צנירים יבשתיים בכרמל

נורית שטובר-זיסו*, האני עמאשה* ועמוס פרומקין**
* החוג ללימודי ארץ ישראל, אוניברסיטת חיפה
** המחלקה לגאוגרפיה, האוניברסיטה העברית בירושלים

צנירים (notches) מוגדרים כמגרעות קעורות ומאורכות בצורת חצי צינור, המתפתחות על גבי מדרונות סלעיים או מצוקיים. בישראל מוכרים צנירים בכל האזור הים תיכוני, עד ספר המדבר. במסגרת העבודה הנוכחית מופו בכרמל 127 צנירים. הם מרוכזים ב-7 אגני ניקוז, ונמצאים בין 56 ל-428 מטרים מעל פני הים. רוב הצנירים חתורים לאורך המדרונות הבונים את ערוצי הנחלים וניתן למצוא אותם עד לגבהים של 270 מטרים מעל הערוץ. הצנירים מפותחים רק בסלעי דולומיט או גיר קשים המאופיינים בבלייה קרסטית; בעיקר בתצורות יגור ובינה. אורך מקטעי הצנירים נע בין מטרים ספורים ל-200 מטר; גובהם ועומקם הממוצע נמדד ל-2-3 מטרים אך עשוי להגיע עד 9.5 מטרים. הצנירים מפותחים לאורך שכבות מוגדרות ואינם חותכים בניצב או באלכסון להן. 65% מהצנירים בעלי רכיב מפנה מערבי, ורומזים בכך לקשר עם מערכות הגשם המגיעות מהים התיכון. לא נמצא קשר בין ממדי חלל הצניר לבין הרום, גובהו מעל האפיק או שיפוע המדרון. הצנירים מופיעים בכל הגבהים, ללא העדפה למפלסי רום מסויימים.

התהליכים הגאומורפיים הפועלים לבניית צניר משלבים בלייה כימית, מכנית וביוגנית. בשלב הראשון, מים חודרים בקו השיכוב בין שתי שכבות בעלות כושר מסיסות שונה, ממיסים ויוצרים התקערות ראשונית (צניר עוברי). בשלב השני, בפני הדופן של הצניר העוברי נוצרים סדקים רדודים ומקבילים המורחבים על ידי המסה, על ידי חרסיות שנלכדות בתוכם, ובסיוע אפשרי של שורשים ואורגניזמים חיים אחרים. תהליך הסידוק המקביל יוצר התקלפות ופירוק לשבבים (flake weathering, exfoliation) שעוביים נע ממספר מ"מ ועד למעלה מ-10 ס"מ. התהליך הגאומורפי העיקרי הפועל לנסיגת שכבת גג הצניר היא קריסה והתמוטטות (rockfall).

מילות מפתח: צנירים, כרמל, קרסט, אפיקרסט, בלייה שבבית.

The Inland Notches of Mount Carmel

Shtober-Zisu Nurit*, Amasha Hani*, Frumkin Amos**, * Department of Israel Studies, University of Haifa, ** Geography Department, The Hebrew University of Jerusalem

Inland notches are defined herein as horizontal C-shaped indentations, developed on the carbonate slopes or cliffs of the Mediterranean to semi-arid areas, with annual precipitation 700 to 300 mm/y. The notches are shaped like half tubes that extend over tens or hundreds of meters along the stream valley slopes. In Mt. Carmel, a series of 127 notches have been mapped. On average, their height and width are 2-2.5 m but they can reach 6 m in height and 9.5 m in width. The notches follow specific beds that enable their formation and are destroyed by the collapse of the upper bed. The geomorphic processes that create a notch combine chemical, mechanical, and biogenic weathering, which act together to generate initial dissolution and later flake weathering (exfoliation) of the bed, forming the notch cavity. We propose an epikarstic-subaerial mechanism for the formation and evolution of the notches. The notches are unique landforms originating in dissolution and disintegration of the rock under subaerial conditions, by differential weathering of beds

with different petrographic properties. The formation and destruction alternate in cyclical episodes and therefore, the notches are local phenomena that vary over time and space.

