

כנס החברה הגיאולוגית הישראלית

סיורים

נצרת 2008



כנס החברה הגיאולוגית הישראלית



סיורים

עורכים:

נבות מורג

יבחר גנאור

ירון בארי-שליון

נעמה גזית יערי

איתי רזניק

רן טף

הוצאה לאור ע"י החברה הגיאולוגית הישראלית

עיצוב גרפי: חנה נצר-כהן

תמונת שער: מתלול צורים. צילום: נבות מורג

הפקה: אפרת 2000, ירושלים

טלפון: 02-6522144

רשימת סיורים:

סיור מס' 1

מערכות קרבונטיות קנומן-טורוניות בגליל המערבי לאור לימוד מחודש של החתך הסטריגרפי

1 רן פרנק, חיים בנימיני ובנימין בוכבינדר

סיור מס' 2

סינקלינת אלונים-מנשה: מערך מרחבי של גיאולוגיה, נארי, קרקע ומשק מים כבסיס לתפוצת הצומח

29 ניר הר, אורי שני ויוסי ריוב

סיור מס' 3

אתגרים גאואהנדסיים לאורך מדרונות הר קדומים (הר הקפיצה), נצרת, וסיור במנהרות נילי הנמצאות בשלב בניה בקטע 18 של כביש חוצה ישראל

49 משה לוי, עזי זלצמן ורז קדמור

סיור מס' 4

סיור לאתרים טקטוניים לאורך העתק הכרמל והעתק נשר

67 עזרא זילברמן, נעם גרינבאום ולנא אשקר

סיור מס' 5

השבירה בגליל – הסתכלות מחודשת

91 עמיחי סנה ורם וינברגר

סיור מס' 6

Geomorphology and Tectonics along the Zurim escarpment

Ari Matmon, Oded Katz, Shalev Siman-Tov, Amotz Agnon and Ron Sha'ar

138

סיור מס' 1

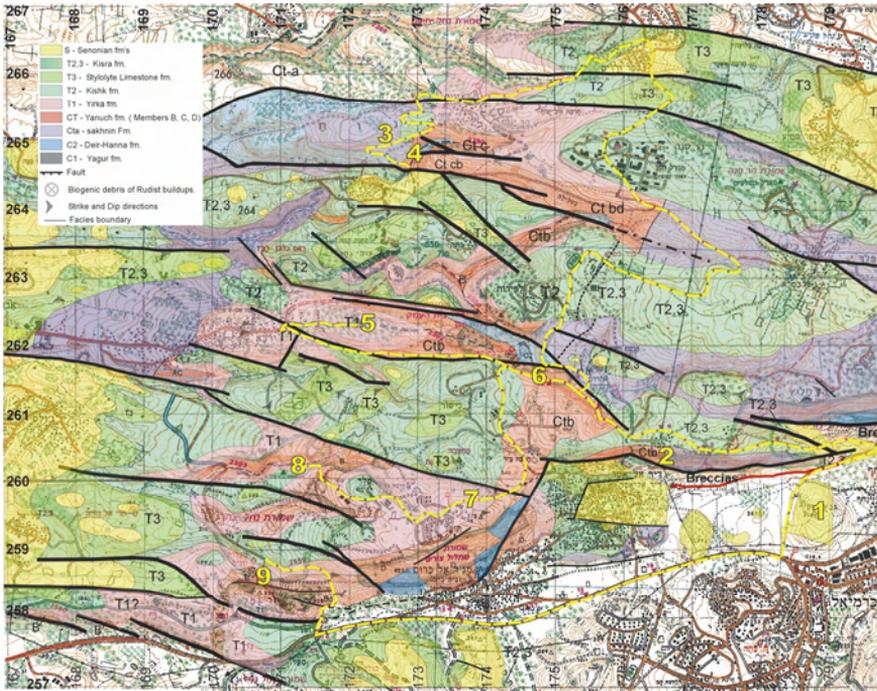
מערכות קרבונטיות קנומן-טורוניות בגליל המערבי לאור לימוד מחודש של החתך הסטרטיגרפי

רן פרנק^{1,2}, חיים בנימיני^{2,1} ובנימין בוכבינדר³

- 1 המחלקה לגיאולוגיה ומדעי הסביבה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר-שבע
- 2 מרכז מדע רמון, מצפה רמון
- 3 המכון הגיאולוגי, ירושלים

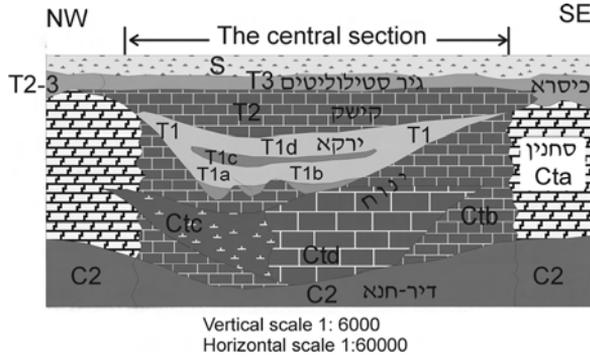
מבוא

חתך הסלעים הקנומן-טורוני של אזור ירקא-פקיעין בגליל המערבי מופה בקנה מידה של 1:50,000 ע"י פרוינד (1958) (תרשים 1).



תרשים 1: מפה גיאולוגית של אזור ירקא-פקיעין (פרוינד, 1958) ומיקום תחנות הסיוור

מפה זו מבטאת את הליתוסטרטיגרפיה והמבנה המקומי, וכן את היחסים בין יחידות ליתופציאליות וקונפגורציה פליאוגיאוגרפית במהלך הקנומן העליון והטורון כפי שפורשו ע"י חוקר זה בגליל המערבי (תרשימים 2, 3).



תרשים 2: הסטריגרפיה של אזור ירקא-פקיעין (Freund, 1965)



תרשים 3: מודל פליאוגיאוגרפי למערב הגליל בקנומן העליון ובטורון (Freund, 1965)

חלק מאזור הגליל המערבי בין מג'ד אל-כרום בדרום-מערב לינוח בצפון מזרח הוגדר ע"י פרוינד (1958) כ"אזור המרכזי". אזור זה הינו רצועה ליתולוגית בכוון צפון-מזרח - דרום-דרום-מערב בה נצפו ומופו יחידות סלע גריות-קירטוניות וחואריות הכוללות קירטון רך של תצורת דיר-חנא (תצורת טופניה של פרוינד, 1958), גירים ביוקלסטיים וקירטונים של תצורת ינוח, חוארים, קירטונים וגירים של תצורת ירקא, וגירים פלואידליים של תצורת בענה (תצורת קישק של פרוינד, 1958). הגדרת "האזור המרכזי" מדגישה את השונות הליתולוגית של רצועה זו ביחס ל"אזורים הצדדיים" הגובלים ממזרח וממערב ב"אזור המרכזי", שבהם מופו דולומיטים שיוחסו לתצורת סחנין (ראש-צורים של פרוינד, 1958) וגירים שיוחסו לתצורת בענה (תצורת כיסרא של פרוינד, 1958). הסטריגרפיה ב"אזורים הצדדיים" כפי שהוגדרה ע"י Freund (1960) דומה לזו שזוהתה ע"י ממפים שונים בחלקים אחרים של הגליל (לדוגמא, Kafri, 1972, 1991; Sneh, 2002, 2004; Sneh & Weinberger, 1972, 1991, 2003; Baida, 1964; 1962; וולף, 1967).

פרוינד (1958, 1965) הציע כי השונות הליתולוגית של ה"אזור המרכזי" נובעת מהשקעה קרבונטית בתוך אגן, 'אגן ירקא', שנוצר על פלטפורמה קרבונטית רדודה. אגן זה, החל להשתפל כתוצאה מתנועות עומק אנכיות במהלך הקנומן העליון ופעל גם בטורון. הליתולוגיות הגיריות-קירטוניות של 'אגן ירקא', הגובלות בבסיסן בקירטונים של תצורת דיר-חנא הקנומנית ובגן בחווארים של תצורת ירקא הטרונית, נכללו ע"י Freund (1960) בתצורת ינוח מגיל קנומן עליון בה הוגדרו שלושה פרטים – b,c,d (תרשים 2). לפרטים אלו יוחסה משמעות פציאלית והם הוסברו כסדימנטים פנים-אגניים קירטוניים (פרט c) או ביוקלסטיים-גירניים (פרט d) ששקעו באגן שהיה עמוק ביחס לרדדות (shoals) שוליים דולומיטיות שיחסו לתצורת סחנין. פרט b של תצורת ינוח הינו ביוקלסטי קלקארניטי עם נטיות ראשוניות חריפות. פרט זה פורש כריף רודיטיים בשולי 'אגן ירקא' (תרשים 3).

תצורת ירקא (Freund, 1960) היא יחידת מיפוי חווארית-קירטונית או גרית מגיל טורון תחתון עד תיכון האפיינית ל"אזור המרכזי". פרוינד (1962) ו-Freund & Raab (1969) הגדירו בשיטתיות את האמוניטים בתצורה זו וחילקו אותה לשישה biozones (T4-T9). תצורת ירקא מבטאת את השלב הטרוני של 'אגן ירקא'. על סמך תפוצתם המרחבית של אמוניטים מגיל טורון בצפון הלבנט, הציע Freund (1961) מודל פליאוגיאוגרפי לפיו 'אגן ירקא' הינו אגן טרוני פנים-פלטפורמי מארך וצר שהשתרע מהכרמל, דרך הגליל ואל תוך ה'בקעה' בלבנון. כמו כן הוצע כי אגנים אחרים אפיינו חלקים של ישראל והמזרח הקרוב בטורון.

סיוור זה מבוסס על בחינה מחדש של החתך הסטרטיגרפי בחלק זה של גליל המערבי (תרשים 1). הסיוור יתמקד ביחסי שדה בין יחידות פציאליות מגיל קנומן וטורון, בהגדרה של דפוסי ההצטברות האנכיים האופייניים לחתך הקנומני של הגליל המערבי וביחסים בין יחידות פציאליות קנומניות וטרוניות לבין תופעות מעוות סינדימינטרי מגיל קנומן מאוחר (תצורת ינוח).

תחנות הסיוור

תחנה 1 - גבעת זקיף (17880/25980):

תצפית על החתך הסטרטיגרפי של מצוק בקעת בית הכרם בשוליו המזרחיים של ה"אזור המרכזי".

הגעה לתחנה: מכביש עכו-כרמיאל (כביש 85), פונים צפונה בצומת כרמיאל אל כביש 854. ממשיכים צפונה כ-700 מטר ופונים מזרחה בכביש מפותל העולה לגבעת זקיף.

גבעת זקיף הינה גבעת משאר הבנויה מליתולוגיה חווארית רכה המיוחסת לחבורת הר-הצופים (תצורת ע'רב לפי לוי, 1983).

במבט מערבה מגבעת זקיף נראה החלק המערבי של בקעת בית-הכרם, המוגבלת בשוליה הצפוניים במצוק תלול (תמונה 1).



תמונה 1: התצורות סחנין וכיסרא (בענה) על מצוק בקעת בית הכרם מצפון לכרמיאל

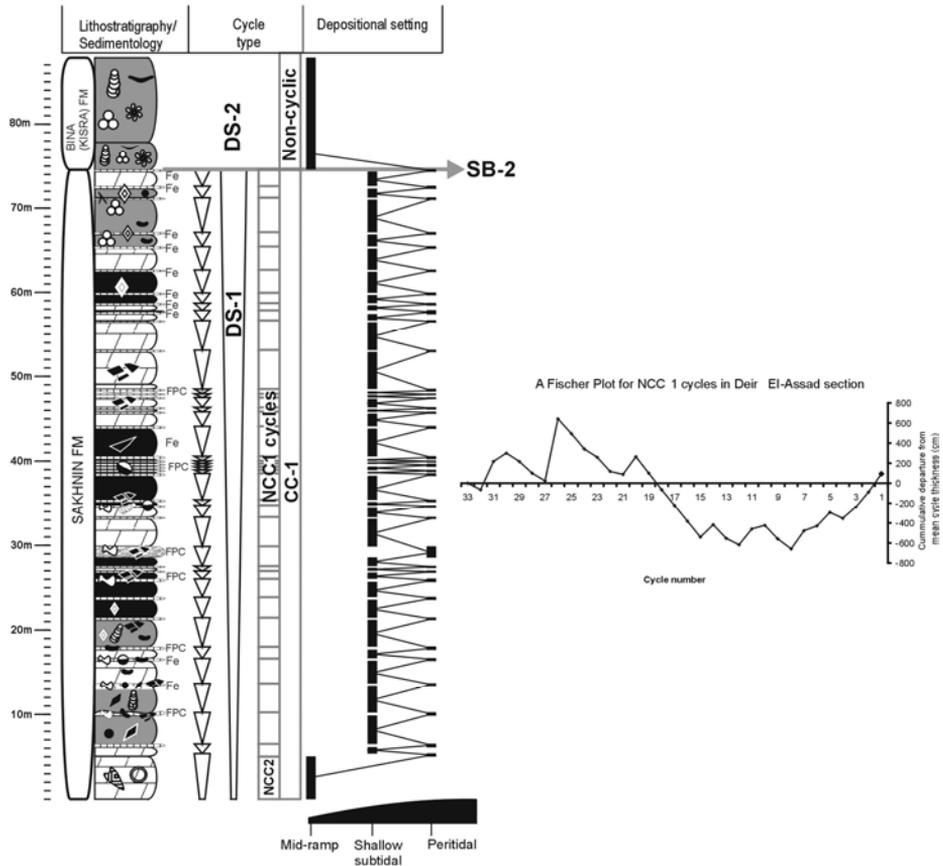
החתך החשוף על המצוק מתחיל בבסיסו בצלקת שבר חשופה עם סטרייק בכון מזרח-מערב. מעל לצלקת השבר נראה חתך מכוסה צמחיה וטאלוס מעליו נראה החלק התחתון של תצורת סחנין. השבר מציב את תצורת סחנין אל מול פרט אחיהוד של תצורת מנוחה (סנה, 2004). הדולומיטים של תצורת סחנין מתחילים כמסיביים ועוברים כלפי מעלה לטור של דולומיטים משוכבים היטב. מעל לדולומיטים הכהים של תצורת סחנין נראה חתך בעל גוון בהיר יותר של תצורת כיסרא (בענה) הגרית. מעל לתצורת כיסרא ניתן להבחין בחתך בעל גוון לבנבן בו נמצאו אמוניטים מגיל סנטון (*Texanites* sp.). חתך זה שייך לפרט הר-צפת של תצורת מנוחה (סנה, 2004). פרט זה מונח אל מול דולומיטים של תצורת סחנין מצפון, כשהמגע בניהם הינו שבר נורמלי.

הדולומיטים של תצורת סחנין באזור זה יוחסו ע"י פרוינד (1958) ו-Freund (1965) לפציאס שוליים דולומיטי של החלק המזרחי של 'אגן ירקא' (ראה מבוא וכן תרשימים 2, 3). מתוך לימוד חתך דיר אל-אסד (תרשים 4) וחתכים אחרים בתצורת סחנין בגליל, עולה כי תצורת סחנין הינה חלק ממחזור סדימנטרי בעל דפוס הצטברות אנכי קבוע. בתצפית מתחנה זו נראה חלק מהמחזור.

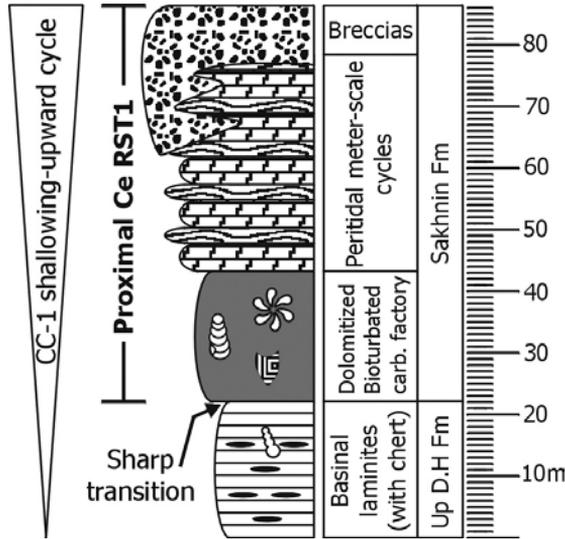
במצב של חשיפה מלאה, המחזור כולל את החלקים העליונים של תצורת דיר-חנא ואת תצורת סחנין. עוביו הוא עשרות מטרים ובאזור זה חשופים חלקית 70 המטרים העליונים (חתך דיר

אל-אסד, תרשים 4). המחזור בנוי משלוש יחידות פציאליות (תרשים 5): בחלקו התחתון פציאס אנוקסי בסינלי של החלקים הלמינריים העליונים של תצורת דיר-חנא (לא חשוף בחתך זה); בחלקו התיכון פציאס ביוקלסטי מסיבי מעורבל רודיטי-גסטרופודי של החלק התחתון של תצורת סחנין; מעליו, חלק משוכב היטב של תצורת סחנין המבטא פציאס רדוד פרי-טיידלי (peri-tidal). אבני הבניין של החלק העליון, המשוכב, של המחזור העבה הם מחזורים פרי-טיידליים רדודים בעובי של מטרים בודדים עד עשרות סנטימטרים בהם נצפה בתחנה הבאה.

Deir-EI-Assad section (DS)



תרשים 4: חתך דיר אל-אסד. החתך כולל את התצורות סחנין וכיסרא (בענה) על מצוק בקעת בית-הכרם



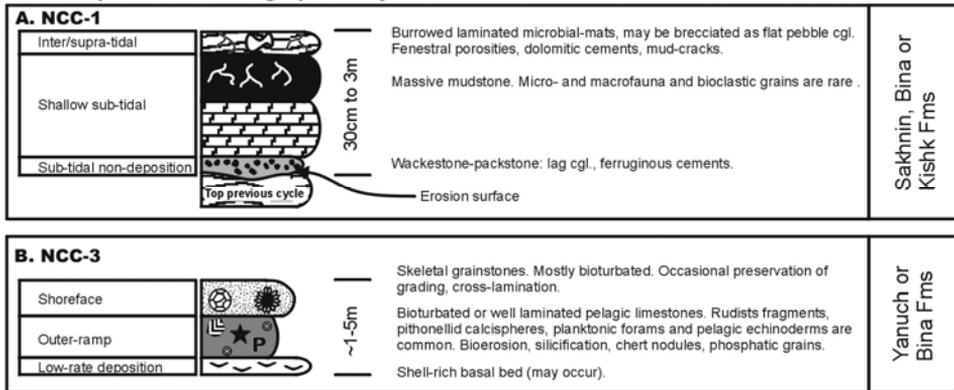
תרשים 5: מבנה של מחזור מורכב הטיפוסי לחלקים העליונים של תצורת דיר-חנא ולתצורת סחנין בצפון ישראל

תחנה 2 - מצוק בקעת בית הכרם ליד לבון (17675/26050):

תצפית על מחזורים פרי-טיידליים בשוליים המזרחיים של "האזור המרכזי". הגעה לתחנה: עולים דרך נחף על מצוק בקעת בית-הכרם. כמה עשרות מטרים אחרי הכניסה ללבון פונים דרומה ויורדים לדרך עפר. התחנה ממוקמת סטרטיגרפית בחלק העליון של תצורת סחנין, לקראת המגע עם תצורת כיסרא (בענה). בתחנה ניתן לראות מחזורים פרי-טיידליים האפייניים לחלק העליון של תצורת סחנין. בתרשים a6 נראית דוגמא למחזור פרי-טיידלי אידיאלי מסוג זה. מחזורים פרי-טיידליים בחלקה העליון של תצורת סחנין מתחילים במגע חד עם המחזור הקודם. המגע התחתון הינו ארוזיבי, לעיתים עם lag conglomerates. המחזורים מתחילים ביחידות מסיביות כתוצאה מביוטורבציה, בעלות טקסטורה של דולומיטים מיקריטיים עניים במאובנים (mudstones). בחלקים העליונים של תצורת סחנין, לקראת המגע עם תצורת כיסרא (בענה), היחידות התחתונות מתעשרות במאובנים גדולים כגון אקטאונולות ו chondrodonts. פציאס זה מבטא סביבה סוב-טיידלית בוצית מתחת לבסיס הסופות. בחלקים גבוהים יותר של המחזור ישנם לעיתים אופקים הבנויים מביוקלסטים שבורים. אפקים אלו מבטאים הרדדה יחסית לטווח השפעת הגלים. בגגות המחזורים ניתן לזהות אופקים למינריים מיקריטיים ללא מיקרופאונה. הלמינות באפקים אלו לא-רגולריות, מופרעות ולעיתים לא המשכיות. בחלקן ניתן לזהות flat-pebble conglomerates. מיקרופציאס של האופקים הלמינריים העליונים מראה שהם בנויים מאוטו-מיקריטים (automicrites) שמקורם מיקרוביאלי וכי הם מכילים חללים פנסטרליים (fenestral porosities) שנפתחו כתוצאה מבריחת גזים

מהסדימנט. חללים אלו מלאים לעיתים בסילט קרבונטי שהינו תוצר הבליה המכנית של קירות החלל באזור הוודוזי (vadose silt), או שהם מלאים בצמנטים דולומיטיים. רכיבים אלו אפיינים לסביבות אינטר- וסופרה-טיידלות רצנטיות (לדוגמא, Shinn et al., 1966) וחלקם הם תוצרי הליתפיקציה והאירוזיה של קרומים מיקרוביאליים המתפתחים באופן מעדף באזורים עקתיים (stressed) אינטר- וסופרה-טיידליים.

Non-composite shallowing-upward cycles



תרשים 6: שני טיפוסים של מחזורים סדימנטריים לא-מורכבים בעובי מטרים בודדים עד עשרות סנטימטרים. (A) מחזור פריטיידלי, מופיע בחלקים העליונים של תצורת סחנין ובחלקים של תצורת בענה בצפון ישראל. (B) מחזור סובטיידלי. בונים את כל, או חלק, מתצורת ינוח במערב הגליל ואת החלקים התחתונים של תצורת בענה במזרח הגליל (לדוגמא, נחל דישון)

הפציאס של החלק העליון של תצורת סחנין באזור דיר אל-אסד בנוי ממחזורים קטנים בעובי מטרים בודדים ומטה. מחזורים אלו מרכיבים את החלק המאוחר, הפרי-טיידלי, של מחזור סדימנטרי מורכב ועבה יותר (תרשים 5) האופייני לתצורת סחנין באזור זה ובגליל בכלל. דפוסי הצטברות אנכיים זהים זהו גם בצפון-מערב הגליל (נחל בצת), במזרח הגליל (נחל דישון), בהר קדומים (ליד נצרת) ובתצורת זכרון של חוטם הכרמל. גג המחזור, אליו התוודענו בתחנה זו, מבטא שיא בתהליך הדרגתי בו נפח האגן (accommodation space) התמלא בהדרגה עד לגבה פני הים. מחזור סדימנטרי מורכב זה מבטא מערכת של פרוגרדציה בה היצרנות הקרבונטית תלויה בפציאס הרודיטי-גסטרופודי המופיע בחלקה התחתון, המסיבי והמעורבל של תצורת סחנין (תרשים 5).

עקומת פישר (Fischer plot של Fischer, 1964) לחלק זה של המחזור המורכב (תרשים 4) מבוססת על זיהוי ומדידה של המחזורים הפרי-טיידליים בחתך דיר-אל-אסד. העקומה מראה את השינויים בדפוס הצטברות של מחזורים בעובי מטרים בודדים האפייניים לחלק זה של תצורת סחנין בגליל. בהנחה שגורם אאוטוטי הכתיב את השינויים המחזוריים בחלק העליון של תצורת סחנין, לעקומה יש פוטנציאל כאמצעי קורלציה ע"פ מרחקים ארוכים. לעקומה יש משמעות מקומית המבטאת את השינוי לאורך זמן בנפח הזמן להצטברות סדימנטים. ניתן

להבחין במגמה הדרגתית של התרחבות ה- accommodation space לקראת גג תצורת סחנין באזור דיר אל-אסד.

תחנה 3 - כפר ינוח - מערב הורסט ינוח (17255/26515):

תצפית על תצורת סחנין בשוליים המערביים של "האזור המרכזי". הגעה לתחנה: חוצים את כפר וורדים לכוון מערב ומתחברים לכביש המוביל לינוח. יוצאים מינוח דרומה לכוון ג'ת וכ- 300 מטר לפני סיבוב חד בכביש פונים צפונה לדרך עפר המובילה לשדה מעובד.

התחנה ממוקמת בשדה מעובד ממערב לכפר ינוח, על ההורסט של ינוח. מדרום, שבר נורמלי הממקם את התצורות דיר-חנא, סחנין וינוח אל מול תצורת קישק (בענה). מצפון שבר נורמלי הממקם את תצורת דיר-חנא אל מול תצורת סחנין.

הדולומיטים של תצורת סחנין מהווים רכיב דומיננטי מכלל היחידות הליתוסטריטיגרפיות שמופו בחלק המערבי של הגליל והיא פורשה ע"י החוקרים השונים כמייצגת סביבת השקעה של ים חם ורדוד ושל רדדות שוליים של אגנים פנימיים (Kafri, 1972, 1991; פרוינד, 1958; Freund, 1965). בחלק המערבי של ההורסט של ינוח, בו ממוקמת התחנה הנוכחית, מופתה תצורה זו כשהיא ביחסים לטרליים עם גירים וגירים רכים של תצורת ינוח החשופים כמה מאות מטרים מזרחה יותר בנחל ינוח (פרוינד, 1958) (תרשים 7). יחסים אלו מבטאים את התפישה הפליאוגיאוגרפית של מחבר זה, לפיה יחידות פנים-אגניות של "האזור המרכזי" עוברות לכוון מערב צפון-מערב לרדדות שוליים דולומיטיות המהוות את החלק המערבי של 'אגן ירקא' (תרשימים 2, 3).

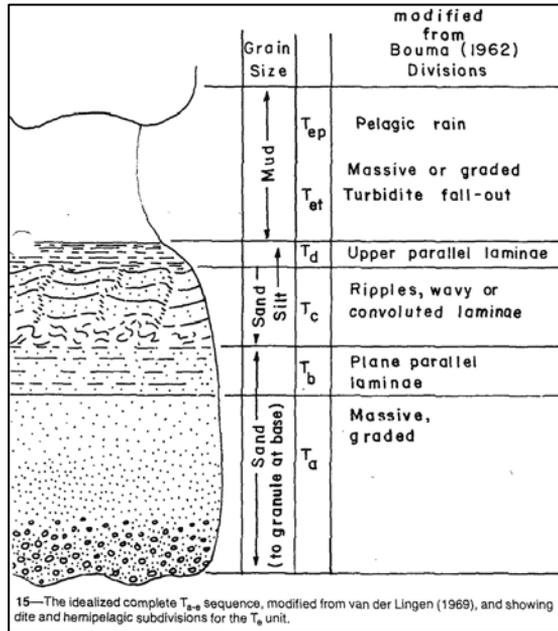


תרשים 7: מפה גיאולוגית (פרוינד, 1958) המראה את המעבר הפציאלי מתצורת ינוח לתצורת סחנין בשוליים המערביים של "האזור המרכזי"

תצפיות

דולומיט סחנין בתחנה זו בנוי מרצף אנכי המתחיל בדולומיטים מיקריטיים דקי גרגר מטיפוס 'חילו' העוברים כלפי מעלה לטור ביוקלסטי דול-ארניטי - דולו-סילטי - דולו-לוטיטי הבנוי מרצפים טורבידיטיים* בעובי של סנטימנטרים בודדים עד עשרות סנטימטרים.

*הערה: רצפים טורבידיטיים נלמדו באופן שיטתי ומפורט ע"י (Bouma 1962) שהגדיר את דפוסי ההצטברות האפיניים לאירועים של תנועת מסת גרגירים לא מלוכדים על מדרון. תוצרי ניתוח זה עובדו לכדי רצף המבטא דפוס הצטברות אידיאלי של אירוע טורבידיטי בודד בלתי מופרע (תרשים 8). תוצאות אלו בוקרו מאוחר יותר אך הן מקובלות גם כיום כרצף אידיאלי הבונה חלקים של יחידות אלוכטוניות של הים העמוק (Bouma sequence).



תרשים 8: טור טורבידיטי אידיאלי. מתוך: (Howell and Normak 1982)

במשופי תחנה זו ובאופן ברור יותר בבלוקים שהתנתקו מהם, נראים בבירור חתכים טורבידיטיים מדולמטים קלאסיים (Bouma sequences) המורכבים בעיקר מתת-היחידות Ta, Tb ולעיתים גם מהיחידות העליונות Tc ו Td (תרשים 8). ניתן לזהות יחידות בסיס הבנויות מגרגירים בגודל חול בינוני עד גס המראות normal grading. יחידות אלו הינן יחידות Ta. הן עוברות כלפי מעלה ליחידות למינריות-פלנריות בגודל גרגר של חול דק עד סילט גס. אלו הן יחידות Tb. מעליהן, ניתן לעיתים לזהות יחידות Tc עם ripple cross-lamination. במקרים נדירים זוהו יחידות פלנריות מסוג Td. רצפים אלו מופיעים כשהם באסוציאציה עם בלוקים דולומיטיים מנותקים.

הרצפים הטורבידיטיים המדולמטים הבונים את החלק המאוחר של תצורת סחנין באזור זה הינם משקעי ים עמוק ששקעו מתחת לבסיס הסופות. הם מופיעים באסוציאציה לבלוקים דולומיטיים אלוכטוניים שחלקם נגזר מסביבות פרי-טיידליות, שהוסעו במכניזם של debris flow. החלק המערבי של תצורת סחנין מבטא אם כן פצאס אלוכטוני ששקע באזור אגני עמוק

יחסית, וזאת בשונה מהפציאס הפרי-טיידלי הרדוד שנצפה בתצורת סחנין בשוליים המזרחיים של "האזור המרכזי" (ליד לבון, תחנה 2). מחזורים פרי-טיידליים לא מאפיינים אזור מערבי זה. תצפיות אלו, מהשוליים המערביים של ה"אזור המרכזי", עומדות בסתירה לתפישה לפיה התקיים בגליל המערבי אגן פנים-פלטפורמי מארך וצר ('אגן ירקא') והן מלמדות כי ההקשר הפליאוגיאוגרפי הכללי של אזור זה בקנומן הוא של ים פתוח ואף עמוק באופן יחסי. משקעים טורבידיטיים דקי גרגר ולמינריים כגון אלו נחשבים לדיסטליים. הם מופיעים בדרך כלל באסוציאציה עם דבריטים (debrites) בים העמוק. בסביבות קרבונטיות רצנטיות, סדימנטים דומים שוקעים כרצועות דיסטליות (sheets) במקביל לסטרייק של המדף (Mullins and Neuman, 1979) ובמערכות סיליסיקלסטיות קדומות הם מאפיינים חלקים שונים של מניפות אלוקטוניות (Howell and Normak, 1982).

היחסים בין הטור הטורבידיטי הדולומיטי לבין הטור הקירטוני-גירני של התצורת דיר-חנא וינוח, החשוף כמה מאות מטרים מזרחה מתחנה זו, ידונו בתחנה הבאה.

תחנה 4 - נחל ינוח (17330/26505):

תצפית על המגע בין תצורת דיר-חנא לתצורת ינוח בנחל ינוח. הגעה לתחנה: יורדים מינוח דרומה לכוון ג'ת. כ 300 מטרים אחרי סיבוב חד בכביש עוצרים על הגדה המערבית של נחל ינוח. נכנסים לנחל וממשיכים רגלית צפונה כ 25-20 דקות עד למפל תלול.

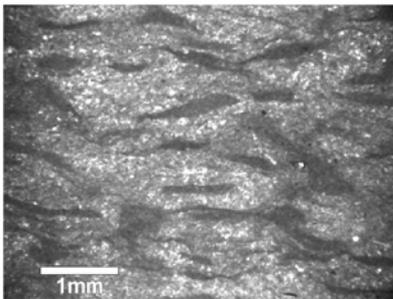
חתך הסלעים החשוף בנחל ינוח הוגדר ע"י (Freund, 1960) כחתך הטיפוסי של תצורת ינוח בגליל המערבי. עביו כ- 120 מטר והוא כולל ליתולוגיות של גירים ביוקלסטיים מסיביים של פרט d וליתולוגיות רכות יותר משוכבות היטב וקירטוניות של פרט c של תצורת ינוח. החתך נדגם מחדש תוך שימת דגש על שינויי פציאס ברמת השכבה.

תוך כדי עליה בערוץ נחל ינוח, נחשף חתך של גירים או קירטונים מוקשים של תצורת דיר-חנא. סלעים אלו משוכבים עד למינריים ומכילים נודולות צור שחורות או חומות. הם בנויים מחומר ביוקלסטי קלצי-סילטי עד קלצילוטיטי (דק גרגר) ששקע בגוף המים מתוך תרחיף. רכיבים של מיקרופאונה פלגית כגון pithonellid calcispheres, פורמיניפרים פלנקטוניים ופרגמנטים של קווצי-עור פלגיים משקפים פציאס אגני עם השפעות פלגיות. השיכוב הדק והלמינריות משקפים קרקעית ים סטגנטית עם מגבלות חמצן, בהתאמה להעדר כמעט מוחלט של בנתוס. במעלה הנחל, במפגש עם מפל תלול (17330/26505), נחשף מעבר חד מההופעה המשוכבת-למינרית של תצורת דיר-חנא אל גירים ביוקלסטיים מעורבלים (bioturbated) של בסיס תצורת ינוח (תמונה 2). ניתן להבחין כי מעבר ליתולוגי-פציאלי זה (דיר-חנא - ינוח) הוא חד ונעשה דרך מישור פלנרי אלכסוני הגודע שכבות אפקיות של תצורת דיר-חנא. מעל למישור נראות שכבות מעורבלות של תצורת ינוח. על המישור ובסמוך לו נמצאו מיקרו-טקסטורות

דומות לאלו האפייניות למישורי גזירה מילוניטיים בפרובינציות מטמורפיות (תמונה 3). מיקרו-טקסטורות אלו מוגבלות רק לאזור המישור והן כוללות התארכות חלקי סלע מפציאס תצורת דיר-חנא בכוון תת-מקביל למישור וכן טקסטורות עם התארכויות דמויות כנפיים עם סימטריה אורתורומבית, הדומות לטקסטורות ס במישורים מילוניטיים. הן מעידות כי המישור הפלנרי בגבול התצורות דיר-חנא - ינוח הינו מישור גזירה קדום, לארכו נע בלוק רוכב.



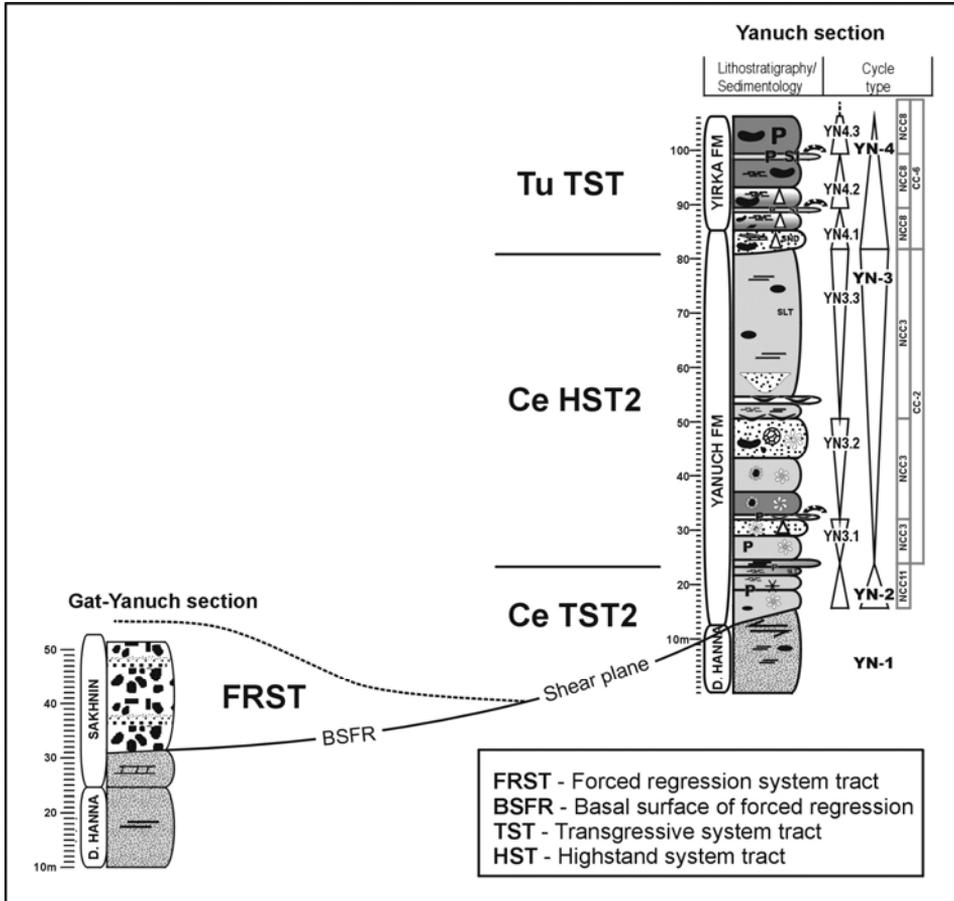
תמונה 2: מישור אי-רציפות במגע בין תצורת דיר-חנא לתצורת ינוח בנחל ינוח, מערב הגליל



תמונה 3: מיקרו-טקסטורות של גזירה לאורך מישור-רציפות שבין התצורות דיר-חנא לינוח בנחל ינוח, מערב הגליל

החתך של תצורת ינוח שנדגם מעל למישור (תרשים 9) מראה דפוסי הצטברות מחזוריים ללא מעוותים סינסדימנטריים פנימיים כפי שניתן היה לצפות מבלוק רוכב הנע על מישור תת-אפקי (translational slide) או ליסטרי (rotational slide). חתך זה מציין אם כן פציאס אלכטוני ששקע מאוחר לפעילות הגזירה על המישור.

הקודמת) ומישור הגזירה בין התצורות דיר-חנא וינוח בנחל ינוח הינם רכיבים של מערכת השקעה דיסטלית אחת (תרשים 10).



תרשים 10: יחסים בין חתך נחל ינוח לחתך ג'ת-ינוח הממוקם כמה מאות מטרים ממערב. מישור אי-ההתאמה במעבר דיר-חנא - ינוח בנחל ינוח הינו מישור גזירה, הקורלטיבי לחתך הטורבידיטי של תצורת סחנין ממערב

תחנה 5 - שלוחת ירקא (17190/26240):

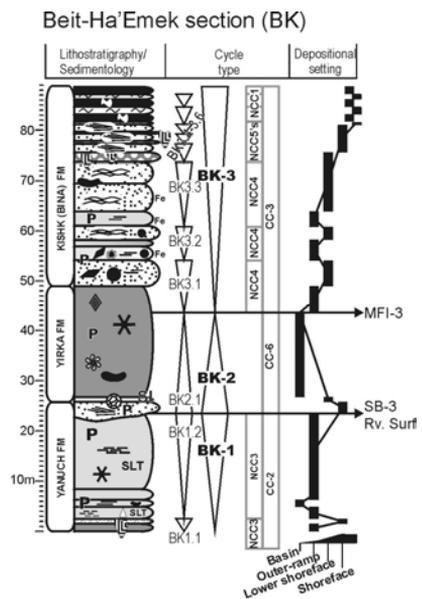
תצפית מרחוק על המבנה הסטריגריפי של תצורת ינוח מצפון לחרבת-תפן. הגעה לתחנה: חוזרים מינוח לכוון כפר ורדים ונוסעים דרומה על כביש 854 לכוון לפידות. כשני ק"מ מדרום לפידות פונים לצפון מערב, לכוון כישור. בצומת ירקא פונים מערבה לכוון ירקא.

לפני הכניסה לירקא פונים צפונה על כביש המטפס על השלוחה. ממשיכים רגלית צפונה דרך מטע זיתים עד פרשת המים, משם צפונה נשקף נחל בית העמק.

נקודת התצפית ממוקמת על שלוחת ירקא - חרבת-תפן. שלוחה זו היא הורסט המוגבל מצפון ע"י שברים נורמלים המורידים את תצורת מנוחה הסנונית אל מול תצורת ירקא מגיל טורון תחתון-תיכון. ההורסט מוגבל מדרום ע"י שבר נורמלי המוריד את תצורת קישק (בענה) אל מול התצורות ינוח וירקא.

מתחנה זו נביט צפונה על התצורות הקנומן-טורוניות הבונות את הגדה הצפונית של נחל בית העמק ונשים דגש על המבנה הסטרטיגרפי שמאפיין את תצורת ינוח מצפון לשלוחה של חרבת-תפן בה ממוקמת התחנה.

הליתולוגיה, החלוקה לפציאס והדפוסים המחזוריים של החתך הנראה על הגדה הצפונית של נחל בית-העמק מופיעים בתרשים 11. בבסיס הנחל חשוף החלק העליון של תצורת ינוח. התצורה מסתיימת בצורה האפיינית לאזור זה, בדרגש של גיר קשה ביוקלסטי. מעליו נראית תצורת ירקא כשהיא מכוסה בצמחיה אך משאירה ביטוי מורפולוגי של יחידת סלע רכה. תצורת ירקא בחתך זה מתחילה בליתולוגיה קירטונית-חווארית עם תרומה דומיננטית של מיקרו-רכיבים פלגיים. היא מסתיימת בחילופים של אפקי חוואר עם אפקי גיר ביוקלסטי שהינו אינטרוול המבטא הרדדה. במגע חד מעל לתצורת ירקא נראית תצורת קישק (בענה) הבנויה מגיר קשה פלואידלי (peloidal). ניתן להבחין בשיפועים ראשוניים בתצורת קישק. דיפים אלו הם של offshore bars קדומים שהתקדמו לדרום-מזרח, חלק ממערכת ה-shoreface אותה מבטאת תצורת קישק בחתך זה.



