffer and less porous than the muddy sediment that formed, following diagenesis, the typical Sakhnin massive dolomite. The latter could more easily de-water and flow under sedimentary load, resulting in fragmentation of the laminar layers and mixing of the two dolomitic facies. This deformation also resulted in folding, faulting and occasionally reverse displacement of the laminar fragments. This scenario implies that the breccia development was associated with early diagenetic, in situ processes, without significant displacement of fragments.
3. Slides and mass movements: In the Adomit outcrop, Frank (2003) found that the breccia is composed of rock fragments that were deposited in various parts of the carbonate ramp. This "mix" of fragments from different facies suggests material movement toward a deeper basin. A few thin shear zones within the breccia support this movement. However, outcrops of similar breccia at Hoshaya and Har Hakfitza close to Nazareth, far away from the basin do not support this explanation. However, the syn-sedimentary Peqi'in breccia can be used as a marker for the displacement along the Peqi'in fault.

Peqi'in Fault stop (Fig.9)

The Peqi'in fault trace is found along the eastern part of the village of Peqi'in. Its plane is exposed in a few yards of the most southern buildings of the village. South of this

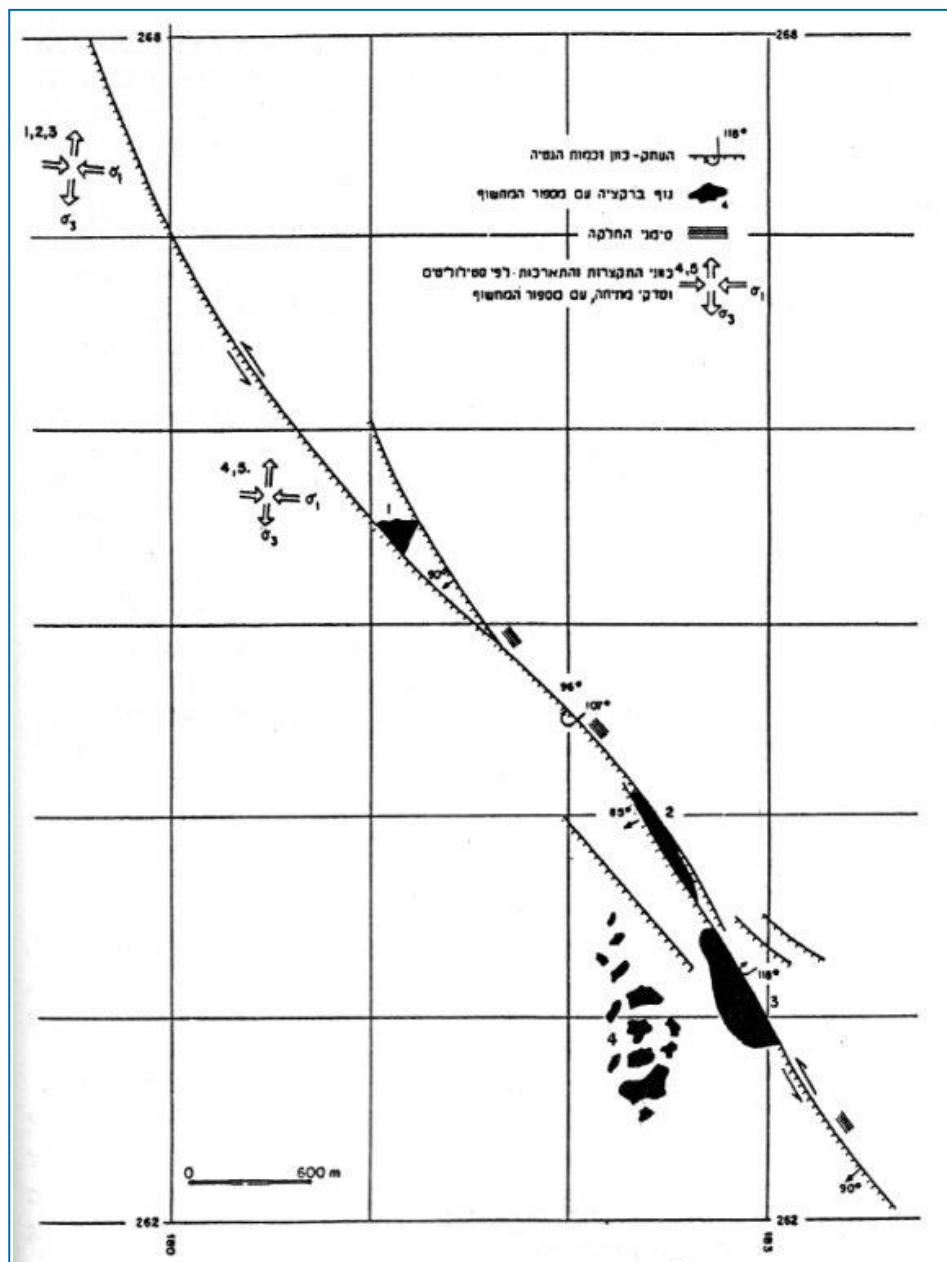


Fig. 9: Lateral offsets of the Peqin Breccia along the Peqin Fault.

area (west of the road to Rame) two long, high and narrow slices of white massive rocks, composed of the Peqi'in Breccia are exposed. The northeastern slice is bounded by faults on both sides; chinks of the Senonian Ein Zetim formation on the west, and dolomites of the Cenomanian Deir Hana formation on the east. The western fault of the northeastern slice becomes the eastern boundary fault of the southern slice. To the west, the exposures of the Peqi'in Breccia extend continuously from the second slice for about 800 meters (Ron, 1978).

The fault plane is sub-vertical; sometimes dipping either westward with a normal offset or eastward with a reverse offset, a typical characteristic of strike-slip faults. Most fault plane striations, preserved on the eastern dolomitic block, show dip-slip movement; however, sub-horizontal striation can also be found. This suggests that most of the sub-horizontal striations were erased, and that the strike-slip displacement predated the dip-slip one, which is mainly normal. Along the fault plane, a highly deformed grey marl, about 3 m thick, including folds and shear planes, is exposed. Further west, in the down-faulted block of the Peqi'in Graben, the bedrock is composed of white chinks of Ein Zetim formation (Buchbinder, 1963). The deformed grey marl is apparently part of the bituminous layer underlying the white chinks that was smeared along the fault.

The Peqi'in fault extends southward, and its trace can be followed in Nahal Zalmon, Eilabun (near the tunnel of the National Water Carrier) and the road exposures north of Mitzpe Netofa Junction. Freund (1970) suggested that the Peqi'in and Yavniel faults (both oriented NW) are strands of one major, NW-striking fault that starts at the DST south of Menahamiya, and terminates north of the Village of Peqi'in. No evidence for this fault was found in the Golani Junction area.

The Peqi'in fault in the area of Rame is crossed by the E-W Bet Kerem fault. North of this junction, the Peqi'in fault underwent reactivation, with dip-slip replacing strike-slip displacement. Such reactivation is known from other faults in the Galilee, e.g. the Meron fault.

Mirror like surfaces along the Peqi'in fault - An indication for seismicity? (Figs. 9-13)

In this station we present a recent work in the field of faulting (Siman-Tov et al., 2013) which focuses on faults that have naturally polished, glossy surfaces, termed fault mirrors (FMs). This work started from a field trip where Prof. Hagay Ron led us to key fault exposures in northern Israel. Hagay showed and discussed with us some FMs

and together we wondered what causes the glossiness of these surfaces, and what is their relationship with seismicity? Fault mirrors, which form during slip, appear in a variety of tectonic environments and rock types (Hancock and Barka, 1987; Jackson and McKenzie, 1999; Power and Tullis, 1989). These impressive surfaces are a subset of slickensides, characterized by high visible-light reflectivity (Fig. 1). The Peqi'in fault, like many other fault exposures in carbonate rocks, includes FM segments. Although

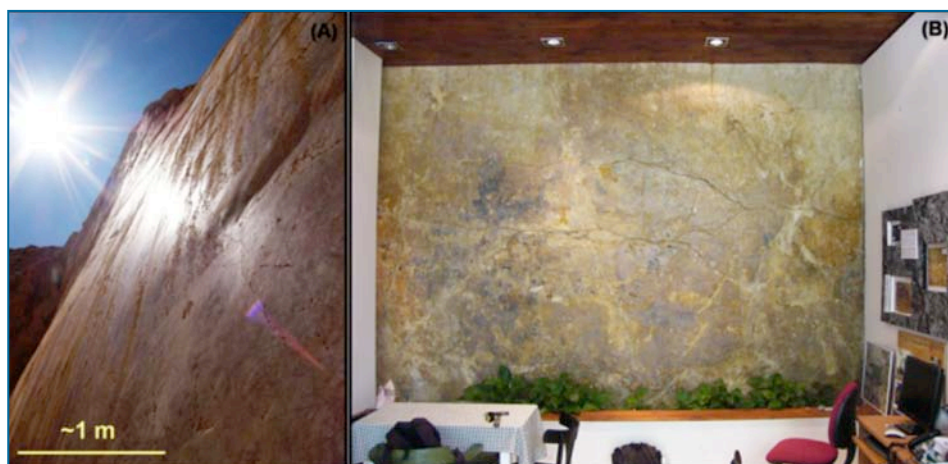


Fig. 10: Fault mirrors exposures. A) A nice example for a glossy, mirror-like, strike slip fault surface in the brecciated Eocene age limestone at Kfar Giladi quarry. B) Vertical, and in parts glossy surfaces at Peqi'in fault. Today this fault surface is served as one of the house walls in Peqi'in village.

FMs are common, their polish nature, structure, formation mechanism, and their significance in earthquake physics have often been overlooked.

The vertical, mirror-like fault surface (Fig. 1B) is a small portion of the ~6 Km Peqi'in fault, trending NNW-SSE. Looking at Peqi'in fault in a plan view reveals a linear feature that is not significantly influenced by the sharp topography. This is an indicator for the vertical nature of Peqi'in fault surface along its entire length (Ron, 1978). Stratigraphic relationships are maintained along the fault, where the SW block is down faulted relative to the NE block. Here the fault positions the hard limestone of upper Deir Hanna Formation on the NE side adjacent to the soft chinks of En Zetim Formation to the SW. Along the fault plain a breccia layer that consists of fragments in different

scales (tens of centimeters down to the submicron scales) that were sheared from the hosted rocks are exposed. The fault breccia is highly polished and only several striation lines on the surface could point to the horizontal to sub-horizontal sense of slip that was observed along this strike slip fault. It seems that the larger fragments in the breccia (several centimeters in diameter) are less eroded than the matrix around them and they preserve an additional, older, and very smooth mirror-like fault surface.