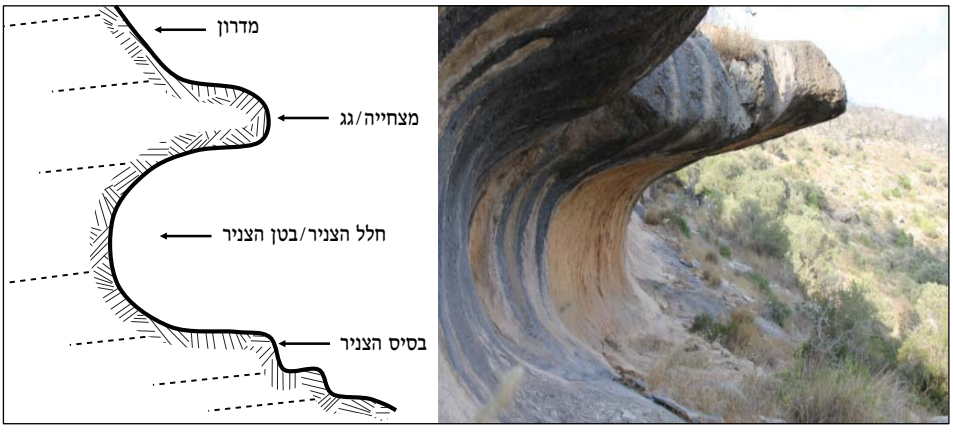
Key Words: Notches, carbonate rocks, Epikarst, differential weathering, flake weathering, exfoliation, Mt. Carmel.

מבוא

צנירים (notches) מוגדרים כמגרעות קעורות ומאורכות בעלות פרופיל "*C*", המתפתחות על גבי מדרונות סלעיים או מצוקיים (Reece 2004). הצנירים נראים כחצאי צינורות תחוכים לאורך (איור 1), המפותחים על פני עשרות רבות של מטרים לאורך מדרונות ההרים בישראל, ובמיוחד באזור הים תיכוני. הגדרת המושג צניר נעשתה באופן אמפירי, בהסתמך על המורפולוגיה המעוגלת של חלל הצניר ועל בסיס היחסים בין היחידות המרכיבות אותו. בכרמל הצנירים מפותחים בתוך שכבות סלע מוגדרות, מפולתים, מקומטים ומועתקים יחד אתן. הצנירים בנויים משלוש יחידות: שכבת גג, חלל הבטן, ושכבת הבסיס, שמהווה את המשך המדרון כלפי המורד. חלל הבטן בנוי משכבה אחת או יותר שעברו ארוזיה חזקה יותר מאשר שכבות הגג או שכבות הבסיס, הן משום ששכבות הגג עמידות יותר, והן משום ששכבות הבטן עצמן נוחות יותר לבלייה (איור 1).

למרות תפוצתם הגדולה והנוף החריג שהם יוצרים, הצנירים טרם נחקרו, ועד כה ידוע מעט מאוד על תפוצתם, תכונותיהם ואופן התהוותם. בספרות העולמית ניתן למצוא מבנים דומים לצנירים המוכרים לנו בארץ תחת השם Flared Rocks, Rock Shelters, Tafoni – כאשר מדובר בבליית סלעים מגמתים או אבני חול, או Notches, בעיקר כאשר המקור הוא קרסטי, חופי או ימי.

צנירים בסביבה חופית נוצרים כתוצאה משחיקה ימית, כתוצאה מפעילות מכות הגלים בבסיס המצוק, וכן מבלייה כימית וביולוגית (De Waele and Furlani 2013). הצניר הולך ומעמיק, כאשר הגלים מפנים את הסלעים הממוטטים למרגלותיו. פרופיל הרוחב של הצנירים החופיים מגוון ונגזר מזווית חשיפת המצוק לקו החוף. לעתים הצנירים מתפתחים ללא מגע ישיר עם הגלים, אלא כתוצאה מרסס או ממשטר ייבוש והרטבה הגורם לפירוק הסלע. מקרים מראים שצנירים מתפתחים במפלסי הגאות והשפל (Higgins 1978;



איור 1: חתך סכמתי לרוחב הצניר והיחידות הבונות אותו (גובה הצניר בתמונה כ–4 מטרים)

Sunamura 1983). באיים טרופיים, נמצאו צנירים הנוצרים באזורים של המסה מוגברת על המצוק החופי, במגע בין עדשת מי התהום המתוקים למי הים המלוחים (Mylroie and Carew 1995). המים המתוקים אגרסיביים יותר ומסוגלים להמיס את הסלע החופי וליצור חללים או צנירים.