תרשים 11: חתך נחל בית-העמק. חשופים שני המחזורים הסדימנטריים הלא-מורכבים העליונים בתצורת ינוח

תצורת ינוח בחתך זה מבטאת את מבנה ההצטברות האנכי האפייני לאזור שמצפון לשלוחת חרב-תפן, מבנה הבא לביטוי בחתכים של נחל ינוח ונחל בית העמק (תרשימים 9, 11). באזור שמצפון לשלוחת חרב-תפן בנויה תצורת ינוח ממחזורים בעובי מקסימלי של עד 8 מטרים. אלו הם מחזורים סדימנטריים לא מורכבים, שכן הם בלתי ניתנים לפירוק למחזורים מסדר גבוה יותר. מחזורים מטיפוס זה (תרשים b6) מתחילים לעיתים באפקים עם ריכוזים שילדיים הבנויים בעיקר מ oysters קדוחים. שכבות אלו מציינות סדימנטציה בקצב נמוך יחסית בבסיס המחזור והן עוברות כלפי מעלה ליחידות אמצע בעלות מופע מסיבי מעורבל (bioturbated) או בעלות מופע קירטוני משוכב ולמינרי. יחידות האמצע הן בעלות מיקרו-רכיבים ממקור פלגי (pelagic) והן הצטברו על מדרון הרמפה החיצונית ואף עמוק יותר באגן. המחזורים מסתיימים בשכבות קלקארניטיות גסות גרגר, ממיונות היטב עם צמנטים קלציטיים מפותחים (grainstones) לעיתים עם שכוב צולב. יחידות אלו הן תוצר reworking של קרקעית הים ב'קדמת החוף' (shoreface), מתחת לבסיס הגלים (fair weather wave-base). שכבות אלו מציינות שיאה של מגמת הרדדה ומעליהן יתפתח מחזור חדש דומה. מחזורים לא-מורכבים מטיפוס זה הצטברו במצב של פרוגרדציה על מדרון תת-ימי מתון (רמפה הומוקלינלית). בשונה מהמחזורים הפרי-טיידליים שנצפו בתצורת סחנין באזור לבון (תחנה 2), מחזורי תצורת ינוח אינם מבטאים מילוי הנפח הזמין להצטברות סדימנטים (accommodation space) עד תומו (עד לגבה פני הים) אלא רק עד לבסיס הגלים והם משקפים קצבי יצרנות קרבונטית נמוכים יחסית ופרוגרדציה לא אפקטיבית או אגרדציה (aggradation). מחזורים סדימנטריים אלו, האפייניים לתצורת ינוח ניתנים לקיבוץ לכדי מחזור מורכב אחד המאפיין את התצורה כולה מצפון לחרב-תפן.

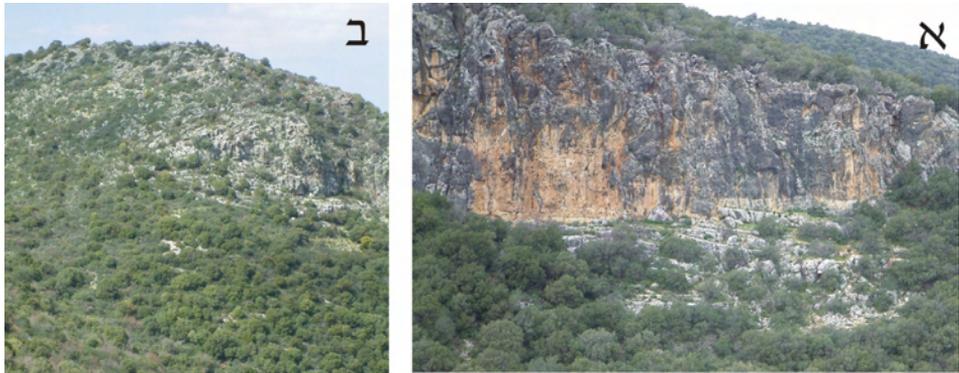
תחנה 6 - חרב-תפן (17442/26175):

יחסי שדה באזור חרב-תפן. הגעה לתחנה: חוזרים מירקא מזרחה לכוון צומת ירקא. ממשיכים רגלית מזרחה במורד הכביש לתצפית על חרב-תפן.

בתחנה זו נצפה על תצורת ינוח הבונה את הקצה המזרחי של ההורסט של חרב-תפן. הכיפה של חרב-תפן ממוקמת במפגש בין שני השברים הנורמליים המגבילים את ההורסט של חרב-תפן מדרום ומצפון. בנקודה זו ישנה חשיפה של חלק מתצורת דיר-חנא ושל פרט b הריפי של תצורת ינוח מעליו.

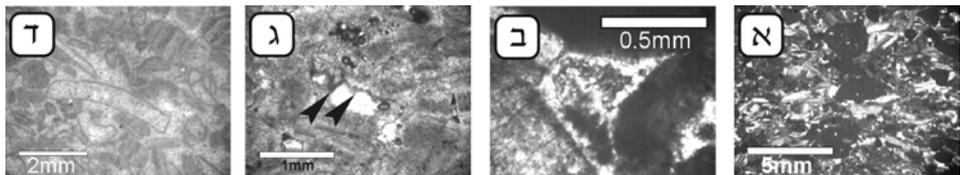
פרט b של תצורת ינוח מתחיל להופיע כרכיב דומיננטי בתצורת ינוח החל מחרב-תפן ודרומה, דרך נחל חמרה, ממערות יונים ועד לקניון נחל שגור שמדרום להר גמל. הפרט נראה מכאן כיחידה משוכבת היטב עם נטיות ראשוניות (קלינופורמים) והוא יוחס ע"י (Freund, 1965) לפציאס ריפי המתפתח על השוליים הדרום-מזרחיים של "אגן ירקא" (תרשים 3).

החתך של חרבת-תפן (תמונות 4א, ב) מתחיל בקירטונים משוכבים של תצורת דיר-חנא. מעליהם, נראית יחידה גירית משוכבת הנטויה 10° - 12° לצפון-מזרח. יחידה זו היא חלק מהפציאס המחזורי, הטיפוסי לתצורת ינוח. פציאס מחזורי זה נראה כאן מתחת ליחידה הקלינופורמית ונמצא בו הפורמיניפר הבנתוני *Cisalveolina fallax* המיוחס לקומן העליון ביותר ולבסיס הטורון. מעל לפציאס המחזורי נראה הפציאס הקלינופורמי של תצורת ינוח (פרט ב), כשהוא גודע אותו ומגדיר בניהם יחסי אי-התאמה (תמונה 4א). במעבר בין שתי היחידות, הקלינופורמים, הנוטים לדרום-מערב נראים ב- downlap ובפרוגרדציה על מישור הנטוי לצפון מזרח (תמונה 4ב). עובי החתך הקלינופורמי באזור זה הוא כ- 35-40 מטר והשכבות נטויות 22° - 25° לכוון אחיד: דרום-מערב.



תמונה 4: (א) המגע בין הפציאס המחזורי של תצורת ינוח בחרבת-תפן לגוף הקלקארניטי שמעליו. הפציאס המחזורי של תצורת ינוח נראה משוכב ונטוי לצפון-מזרח. הפציאס הקלקארניטי נוטה לדרום-מערב. בניהם מישור אי-רציפות וגידוע. (ב) יחסים בין הטור הקלקארניטי-קלינופורמי של חרבת-תפן לבין החתך שמתחתיו. הטור הקלקארניטי-קלינופורמי, הנוטה 25° - 22° לדרום-מערב, מונח על מישור נטוי לצפון מזרח. מתחת למישור, חתך דק של הפציאס המחזורי של תצורת ינוח ומתחתיו למיניטים של תצורת דיר-חנא

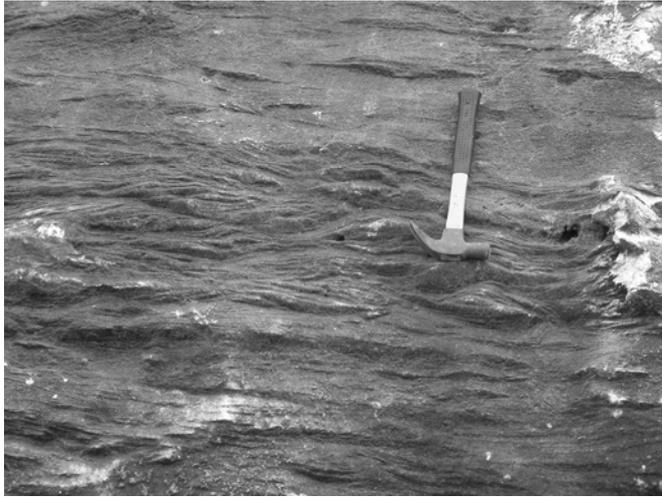
היחידה הקלינופורמית בנויה מקלקארניטים משוכבים היטב (grainstones) בהם דומיננטיים שברי מלוסקה כולל רודיסטים, שברי אצות גירניות, קווצי-עור (echinoderms) וחומר פלואידלי-ליתוקלסטי (תמונה 5).



תמונה 5: מיקרו-פציאס אפייני לקלקארניטים הקלינופורמיים של תצורת ינוח. (א) אצות גירניות ושברי מלוסקה, כולל שברי רודיסטים וחומר ליתוקלסטי-פלואידלי (חרבת-תפן). (ב) שני דורות של צמנט קרבונטי בחללים מקוריים (חרבת-תפן). ג, ד) החלפה ניאומורפית וחללי המסה בגג הפציאס הקלינופורמי-קלקארניטי של מערות-יונים.

לכונן מערב, היחידה הקלינופורמית מתאצבעת עם קירטונים פלגיים בסינליים של תצורת ינוח (נראה מתצפית תחנה 7).

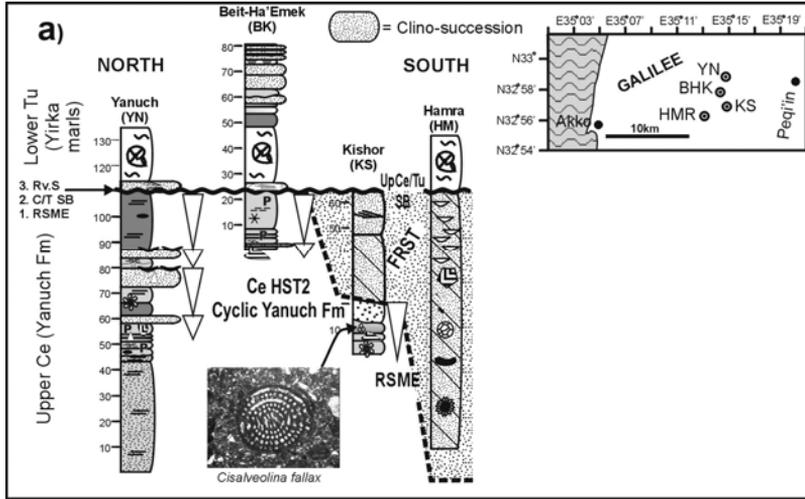
החלק העליון של היחידה הקלינופורמית באזור חרבת-תפן בנוי מ 17 מטרים של חומר קלקארניטי דק יותר עם שיכוב דק-פלנרי או שיכוב-צולב מסוג ripple cross- ו trough lamination (תמונה 6). פציאס זה מעיד על הרדדה של היחידה הקלינופורמית עד ל-shoreface.



תמונה 6: שיכוב צולב מסוג ripple cross-lamination - ו trough שיכוב בגג הטור הקלינופורמי של כישור-חרבת-תפן.

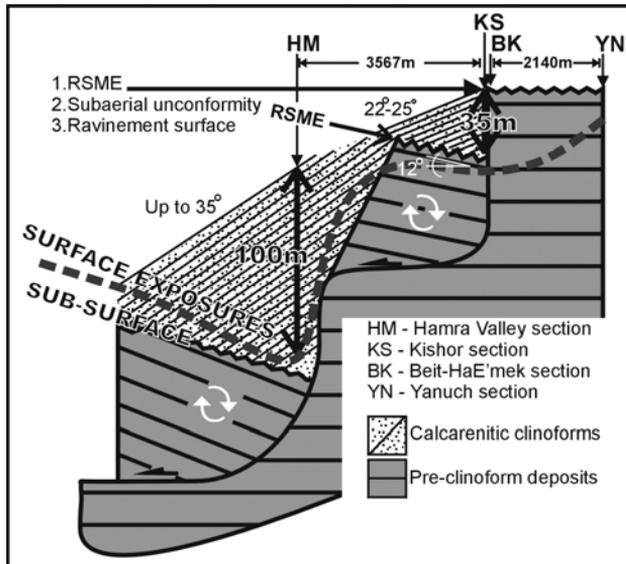
דפוס ההצטברות האנכי בו יחידה קלינופורמית סוב-טיידלית מרדידה כלפי מעלה ליחידת shoreface מאפיין את האזור מחרבת-תפן עד לחרבת בליה (כ- 500 מטר ממזרח לפלך; תרשים 1). כקילומטר ממערב לחרבת בליה, בנחל חמרה (תחנה 8), היחידה הקלינופורמית מתעבה עד ליותר מ 100 מטרים, הנטיות הראשוניות תלולות הרבה יותר (עד 35° לדרום-מערב) והאלמנטים הפציאליים של ה-shoreface בגג היחידה מתחלפים בתעלות הובלה ממקור דיסטלי יותר. שינויים אלו מסוכמים בתרשים 12.

המיקום הסטרטיגרפי של הפציאס הקלינופורמי של חרבת-תפן, מעל לשרידי פציאס מחזורי של תצורת ינוח כמו גם הזהות בהרכב הפציאס הקלינופורמי להרכב אפקי ה- shoreface המסיימים את מחזורי הינוח מצפון לחרבת-תפן מצביעים על כך שמקור החומר הביוקלסטי ממנו בנויים הקלינופורמים הוא במחזור 'הינוח' האחרון שהתפתח מצפון לחרבת-תפן (תרשים 12). ההתעבות המהירה מנחל בית-העמק בו יש 0 מטרים חתך קלינופורמי, ל- 40 מטרים בחרבת-תפן נעשית על פני מרחק אפקי של מאות מטרים בודדים והיא קשורה בהתרחבות מקומית ומהירה של הנפח הזמין להצטברות סדימנטים (accommodation space) באזור



תרשים 12: יחסים בין חתך ינוח ונחל בית העמק מצפון לחרבת-תפן, לבין חתך כישור ונחל חמרה שמדרום לחרבת-תפן. הגופים הקלינופורמיים המופיעים מדרום לחרבת-תפן הם גופים קלקארניטיים מבודדים ודיסטליים הקורלטיביים לאי-ההתאמה הקרובה לגג תצורת ינוח מצפון לחרבת-תפן.

חרבת-תפן. התרחבות זו מיוחסת להשתפלות מואצת שמקורה בשבר נורמלי סינסדימנרי בין חתך נחל בית-העמק לחרבת-תפן, בעל סטרייק ניצב או תת-ניצב לכוון הדיפ של הקלינופורמים (תרשים 13).



תרשים 13: אינטרפרטציה של תצפיות יחסי השדה בתצורת ינוח באזור חרבת-תפן – נחל חמרה והשלכה לתת-הקרקע.

חולות קרבונטיים שהתקדמו על ה-shoreface מצפון לחרבת-תפן בכון דרום עד דרום-מערב הצטברו על הבלוק התלוי מדרום לנחל בית העמק כחתך משוכב, עבה, בעל דיפים ראשוניים. היחסים בהם הקלינופורמים של תפן ב downlap לדרום-מערב על שכבות הנוטות לכון הנגדי (תמונה 5, תרשים 13) מצביעים על רוטציה של הבלוק התלוי ומרמזים על גיאומטריה ליסטריית של מישור השבר.

ההתעבות החדה דרומה, מחתך קלינופורמי בעובי של כ- 40 מטרים בחרבת-תפן - חרבת-בליה, לחתך קלינופורמי בעובי של מעל ל- 100 מטרים בנחל חמרה מוסברת באופן דומה, ע"י שבר סינסדימנטרי נוסף בעל זריקה גדולה יותר וסטרייק דומה (תרשים 13).

תחנה 7 - כביש כישור – תובל:

תצפית על השיפולים הדרומיים של שלוחת חרבת-תפן. הגעה לתחנה: מצומת ירקא פונים דרומה לכון תובל. עוצרים על הכביש כ 500 מטרים לפני תובל.

מנקודה זו, הממוקמת מדרום לשלוחת חרבת-תפן, נראים יחסי אצבוע בין הקלינופורמים של חרבת-תפן לגירים ולקירטונים פלגיים בסינליים של תצורת ינוח ממערב (תמונה 7). יחסים אלו מעידים כי הזריקה של הבלוק התלוי, עליו הצטברו חולות שמקורם ב-shoreface, כקלינופורמים, היתה לעומקים בסינליים. זוהי דוגמא למכניזם בו מתבצע מעבר של חול קרבונטי ממדף היבשת המורם, אל תוך הים העמוק בתהליך המשלב פרוגרדציה, שבירה סינסדימנטרית, והובלת גרגירים במכניזם של grain-flow.

דגש נוסף העולה מהתצפית הוא שהחתך החשוף על שלוחת חרבת-תפן הוא בכון תת-מקביל לסטרייק הקלינופורמים, דהיינו כון הפרוגרדציה של החולות הקרבונטיים הוא לכוננו, לדרום-מערב ולא לכון מערב.



תמונה 7: יחסי אצבוע בין הגוף הקלקארניטי-קלינופורמי של חרבת-תפן ממזרח (פרט b של תצורת ינוח) לטור קירטוני גירי ממקור בסינלי של תצורת ינוח, ממערב. בחלק העליון נראית תצורת ירקא מגיל טורון ביחס של onlap על הטור הקלינופורמי. יחסים אלו נראים לאורך השלוחה של חרבת-תפן – ירקא בחתך ממזרח למערב

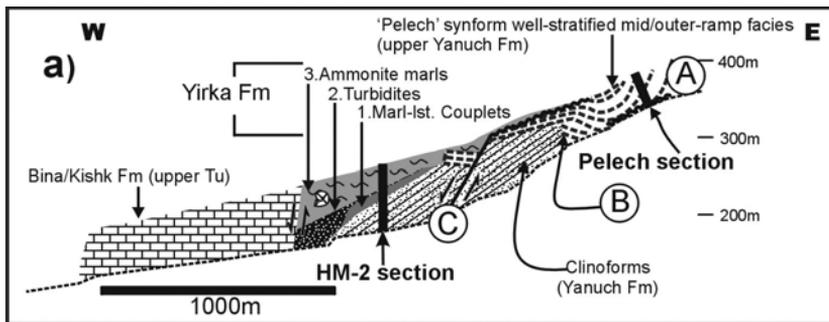
תחנה 8 - נחל חמרה:

תצפית על הגדה הצפונית של נחל חמרה.

הגעה לתחנה: נכנסים לתובל ונוסעים על כביש ההיקף הצפוני של הישוב. יוצאים מהישוב לצפון-מערב, לכון פלך. מדרום לפלך יורדים מהכביש הסלול לדרך עפר המובילה למטעים. ממשיכים רגלית צפונה לכון נחל חמרה בשביל המסומן בצבע כחול.

התחנה ממוקמת על הגדה הדרומית של נחל חמרה היורד מאזור פלך לכון מערב. מהתחנה נצפה על הגדה הצפונית של הנחל. מטרת התחנה היא להכיר חלק מן היחידות הפציאליות והמבנים הסינסדימנטריים החשופים בנחל חמרה ואת היחסים ביניהם.

תרשים 14 הינו חתך רוחב המדגים יחסים בין יחידות פציאס ומבנים סינסדימנטריים בנחל חמרה. יש אפשרות לזהות רק חלק מן האלמנטים המופיעים בחתך זה ע"י תצפית מן הגדה הדרומית צפונה.



תרשים 14: יחסי שדה לאורך חתך מזרח-מערב וסטראטיגרפיה ברזולוציה גבוהה בתצורת ינוח של נחל חמרה, מערב הגליל

בחלקו המזרחי של נחל חמרה נחשף טור סלעים גירניים משוכבים היטב ששוך לתצורת ינוח (פרוינד, 1958). טור סלעים זה מוגבל בבסיסו ובגגו באי-רציפיות. אי-הרציפות המוקדמת נראית בבסיס הנחל כאופק רך חווארי בתוך רצף גירני. אופק זה מכוסה בתרכיזים ברזליים בקוטר של סנטימטרים בודדים. אי-הרציפות המאוחרת היא במעבר מתצורת ינוח לתצורת ירקא והיא מתאפיינת בפני שטח אי רגולריים, כנראה ממקור קרסטי, המכוסים ע"י אופק חווארי-חרסיתי. אי-רציפות זו חשופה לאורך הגדה הדרומית של נחל חמרה.

הטור המשוכב המוגבל בין אי הרציפיות אינו מראה את המגמות המחזוריות האפייניות לתצורת ינוח. טור זה בנוי כולו מטקסטורות קרבוטיות בוציות בעיקרן (wackestones, mudstones ללא grainstones!) ומשמר דפוס הצטברות אנכי המראה הרדדה לכון הגג.

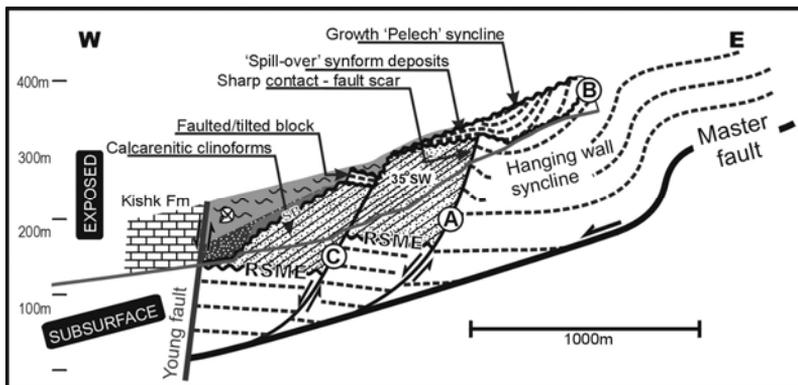
טור סלעים זה הוא בעל מבנה סינקלינלי ומעליו נראות התצורות ירקא וקישק (בענה) במצב אפקי. סינקלינה זו דווחה ע"י (1965) Freund ויוחסה לאזור מעבר שבין שני מבנים ריפיים, ממזרח וממערב. טור סלעים זה הינו יחודי בנוף הפציאלי של תצורת ינוח ויכונה 'הפציאס או הסינקלינה של פלך'.

הסינקלינה של פלך מסתיימת בחדות לכון מערב אל מול טור קלינופורמי קלקארניטי עבה יותר (יותר מ 100 מטרים) ותלול יותר (30° - 35°) בהשוואה לטור הקלינופורמי של חרבת-תפן – חרבת-בליה (יחסים אלו נראים רק בתצפית מהגדה הצפונית של נחל חמרה) (תרשים 14). השכבות בחלקה העליון של סינקלינת פלך חופות אל מעל סלעי הטור הקלינופורמי-קלקארניטי ממערב (נראה מתצפית מהגדה הצפונית). ככל שהשכבות הסינקלינליות צעירות יותר כך מידת נטייתן פחותה עד למצב של שכבות צעירות במצב תת-אפקי (נראה באגפה המערבי של הסינקלינה בתצפית מהגדה הדרומית).

בתצפית מן הגדה הצפונית של נחל חמרה אל הגדה הדרומית נראה שבר נורמלי סינסדימנטרי השובר את המגע שבין הקלינופורמים ל'פציאס פלך' החופה עליהם (תרשים 14). גג 'פציאס פלך' נטוי בכון השבר. תצורת ירקא עבה מעל למישור השבר ולבלוק התלוי ומידקת מזרחה מעל לבלוק הרוכב. תצורת קישק (בענה) הגרית נראית אופקית מעל לתצורת ירקא.

אינטרפרטציה והשלכה לתת-הקרקע

אינטרפרטציות מקומיות: לסינקלינה של פלך מאפיינים של מבנה לחיצה סינסדימנטרי. היא מכוסה באופקים בלתי מקומטים (ירקא, קישק) ומתאפיינת בנטיה של השכבות באגפה המערבי ההולכת וקטנה לכון השכבות הצעירות יותר. אלו מאפיינים של growth syncline. שרידי רודיטים קפרינידים (Caprinid rudists) בפציאס הסינקלינלי הינם עדות בלתי תלויה כי הקימוט התרחש בקנומן (כנראה בקנומן המאוחר ביותר).



תרשים 15: אינטרפרטציה של יחסי השדה שנצפו לאורך חתך הרחב מזרח-מערב בנחל חמרה והשלכה לתת-הקרקע

מוצע, שלסינקלינה זו החשופה על פני השטח, יש ביטוי עמוק יותר בתת-הקרקע (תרשים 15). האגף המערבי של הסינקלינה, שמסתיים בחדות מערבה אל מול הקלקארניטים הקלינופורמיים, הינו צלקת שבר סינסדימנטרי נורמלי שהתמלאה בחולות קרבונטיים.

הסבר אינטרגרטיבי: ניתן להסביר את כל יחידות הפציאס והמבנים הסינסדימנטריים שתוארו בחתך נחל חמרה (תרשים 14) בעזרת detachment מורכב בתת-הקרקע (תרשים 15) בעל גיאומטריה של flats ו-ramps. במחקרם הניסויי הראו (Ellis & McClay 1988) כי סינקלינות מקומיות (hangingwall synclines) יתפתחו מעל לאזורי ramps של מישורים ליסטריים מורכבים. אגפה המערבי של 'סינקלינת פלך' נשבר ע"י שבר נורמלי מעל לאזור ה- flat של מישור ה- detachment. חול קרבונטי שמגיע מהצפון, מאזור חרבת-תפן – חרבת-בליה, ממלא את הנפח הזמין שנוצר על הבלוק התלוי ומייצר את המגע החד בין הפציאס הסינקלינלי ממזרח לבין פציאס חולי-קלינופורמי ממערב. פני השטח הקרסטיים החשופים על גג הפציאס הסינקלינלי מעידים כי תהליכים אלו התרחשו תוך כדי ירידה בגבה פני הים. בשלב מסוים של תהליך הפרוגרדציה נחשפו החולות הקרבונטיים, הוסר חתך, והשתמר רק החתך הקלקארניטי שהצטבר על הבלוק התלוי. בשלב זה התפתחה אי-הרציפות בבסיס הסינקלינה של פלך. הפציאס של פלך החל להצטבר מעל לאי-הרציפות כתגובה לעליה מחודשת בגבה פני הים, זאת תוך כדי המשך הקימוט כתוצאה מתנועה על ה- detachment. כתגובה לדעיכת התנועה על ה- detachment נגרם spill-over של הסדימנטים הסינקלינליים אל מעל לפציאס הקלינופורמי. שלב מאוחר יותר בהסטוריית המעוות של אזור נחל חמרה בא לביטוי בשבירה הנורמלית של הקלינופורמים עצמם, ביחד עם פציאס ה- spill-over שמקורו בסינקלינה של פלך.

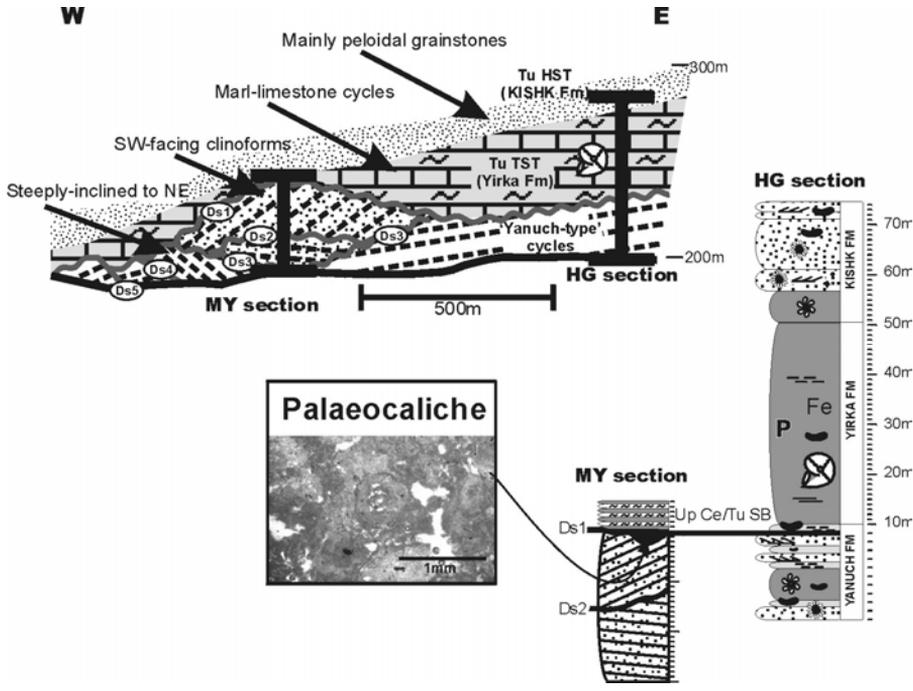
תחנה 9 - נחל יזרה, מערות יונים:

יחסי שדה באזור מערות-יונים. הגעה לתחנה: מצומת כרמיאל נוסעים מערבה על כביש כרמיאל-עכו. פונים צפונה בצומת גילון. הכביש עוקף את הר-גמל ממזרח ומצפון. יורדים רגלית לנחל יזרה שמצפון להר-גמל עד למערות-יונים על הגדה הצפונית.

על הגדה הצפונית של נחל יזרה חשופות תצורת ינוח הקנומנית, תצורת ירקא מגיל טורון תחתון-תיכון וקישק (בענה) מגיל טורון עליון. מדרום, מתנשא הר-גמל שהינו tilted horst עם דיפ לכון דרום.

תצורת ינוח החשופה באזור הר גמל בנויה מגירים של החלק המחזורי של תצורת ינוח ומגוף קלינופורמי קלקארניטי עדשתי (פרט b) הדומה בהרכבו הפנימי לגופים הקלינופורמיים של חרבת-תפן ונחל חמרה. בתחנה זו, נסקור את התופעות הפציאליות והמבניות בתצורת ינוח.

התופעות הפציאליות-מבניות החשופות במורד נחל יזהר מסוכמות בחתך שכוונו מזרח-מערב (תרשים 16).



תרשים 16: יחסי שדה לאורך חתך מזרח-מערב וסטרטיגרפיה ברזולוציה גבוהה בתצורת ינוח בנחל יזהר, מערב הגליל (אזור הר גמל – מערות יונים)

בחלקו המזרחי של החתך, בבסיס הנחל, נחשף חתך גירי משוכב השייך לתצורת ינוח. חתך זה בנוי ממספר מחזורים קטנים האופייניים לתצורת ינוח, כדוגמת אלו שהוזכרו מהאזור שמצפון לחרבת-תפן (תרשים 6b). מעל לחתך מחזורי זה מתחיל חתך גירי-פלואידלי עד קירטוני המכיל אמוניטים מגיל טורון תחתון ולכן שייך לתצורת ירקא. השכבות של ה'ינוח המחזורי' נטויות כ 10° לכיוון מערב ובשלב מסוים נכנסות אל תת-הקרקע. מעליהן מונח באי-התאמה גוף קלינופורמי קלקארניטי עדשתי בו נמצאות מערות-יונים. עוביו המינימלי של הטור הקלינופורמי החשוף כאן הוא מעט יותר מ 30 מטרים. בחלקו העליון נראות שכבות נטויות עד 35° לדרום-מערב הגדועות ע"י מישור אי-רציפות. על מישור אי-הרציפות בגג הקלינופורמים ישנן עדויות מיקרופציאליות לפדוגנזה כגון אוטו-מיקרטיים עם מערכת סידוק צפופה, פיזואידים וודוזיים ונדולות מיקרטיטיות. מעל לגוף הקלינופורמי של מערות יונים נראה חתך משוכב של תצורת ירקא הבנוי מחילופים של גיר וחואר. חתך זה הוא בעל מאפיינים פלגיים והוא שקע בסביבה בסינלית. החתך של תצורת ירקא הוא בעובי של כ 5 מטרים מעל לעדשה

הקלינופורמית והוא מתעבה עד ליותר מ 50-45 מטרים מזרחה ומערבה מהגוף הקלינופורמי העדשתי, שם הוא מכיל גם אמוניטים מגיל טורון תחתון.

הגוף הקלינופורמי העדשתי מחולק לשני חלקים ע"ס כוון נטיית השכבות. בחלקו התחתון נראות שכבות הנוטות בקירוב לצפון-מזרח. בחלקו העליון נראות שכבות הנוטות עד 35° לדרום-מערב. המגע בין שני האזורים הינו חד, אי-רגולרי ובעל אופי גלי.

אגפו המערבי של הגוף הקלינופורמי הוא מישור חד מולו נמצא טור של גירים משוכבים הנטוי כ 30° לצפון-מזרח. הגירים המשוכבים בבלוק נטוי זה שייכים לפציאס המחזורי של תצורת ינוח. בלוק נטוי זה בא במגע חד בצידו המערבי עם גירים משוכבים בפציאס דומה, הנטויים קלות מערבה.

תצורת ירקא מכסה את כל המערכת המתוארת, השייכת לתצורת ינוח. היא דקה ביותר מעל לגג העדשה הקלינופורמית ומתעבה לכיוון מזרח ומערב. שכבות גיריות של תצורת קישק (בענה) נראות חופות במצב תת-אפקי על תצורת ירקא.

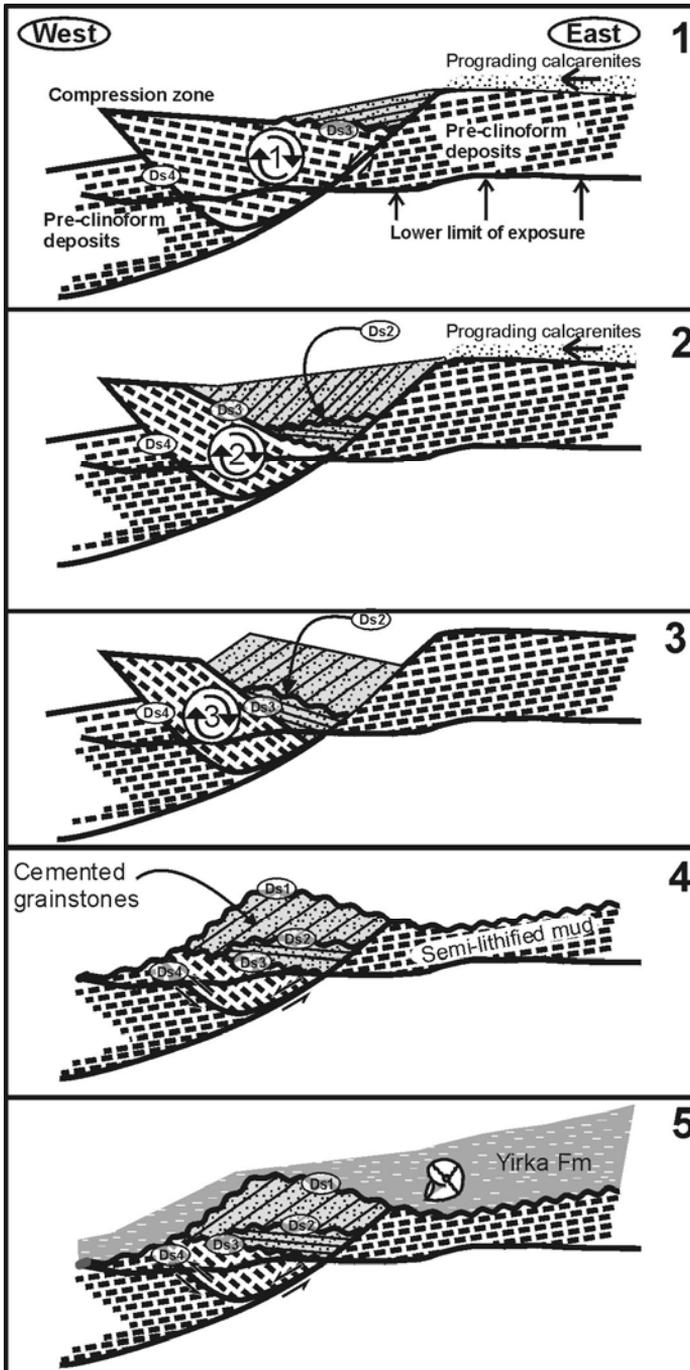
הגוף הקלינופורמי של מערות יונים פורש ע"י Freund (1965) כחלק מחגורת הריף הקנומני בשוליו המזרחיים של 'אגן ירקא'.

הגוף הקלינופורמי העדשתי של מערות יונים מופרד מסביבתו ע"י מישורי אי-רציפות. התופעות שתוארו בחתך הרוחב של הגוף הקלינופורמי וסביבתו (תרשים 16) ניתנות לאינטרפרטציה ע"י קילוף לאחור של חלקי חתך (תרשים 17).

שלב 1: תוך כדי תהליך ההצטברות של מחזורים מטיפוס תצורת ינוח על רמפה הומוקלינלית (מדרון מתון) חל כשל על המדרון והתפתח שבר בעל מישור ליסטרי. חלק מהחתך המחזורי של תצורת ינוח זז כבלוק תלוי, והסתובב לצפון-מזרח. במקביל, נמשכו תהליכי הפרוגרדיציה וחול קרבונטי שמקורו ב- shoreface הצטבר בתוך הנפח החדש שנוצר, כשהוא יוצר קלינופורמים הנוטים בשלב זה לדרום-מערב.

שלב 2: פאזה נוספת של תנועה לאורך השבר גורמת להחלקה ולרוטציה של הבלוק התלוי לצפון-מזרח ביחד עם הקלינופורמים שהצטברו בשלב הראשון. כתוצאה מההחלקה והרוטציה של הבלוק התלוי נוצר נפח זמין חדש או שגדל הנפח הקודם. במקביל, נמשך תהליך הפרוגרדיציה של חולות קרבונטיים של ה- shoreface והם מצטברים בנפח שנוצר כקלינופורמים בעלי נטיה בכיוון דרום-מערב. בבסיסם מתפתחת אי-הרציפות הפנימית שנצפתה בגוף הקלינופורמי; דהיינו, המגע בין קלינופורמים הנוטים לצפון-מזרח לקלינופורמים הנוטים לדרום-מערב.

שלב 3: זהו שלב נוסף של פעילות על השבר הליסטרי הקשור ברוטציה של הבלוק התלוי בכ- 12° . שלב זה מבוסס על הנטיות שנמדדו בגג הגוף הקלינופורמי של מערות-יונים, המראות כי הגג נטוי בכ- 12° לצפון-מזרח.



תרשים 17: אינטרפרטציה של התצפיות יחסי השדה בנחל יזהר (אזור הר גמל - מערות יונים)

שלב 4: ירידה במפלס גבה פני הים עד למצב חשיפה של הגוף הקלינופורמי וסביבתו (טקסטורות פדוגנטיות בגג הקלינופורמים). כתוצאה מירידת מפלס פני הים התנוך הגרגירי הפרמייבילי ממנו בנוי הגוף הקלינופורמי עובר דרך האזורים הפריאטי הימי והמטאורי, בהם מתרחשים תהליכי צמנטציה מוגברים. מתרחשת צמנטציה דיפרנציאלית, באופן מעדף בתוך הפרמייבילי הקלינופורמי ופחות מזה, אם בכלל, בסדימנטים הבוציים יותר של הפציאס המחזורי. אי-לכך, לאחר חשיפת הגוף הקלינופורמי וסביבתו, התרחשה אירוזיה דיפרנציאלית שהדגישה את הגוף הקלינופורמי כבולט מעל סביבתו.

שלב 5: עליה בגובה פני הים בטורון המוקדם והצטברות סדימנטים פלגיים בסינליים המשוייכים לתצורת ירקא.

סיכום

תצורת סחנין "המזרחית", באזור דיר אל-אסד ובאזורים אחרים בגליל היא חלק של מחזור בעובי עשרות מטרים המורכב בחלקו העליון ממחזורים קטנים בעובי מטרים בודדים. מחזור זה משקף מילוי נפח אגן לגבה פני הים. תצורת ינוח בנויה ממחזורים בעובי של מטרים בודדים המשקפים יצרנות קרבונטית מוגבלת ומילוי חלקי של נפח האגן.

חלקו המערבי של "האזור המרכזי", שמופה כתצורת סחנין ושפורש ע"י (Freund 1965) כשוליים של אגן פנים-פלטפורמי, בנוי מפציאס טורבידיטי מדולמט ששקע במקור בים העמוק, מתחת לבסיס השפעת הסופות. דולומיטים פרי-טיידליים, כגון אלו שניצפו בחתך דיר אל-אסד, אינם מאפיינים את הטור הדולומיטי של תצורת סחנין באזור מערבי זה.

המעבר מתצורת דיר-חנא לתצורת ינוח בנחל ינוח הינו מעבר של אי-התאמה והיאטוס. שכבות תת-אפקיות של תצורת דיר-חנא גדועות ע"י מישור פלנרי אלכסוני עליו נמצאו מיקרוטקסטורות האפייניות לגזירה ולכן נראה כי זהו מישור החלקה סינסדימנטרי קנומני. היחידה הטורבידיטית הדולומיטית של תצורת סחנין במערב ההורסט של ינוח ומישור הגזירה של נחל ינוח הם חלק ממערכת השקעה אלוכטונית אחת.

סדימנטים של תצורת ינוח במערב הגליל החלו את הסטוריית הווצרותם במצב של פרוגרדציה לא אפקטיבית על מדרון מתון זוויתי. במהלך הקנומן העליון ביותר חל כשל על המדרון שהביא להתפתחותם של שברים נורמלים ליסטריים. שברים אלו פעלו תוך כדי פרוגרדציה של חולות קרבונטיים על ה-shoreface. הנפחים הזמינים החדשים שנוצרו, כתוצאה מהשתפלות של בלוקים תלויים, התמלאו במהירות ע"י חולות קרבונטיים שיצרו גיאומטריות קלינופורמיות ההולכות ומתעבות לדרום-מערב, בהתאמה לכונן הדיפ הראשוני. נוצר מדרון ארוך ומורכב ובעל אופי גרגירי.

במונחי זמן יחסי, החתכים הקלינופורמיים העבים של תצורת ינוח שווים לזמן ההצטברות של החלק האחרון של מחזור סדימנטרי בודד בתצורת ינוח ולכן הם מבטאים אירוע קצר מועד בהתפתחות האגן הקנומני. מאידך, אירועי מעוות אלו הביאו לשינוי קיצוני בפרופיל הפלטיפורמה, מרמפה נמוכת זווית למדף בעל מדרונות תלולים ושוליים פתוחים.

לפרוגרדציה במהלך הקנומן העליון יש רכיב לדרום-מערב, ממדף גלילי מוגבה לכוון אגן עמוק יותר בדרום - דרום-מערב. אזור חרבת-תפן מסמן את קצה המדף בזמן הקנומן העליון ביותר. ממנו ודרומה הצטברו חתכים עבים יותר ובעלי אופי של פציאס עמוק יותר.