The smooth and naturally polished appearance of the fault surface can be simply explained by repeated cycles of slip events in which the shear motion between the blocks, polishes the fractured rock to a smoother topography. Fault surface roughness is known to reduce with amount of total slip (Sagy et al., 2007). This segment of Peqi'in fault has probably slipped a few hundreds of meters, only a portion from the total displacement of ~ 2.5 Km estimated by the offset of the Cenomanian breccia bodies (Ron, 1978). Naturally polished carbonate fault surfaces are observed in many other fault exposures, in which the total slip ranges between tens to hundreds of meters (Siman-Tov et al., 2013). The mechanism of surface roughness reduction with slip in nature can be easily understood from the artificial polishing point of view. A typical

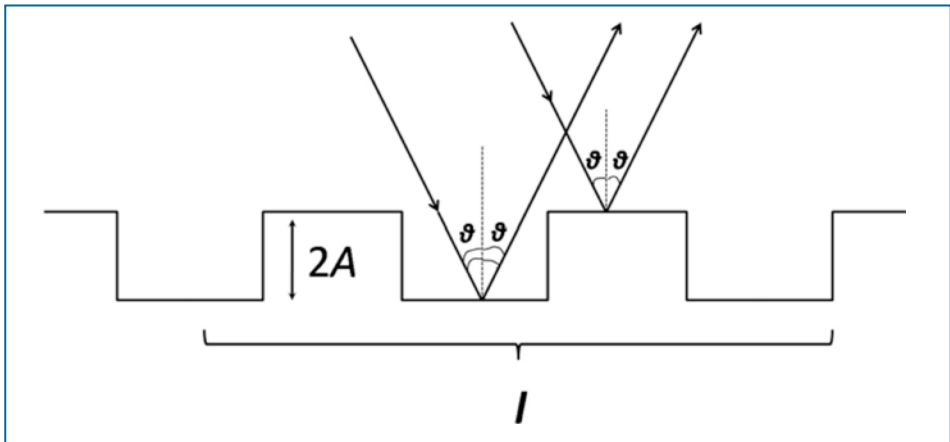


Fig. 11: Roughness criterion for mirrors. For small enough value of A , destructive interference between the reflected waves (wave front directions are marked by arrows) will rarely occur and the surface will reflect light like a mirror.

industrial polishing process involves a preliminary brittle abrasion stage in which the overall roughness is reduced by removing surface asperities with increasing grit size sand papers (decreasing average particle diameter) and ultra fine powders. However, although the surface smoothness, micron-size striations are formed and the surface is not smooth enough to reflect light perfectly. So what is the condition for a surface to be glossy?

For a surface to reflect light spectacularly like a mirror, it must obey the Rayleigh roughness criterion (Beckmann and Spizzichino, 1963):

$$A < \frac{\lambda}{16 \cos \theta},$$

where A is the mean roughness amplitude of the surface, θ is the angle of incident of light, equal to the angle of specular reflection (measured relative to the surface normal), and λ is the light wavelength (Fig. 2). In the case of scale-dependent surface roughness, this criterion (equation 1) must be obeyed at lateral scales, l , shorter than λ . Hence, if a surface is observed at $0^\circ < \theta < 70^\circ$, under visible light ($\lambda = 550 \text{ nm}$),

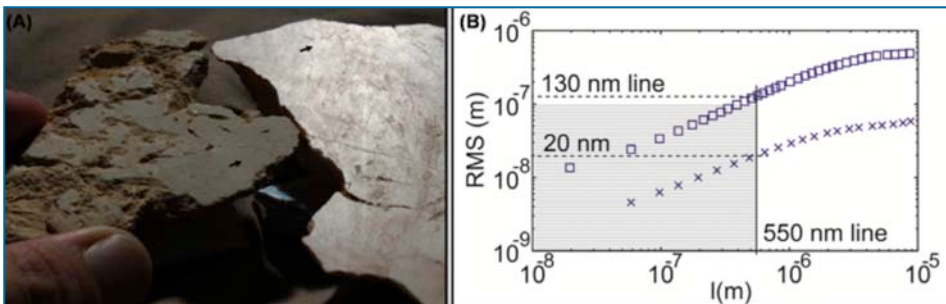


Fig. 12: Fault surface roughness at the nm scale. (A) Light reflectance from two different fault surfaces. Hand samples from NUF (on the left) and from KGF (on the right) show different reflectance of sunlight. Even though both samples look in places very smooth and planar (e.g. marked by black arrows) only the KGF sample is glossy. (B) Root mean square (RMS) analysis of surface sample from Kfar Giladi fault (KGF; lower curve, x), and Nahal Uziyahu fault (upper curve, squares), using AFM $10 \mu\text{m}$ scan width. Gray box marks region that obeys Rayleigh roughness criterion. KGF surface obeys this criterion and is reflective, while non-fault mirror surface of Nahal Uziyahu fault is outside this region.

and appears glossy, this indicates that $A \sim 100$ nm at least for lateral scales $l < 550$ nm. Indeed, fault surfaces that exhibit such a mirror-like appearance meet this criterion.

To explore the characteristics of FMs, samples were collected from four fault surfaces along the DST (none of them from Peqi'in fault). Three samples were taken from well-preserved carbonate FMs: (i) Kfar Giladi fault (KGF) north of Kiryat Shmona (Fig. 1A); (ii) Nahal Avinadav fault (NAF) at Revaya quarry in the Gilboa Mountain; and (iii) Yair fault (YF) in Ein Bokek, Dead Sea region. For comparison, a smooth fault surface that is not mirror-like, from Nahal Uziyahu (NUF), close to the Gulf of Eilat, was also examined. High-resolution techniques were used to characterize the structure and

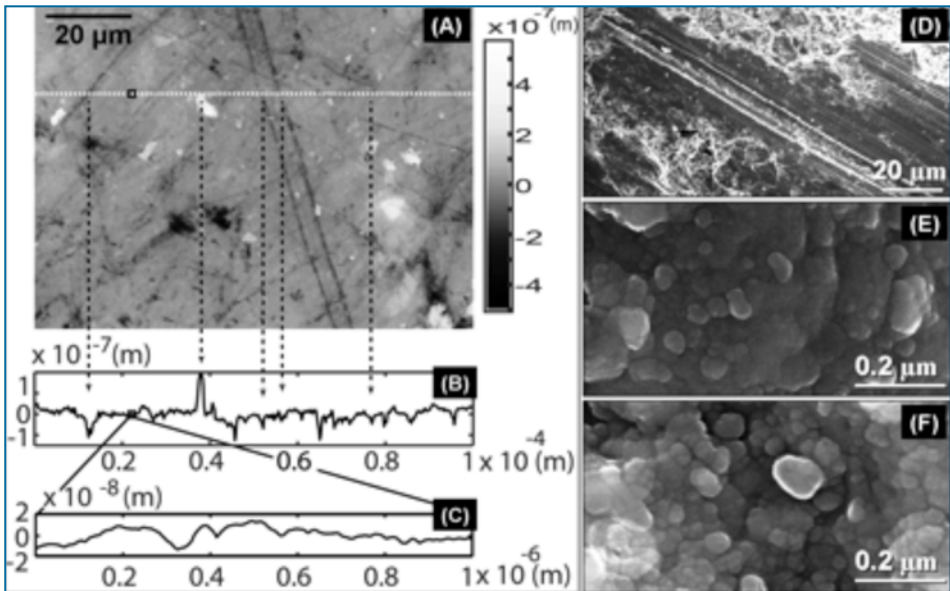


Fig. 13: Atomic force microscopy (AFM) and scanning electron microscopy scans of fault mirrors. (A) AFM scan of fault surface from Yair fault, Israel. Darker colors represent lower regions; brighter colors represent higher regions (see gray-scale bar). Surface is very flat except for several scratches and few prominent grains (seen as white blotches). (B) One-dimensional profile from surface (white dashed line in A) demonstrates flatness, scratches, and grains. (C) Close-up of smooth region (black rectangle) shows typical amplitudes < 20 nm. (D) Micron-size parallel striations at Kfar Giladi quarry. Rougher, nonstriated regions are exposed micron-size calcite crystals of original rock. (E) At submicron scale, fault mirror material of Kfar Giladi fault (KFG) is composed of packed rounded nanograins; no scratches are observed. (F) Nahal Avinadav fault material shows characteristics similar to those of KFG material.

quantify roughness of the samples on scales ranging between 0.01-1000 μm . Surface topography was scanned using optical profilometer on the micron scale and atomic force microscopy (AFM) on the sub-micron scale. Root mean square (RMS) analysis, which provides an approximation for the roughness amplitude, was performed on two AFM topography scans from KGF and NUF (Fig. 3). Figure 3B shows, as expected, that RMS increases with increasing lateral scale of measurement, l . For KGF, the RMS values show roughness <20 nm at $l=550$ nm, explaining the high reflectivity of the surface. In contrast, the NUF, which is a non-FM surface, yielded RMS values >100 nm at $l=550$ nm, explaining its poor reflectivity (Fig. 3A). This nano-scale topography is also shown in the scan and profiles from YF (Figs. 4A-4C).

Fault mirror structure was also studied with high resolution imaging techniques. At scales smaller than ~ 1 μm , scanning electron microscopy (SEM) and AFM images reveal that the surface is composed of particles with diameters of 10s-100s nanometers; no small-scale striations or grooves (which appears on larger scales) are observed (Figs. 4D-4F). KGF interior (i.e., the subsurface) was also studied using bright-field transmission electron microscopy (TEM) images of a cross sectional foil prepared by the focused ion beam technique (Fig. 5). Two distinct layers - separated by a rough boundary - are found beneath the FM: (1) an outermost layer composed of nanograins (Fig. 5B), and (2) a deeper layer consisting of micron-size calcite crystals (Fig. 5C). The nanograin layer comprises highly packed particles with diameters of 10s-100s nm and possesses a variable thickness of <1 μm . No preferential orientation is observed in the particles. Chemical analysis and diffraction patterns indicate that the layer is composed of calcite nanograins surrounded by a matrix comprising mainly of silicon and aluminum. By contrast, the deeper layer consists entirely of micron-size calcite crystals, with pores observed along crystal boundaries (Fig. 5C). The calcite crystals comprise a series of parallel bands, reflecting sub-grain boundaries probably formed by mechanical twinning. In some pores, tiny sections of the twinned crystals are observed, presumably broken off from much larger sub-grains (black ellipses, Fig. 5C).