בעשורים האחרונים הספרות משופעת במחקרים הרואים בצנירים סמנים לגובה פני ים קדומים, בין אם כאלה שנמצאו במפלסים גבוהים ממפלס הים הנוכחי ובין שטבולים מתחת לפני הים הנוכחיים (Blanchon et al. 2002; Pirazzoli and Paolo 1991; Evelpidou et al. 2012; Pirazzoli and Evelpidou 2013). צנירים חופיים נחקרו גם כאינדיקטיבים לפעילות טקטונית (איזוסטטית) שגרמה לשקיעה ו/או להתרוממות של היבשת (Stiros and Moschas 2012). בכל המחקרים הקודמים הטוענים למקור חופי, מדובר בצנירים המצויים בהתאמה למפלס הים שיצר אותם (אופקיים), ואין בהכרח התאמה לנטיית שכבות הסלע הנחתכות על ידם. כמו כן, בכל המקרים מדובר בצנירים הנמצאים מטרים בודדים עד 10–20 מטרים מעל או מתחת לפני הים.

סוג נוסף של צנירים הוא **צנירים פנים יבשתיים**. כאשר הללו מפותחים בסלעים גרנולרים (מגמתיים או באבני חול), הם מכונים טפוני (tafoni) והיווצרותם מיוחסת לבליית מלח, או להבדלים במרקם ובצמנטציה של הסלע. הבדלים אלה גורמים בתורם לשינויים בכושר הולכת המים בסלע ולכן לאזורים בלויים יותר ופחות בלויים, הנראים כחללים, גומחות, מערות וצנירים. טפוני נפוצים בכל אזור אקלימי, אך נפוצים יותר באזור הצחיח או הצחיח למחצה (Owen 2013). הצניר הגדול בעולם מכונה Wave Rock; הוא מצוי בפנים יבשת אוסטרליה וחתור בסלע גרניט. גובהו 14 מטרים, אורכו 110 מטרים ויצירתו מיוחסת לבלייה שראשיתה בתת הקרקע, כאשר רגלי המדרון היו מכוסים בקרקע והלחות במגע עם הסלע היתה גבוהה יותר. נופי הסלע הקעורים הללו מכונים בשם Flared Slopes (Twidale and Bourne 1998).

צנירים מוכרים אחרים נוצרים כתוצאה **מהתחתרות נחלים**. הללו נפוצים בכל אזור אקלימי, ובתנאי שיווצרו כתוצאה משחיקה מכנית של המים הזורמים והסדימנט המוסע בגוף המים, על פני הסלע (Morisawa 1985). הם נפוצים הן לאורך אפיקים והן מתחת למפלים בהם סלע החיפוי קשה יותר מסלע הבסיס (Haviv et al. 2010).

צנירים פנים יבשתיים החתורים בסלעים קרבונטים מיוחסים **לפעילות קרסטית**, בדרך כלל מתחת לפני השטח. הם מוסברים לפעמים על ידי זרימת מים בחללים תת קרקעיים, בצינורות ודוסיים או פראטיים (Ford and Williams 2007; Frumkin and Fischhendler 2005; Dublyansky 2013; Lundberg 2013). המים מנצלים סדק בתת הקרקע שעבורם הוא "צוואר בקבוק". הם זורמים בו בלחץ תוך כדי הרחבתו ויוצרים צינורות בעלי חתך מעוגל המכונים "Pipes" (Taboroši et al. 2003). המים מסיעים סדימנט בלתי מסיס בגדלים שונים שיוצר שטיפה של התעלה בטרם ההמסה, ובכך מסייע להרחבתה על ידי בלייה מכנית (Palmer 1984). בתהליכים קרסטים עיליים או בסמוך לפני השטח, מוכרים צנירים שנוצרו לרגלי מדרונות, או באתרים בהם כסוי הקרקע איפשר למים להיות אגרסיביים יותר (עשירים ב–CO_2) ולהמיס שכבות של סלע קרבונטי (Bögli 1980). במקומות רבים בעולם, צנירים מסוג זה מכונים "מחסות סלע" (Rock shelters) ונחקרו בעבר בעיקר בגלל היותם מקומות יישוב/מסתור לאדם (Laville et al. 1980).