מקורות

בר, ר., 1962. הגיאולוגיה של אזור סולם צור. עבודת מסטר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
 וולף, א., 1967. הגיאולוגיה של אזור כברי-מעיליה. עבודת מסטר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
 פרוינד, ר., 1958. הגיאולוגיה של אזור ירקא-פקיעין. עבודת מסטר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
 פרוינד, ר., 1962. בעיות בסטרטיגרפיה של הקנומן-טורון בישראל. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 188 עמודים.

- Baida, U., 1964. On the Geology of the Ga'aton-Hilazon area, western Galilee. *Israel Journal of Earth Sciences*, 13, 1-15.
- Bouma, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Amsterdam. 168 p.
- Ellis, P.G. & McClay, K.R. 1988. Listric extensional fault system – results of analogue model experiments. *Basin Research*, 1, 55-70.
- Fischer, A.G., 1964. The Lofar cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geological Survey Bulletin*, 169, 107-149.
- Freund, R., 1960. Type sections of three formations in Western Galilee. *The Bulletin of the Research Council of Israel*, 9G, 159-162.
- Freund, R., 1961. Distribution of Lower Turonian Ammonites in Israel and the adjacent countries. *The Bulletin of the Research Council of Israel*, 10G, 79-100.
- Freund, R., 1965. Upper Cretaceous Reefs in northern Israel. *Israel Journal of earth Science* 14, 108-121.
- Freund, R., Raab, M., 1969. Lower Turonian ammonites from Israel. *Special Papers in Palaeontology*, 4, 83pp.

- Howell, D.G., Normak, W.R., 1982. Sedimentology of Submarine Fans. In: Scholle, A., Spearing, D (eds), Sandstone depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists, 365-404 .
- Kafri, U. 1972. Lithostratigraphy and environments of deposition, Judea Group, western and central Galilee, Israel. Geological Survey of Israel Bulletin, 54, 1-56.
- Kafri, U. 1991. Lithostratigraphy of the Judea Group in eastern Galilee, emphasizing the Naftali Mountains. Geological Survey of Israel, Report 24/91.
- Levy, Y., 1983. Geological map of Israel, 1:50,000, Shefar'am sheet. Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Mullins, H.T. & Neumann, A.C. 1979. Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. In: Doyle. L.J. & Pilkey, O.H. (eds) Geology of Continental Slopes. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 27, 165-192 .
- Shinn, E.A., Ginsburg, R.N., Lloyd, M., 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Islands, Bahama. In: Pray, L.C., Murray R.C., (Eds.), Dolomitization and Limestone Diagenesis. Society
- Sneh, A. 2002. Lithostratigraphic relationships between the Cenomanian Deir Hanna and Sakhnin formations in the Galilee in the light of recent geological mapping. Israel Journal of Earth Sciences, 51, 103-116.
- Sneh, A., 2004. Geological map of Israel, 1:50,000, Nahariya sheet. Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Sneh, A., Bartov, Y. & Rosensaft, M. 1998. Geological map of Israel, 1:200,000, sheet 1. Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Sneh, A. & Weinberger, R. 2003. Geology of the Metulla Quadrangle, northern Israel: Implications for the offset along the Dead Sea Rift. Israel Journal of Earth Sciences, 52, 123-138.

סיוור מס' 2

סינקלינת אלונים-מנשה: מערך מרחבי של גיאולוגיה, נארי, קרקע ומשק מים כבסיס לתפוצת הצומח

ניר הר^{1,2}, אורי שני¹ ויוסי ריוב²

1 המחלקה לקרקע ומים, האוניברסיטה העברית, רחובות
2 המכון למדעי הצמח בחקלאות, האוניברסיטה העברית, רחובות

מטרות הסיוור

1. הכרת אפיוניה המיוחדים של סינקלינת אלונים מנשה.
2. הבנת תהליכים גיאומורפולוגיים ופדוגנטיים שעיצבו את הנוף ויצרו את מבנה מערכת הסלע-קרקע.
3. הכרת תצורות הצומח ומיקומן בהתאמה לתשתית הגיאולוגית.
4. הבנת הדינמיקה של משק המים במערכת הסלע-קרקע-צומח והשפעתה על מאזן המים.

מסלול הסיוור יעבור בחלק המזרחי של גבעות אלונים שפרעם ובחלק המערבי של רמת מנשה. עמק יזרעאל החוצה את הסינקלינה ומפריד בין שני האזורים אינו נכלל בשטח המחקר ובסיוור.

מבוא

מבנה הסינקלינה

קער אלונים מנשה הינו חלק ממערכת הקמרים והקערים המקבילים של הקשת הסורית, התחום בין קמר הכרמל וקמר אום אל פחם - נצרת (ארד, 1955; גרינברג, 1962, Krenkel, 1924, Arad, 1965) (איור 1). ארד (1955) ו-Arad (1965) זיהו קו קמר קדום (להלן: "הרום הרוחבי") שתצורות של חבורות יהודה והר הצופים בתת הקרקע מידקקות ואף נעלמות לכיוונו. דקל (1988) העריך שקמר זה חוצה את קמר אום אל פחם לרוחבו וממשיך מזרחה לסינקלינת שכם. שגב ושש (2006, 2008) התוו מבנה של הורסט ברצועה של קו זה בקירוב, בין שברי רקפת ודליה. בכל מקרה, רום זה מפריד את החלק הדרום-מערבי משאר חלקי הסינקלינה.

קווי העתק נמתחים בעיקר לרוחב חלקו הצפוני והמרכזי של האזור בכיוון כללי של צפון מערב-דרום מזרח, ומחלקים אותו להורסטים, גרבנים ומדרגות טקטוניות. חלק גדול של ההעתקים כוללים רכיב של תזוזה אופקית (רון, 1984). ההעתק העיקרי הוא שבר הכרמל והמשכו שבר יקנעם הנמניך משמעותית את תשתית הסלע בעמק יזרעאל ביחס לרמת מנשה שמדרום מערב לו. העתק נוסף העובר מתחת לכיסוי הקרקע של העמק הוא, ככל הנראה, המשכו של העתק הגלבווע, הגורם להסטה קלה מערבה של חלקו

הצפוני של ציר הסינקלינה (שליב, 1991, שגב ושש, 2006). לעמק יזרעאל אין גבול צפוני חד ורציף, ומערכת ההתקיים שמצפון לשבר הכרמל מגביהה בהדרגה את גושי הסלע (מטמון, 2000). הורסט שפרעם הוא ההגבהה התוחמת מצפון את קער אלונים-מנשה.

סטרטיגרפיה פלאוגיאוגרפיה ותכונות סלע

חבורת הר הצופים: תצורות מחבורה זו חשופות בעיקר בשולי הסינקלינה, ומעט בתוכה (פלכסר, 1959; גרינברג, 1962; לוי, 1979; סנה וחוב', 1996; Sneh, 1965; Arad 1998). תצורת ע'רב מתקופת המסטריכט בנויה מקרטון. בתצורת טקיה מתקופת הפלאוקן נחשף סלע המורכב מחרסית כהה עד חוואר לימוניטי וקרטון חווארי, ובפרט העליון של התצורה שכבות הסלע קשות יותר. שתי התצורות חשופות בצפון אזור אלונים-שפרעם, לאורך המעבר לאנטיקלינות הסמוכות וגם על גבי הרום הרחבי של רמת מנשה.

חבורת עבדת: רבינוביץ (1954); גרינברג (1962) ו-Greenberg (1963) הגדירו ומיפו באזור אלונים-שפרעם שלוש תצורות גיאולוגית של חבורת עבדת מתקופת האאוקן התחתון-תיכון. ארד (1955), ו-Arad (1965) הגדיר את אותן התצורות ברמת מנשה. עדכון שמות התצורות ומבט פלאוגיאוגרפי ניתן ע"י Sneh (1988) ו-Sneh et al. (2000). להלן פירוט התצורות (איור 2):

א. תצורת עדולם הבנויה גיר קרטוני וקרטון מצורר בחילופין של שכבות דקות. עוביה עד 150 מ' ברמת מנשה, והיא מידקת כלפי צפון עד כדי עובי של מספר מטרים ואף היעלמות בצפון הסינקלינה.

ב. מעליה תצורת תמרת, הוגדרו בה מופע של אבן גיר במזרח ומופע של קרטון במערב, במעבר שחלקו הדרגתי וחלקו בדרך של איצבוע (גרינברג, 1962, הר, 1998). זאת כתוצאה מקיומו של ים עמוק יחסית במערב, שהתקדם מזרחה בהדרגה תוך נסיגות קצרות. התצורה נפוצה בחלק הצפוני מזרחי של הקער, (במזרח אלונים-שפרעם) ובמערב היא עוברת בהדרגה לתצורת מראשה (להלן). כלפי דרום, המופע הגירי מופיע בשטח מצומצם ליד יקנעם, מידקק ונעלם (כונה שם בעבר "עדשת סנין", Arad, 1965). תופעה אופיינית נוספת לתצורת תמרת (כמו גם למקבילותיה במרכז ובדרום הארץ), היא גלישות רבות של קטעי שכבות ושל סדימנטים שהיו עדיין בלתי מגובשים ובלתי יציבים, אשר התקיימו בבוצ הקרבונטי בחלק העליון של מדרון היבשת בים תוך כדי שלבי התקשות הסלע (בוכבינדר וחוב' 1986; קורנגרין 1993). מעברי השיכוב המקורי, הגלישות ושברים קטנים רבים שנוצרו לאחר מכן, גורמים למעברים רבים ובלתי רגולריים מאבן גיר לקרטון.

מגמות בתכונות הסלע של חבורת עבדת - במימד האנכי, עם העלייה בחתך נראית מגמה של עלייה בנקבוביות בחדירות ובאחידות רב-כיוונית (איזוטרופיות), וירידה בצפיפות, בחוזק ובגבול הפלסטיות (פולישוק, 1995; הר, 2008; Diamant et al, 1980). במימד הגאוגרפי, בתוך תצורת תמרת מלבד מעברי הפציאס שהוזכרו לעיל, נראית מגמה של עלייה בצפיפות הסלע וירידה בנקבוביות לכיוון שולי הסינקלינה (הר, 2008; Diamant et al, 1980). באזור חורשן נמצאה ירידה בצפיפות הקרטון לכיוון מרכז הסינקלינה (הר, 2008) או מעבר מקרטון קשה לקרטון חווארי בכיוון זה (מיכלסון, 1968)

חבורת סקיה תחתונה: תצורת בית גוברין (בעיקר) מסוף האיאוקן עד סוף האוליגוקן נחשפת בשני מקומות ברמת מנשה (בית ראש וקטע ממכלול חורשן) (סנה וחוב' 1996, Arad, 1965, Bucbinder et al., 2005). היא יושבת באי התאמה וכוללת בעיקר קרטון חווארי, בחלקה עם קונגלומרט ואבן גיר. השתרעותה מצומצמת, ואין לה משמעות רבה לנושא המחקר הנוכחי ולסיוור.

תקופת הנאוגן (מיוקן-פליוקן): חבורות סקיה עליונה וחבורת ים המלח מתקופה זו השתמרו מספר תצורות, בעיקר בחלק המרכזי של הסינקלינה.

א. הבזלת התחתונה פרצה ושקעה כחלק מתהליכי פתיחת הבקע היבשתי של עמק יזרעאל (שליב, 1991). גילה 9-17.5 מליון שנה, הוא בעיקר מיוקן תיכון. נראים מספר הרי געש ברמת מנשה ודייקים באזור אלונים-שפרעם. הבזלת מילאה חתך ניכר בעמק יזרעאל. בגבעות של אזור המחקר תפוצתה ועוביה מוגבלים. הבזלת אינה ממלאת תפקיד משמעותי בעבודה הנוכחית ובסיוור זה.

ב. תצורת בית ניר. (Sandler et al. (2004) זיהו קונגלומרט כתצורה זו מתקופת המיוקן במקביל לסוף הבזלת התחתונה. שליב (1991) הגדירה כתצורת אום סבונה. הקונגלומרט מכיל חלוקים של אבן גיר אאוקנית, ריף מיוקני, ומעט חלוקי בזלת מלוכדים על ידי קלציט. עובי החתך הכולל הוא עד מספר עשרות מ'. כפרי (1995) ו-Kafri (1997) הגדיר קונגלומרט בלתי ממין זה כחלק ממערכת של ניקוז מקומי שפעלה בנאוגן משולי הגליל התחתון דרומה אל עמק יזרעאל. קו פרשת המים העתיק שהבדיל אותה ממערכת צפונית יותר חופף בקירוב את הורסט שפרעם של היום, ומתחיל בשוליים הצפוניים של שטח הסיוור.

ג. תצורת בירה. חוואר המונח מעל הקונגלומרט (ומכיל קטעי קונגלומרט בתוכו) שויר על-ידי שליב (1991) לתצורת בירה. תצורה זו היא ביטוי לחדירה ימית דרך עמק יזרעאל, כשלאורך מרכז העמק אובחן פציאס של אגן עמוק מים, שהמשיך להתעמק תוך כדי השקעת החוואר. בשולי העמק ובגאיות המתקשרים אליו, המשקעים מתאימים למצב של מים רדודים של שפת אותו אגן. בשטח העבודה נחשף הפציאס הרדוד בלבד ועוביו 5-20 מ'.

התמונה הפלאוגיאוגרפית היא של תבליט שנוצר כתוצאה מפעילות טקטונית של קימוט שהחל עוד לפני האאוקן, המשיך בהפסקות תוך כדי תקופה זו וגם לאחר נסיגת הים

האאוקני. הפעילות הטקטונית בנאוגן התבטאה בעיקר בפעילות של שבירה שבמהלכה נוצר גם עמק יזרעאל, נוצרו שברים תת מקבילים אליו שגרמו ליצירת טופוגרפיה בולטת והיו התפרצויות בזלת שהצטברה במקומות הנמוכים. פעילות סחיפתית שהתרחשה בתקופה של שקט טקטוני בתחילת המיוקן המאוחר, שגרמה להתמתנות הנוף, התבטאה בשלב הראשון בסחף של סלעים שהורבדו כחלקים בקונגלומרט. בהמשך נסחפו קרקעות שנוצרו בינתיים, והן הורבדו כחסיטות כ"סידרת החרסית" (Picard, 1936) בעמק יזרעאל. על התבליט המתון נכנסה החדירה הימית ממערב דרך עמק יזרעאל שהשקיעה את החוואר בעמק ובגאיות הסמוכים.

גאומורפולוגיה

תהליכים גאומורפולוגיים יצרו גבעות המופרדות על ידי נחלים, אולם הסינקלינה נשארה נמוכה במרבית השטח מהאנטיקלינות התוחמות אותה, הרום הרוחבי ברמת מנשה נשאר גבוה יחסית וההסטה האנכית של שבר יקנעם ניכרת בבירור. תהליכי סחיפה גרמו לכך שבמקומות המוגבהים בתוך הסינקלינה ובשוליה נחשפות שכבות קדומות יותר, ובמקומות הנמוכים סטרוקטורלית השתמר חלק גבוה של החתך הסטריטיגרפי. נארי שנוצר בפלייסטוקן השתמר ברובו על גבי המדרונות וקרוב לודאי שלא היה שינוי מורפולוגי רב מאז.

קרקע, תופעות פדוגנטיות ומבנה מערכת הסלע-קרקע

הנארי - נפוץ בשטח הסויר על קרטון ועל חוואר (הר, 1998). הוא תואר ע"י Yaalon & Singer (1974) ו-Singer (1982) כהליך שחל בתקופה גשומה בפלייסטוקן לפני כ-30,000 שנה. תחילתו כהליך פדוגנטי של שטיפת הגיר מקרקע הרנדזינה לתוך נקבובי הסלע הרך שמתחתיה, והמשכו בשלבי סידוק, שטיפה והקשיה בתוך הסלע. תוארו שלוש שכבות בנארי: (א) קרום עליון דק וקשה, "הקרום הלמינרי", בעובי של 2 מ"מ. (ב) מתחתיו "הנארי העליון" הקשה מסלע האם, שאינו הומוגני ומגוון בפסים וכתמים חומים-אדומים. (ג) "הנארי התחתון" שהוא סלע רך, פריך, לווחי ובעל נקבוביות גסה ביחס לסלע התשתית הנמצא מתחתיו. תהליך ההקשיה והדחיסה בנארי העליון גורמת לעליית נפחו וליצירה, לעתים, של מבנה גלי בפני השטח. בליית הנארי מתחילה בשכבה המגוונת שבנארי העליון, ובהמשך מתבצעת המסה מואצת של המבנים הלווחיים שבנארי התחתון. כך מתמוסטים גושים של שרידי הנארי עד לחשיפת הסלע המקורי, או שנוצרים כיסי קרקע. נארי בסינקלינת אלונים-מנשה נוצר על גבי סלעים של קרטון, קרטון חווארי וקונגלומרט.

קרקע - מרבית הקרקע הקיימת היום מעל הנארי היא תולדה של בליית נארי ומתוספת חומר אאולי (דן, 1992). על גבי הנארי באזור נמצאת קרקע רנדזינה חומה עד חומה אדומה (זינגר, 1963, הר, 1998). על גבי אבן גיר נוצרה קרקע טרה רוסה חומה

אדומה. על קרטון חווארי של תצורת טקיה המכוסה נארי נוצרה רנדזינה חומה, ועל חוואר של תצורת טקיה ללא נארי נוצרה רנדזינה בהירה.

מבנה מערכת הקרקע והסלע - הוא בעל חשיבות רבה לנושא. לאורך קווי חולשה ולאורך שיכוב בנארי על גבי הקרטון של תצורת תמרת נוצרו כיסי קרקע בעומק של עד כ- 1.5 מ' (הר, 1998). על גבי חוואר או קרטון חווארי של תצורת טקיה ובירה נוצרו כיסי קרקע העוברים בהדרגה לסלע החווארי הרך (הר, 2008). בתצורת עדולם נראים פסי קרקע בין שכבות הסלע הדקות. על קרטון תצורת מראשה לא נוצרו בדרך כלל כיסי קרקע, אלא קרקע שטחית ולעיתים פסי קרקע דקים בתוך הסלע. על אבן גיר של תצורת תמרת השתמרה קרקע עד לעומק של כ- 1 מ' ללא מבנה של כיסים, ובתוכה אבני גיר שרידיות.

צומח ובתי גידול

יער אלון התבור - עץ אלון התבור הוא עץ נשיר העשוי להגיע עד לגובה של כ- 10 מ'. הוא מפותח בעיקר בבית הגידול של נארי על גבי קרטון עם כיסי קרקע שעומקם עד כ- 1.5 מ', ושורשיו נמצאים רק בקרקע. הוא יוצר מבנה של יער פארק שבו לכל עץ יש שטח של קרקע רדודה ולפחות כיס קרקע אחד. תפוצתו היא בעיקר על גבי קרטון של תצורת תמרת באזור אלונים-שפרעם, על שכבות קרטון נקבובי יחסית על החלק העליון של תצורת עדולם ובחלק התחתון של תצורת מראשה ברמת מנשה (שם הוא מלווה במינים נוספים). על קרטון חווארי וקונגלומרט נאוגני הוא גדל בדרך כלל בתנאי מחיה גבוליים כתוצאה ממשק מים מוגבל. הוא מופיע גם כמלווה בחורש האלון המצוי בקטעים של כיסי קרקע.

חורש אלון מצוי - עץ האלון המצוי הינו ירוק עד, קטן יחסית בממדיו ומופיע בדרך כלל במבנה של חורש עם עצים מלווים, שיחים ומטפסים. מופיע בחלקה העליון של תצורת מראשה. הוא מפותח גם כאשר שכבת הקרקע דקה. שורשיו ושורשי המלווים בחורש חודרים בסדקי סלע וקולטים מים ישירות מהקרטון הנקבובי.

שיחיות, בתה ושטחי עשבוניים - שיחי אשחר וקידה שעירה, בני שיח של סירה קוצנית ואזוב מצוי, עשבוניים רב שנתיים כמו קיפודן ועירית, ועשבים חד שנתיים שולטים בשטחים ללא עצים על גבי מסלע של אבן גיר עד קרטון קשה שכמות המים הזמינים בהם בקיץ מוגבלת. כל קבוצה כזו שולטת בבית גידול עם תנאים ייחודיים וחלקם יוצגו בתחנות.

הדינמיקה של משק המים בבתי הגידול במערכות הסלע-קרקע-צומח

חתך הרטיבות בעומק ובזמן - בבית הגידול של אלון התבור נראה בחתך הסלע אופק של הרטבה והתייבשות עד לעומק של 2-2.5 מ', כשמידת ההרטבה תלויה בכמות המשקעים

השנתית ובפיזורם (איור 3). מתחת לאופק זה נראית עלייה הדרגתית ברטיבות הסלע

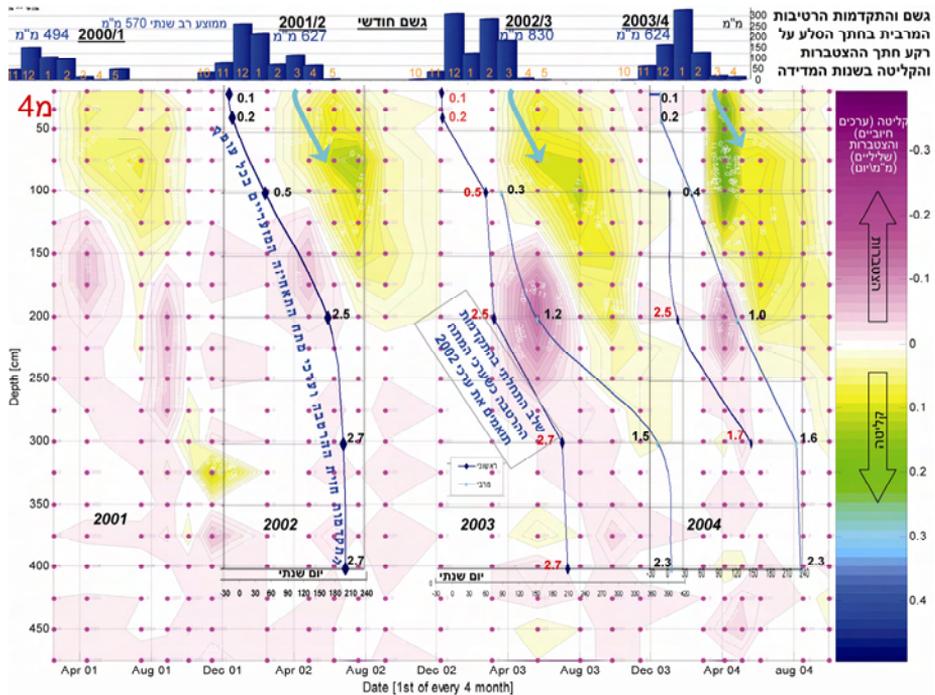
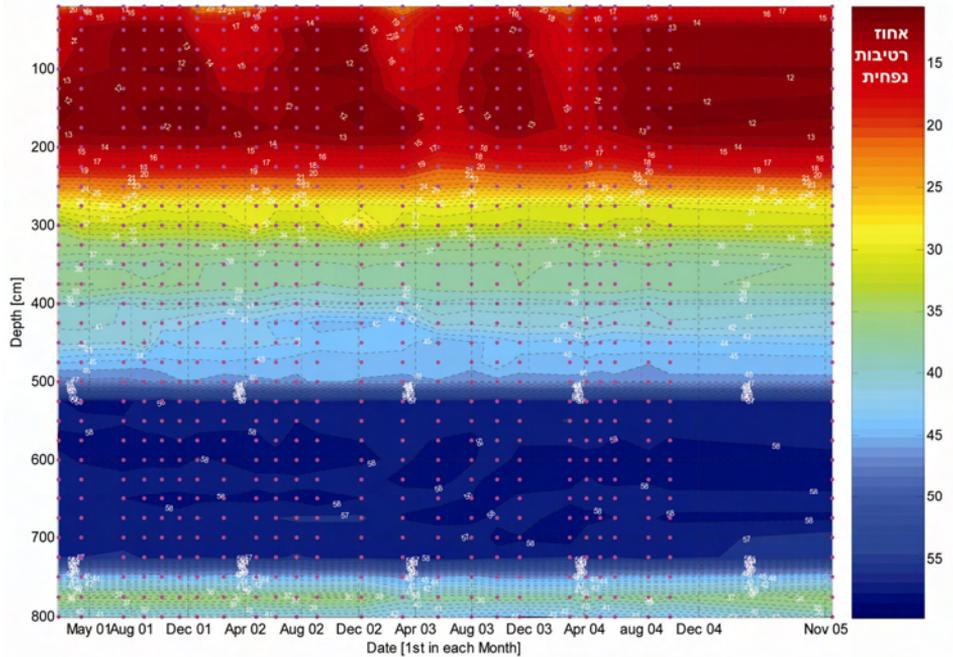
עד לרטיבות גבוהה וקבועה בשינויים קלים בלבד החל מעומק של 3-5 מ', בהתאם לתכונות הסלע.

תנועת המים בקרקע ובסלע - מי הגשם מרווים בתוך זמן קצר את הקרקע הרדודה ואת כיסי הקרקע וממשיכים לחלחל באיטיות דרך סלע הקרטון ובסדקיו (איור 4). במערכת של נארי מעל קרטון חווארי בסביבת המעבר בין התצורות טקיה-תמרת, שיא ההרטבה בעומק 1 מ' מגיע 2-4 חודשים לאחר גשמי החורף, בעומק 2 מ' הוא מגיע לאחר 5-6 חודשים ולעומק 3-4 מ' לאחר 8-13 חודשים. זאת בהתאם לכמות ולמהלך המשקעים השנתיים ולמבנה הסלע ותכונותיו בכל נקודה. המים המחלחלים מצטברים בחלקם בחתך, והעודף ממשיך מחלחל למטה אל מי התהום. קליטת המים בעצי אלון התבור מתחילה עם תחילת הלבוב מאמצע פברואר. תחילת הקליטה נעשית בכיסי הקרקע והם מתחילים להתייבש כתוצאה מכך. נוצר מפל פוטנציאלים הגורם לתנועה של המים שנאגרו בסלע לכיוון השורשים (איור 5). בתחילת הקיץ, נראה שמים מגיעים אופקית ממרחק של עד כ-1 מ' מהסלע אל השורשים בכיסי הקרקע, וככל שמרחק הזרימה קצר, השטף גבוה יותר ועשוי להגיע ל-0.1-0.2 מ"מ ליום. בסוף הקיץ מנוצלים מים מעומק של עד 3 מ', שם נשמרת רטיבות גבוהה למדי. שטף המים בעונה זו הינו אנכי כלפי מעלה מהסלע אל כיסי הקרקע על מרחק עד כ-1.5 מ' בקצב של כ-0.01 מ"מ ליום. בסביבה של נארי מפותח על קרטון של תצורת תמרת חלחול המים מהיר יותר והקליטה מעמיקה יותר. הקליטה הכוללת של יער אלון התבור עולה באביב עד לשיא של כ-1.5 מ"מ ליום במאי-יוני, ודועכת בסתיו לכ-0.2 מ"מ ליום עם התקדמות השלכת בעצים והעמקת הקליטה בסלע. בסביבת חורש אלון מצוי על תצורת מראשה החלחול מהיר יותר, הקליטה נעשית באופן ישיר על ידי השורשים מטווח עומקים רב יותר (עד עומק של כ-4-5 מ'), אולם, כנראה שחלק גדול יותר של המים מחלחל לעומק.

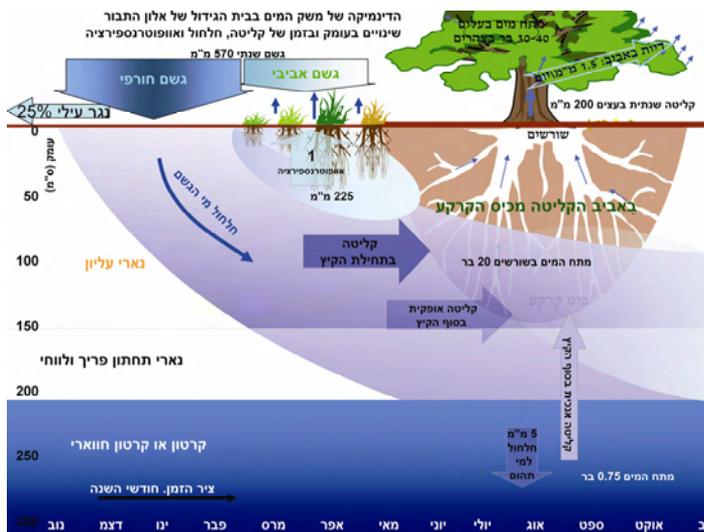
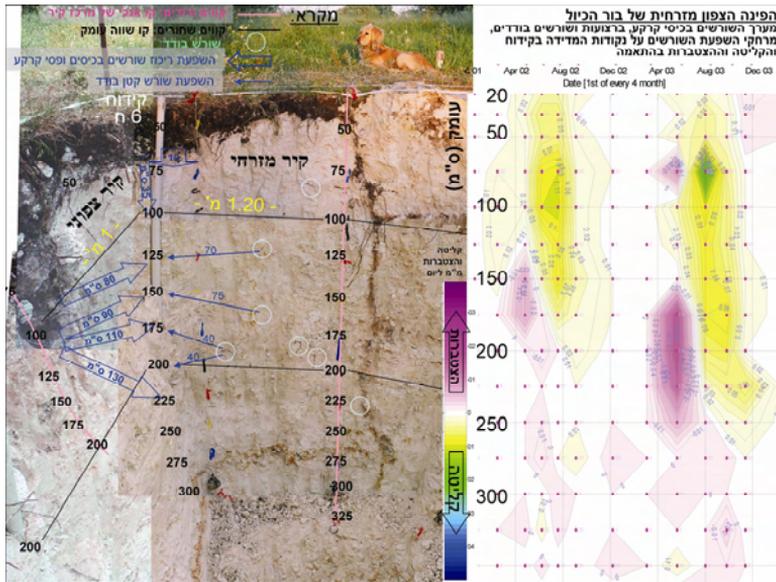
איור 3 (מעבר לדף) - דוגמא של גרף רטיבות בעומק ובזמן של קידוח אחד על פני ארבע שנות המדידה ועד סיום השנה החמישית. נראים אופק עליון של הרטבה והתייבשות עונתית, ומגמה של עליית הרטיבות כלפי העומק

איור 4 (מעבר לדף) - גרף הרקע הוא הצטברות וקליטה מחושבת על פי שינויי הרטיבות בכל עומק בערכי מ"מ ליום בארבע שנות המדידה. הגשם החודשי מוצב על אותו סרגל זמן, ובנוסף, מוצבים קו ההתקדמות של הרטיבות המרבית בכל העומקים. קו זה תואם בקירוב את תקופת ההצטברות. החיצים באביב מצביעים על חלחול הגשם האביבי. הקליטה בכל שנה התחילה בחלק העליון של החתך והעמיקה בהדרגה במהלך הקיץ. מעונת 2000/1 השחונה ל-2001/2 הגשומה ול-2002/3 הגשומה מאד, גדלו כמות המים הנקלטת ועומק הקליטה

soil-rock wetness along time in Quercus ithaburensis system in Alon Hagali - from Februar 2001 till December 2004 (and Nov 05)



מאזן מים כולל - על פי חישובי ההצטברות, הקליטה והחלחול בסלע בסביבת יער אלון התבור, מדידת הטרנספירציה בעצים וחישובים נוספים, נראה שמתוך ממוצע משקעים רב שנתי של 570 מ"מ, 145 מ"מ (כ- 25%) הופך לנגר עילי, כ- 200 מ"מ נקלטים על ידי יער האלונים, 225 מ"מ מתאדים ונקלטים על ידי צמחיית תת היער כאופופטרנספירציה, ורק 5 מ"מ מחלחים כלפי מטה להעשרת מי התהום ישירות מבית הגידול (איור 6).



איור 5 - השוואת מיקום הקליטה הנמדדת למיקום השורשים. הרטיבות נמדדה בצינורות הקידוח העוברים בעיקר דרך חתך הסלע. הקליטה שנמדדה בסלע היא תוצאה של תנועת מים מהקרטון הנקבובי והנארי אל השורשים. מרחק השטף בסלע עלה במהלך הקיץ והוא גדל בשנת 2003 הגשומה, כאשר ההצטברות בחתך הסלע באביב הייתה רבה והמוליכות ההידראולית הייתה גבוהה יחסית

איור 6 - סכמה המסכמת את החלחול האיטי בסלע, תקופות הצטברות ותקופות קליטה, ומעבר מרכז הכובד של קליטת המים מכיס הקרקע אל הסלע שלידו ואל הסלע העמוק יותר בסוף הקיץ, במקביל להפחתת הקליטה הכוללת. בסיכום – הצגת מאזן המים הכולל

סיכום

המערכת שנחקרה ותוצג בסיור הינה מערכת רב תחומית הכוללת השפעות הדדיות של נושאים גיאולוגיים, פדולוגיים, גאומורפולוגיים, אטמוספריים, גאובוטניים, הידרולוגיים ואקולוגיים. מבנה הסינקלינה של אלונים מנשה הכתיב את מערך הסלע, החל ממיקום התצורות הגיאולוגיות, נטיות השכבות, שינויי פציאס ושינויי צפיפות ונקבוביות בתוך תצורות. תהליכים גאומורפולוגיים ופדולוגיים עיצבו את מבנה מערכת הקרקע-סלע ואת פריסתו במרחב. הצומח הגיב לתנאי מערכת הקרקע-סלע ואף השתתף ביצירתם, ותפוצתו היא בהתאם למיקום בתי הגידול שנוצרו, ובעיקר ביחס לנקבוביות הסלע, צפיפותו ואופי כיסי הקרקע. הדינמיקה של המים בסלע ובקרקע נוצרה כתוצאה משילוב של מבנה מערכת הסלע והקרקע ותכונותיה ויכולת הקליטה של הצומח. מאזן המים הכולל הוא תוצר של שילוב השפעתם ההדדית של כל הגורמים במערכת.

תחנות הסיור

תחנה 1 - אנדרטת הלוחם הבדואי:

תצפית לצפון הסינקלינה ולחתך של סלע, כיסי קרקע ויער אלונים

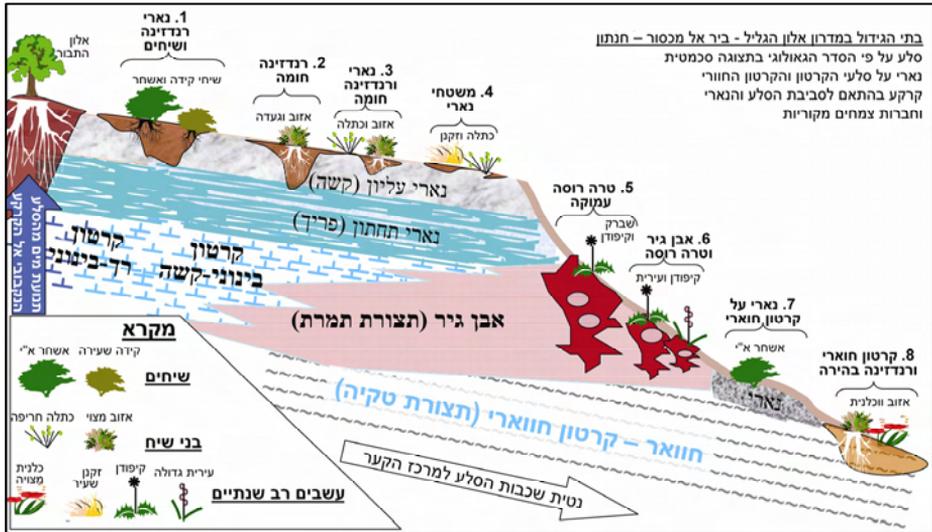
א. תצפית לעמק בית נטופה ומדרון ביר אל מכסור - מגג המבנה נראה את הקצה הצפוני של הסינקלינה. יער אלוני התבור המפותח על גבעת אלון הגליל המסמן את הפציאס הקרטוני של תצורת תמרת שכולל כיסי קרקע, מסתיים צפונה בקו ברור לפני חנתון. המדרון העולה לכפר ביר אל מכסור עולה גם סטרוקטורלית מהקצה הצפוני של הסינקלינה אל המבנה של הר חנתון והורסט שפרעם. בתחתית המדרון נחשפת תצורת טקיה, ומעליה קטעי אבן גיר וקרטון קשה של תצורת תמרת. סקר קרקע-סלע ובתי גידול של צומח טבעי נערך במדרון במסגרת של העתקת עצים אליו.



איור 7 – תחנות הסיור ותיחום האזור על גבי אורתופוטו של אזור אלונים שפרעם ורמת מנשה

באמצעות חפירות רבות נאסף מידע רב על מערכת הסלע-קרקע במדרון ויחס מיני הצמחים העיקריים למערכת זו (איור 8). על הטרה רוסה ואבן הגיר גדלים רק מיני עשבוניים. על גבי הקרטון, מיני השיחים מותאמים על פי אופי הנארי, גודל כיסי הקרקע הקטנים ומידת החוואריות.

ב. מצוק הכביש מצומת המוביל צפונה - חציבה שנעשתה לאחרונה בעת הרחבת הכביש מציגה חתך של הפציאס הקרטוני של תצורת תמרת. נראות שכבות הנוטות דרומה, ובראש החתך נראים נארי, כיסי קרקע ויער אלון התבור הגדל עליהם. איור 9 מציג את המשך החתך צפונה.



איור 8 - בתי גידול של צומח שיחני על גבי אבן גיר וקרטון קשה של שולי הסינקלינה. נקבוביות הסלע, גודל כיסי הקרקע הקטנים ומידת החוואריות יוצרים את בתי הגידול של הצומח הנמוך.

תחנה 2 - אלון הגליל:

חתכי סלע, נארי, כיסי קרקע, שורשי האלוניו ותחנת מחקר

א. **רפת אלון הגליל** - תצורת טקיה, ומעליה הפציאס הקרטוני של תצורת תמרת המכוסה נארי. המקום הוא יער אלון התבור ונראים כיסי קרקע עם שורשים צפופים מתחת לגזעי העצים

ב. **תחנת המחקר** - הצגת מערך הקידוחים וחלק מצידו המחקר. השטח כולל 75 קידוחים בעומקים 4.5-8.5 מ' המסודרים ברשת של 2X2 מ', מהם 7 קידוחי גלעין. בתחילת המחקר נערכו בו סדרת מדידות של מכ"ם חודר קרקע להכרת מבנה תת הקרקע ומכ"ם אנטנות בור למדידת רטיבות ומדדים נוספים. במהלך ארבע שנים נערכו מדידות סדירות של מפזר ניטרונים ומדידה רציפה של בלוקי גבס למציאת רטיבות הסלע והקרקע ושינוייה בעומק ובזמן. בשטח התחנה נחפר בור בין ארבעה קידוחים לעומק 3.5 מ' לצורך כיול מכשירי המדידה ולימוד תכונות הסלע. דגימות סלע הצמודות לנקודות המדידה של המכשירים אפשרו לאחר

בדיקות מעבדה להגדיר את הרטיבות והתכונות של כל נקודת מדידה. תיאור מפורט של חתכי דפנות הבור איפשר את השוואת מהלך הרטיבות בעומק ובזמן למיקום המדויק של השורשים ומציאת המרחק שבין השורשים לקטעי הסלע התורם (איור 5). הבור שימש לאחר מכן למדידת מוליכות הידראולית על ידי הצפת תחתיתו ומדידת קצב החלחול.

ג. **צומת המרפאה באלון הגליל** - נראה חתכים של קטעי קרטון ואבן גיר של תצורת תמרת. יער אלון התבור מפותח על גבי הקרטון עם כיסי קרקע, ועם הופעת אבן גיר עם טרה רוסה קיימת קרחת יער אם שכבת הגיר עמוקה, או יער דליל אם קיים אופק קרטוני מתחת לאבן הגיר.

ד. **הכניסה לישוב הישן** - נראה קו שבר המבדיל בין מופעי הקרטון ואבן הגיר של תצורת תמרת. נראים נארי מפותח וכיסי קרקע ושורשים. תצפית להמשך לנחל ציפורי ואזור הקונגלומרט הנאוגני.

תחנה 3 - דרך המוביל על גבעת זבולון: נארי על קונגלומרט נאוגני

נראה גושים של נארי עליון המפורק ובלוי בחלקו, על גבי קונגלומרט של תצורת בית ניר. בשדות ובגאיות נראים חלוקים בודדים, ובגבעות נראה הנארי ומעליו יער אלון התבור. שרידי דייק בזלתי נראה בקרבת מקום בקיץ, כשהקרקע בשדות חשופה.

תחנה 4 - גבעת חציר: חוואר בירה המכוסה נארי, ויער בתנאים גבוליים

חציבת הכביש חשפה את חתך החוואר ואת הנארי הפריך שמעליו. בחורף גשום חלה כאן גלישה של קטעי חוואר אל הכביש. יער אלון התבור כאן מתאפיין בעצים קטנים הנכנסים מוקדם לשלכת וכמעט שאינם יוצרים בלוטים. מדידות של רטיבות הקרקע ומתח המים בעצים הראו שהיער נכנס למצב של עקה בשלב מוקדם בקיץ כתוצאה מקושי בקליטת מים (איור 11).

תחנה 5 - בית זרזיר: תצפיות למרכז תחום הסינקלינה, והפציאס הגירי של תצורת תמרת

א. **הכניסה לכפר ערב אל הייב** - תצפית למעברי חורש אלון מצוי ויער אלון התבור בגבעות הסוללים ושמשית המשקפים הן שינויי מסלע של תצורות תמרת ומראשה והן את פנות המדרון; יער אלון התבור באלון הגליל המפותח על כל המפנים, כפי שהכרנו מקרוב בתחנה 2 וקטעי היער על קונגלומרט בית ניר בגבעת זבולון.

ב. **רחבת בית הקברות של כפר עידאת (גבעת בר)** - תצפית רחבה על יער אלון התבור על גבי תצורת בירה בגבעת חציר, ועל חורש אלון מצוי על גבי תצורת מראשה בגבעת הישוב תמרת. כלפי דרום נראים המשך הסינקלינה ברמת מנשה והר הכרמל. מקום התצפית נמצא בלב אזור הפציאס הגירי של תצורת תמרת. נראים קרקע טרה רוסה, מחשופי אבן גיר והצומח עשבוני בלבד. במעלה דרך העפר מזרחה נראה חתך שבו סלע הפציאס הגירי מונח על גבי הפציאס הקרטוני.