Following all these observations we conclude that for a surface to have a mirror-like finish, except from the first stage of reducing surface asperities by abrasion, two other stages are essential: 1) reduction of wear particle sizes and formation of a nanograin layer; 2) formation of smooth hard surfaces within the nanograin layer by smearing and sintering of the nanograins. Ultimately, brittle scratches on the surface are filled by nanograins, resulting in roughness amplitudes <100 nm. These stages are known to facilitate the fabrication of mirror-like surfaces in industrial polishing

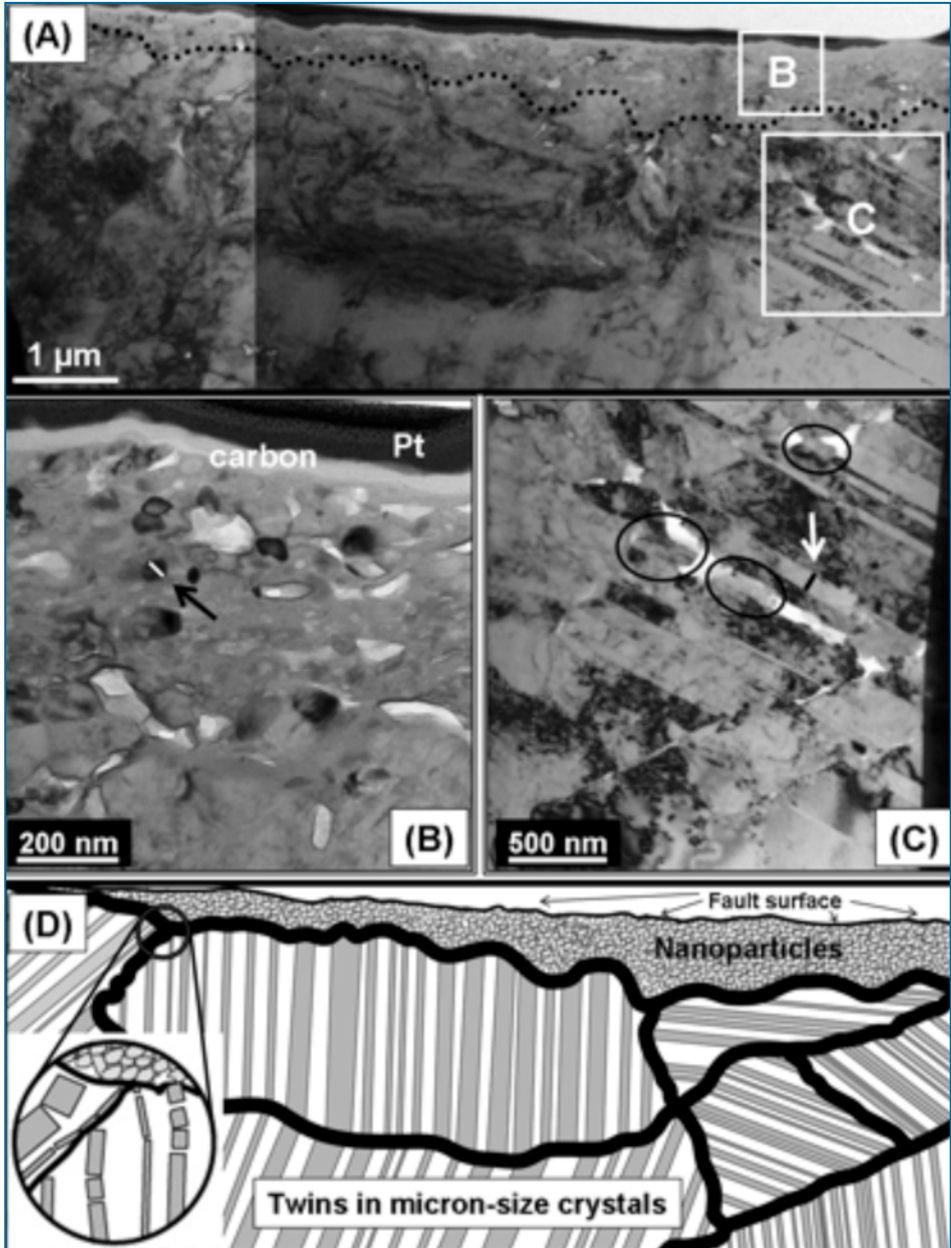


Fig. 14: Cross section of Kfar Giladi fault mirror. (A) Transmission electron microscope image of foil showing two different layers, outer (B in white box) and deeper (C in white box), separated by rough (black dotted) line. Outer layer comprises nanograins and determines surface tiny roughness. (B) High-resolution image of outer layer, which comprises highly packed rounded nanograins (50 nm white scale bar, marked by black

arrow, indicates particle diameter) with no observed preferred orientation. Lighter homogeneous solid line represents carbon and platinum (Pt) sample coatings. (C) High-resolution image of deeper layer. Microcalcite crystals are twinned (100 nm black scale bar, marked by white arrow, indicates twin width) and pieces of beam-like subgrains have broken to form nanograins (marked by black ellipses). (D) Schematic illustration of A. Deeper layer comprises twinned calcite crystals (twins drawn as gray parallel bands), while outer layer comprises nanograins that cover rougher surface of large crystals and smooth fault surface. At least some nanograins form by breaking of beam-like subgrains, defined by twins within crystals (circular inset).

(Adachi and Kato, 2000), and were also observed to control the formation of FMs obtained at high slip velocity experiments.

Does the better understanding of FMs structure and roughness helps to say something about its connection with earthquakes?

The specific conditions for the formation of the observed FMs are not known, yet there is solid reason to suspect that slip along these surfaces has been seismic. Recent rotary shear experiments suggest that FMs form only during high shear rates: $v \sim 0.15$ m/s in sandstones (Hirose et al., 2012), and $v \geq 0.1$ m/s in carbonate gouge (Smith et al., 2013). These slip velocities (>0.1 m/s) are considered seismic, as these conditions characterize earthquakes. The formation of FMs was also observed in these experiments to coincide with strong frictional-weakening, which is believed to be required for earthquake initiation. Hence, according to the mirror-like appearance of Peqi'in fault and based on recent shear experiments we suggest that this fault was possibly seismic at least for its last phase of motion.

Kefar Smei fault (Fig. 15)

The stop is located south of the road between New Peqi'in and Kisra, just west of New Peqi'in. The Kefar Smei fault splays from the Peqi'in fault close to the Bet Kerem outlook. In the outcrop, the chalks east of the fault are of the Ein Zetim formation exposed in the Peqi'in Graben. The limestones west of the fault are of the Cenomanian Yanuch formation of Cenomanian age. At this location the fault changes from a NW sub-vertical fault plane to a WNW and later to a 60° dipping E-W fault. The slip vector is constrained by the intersection line of the two planes of the fault, and by the stratigraphic offset. Based on striation plunges on fault planes, displacement along

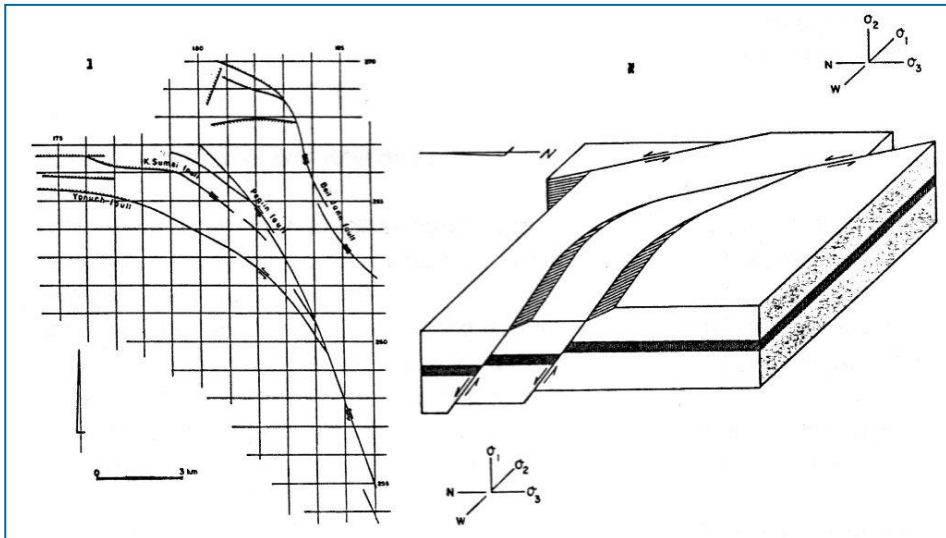


Fig. 15: Fault configuration in the Peqin graben area. Lateral displacement is transferred to normal displacement as the fault changes its strike.

the fault changed, from strike-slip along NW oriented planes to oblique-normal along E-W oriented planes.

Termination of strike-slip faults may be accommodated by splaying of the main fault into several smaller faults (“Horse tail”). Displacement along a major fault is thus fractionated and disseminated among many minor faults. Well known examples come from the Hope fault, New-Zealand, and the DST north of the Hula basin. In the central and western Galilee, both the sinistral NW and dextral NE strike slip-faults change their strike to E-W, their sense of displacement changes accordingly from strike-slip to normal and results in horst, graben and tilted block structures. This is an additional way by which strike-slip faults can terminate.

The sinistral displacement along NW faults and dextral displacement along NE faults (Freund, 1970) indicate E-W shortening. This shortening, which occurred in the Galilee and Lebanon, could result either from the association of N-S movement along the DST with the change in the direction of the Yammuneh fault (a segment of the DST) from N-S to NNE (Ron and Eyal, 1985) or due WNW-ESE plate motion similar to that by which the Syrian Arc folds were formed (Eyal, 1996). This shortening is intense close to the DST and gradually diminishes westward with distance implying that the main shortening axis in the western Galilee is not horizontal and faulting is normal.

Station 4 ■ Harashim Stop

summary of Peqi'in Fault and Peqi'in Breccia

From the road Peqi'in-Rame, close to the Bet-Jan junction, turn right to Harashim settlement and drive about 800m. Station site is on the right, and from here one can see:

1. The entire southern exposure of the Peqi'in breccia crossed and displaced by segments of the Peqi'in fault.
2. The peneplane that shaped the topography of the Galilee during the Miocene. This peneplane is crossed and displaced by numerous normal faults that control the present topography of the Galilee.
3. The Peqi'in Graben in which the Senonian chinks of Ein Zetim formation are down-faulted against dolomites of the Cenomanian age.