אזכורים קודמים של צנירי הכרמל

הצנירים בארץ טרם נחקרו, למרות היותם נפוצים ומוכרים. הם זוכים לאזכור כתופעת המסה, כסמנים לחוף ים שלישוני או כצנירים ממקור נהרי (ניר 1970). חלק מצנירי הכרמל מופה וניטען לגביהם שנוצרו על ידי מכות הגלים כאשר מפלס הים היה גבוה יותר, או לחילופין כאשר הכרמל היה נמוך יותר, ולכן הם מסמנים מפלסי ים מיוקנים עד פלייסטוקנים (בוטרימוביץ' 1972). בהיעדר מחקר, טענה זו הפכה למסורת בפי מטיילים ומורי דרך. במחקרנו זה נטען שצנירי הכרמל אינם מהווים סמנים למפלסי ים פליוקנים או פלייסטוקנים או למדרגות נחליות קדומות. מטרת המחקר הנה תיאור, אפיון ומיפוי של צנירי הכרמל, והצעת מודל אפשרי להתפתחותם.

הכרמל

הכרמל משתרע עד לגובה של 546 מטר מעל פני הים ושטחו 230 קמ"ר. במערב הוא גובל במישור חוף הכרמל, וכלפי צפון ומזרח הוא תחום על ידי העתק יגור ועמק זבולון. בכיוון דרום ההשתפלות הדרגתית יותר, לעבר עמקי הנחלים דליה ויקנעם. סמיכות זו בין עמקים שטוחים לבין ההר, יוצרת מדרונות תלולים, המשופעים לעתים עד 40–50%.

קו פרשת המים אינו סימטרי אלא סמוך יותר לאגף הצפוני מזרחי של מדרונות הכרמל. עובדה זו גורמת לנחלים המתנקזים מערבה להיות ארוכים יותר, שטח האגן שלהם גדול יותר, ושיפועי האפיקים נמוכים יותר. לעומתם, הנחלים המתנקזים מזרחה חורצים את מתלול ההעתק, הם צרים, קצרים, ומאוד תלולים, בדומה למדרון עצמו.

הכרמל בנוי בעיקר מסלעים קרבונטיים ימיים ששקעו על מדף היבשת של אוקיינוס תטיס במהלך העידן המזוזואי (Sass and Bein 1988). משקעים אלה כוללים לרוב גיר, דולומיט, קירטון, מעט חוואר וצור. בתוך המאסף הקרבונטי זוהו 4 מחזורים וולקנו-סדימנטריים המצויינים על ידי טוף געשי (שגב ושש 2009). שינויים פציאליים מהירים נפוצים מאוד בכרמל, בגלל סמיכותו לקצה מדף היבשת בזמן השקעתם (Picard and Kashai 1958). בצפון ובמרכז הכרמל, באזורים שבהם נראים הצנירים, שולטות ארבע תצורות סלע קרבונטיות המלמדות על תנאי ההשקעה מן האלביאן-קנומן ועד סוף הטורון: **תצורת יגור** – מורכבת ברובה מסלעי דולומיט אפורים-חומים משוכבים היטב. התצורה שקעה על פני פלטפורמה רדודה, אשר הוגבלה כלפי הים הפתוח על ידי רצועה צרה של שוניות. לאחר שקיעתה, העמקה מהירה של הים לעומק של כמה עשרות מטרים הביאה להתפתחות תנאים של פלטפורמה חיצונית פתוחה, עם חילוף חופשי של מי ים, שגרמה להשקעה של קירטון וגיר (**תצורת עספיא ותצורת ערקן**). תנאים אלה התפתחו עד סוף הקנומן וראשית הטורון, כששינויים נוספים במפלס הים הביאו להשקעה של תצורת בינה בכל הגליל ועד הכרמל. בכרמל ניתן לחלק תצורה זו לפרט מוחרקה ומעליו פרט סומק. **פרט מוחרקה** מורכב מפאצייס גירי ומכיל שוניות רודיסטים מבודדות ושכבות ביוקלסטיות, ופאצייס דולומיטי. לעומתו, **פרט סומק** מאופיין בחילוף שכבות גיר וחוואר ומכיל במקומות גם שוניות רודיסטים מבודדות (שגב ושש 2009).