תחנה 6 - כפר מזאריב ומדרון תמרת:

מגעי קונגלומרט נאוגני וקרטון מראשה, חורש אלון מצוי ושינויי צומח חדים

א. **מכפר עידאת לכפר מזאריב** - נארי על קונגלומרט נאוגני בצד הכביש. תצפית למעברי צומח במדרון תמרת: שיחיית אלת המסטיק במערב, רצועת אלון התבור, וחורש אלון מצוי בחלק העיקרי של המדרון.

ב. **רצועת אלון התבור על ערוץ נאוגני** - נראה מעבר חד משיחיה של אלת המסטיק הגדלה ישירות על הקרטון לרצועה של אלון התבור הגדל על קרקע עמוקה למדי שהתפתחה על קונגלומרט נאוגני. בתעלות שנחפרו לצורך המחקר אפשר לראות את ההתאמה הברורה של הצומח למסלע ולקרקע. נראה שרצועה זו של קונגלומרט הייתה מילוי של ערוץ קדום שזרם אל הערוץ שקיים גם היום. (איור 12) הערוץ המרכזי התפתח לאורך קו שבר ועובר בו כביש הגישה של כפר מזאריב.

ג. **קיר חצוב בתחתית המדרון** - בקיר זה, הנחצב בימים אלה לצורך הרחבת כביש נראה חתך של קונגלומרט נאוגני הצמוד לקרטון מראשה. לרגלי המדרון נמצאים מספר עצי אלון התבור שנחפרו מסביב ואפשר להתרשם במבט תלת ממדי על כיסי הקרקע המונחים על גבי סלע הקרטון. גבוה יותר נראה חורש האלון המצוי ונראים שורשים בתוך סדקי הסלע או ברצועות קרקע דקות בעומק של מספר מטרים.

תחנה 7 - רמת דליה:

תצפית היקפית מתוך רמת מנשה

במבט מזרחה נראות בעיקר גבעות חשופות מעצים (מלבד יערות קק"ל). אנו נמצאים סמוך לקו הרום הסטרוקטורלי הרוחבי שבו נחשפים תצורת ע'רב עם בתת סירה קוצנית ותצורת טקיה המכוסה עשבוניים. באופק נראות פסגות מנשה, הבנויות בעיקר מהחלק התחתון של תצורת מראשה, ועליהן בתת סירה קוצנית עם זריעי אורנים. מרבית החלק המרכזי של רמת מנשה בנוי מתצורת עדולם. היא מתחילה במרכז כחילופין של אבן גיר וקרטון קשה ועליה צומח עשבוני. מערבה מקו גלעד-דליה-רמות מנשה היא עוברת



איור 9 – חתך סלע של קרטון תצורת תמרת, כיסי קרקע ויער אלון התבור בשולי הסינקלינה צפונה לצומת המוביל במבואות עמק בית נטופה



איור 10 – עצי אלון התבור על נארי-קרטון וכיסי קרקע באלון הגליל



- איור 11 – (תמונה משמאל) יער אלון התבור בתנאים גבוליים על חוואר נאוגני פריך בגבעת חציר (חפירה וגיזום לקראת העתקה)
- איור 12 – (תמונה מימין) רצועה של יער אלון התבור על קונגלומרט נאוגני, נארי וכיסי קרקע רחבים, ומעבר חד לקרטון כמעט ללא קרקע, ועליו שיחיית אלת המסטיק

בהדרגה לחילופין של שכבות קרטוניות. מקו זה מתפתח יער אלון התבור שמתחיל כיער פארק ללא מלווים, וכלפי מערב היער נעשה מגוון יותר עד שהוא הופך לחורש אלון מצוי באזור חורשן. השכבות הנטויות מערבה נראות באופן עקבי על מדרונות הגבעות ושינויי הצומח ההדרגתיים נראים מגבעה לגבעה ומבטאים שכבות העולות בהדרגה בחתך. המיפוי הגיאולוגי שמחלק את פני השטח לתצורות (עדולם ומראשה) אינו מספק עבור הבנת הנושא, ונדרשה חלוקה מפורטת יותר של החתך הסטרטיגרפי והתבטאותו במרחב. לצורך כך, הוכנה מפה של הפחתת הגובה הסטרוקטורלי (על פי Fleischer & Gapsu, 2002) מהגובה הטופוגרפי (איור 16). מפה זו יוצרת קווים שווי גובה סטרטיגרפי בקירוב, ברווח אנכי של 10 מ'. נראית התאמה בין המפה הזו למפת הצומח. עליה בטור הסטרטיגרפי מקבילה לשינוי ההדרגתי בצומח שתואר לעיל.

תחנה 8 - כביש 6: חתכים בתצורת עדולם

החציבה בכביש זה המסתיימת בימים אלה, מעבר לפגיעתה הנופית והאקולוגית, מאפשרת מבט רציף, עמוק למדי, על חתך הסלע לרוחב רמת מנשה. באזור רמות מנשה-עין תות נראה קטע מחתך תצורת עדולם המורכב באזור זה מחילופי שכבות קרטוניות קשות יחסית ומעליו הצומח העשבוני של מרכז הרמה (איורים 13, 14). נראות נטיות לכיוון מרכז הסינקלינה ברכיבים דרומיים ומערביים ונראים קווי שבר. דרומה יותר, בין גבעת נילי ורגבים (מחוץ למסלול הסיור הנוכחי), חציבת הכביש עוברת בתוך יער אלון התבור ונראות שכבות רכות יותר ובראש החתך גם כיסי קרקע.

תחנה 9 - בת שלמה: תצפית להר חורשן וסביבתו

על הר חורשן, במיוחד במפנה הצפוני הפונה אלינו, נראה חורש צפוף של אלון מצוי. במבט לאורך קו המתחיל בראש הר לכיוון צפון מזרח דרך מורדות ההר, הגבעות שמצפון מזרח נחל דליה ועד לאתר חגית הנראה באופק, אפשר לראות שינויי צומח משמעותיים על טווחים קצרים. החורש בראש ההר משתנה ליער אלון התבור ואלה אטלנטית בתחתיתו, לשיחית אלת המסטיק בהמשך קו החתך ועד לצומח עשבוני בצפון ובצפון מזרח. גם במבט דרך פתחת נחל דליה נראים יער אלון התבור על גבעת מנרה ובאופק נראית רמת דליה עם צומח עשבוני בלבד. גם במבט מערבה, נראה שינוי מהחורש של הר חורשן ליער אלון התבור על גבי גבעה שמצפון לכביש. בגבעה זו נראית נטיית שכבות דרומה. בחתך הכביש מתחת לגשר בת שלמה נראית נטיית השכבות מערבה. נטית השכבות תואמת את המפה הסטרוקטורלית. שינויי הצומח תואמים בקירוב את המיקום בטור הסטרוטיגרפי (איור 17).

תחנה 10 - מרגלות הר חורשן: מחשוף קרטון מראשה וחורשן אלון מצוי

- א. מחשוף תצורת מראשה - נראה קטע מצוק טבעי של קרטון לבן ורך של תצורת מראשה. מעליו נארי וחורשן אלון מצוי היושב ישירות על הסלע, כמעט ללא קרקע.
- ב. אוכף בכניסה הצפון מערבית של שמורת חורשן - תצפית דרומה לתוך המשך הגבעות של גוש חורשן. השוואת מפת הגובה הסטרוטיגרפי (איור 15) למפת צומח מפורטת. נראית התאמה יפה למדי. תצפית צפונה, מבט מזווית נוספת לפינה הצפון מערבית של הסינקלינה והמעבר למבנה הכרמל. סיכום וסיום.

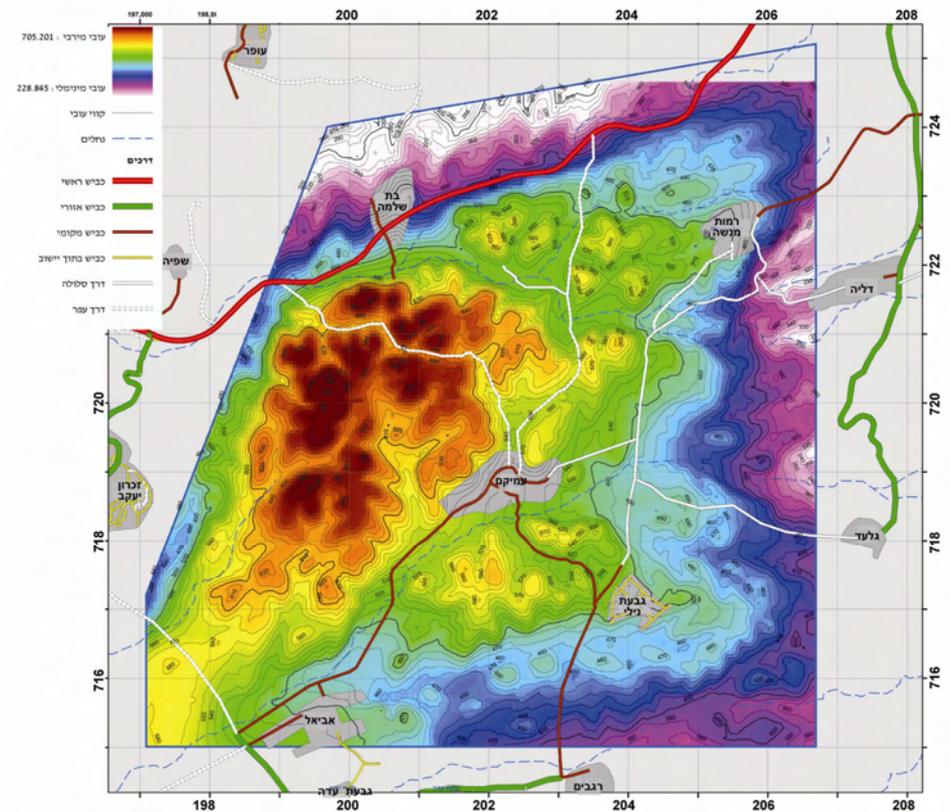


איורים 13-14 –
חתך תצורת
עדולם ונטיית סלע
בהתאם למיקום
בסינקלינה
בחציבות כביש 6.

על חילופי גבי חילופי השכבות הדקות של סוגי קרטון וצור קיים צומח עשבוני עם ריכוזים מעטים של קידה שעירה



איור 15 – חתך סלע של קרטון לבן ורך וכיסוי נארי ועליו חורש אלון מצוי צפוף בהר חורש



איור 16 – מפת גובה החתך הסטרטיגרפי במערב רמת מנשה, שנוצרה על ידי הפחתת הגובה הסטרקטורלי מהגובה הטופוגרפי. מאפשרת מבט מפורט על המיקום בחתך, בפירוט המתאים לשינויים בצומח

- דקל ע., 1988. הגיאולוגיה של אזור עמק דותן. דו"ח GSI/27/88, המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- הר נ., זינגר, א., ריוב י., שש א., 1998. מסלע וקרקע כגורם אקולוגי של תפוצה והתפתחות ביער אלון התבור באזור אלונים-שפרעם. עבודת גמר לתואר מוסמך, הפקולטה לחקלאות ברחובות, האוניברסיטה העברית בירושלים
- הר נ., שני א., ריוב י., 2008. מבנה מערכת הקרקע והסלע והדינמיקה של משק המים בבית הגידול כגורמים אקולוגיים עיקריים בתפוצת אלון התבור והאלון המצוי באזור אלונים-מנשה. עבודת דוקטור (בשלבי שיפוט). הפקולטה לחקלאות ברחובות, האוניברסיטה העברית בירושלים.
- זינגר א., 1963. סקר קרקע בקנ"מ 1:20,000 גיליונות כפר מנדא, שפרעם, נצרת, נהלל, משמר העמק, דליה, אום אל פחם ורגבים. מפות כהכנה למפת קרקעות ישראל (ש. רביקוביץ 1970, מדריך ומפה של קרקעות ישראל, הוצאת מגנס). הפקולטה לחקלאות ברחובות, האוניברסיטה העברית בירושלים (לא פורסם).
- כפרי א., 1995. מערכות ניקוז יבשתיות נאוגניות ורביעוניות בגליל התחתון בין הבקע לים התיכון
- לוי י., 1979. שפרעם - מפה גיאולוגית ומפה סטרוקטורלית 1:50,000. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- מטמון א., 2000. הגליל התחתון - בקע יבשתי! ? החברה הגיאולוגית הישראלית, כנס מעלות 2000, חוברת הכנס עמ' 61.
- מיכלסון ח., 1968. דו"ח קידוחי נחל תות - טירלי 7. האגף להידרולוגיה, תכנון המים לישראל (תה"ל)
- סנה ע., שש א., ביין ע., ארד א., רוזנזפט מ., 1996. מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000, גליון חדרה. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- פולישוק ב., 1995. תכונות גיאולוגיות וגיאומכניות של הקירטון ויישומן למבנים תת קרקעיים. עבודת דוקטור, אוניברסיטת תל אביב.
- פלכסר ע., 1959. הפלאוגיאוגרפיה של הסנון והמסטריכט בצפון ישראל. עבודת דוקטור, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.
- קורנגרין ד., 1993. נסיגת הים האאוקני בערבה. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב.
- רבינוביץ (ניב) ד., 1954. הגיאולוגיה של אזור קישון-נטופה. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים
- רון ח., 1984. מחקר פלאומגנטי וסטרוקטורלי של מערכות השבירה בצפון ישראל. עבודת דוקטור, המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית בירושלים.
- שגב ע., שש א., 2006. הגיאולוגיה של מרכז ודרום אזור הכרמל. החברה הגיאולוגית הישראלית, כנס בית שאן 2006. חוברת הסיורים עמ' 69-88.

שגב ע., שש א., 2008. מפה גיאולוגית של אזור עתלית 1:50,000 (בהכנה). המכון הגיאולוגי, ירושלים.
 שהרבני מ., 1992. השפעת התנאים הסביבתיים על היווצרות הנארי בישראל. עבודת גמר לתואר מוסמך, המחלקה לגיאוגרפיה, אוניברסיטת בר אילן.
 שליב ג., 1991. שלבים בהתפתחות הטקטונית והוולקנית של האגן הנאוגני בגליל התחתון ובעמקים. מבוסס על עבודת דוקטור באוניברסיטה העברית. המכון הגיאולוגי דוח GSI/91/11 .

- Arad, A., 1965. Geological outline of the Ramot Menashe region (northern Israel). *Isr. J. of earth sci.*, 14: 18-32.
- Buchbinder B., Calvo R., Siman-Tov R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow. *Isr. J. Earth sci.* 54 (2): 63-86.
- Dimant E., Flexer A., Dagan G., Aisenstein B., Vered-Weiss J., Sebel J., Yavneh A., 1980. Underground storage of distillates and L.P.G. in Israel. Geotechnical feasibility study part II - Northern Israel. Petroleum Services, Tel-Aviv.
- Fleischer L., Gapsou R., 2003. Northern Israel structural map on top Judea group 1:200,000. The Geophysical Institute of Israel, Lod.
- Kafri U., 1997. Neogene to Quaternary drainage system and their relationship to young tectonics: lower Galilee, Israel. Report GSI/1/97, Geological Survey of Israel, Jerusalem. pp. 50.
- Greenberg Y., 1963. The Geology of Kfar Hahosh-Illut region. *Isr. J. Earth Sci.* 12. Krenkel E., 1924. Der syrische bogen. *Centralbl. Mineral.* 9:274-281; 10:301-313
- Picard L., 1936. Conditions of underground water in the western Emeq. Hebrew Univ. Jerusalem, Geol. Dep. Bull. 1, 24 p.
- Sandler A., Harlavan Y., Shaliv G., 2004. The stratigraphy of Neogen conglomerates in Yizrael Valley. *Isr. J. Earth Sci.* 53 (2): 77-86
- Sneh A., 1988. Regional litostratigraphy of the eocene Avdat group, Israel. Report GSI/26/88.
- Sneh A., Bartov Y., Weisbrod T., 2000. Stratigraphic chart of exposed rock-units in Israel. Current research, Vol. 12. Geological Survey of Israel.
- Yaalon D. H., Singer S., 1974. Vertical variations in strength and porosity of calcrete (Nari) on chalk, Shefela, Israel, and interpretation of its origin. *J. of Sedimentary Petrology*, 44: 1016-1023.

סיוור מס' 3

אתגרים גיאוהנדסיים לאורך מדרונות הר קדומים (הר הקפיצה), נצרת, וסיוור במנהרות נילי הנמצאות בשלב בניה בקטע 18 של כביש חוצה ישראל.

משה לוי¹, עזי זלצמן² ורז קדמור³

1 מ. לוי - סקרים גיאולוגים וגיאוטכנים בע"מ

2 עזי זלצמן - גיאולוגיה הנדסית והנדסת סלע

3 קדמור מהנדסים

א. הקדמה

מטרת הסיוור: הצגת תפקיד הגיאולוג בעל ההכשרה ההנדסית בתכנון ובביצוע פרויקטים הנדסיים.

שיתוף פעולה בין גיאולוגים הנדסיים למהנדסים מתבצע בפרוייקטים רבים.

שילוב הגיאולוג ההנדסי בפרוייקט מתבצע בשני שלבים

א. שלב התכנון בו מוצג מבנה הסלע באמצעות דוח כתוב, שרטוטים ופרמטרים הנדסיים של הסלע

ב. שלב הביצוע בו מלווה גיאולוג את ביצוע הפרוייקט כדי לאמת את נתוני הדוח ולסייע בפתרון בעיות לא צפויות.

הסיוור לאורך מדרונות הר קדומים המכונה הר הקפיצה חושף את האתגרים הגיאוהנדסיים שניצבים בפני מהנדסים וגיאולוגים הנדסיים בבואם לתכנן מנהרות, גשרים ומדרונות חפורים בסביבה גיאולוגית ומורפולוגית קשה. הסיוור במנהרות נילי יאפשר הצצה למורכבות הביצוע של מנהרות בסלע. במהלך הסיוור יוצגו השינויים בתכנון שבוצעו בעקבות הדוחות הגיאוהנדסיים, תפיסות שונות להגדרה וסיווג מסת סלע והמהלכים שנעשו במהלך התכנון והביצוע. חשיבות השילוב של הגיאולוג ההנדסי בשלבי התכנון והביצוע מוצגת לקראת ביצוע הפרוייקטים הצפויים בארץ בתחום פיתוח התשתיות. יהיה צורך לקבוע מסלול הכשרה מתאים הן לגיאולוגים והן למהנדסים שמבקשים לעסוק בתחום ההנדסה הגיאולוגית מאחר ועד היום הוזנחה הכשרת אנשים כשירים לביצוע השילוב הנדרש בין שתי הדיסציפלינות.

בהר קדומים התנהלה במשך שנים רבות עבודת חציבה והפקה של אבן גרוסה בשתי מחצבות, מחצבה עליונה (מחצבת אבן וסיד) סמוכה לנצרת ומחצבה תחתונה (מחצבת רויכמן). כביש 60 בקטע בו דנים חוצה את שטח המחצבות ומחבר את נצרת לעפולה. במהלך תכנון התוואי הביאו הממצאים הגיאולוגיים לשינויים הבאים:

א. החלפת חלופת חפירה לעומק של עד 50 מ' לחלופת מנהרה.

- ב. ביטול תכנון מלא של גשר שלא הביא בחשבון נוכחות העתק והחלפתו בתכנון גשר על גבי העתק.
- ג. תכנון מחודש של פורטל המנהרה באזור העתק גיאולוגי.
- ד. תכנון חיזוק לקיר המחצבה בגובה כ-50 מטר הממוקם בתחומי הגשר.
- ה. שינוי מאפייני חיזוק קירות סלע שנחפרו בסלע.

הכביש שבוצע כולל גשר משופע באורך כ 400 מטרים המבוסס על גבי 7 נציבים, מנהרה באורך כ 300 מטר וכביש חצוב באורך של כ 1,500 מטר. בתכנון הפרויקט היה צורך להתחשב גם במצב היציבות של מדרגות החציבה הקיימות.

מנהרות נילי באורך 300 מטר הן חלק מקטע 18 של כביש חוצה ישראל. המנהרות עוברות בחתך סלע מתקופת האיאוקן המאופיין בהופעה של שכבות/עדשות קרטונים בדרגות שונות של חוזק וצפיפות (כולל אבן גיר קרטונית) ואופקי צור/קרטון מצורר. חציבת המנהרות החלה בחודש נובמבר 2007 ובנייתן אמורה להסתיים תוך שנה וחצי.

ב. כביש 60 - רקע ונתונים גיאולוגיים

הר קדומים הינו חלק מרכס הרי נצרת ומדרונותיו הדרומיים נושקים לעמק יזרעאל באזור כביש הגישה לכפר איכסאל. יחידות הסלע העיקריות החשופות לאורך מדרונות ההר שייכות לתצורת דיר חנא (C2) תצורת סכנין (C3) תצורת בע'נה (t) וחבורת הר הצופים (sp). תצורת דיר חנא וסכנין מופיעות באופן ברור במחצבת איכסאל היא המחצבה התחתונה (מחצבת רויכמן) שנמצאת בצד הדרומי של ההר. תצורת דיר חנא בנויה משכבות אבן דולומיט ואבן גיר עם שכבות ביניים בנויות קרטון, קרטון חוארי וחואר צהוב. תצורת סכנין בנויה משכבות מסיביות של אבן דולומיט אפור עם הופעה בולטת של השפעה קארסטית. תצורת בע'נה בנויה אבן גיר/אבן דולומיטית משוכבת עם תופעות קארסטיות והקומפלקס הקרטוני המאסיבי של חבורת הר הצופים נחשף במחצבת אבן וסיד, כאשר קיים ביניהן מגע של אי התאמה. על גבי הקרטון מכסה אופק חוארי קרטוני של תצורת טקיה.

קונגלומרט ניאוגני אדום מצטבר לאורך מישורי העתקה, כמו גם לאורך צירי ניקוז עתיקים, כאשר צורת המרכיבים הגרנולרים משתנה מגרגריים וגושי סלע זויטיים לגרגרים מעוגלים חלקית.

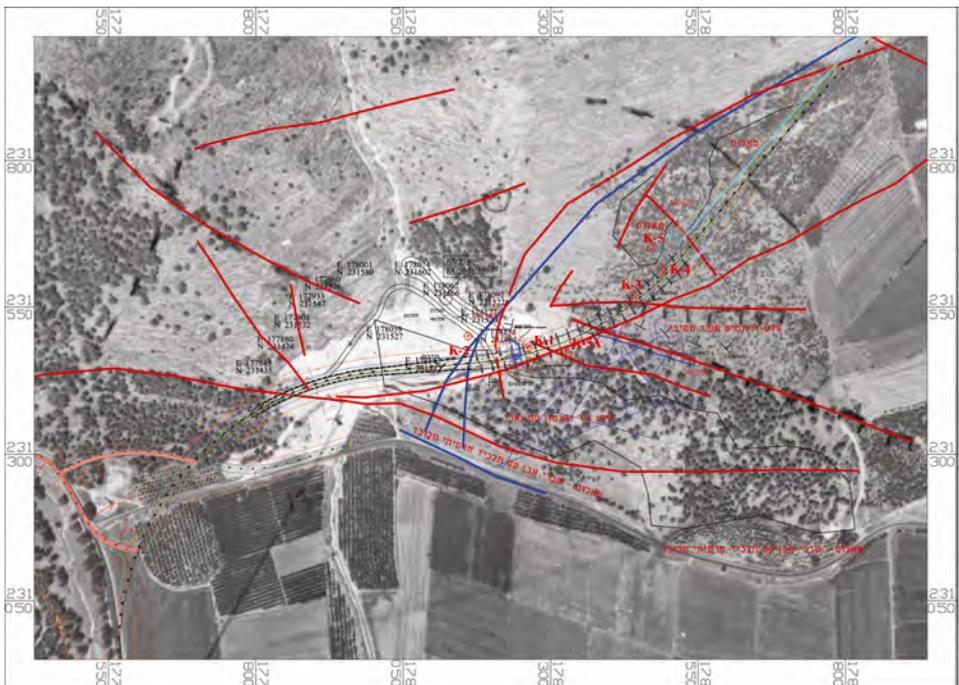
מספר העתקים (זריקה אנכית בין 300-50 מטר) חוצים את תוואי הכביש. העתק נצרת סומן כחשוד כפעיל על גבי מפת ההעתקים החשודים כפעילים בהוצאת המכון הגיאולוגי, 2002. התכנון ההנדסי של הכביש התייחס לכל אחד מהעתקים אלה.

ג. כביש 60 - עבודה גיאולוגית בשלבי התכנון

תהליך התכנון של התוואי החדש נמשך במשך שנים ארוכות, כאשר לאורך שלבי התכנון נבחנו חלופות שונות.

מרבית העבודות הגיאולוגיות שבוצעו באזור נערכו בשנות החמישים והשישים של המאה הקודמת. ראשונה בחשיבותה – עבודת המוסמך של י. ויילר "הגיאולוגיה של הרי נצרת" משנת 1961 הכוללת מפה גיאולוגית ומפה סטרוקטורלית בק.מ. 1:20,000. כן הודפסו המפות הגיאולוגיות הבאות: גיליון נצרת בק"מ 1:100,000 בעריכתו של י. ל. פיקרד (1956), מפה גיאולוגית בק"מ 1:50,000 מתוך סדרת הגליל בעריכת ע. פרומן (1958) והמפה הצעירה יותר: הגיליון הצפוני מתוך סדרת מפות שיצאה בהוצאת המכון הגיאולוגי בק"מ 1:200,000 (1998).

פרוייקטים הנדסיים מבוצעים על תכניות בק.מ. עד 1:2,500. לפיכך, מפות גיאולוגיות קיימות משמשות אך ורק כרקע למיפוי מפורט יותר המתחייב מדרישות הפרוייקט. בפרוייקט כביש 60 נעשה עיבוד ממוחשב המציג את הנתונים הגיאולוגיים הקיימים בצמוד לתוואי הכביש (איור 1).



איור 1: מציג עיבוד ממוחשב הכולל את תוואי הכביש ונתונים גיאולוגיים על גבי תצ"א. הנתונים מבוססים על המפה הגיאולוגית של י. ויילר, מדידות סטרוקטורליות בשדה וניתוח מתצ"א.

שלב תכנון הראשוני

התכנון הראשוני של התוואי התבסס על חציבה עמוקה (כ- 50 מטרים) ושימוש בסלע החצוב לבנין סוללה בקטע מחצבת איכסאל. הסקר הגיאולוגי (גיאוכ"ם, 1998) כלל ביצוע מספר קידוחים באזורי החציבות ביניהם קידוח 5 שממוקם בתוואי המנהרה כיום (מסומן כ K-5A באיור 5) ועוד שלושה קידוחים באזור מחצבת אבן וסיד. בדוח הראשוני הוצגו מספר חתכים גיאולוגיים המדגישים את ההבדל בתכונות הגיאוהנדסיות בין סלע מסיבי לסלע סדוק ומרוסק. כתוצאה מתהליך בקרת תכנון (זלצמן 1999) וכן בעקבות התערבות הגופים הירוקים נערכו שינויים בתכנון שכללו החלפת קטע מתוואי החציבה לתכנון מנהרה והחלפת תכנון הסוללה בגשר. כבר בשלב זה הופרד תכנון הקטע החצוב מתכנון הקטע המיועד למילוי – הפרדה שהשפיעה באופן שלילי על כל מהלך התכנון.

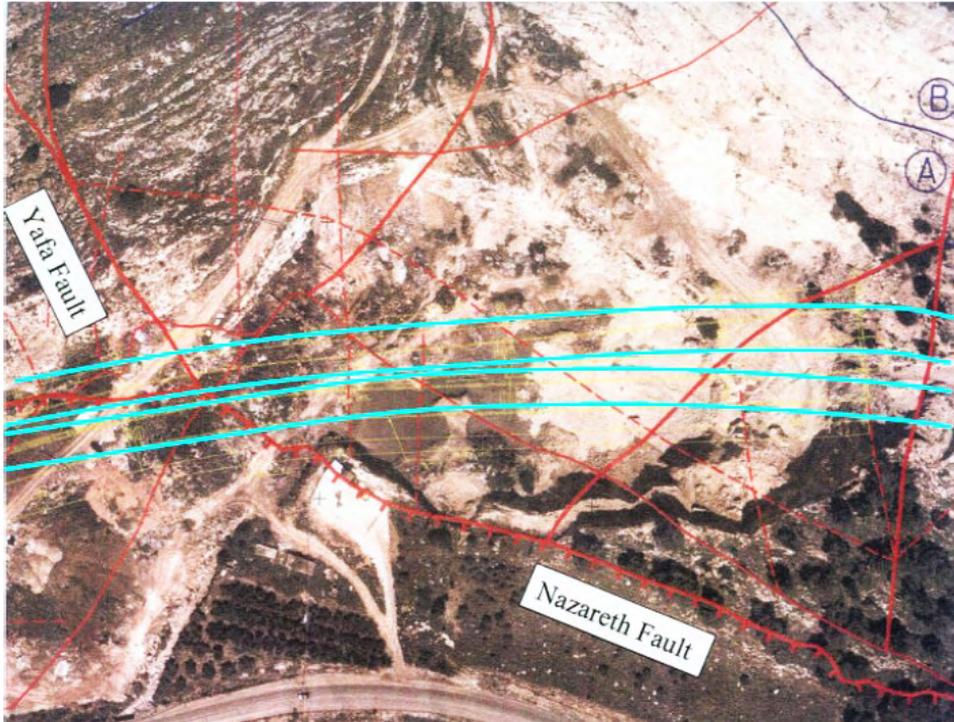
מנהרה וגשר

הסקר הגיאוהנדסי שבוצע (זלצמן 2000) לצורך תכנון המנהרה הציג השפעות של העתקים - בעוד שבתכנון הראשוני של הגשר לא הייתה התייחסות מספקת למיקום ההעתקים. דיון מחודש בנושא ההעתקים הביא לפסילת התכנון הראשון של הגשר והכנת תכנון שמביא בחשבון נוכחות העתקים.

צוות גיאולוגים שכלל את ע. זלצמן וע. ישראלי בחן (2002) את מיקומם המדויק של ההעתקים המשמעותיים באזור הגשר ונקבע כי מספר יסודות מתוכננים "יושבים" על או בסמוך להעתקים – מצב המחייב תכנון מיוחד. פרופ' ג'. גזטס - אחד המומחים המוערכים בעולם לתכנון מבנים על גבי העתקים פעילים הובא על ידי ע. זלצמן לבחינת האזור והוציא חוות דעת חדשנית לגבי תכנון הגשר. סימון ההעתקים באיור 2.

בסך הכל עבודת תכנון הגשר כללה:

- סקרים גיאופיזיים רדודים / שטיבלמן, המכון הגיאופיזי לישראל, ינואר 2001
- סקר קרקע ודו"ח המלצות ביסוס / א. סטנסקו יולי 2002.
- מפת איתור העתקים ארצית / המכון הגיאולוגי לישראל. 2002
- מיפוי העתקים באתר הגשר / ישראלי, זלצמן, אוגוסט 2002.
- סקר רפלקציה בהפרדה גבוהה / פריזלנדר, שגיא, המכון הגיאופיזי לישראל, יולי 2003. (איור 2)
- המלצות פרופסור גזטס.
- קידוחי ניסיון באתרי הנציבים על ידי הקבלן.
- דו"ח המלצות ביסוס מסכם (מתעדכן) / י. קלר.



איור 2: סימון העתקים ולינאמנטים החשודים כהעתקים באזור הגשר על גבי תצ"א (זלצמן, ישראלי והמכון הגיאופיסי 2003).

חציבות וחפירות

החפירות בחלק הכביש שמצפון למנהרה נבחנו על ידי ע. זלצמן לאחר תכנונם. הוצא מסמך מסכם (2005) למיגון החפירות הסמוכות למנהרה - כאשר בקטע הצפוני של צומת המוסכים נקבע כי התכנון יעודכן במהלך הביצוע על ידי אינג' מ. יוגר על סמך הממצאים.

בסיכום שלב התכנון הראשוני נעשתה הפרדה בתכנון המקטעים וכך נקבע:

- מתכנן על לכל תוואי הכביש הוא משרד "ינון מהנדסים".
- תכנון הגשר הופקד בידי חברת סולל בונה באמצעות חברת "קדמור מהנדסים" ויועץ הביסוס י. קלר.
- תכנון הפורטל הדרומי הופקד בידי משרד צ. זכות מהנדסים, מהנדס הביסוס אינג' מ. יוגר והגיאולוג ע. זלצמן.
- תכנון המנהרה הופקד בידי אינג' ארנון רוזן והגיאולוג ע. זלצמן.

הפרדת התכנון לא לקחה בחשבון נקודה קרדינלית בפרוייקט והיא שבנקודת המפגש של הגשר, הפורטל והמנהרה במיקום היסוד של הנציב הגבוה בגשר עובר העתק המשפיע על איכות הסלע (איור 3). לנקודה זו ניתן פתרון בשלב מאוחר יותר על ידי מתכנן הגשר אינג' רז מור מחב' "קדמור מהנדסים".



איור 3: צילום אזור המפגש של נציב הגשר, הפורטל המערבי של המנהרות ומדרונות המחצבה והשבר המפריד ביניהם.

שלב התכנון המפורט - התאור הגיאולוגי הנדסי של הסלע

למעשה, הגיאולוג מחוייב במתן האינפורמציה הגיאואהנדסית המלאה - כבר בשלב התכנון המוקדם. אולם, הפוליטיקה התכנונית מפרקת את התכנון לשני שלבים, מתוך הנוחיות האדמיניסטרטיבית שלה. כך מופרד התכנון המוצג להלן לשנים, למרות שבתכנון הכללי - בוצע הכל בשלב אחד.

מנהרת איכסאל

לניתוח הממצאים הגיאואהנדסיים קיימות גישות שונות. לרוב ראוי לשלב בין הגישות ולתת את הדגשים המתאימים כך שהמהנדס המתכנן, מנהל הפרוייקט והקבלן יהיו מודעים לתופעות הצפויות במהלך הביצוע.

גישה א' – גיאולוגית

הדו"ח הגיאולוגי שבוצע מתבסס על הערכות אינטואיטיביות של תכונות הסלע המבוססות על הכרות עם מיסלע דומה ועל פיענוח תצלומי אויר. 5 קדוחי נסיון שבוצעו מוקמו באזורים בהם צפוי היה להתקיים שינוי במאסה כפי שאותר על גבי תצלומי אויר בכפוף לחישוב המיקום של התופעה בעומק בו צפויה לעבור המנהרה. מטרת הקדוחים היא - איפוא - אישור הנחות אינטואיטיביות ולא יצירת הכרות עם התופעות דרך הקדוחים ודרך קורלציה ביניהם. שלב שני הוא - הערכה כמותית של תופעות (קארסט, סדקים, חרסית, שיכוב ונטיות) וניסיון למקם שינויים אלה על חתך קונצפטואלי.

תאור חתך הקדוח (לוג) - מסוייג ככזה, התוחם את מימצאיו לסביבתו הקרובה ביותר - כאשר תכונות המאסה משתקפות בתאור התופעות של כלל הקדוחים. כך נשלל הבסיס לעריכת קורלציה בקדוחים למטרת הנדסה - למעט איפיון גבולות יחידות מיפוי. יחידת המיפוי היא יחידה אד הוק שמטרתה - הגדרה הנדסית של מיסלע ולכן צפוי שתצורה תחולק למספר יחידות מיפוי ולהפך, כאשר מספר תצורות תאחדנה ליחידת מיפוי אחת.

גם הבדיקות המבוצעות במבדקות על מדגמים מהקדוחים - נבחרות על פי התופעות ההנדסיות - כאשר ברור שלא ניתן לקשר בין פרמטר שבוצע על סלע שנפגע מקארסט ונמצא בקדוח אחד לפרמטר שבוצע על מדגם קארסטי מקדוח אחר. לחתך הגיאולוגי הקלאסי - אין משמעות בתכנון ההנדסי בגיאומטריות מסובכות. במקום זאת - ניתנת אנליזה נפחית-כמותית של הסיכוי להימצאות תופעה זו או אחרת לאורך ציר הקדוחים.

על פי גישה זו הדו"ח כלל התייחסות לנתונים הבאים:

- א. תאור סוגי המיסלע לפרטיהם ההנדסיים
- ב. הגדרת תופעות הסדיקה וההעתקים (מיפוי קווי העתקה וקווי סידוק עיקריים)
- ג. סיכום בדיקות המעבדה והצגת פרמטרים לתכנון
- ד. סיכום התנאים ההידרוגיאולוגיים
- ה. הגדרת הנתונים הסייסמיים.
- ו. הכנת חתך גיאולוגי קונצפטואלי בו מוצגות כל התופעות המוכרות לנו כמלוות סלע במתכונת בה הוא עלול להופיע במנהרה (איור 4 - יוצג במהלך הסיום).

איור 4 המתאר את החתך הקונצפטואלי על פי ע. זלצמן - יוצג במהלך הסיום

גישה ב' - הנדסית

מעבר להנחות האינטואיטיביות יש לבצע בדיקות פיזיקליות בכמות מספקת המאפשרת ניתוח סטטיסטי של תכונות המסלע ובכך להגדיר באופן כמותי את מאפייני המסלע. תכונות של חוזק

לחיצה, חוזק מתיחה ופרמטרים אלסטיים חיוניים גם לצורך ניתוח נומרי המאפשר חיזוי והערכה של הדפורמציות הצפויות בסלע עקב חפירה ו/או כריית מנהרה. במידת האפשר יש לבצע בנוסף לבדיקות על מדגמי סלע גם בדיקות באתר. ניתוח סטטיסטי של מאפיינים סטרוקטורלים הכוללים מישורי שיכוב ומערכות סידוק מאפשר לבצע אנליזות יציבות מורכבות ולזהות מצבי חוסר יציבות.

בעבודות מנהור נהוג שימוש בשיטות הסיווג של RMR, Q, RQD או מבוססות על דירוג המאפיינים הפיזיקליים של הסלע תוך התבססות על תכונות מדגמי הגלעין ומצב המאמצים הצפוי במנהרה. לשיטות אלו חסרונות רבים אך הן עדיין מאפשרות הערכה כמותית לרמה הנדרשת של התמוך.

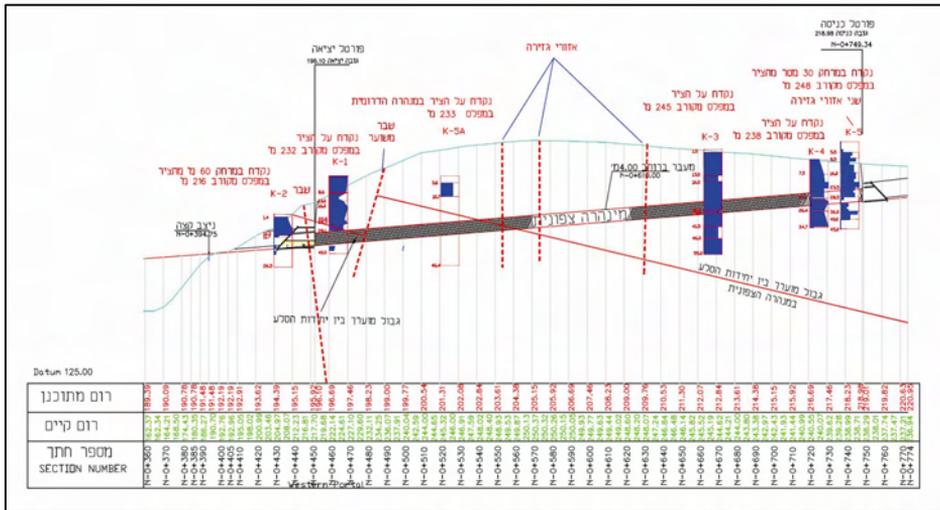
אינג' ארנון רוזן הציג בתכנון חמישה סוגי סלע בעלי תחום ערכי RMR שונה. לכל תחום הוגדר מערך תימוך שונה הנבדל בצפיפות ברגי הסלע, עובי הבטון המותז ומשך הזמן הנדרש להשלמת התימוך.

גישה ג' - משולבת

גישה נוספת הוצעה לראשונה על (Hoek 1995) באמצעות ערך מספרי הקרוי (GSI Geological Strength Index). בשיטה זו יש התייחסות גם לליתולוגיה ולמבנה הסלע ובנוסף קיימת קורלציה בין ערך GSI לפרמטרים של מסת הסלע באמצעות שימוש בקריטריון הכשל של Hoek & Brown. בכך מתאפשר שילוב של הגישה הגיאולוגית אינטואיטיבית והגישה ההנדסית ליצירת ערך מספרי או תחום מספרי המתאר את מסת הסלע.

הקבלן על פי רוב מתרגם את הממצאים הגיאוהנדסיים לשיטת הכרייה המועדפת ולפיכך נדרש להתאים ציוד מתאים שיאפשר קצב התקדמות מהיר תוך שמירה על רמת בטיחות סבירה. על כן בניתוח הממצאים עבור הקבלן יש לפשט את התמונה וליצור חתך גיאוהנדסי סכימטי המציג את עיקרי התופעות הגיאולוגיות והמשמעות ההנדסית הנגזרת מכך.

ניתוח הממצאים הגיאולוגיים וההנדסיים על פי גישה זו נעשה רק בשלב מאוחר יותר לקראת הביצוע על ידי משה לזין. כאשר בנוסף לעיבוד הממוחשב המוצג באיור 1 שורטט גם חתך סכימטי אופייני (איור 5).



איור 5: חתך גיאוהנדסי סכימטי של המנהרות כולל סימון ערכי RQD בקידוחים וממצאים גיאולוגיים עיקריים.