Restoration of the three outcrops of the Peqi'in Breccia along the Peqi'in fault reveals that the cumulative horizontal displacement along this fault is 2,300m (800 and 1,500m).

The horizontal offset along the Peqi'in fault vanishes a few km north of Peqi'in village, close to Zuriel. No explanation was suggested for this abrupt termination of this fault.

Topographic Relations with the Peqi'in fault (Fig. 16)

The Peqi'in fault crosses the Zurim fault system and divides the Zurim escarpment into two main parts. The tectonic relations between the two fault systems is indicative of time of activity. Ron (1984) found evidence for left lateral movement of ~2.3 km along the Peqi'in fault. The vertical displacement along this fault is about 200-250 meters (Eliezri, 1965). The tectonic Peqi'in escarpment is 150-200 meters high. South of the Zurim escarpment, the Peqi'in fault is not expressed by any vertical topography. According to Ron (1984), the lateral displacement along the Peqi'in fault took place during the middle to late Miocene and if it had any topographic expression it was eroded. However, we think that the lateral movement was practically pure strike slip since the recent topography is almost equal to the total vertical displacement. The topographic relations between the Peqi'in and the Zurim fault systems indicate that most of the lateral movement occurred prior to the formation of the Zurim escarpment otherwise a step (in plan view) should have developed along the Zurim escarpment.

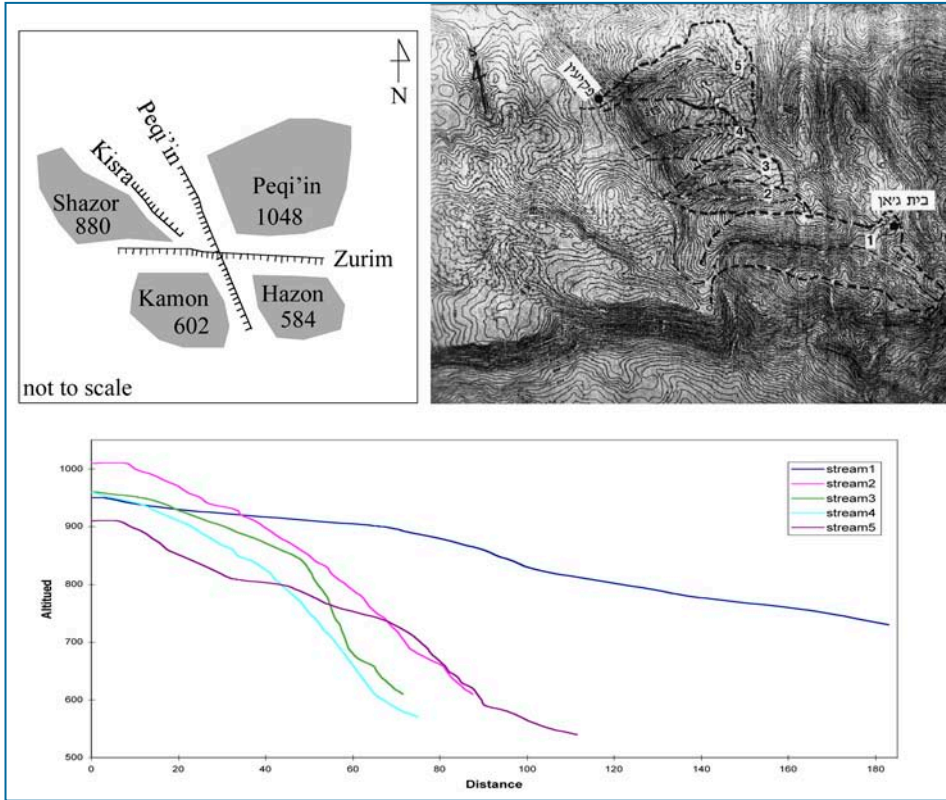


Fig. 16: A. Schematic cartoon illustrating the relations between the Zurim Escarpment fault system and the Peqi'in fault. B. Topographic map showing locations of analyzed drainage systems. C. Longitudinal profiles of streams flowing across the Peqiin fault. The relatively young activity along the escarpment is expressed by the convex and steep channels. Stream no. 1 crosses the Peqiin fault where its topographic expression terminates.

Younger vertical movement that took place along the Peqi'in fault must have occurred after the formation of the Zurim escarpment. The young activity along the Peqi'in escarpment is manifested by the hanging drainage channels that flow over it. The formation of the Zurim escarpment caused the segmentation of the Peqi'in fault and enabled vertical movement to occur only on the northern segment of the Peqi'in fault while the southern segment did not reactivate. The vertical displacement of the Zurim fault system jumps from 800 west of the Peqiin fault to 1000 meters east of the Peqiin fault (Cohen, 1988). This dramatic jump is caused by the young vertical offset along the Peqiin fault.

The topographic relations between the Peqi'in and the Zurim fault systems point at the following sequence of tectonic activity: (a) practically pure lateral movement along the Peqi'in fault during the early and middle Miocene, (b) Vertical displacement along the Zurim fault system (with a shift of activity from east to west) and the formation of the Zurim escarpment, and (c) vertical movement along the northern segment of Peqi'in fault and the formation of the Peqi'in escarpment.

Station 5 ■ Givat Zakif

view point and introduction to relay ramps (Figs. 17 and 18).

In this station we view three relay ramps at different stages of development along the western Zurim escarpment.

A relay ramp is a typical structure in normal fault-bound escarpments. It moderates the structural step between two tips of offset normal faults connecting the footwall and hanging wall of the blocks. A relay ramp transfers the displacement from one of the offset faults to the other. Upon faults-nucleation, stepping faults do not interact. As faults propagate and overlap, relay ramps develop. Flexures are expected above the buried tips of the offset faults (Crider and Peacock, 2004). Depending on the strength of the ramp, the strain rate during deformation, and the amount of extension, the relay ramp may break down and breach by a fault connecting the stepping faults (e.g Peacock and Sanderson, 1994; Trudgill and Cartwright, 1994).

Relay ramps can be classified based on the degree of interaction and linkage between the overstepping fault segments (Peacock and Sanderson, 1994). The degree of interaction can change spatially as well as temporally. Spatially, overstepping faults observed at different depths can be seen physically connected at depth but separated by a relay ramp at the surface (e.g Crider and Peacock, 2004). Temporally, overstepping fault segments separated by a relay ramp, overlap, and eventually connect by a breaching fault.

We recognize three relay ramps at different stages of development along the western Zurim escarpment: (A) A western ramp above the villages of Majd-El-Kurum, B'ina, and Dir-El-Asad, (B) a central ramp above the village of Nahef, and (C) an eastern ramp above the village of Sajur. Ramps B and C present typical relay ramps in which the ratio of length to width is >1 . The mean ratio of length to width determined from hundreds of ramps is ~ 3.5 (Peacock, 2003). Ramp C is breached at the bottom and the

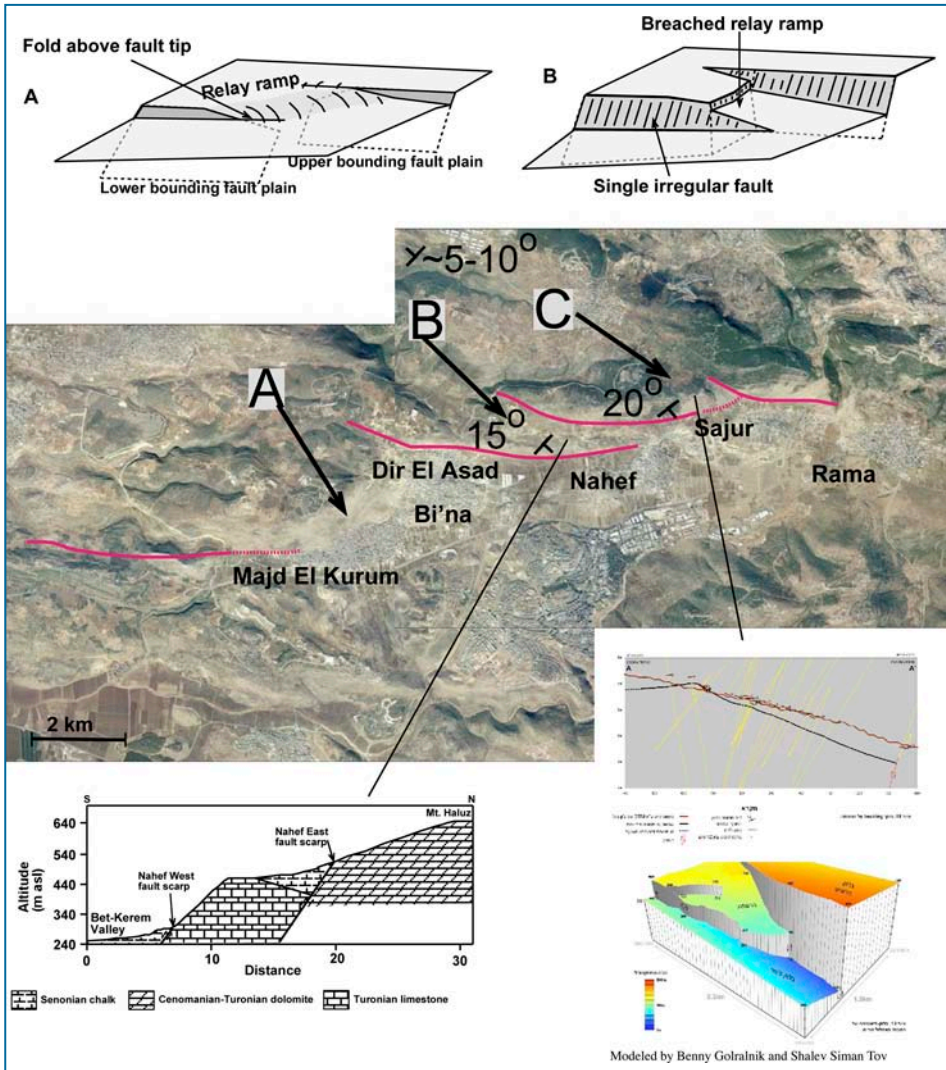


Fig. 17: Upper panels: Two stages in relay ramp development (modified from Crider and Peacock, 2004). A. Relay ramp developed between two stepping normal faults. The ramp includes monoclines above the buried tips of the faults. B. Breached relay ramp. The normal faults are connected and form a single irregular fault. Lower panel: Air photo of western Zurim escarpment. Relay ramps marked by letters corresponding to text. Average dip of each ramp and regional inclination are marked. Main traces of faults marked by solid red lines. Dashed red lines mark inferred projection of buried fault trace.

middle by a normal faults which are expressed by exposed fault scarps suggesting relatively young activity. Ramp B is elongated and is not breached in spite of the extended overlap between the offset faults. In the next two stations we focus on ramp A.

Relay ramp A

We present and discuss structural observations obtained from Relay ramp A. The overlap of the offset faults along Relay ramp A is small and the ramp is not detectably breached. The width of the ramp is ~2 km. We measured dips of exposed bedrock beds along four transects that cross the relay ramp to determine its geometry. Reconstruction of the two eastern transects with the arc method (Busk, 1957; Guralnik, 2006) reveals a ramp dipping sharply (69° - 77°) to the east and ESE on the eastern side and merging with the regional dip on the western side (5° - 10° to NW). Analyses of the eastern transects also suggests that a fault underlies the relay ramp and that its tip is 200-400 meters below the surface.

We analyzed the structure of Relay-ramp A as a *fault-fold* System (Withjack et al., 1990; Vendeville et al., 1995; Reches and Zoback, 1996; Hardy and McClay, 1999) using a dislocation model in a linear-elastic medium (DIS3D; Erickson, 1987) to constrain the deformation involved in the development of the structure. The geometry analysis, based on Busk (1957), suggests that the fault's upper tip reaches a few hundred meters below surface. We used this depth in the elastic fault-fold model where the subsurface fault is represented by an edge dislocation in a semi-infinite elastic medium. The approach was to test different dislocation geometries and mechanics (simulating the blind-fault) until a best-fit is achieved between the simulated deformed surface area and the structural field measurements. Input geometry and mechanics for the dislocation model are set to match field observations from the Galilee area. We obtained close agreement with the geometry of the fold with $d \sim h$ (where h is fault tip depth and d is fault displacement). The d value was generally validated using field observation (Freund, 1970). This simulation shows that the folding might be a consequence of deformation above the tip of a blind normal fault tip which reaches only a few hundred meters below surface. This fault-fold geometry is typical to relay ramps. The high slip relatively to depth clearly violates the assumptions of small deformation, and indeed in meso-scale the rock deformation is not elastic: widespread fractures and small folds are observed. Still, the agreement between the predicted surface displacement and the

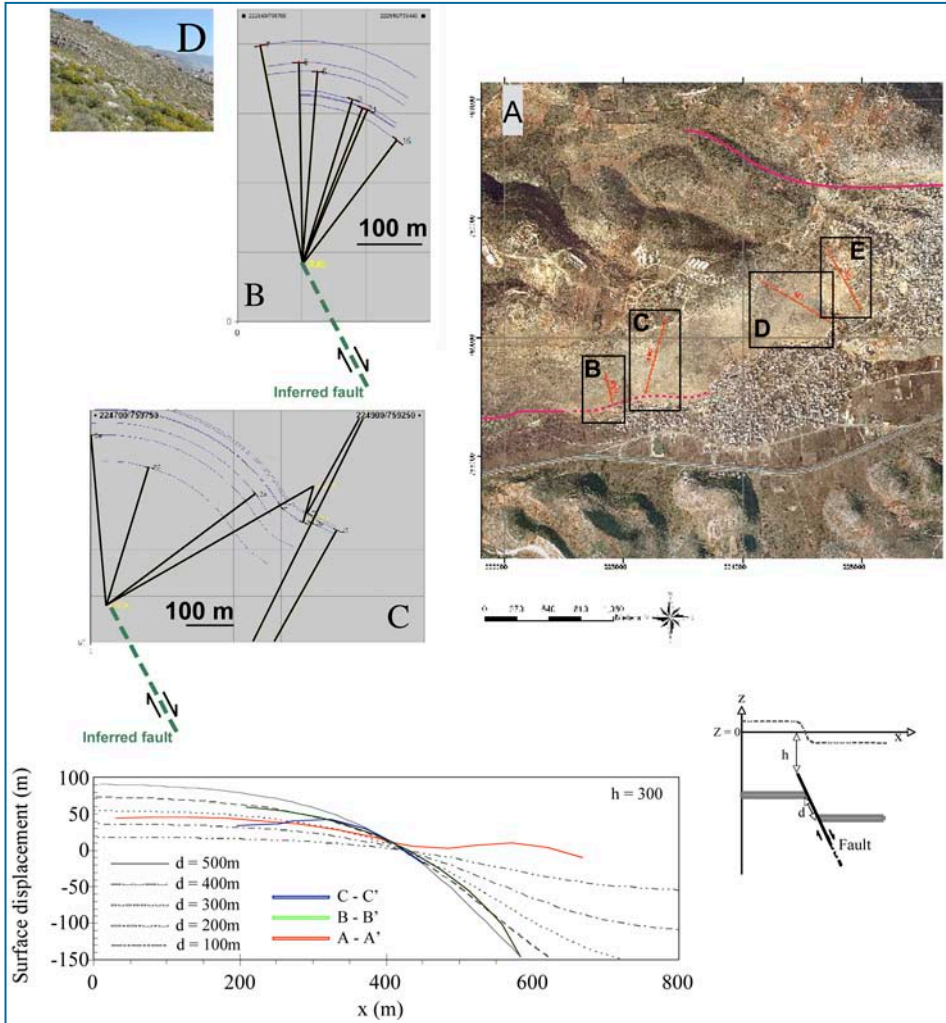


Fig. 18: Air photo of relay ramp (A). Dip measurement transects are marked with orange lines. Faults are marked with pink lines. B. Transect along the southern side of the ramp (corresponds to transect B) above the buried tip of the southern normal fault. C. Transect along the eastern side of the ramp showing a fold superimposed on the ramp (corresponds to transect E). No vertical exaggeration. D. Photo of transect E. The results indicate that the buried tips of the faults are located 200-400 meters below the surface (green dashed lines in B and C). Lower cross section: Mechanical analysis of Relay-ramp A (using DIS3D) with comparison to structural-analysis (using Busk, 1957). Dip of the analyzed dislocations is set to 65° (Freund, 1970). Fault down-dip length equals the sedimentary sequence depth, ~5000m (May, 1987). Poisson ratio is set to 0.2. A. Model geometry. Z is the vertical axis where Z = 0 represents the surface before fault-slip; X is the horizontal axis (in the fault

dip direction); h is the depth of the fault upper tip; d is the normal fault slip on the fault. Dashed line presents the model result (schematic), where the surface, initially at $Z = 0$, displaced as a consequence of slip on the fault. B. Calculated surfaces as a result of 100m to 500m displacement (d) on a dislocation with an upper tip at depths (h) of 300m. Also shown are the structural cross sections that resulted from the analysis (cross sections AA', BB', CC'). The calculated line displacements over the upper fault tip at $z = 0$ show that the curvature of the surface increases with increasing displacement on the dislocation. At a constant h ($h = 300\text{m}$), a minor curvature is displayed when $d = 100\text{m}$ and a curvature amplitude of $\sim 90\text{m}$ (above $z = 0$ line) when $d = 500\text{m}$. The best fit between model results and field observation is achieved with displacements of 300 to 400 meters.

reconstructed profile suggests that our elastic model yielded a fair estimation of the deformation associated with the development of the relay ramp.

Station 6 ■ Majed El Kurum

The evolution of a relay ramp (Fig. 19).

A sequence of six distinguishable coluvial wedges is exposed at the base of the southern flank of relay ramp A. The coluvium is composed of carbonate clasts embedded in a carbonate matrix. The wedges rest at angles successively decreasing from 67° at the bottom to 30° at the top. The lower four wedges (1-4) are well-lithified, of which the lower three (1-3) rest at angles greater than the angle of repose suggesting significant tilting during and after calcification. The fifth and sixth wedges rest at the angle of repose ($\sim 30^\circ$) and are moderately to poorly lithified. We suggest that the increasing angle of the wedges is the result of the development of the relay ramp over the buried tip of the southern boundary fault.

Paleomagnetic analysis

We use paleomagnetic measurements to test the hypothesis that the increasing angle of the wedges is a result of the development of the relay ramp. We separately sampled each of the coluvial wedges as well as the matrix of the fractured bedrock. This matrix is the same material as the cement in the coluvial wedges. Our working hypothesis includes two assumptions: (1) The coluvial wedges were initially deposited at or near the angle of repose ($\sim 30^\circ$), and (2) The expected inclination is Pleistocene-present geocentric axial dipole field (GAD), which is 52° for the location's present latitude. If so, southward tilt may create inclination anomalies ($DI = I_{\text{measured}} - I_{\text{expected}}$). The end member

for DI are: (1) magnetization predates tilting of each wedge. In this case inclination anomaly would reflect the entire tilt angle, and (2) magnetization postdates tectonic tilt. In this case DI would be insignificant. If magnetization is sin-tectonic, DI could vary between zero and the maximum value which is the difference between the maximum tilt of each bed and the angle of repose (30°) ($DI_{\max} = \text{observed dip} - 30^\circ$).

We collected a total of 78 magnetic and sun compass oriented field-drilled cores from the excavation on the southern side of the relay ramp. Fifty-seven cores were taken from wedges (1), (2), and (4). Six cores were taken from Turonian limestone bedrock and 15 cores were taken from carbonate filling in bedrock fractures (Table 1, Fig 6). Magnetic measurements were performed at the Paleomagnetic Laboratory, Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem. Remanence measurements and alternating field (AF) demagnetization were conducted using a 2G Cryogenic Magnetometer with an integrated AF coils. Thermal demagnetization was performed using ASC TD-48 thermal demagnetizer. All samples were stepwise demagnetized to peak AF between 60 mT and 120 mT, in 5 mT or 10mT increments. One or two cores from each rock unit were split into two samples for both AF and thermal demagnetization. Thermal demagnetization experiments were performed up to 325° in 25° or 50° increments. Paleomagnetic directions and statistical data were analyzed using principal component analysis (Kirschvink, 1980) and Fisher analysis (Fisher, 1953).