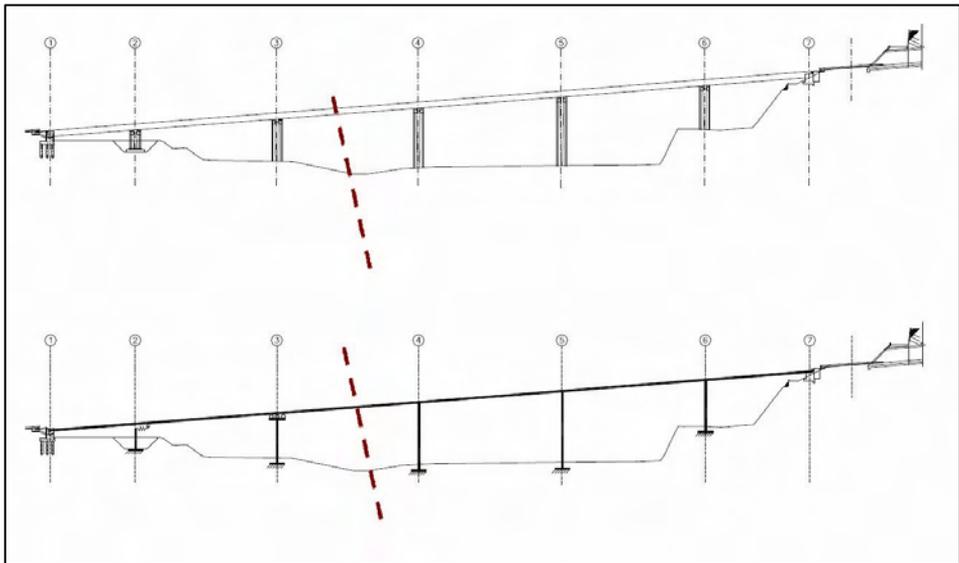
גשר

פרויקט הקמת הגשרים פורסם על ידי מע"צ ("הישנה") כמרכז "תכנון וביצוע". בנוסף לדרישות התכנון הרגילות התבקש צוות התכנון להתחשב בתכנון תפקוד (Performance Based Design) שונות לרעידות אדמה וכן לתזוזות יחסיות בין שני צידי העתק נצרת בשיעור 10 ס"מ בשלושה מימדים.

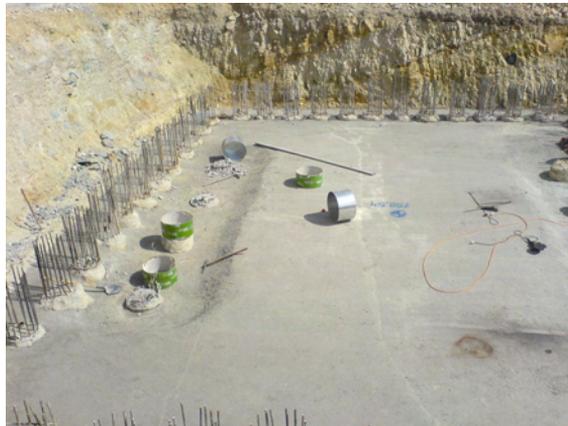
בכפוף לקריטריון זה תוכננה הסכימה הסטטית של הגשר כך שעמודי הניצב הגבוהים (ממזרח להעתק) רתומים למיסעה בעוד הניצבים הקצרים (ממערב להעתק) תוכננו כניידים או ניידים בחלקם.

עמודי ניצבי הביניים תוכננו בתצורת העמוד הכפול ועשויים שני "עלים" דקים יחסית להבטחת קשיחות לכפיפה מחד וגמישות רבה בגזירה מאידך. בדרך זו הושג זמן מחזור טבעי למוד פעולה ראשון בשיעור כ- 2.5 שנייה בכיוון האורכי. איור 6 מציג חתך אורך של הגשר הכולל מיקום משוער של העתק נצרת וכן סכימה סטטית לצורך חישוב נומרי.

ביסוס הגשרים תוכנן במקור כביסוס על גבי רפסודות ענק (כ-29/29 מטרים) עפ"י הנחיות פרופ' גזטס – יועץ מע"צ לפרויקט. ממצאי סקרי קרקע מדויקים בכל אתר ניצב בגשרים פסלו אפשרות הביסוס על גבי רפסודות (בעיקר מפאת איתור חומר מרוסק לצד סלע בריא מתחת ליסוד בודד) ונעשה תכנון אד הוק של כלונסאות בקטרים ואורכים שונים עבור כל מקרה. פרט מיוחד תוכנן ביסוד ציר מס. 6 (ניצב הביניים המזרחי ביותר) שם אותר סלע מרוסק מאוד, כנראה גם כתוצאה משימוש בחומרי נפץ בתקופת פעילות המחצבה. יסוד ניצבים אלו תוכנן כקייסון (יסוד עמוק בעל קוטר גדול) עשוי כלונסאות בקוטר 60 ס"מ באורך כ-18 מטרים להבטחת ריתומם מתחת לרום תחתית המחצבה (איור 7).



איור 6: חתך אורך של הגשר, מיקום משוער של העתק נצרת מסומן בקו אדום מקווקו. בנוסף סכימה סטטית לצורך חישוב נומרי.



איור 7: תמונה של יסוד קייסון (יסוד בעל קוטר גדול משולב עם כלונסאות)

ד. כביש 60 - עבודה גיאולוגית בשלב הביצוע

הפרוייקט כולו חולק למספר קטעים. לביצוע הגשר נבחר הקבלן: "סולל בונה" שבחזרה נכלל בתכנון הגשר וביצועו. לביצוע המנהרות נבחרה חברת "האחים רויכמן" בשיתוף עם קבלן זר. בהמשך נרכשה החברה על ידי חברת "שפיר" שסיימה את כריית המנהרה. בקיץ 2003 החלו העבודות התארגנות ראשונות לחציבת המנהרה. עבודות הקמת הגשר תוכננו להתחיל כשנה מאוחר יותר.

ניהול הפרוייקט המורכב הופקד בידי חב' "ברן". חברת האחים רוייכמן הסתייעה בין השנים 2003-2005 לצורך הליווי הגיאוהנדסי בחברת אדן באמצעות משה לויין ואינג' רון בנארי. בשנים 2006-2007 משה לויין הוא הגיאולוג האחראי לליווי של מהלך הכרייה במנהרות, ומעקב גיאולוגי אחר מצב המדרונות באתר המחצבה ואתר צומת המוסכים בשיתוף עם מהנדס הביסוס אינג' מ. יוגר.

המעקב הגיאולוגי מטעם מע"צ אחר עבודות ביצוע הגשר (כולל הפורטל הדרומי והקטע בין הפורטל לגשר) בוצע על ידי ד"ר עזי זלצמן ובוועד זלצמן.

דו"ח גיאוהנדסי המופק לקראת תכנון מחוייב בהצגה מדוייקת ככל שניתן לתת. על הפיקוח המלווה את ביצוע המנהרה לעמוד על השינויים המקומיים מהקונצפט שהוצג – בעיקר במה שקשור לאיכון התופעות בשטח ולפתרונות הנקודתיים המתחייבים מהדיוק המושג בליווי הגיאוהנדסי. כתוצאה מעבודת הליווי הגיאולוגי עודכן התכנון בהתאם לתנאי הקרקע בשטח ולפיכך נעשו מספר פעולות המפורטות בטבלה 1.

טבלה 1 : פעולות גיאולוגיות וגיאוהנדסיות והמשמעות התכנונית

מס'	אלמנט תכנוני	הממצאים הגיאוהנדסים	פעולות גיאולוגיות וגיאוהנדסיות	המשמעות התכנונית
1	דרכי גישה	גלישת סלע במדרונות המחצבה במהלך פריצת דרכי השרות.	מיפוי מדרונות המחצבה והערכת יציבות המדרונות עבור דרך שרות לפורטל המערבי	דרך שרות 2 בוטלה עקב חשש לגלישות במדרון. תוכננה גדר ללכידת אבנים ובעקבות כך שונה פתרון הגישה לפורטל. כיוון הגישה החדש מהפורטל המזרחי.
2	פורטל מערבי	מגע בין תצורת סכנין ותצורת דיר חנא מופיע לאורך קירות הפורטל. רצועת גזירה לאורך קו השבר.	מיפוי קו השבר העיקרי והמגע בין יחידות דולומיט סכנין ותצורת דיר חנא. מעקב גיאולוגי אחר קידוח עוגנים וברגי סלע.	שינוי תכנון הקונסטרוקציה של מבנה הפורטל מקירות ציפוי עם מערכת ברגים באורך 5 מטר למבנה הכולל קיר כלונסאות בגובה 20 מטר ומערכת עוגני סלע באורך של 10-25 מטר.
3	מנהרה	במעבר מתצורת סכנין לתצורת דיר חנא הופעת סידוק סיסטמטי וריבוי תופעות של שברית יתר בתקרה.	תיעוד גיאולוגי בזמן כריית המנהרה. קידוח אופקי לאורך 86 מטר לצורך קבלת מידע מקדים על חתך הסלע הציפוי	שינוי תכנון התמוך על ידי הוספה של מרכיב תכנון מקדים באמצעות מטריית ברגים משולבת עם קשתות ברזל.
4	מדרונות המחצבה והפורטל	המשך התדרדרות של אבנים אל עבר גדר הרשת שנבנתה במטרה ללכוד אבנים.	אנליזות יציבות לבדיקת פוטנציאל התדרדרות אבנים אל הכביש ונציבי הגשר (חלק מהערכת סיכונים כללית)	יישום פתרונות זמניים לתקופת העבודה הכוללים מלכודות אבן ופיזור אדמה גננית בברמות. עדכון תכנון הקירות בפורטל.

5	גשר	גילוי העתק בתוך שבין נציב הקצה המזרחי (נציב 7) לפורטל המנהרות. זיהוי יסודות 2, 3, 4 ו 7 כממוקמים על גבי העתק או בסמוך אליו.	ליווי צמוד של קידוחי המיקרופיילס וקידוחי העוגנים.	תכנון תימוך האיזור ע"י קיר דיפון מעוגן שינוי מערכת הביסוס מרדודה לעמוקה. הגשר הצפוני מבוסס בסלע בעוד הגשר הדרומי מבוסס על כלונסאות חיכוך.
6	קטע חציבה באזור צומת המוסכים בנצרת	חוסר בהירות לגבי מגע בין מסלע קרטוני, מסלע גירי וחומר מילוי שכלל גרוטאות מתכת ופסולת בניין.	תיעוד עבודות החציבה, מיפוי המעברים בין יחידות הסלע (תצורת מנוחה, תצורת בע'נה ומילוי) הגדרת המאפיינים הגיאוהנדסיים	יישום פתרונות תמוך נקודתיים במהלך הביצוע.

ה. כביש חוצה ישראל - מנהרות נילי

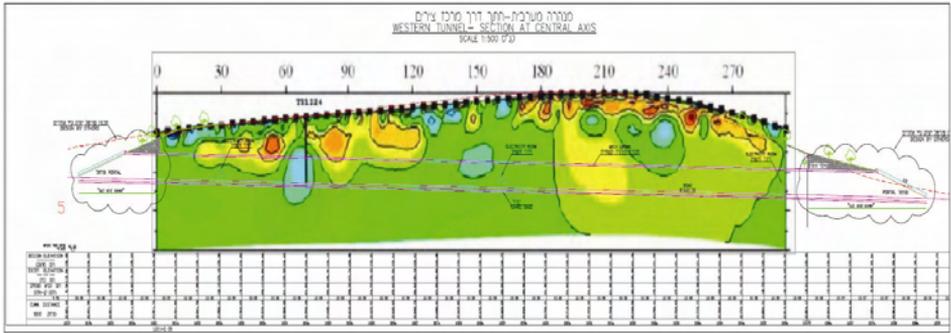
מנהרות נילי הן שתי מנהרות מקבילות באורך 310 מטר אשר תכננו נעשה בידי חברת כביש חוצה ישראל. מתכנן המנהרה אינ' ארנון רוזן והגיאולוג בשלב התכנון ע. זלצמן. הסקר בשלב התכנון כלל ביצוע שלושה קידוחי ניסיון וסיווג מסת הסלע על פי השיטות המקובלות. בשלב הביצוע נבחרה חברת דרך ארץ כקבלן המבצע כאשר הגיאולוג מטעמה הוא משה לוי. כחלק מתהליכי בקרת התכנון נעשתה השלמת חקירה באמצעות שלושה קידוחים נוספים בנוסף בוצעו בדיקות מעבדה על מדגמי סלע, בדיקות שדה שכללו בדיקות פרסיומטר בחור הקידוח (פרמטרים אלסטיים של הסלע) ובדיקות גיאופיזיות שכללו חתך רציף של התנגדות חשמלית של הסלע (בוצע על ידי ד"ר ולדימיר פריד מחברת איזוטופ (איור 8)).

ניתוח הממצאים בשיטות המקובלות הצביע על מסת סלע באיכות גרועה-בינונית כאשר באופן כללי ניתן לומר שאיכות מסת הסלע המתגלה במהלך הביצוע טובה מזו שהוערכה בשלב התכנון.

נושא זה מצריך דיון מעמיק באופן שיטות סיווג מסת הסלע למנהור וככל הנראה בעתיד נדרש להציג שיטות תואמות יותר לסלעים הקיימים בארץ.

מבנה הסלע הכולל שכבות קרטון רך לחילופין עם אופקי קרטון גירי וקרטון מצורר יוצר מסת סלע אשר מאופיינת בהתנגדות נמוכה לכרייה ויחד עם זאת היא בעלת חוזק המאפשר התקדמות במקטעים ארוכים ללא צורך בתימוך. לפיכך עבור מנהרה רדודה ניתן לסווג את הסלע באיכות טובה.

המנהרה נבנית בשיטת השלבים כאשר בתחילה נכרית מנהרת חלוץ ברוב 5 מטר ולאחר מכן מתבצעת הרחבה בשלבים ולבסוף כריית דרגש תחתון להשגת חתך מלא של המנהרה. לאורך המנהרה התגלו מספר מקומות בהם מסת הסלע הכילה כיסי חרסית, שברים מקומיים וסדקים. לגבי חלק מהמקומות האלה הייתה קיימת אינדיקציה טובה מחתך ההתנגדות החשמלית וניתן לסכם כי עבור מנהרה זו השיטה הגיאושמלית סייעה בחיזוי חתך הסלע.



איור 8: חתך גיאושמלי המציג את השתנות תכונות המסלע לאורך המנהרה. האזורים הצבועים בגוון כחול מייצגים עלייה ברטיבות כתוצאה מאזור סלע בעל איכות נמוכה.

1. תאור התחנות

תחנה 1 - הר הקפיצה:

תצפית אל עבר הגשר, פורטל מנהרות איכסאל ואזור החציבה בצומת המוסכים. דו"ח גיאודנדי חייב לכלול סעיף גיאומרפולוגי. למורפולוגיה משמעות מכרעת בתכנון מבנים וחפירות בעיקר לאור שינויים צפויים בגיאומטריה של המסלע ולאור השפעה של המורפולוגיה על הנתונים הסייסמולוגיים. התצפית מהר הקפיצה מדגישה את ההבדל הטופוגרפי בין עמק יזרעאל ורכס הרי נצרת שהוא ביטוי לתהליכים הטקטוניים של הגליל. ההפרש הטופוגרפי מחייב שבצד סלעי המשקע הימיים תמצאנה יחידות סלע צעירות יותר הקשורות לתהליכי ההתרוממות, שבירה וארוזיה של סלעי המשקע העתיקים. בתצפית לעבר דרום מערב נראה את גשר המפרקים שאורכו כ-400 מטר. הגשר מבוסס על גבי שבעה נציבים בגבהים של 10 ועד 41 מטרים. במבט דרומה נראה את הפורטל המערבי והפורטל המזרחי שתוחמים את מבנה המנהרה שנותר מהעין.



איור 9 : תצפית מהר הקפיצה לעבר עמק יזרעאל ומבט אל הגשר

תחנה 2 - אזור צומת המוסכים:

מבט על אזורי החציבה ומגוון פתרונות התימוך שיושמו במהלך הביצוע. באזור צומת המוסכים מתבצעת חציבה של מדרונות בסלע. החציבה שעומקה עד 25 מטר נעשית באופן מדורג תוך מעקב אחרי תכונות המסלע. החציבה כוללת מספר מדרגות וביניהם "ברמות" אופקיות שתפקידן לעצור אבנים מתדרדרות ולצמח צמחייה כחלק מהשיקום הנופי. תימוך מקומי נדרש באזורים בהם מתגלה חתך לא יציב. חתך הסלע נמצא כולל מסלע המשתייך לחבורת הר הצופים ולתצורת בע'נה. הגבול בין התצורות הוא גבול של אי התאמה ולפיכך המגע בין המסלע הקרטוני והמסלע הגירי אינו רגולרי. חלק מבור המחצבה שימש כאתר לפינוי פסולת (שהכיל עפר חרסיתי, פסולת בנין וגרוטאות ברזל). הפסולת פונתה לצורך חישוף הסלע - אך הציגה בעיה בטיחותית בזמן הביצוע.

לאורך המדרון החצוב ניתן להתרשם מיישום של כמה שיטות תימוך:

1. תימוך באמצעות מערכת ברגי סלע וקיר בטון מזוין מותז.
2. תימוך באמצעות מערכת ברגי סלע וקיר בטון מזוין יצוק.
3. תימוך באמצעות מערכת רשתות וכבלים. יושמו שתי שיטות שונות. השיטה הראשונה כללה תימוך באמצעות רשת Macfferi. בשיטה השנייה יושמה רשת מסוג Tecco. בשני המקרים הרשתות עוגנו באמצעות ברגי סלע באורך של 8 מטרים.
4. תימוך באמצעות קיר כלונסאות משולב בעוגני סלע.
5. במהלך החציבה בוצעה הסרה של בלוקים רופפים באמצעות פיצוץ. בלוק סלע במשקל של כ-2000 טון הוסר באמצעות סדרה של פיצוצים.



איור 10: תמונה של התקנת רשת Tecco על אחד מקטעי המדרונות. (אחד מפתרונות שיושמו לתמוך)

תחנה 3 - פורטל מזרחי של המנהרות:

בפורטל המזרחי ניתן להבחין במגע בין הסלע הדולומיטי של תצורת סכנין עם יחידת הטאלוס/קונגלומרט הבנויה משברי אבן בתליד טין אדמדם (עם קלציט מעורב) הממלאת את אזור ההעתקה. קו ההעתק עובר מעל חורשת האורנים. במהלך עבודות החציבה של הפורטל התגלו בתוך הסלע חללים קארסטיים רבים לתוכם הוזרקו כמויות גדולות של דיס צמנטי במטרה לייצב את המדרונות ולעגן את ברגי הסלע באופן יעיל. מבנה הפורטל עצמו כולל את קירות הבטון בחזית ואת כל המבנים הנלווים לצורך תפעול הדרך באופן בטוח. מבנים אלו כוללים את מערכת התאורה והאוורור.



איור 11: כניסה מזרחית למנהרת איכסאל. צילום בלוק יתד wedge שנפל באזור הפורטל.

תחנה 4 - הליכה בתוך המנהרה:

קירות ותקרת המנהרה בנויים משתי שכבות. השכבה הפנימית שהיא התימוך הראשוני שמבוצע במהלך הכרייה מורכבת משילוב של ברגי סלע ובטון מותז בעובי משתנה. צפיפות הברגים ועובי שכבת הבטון נקבע על פי סיווג מסת הסלע. התכנון המקורי התייחס לחמישה סוגי סלע בעלי תחומים שונים של ערך RMR. תפקיד הגיאולוג ההנדסי היה לקבוע את סיווג הסלע על פי הממצאים היוזאליים, מדידה של המרכיבים הסטרוקטורליים ורישום של תופעות יחודיות (איור 2). עבודת הכרייה עצמה כללה כרייה באמצעות קידוח ופיצוץ בעיקר בסלע הדולומיטי מתצורת סכנין וכרייה באמצעות ציוד מכני (כירסום) בתצורת דיר חנא. לאחר המעבר לתצורת דיר חנא החלה עלייה בכמות תופעות של "שבירת יתר" ולכן הוחלט על ביצוע קידוח אופקי. ממצאי הקידוח האופקי לימדו על חתך סלע סדוק מאוד ושכבת חוואר בעובי של 1-1.5 מטר שאותרה באזור חתך 500. בהמשך הכרייה ארעו מספר מפולות סלע אשר גרמו

לעיכובים ודרשו שינוי בתוכניות התימוך. תחילת הכרייה בתחילת חודש מאי 2004 סיום הכרייה בתחילת 2007.

תחנה 5 – פורטל מערבי של המנהרות:

בפורטל המערבי של המנהרה ניתן להבחין במבנה גשר המפרקים, קירות הפורטל ומדרגות המחצבה הישנה. קו ההעתק עובר בקיר המזרחי של המחצבה וחוצה את תוואי הכביש בניצב לגשר באזור נציב 7. לאורך קו ההעתק יש רצועת גזירה ברוחב של כ 5 מטר ובה סלע מרוסק ומפורר. ההעתק שהוא סעיף של שבר נצרת העובר למרגלות הרכס מפריד בין תצורת סכנין ותצורת דיר חנא כאשר ההסטה האנכית מוערכת במספר עשרות מטרים. מיקום קו ההעתק וחשיפה של תצורת דיר חנא במדרגות התחתונות חייבו שינוי התכנון המקורי של קירות הפורטל ולפיכך הקיר התחתון בנוי כקיר כלונסאות המעוגן אל הסלע באמצעות מערכת ברגי סלע ועוגנים באורך של 10-25 מטר.

במדרונות הצפוניים של המחצבה ניתן להבחין באזור בו ארעה גלישת סלע גדולה בנפח של כ 15,000 מ"ק. הגלישה ארעה במהלך עבודות פריצת דרך השירות ועקב כך היה צורך במציאת דרך חלופית והתקנת גדר מלכודת ללכידת אבנים מתדרדרות בכדי להבטיח את המשך ביצוע העבודות באופן בטוח. ניתוח מקיף יותר של המדרונות שכלל מיפוי מפורט של מדרגות החציבה העליונות בוצע בשלב מאוחר יותר במגמה להעריך את רמת הסיכון למצב שירות. הניתוח הציע מספר פתרונות ליישום לאחר סיום שלב העבודות.

נסיעה לכוון צומת בית העלמין בכביש 60

תחנה 6 – תצפית מצומת בית העלמין אל עבר מדרונות הר קדומים:

מנקודה זו ניתן לצפות במבט לכוון צפון אל עבר מדרונות הר קדומים, ההעתק הגיאולוגי באזור המנהרה ואזור הגלישה, גשר המפרקים ואזור הפורטל. התצפית ממחישה את המורכבות של האתר.

תחנה 7 – במשרדי האתר:

סקירה הנדסית של מתכנן הגשר (אינג' רז מור).

תחנה 8 (תלויה באישור מהנדס בטיחות) – נציב 6 של הגשר:

מבט מקרוב אל עבר קיר המחצבה המזרחי ואזור נציב 7. נסיעה לכיוון גבעת נילי אל תוואי כביש חוצה ישראל.

תחנה 9 – מנהרות נילי:

ביקור במנהרות.

מנהרות נילי הן חלק מקטע 18 של כביש חוצה ישראל. המנהרות באורך 310 מטר בעלות מפתח של 14 מטר וגובה של 7.5 מטר חצובות בסלע קרטון עם אופקים ועדשות של קרטון מצורר. האתגר ההנדסי במנהרות אלו היה אבטחת יציבות החלל התת קרקעי לאור העובדה כי קיר הסלע המרכזי המפריד בין שני החללים הוא בעובי של 4.6 מטר בלבד (פחות מרדיוס המנהרה) ולפיכך יש לחזקו במטרה למנוע מפולות בזמן הביצוע והתפתחות סידוק לאורך תקופת השירות. מתכנן המנהרה אינג' ארנון רזון קבע תימוך ראשוני הכולל מטריית צינורות באורך 12 מטר באזורי הפורטל ומערכת משולבת של ברגי סלע ובטון מותז בתוך המנהרות. הזמן להשלמת התימוך נקבע לפי סיווג מסת הסלע ועמד על 8 שעות בתחילת החציבה ועד כ 72 שעות לאחר מעקב על תגובת הסלע. באופן כזה התאפשר לקבלן לעבור מקצב התקדמות של 3 מטר ביום לקצב של עד 15 מטר ביממה.

הכרייה במנהרה נעשית בשלבים כאשר בשלב ראשון נעשית כרייה במנהרת חלוץ במפתח של 5 מטר לאחר מכן הרחבה בימין ובשמאל ובשלב האחרון כריית הדרגש התחתון ויצירת מפתח מלא. כל שלב כרייה מלווה בתמוך כך שההתקדמות דורשת תיאום מלא בין צוותי העבודה.

מקורות

ויילר, י., 1961. הגיאולוגיה של הרי נצרת והתבור. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

ברטוב, י., סנה, ע., פליישר, ל., ארד, א. ורוזנפוט, מ., 2002. קטלוג ומפת ההעתקים הצעירים של ישראל. המכון הגיאולוגי.

פיקרד, י.ל., 1956. מפה גיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:100,000, גיליון נצרת, המכון הגיאולוגי.

פרומן, ע., 1958. מפה גיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:50,000, סדרה 1- הגליל, המכון הגיאולוגי.

סנה, ע., ברטוב, י., וויסברוד, ט. ורוזנפוט, מ., 1998. מפה גיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:200,000, גיליון 1- צפון, המכון הגיאולוגי.

Hoek, E., Kaiser, P.K., Bawden, W.F., 1995. Support of underground excavations in hard rock, A.A. Balkema, Rotterdam. pp 84-98.

דוחות גיאוהנדסיים:

חברת גיאוכו"ם, 1998. סקר גיאולוגי לאורך תוואי כביש 60, הוגש למע"צ.

זלצמן ע., 2002. דו"ח גיאוהנדסי סופי עבור קטע מנהרות איכסאל – נצרת.
לוי מ., 2003. דו"ח גיאוהנדסי לסיכום וניתוח ממצאים גיאולוגיים.
זלצמן ע., ישראלי ע., 2002. סימון העתקים ולינאמנטים החשודים כהעתקים באזור הגשר על
גבי תצ"א.
פריזלנדר, א, שגיא, 2003. סקר רפלקציה ברזולוציה גבוהה, המכון הגיאופיסי.

סיוור מס' 4

סיוור לאתרים טקטוניים לאורך העתק הכרמל והעתק נשר

עזרא זילברמן¹, נעם גרינבאום² ולנא אשקר^{1,2}

1 המכון הגיאולוגי, ירושלים

2 אוניברסיטת חיפה

מבוא

הכרמל הנו רכס מוארך שכוונו צפון מערב הנשען על העתק יגור בצפון מזרח, גובל בדרום מזרח עם קער מנשה ובדרום הוא תחום על ידי גרבן אור עקיבא. גבולו הסטרוקטורלי המערבי של הכרמל אינו ברור והחזית המערבית התלולה שלו הינה, ככל הנראה, תוצר של תהליכי גידוד ימי שהתרחשו במקביל להרמתו (Picard and Kashai, 1958; מיכלסון, 1970). בעבודה הנוכחית מכונה ההעתק התחום את הכרמל במזרח וצפון מזרח - העתק יגור. להעתק יגור שני מקטעים: הצפוני, שכוונו צפון מערב, נמשך מאזור ג'למה אל מדף היבשה והדרומי, שכוונו צפון-דרום, נמשך מג'למה דרומה אל יוקנעם ומשמר העמק. ההעתק הנו חלק ממערכת טקטונית מורכבת של העתקים (העתקי הכרמל) הנמשכת מבקעת בית שאן בדרום מזרח אל מדף היבשה בצפון מערב ויוצרת את מערכת האגנים של עמק יזרעאל. מספר העתקים שכוונו הכללי מזרח-מערב עד מערב-צפון מערב מתפצלים מהעתק יגור וחוצים את רכס הכרמל. הבולטים שבהם הם: העתק נשר, העתק הטכניון, העתק עוספיא והעתקי המוחרקה.

המערכת הטקטונית של העתקי הכרמל עוקבת אחרי קו חולשה עתיק בקרום כדור הארץ הפעיל לדעת (Ben Avraham and Ginzburg (1990) מאז הפאלאוזואיקון, לדעת Derin (1974) מאז הורא ולדעת (Kafri and Folkman (1981) מאז הקרטיקון. לאורך מערכת זאת נמדדה פעילות סייסמית רבה (Ben Menhaem and Aboody, 1981) רבות כענף המתפצל מטרנספורם ים המלח המעביר חלק מהתנועה השמאלית לאורכו אל מדף היבשה (De Sitter, 1962; Freund, 1970; Garfunkel., 1981; Rotstein et al., 1993; Schattner, 2006). איכון מדויק יותר של מוקדי רעידות האדמה לאורך המערכת הטקטונית של העתקי הכרמל העלה שפיזורם רחב ולא ניתן להצביע על התמקדות הפעילות לאורך קו ההעתק הראשי (העתק יגור) (Hofsteter et al., 1996; שמיר, 2006).

שתי דעות עיקריות קיימות לגבי גיל המערכת: האחת רואה בה חלק מהמערכת "האריתראית" הקשורה לשלבים הראשונים של פתיחת ים סוף ולכן היא קדומה להופעת טרנספורם ים המלח

(Picard, 1931; Picard and Kashai, 1958; Horowitz, 1979; Matmon et al., 2003;)
 (Schattner, 2005). השניה רואה בה ענף שהתפצל מהטרנספורם ולכן גילו מיוקן תיכון
 (Freund, 1970; Garfunkel et al., 1981).

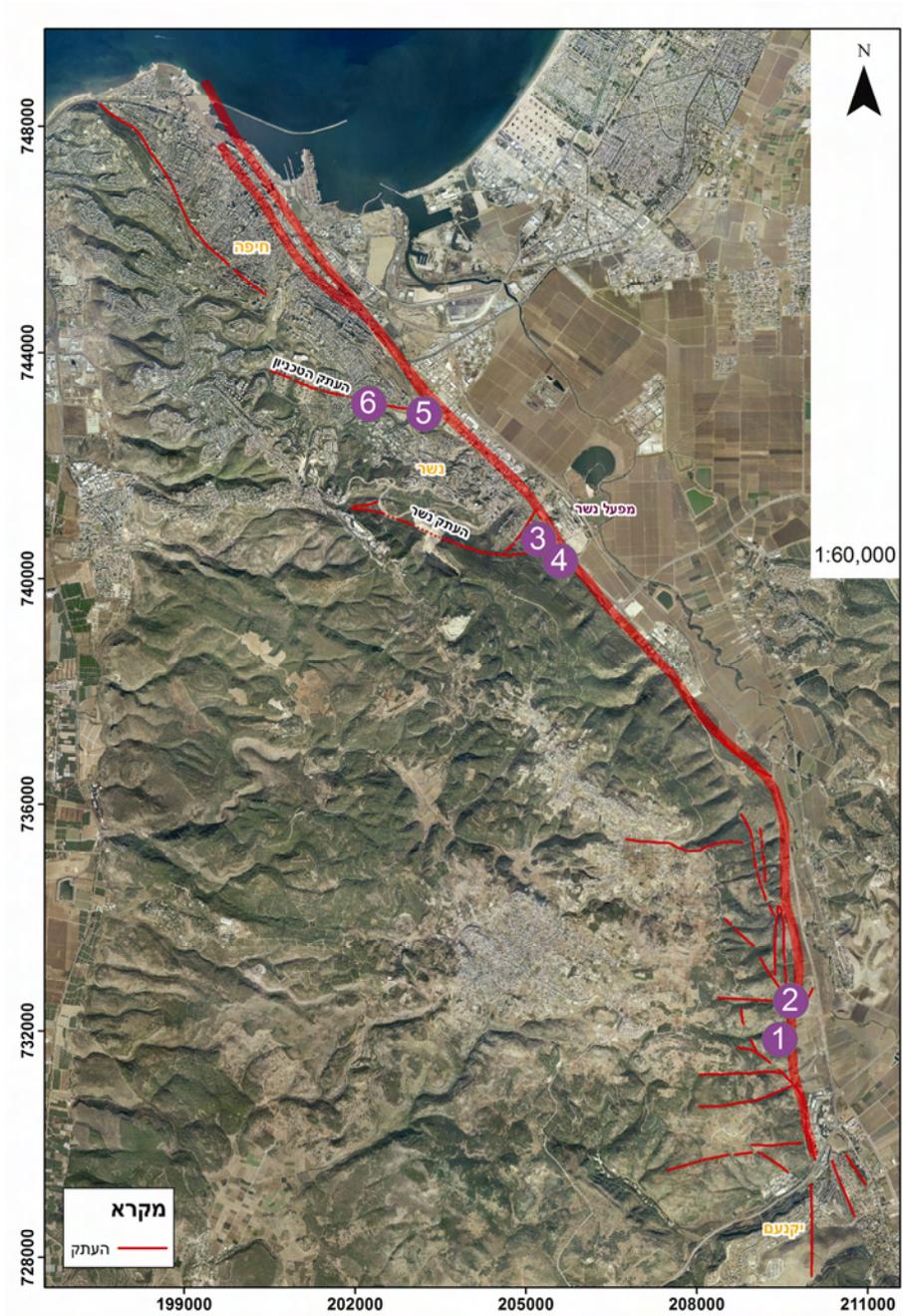
שעור ההסטה האנכית לאורך העתק הכרמל כפי שהיא נמדדת על גג חבורת יהודה, הנה כ-
 1500 מ' (Mero, 1983; Gvirtzman and Peleg, 2006), אך קיימת אי בהירות גבי זמן
 ההרמה של בלוק הכרמל ושעור ההסטה האופקית לאורכו. ע"פ ההסטה של קמר אום אל-
 פאחם (אחרי ארד, 1965), הציע Fruend (1970), ששעור ההסטה האופקית השמאלית
 לאורך ההעתק הנו כ-3 ק"מ. אכמון (1986), העריך את כמות התנועה האופקית השמאלית
 באזור ג'למה ב-1500 מ' ודרומית לו ב 2500-1000 מ', בעוד שצפונה לג'למה היתה לדעתו
 רוב התנועה אנכית. הוא מייחס את ההסטה השמאלית של מערכות ניקוז בשולי הכרמל,
 מדרום לג'למה, לתנועה אופקית צעירה בשעור של כ- 300 מ', אך אינו מציג גיל מדויק לתנועה
 זאת.

(Picard and Kashai (1958) וקשאי (1966), מצאו גיר מיוקני (הוגדר על ידי רייס כתצורת
 ציקלג) על מורדות הכרמל המזרחיים מתחת לעוספיא בגובה 400 מ' ולכן העריכו שרוב
 ההרמה מאוחרת למיוקן התיכון (נסיון לאתר מחדש את המחשוף מתחת לעוספיא לא הניב
 תוצאות). גיר מיוקני תואר גם בפסגת תל קשיש (קסיס) הנמצא לרגלי הכרמל ליד אפיק הקישון
 בגובה של כ-50 מ' מעל פני הים (בוכבינדר, 1968; גבירצמן, 1970), אך לדעת בוכבינדר
 (דברים בע"פ, 2007), הגיר בתל קשיש שייך ככל הנראה לתצורת פטיש מגיל מיוקן מאוחר.

מפלסי גידוד ימי המכוסים בסדימנטים חופיים שנמצאו בגבהים של 120-130 מ' באזור זכרון
 יעקב בדרום הכרמל ו-90-80 מ' באזור סטלה מאריס בקצהו הצפוני, הורבדו לדעת מיכלסון
 (1970) בפלייסטוקן התיכון והם מצביעים על הרמה צעירה של בלוק הכרמל.
 קיימות עדויות להשתפלות צעירה של גרבן קישון בפלייסטוקן (Kafri and Ecker, 1964);
 (Mero, 1983), אם כי גם כאן אין גיל מדויק לשלבי ההשתפלות.
 כמות הנתונים לגבי פעילות העתק הכרמל בפלייסטוקן המאוחר ובהולוקן מועטה. מחקר
 פאליאוסיימי שנעשה בין ג'למה ליקנעם (גליק, 2002), הראה שיחידות סדימנטריות במניפת
 נחל תהומות לרגלי הכרמל שגילן כ-35,000 שנה עברו דפורמציה, אך לא הועתקו. לא נמצאו
 עדויות להעתקה מאוחרת יותר. באזור נשר מצא סלמון (2000) עדויות להעתקה של יחידות
 בנות כ-55,000 שנה. מחקר פאליאוסיימי על העתק נשר (Zilberman et al., 2006), העלה
 שהעתק היה פעיל בפלייסטוקן העליון, אך אין עדויות לפעילות לאורכו ב-20,000-27 השנים
 האחרונות (ראה בהמשך).

בסיור הנוכחי ננסה להוסיף תרומה להבנת ההיסטוריה הטקטונית העתיקה והצעירה של
 הכרמל בעזרת סקירה של שני אתרים: (1) מחסום טקטוני - Shutter Ridge, שנוצר על ידי

העתק יגור בין יקנעם לג'למה ותעלה תת-ימית במחצבת נשר. בנוסף נסקור עוד מספר אתרים היכולים להאיר את הטקטוניקה לאורך בלוק הכרמל מזוויית נוספות (איור 1).



איור 1 - מפת הסיור

תחנה 1 - מחסום טקטוני (Shutter Ridge), לאורך העתק יגור

מחסום טקטוני נוצר כאשר אפיק נחל נחסם על ידי הסטה אופקית או אנכית (בד"כ הפוכה) של העתק החוצה אותו. בעורף המחסום נוצר אגן צבירה בו מורבדים סדימנטים אלוביאליים שמביא הנחל החל מחסימתו. לאחר מילוי האגן בסדימנטים נפרץ בדרך כלל המחסום, אך פעילות טקטונית חוזרת יכולה לחסום מחדש את הנחל ולהתחיל מחזור הרבדה נוסף. לכן, ניתן להעזר בניתוח ותיארוך המילוי הסדימנטרי באפיק הנחל מאחורי המחסום לצורך שיחזור התנועות הטקטוניות לאורך ההעתק היוצר את החסימה.

שני מחסומים טקטוניים אותרו בכרמל לאורך המקטע של העתק יגור הנמשך בין יוקנעם לג'למה (אשקר, 2007; איור 1) הצפוני בנצ. 20940/23400 והדרומי בנצ. 20960/23205. לדעת אכמון (1986) נחסמו הנחלים כתוצאה מתזוזה שמאלית צעירה בשעור של כ- 300 מ' שהסיטה את תוואי הנחלים באזור זה (גליק, 2002; אשקר, 2007).

שני הנחלים פרצו את המחסום הטקטוני מאוחר יותר והתחתרו בתוך המילוי שהצטבר מאחוריו. הנחל הצפוני יצר מפער החוצה את הבלוק החוסם ואילו הנחל הדרומי פרץ פתחה תוך עקיפת הבלוק החוסם מצדו הצפוני.

הסיור יערך במחסום הטקטוני הדרומי בו תועד החתך הסדימנטרי של המילוי ותוארך בשיטת OSL. בסיור נסקור את מבנה המחסום הטקטוני, המילוי של האפיק החוסם, המפלסים המורפולוגיים ומניפות הסחף במוצא האגן.

מבנה האזור (איור 2)

הנחל החוסם הוא אפיק מסדר ראשון שאורכו כ- 2 ק"מ, המנקז את השוליים המזרחיים של דלית אל כרמל. אפיק הנחל התחתר בתוך חתך של סלעים מגיל טורון, הנוחת מזרחה אל העתק יגור. במרכז הפלקסורה נוצר עמק רחב דמוי קרקס עקב גלישה שחסמה את האפיק ויצרה מערכת מפלים יבשים מעל חלקו התחתון (איור 2).

לאורך שולי המדרון הצפון מזרחי של הכרמל, נחסם האפיק על ידי בלוק של גג חבורת יהודה הנטוי למזרח, שהוסט צפונה באזור בו יוצר העתק יגור רצועת גזירה רחבה (אכמון, 1986). הנחל זורם למזרח עד לחסימה ומשם הוא פונה צפונה, עוקף את הבלוק החוסם וזורם לדרום מזרח אל עמק הקישון.

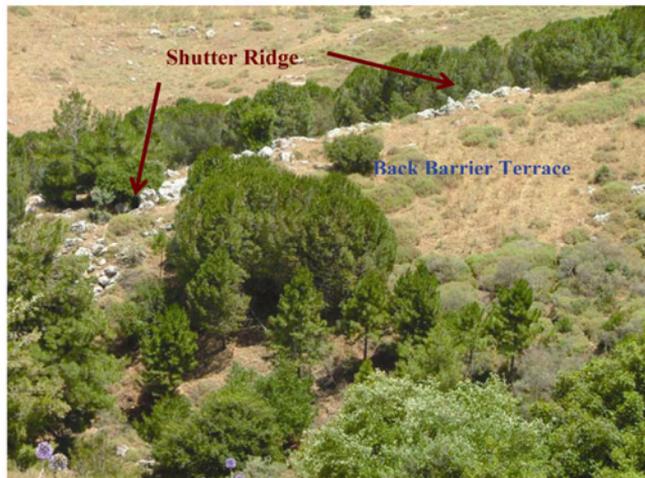
במסגרת הסיור נסקור מספר יחידות מורפוסטרטיגרפיות: 1. החתך הסדימנטרי של הטרסה שנוצרה מאחורי המחסום 2. טרסה נמוכה בפתחת האגן 3. מניפות הסחף במוצא האגן.

הטרסה מאחורי המחסום

בין המחסום הטקטוני במזרח לבין העתק משני הנמשך לאורך שולי מדרון הכרמל במערב, הצטבר חתך אלוביאלי-קולוביאלי שיצר טרסה המשתרעת מדרום לאפיק הנחל. חלקו התחתון של אפיק הנחל מתחתר בחתך הטרסה שעוביו מגיע עד ל-8 מ' (איורים 3-5).



איור 2 - אורתופוטו של הרכס החוסם הדרומי



איור 3 - הטרסה שנוצרה בין המחסום למורדות הכרמל



איור 4 - מישור ההעתק התוחם את הטרסה במערב ומפריד בינה לבין מדרונות הכרמל

החתך מורכב משתי יחידות שביניהן אי התאמה המצביעה על גידוע (איור 6): היחידה התחתונה: צבעה צהבהב-אפור, עוביה החשוף 3.5 מ' והיא נשמרה בצמוד למדרון הפלקסורה במעלה האפיק וחסרה במורדו בסמוך למחסום. היא בעלת שיכוב מטושטש ומורכבת מבלוקים מזוותים, הצפים במטריקס קרבונטי-חרסיתי. מאסף הקלסטים הגסים כולל מרכיבים שנגזרו מסלעי דולומיט, גיר, וקרטון של חבורת יהודה ואולי גם הר הצופים וקלסטים בלויים של סלעים וולקניים. אין מחשופי סלעים וולקניים במפה הגיאולוגית של אגן הניקוז של הנחל המתנקז אל המחסום הטקטוני, אך הם חשופים באגן של אפיק דרומי יותר המנקז את אזור המוחרקה. הגיל של יחידה זאת הנו 146 ± 20 ka בבסיס ו- 24.5 ± 2.5 ka בגג והדבר מצביע על קצב הצטברות איטי ביותר (0.025 מ"מ/שנה).