The Turonian limestone bedrock samples show a weak and unstable magnetic signal. This lithology is the source of the fragments in the coluvial wedges. Samples taken from the wedges and from bedrock fractures are magnetically stable and show similar behavior in both AF and thermal demagnetization experiments. These samples are characterized by: (1) strong NRM intensity in the order of $10^{-1}\text{A/m} - 10^{-2}\text{A/m}$, (2) presence of two magnetic phases: one with a blocking temperatures below 150°C and another with blocking temperatures between 150°C to 300°C , (3) a viscous component that is removed after 10mT or 100°C , and (4) median destructive field (MDF) of 15mT-20mT in single component samples (Fig. 6). This behavior suggests maghemite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) and goethite (αFeOOH) as the dominant magnetic carriers, and NRM that is mainly a chemical remnant magnetization (CRM) in origin rather than depositional (DRM). Maximum angle deviation (MAD) (Kirschvink, 1980) of the Characteristic Remnant Magnetization (ChRM) is usually less than 3° , allowing determination of the paleomagnetic directions.

All samples show northerly declinations and positive inclinations that range between 22° and 56° . We use two statistical approaches to check whether mean paleomagnetic directions of the wedges and the bedrock fractures are distinct: (1) Fisher analysis (Fisher, 1953) and (2) statistical bootstrap (Tauxe et al., 1991). The 95% confidence circles of the Fisher distribution around the means overlap for wedges (1), (2) and (4) but differ from the mean direction of the bedrock fractures suggesting that the mean paleomagnetic directions of the wedges cannot be distinguished (Fig. 6). An alternative approach is based on a technique known as the statistical bootstrap. The bootstrap test for the common mean (Tauxe et al., 1991) compares cumulative distribution of Cartesian components of means from 1000 bootstrapped para-sets, for each rock unit. 95% confidence intervals of the Cartesian components of the wedges overlap, confirming that the mean directions of the wedges cannot be distinguished (Fig. 6c). Both bootstrap analysis and Fisher statistics suggest that wedges (1), (2) and (4) are indistinguishable and should be treated as one paleomagnetic unit and that they differ from the mean direction of the bedrock fractures.

Mean inclination of the carbonate fill in the Turonian bedrock fractures (BR) is $32.9^\circ \pm 3.3^\circ$. The distribution of the magnetic vectors of wedges 1, 2, and 4 (W_{1+2+4}) are indistinguishable with a mean inclination of $41.0^\circ \pm 1.8^\circ$ (Table 2, Fig. 6). Error limits define 95% confidence region calculated using Demarest method (Demarest, 1983). Inclination anomalies (DI) are $19.4^\circ \pm 3.3^\circ$ and $11.3^\circ \pm 1.8^\circ$ for BR and W_{1+2+4} , respectively. These anomalies reflect only part of the tilt, suggesting that magnetic acquisition process is sin-tectonic. Both inclination anomalies and paleomagnetic directions are in agreement with the expected trend of increasing southward tilt.

OSL age determination

We collected 3 samples for optically stimulated luminescence (OSL) dating. Samples from wedges 1 and 2 (MK1 and MK2) yielded ages of 461 ± 75 ka and 354 ± 74 ka, respectively (Table 3). However, these samples might be saturated and ages could represent only minimum ones. Wedge 5 yielded an age of 176 ± 22 ka.

We combine structural data, paleomagnetic measurements, OSL dating, and field observations to construct a temporal framework for the development of the relay ramp. The expected structure of a relay ramp generally includes the primary tilted region in a direction parallel to the bounding faults and a secondary fold over the buried tip of the lower blind normal fault (Crider and Peacock, 2004). Field observations and structural reconstructions indicate the existence of a complex fold structure between the two

overlapping normal faults along the western part of the Zurim Escarpment (Fig. 3). Cretaceous bedrock units show both the expected primary and secondary structures: the beds are tilted to the east, parallel to the direction of the bounding faults, a sharp fold is observed above the southern normal blind fault, and a flexure is also evident at the eastern end of the ramp suggesting the subsurface proximity of a breaching fault. The studied coluvial wedges are located above the assumed buried tip of southern fault that bounds relay ramp A where a fold is expected (Crider and Peacock, 2004). The geometry of these coluvial wedges indicates that they were deposited on the flank of a developing fold. As expected, these coluvial wedges increase their angle with age since they participate in the growth of the fold and their thickness increases down slope since they are deposited on a slope that is greater than the angle of repose. We, thus, see them as the surface expression of deformation and attribute their present geometry to the propagation of the buried relay ramp-bounding fault.

The mean paleomagnetic directions imply a three-stage tilting and magnetization history. Initial tilting of the Cretaceous sedimentary beds over the propagating blind fault was followed by the fracturing of bedrock and soil (which later calcified) penetration into the fractures. The coluvial wedges were deposited as result of relief formation. A magnetic signal was not stabilized in any of the units, thus there is no record of the amount of tilting at this stage. As the fracture-filling soil calcified, a magnetic signal stabilized and further tilting of 8° was recorded. The stabilization of a magnetic signal in the carbonate fill preceded that in the coluvial wedges since it was either deposited first or the processes of dissolution and crystallization that lead to CRM were faster. The calcification of the coluvial wedges and the stabilization of their magnetic signal enabled the recording of further tilting of 11° which is also added to the recorded tilt in the fracture fill.

Timing of tilting

The paleomagnetic data and OSL ages provide temporal constraints for timing and rate of tilting. OSL age of Wedge (5), which lies at the angle of repose (30°), is 176 ± 22 ka. This age provides the upper, younger age for termination of tilting. OSL age of wedge (1) is at the limit of the luminescence method, and can only provide the upper, younger age for initiation of tilting (461 ± 75 ka). The fact that all paleomagnetic directions are with normal polarity suggests that the magnetic signal is younger than Bruhns-Matuyama boundary (780 ka, Zett and Obradovich, 1994). This age can provide the lower, older age for the initiation of tilting. Thus, tilting probably initiated between

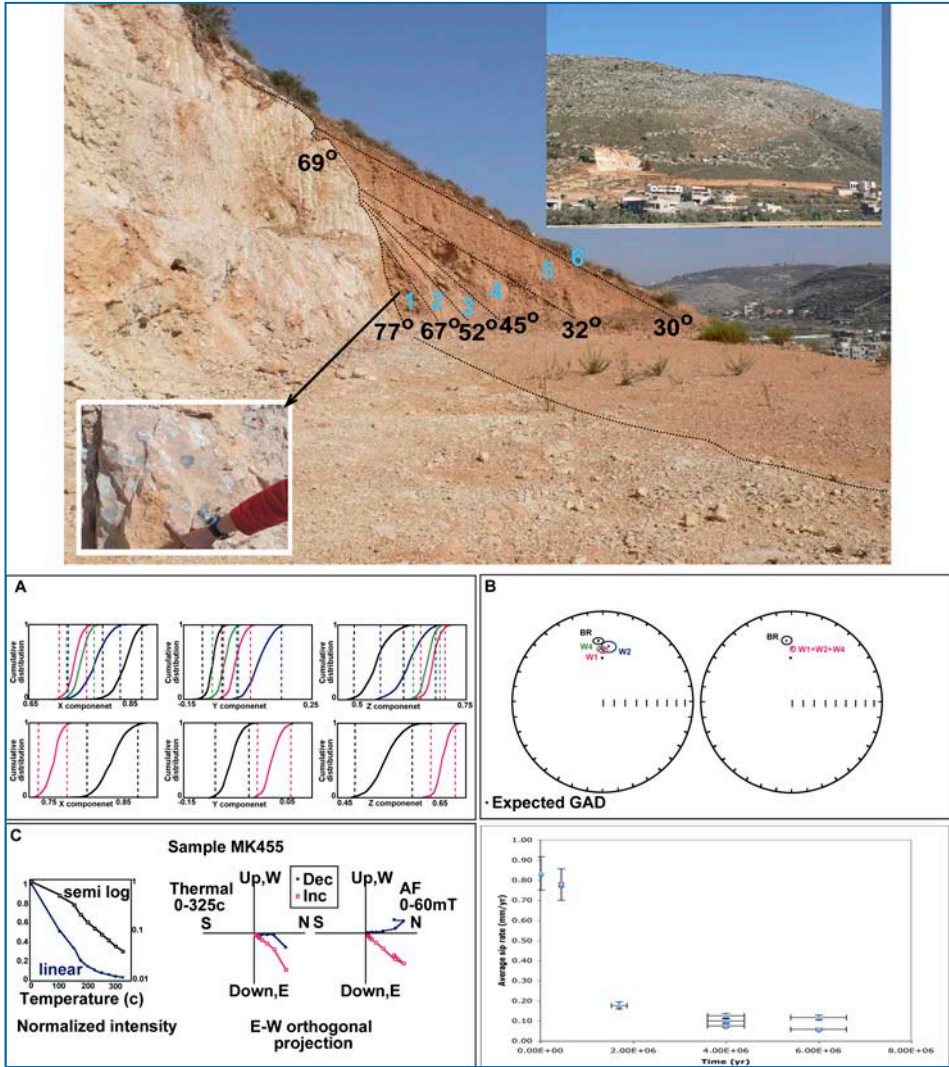


Fig. 19: An excavation into the lower slope of the Zurim escarpment above a defined normal fault segment (west of Majd-El-Kurum, relay ramp A) exposed a sequence of six distinguishable coluvial wedges deposited on top of the Cretaceous bedrock (labeled with blue numbers). The wedges rest at angles successively decreasing from 67° at the bottom to 30° at the top (labeled with black numbers). The lower four wedges are well-lithified. The fifth and thickest wedge is moderately lithified, and the coluvial layer at the surface is unconsolidated. Paleomagnetic analyses from wedges 1, 2, and 4 suggest that all wedges acquired their magnetic signal after the Bruhns-Matuyama transition (<0.78 Ma). OSL dating indicates that wedges 1 and 2 are older than 300 ka and that wedge 5 is ~170 ka. Upper inset photo: location of quarry on the escarpment slope. Lower inset

photo: breccia and carbonate matrix of coluvial wedge 1. Paleomagnetic plots: right plots: representative orthogonal vector plots of both AF and thermal demagnetization. Viscous component is removed after 10mT or 100°; Left plot: normalized intensity (J/J_0) presented both on linear and semi-log scale. Different slopes in the semi-log scale demonstrate two magnetic phases with blocking temperatures below 150° and above 150°; B. Lower hemisphere equal area projection of paleomagnetic means and 95% confidence circles summarized in table 1. GAD field direction is represented by a solid diamond. Left figure: confidence circles of wedges (1), (2) and (4) overlap. Right figure: wedges (1), (2) and (4) are treated as one paleomagnetic unit with a confidence circle that differs from BR. C. bootstrap test for common mean (Tauxe et al., 1991). W1-W4: wedges (1)-(4); BR: bedrock fractures. The plots show cumulative distribution of the Cartesian components of the bootstrap means from 1000 para-sets. Also shown are bounds of intervals that include 95% confidence levels. Upper plots: common mean test for all rock units. Confidence intervals overlap, and means cannot be distinguished; Lower plots: wedges (1), (2) and (4) are treated as one paleomagnetic data set. Confidence interval differs from the bedrock samples. Lower graph: Average slip rates along normal faults in the Galilee as a function of temporal window. At 10^6 yr time frames a relative slip rate of 0.1 mm/yr is characteristic of Galilee faults. Shorter time scales (10^4 - 10^5 yr) are influenced by the proximity of seismic events and presents faster slip rates. Numbers correspond to locations in table 4.