היחידה העליונה: מהווה את רוב המילוי שהצטבר מאחורי המחסום. עוביה החשוף מגיע עד ל-8 מ' והיא בעלת צבע אדמדם הנובע מקרקע טרה רוסה סחופה המרכיבה את עיקר המטריקס. היא מורכבת מקלסטים גסים (עד 70 ס"מ) בבסיס ומסדימנט דק גרגר המכיל קלסטים מזוותים קטנים (עד 20 ס"מ) בחלקים העליונים. המבנה של הסדימנט הנו תמוך גרגר בבסיס ותמוך מטריקס בחלקים העליונים. הקלסטים הגסים נגזרו מסלעי גיר ודולומיט של חבורת יהודה ללא מרכיבים וולקניים. בחלקים העליונים של החתך, בסמוך למחסום, ניתן לפעמים להבחין בשכוב אופקי. החלק העליון של טרסה שמדרום לאפיק מכיל בולדרים שהדרדו ממדרון הכרמל. הגילים שהתקבלו ליחידה זאת משתנים בין 5500 ± 100 שנה (העתיק ביותר) ועד 770 ± 130 שנה (הצעיר ביותר). החלק העליון, מייצג ככל הנראה סדימנט קולוביאלי צעיר שהורבד על גבי הטרסה.

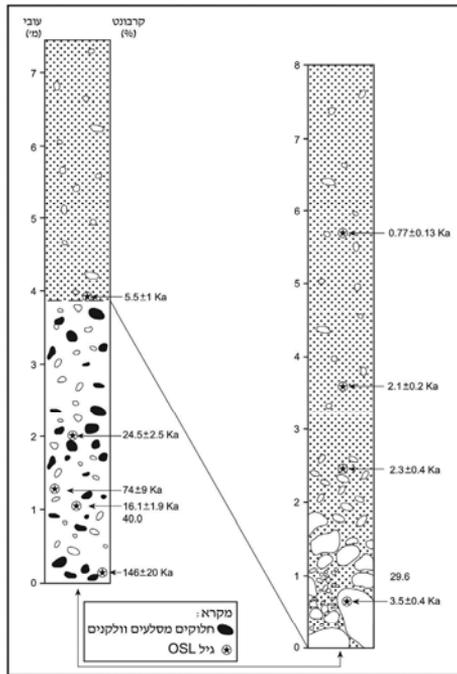
הטרסה במוצא האפיק (איור 5)

טרסה של סדימנט קולוביאלי-אלוביאלי נמצאת בפתחת האגן מול המחסום הטקטוני כ-4.5 מ' מעל האפיק. הטרסה מורכבת מקלסטים גסים עד לגודל של בולדרים במטריקס דק שעיקרו נגזר מטרה רוסה סחופה, אך חלקה העליון מכוסה בסדימנט אדמדם דק יותר. מדרגה מורפולוגית מפרידה בין הטרסה לבין מניפת הסחף הנטושה במוצא האגן. גיל הסדימנט בטרסה (כ- מטר מתחת לפני השטח) משתנה בין 3000 ± 400 שנה ל- 1100 ± 300 שנה. גיל זה דומה לגיל היחידה הסדימנטרית הצעירה שהצטברה מאחורי המחסום.

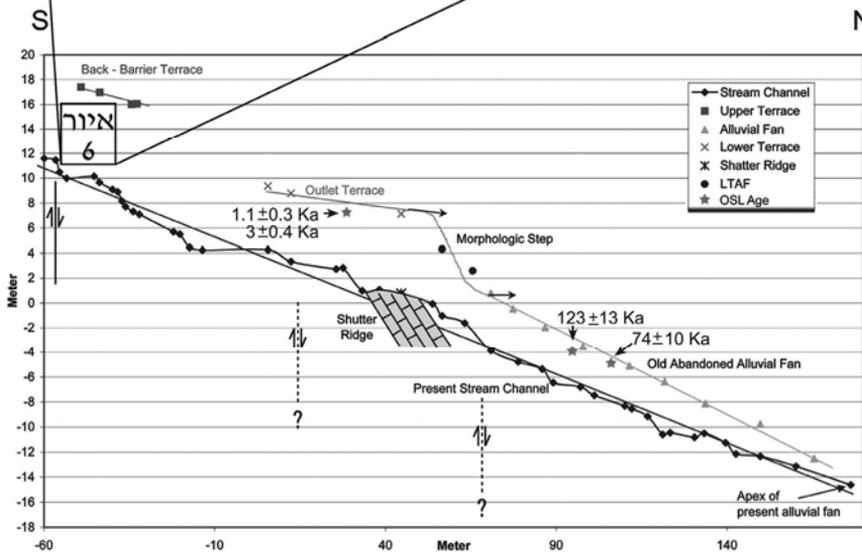
מניפות הסחף במוצא האגן

שתי מניפות סחף נמצאות במוצא האגן: מניפת סחף עתיקה ונטושה הצמודה למחסום הטקטוני ומניפה טלסקופית פעילה שהתפתחה מזרחה יותר, בקצה מניפת הסחף הנטושה. המניפה הנטושה מורכבת מסדימנטים גסים ומכילה בולדרים רבים וכן נמצאו בה מעט קלסטים שמוצאם מסלעים וולקניים. האפיק הנוכחי מתחת במניפה הנטושה ויוצר מניפה שטוחה בסמוך לשוליה המזרחיים. שני גילים התקבלו מהמניפה הנטושה: 74 ± 10 ka ו- 123 ± 13 ka.

גילים אלה נמצאים בטווח הערכים שהתקבלו עבור היחידה הסדימנטרית העתיקה שהצטברה מאחורי המחסום.



איור 6 - חתך בסדימנטים שהצטברו מאחורי המחסום



איור 5 - פרופיל אורך של אפיק הנחל החסום, הטרסות הנחליות ומניפות הסחף באזור המחסום הטקטוני הדרומי (מבוסס על מדידות ב EDM)

סיכום

שתי יחידות סדימנטריות שונות בגילן ובמקורות הסחף שלהן נמצאו באגן שמאחורי המחסום הטקטוני: א. יחידה עתיקה המכילה סדימנטים שמקורם בסלעים וולקניים, הקשורה למניפת הסחף הנטושה במוצא האפיק. יחידה זאת הצטברה באיטיות במשך תקופה של כ- 120,000 שנה. ב. יחידה צעירה הקשורה לטרסה בפתחת המחסום, שהצטברה החל מלפני 5000-6000 שנה.

לא נמצאה מניפת סחף הקשורה למילוי הצעיר והטרסה שבפתחת העמק מופרדת במדרגה מורפולוגית מהטרסה הנטושה.

שתי היחידות החלו להצטבר באפיק שעומקו היה דומה לנוכחי ומכאן ניתן ללמוד שבין שתי תקופות ההרבדה חלה סחיפה שניקתה את רוב האפיק מהמילוי הקודם. ניתן לפרש את שתי תקופות ההצטברות של חתך עבה לאורך האפיק התלול כתגובה לשני ארועים של חסימה טקטונית של האפיק: האחד ארע לפני כ- 140,000 שנה והשני לפני כ- 5000-6000 שנה. עם זאת, יש לשקול גם אפשרויות אחרות להצטברות החתך הצעיר, הקשורות לשינויים במשטר הסחיפה על מורדות הכרמל עקב שינויי אקלים או פעילות האדם.

גם הטרסה בפתחת האפיק מציגה סימן שאלה לגבי אפשרות של פעילות טקטונית צעירה: המדרגה המורפולוגית בינה לבין המניפה הנטושה מעלה אפשרות שחלה הרמה מסוימת של אזור מוצא הנחל ביחס לבסיס הסחיפה בעמק הקישון. השערה זאת מקבלת חיזוק מההתחברות של האפיק הנוכחי במניפה הנטושה ומהתפתחותה של מניפה טלסקופית צעירה בשוליה המזרחיים.

במידה ואכן חלה הרמה זאת, היא מצביעה על קיומו של העתק נוסף העובר לרגלי המחסום הטקטוני מצדו המזרחי.

בעיה נוספת שטרם נפתרה היא מקור הסדימנטים שנגזרו מסלעים וולקניים. ניתן להציג כמה הסברים למקור הסדימנטים: 1. סלעים וולקניים שהיו חשופים בעבר באגן הניקוז של הנחל, אך כוסו על ידי גלישות או סחף צעיר. 2. הסדימנט הובא לכאן על ידי נחל שניקז אזורים דרומיים יותר בכרמל וזרם לאורך מדרונותיו צפונה. 3. הסדימנטים הובאו לכאן על ידי תזוזה אופקית שמאלית לאורך העתק יגור מאזורים דרומיים יותר.

תחנה 2 - זרם בליט (Debris flow) בשולי הכרמל (איור 7)

רכס קשתי נמוך שכוונו הכללי צפון-דרום, המורכב מגושי ענק בקוטר של מספר מטרים, נמשך לאורך הגדה המזרחית של אפיק קטן מסדר ראשון, הנמצא מצפון לאפיק החסום (אשקר, 2007).

הרכס של זרם הבליט מופה בטעות בעבר כמחשוף של סלעי הטורון המוגבל ע"י העתק בצדו המערבי.

מקור הגושים הנה התמוטטות של יחידת גיר טורוני קשה הנטויה מזרחה, שיצרה עמק קרקסי קעור במעלה האפיק. עקב ההתמוטטות ואולי בשילוב עם זרמי מים נוצרה זרימה צמיגה תמוכת מטריקס של גושי ענק שנעה לדרום מזרח לאורך שולי המדרון של הכרמל, למרחק של כמה מאות מטרים. התוואי הנוכחי של הנחל "כלוא" בין רכס זה לבין מדרונות הכרמל ולכן הוא משנה את כוונו ביציאה מחזית הכרמל ממזרח-מערב לדרום וזורם לאורך הרכס עד לקצהו הדרומי, שם הוא פונה שוב מזרחה אל עמק נחל קישון. נלך מספר מאות מטרים בעלייה מתונה במעלה הרכס כדי לצפות בצלקת הגלישה ממנה נגזרו הבלוקים ובמניפות הסחף הצעירות יותר של הערוץ.

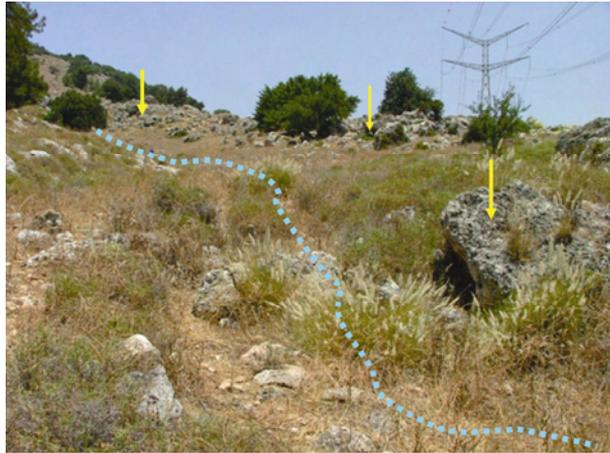
תחנה 3 - החתך הימי במחצבת נשר - תעלה תת-ימית מגיל מיוקן מאוחר עד פליוקן מוקדם

מחצבת נשר היתה אתר של כריית חומר גלם למלט עוד מתחילת המאה העשרים. המחצבה (הנטושה כיום) ממוקמת בתוך בלוק של תצורת עדולם מגיל אאוקן תחתון, הנטוי בתלילות (עד 80°) לצפון מזרח. הבלוק הנטוי תחום על ידי שלושה העתקים: בדרום - העתק נשר, בצפון מזרח, העתק יגור, ובצפון מערב העתק קצר שכוונו דרום מערב הנמשך בין העתק יגור והעתק נשר (קרץ', 1959; איור 8)

חומר הגלם שנחצב היה סדימנט ימי שגילו הוגדר כפליוקן מוקדם על סמך מגה-פאונה (Blanckenhorn 1931; Blake, 1936; Picard, 1943; Moshkowitz, 1968). עם זאת, עד היום לא תואר החתך הגיאולוגי במחצבה ויחסו לסלעי חבורת עבדת הסובבים אותו. בסיור הנוכחי נסקור את האופי הסדימנטולוגי של החתך ויחסיו המורפוסטרטיגרפים והטקטוניים עם הבלוק הנטוי של סלעי חבורת עבדת ונדון בסביבת ההרבה בה הוא הצטבר.

מבנה המחצבה

מחצבת נשר הנה תעלה תת-ימית צרה החתורה בסלעי תצורת עדולם, שבסיסה בגובה של כ-20 מ' מעל פני הים וחלקה העליון, הנשען על העתק נשר, נמצא בגובה של כ-90 מ' מעל פני הים. את התעלה ממלא חתך משוכב אופקית שעוביו עולה על 60 מ', המורכב מחילופין של סדימנטים ימיים דקי וגסי גרגר. בגדה הצפונית של הקניון חתורות בתצורת עדולם מספר תעלות משניות שכוונן ניצב לזה של התעלה הראשית (איור 9) והן מלאות בסדימנט ימי חווארי דק גרגר משוכב אופקית. מעל למערכת התעלות מונח חתך ימי חווארי משוכב בעובי של מטרים ספורים, הנטוי בשעור של כ- 10° מזרחה בחלק המערבי של הקניון, בסמוך להעתק נשר. על גבי הגדה הדרומית של התעלה נמצאים שרידים של סדימנטים ימיים שרובם גסי גרגר.



איור 7 - הרכס של זרם הבלית (מסומן בחיצים צהובים) - מבט לצפון אל מעלה האפיק הזורם

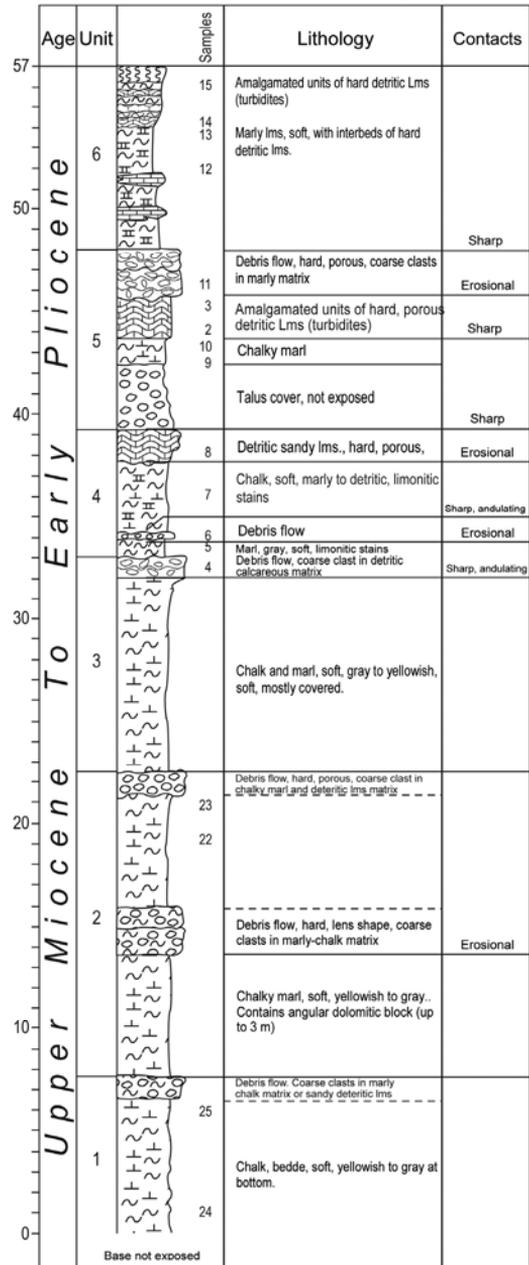


איור 8 - מפה המציגה את אזור המחצבה והעמק נשר



איור 9 - מבט אל הקיר הצפוני של מחצבת נשר

תאור החתך (איור 10)



איור 10 - החתך של מחצבת נשר

שני פאציאסים עיקריים מרכיבים את החתך הממלא את התעלה: פאציאס חווארי-קירטוני ופאציאס אלוכטוני גס גרגר המורכב מסדימנט שהגיע אל האגן בתהליכי גלישה תת-ימיים (איור 10).

הפאציאס הקירטוני-חווארי

מהווה את רוב נפח החתך. הוא מורכב מחתך משוכב של סדימנט דק גרגר עם תכולה משתנה של קרבונט ומכיל מאסף של פורמיניפרים פלנקטוניים ובנטוניים המייצגים עומקים רדודים ועמוקים. מאספי הפורמיניפרים אופייניים לתקופת המיוקן המאוחר עד פליוקן מוקדם (ר. סימן טוב, המכון הגיאולוגי). לפעמים ניתן למצוא בפאציאס זה גם קלסטים אלוכטוניים גסים הצפים בסדימנט הדק. פאציאס זה הורבד בים עמוק מתחת לבסיס הגלים והוא מורכב הן מסדימנט פלגי והן מחומר דטריטי דק גרגר שמקורו באזורים רדודים בשולי היבשה. בבסיס החתך נמצאו צדפות החיות בעומקים של עד 300 מ' (ז. לוי דברים בע"פ, 2007).

הפאציאס האלוכטוני גס הגרגר

מורכב משכבות וגופים עדשתיים הבנויים מתערובת של קלסטים מעוגלים ומזוותים בגדלים המגיעים למספר עשרות ס"מ. יחידות סדימנטריות אלה הן חסרות שיכוב פנימי ותנוחת החלוקים מצביעה על עירבול בזמן התנועה וההרבה. המטריקס הנו בדרך כלל חוואר ולפעמים גיר דטריטי. חלק מיחידות אלה עוברות לטרלית כלפי שולי התעלה לגיר דטריטי גס גרגר המכיל סטרוקטורות של טורבידיטים. באחת היחידות הגיריות נמצא המאובן Borelis Melo Melo האופיני למיוקן המאוחר (בוכבינדר, דברים בע"פ, 2008). רוב החלוקים והבולדרים המעוגלים נגזרו מסלעי גיר ודולומיט בעוד שרוב הקלסטים המזוותים הם קירטוניים. בנוסף לכך, ניתן למצוא גושי ענק של גיר ודולומיט מתצורת יגור שקוטרם מגיע עד 3 מ' גם ביחידות האלוכטוניות וגם בפאציאס דק הגרגר. רוב היחידות האלוכטוניות עברו תהליכי המסה אינטנסיביים שפגעו בעיקר בחלוקים והותירו במקרים רבים מבנה דמוי ספוג בו שימרו החללים את צורת החלוקים שהומוסו. בחלק מחללי החלוקים התפתחו ספאלאוטמים קטנים.

סיכום

החתך של מחצבת נשר הורבד בים עמוק בשולי הכרמל. היחידות האלוכטוניות מייצגות סדימנטים שהגיעו אל האגן בתהליכי גלישה (Mass flow) תת-ימיים מהאזורים הרדודים. הן מכילות בין היתר חלוקים ובולדרים מעוגלים היטב, המצביעים על כך שאל אזור החוף שממערב לתעלה התנקז נחל שאפיקו היה מספיק ארוך על מנת שיווצרו חלוקים מעוגלים לאורך מסלול הזרימה. קיומו של שפך נחל בעל אגן ניקוז גדול ממערב לתעלה התת-ימית מצביע על כך שהכרמל לא הווה רכס צר ובולט כמו היום אלא היה חלק מאזור יבשתי נרחב שהשתרע מדרום ודרום מזרח לקו החוף.

בנוסף לחלוקים, מכילות יחידות אלה גושי סלע גדולים שנותקו משולי הבלוק המורם של הכרמל על ידי הסדימנט הגולש על גבי המדרון התת-ימי. יתכן שכל יחידה אלוכטונית מייצגת רעידת אדמה שערערה את יציבות הסדימנט באזורים הרדודים וגרמה בין היתר להתמוטטות חלקים מהמדרונות התת-ימיים של הכרמל.

הרכב הבלוקים בגלישות אלה מצביע על כך שמעל העתק נשר התרומם מדרון תלול הבנוי מתצורת יגור בדומה למצב הנוכחי ולכן, נראה שחלק ניכר מההסטה האנכית על העתק נשר התרחשה כבר בתקופה זאת. התנוחה האופקית של החתך בתוך התעלה ומעל שוליה, מעיד על כך שהבלוק האאוקני בו התחתרה התעלה הוטה מזרחה עוד לפני התחתרותה ומאז לא עבר הטיה משמעותית נוספת. בנוסף לכך, מצביעה התנוחה האופקית של החתך על קיומו של שווי משקל בינו לבין חתך שהצטבר באותה תקופה בים העמוק שהיה בעמק זבולון וכיסה בהדרגה גם את שולי הכרמל. מכאן ניתן להסיק שההרמה של התעלה אל עמדתה הנוכחית התרחשה ככל הנראה לאורך העתק יגור לאחר הרבדת החתך.

ע"פ העומק בו הורבד החתך ניתן להעריך שהוא הורם בשעור של כ-300 מ', בדומה לזה של תצורת ציקלג מזרחה יותר. כלומר, הבלוק של נשר ובלוק הכרמל הורמו כיחידה טקטונית אחת לאחר הרבדת החתך הממלא את התעלה ללא פעילות משמעותית לאורך העתק נשר.

הגיל שנקבע למילוי התעלה הנו מיוקן מאוחר עד פליוקן מוקדם והוא מבוסס בעיקר על מאספּ הפורמיניפרים, על העדר הפורמיניפר *G. Margaritae* האופייני לתקופת הפליוקן ועל מציאת הפורמיניפר *Borelis Melo Melo* המאפיין את המיוקן המאוחר, באחת היחידות האלוכטוניות.

יש לציין שזה החתך הימי העמוק היחיד מתקופת סוף המיוקן ותחילת הפליוקן החשוף בישראל ולכן יש חשיבות רבה לשימורו. מאחר שהמחצבה משמשת היום אתר לסילוק פסולת בנין, יש סכנה שהחתך יקבר בעתיד הקרוב.

מסלול הסיור

הסיור יתחיל בבסיס המחצבה שם נסקור את שני הפאציאסים העיקריים הבונים את החתך. נטפס לתצפית על המחצבה לאורך הכביש המקיף אותה מדרום ונצפה על המבנה הגיאולוגי של הבלוק האאוקני. לאחר מכן, נרד לצפות מקרוב בגלישה רוטציונית שהתפתחה על גבי היחידה החווארית התחתונה ונפגוש מספר בלוקים של תצורת יגור שהושארו במחצבה לאחר שהוצאו מתוך היחידה החווארית השניה בזמן הכרייה. נחזור ונטפס אל הכביש ונסקור את החלק העליון של החתך הקרוב להעתק נשר.

לאחר שנסיים את התצפיות במחצבה, נלך דרומה לאורך המתלול של העתק נשר (איור 11) עד לבית הקברות המוסלמי, במקום בו נערך בשנת 2006 מחקר פאליאויסימי באמצעות חפירת תעלות (כיום התעלות מכוסות). באתר זה תינתן סקירה קצרה על תוצאות המחקר נדון באופי הפעילות על ההעתק בפלייסטוקן המאוחר כפי שהוא עולה מתוצאות המחקר.

תחנה 4 - העתק נשר - תוצאות של מחקר פאליאויסימי

מבוא

העתק נשר המתפצל מהעתק יגור, נמשך בכוון כללי מזרח-מערב (N110°E), מאזור נשר ועד פרשת המים של רכס הכרמל מצפון לאוניברסיטת חיפה. באזור מחצבת נשר, שם הוא מציב

את תצורת עדולם מול תצורת יגור, מגיעה ההסטה האנכית של ההעתק ל 1000 מ' (קרץ', 1959) והיא דועכת במהירות כלפי מערב. Zilberman et al. (2006) זיהו רישומי החלקה (Slickensides) אופקיים על גבי מישור ההעתק ואשקר (2007) מתארת mega-slickensides תת-אופקיים באיזור הבניה של שכונת רמת אלמוגי בכרמל וכן פיתול של נחל נשר במקום בו הוא חוצה את תוואי ההעתק. לדעתה, יתכן שהפיתול באפיק הנחל, מושפע הן מקיומו של קו חולשה מורפולוגי לאורך ההעתק והן מתזוזה אופקית בשעור לא ידוע. בשולי מחצבת נשר מסיט ההעתק יחידות מגיל סוף מיוקן-תחילת פליוקן.

העתק נשר נבחר לביצוע מחקר פאליאוסייסימי מאחר שתוואי העתק יגור קבור באזור חיפה על ידי תשתיות שונות ומבני תעשייה ומגורים. על סמך הנחה שהעתק נשר מסתעף מהעתק יגור, ניתן לשער שהוא מגיב לפעילות טקטונית וסייסמית על גבי ההעתק הראשי ולכן, ניתן ללמוד ממנו על אופי הפעילות הטקטונית על גביו. עם זאת, אנו מניחים שהנתונים שהתקבלו מניתוח העתק זה מייצגים רק חלק מהפעילות הטקטונית שהתרחשה לאורך העתק יגור.

אתר המחקר נבחר בקרבת בית הקברות המוסלמי השוכן ממערב למפעל המלט הישן של נשר, במקום בו מכוסה תוואי ההעתק על ידי מניפת סחף קטנה שמקורה בערוץ מסדר ראשון המנקז את מחשופי תצורת יגור במורדות הכרמל (אשקר, 2007; איור 8).

באתר נחפרו 3 תעלות מחקר מקבילות בכוון צפון-דרום בניצב להעתק נשר (איור 12). התעלה המערבית ביותר נבחרה לצורך ביצוע האנליזה הפאליאוסייסימית והיא תוארה בקנ"מ 1:20. היחידות השונות תוארכו בשיטת OSL במעבדות המכון הגיאולוגי על ידי נ. פורת.



איור 12 - חפירת התעלה באזור נשר

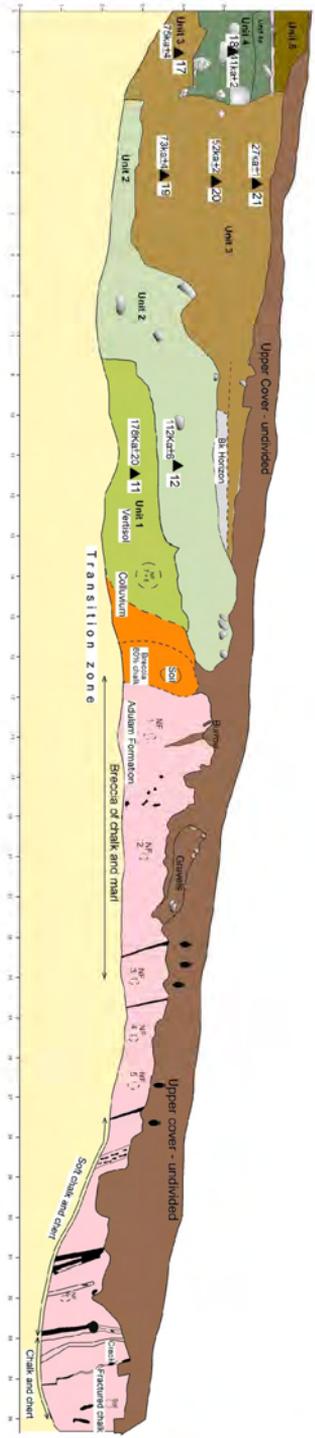


איור 11 – מישור העתק נשר

תאור היחידות הנחשפות בתעלה (איור 13)

בחפירה התגלה כי ההעתק מציב חתך קירטוני-חווארי של תצורת עדולם שגילה פאלאוקן עליון ביותר עד אאוקן תחתון, מול יחידות קולוביאליות-אלוביאליות בעובי העולה על ארבעה מטרים (בסיסן אינו חשוף) (איורים 13,14).

דרום



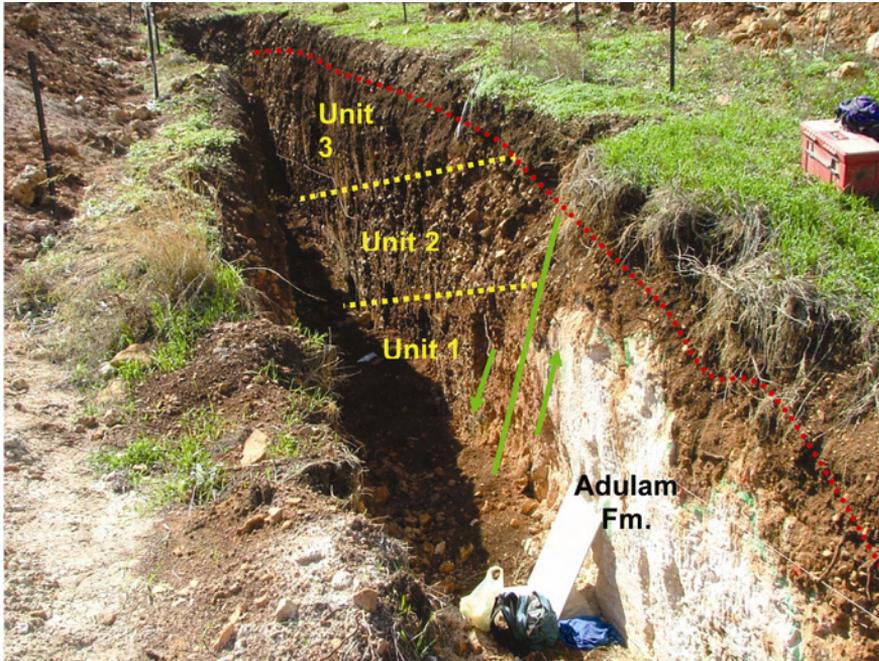
צפון

תעלת נשר - קיר מערבי

- Legend**
- Chert layer
 - ▲ Chert concretions
 - Gravel
 - Bk Horizon
 - Pottery
 - Paleontological sample
 - ▲ OSL sample
 - ▲ OSL age
 - Fractures

איור 13 - שרטוט (לוג) של הקיר הצפוני של תעלת נשר (קנ"מ - 1:20)

תצורת עדולם נטויה בשעור של $60-80^\circ$ לצפון מזרח והיא בנויה מקירטון חווארי בבסיס ומעליו קרטון קשה עם אופקי צור. הקירטון סדוק בצפיפות עם הסטות של מס' עשרות ס"מ ובקרבת ההעתק קיימת רצועה ברוחב מספר מטרים בה הסלע מורכב בעיקר מברקציה של חוואר וקירטון.



איור 14 - הקיר הצפוני של התעלה. מחשופים לבנים של תצורת עדולם חשופים מצפון לקו ההעתק ויחידות קולוביאליות-אלוביאליות כהות מצדו הדרומי.

איזור המעבר ויחידה 1

בקרבת קו ההעתק נמצאה יחידה המורכבת מקלטים שנגזרו מהמסלע הקירטוני הקרוב, אך נמצאו גם מרכיבים שמקורם בסלעים שונים מאלה החשופים בתעלה. היחידה משתנה פאציאלית כלפי דרום מיחידת תמוכת חצצי קירטון ליחידת חרסית ורטיסולית המכילה מעט חצצים שבה התפתחה קרקע קרבונטית בדרגה - stage II-III. אופי היחידה מצביע על כך שהיא מהוה יתד קולוביאלי שהושקע על גבי הבלוק הירוד דרומה ממישור השבר. הורטיסול החרסיתי הצטבר בתוך אגן קטן שהתפתח מדרום להעתק והוא מכיל מעט חצצים מסלעי המדרונות הצמודים. היחידה תוארכה ל- 178 ± 20 ka.

יחידה 2

מורכבת מקלטים גסים מזוותים (עד 80 ס"מ) שמקורם בתצורת יגור שהורבדו על ידי debris flow באי התאמה על גבי יחידה 1. עוביה 1-2 מ' והיא תמוכת חלוקים בגג ותמוכת מטריקס

חרסיתי חום אדמדם בבסיס. ביחידה זאת התפתח פליאוסול קרבונטי בדרגה stage II-III. גיל היחידה בין 112 ± 6 ka, ועד 137 ± 19 ka בגבול עם יחידה 3. יחידה זאת נטויה דרומה (איור 14).

יחידה 3

יחידה קולובית-אלובית חרסיתית חומה אדמדמה המשוכבת באי-התאמה על יחידה 2 בעובי של עד 4 מ'. היחידה הינה ורטיסול מאסיבי המכיל עד 10% קלסטים מזויתים בעיקר של דולומיט עד גודל של 10 ס"מ. הורטיסול מכיל תצבירי קרבונט אורתיים (orthic) - בעלי גבולות חדים) חומים אדמדמים בגודל של עד 4-5 ס"מ ו- דיס-אורתיים (disorthic) - בעלי גבולות הדרגתיים עם הסדימנט) בהירים בגודל של עד 1 ס"מ. כ-1 מ' מתחת לגג היחידה נמצאו כלים פרהיסטוריים - (מיקרוליטים) האופיניים לתקופת האפי-פאלאולית (10,000-20,000 שנה - א. הון דברים בע"פ, 2006). גילי ה-OSL שנתקבלו הם בין 137 ± 19 ka בבסיס ל- 27 ± 1 ka. בג. היחידה הושקעה באיטיות בתוך שקע קטן שנצרך עקב ההטיה דרומה של יחידה 2 תוך כדי התפתחות תצבירי קרבונט בתהליכים פדוגניים לכל אורך החתך.

יחידה 4

יחידה בעובי של עד 2 מ' המורכבת מקלסטים גסים שמקורם באפיק המדרוני הקרוב. מונחת באי-התאמה על יחידה 3 ויתכן שגודעת חלק ממנה. היחידה הינה תמוכת חלוקים, בלתי משוכבת וממוינת וכוללת גושי דולומיט מזויתים בגודל של עד 60 ס"מ במטריקס חרסיתי חום אדמדם. היא דומה באופייה ליחידה 2 ונראה שגם היא הורבדה על ידי debris flow. היחידה תוארכה ל- 41 ± 2 ka.

יחידה 5

יחידת אלוביום גס בעובי של עד 1.2 מ' המונחת באי-התאמה על יחידה 4. המבנה הוא תמוך חלוקים ומשתנה לתמוך מטריקס חרסיתי חום. החלוקים דולומיטיים ברובם בגודל של עד 30 ס"מ. קרקע קרבונטית בדרגה stage II-III מופיעה במגע עם יחידה 4. גיל ה-OSL - 78 ± 8 ka, הנו עתיק לגיל היחידה שמתחת והוא משקף ככל הנראה תהליך של סחיפת חומר עתיק יותר מהמדרון הקרוב ללא איפוס.

יחידה 6

יחידה קולובית צעירה בעובי של עד 1 מ' המכסה את כל הקודמות כולל את הסלע האיזוקני בחלק הצפוני של התעלה המחופה לעיתים ע"י קרום קרבונטי דק. בצד הדרומי של התעלה היחידה היא תמוכת מטריקס סיון חרסיתי חום אדמדם ומכילה עד 20% חצצים, ובחלק הצפוני המבנה מסיבי. היחידה מופרת ומכילה חרסים רומים-ביזנטים ומחופה ע"י קרקע רנדזינה חומה.

סיכום

הדפורמציה שנחשפת בתעלה מראה שמגמת ההסטה האנכית לאורך העתק נשר בפלייסטוקן המאוחר היתה הפוכה לכוון ההסטה האנכית הכוללת. תוצאות המחקר מצביעות על כך שהעתק נשר היה פעיל לאורך תקופת הפלייסטוקן העליון, אך פעילותו דעכה לקראת סוף הפלייסטוקן ואין עדויות לפעילותו ב-27,000-20 השנים האחרונות.

שקע טקטוני קטן נוצר בפלייסטוקן המאוחר לאורך הגבול הדרומי של ההעתק והוא התמלא לאיטו בסדימנטים קלסטים הבנויים מיחידות קולוביאליות גסות ויחידות חרסיתיות. ניתוח של החתך מאפשר להבחין במספר אירועים סדימנטריים וטקטוניים.

(1) היווצרות איטית של שקע טקטוני בצמוד להעתק תוך כדי השקעה איטית של יחידה 1 לפני 178 ± 20 ka. התפתחות הקרקע הקרבונטית בגג יחידה 1 מעידה על תקופה של "שקט" טקטוני וסדימנטרי קודם להשקעתה של יחידה 2.

(2) השקעה של debris flow גס גרגר (יחידה 2), שמקורו בסדימנטים מדרוניים שהצטברו על מחשוף של תצורת יגור, בארוע יחיד המתוארך ב-OSL בין 137 ± 19 ka ל- 112 ± 2 ka.

(3) התחדשות של הפעילות הטקטונית לאחר השקעת יחידה 2, לפני לפחות 112 ± 2 ka גרמה להטיה של יחידות 1,2 לכוון דרום. השקע הטקטוני התמלא בסחף קולובי-אלובי דק גרגר שמקורו במדרונות הקרובים (יחידה 3).

(4) הרבדה איטית של יחידה 3 מ- 73 ± 4 ka ועד 27 ± 1 ka (גילי OSL) או אף תקופה מאוחרת יותר (10-20 ka), אם נסתמך על גיל הכלים האפי-פליאוליתיים שנמצאו בגג היחידה. ההתפלגות ההומוגנית של הקרבונטים לאורך החתך של יחידה 3 והעדר אופקים קלציים מפותחים, מעידים על צבירה סינטקטונית איטית של החרסיות והקרבונט. שעור השקיעה הטקטונית והמילוי הוא של כ-3 מ' במשך 50 ka - קצב ממוצע של 0.06 מ'"/שנה. הפליאוסול הקרבונטי בגג היחידה מייצג תקופת "שקט" טקטוני וסדימנטרי.

(5) השקעת יחידות 4, 5, האלוביאליות הגסות בשפוע המקביל לפני השטח כחלק ממניפת הסחף של הנחל. יחידות אלה כנראה מאוחרות לדפורמציה אם כי גילן אינו ברור.

(6) השקעת יחידה 6 הקולוביאלית, ואחריה התיישבות רומית ביזנטית על מניפת הסחף.

מסקנות

- תוצאות הניתוח הפאלאוסיימי מצביעות על כך שהעתק נשר אינו יכול להחשב כהעתק "פעיל" ומעמדו הטקטוני על-כן נשאר "חשוד כפעיל".
- אופי החתך וקצב הפעילות הטקטונית האיטי לאורך ההעתק אינו מאפשר לבודד ארועים סייסמיים בודדים ולכן אינו מספק מידע על עוצמת רעידות האדמה או זמן חזרתן.

- קצב התנועה הטקטונית הממוצעת על העתק נשר בפלייסטוקן המאוחר הוא נמוך - 0.06 מ"מ/שנה.

תחנה 5 - העתק, דייק, ובקעת הטכניון

העתק/דייק הנחשף בקיר מחצבה 4.5 ליד מסוף אגד (נווה שאנן), וכוונו $N75^{\circ}W$ (נ.צ. 20295/74300). ההעתק תואר לראשונה ע"י קרץ' (1959) שהעריך את ההסטה האנכית בחלקו הצפון מערבי כ- 50 מ'. תוואי ההעתק מופה מחדש בעזרת תצלומי אויר ועדויות שדה ע"י אשקר (2007). ההעתק חוצה מחשופים של תצורת דולומיט יגור מגיל קנומן תחתון ונצפו לאורכו סימני החלקה (mega slickenside) גליים תת-אופקיים עד אלכסוניים (איור 15) המעידים על מרכיב תנועה אופקי בכיוון צפון מערב-דרום מזרח שהוא כיוון ההעתקה השכיח באזור

מישור ההעתקה מהווה את הקיר הצפוני של דייק אנכי ברוחב של 60-100 ס"מ (איור 16). דייק זה הוא הראשון שזוהה בכרמל והוא מורכב מחומר מגמתי בלוי, פריך, בצבע כתום, צהוב ואפור ובהופעתו נראה כדייק שלילי. ההעתק/דייק מופיע בתצלום אויר משנת 1945 כקו ישר בכיוון מערב צפון מערב שתחילתו במחצבה 4.5 והמשכו חוצה את בקעת הטכניון (כיום איצטדיון הטכניון). הסלע ממנו עשוי הדייק בלוי מאד וגילו אינו ידוע. מחשופים וולקניים מגיל קנומן עליון (II-V) מופו על ידי Karcz (1958) בקצה הצפון מערבי של ההעתק ולכן זהו גם גילו המשוער; גיל ההעתק דומה או קדום לו.

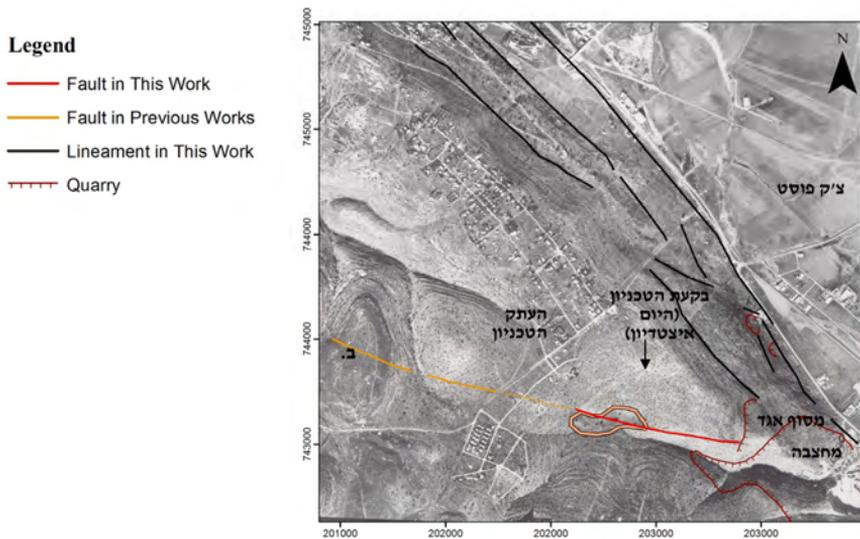


איור 16 – הדיק המלווה את העתק הטכניון



איור 15 – מישור העתק הטכניון

בתצלום אוויר משנת 1945 (איור 17), בקעת הטכניון היא עמק אסימטרי, הבנוי מסדימנטים רכים ביחס למסלע הקשה בסביבתו. גבולות הבקעה ברורים והיא חצויה על ידי לינאמנט ישר אשר מופה על ידי אשקר (2007) כהעתק/דייק הטכניון. המשכו נחשף בקיר המערבי של הבקעה. למרות ששני חלקי הבקעה נראים כמוסטים ימנית בשעור של 130 מ' לאורך קו ההעתק, לא ניתן לוודא שהאסימטריה של הבקעה היא תוצר של הסטה אופקית עקב העדר מונים גיאולוגיים או מורפולוגיים לינאריים מוסטים.