780 ka and 460 ka and terminated no later than 170 ka. The first option (from 780 ka to 170 ka) implies a tilting rate of $1^\circ/16$ ky, and the second option (from 460 ka to 170 ka) implies a tilting rate of $1^\circ/8$ ky.

The termination of tilting on one hand and the absence of a connecting fault scarp on the other may indicate that the relay ramp is in a state of transfer between two deformation regimes: from a developing ramp during fault propagation to a breached ramp. This relay ramp state implies that the bounding normal fault stopped propagating and that its tip is very close to the surface. Analyses of the two western transects (crossing the southern fault) support this interpretation and suggest that the tip of the buried normal fault is only a few hundreds of meters (200-400) below the surface (Fig. 3). Furthermore, analyses of the eastern transects also suggests that a fault underlies the relay ramp and that its tip is also 200-400 meters below the surface. Combined, these analyses suggest that the relay ramp might be close to being breached by a connecting fault. Such geometry could explain the termination of tilting along the southern flank of the relay ramp.

The results of the mechanical model imply a displacement on the southern bounding fault of 300-400m (Fig. 5). When this normal displacement is considered together with the temporal framework of 300 ky -600 ky of activity implied by the OSL dating of the tilted coluvial wedges, maximum average displacement rates that range between 0.5 mm yr⁻¹ and 1.33 mm yr⁻¹ are derived. An interesting temporal pattern of displacement rates appears when slip rates calculated in this study are compared with other rates calculated along other normal faults in the Galilee over various time spans (Table 4, Fig. 7). An average slip rate of 0.85 mm/yr over the past 12 ky is calculated from cosmogenic ³⁶Cl exposure ages at the Nahaf east fault (Gran et al., 2001). An average slip rate of 0.15 mm yr⁻¹ is calculated from the offset of ~1.7 Ma basalts in the eastern Upper Galilee (Mor et al., 1987) and an average slip rates of 0.1 mm yr⁻¹ is calculated from displaced Pliocene basalt flows along the Turan fault and Haon escarpment for the past ~4 Ma (Heimann et al., 1996; Mor, 1993; Shaliv, 1991; Matmon et al., 2000). A slip rate of ~0.1 mm yr⁻¹ is also calculated from displaced basalts for the past 6 Ma along the Gilboa fault (Shaliv, 1991). An apparent increase in slip rate is recognized with narrowing of the observed time window. However, we do not think that slip rates have actually increased with time. The 10⁶ yr time frame is sufficient to express the actual average slip rate without being influenced by recent periods of either fast or slow seismic activity. Calculated slip rates over shorter periods (10⁴-10⁵ yr) are influenced by individual or clustered seismic events and thus show faster slip rates. The data supports a seismic pattern that includes short periods of intense activity alternating with long periods of tectonic quiescence. With time, the ratio between active and quiet periods decrease and the calculated slip rate decreases as well.

If we assume that all the displacement on the fault is converted to displacement at the surface (i.e. a perfectly elastic medium), that no displacement is accommodated in creep, and that a large earthquake (i.e. M6.5-M7) would result from a displacement of about one meter (Wells and Coppersmith, 1994) then the 300 meters of displacement (i.e. 100 large earthquakes) calculated above in a time frame of 300 ky -600 ky, would result in an average reoccurrence interval for large earthquakes that ranges between 1000 - 2000 years. Gran et al. (2001) also calculated possible earthquake magnitudes that range between M6.8 and M7.1 that would result in the observed displacements.

In this study we carried out a spatial and temporal analysis of a kilometer-scale relay ramp structure exposed in the Zurim escarpment, an extensional terrain in northern Israel. Structural mapping of the ramp indicates an asymmetric fold with fold-axis situated along the unexposed continuation of the down-ramp boundary normal fault.

Both analyses and 2D mechanical simulations suggest that the buried tip of the fault is only a few hundred meters below the surface on the verge of breaching.

A sequence of six distinguishable calcified coluvial wedges is exposed at the base of the steep flank of the relay ramp. The wedges rest at angles successively decreasing from 67° at the bottom to 30° at the top. We suggest that the increasing angle of the wedges is the result of the development of the relay ramp over the buried tip of the down-ramp boundary fault. We use paleomagnetic measurements (Inclination anomaly) to test this hypothesis. Rock magnetic measurements as well as statistical analysis suggest a sin-tectonic chemical remanent magnetization (CRM) process. Inclination anomalies of the fractured bedrock and wedges (1), (2) and (4) are about 20° and 11° respectively. These anomalies are in agreement with the expected trend yet, reflect only part of the tectonic tilt.

Long term and independent activity of fault segments along the Zurim Escarpment is indicated by termination of activity on the studied fault ca. 170±20 ka and inferred substantial seismic activity during the late Pleistocene and Holocene on the Nahef Fault, several km eastward on the same escarpment. Negative correlation between average slip rates and time-windows along normal faults in the Galilee, implies short periods of intense tectonic activity alternating with long periods of tectonic quiescence.

References

- Adachi, K., and Kato, K., 2000, Formation of smooth wear surfaces on alumina ceramics by embedding and tribo-sintering of fine wear particles: *Wear*, v. 245, p. 84–91, doi:10.1016/S0043-1648(00)00468-3.
- Ahnert, F., 1996. *Introduction to Geomorphology*. Arnold, London, 352 pp.
- Anooshehpour, A., Brune, J.N. and Zeng, Y., 2004. Methodology for obtaining constraints on ground motion from precariously balanced rocks. *Bulletin of The Seismological Society of America*, 94(1): 285-303.
- Ball, M.H., and Ball, D., 1953, Oil Prospects of Israel, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 37: 1-113.
- Beckmann, P., and Spizzichino, A., 1963, The scattering of electromagnetic waves from rough surfaces: *International Series of Monographs on Electromagnetic Waves, Volume 4*: Oxford, UK, Pergamon Press, 503 p.

- Begin, Z. B., Zilberman, E., 1997. Main stages and rates of relief development in Israel. Geological Survey of Israel, Report GSI/24/97, 63 pp.
- Bentor, Y. K., and Vroman, A. J., 1951, Map of the Negev, Sheet 18: Avedat, scale 1:100,000, Israel Army SCI, 98 p.
- Bentor, Y. K., and Vroman, A. J., 1961, Map of the Negev, Sheet 16: Mt. Sedom, scale 1:100,000, Israel Army SCI, 98 p.
- Bentor, Y. K., Vroman, A. Zak, I., 1965. The geological map of Israel, southern sheet Israel Geological Survey, Jerusalem.
- Buchbinder, B., 1963, The Geology of Ma'a lot – Tarshiha area. MSc Thesis, Hebrew University Jerusalem (in Hebrew).
- Busk, H.G. 1957. Earth Flexures: their geometry and their representation and analysis in geological section with special reference to the problem of oil finding. New York: W. Trussell.
- Carpinteri, A. and Ferro, G., 1998. Scaling behaviour and dual renormalization of experimental tensile softening responses. *Materials and Structures*, 31(5): 303-309.
- Crider, J.G., and Peacock, D.C.P., 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust; a review of field observations. *Journal of Structural Geology* 26(4), 691-707.
- Cohen, Z., 1988, Hydrocarbon potential of Israel, highlights of basin analysis: Oil Exploration in Israel Ltd., Exploration Department, 79 p.
- Demarest, H.H., Jr., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research* 88, 4321-4328.
- Ebinger, C. J., Battle, T. D., Forsyth, D. W., and Bowin, C. O., 1989, Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar Plateaus and dynamic compensation of the uplift. *Journal of Geophysical Research*, 94: 2883-2901.
- Ebinger, C. J., Karner, G. D., and Weissel, J. K., 1991, Mechanical strength of extended continental lithosphere: constraints from the western rift system, East Africa, *Tectonics*, 10: 1239-1256.
- Eliezri, I.Z., 1965. The geology of the Beit-Jann region (Galilee, Israel). *Israel. J. Earth Sci.*, 14: 51-66.
- Erickson, L., 1987. A three-dimensional dislocation program with application to faulting in the Earth. Applied Earth Science Department, Stanford University, California.

- Eyal, Y., Stress field fluctuations along the Dead Sea Rift since the middle Miocene. *Tectonics*, 15, 157-170, 1996.
- Fisher, R. R., 1953. Dispersion on a sphere, *Royal Society of London Proceedings Series A*, 217, 295.
- Flexer, A., 1964, The Paleogeography of the Senonian and Mastrichian in Northern Israel, [Ph.D. thesis] Hebrew University of Jerusalem, 157 p. (in Hebrew).
- Flexer, A., Freund, R., Reiss, Z. and Buchbinder, B., 1970. Santonian paleostructure of the Galilee. *Israel. J. Earth Sci.*, 19: 14-146.
- Frank, R., 2003, Cenomanian breccias in the Galilee northern Israel (e.g. Adamit, Meilia, Peqi'in): facies, genesis and structural paleogeographic context. Unpublished M.Sc. thesis, Ben-Gurion University of the Negev.
- Freund, R., 1959, On the stratigraphy and tectonics of the Upper Cretaceous in western Galilee, *Bulletin of the Research Council of Israel*, 8G: 43-50.
- Freund, R., 1970. The geometry of faulting in Galilee. *Israel Journal of Earth Sciences* 19, 117-140.
- Garfunkel, Z., 1978. The Negev – regional synthesis of sedimentary basins. Tenth International Congress of Sedimentology, Jerusalem, Guidebook to excursions 1, 33-110.
- Garfunkel, Z., 1970. The tectonics of the western margins of the southern Arava (in Hebrew, English abstract), Ph.D. thesis, 204 pp., Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem.
- Golani, U., 1957. The Geology of the Meghar region (in Hebrew). M.Sc. thesis, 54 pp., Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem.
- Gran, S. E., Matmon, A., Bierman, P.R., Rizzo, D., Enzel, Y., and Caffee, M. 2001. Determination of displacement history from a limestone normal fault scarp using cosmogenic ^{36}Cl , northern Israel. *Journal of Geophysical Research* 106, B3, 4247- 4264.
- Guralnik, B., Almog, E., Weinberger, r., and Agnon, A., 2006. Analytical Solutions of Classical and Modified Busk Methods for Fold Analysis, *Israel Geological Society, Annual meeting, Bet Shean, abstracts*, 49.
- Hancock, P.L., and Barka, A.A., 1987, Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey: *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 573–584, doi:10.1016/0191-8141(87)90142-8.