איור 17- תצלום אוויר משנת 1945 של בקעת הטכניון

מערכת נוספת של העתקים עם רכיב העתקה אנכי בשיעור של 30-50 ס"מ מופיעה לרוחב קיר המחצבה ועליה מישורי החלקה גלילים, אלכסוניים ואנכיים, המכוסים על ידי משקעי קלציט טרורטינית משנית שגילה גדול מ-300 ka.

מחשופי הסלעים משני צדי העתק/דייק הטכניון עד למרחק של כמה עשרות מטרים, מרוסקים וסדוקים והם מכילים מישורי העתקה משניים רבים. נראה כי במקום קיימות שתי מערכות העתקה עיקריות: מערכת ראשית בכיוון מערב-צפון מערב / מזרח-דרום מזרח, ומערכת משנית בכיוון מערב-דרום מערב / מזרח-צפון מזרח. כיווני מערכות ההעתקה העיקריות תואמים את כיווני השברים באנליזה של אכמון (1986).

הבינוי העירוני בבקעת הטכניון וסביבתה מקשים על ברור יחסי השדה בין ההעתק, הדייק והבקעה. הוצעו מספר מנגנונים אפשריים להתפתחות הבקעה:

(1) בקעת הטכניון דומה במהותה לבקעות אחרות בכרמל שהתפתחו על גבי מחשופי אפר וולקני רך, כגון: בקעת אלון או בקעת כרם מהרל.

(2) הבקעה הנה תוצר של מאמצי מתיחה המלווים בפעילות מגמתית והיא מהווה pull-apart basin. על פי האמור, הבקעה התפתחה על גבי מבנה שגילו כגיל הסלעים המגמטים, כלומר

צעיר מקנומן עליון. הגיאומטריה האסימטרית של בקעת הטכניון מהווה עדות להעתקה אופקית צעירה.

(3) הבקעה מהווה תופעה קרסטית הקשורה להעתק ונגזרת ממנו. באזורים סדוקים תהליכים קארסטיים הם אינטנסיביים יותר ומלווים בהתמוטטויות של פני השטח אל תוך חללי המסה גדולים. תהליך כזה יכול להתפתח לאורך מישורי גזירה וליצור לינאמנטים מורפולוגיים שלאורכם נחשפים מישורי הגזירה. ההתמוטטות לוכדת שכבות סלע צעירות יותר ומשמרת אותם. יחסי השדה בין תצורות הסלע השונות נגזרים מההתמוטטות ואינם מעידים על פעילות טקטונית.

גילו המשוער של ההעתק נגזר מהערכת המנגנון הגיאולוגי שיצר את הבקעה. העתק הטכניון מקביל להעתק נשר אשר מהווה חלק ממערכת ההעתקים המשניים המסתעפים מהעתק הכרמל הראשי. בהנחה שהם שייכים לאותה מערכת ניתן להעריך שגיל הפעילות האחרונה עליו הוא פלייסטוקן מאוחר.

מקורות

- Achmon, M., 1986. The Carmel border fault between Yoqneam and Nesher. M.Sc thesis, the Hebrew University of Jerusalem (in Hebrew, English abstract), 56 pp.
- Arad, A., 1965. Geological outlines of the Ramot Menashe region (northern Israel). *Isr. J. of Earth Sci.*, 14:18-32 .
- Ashqar, L., Greenbaum, N., Salamon, A., Zilberman, E., 2006. Morphologic and morphotectonic elements along the eastern and northeastern Carmel Mountain front - evidence for young tectonic activity. *Isr. Geol. Soc. Ann. Meet. Bet Shean*, abstract, p. 6.
- Ashqar, L., 2007. Morphotectonics of the Carmel Fault System. M.Sc. Thesis, Haifa Univ., 125 pp.
- Ben Avraham, Z., and Ginzburg, A., 1990. Displaced terrains and crustal evolution of the Levant and Eastern Mediterranean. *Tectonics*, 9:613-622.
- Ben Menhaem, A., and Aboody, E., 1981. Micro and macroseismicity of the Dead Sea Rift and off coast eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 80:1139-1142.
- Blake, G.S., 1936. The stratigraphy of Palestine and its buildings stones, Jerusalem.
- Blanckenhorn, m., 1931. Geologie Palatinas nach heutiger Auffassung. *Zeitschr. Deutsch. Palast. Vereins*. Vol 54.
- Buchbinder, B., 1968. Lithogenesis of Miocene reef limestone in Israel with particular reference to the significance of the Red Algae. *Geol. Surv. of Israel, Rep. OD/3/75*, 173 pp.

- Derin, B., 1974. The Jurassic of central and northern Israel. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem (in Hebrew, English abstract), 152 pp.
- De-Sitter, L. U., 1962. Structural development of the Arabian Shield in Palestine. *Geology en. Mijnb.*, 45:116-124.
- Freund, R., 1970a. The geometry of faulting in the Galilee. *Isr. J. of Earth Sci.*, 19:114-140.
- Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80:81-108.
- Garfunkel, Z., Zak, I., and Freund, R., 1981. Active faulting in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, 80:1-26.
- Gluck, D., 2002. Landscape evolution in the southwestern Dead Sea basin, and paleoseismic study of tectonic activity in the Late Pleistocene and Holocene along the southwestern marginal fault of the Dead Sea basin and the Carmel Fault. M.Sc thesis, Hebrew Univ. of Jerusalem, 86 pp. (in Hebrew, English abst.)
- Gvirtzman, G., 1970. The Saqiye Group (Late Eocene to Early Pleistocene) in the coastal plain and Hashfela regions, Israel. *Geol. Surv. of Israel, Rep. OD/5/67*, 170 pp.
- Gvirtzman, Z., Peleg, N., 2006. Amplification potential of ground vibrations in the Zevulun Valley. Stage II -Geological cross sections and main faults. *Geol. Surv. of Israel Rep. GSI/11/06*, 4 pp.
- Hofstetter, A., van Eck, T., Shapira, A., 1996. Seismic activity along fault branches of the Dead Sea-Jordan Transform: the Carmel-Tirza fault system. *Tectonophysics*, 267:317-330.
- Horowitz, A., 1979. *The Quaternary of Israel*. Academic Press, New York, 344 pp.
- Kafri, U., and Ecker, A., 1964. Neogene and Quaternary subsurface geology and hydrology of the Zevulun Plain. *Geol. Surv. of Israel Bull.* 37, 14 pp.
- Kafri, U., Folkman, Y., 1981. Multiphase reverse vertical tectonic displacement across major faults in northern Israel. *Earth Plan. Sci. Let.*, 53:343-348 .
- Karcz, Y., 1959. The structure of the northern Carmel. *Bull. Res. Council. Isr.*, 8G:119-130.
- Kashai, E., 1966. The geology of the eastern and south-western Carmel. Ph.D Thesis, The Heb. Univ. Jerusalem (in Hebrew, English abstract) 129 pp.
- Matmon, A., Wdowinski, S., 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 the western Galilee and Zevulun Plain. TAHAL Consulting Engineers LTD Rep. 36 pp.

- Michelson, C., 1970. The Geology of the Carmel coastal plain. Tahal, Consulting Engineers LTD Rep. HG/70/025, 60 pp
- Moshkowitz, S. 1968. The mollusca in the marine Pliocene and Pleistocene sediments of the southeastern Mediterranean Basin (Cyprus-Israel). Ph.D. Thesis, Heb. Univ. Of Jerusalem.
- Picard, L., 1931. Tektonische Entwicklungsphasen im nordlichen Palastina. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Vol. 83, Berlin..
- Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine. Bulletin of the Geol. Dept., Hebr. Univ., Jerusalem. Vol. IV, No. 2-3-4, 134 pp.
- Picard, L., Kashai, E., 1958. On the lithostratigraphy and tectonics of the Carmel. Bull. Res. Coun. Isr., 7G: 1-18.
- Ron, H., Nur, A., Hofstetter, A., 1990. Late Cenozoic and recent strike slip tectonics in Mt. Carmel, northern Israel. Ann. Tectonicae, 4:70-80 .
- Rotstein, Y., Bruner, I., Kafri, U., 1993. High resolution seismic imaging of the Carmel fault and its implications for the structure of the Carmel. Isr. J. Earth Sci., 42:55-69.
- Rotstein, Y., Shaliv, G., Rybakov, M., 2004. Active tectonics of the Yizre'el valley, Israel, using high-resolution seismic reflection data, Tectonophysics, 382:31-50.
- Salamon, A., 2000. Seismic hazards in the "Dry Line", Nesher industry - Haifa. 21 pp.
- Schattner, U., Ben-Avraham, Z., Reshef, M., Bar-Am, G., Lazar, M., 2006. Oligocene-Miocene formation of the Haifa basin: Qishon-Sirhan rifting coeval with the Red Sea-Suez rift system. Tectonophysics, 419:1-12.
- Schattner, U., Ben-Avraham, Z., Lazar, M., Huebscher, C., 2006. Tectonic isolation of the Levant basin offshore Galilee-Lebanon - effects of the Dead Sea fault plate boundary on the Levant continental margin, eastern Mediterranean. J. of structural Geology, 1-18.
- Shamir, G., 2006. Scattering of earthquake epicenters along the Gilboa Tirza faults. A report submitted to the Steering Committee for Earthquake Readiness in Israel.
- Shapira, A., and Feldman, L., 1987. Microseismicity of three locations along the Jordan Rift. Tectonophysics, 141:89-94
- Van Eck, T., Hofstetter, U., 1990. Fault geometry and spatial clustering of microearthquakes along the Dead Sea-Jordan rift fault zone. Tectonophysics, 180:15-27.
- Zilberman, E., Greenbaum, N., Nachmias, Y., Porat, N., Ashkar, L., 2006. Middle Pleistocene to Holocene activity along the Carmel fault – Preliminary results of a paleoseismic study. Geol. Surv. of Israel Rep. 35 pp.

סיור מס' 5

השבירה בגליל – הסתכלות מחודשת

עמיחי סנה ורם וינברגר

המכון הגיאולוגי, ירושלים

מבוא

שבירה עוצמתית צעירה, מהמיוקן ואילך, מאפיינת את המבנה הטקטוני של הגליל (פיקרד, 1943). מבני קימוט קדומים יותר טושטשו במידה רבה במערך חדש של הורסטטים, גרבנים ובלוקים נטויים שגבולותיהם בדרך כלל העתקים נורמליים ולמצער כפיפות. למערך הטקטוני הזה ביטוי מורפולוגי ישיר בדמות רכסים, בקעות ורמות נטויות. כווני השברים העיקריים (איור 1) הם: צפון מערב - דרום מזרח, דרום מערב - צפון מזרח ומזרח - מערב. הקבוצה האחרונה כוללת שני תת כוונים האחד בכוון למערב צפון מערב והשני למערב דרום מערב. במערך טקטוני שכזה מתבקשת התארכות בכוון כללי צפון - דרום כתוצאה ממתחה טקטונית. ביטוי כמותי להתארכות ניתן בעבודתו של פרוינד (1970) שחישב את ההתארכות לאורכם של 3 חתכי רוחב גיאולוגיים מקבילים במרחק 14 ק"מ האחד מהשני (איור 2, מתוך פרוינד 1970), הוא אף קשר את ההתארכות עם התנועה האופקית השמאלית על העתק ים המלח. תוצאת החישוב הצביעה על התארכות משמעותית בכוון צפון דרום בשיעור של 2 אחוזים בגליל המערבי, 5 אחוזים בגליל המרכזי ו- 7 אחוזים בחתך המזרחי הקרוב לבקע. לצורך החישוב הניח פרוינד מישורי העתקה בנטייה ממוצעת של 65 מעלות ומכאן נובעת התארכות בשיעור של כמחצית הזריקה על כל העתק.

תצפיות חדשות על ההעתקים בגליל הביאו אותנו למסקנה שמשקלן של הכפיפות לא נלקח בחשבון במידה מספקת. לאלו יש השפעה על ההתארכות בשני מובנים, בחלק מהמקרים נעשה החישוב כאילו אין הן קיימות ובכך נרשמה זריקה מוגזמת ובמספר מקרים אף ניתן להניח שהן קשורות בהעתקים אנכיים ואפילו הפוכים. בסיוור הנוכחי ננסה להעביר מסר לפיו התייחסות מציאותית לכפיפות בגליל מקטינה מאד את ההתארכות בכוון צפון – דרום.

התצפיות שערכנו מבוססות על עבודת מיפוי רחבת היקף שבוצעה במכון הגיאולוגי בשנים האחרונות. הושלמו גיליונות המיפוי בקנה מידה 1:50000 של ראש פינה (סנה ווינברגר, בדפוס), ארבל (בוגוש וסנה, בדפוס, בעקבות זלצמן 1967 וגולני 1957) ושפרעם (סנה, בדפוס, בעקבות כפרי 1963 וחייטי 1964). נערך גיליון טבריה (סנה, בהכנה), ונמשכת העבודה בגיליונות צפת (לוויטה וסנה, בהכנה) ונצרת (סנה, בהכנה).

חשוב לציין, מרבית התצפיות שערכנו נעשו כבר בעבר על ידי אחרים. אילו היינו מדביקים שמות חוקרים לתחנות הייתה תחנת תורען מזהה עם חגי רון ויהודה אייל (1991), התחנות בלביא ובהר חבקוק עם רון בוגוש, התחנה בטבריה עם בן תור (1946) והיא ראויה לשימור, התחנה מול הארבל עם עבודת הגמר של זלצמן (1967) ועם פיקרד ש'זיהה' במקום את המערות ממרד בר כוכבא... והתחנה הצופה לעבר בענה ודיר אל אסד נלקחה מגיליון המיפוי של רפי פרוינד (1959), ואחרונה חביבה, התחנה במגדל העמק שחתך הכביש שלה נלקח מפנקס השדה של עמיחי מלפני עשרים שנה... לכל אלה הוספנו אנחנו הסתכלות חדשה.

תחנות הסיור (ראה מפות מלוות)

תחנה 1: תורען - העתק בית רימון

תצפית לעבר המורדות הדרומיים של הר תורען. תצורת סכנין, שעובייה כ 140 מטר, נוחתת בתלילות לעבר בקעת תורען, ככל הנראה אל העתק המכונה העתק בית רימון העובר למרגלות ההר. מדרום לבקעה חשופה תצורת סכנין ונטייתה פחות או יותר אופקית. במספר מקומות הובחנה נטייה קלה צפונה כך שגם אם קיימת העתקה בבקעת תורען אין היא עולה על מספר עשרות מטרים. בנסיעה בצד המערבי של הכפר נוכל לצפות בנטיית של תצורת סכנין בשיעור העולה על 30 מעלות.

תחנה 2: לביא - העתק יבנאל

התחנה על כביש הגישה לקיבוץ לביא. העתק לביא הינו קטע קצר של כ 2 ק"מ בקצהו הצפוני של העתק יבנאל. האחרון מתפצל מההעתק המערבי של הבקע ליד קיבוץ גשר ונמשך לכוון צפון מערב. כוון הזריקה לצפון מזרח. באזור גבעת אבני ההעתק משוער ובא לידי ביטוי בהמשך מדרגה מורפולוגית. הקטע של לביא משנה כוון לצפון מערב - מערב וכוון הזריקה מתהפך דרומה. ההעתק מעמיד את תצורת תמרת האאוקנית בדרום מול תצורת טקיה הפלאוקנית בצפון. מטבע הדברים הזריקה קטנה וזניחה אלא שבמבט לאורך מחשוף הכביש נוכל לעקוב אחר נטיית התצורות החשופות. מצפון להעתק נבחין בפרטי תצורת ע'רב מגיל מאסטרית, משוכבים אופקית; כלפי דרום, עולה נטיית השכבות לכוון ההעתק במהירות. הפרט התחתון של תצורת ע'רב בנוי מקרטון רך וחוויר ועל כן קשה לעקוב אחר השכבתיות. לא כך בפרט הגירי שמעליו המאפשר תצפית טובה על כוון נטיית השכבות. גם בתצורת טקיה החוורת שמעל לא ניתן לראות שכבתיות. מעברו הדרומי של ההעתק יש לתצורת תמרת האאוקנית על הרכבה הגירי ונדולות הצור שבה, מופע פסאודו קונגלומרטי ולא ניתן לראות שכבתיות. כמאתיים מטר מערבה ניתן לראות שהשיכוב אופקי.

תחנה 3: טבריה - העתק פוריה חיטים

נמשיך לטבריה ונפנה דרומה ברחוב ברנר עד המדרגות המובילות לקבר רבי חייא. מכאן נמשיך רגלית למרחק של כ 1 ק"מ. העתק פוריה מתפצל מההעתק המערבי של הבקע באזור צומת האכסניה. כיוונו לצפון מערב והוא נמשך למרגלות בלוק פוריה הנטוי כ 15 מעלות דרום מזרחה. המשך ההעתק הותווה על ידי בן תור (1946) וכינויו העתק חיטים. במהלך הסיור, ליד בית האבות נאות טבריה, נוכל להבחין בנטיות של בזלת כיסוי מזרחה בבלוק הירוד שמצפון להעתק ובכך הסבר הן למדרון התלול של טבריה עילית והן לעובי הגדול של בזלת הכיסוי המתבקש אם לא נלקחת הנטייה בחשבון. 500 מטר דרומה נחשף אזור ההעתק. בצד העלוי שכבות נטויות במתניות של תצורת הורדוס, כ 500 מטר אבני חול, קונגלומרטים ומעט גירים אגמיים, ובצד הירוד אבן חול אואוליטית של תצורת גשר נטויה חריפות, כ 80 מעלות, לצפון מזרח. במבט דרומה נצפה במבנה של הר בריניקי. בבסיס ההר מדרום להעתק קצר ניצב להעתק הראשי, נחשפת תצורת סחנין הדולומיטית ומעליה גיר משוכב דק של תצורת בענה. את החתך הקרטיקוני סוגרות שכבות אבני הגיר של פרט הר צפת בבסיס תצורת מנוחה ומעליהן באי התאמה מונחת תצורת הורדוס.

תחנה 4: תל רקת

מטבריה נמשיך לאורך חוף הכנרת כ 3 ק"מ צפונה בואכה תל רקת. זהו מבנה משני בבלוק ארבל שהתפתח כתוצאה משבירה ניצבת להעתק ארבל. גם כאן כמו בהר בריניקי ההעתק הניצב קצר, כ 2 ק"מ, והוא מביא לחשיפה של תצורות סחנין ובענה הנטויות בתלילות דרומה. בקו החוף בשטח בית המלון שבמקום נצפה בנטיות של שכבות דולומיט סחנין בשיעור של 45 מעלות דרומה. בקידוח מים שנקדח כמה מאות מטרים דרומה נמצאו שכבות גיר ודולומיט של חברת יהודה בעומק של כ 1000 וזאת ככל הנראה בגלל הנטיות החריפות. בחוף תל רקת וכן מזרחה לקו המים נובעים מעינות פוליה – אחד משלושת המוצאים של מי התהום במערב הכנרת.

תחנה 5: חמם - העתק ארבל

מתל רקת נמשיך צפונה לאורך חוף הכנרת. בצומת מגדל נפנה לכביש למער' ונעצור בתחנת הדלק, כ 1 ק"מ מהצומת, לתצפית על הר ארבל. העתק ארבל מתפצל מההעתק המערבי של הבקע בתחומי האגם ונמשך לצפון מערב לאורך חוף הכנרת. מצומת מגדל נמשך ההעתק לאורך המרגלות הצפון מערביים של הר מגדל והר רביד. ההעתק תוחם את הבלוק, הנטוי דרומה, של הארבל מצפונה והוא מפריד בינו לבין הבלוק הנטוי, אף הוא דרומה, של מגדל בצפון. החתך הנחשף במדרון הצפוני של הארבל, שגובהו מעל מפלס הכנרת כ 400 מטר, כולל את תצורות תמרת ובר כוכבא האיאוקניות ומעליהן באי התאמה את בזלת הכיסוי

הפליוקנית. תצורת תמרת בנויה גיר ועשירה בצור והיא נחשפת במדרון התחתון המתון יחסית של ההר; בסיסה לא חשוף. תצורת בר כוכבא הגרית בונה את המצוק של הארבל מעל המערות ועובייה כגובהו כ 180 מטר. אם נניח שגג תצורת בר כוכבא מצפון להעתק ארבל קבור מתחת לבזלת הכיסוי בעמק נחל ארבל בעומק של כ 100 - 200 מטר, נגיע להערכה המקובלת שהזריקה על ההעתק היא בשיעור של כ 600 מטר. אולם, תצפית נוספת לעבר המדרון תגלה כפיפה של שכבות תצורת תמרת, עד 45 מעלות, צפונה לכון ההעתק. במיוחד בולטת הכפיפה לעין במדרון הצפון מזרחי אם כי שיעור הנטייה כאן קטן יותר. שיעור הזריקה על העתק ארבל, אם כך, עשוי לקטון ולרדת מתחת ל 200 מטר. קיומה של הכפיפה מתרץ גם את העובי החריג של תמרת.

תחנה 6: תעלת המוביל - העתק חבקוק

את המשך הדרך נעשה לאורך העתק ארבל עד צומת נחל צלמון. נפנה צפונה בכביש 65 וכ 200 מטר צפונה לתעלת המוביל נעצור בצד מערב של הכביש בכניסה לאתר קברי צדיקים. העתק חבקוק, כמו ההעתקים חוקוק ומגדל המקבילים אליו מדרום כווננו לצפון מערב - מערב וכמותם יתכן והם ממשיכים מתחת לכיסוי הצעיר של בקעת גינוסר. הזריקה לאורך ההעתק מזערית אך בדומה להעתק בלביא גם כאן ניתן לצפות בכפיפה משמעותית לכון ההעתק מצפון. בחתך הכביש ביצידו המזרחי, מוצג חתך מלא מתצורת בענה הטורנית בצפון דרך תצורת מנוחה הקרטונית מגיל סנטון וקמפן תחתון, המשך בתצורת מישאש מגיל קמפן עליון במופע של לשון צור בעובי של כמה עשרות ס"מ בלבד, ומעליה הפרט התחתון הקרטוני של תצורת ע'רב מגיל מאסטרית. הפרט העליון, הגירי, המשוכב, של התצורה בולט במיוחד בנטייתו. תצורת טקיייה סוגרת את חתך הכפיפה ומולה מעברו הדרומי של ההעתק חשופה תצורת תמרת האאוקנית במופע של שכבות גיר אופקיות.

שימו לב! חציית הכביש מסוכנת! תנועה רגלית לאורך המחשוף מותרת אך ורק מעבר למעקה הבטחון!

תחנה 7: כפר חנניה - העתק עין אל אסד

נסיעה צפונה עד לצומת נחל עמוד, מערבה עד לצומת חלפתא ודרומה עד כפר חנניה. מכאן תצפית למרחוק מערבה על בקעת חנניה - המשכה המזרחי של בקעת בית כרם. במדרון הצפוני נחשפות תצורות מהאפטיין ועד הקנומן. תצורות אלו הן: נבי סעיד (חוור ואבן חול), עין אל אסד (גיר בלנש), הידרה ורמה (גיר וחווור), כמון (דולומיט) ודיר חנה (דולומיט וצור בפרט כרכרה ודולומיט גיר חוור וצור בפרט ראש הנקרה). מדרום לבקעה, הדולומיטים של תצורת כמון בונים את פני השטח; בנחל צלמון, מדרום לקיבוץ מורן נחשפת תצורת רמה. העתק עין אל אסד עובר במדרון הדרומי של גוש הרי הגליל העליון המרכזי - הר כפיר והר הארי - כ 200 עד 250 מטר גבוה מגבולה הצפוני של הבקעה. ההעתק מעמיד את בסיס תצורת הידרה האלביינית בצפון אל מול חלקים גבוהים בתצורת כמון הדולומיטים, בדרום. מכאן נובעת זריקה

של כ 300 מטר בלבד. הר כפיר והר הארי מתנשאים לגובה של כ 1000 מטר מעל פני הים, כ 650 מטר מעל הבקעה. כ 250 מטר מתוך הרלייף נזקפים ל'זכותן' של נטיות טקטוניות של שכבות תצורת כמון בצידו הדרומי של ההעתק מכביש הגישה לכפר עין אל אסד ודרומה. גם בצידו הצפוני של ההעתק נצפו במספר מקומות נטיות של כ 30 מעלות דרומה. כך בתצורת כמון הנוחתת ממזרח לנחל שבע במזרח, במחשוף הבלנש מדרום לעין אל אסד ובתצורת כמון הנוחתת במוצא העתק פקיעין במערב.

תחנה 8: מג'דל כרום - העתק בית כרום

חזרה לכביש עמיעד - עכו (85) ותנועה מערבה עד הכניסה המזרחית לכפר מג'דל כרום לתצפית צפונה לעבר הכפרים בענה ודיר אל אסד. העתק בית כרום נמשך בכוון מזרח - מערב למרגלות מתלול צורים. בקטע זה של ההעתק שאורכו כ 5 ק"מ בלבד מגיעה הזריקה המירבית, במרכזו, לכדי 350 מטר; חלק תחתון של תצורת סחנין הדולומיטית במתלול מול חלק אמצעי בתצורת מנוחה הקרטונית. בקצות הקטע הן במזרח והן במערב מצטמצמת הזריקה לכמה עשרות מטרים בודדים. במהלכו מערבה מטפס ההעתק עד לגובה 500 מטר מעל פני הים ושכבות הגיר של תצורת בענה בצידו הדרומי של ההעתק נוחתות מגובה זה ועד הבקעה; נחיתה של כ 300 מטר עם שיפועים מדודים של למעלה מ 40 מעלות. במבט צפונה נוכל להבחין בנטיות המחריפות כלפי תחתית המדרון; במקום זה נראה חיתוך השכבות הנטיות עם פני השטח כמראה קליפות בצל חתוך. מכאן נמשיך בניסיעה למגדל העמק.

תחנה 9: מגדל העמק - העתק יפיע

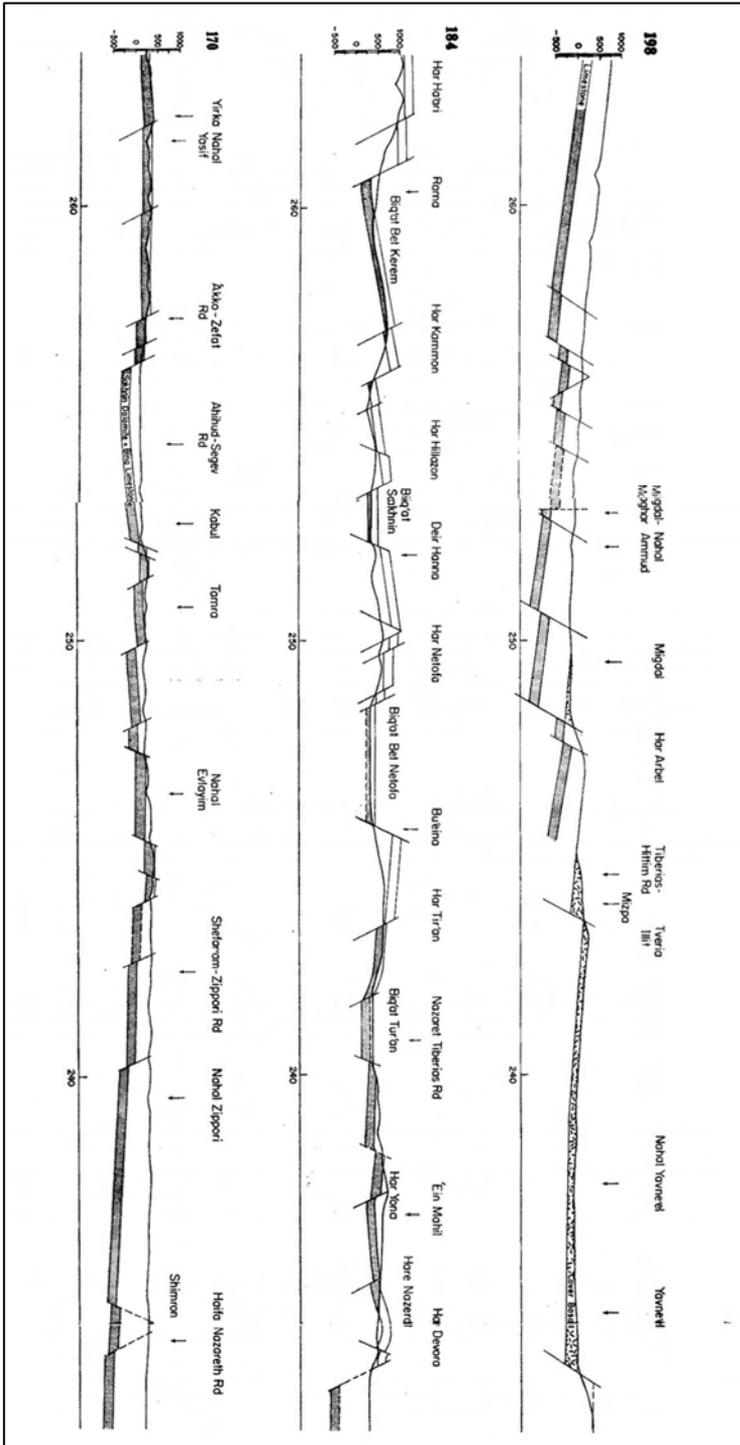
תוך כדי תנועה במעלה הכביש מעמק יזרעאל צפונה לתוך מגדל העמק נעשה תחילה הכרות עם החתך הנאווגני החשוף בבלוק שבין העתק נצרת בגבול העמק בדרום להעתק יפיע מצפון לעיר. בבסיס החתך בזלות מגיל מיוקן המזוהות כבזלת תחתונה. מעליהן סדרה של סדימנטים ימיים מגיל מיוקן עליון עד פליוקן ומעליהם בזלות מגיל פליוקן (4.6 מיליון שנה לפי שליב וחוב' 2006) השייכות לבזלת הכיסוי. כל היחידות הנאווגניות מונחות באי התאמה על גבי תצורות של חבורת הר הצופים ובעיקר על התצורות האאוקניות עדולם ותמרת. העתק יפיע מתפצל מהעתק נצרת לכוון צפון מערב ומערב צפון מערב; העתק נצרת ממשיך למערב דרום מערב. היחידות הנאווגניות ניגשות להעתק יפיע מדרומו. ממולן, מצפון, נוחתות תצורות ע'רב (מאסטריכט) טקיייה (פלאוקן) ותמרת (אאוקן).

נעצור בפנייה מכביש 75 (נצרת - חיפה) לכביש העולה לכפר החורש. נמשיך רגלית, כ 500 מטר, בצידו הצפוני של הכביש הראשי. ההעתק עובר בקו הכביש ואנו נעקוב אחר התנהגות שכבות הסלע בקרבת ההעתק. שימו לב! כביש 75 הוא כביש סואן במיוחד והתנועה הרגלית לאורכו מסוכנת. למרות אי הנוחות שבדבר יש להקפיד על הליכה מעבר למעקה הביטחון בלבד!

תוך כדי הליכה נראה תחילה את הקירטונים ואבני הגיר של תצורת ע'רב נוחתים מצפון במתינות לעבר ההעתק. בקרבת ההעתק מחריפה הנטייה. בהמשך נראה את שכבות הפרט העליון של תצורת ע'רב והחוזרים של תצורת טקיייה בתנוחה אנכית ובהמשך את שכבות הגיר של תצורת תמרת הפוכות כשמעליהן - כלומר מתחתיהן - בזלת הכיסוי.

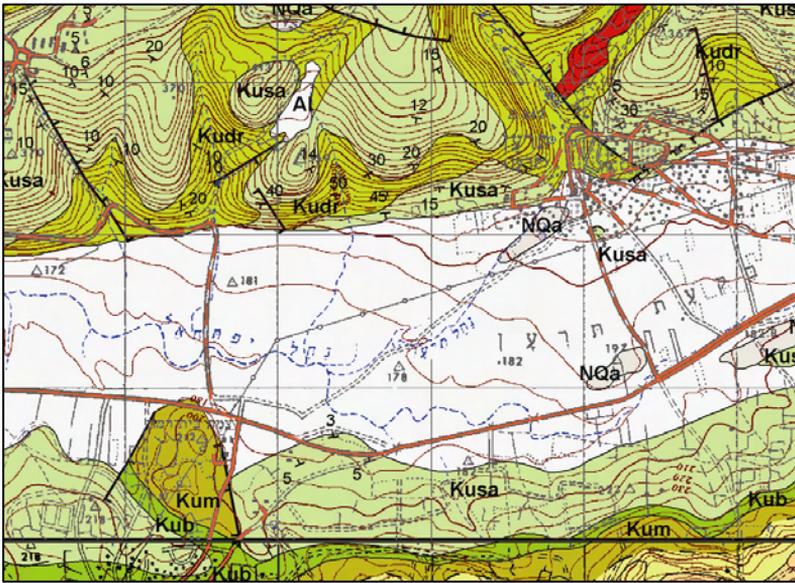


איור 1: מפת ההעתקים בגליל עם סימון תחנות הסיור

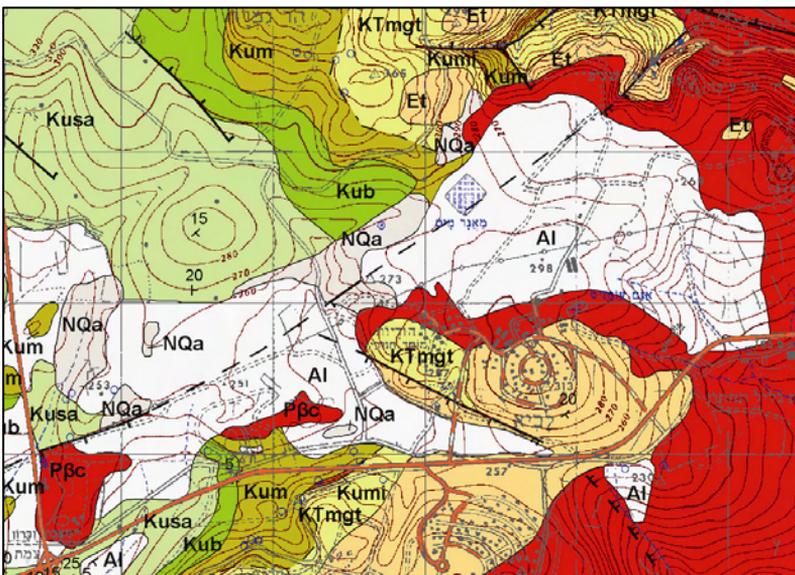


איור 2: חתכי רוחב גיאולוגיים בגליל. מתוך פרוינד 1970

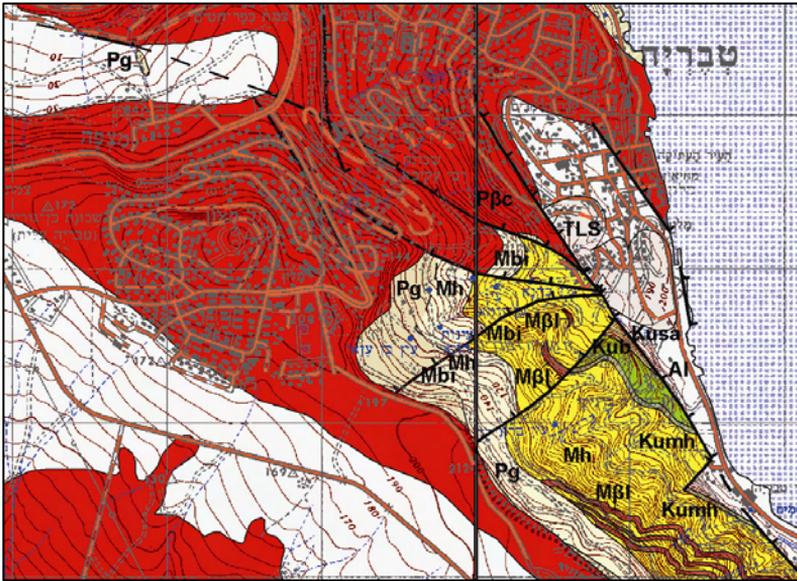
מפות (קב"מ 1:50,000)



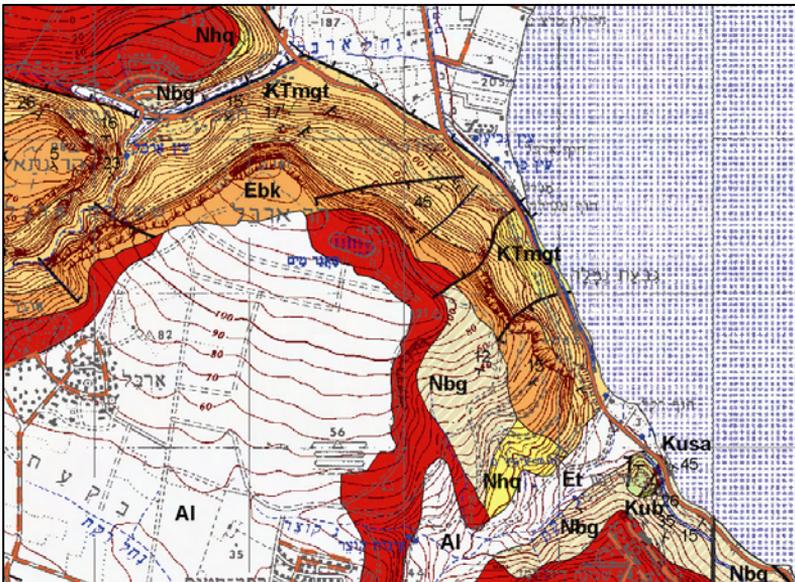
מפה גיאולוגית של אזור תורען



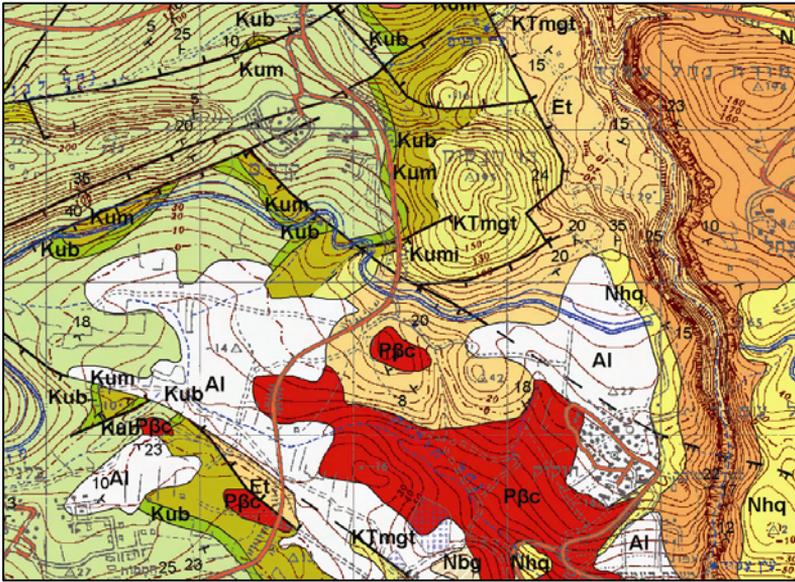
מפה גיאולוגית של אזור לביא



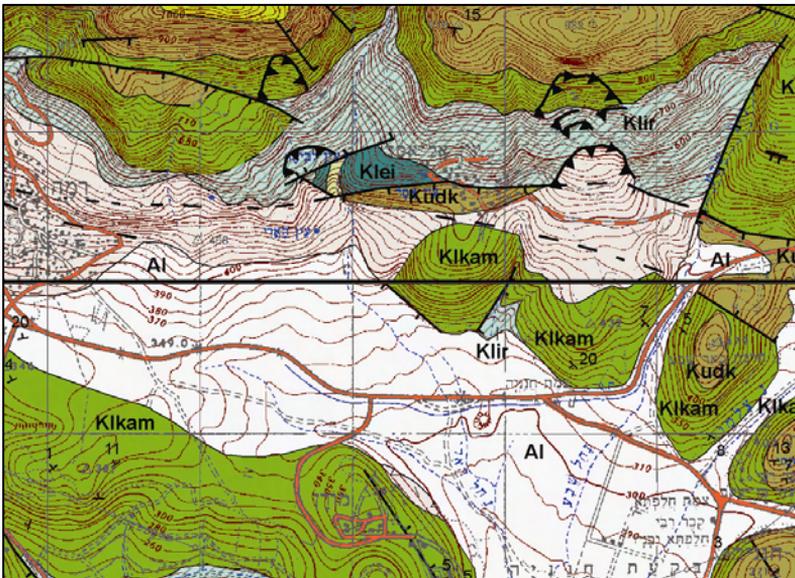
מפה גיאולוגית של אזור כפר ח'טים טבריה



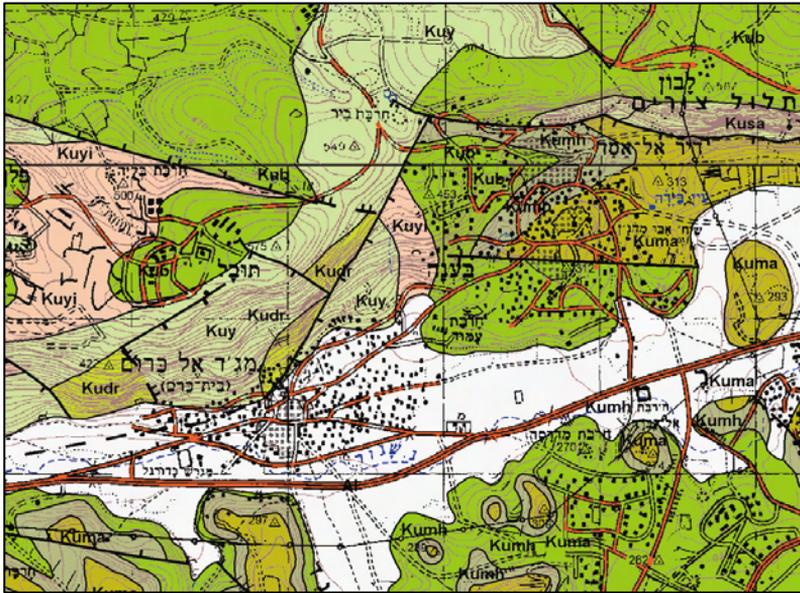
מפה גיאולוגית של אזור תל רקת - ארבל



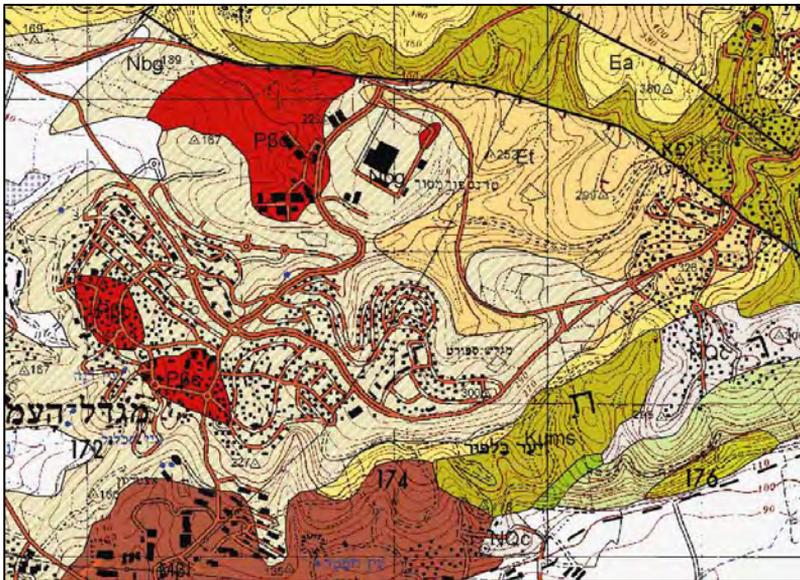
מפה גיאולוגית של אזור הר חבקוק



מפה גיאולוגית של אזור עין אל אסד



מפה גיאולוגית של אזור מגדל כרם



מפה גיאולוגית של אזור מגדל העמק

מקורות

- בוגוש, ר., סנה, ע., 2008. המפה הגיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:50,000 גיליון ארבל. בדפוס.
- גולני, א., 1957. הגיאולוגיה של אזור מע'ר. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 54 עמ'.
- זלצמן, ע., 1964. הגיאולוגיה של אזור טבחה, חוקוק ומגדל. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 55 עמ'.
- חייטי, ג., 1964. הגיאולוגיה של אזור שפרעם – אחיהוד. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 36 עמ'.
- כפרי, א., 1963. הגיאולוגיה של אזור שגב. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 43 עמ'.
- שליב, ג., סנדלר, ע., הרלבן, י., 2006. תחנות להכרת ההסטוריה הוולקנית והסדימנטרית של עמק יזרעאל. כנס החב' הגיאולוגית הישראלית. מדריך סיורים. 29-48.
- סנה, ע., 2008. המפה הגיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:50,000 גיליון שפרעם. בדפוס.
- סנה, ע., וינברגר, ר., 2007. המפה הגיאולוגית של ישראל בקנ"מ 1:50,000 גיליון ראש פינה. בדפוס.
- רון, ח., אייל, י., 1991. שלבים בהתפתחות הטקטונית של הגליל. כנס החב' הגיאולוגית הישראלית. מדריך סיורים. 69-83.