Hantz, D., Vengeon, J.M. and Dussauge-Peisser, C., 2003. An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 693-701.

Hardy and McClay, 1999 Kinematic modelling of extensional fault-propagation folding, *Journal of Structural Geology* 21 (1999), pp. 695–702.

Harp, E.L. and Jibson, R.W., 2002. Anomalous concentrations of seismically triggered rock falls in Pacoima Canyon. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8): 3180-3189.

Harp, E.L. and Noble, M.A., 1993. An engineering rock classification to evaluate seismic rock-fall susceptibility and its application to the Wasatch front. *Bulletin of The Association of Engineering Geologists*, 30(3): 293-319.

Harp, E.L. and Wilson, R.C., 1995. Shaking intensity thresholds for rock falls and slides: Evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills earthquake strong-motion records. *Bulletin Of The Seismological Society Of America*, 85(6): 1739-1757.

Heimann, A., Steinitz, G., Mor, D., and Shaliv, G., 1996. The geochronology of the Cover Basalt: revised K-Ar and new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geological Survey of Israel Report GSI/6/96*, 35 p.

Hirose, T., Mizoguchi, K., and Shimamoto, T., 2012, Wear processes in rocks at slow to high slip rates: *Journal of Structural Geology*, v. 38, p. 102–116, doi:10.1016/j.jsg.2011.12.007.

Hofstetter, A., van Eck, T., Shapira, A., 1996. Seismic activity along the fault branches of the Dead Sea-Jordan Transform System: the Carmel-Tirtza fault system. *Tectonophysics* 267, 317-330.

Jackson, J., and McKenzie, D., 1999, A hectare of fresh striations on the Arkitsa fault, central Greece: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1–6, doi:10.1016/S0191-8141(98)00091-1.

Kafri, U., 1997. Neogene to Quaternary drainage systems and their relationship to young tectonics: Lower Galilee, Israel. *Geological Survey of Israel, Report GSI/1/97*, 50p.

Kafri, U. 1972. The Geological Map of Israel, 1:50,000, Sheet 1-IV, Nahariyya, Geol. Surv. Israel, Ministry of Development, State of Israel.

Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International* 62, (3), 699–718.

Keefer, D.K., 1984. Landslides Caused by Earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4): 406-421.

- Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T. and Matsukura, Y., 2006. Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan. *Geomorphology*, 80: 236-244.
- Kooi, H., and Beaumont, C., 1994, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research*, 99: 12,191-112,209.
- Marzorati, S., Luzi, L. and De Amicis, M., 2002. Rock falls induced by earthquakes: a statistical approach. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22: 565-577.
- Levy, Y., 1983. The geological map of Israel, Shefaràm. Geological Survey of Israel, Ministry of Development, State of Israel, scale 1:50,000, Sheet 3-II.
- May, P. R., 1987. Oil and gas potential of the Galilee, Israel, Oil Exploration of Israel Ltd, Report 87/12, 79p.
- Matmon, A., Enzel, Y., Zilberman, E. and Heimann, A., 1999. Late Pliocene and Pleistocene reversal of drainage systems in northern Israel: tectonic implications. *Geomorphology*, 28(1-2): 43-59.
- Matmon, A., Zilberman, E. and Enzel, Y., 2000. Determination of escarpment age using morphologic analysis: an example from the Galilee, northern Israel. *Geological Society of America Bulletin*, 112(12): 1864-1876.
- Matmon, A., Wdowinski, S., and Hall, J., 2003. Morphological and structural relations in the Galilee extensional domain, northern Israel. *Tectonophysics* 371, 223-241.
- Michaeli, L., 1992a. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/1/92, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Michaeli, L., 1992b. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/29/92, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Michaeli, L., 1992c. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/35/92, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Michaeli, L., 1992d. Michaeli, L., 1992. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/12/92, Geological Survey of Israel, Jerusalem., Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Michaeli, L., 1993a. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/03/93, Geological Survey of Israel, Jerusalem.

- Michaeli, L., 1993b. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/15/93, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Michaeli, L., 1993c. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/33/93, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Michaeli, L., 1993d. Laboratory tests on rock samples, Progressive technical report. TR-GSI/34/93, Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Mor, D., Levitte, D., Steinitz, G., and Lang, B., 1987. The volcanic history of the Ramat Dalton (Upper Galilee) according to K-Ar dating. Israel Geological Society, Annual meeting, abstracts, p. 93.
- Mor, D., 1993. A time-table for the Levant Volcanic Province, according to K-Ar dating in the Golan Heights, Israel. *Journal of African Earth Sciences* 16, 3, 223-234.
- Nash, W.A., 1972. *Strength of materials* 2nd ed. McGraw-Hill, New York, 396 pp.
- Peacock, D.C.P., 2003. Scaling of transfer zones in the British Isles. *Journal of Structural Geology* 25(10), 1561-1567.
- Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 1994. Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78 (2), 147-165.
- Picard, L., 1943, Structure and evolution of Palestine with comparative notes on neighboring countries, Hebrew University of Jerusalem, Geology Department Bulletin, 4, 134 p.
- Picard, L. and Golani, U., 1965. The geological map of Israel, northern sheet. Israel Geological Survey, Jerusalem.
- Polakowski, N.H. and Ripling, E.J., 1966. *Strength and structure of engineering materials*. Prentice Hall, New Jersey, 535 pp.
- Power, W.L., and Tullis, T.E., 1989, The relationship between slickenside surfaces in fine-grained quartz and the seismic cycle: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 879-893, doi:10.1016/0191-8141(89)90105-3.
- Reches, Z., Zoback, M. D., 1996. Mechanical modeling of a fault-fold system with application to the Loma Prieta earthquake, 1989. In: Tomas Holzer (editor) "The Loma Prieta California earthquake of October 17, 1989", US Geological Survey Professional Paper #1550 (A), 183-194.
- Rosendahl, B.R., 1987, Architecture of continental rift with special reference to East Africa, *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 15: 445-503.

- Ron, H., 1978, The Peqi'in Fault and the Adjacent Breccias: Tectonic and sedimentary analysis of the Peqi'in fault and breccia. Unpublished MSc Thesis, Hebrew University Jerusalem (in Hebrew).
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z. and Nur, A., 1984. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7): 6256-6270.
- Ron, H. and Eyal, Y., 1985. Intraplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea transform, northern Israel. *Tectonics*, 4, 1, 85-105.
- Sagy, A., Brodsky, E.E., and Axen, G.J., 2007, Evolution of fault-surface roughness with slip: *Geology*, v. 35, p. 283–286, doi:10.1130/G23235A.1.
- Salamon, A., 1987, The Monoclines in the Northern Negev: A Model of Tilted Blocks and Shortening. M.Sc. thesis, Jerusalem, Hebrew University of Jerusalem, (in Hebrew with English abstract), 101 p.
- Shaliv, G., 1991. Stages in the tectonic and volcanic history of the Neogene basin in the Lower Galilee and the valleys. Geological Survey of Israel Report GSI/11/91, 101 pp.
- Schumm, S.A. and Chorley, R.J., 1964. The fall of threatenning rock. *American Journal Of Science* 262: 1041-1054.
- Siman-Tov, S., Aharonov, E., Sagy, A., Emmanuel, S., 2013, Nanograins Form Carbonate "Fault Mirrors": *Geology*, doi: 10.1130/G34087.1.
- Smith, S.A.F., Di Toro, G., Kim, S., Ree, J.-H., Nielsen, S., Billi, A., and Spiess, R., 2013, Coseismic recrystallization during shallow earthquake slip: *Geology*, v. 41, p. 63–66, doi:10.1130/G33588.1.
- Tauxe L., Kylastra N. and Constable C., 1991. Bootstrap statistics for paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research* 96 (B7), 11723-11740.
- ten Brink, U.S., Schoenberg, N., Kovach, R.L., and Ben-Avraham, Z., 1990, Uplift and possible Moho offset across the Dead Sea transform. In: Kovach R.L. and Ben-Avraham, Z. eds., *Geologic and Tectonic Processes of the Dead Sea Transform Zone: Tectonophysics*, 180: 71-85.
- Trudgill, B., and Cartwright, J., 2004. Relay-ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah. *Geological Society of America Bulletin* 106; 9, 1143-1157.
- Vendeville, B., Hongxing, G., Jackson, M. P. A., 1995. Scale models of salt tectonics during basement-involved extension, *Petroleum Geoscience* 1, pp. 179–183.

Waltham, A.C., 1994. *Foundation of Engineering Geology*. Blackie Academic and Professional, London.

Wdowinski, S., and Zilberman, E., 1996, Kinematic modeling of large scale structural asymmetry across the Dead Sea Transform, *Tectonophys.*, 266: 187-201.

Wdowinski, S., and Zilberman, E., 1997, Systematic analyses of the large-scale topography and structure across the Dead Sea Rift. *Tectonics*, 16: 409-424.

Wells, D. L., and K. J. Coppersmith, Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement, 1994. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 974-1002.

Withjack et al., 1990 M.O. Withjack, J. Olson and E. Peterson, Experimental models of extensional forced folds, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74 (1990), pp. 1038-1054;

Young, R. W., 1983, The tempo of geomorphological change: Evidence from southeastern Australia. *Journal of Geology*, 91: 221-230.

Zett, G.A., and Obradovich, J.D., 1994. Ar-40/Ar-39 Age constraints for the Jaramillo normal subchron and the Matuyama-Brunhs geomagnetic boundary. *Journal of Geophysical Research* 99 (B2), 2925-2934.