Bentor, Y.K., 1946. The hydrogeological conditions of the area of Tiberias - Kinneret - Yavneel – Hadatha - Kefar Kama - Lubyia (Lower Galilee). Heb. Univ. Jerusalem. 76 p.

Freund, R., 1959. On the stratigraphy and tectonics of the Upper Cretaceous in Western Galilee. Bull. Res. Council. Isr., 8G:43-50

Freund, R., 1970. The geometry of faulting in the Galilee, Isr. J. Earth-Sci., 19:117-140.

Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine. Bull., Geol. Dept., Hebrew Univ., 4:1-134.

Geomorphology and Tectonics along the Zurim escarpment

Ari Matmon¹, Oded Katz², Shalev Siman-Tov¹, Amotz Agnon¹ and Ron Sha'ar¹

1 Institute of Earth Sciences, The Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem

2 The Geological Survey of Israel, Jerusalem

Introduction

This field trip presents new structural observations that contribute to a better understanding of the development of normal-faults escarpments in general, and in particular the Zurim escarpment (Galilee, Israel). In addition, a new research studying the physical and rheological conditions for rock-falls will be presented.

The Galilee is subdivided into the Upper Galilee and the Lower Galilee based on morphologic and structural characteristics (Fig. 1). 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 (and perhaps even since the late Turonian (Flexer et al., 1970) but 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 arching 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 arching (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 (Northern) 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 (Southern) 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 studied area is located along the Zurim escarpment, which trends roughly E-W. This escarpment bounds the northern side of the Bet-Kerem Valley which 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).

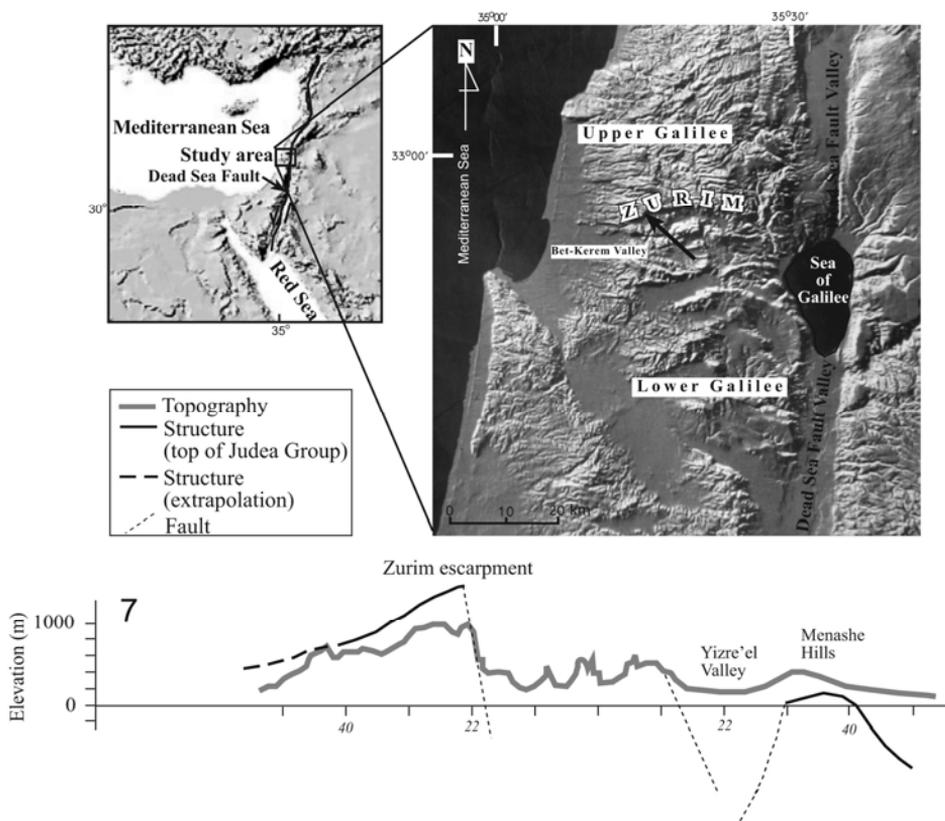


Figure 1 - Upper left panel: location of study area in the eastern Mediterranean marked by a black box. **Upper right panel:** Shaded relief map of the Galilee highlighting its basin and range structure. Zurim escarpment marked by a black arrow. **Upper cross section:** topographic and structural cross section presenting the dominance of the Zurim escarpment in the Galilee's structure.

Station 1: Har Kamon, View point of the Zurim escarpment and introduction (Fig. 2).

In this station, the main tectonic, lithologic, and morphologic features of the Zurim escarpment are described and tectonic and morphologic frameworks to its development are proposed .

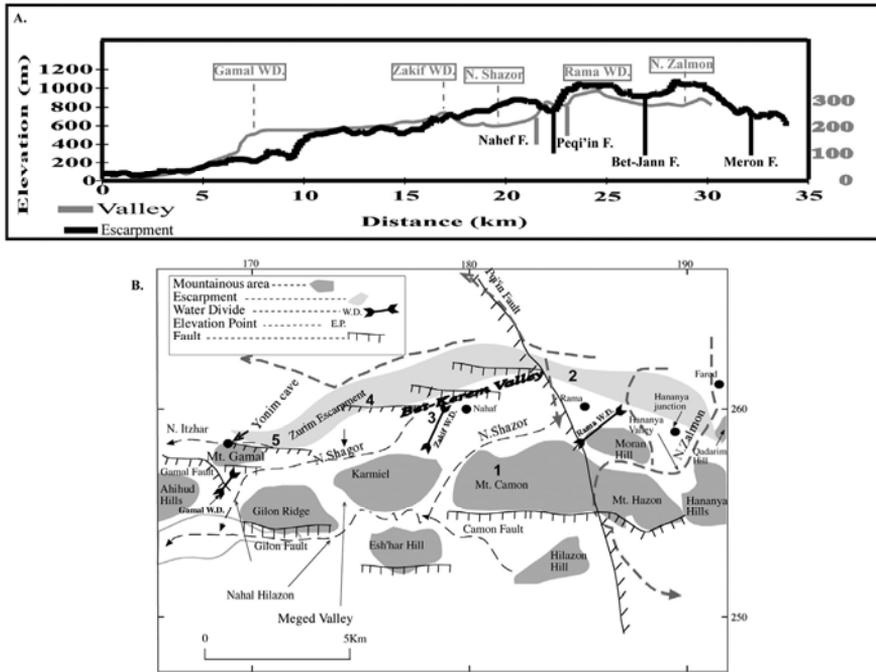


Figure 2. A - Topographic profile of the Zurim Escarpment crest (black line) compared with the topographic profile of the Bet-Kerem Valley (grey line). B. Map of tectonic and morphologic features around the Zurim escarpment. Location of trip stations are also shown (according to station number).

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 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.

Temporal framework for the evolution of the Zurim Escarpment

Morphologic considerations reveal the main phases of tectonic activity that took place during the Miocene and Pliocene and establish the tectonic relations with the crossing Peqi'in fault. Slope shape analysis together with sedimentologic evidence help determine the relative age of the different segments of the escarpment. Younger and recent tectonic activity were investigated by mapping fresh fault scarps along the escarpment, detailed mapping by GPS of a selected fault scarp, and using cosmogenic dating to identify Holocene and late Pleistocene seismic activity (Gran et al., 2001).

The Preservation of Senonian Sequence (Fig. 3)

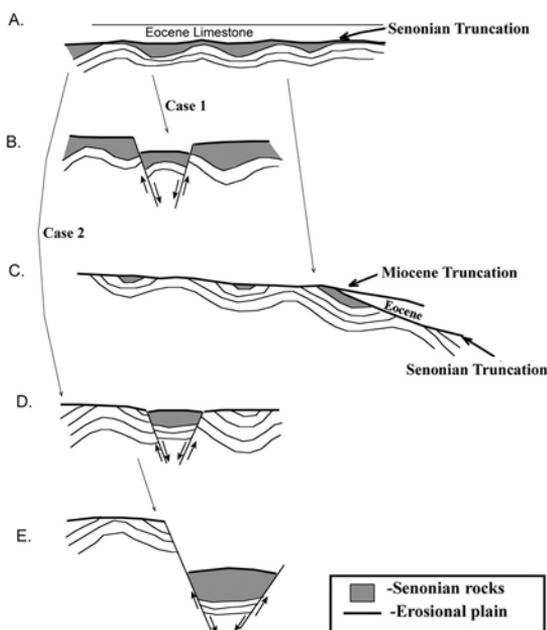


Figure 3. - schematic model illustrating the preservation of the Senonian sequence on the down faulted block while eroding it away on the uplifted block

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 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 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 10000 years but point that a truncation rate of 0.2 meters in 10000 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 .

Relation to Drainage Systems at the Top and Bottom of the Zurim Escarpment (Figs. 2, 4)

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

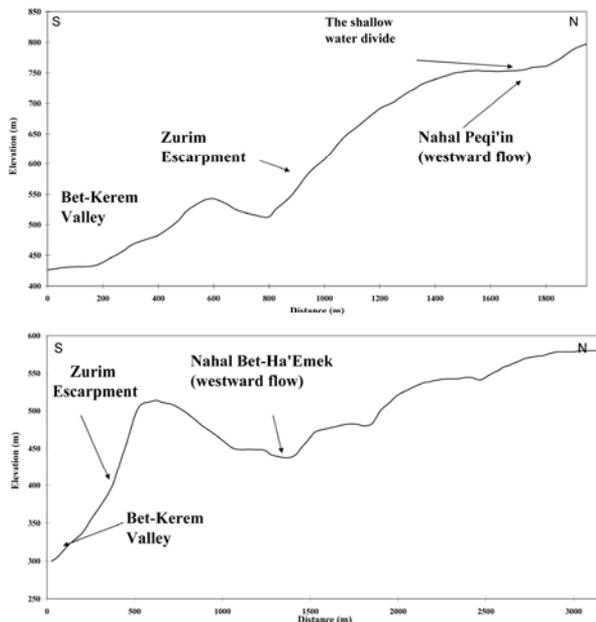


Figure 4 - Upper panel: Topographic cross section from the Bet-Kerem Valley to Mt. Ha'ari. **Lower panel:** Topographic cross section from the Bet-Kerem Valley to Mt. Sneh across the Bet-Ha'Emek valley

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 head-ward 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).

Topographic Relations with the Peqi'in fault (Fig. 5)

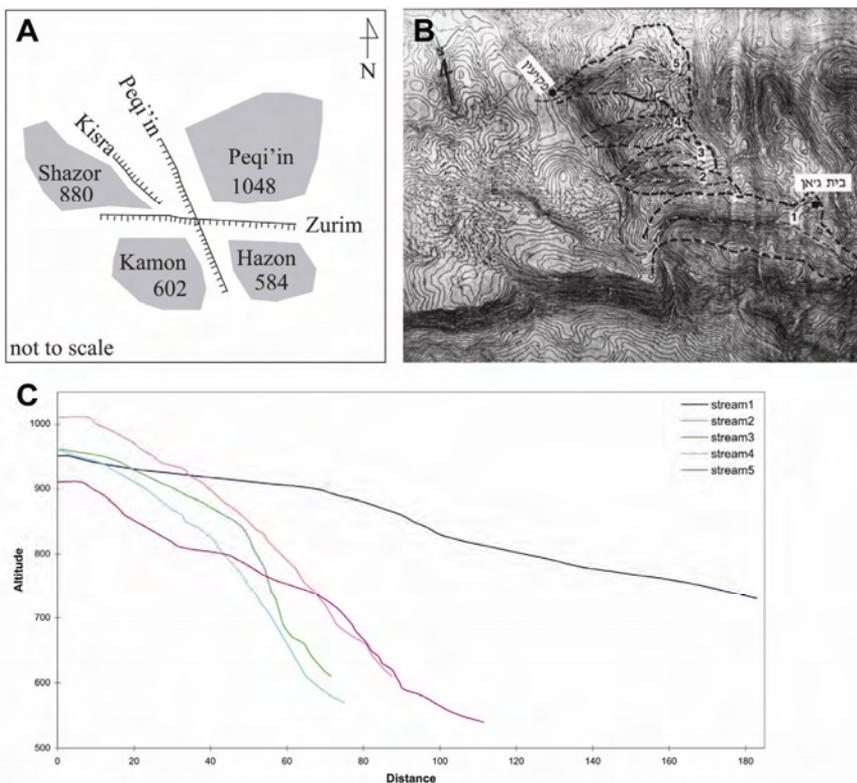


Figure 5. A - Schematic cartoon illustrating the relations between the Zurim Escarpment fault system and the peqi'in fault. B. Topographic map showing locations of analyzed drainage systems. C. Longitudinal profiles of streams flowing across the peqi'in escarpment. The relatively young activity along the escarpment is expressed by the convex and steep channels. Stream no. 1 crosses the Peqi'in fault where its topographic expression terminates

The Peqi'in fault crosses the Zurim fault system and divides the Zurim escarpment into two main parts. The tectonic relation 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. 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 Peqi'in fault to 1000 meters east of the Peqi'in fault (Cohen, 1988). This dramatic jump is caused by the young vertical offset along the Peqi'in 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 .

Slope shape analysis (Fig. 6)

Slope shape analysis enables a semi-quantitative dating of the total duration of escarpment activity. The reference slope envelop is of Mt. Tur'an escarpment, where outcrops of the Cover Basalt dated to 4.2Ma (Heimann et al., 1996) are offset by the Tur'an escarpment and constrain the time of initial displacement to

the age of the basalt (Fig. 6). It is assumed that escarpments that have more concave shapes than the Tur'an 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 Tur'an escarpment .

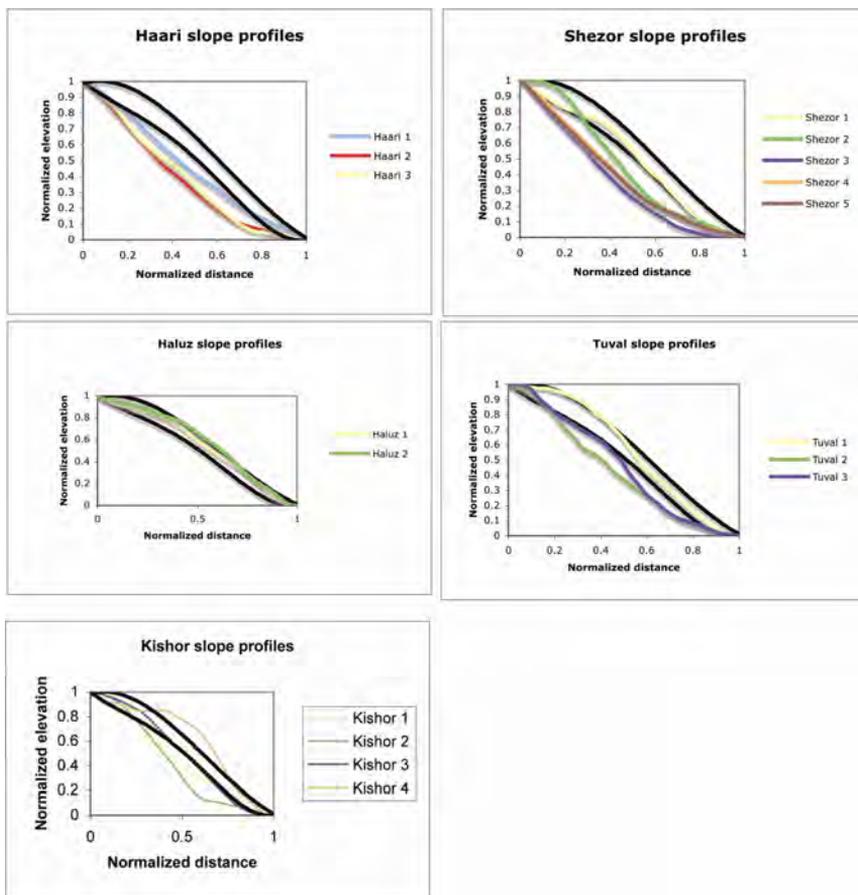


Figure 6. Comparison of slope profiles along the Zurim escarpment with the Tur'an reference envelop (shown in black)

According to the results of the slope analysis (Matmon et al. 2000) the western side of the escarpment is younger than the eastern side and is similar in age to the ~4.2 Ma Tur'an escarpment in the Lower Galilee (Fig. 6). This result agrees with the conclusions based on the relations between the Zurim escarpment and the drainage systems at the top of the escarpment. Since the segment located east of the Peqi'in fault exposes Lower Cretaceous marls and sandstone and is

subjected to repeated landslides, only the upper tectonic step which is built of Cenomanian and Turonian dolomite and limestone could be analyzed, therefore the relative age given to that segment is for the upper step only and not of the entire escarpment. Analyzed slopes that expose Yarka marl also exhibit the affect of landslides on slope shape.

Bedrock Fault Scarps (Fig.7)

Fresh (i.e. young) fault scarps are found in the dolomitic and limestone bedrock along the entire Zurim escarpment. Mapping of fresh fault scarps reveals the geometry and spatial distribution of the faults. There is no correlation between fault scarps location, which indicate young tectonic activity (late Pleistocene and Holocene), to the relative age of the escarpment's segment. Exposure age dating of the Nahef East fault scarp using cosmogenic isotopes suggests three periods of intense seismic activity (~12ka, ~6ka, ~1.5ka) alternating with periods of tectonic quiescence (Gran et al., 2001). All rapid exposure phases deduced from the Nahef fault analyses correlate with the collapse or destruction of archeological sites. Large boulders fell from the ceiling of the Yonim Cave

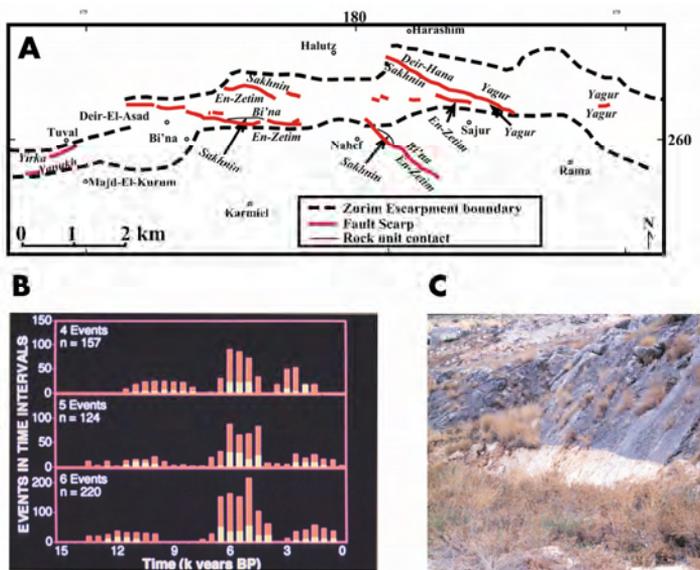


Figure 7. A. Location of exposed bedrock fault scarps along the Zurim escarpment. B. Periods of intense seismic activity along the Nahef East fault based on numeric modeling and cosmogenic ³⁶Cl concentrations. C. photo of a typical appearance of bedrock fault scarps along the Zurim escarpment

approximately at the time of the first (~12 ka) stage, the Peqi'in Cave collapsed during the second stage (~ 6 ka) and a Byzantine church near the modern city of Karmiel collapsed at the time of the third (~1.5 ka) stage. Low seismicity is currently recorded in the Galilee (www.gii.co.il) with a strongest earthquake of $M_W = 5.3$ magnitude (August 1984; Hofstetter et al., 1996).

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 2: Rame cliff, mechanism of rock fall (fig. 8)

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

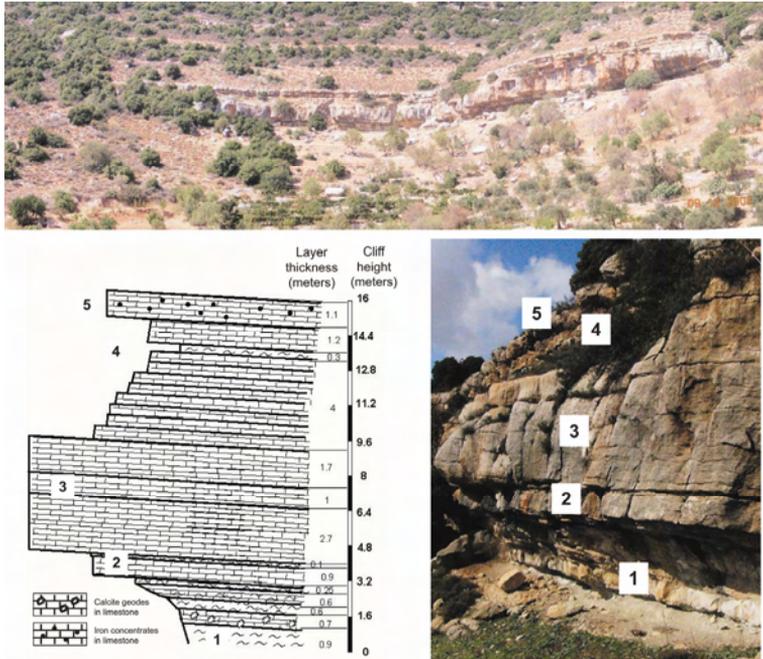


Figure 8A. A panoramic view of the investigated cliff (top panel). The cliff is composed of two sets of notched and protruding units. Many boulders can be seen resting at the base of the cliff. The cliff abruptly terminates at both ends by faults. Measured cross section (lower left panel) and photo of cliff profile (lower right panel) show the notches and the thickness of the units that form the boulders

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).

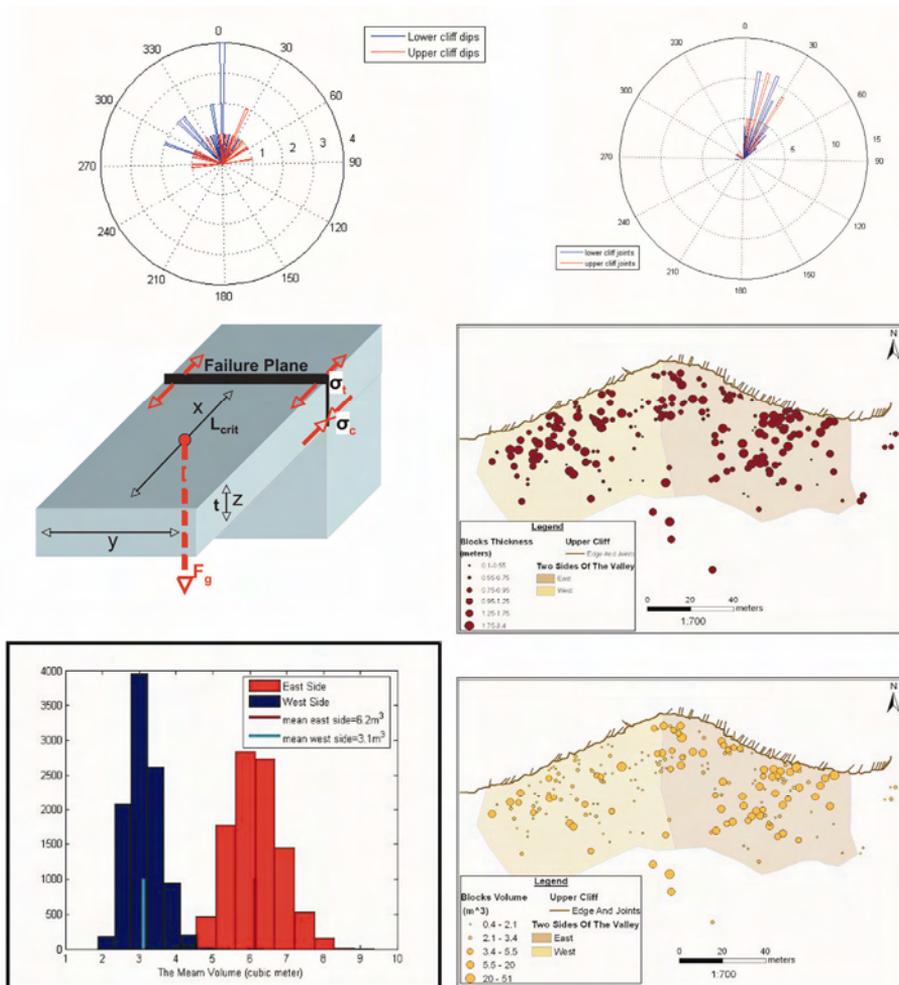


Figure 8B. Rose diagrams of dip directions (upper left panel) and joints directions in cliff (upper right panel). Maps of boulder thickness (upper map) and boulder volume (lower map) suggest that boulders are derived from the same unit along the cliff. However, on the eastern side their volume is greater than on the western side of the cliff. Bootstrap statistics (lower left diagram) confirms the difference in average volume of rock blocks on the eastern and western sides of the cliff. A schematic diagram showing the parameters of a cantilever beam are shown in the middle left diagram

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 a 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 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 6.2 m³. In the western part boulder (n=95) volume ranges between 0.5 m³ and 36 m³ with a mean value of 3.1 m³. Blocks on both sides of the cliff show similar thickness. The reason is that the source of the boulders is from the same layers in the cliff. Blocks are either lined parallel

to the cliff's 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 joints (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 Rippling, 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.

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 other reasons contribute to producing beams smaller than the critical length:

1. The tensile strength value measured in the laboratory (modified after Michaeli 1992a-d, 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 3: Givat Zakif, view point and introduction to relay ramps (Fig. 9).

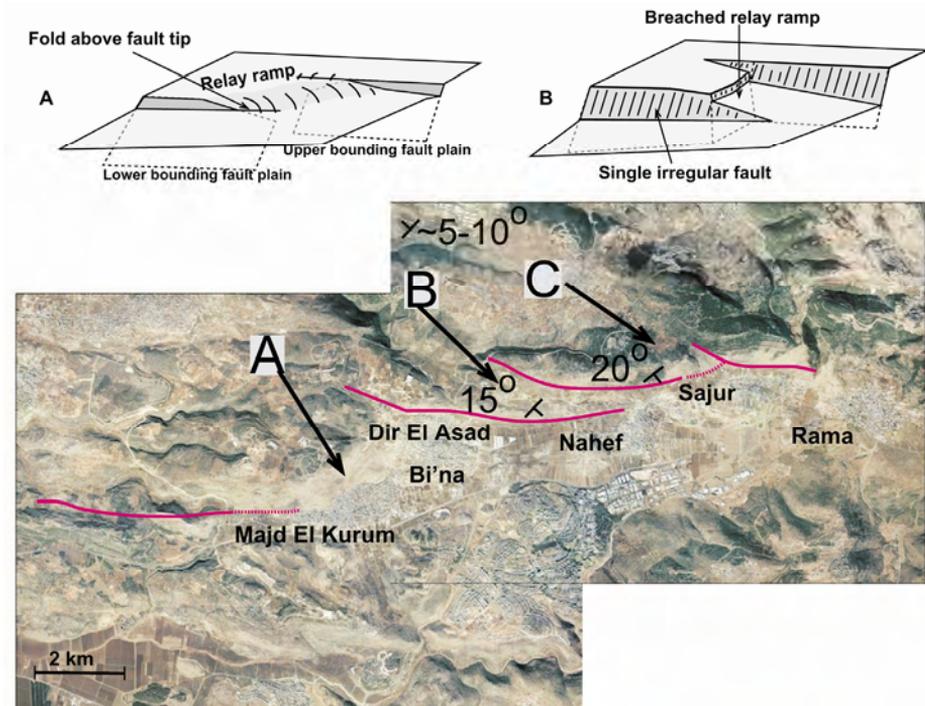


Figure 9 - Upper panels: Two stages in relay ramp development (modified from Crider and Peacock, 2004). A. Relay ramp developed between two stepping normal faults. The ramp includes monoclines above the buried tips of the faults. B. Breached relay ramp. The normal faults are connected and form a single irregular fault. Lower panel: Air photo of western Zurim escarpment. Relay ramps marked by letters corresponding to text. We recognize three relay ramps at different stages of development: (A) A western ramp above the villages of Majd-El-Kurum, B'ina, and Dir-El-Asad, (B) A central ramp, and (C) An eastern ramp above the village of Sajur. 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

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 fault-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.

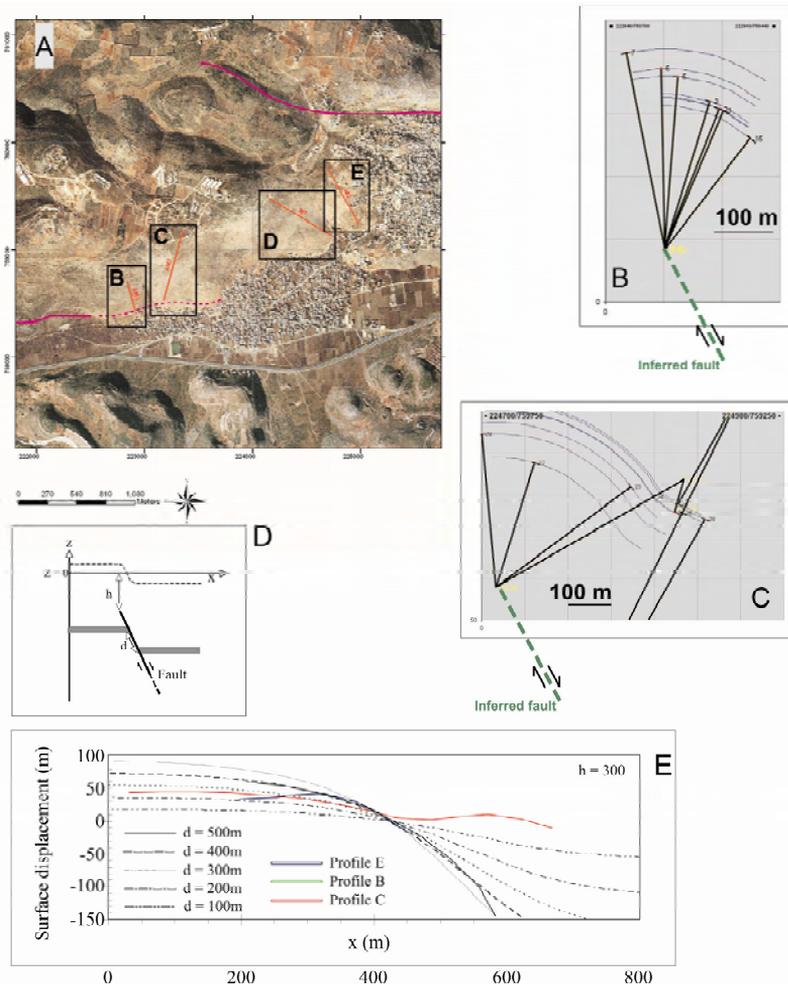
We recognize three relay ramps at different stages of development along the western Zurim escarpment: (A) A western ramp above the villages of Majd-El-Kurum, B'ina, and Dir-El-Asad, (B) a central ramp above the village of Nahef, and (C) an eastern ramp above the village of Sajur. Ramps B and C present 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 middle by 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.

Station 4: Dier el Asad, Fold-fault system (Fig. 10)

In this station 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



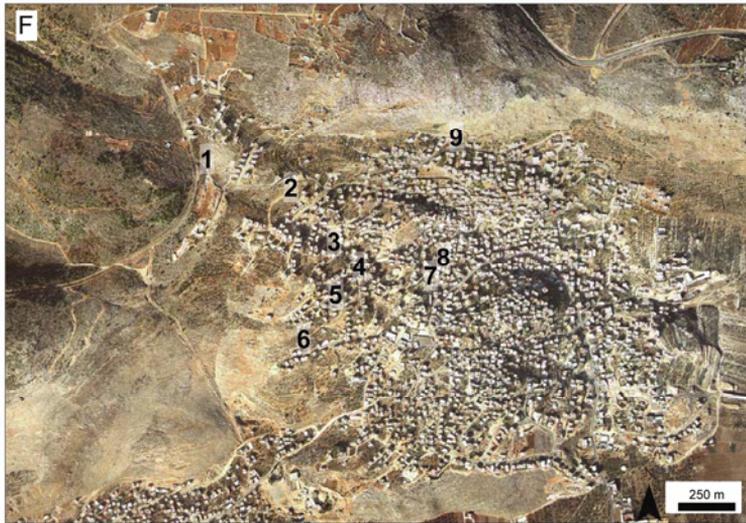


Figure 10. Relay ramp (A). A. Air photo. Dip measurement transects are marked with orange lines. Faults are marked with pink lines. B. Transect and Busk (1957) analysis along the southern side of the ramp (corresponds to transect B) above the buried tip of the southern normal fault. C. Transect and Busk (1957) analysis along the eastern side of the ramp showing a fold superimposed on the ramp (corresponds to transect E). D. Model geometry. Z is the vertical axis where $Z = 0$ represents the surface before fault-slip; X is the horizontal axis; 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. E. 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. The best fit between model results and field observation is achieved with displacements of 300 to 400 meters ($h = 300$ m). F. Map of tour in the village of Deir el Assad

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: Dip of the analyzed dislocations is set to 65° (Freund, 1970). Fault down-dip length equals the sedimentary sequence depth, ~ 5000 m (May, 1987). Poisson ratio is set to 0.2. 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 reconstructed profile suggests that our elastic model yielded a fair estimation of the deformation associated with the development of the relay ramp.

In this station we will stroll across (and, to an extent, along) the upper part of Relay ramp A that displays extreme dips. Relay-ramp features, the exposure of which is rare in this region, are unearthed in foundations of houses and road cuts. Such features include a bounding fault and a transition from a regional dip to increasing local ramp dips. We start from the north-west entrance of the villages of Dir-el-Assad and B'ina at the top of the Zurim escarpment (Pt. 1 on Figure 10B). The outlook shows gentle dips to the north-west, conforming the regional dip (Levy, 1983). We descend toward the south along the road through the developing neighborhood in western Dir-el-Assad and stop by several construction sites (Pts. 2-4). We see dips increasing from around 20° to 40° south to south-east. As we continue west of B'ina's graveyard, the dip exposed at a road-cut exceeds 60° (Pt. 5). The dip peaks exceeding 70° near the western end of the Pool Street (Rehov HaBrekha, Share'a el Birke; Pt. 6, about 200 m westward from the historic site of B'ina's pool). An expanse of calcrite stretches west of these steeply dipping layers of B'ina formation, developed over Yarka's marl. After drinking local coffee we ascend north-eastwardly in B'ina, against the motorized traffic direction. The condensed alley displays older excavations of south-easterly dips, underneath walls and within a parking garage (Pts. 7-8). The dips relax back to values ranging between 20° and 45° . We continue to the road bounding the Dir-el-Assad from north. The northern line of houses is attached to a fault trace, one that bounds the relay-ramp. The fault plane exposes fault breccias (Pt. 9).

Station 5: Majed El Kurum, the evolution of a relay ramp (Fig. 11)

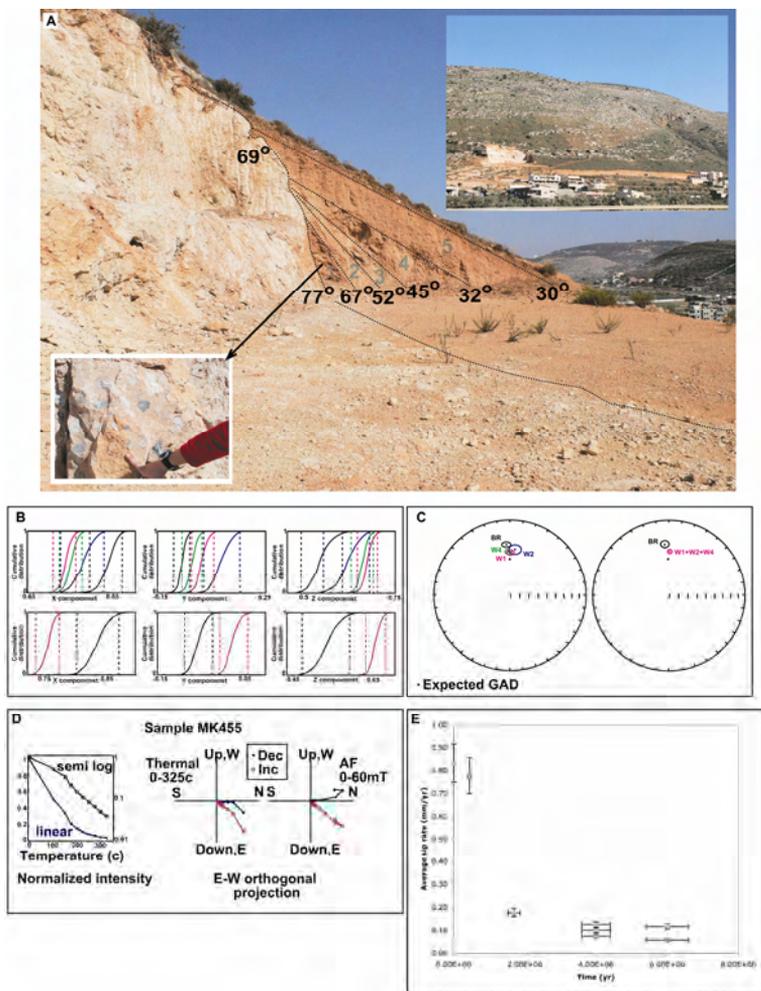


Figure 11. Upper panel: an excavation into the lower slope of the Zurim escarpment above a defined normal fault segment (west of Majd-El-Kurum) exposed a sequence of six coluvial wedges resting at angles decreasing from 67° to 30° (labeled with blue numbers). Upper inset photo: location of quarry on the escarpment slope. Lower inset photo: breccia and carbonate matrix of coluvial wedge 1.

Paleomagnetic plots: A. bootstrap test for common mean (Tauxe et al., 1991). W1-W4: wedges (1)-(4); BR: bedrock fractures. Shown are bounds of intervals that include 95% confidence levels. Upper plots: common mean test for all rock units. Lower plots: wedges (1), (2) and (4) treated as one paleomagnetic data set. 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. right plots: representative orthogonal

vector plots of both AF and thermal demagnetization. Left plot: normalized intensity (J/J_0) presented both on linear and semi-log scale. Lower graph: Average slip rates along normal faults in the Galilee as a function of temporal window

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 ($\Delta I = I_{\text{measured}} - I_{\text{expected}}$). The end member for ΔI 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 ΔI would be insignificant. If magnetization is sin-tectonic, ΔI 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°) ($\Delta I_{\text{max}} = \text{observed dip} - 30^\circ$).

We collected a total of 78 magnetic and sun compasses 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 10 mT 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} A/m – 10^{-2} 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 15 mT – 20 mT in single component samples (Fig. 6). This behavior suggests maghemite (γ -Fe₂O₃) and goethite (α -FeOOH) 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 (W1+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 (ΔI) are $19.4^{\circ} \pm 3.3^{\circ}$ and $11.3^{\circ} \pm 1.8^{\circ}$ for BR and W1+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 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. 10). 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 and 1.33 mm/yr 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 (Fig. 11). 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 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 is calculated from displaced Pliocene basalt flows along the Tur'an fault and Ha'on 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 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 a 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 remnant 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

- Ahnert, F., 1996. Introduction to Geomorphology. Arnold, London, 352 pp.
- Anooshepoor, 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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 ³⁶Cl, 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.
- 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geological Survey of Israel Report GSI/6/96*, 35 p.
- 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.
- 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, Shefar'am. *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. 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 Rippling, E.J., 1966. Strength and structure of engineering materials. Prentice Hall, New Jersey, 535 pp.
- 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., 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.
- 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.
- Tauxe L., Kylstra 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.