התרוממות הכרמל מעל לפני הים החלה ככל הנראה מתקופת האוליגוקן התיכון, מלפני כ-34 מיליון שנה לערך (Picard 1951). גובהו הנוכחי משקף את סך ההתרוממות לאחר קיזוז מידת הארוזיה והשינויים האאוסטטיים של מפלס הים בתקופות שונות (בגין וזילברמן 1997). סך כל ההתרוממות של הכרמל שהחלה

מלפני 34 מיליון שנה היתה כ–1,300 מ׳ מעל פני הים בקצב התרוממות ממוצע של 38 מ׳ במיליון שנה. עובי הסלעים שעברו ארוזיה והוסרו מעל פניו הוא כ–750 מ׳, וקצב ההסרה הממוצע הוא של כ–22 מ׳ במיליון שנה (משיח 2011).

תחת משטר האקלים הים תיכוני כיום, הסלעים הקרבונטים בכרמל נתונים בעיקר לבלייה כימית, ומציגים מורפולוגיות טיפוסיות לקרסט עילי: טרשים (karren ו–microkarren), ומעניות (grooves). גם מחילות ומערות קיימות בכרמל, תוצר של המסה בתת הקרקע, ובהם משקעי מערות (speleothems) מפותחים. הצומח בכרמל הוא צומח טיפוסי ים תיכוני. חברת אלון מצוי ואלה ארצישראלית מופיעים בעיקר על קרקעות הטרה רוסה, ואילו יערות אורנים נפוצים באזור הגבוה ועל פני קרקעות הרנדזינה. קרקעות הכרמל סחופות מאוד, דקות מאוד ובדרך כלל אין בהן התפתחות של אופקים פדוגנטיים (Inbar et al. 1998).

על סלעים קרבונטים, פעילות של מיקרואורגניזמים ליתוביונתים (lithobionts) היא משמעותית ביותר, ועשויה גם להיות מעורבת בהיווצרות הצנירים (Viles 1995; Büdel et al. 2005). מיקרואורגניזמים אואנדוליתיים (Euendolithic microorganisms) נפוצים מאוד במזרח הים התיכון. הללו הוגדרו על ידי Golubic et al. (1981) כאורגניזמים החודרים לתוך הסלע ויוצרים חרירים ותעלות המתאימים לגופם, ובכך גורמים לבליית הסלע. כמוהם, אצות ירוקיות אנדוליתיות הנמצאות בשפע בכרמל, הוגדרו בנגב בעבודות קודמות רבות (Friedmann et al. 1967; Danin and Garty 1983: Friedmann and Galun 1974; Danin 1986). ואילו מחקרים על אודות שיקום מיקרואורגניזמים ליתוביונתים אחרי שריפה, שופך אור על יישוב ואכלוס סדקים וחריצים בזמן קצר (Garty and Binyamini 1990; Garty 1990).

שיטות העבודה

במחקר זה נעשה שימוש במספר שיטות:

1. **מדידות בשדה**: בוצע סקר מקיף בכל הצנירים בכרמל. עבור כל צניר נרשם המיקום (נ״צ) ונמדדו האורך, הגובה, העומק והמפנה.
2. **מיפוי**: בסך הכל מופו 127 צנירים. האינפורמציה שנאספה הועלתה על פלטפורמת GIS בעזרת תכנת ArcMap. מתוך ה–DTM הושגו עבור כל צניר הרום, שיפוע המדרון, הגובה מעל האפיק והמרחק מפרשת המים.
3. מדידת חוזק הסלע באמצעות **פטיש שמידט** – מכשיר הנדסי לבדיקת חוזק של בטון המשתמש בערך הרתיעה של משקולת הפוגעת במשטח הנבדק בכח קבוע (R-Elastic rebound). בשנים האחרונות הוא משמש ככלי במחקר להערכת חוזק הסלע (Katz et al. 2000; Goudie 2006). ערך החוזר הרתיעה האלסטית (R) מותמר בעזרת עקומות המרה המובנות במכשיר ליחידה הנדסית רצויה. בעבודה זו תוצאות R הומרו ליחידות חוזק ללחיצה של ק״ג לסמ״ר.
4. בדיקה מינרלוגית באמצעות שיטת X-ray powder diffraction (**XRPD**) במכון אלזה כ״ץ למדע וטכנולוגיה בתחום הננומטרי, באוניברסיטת בן גוריון (טבלה 1).
5. בדיקה מינרלוגית של **שקפים פטרוגרפים**, על פי השיטות המקובלות (Murphy 1986).

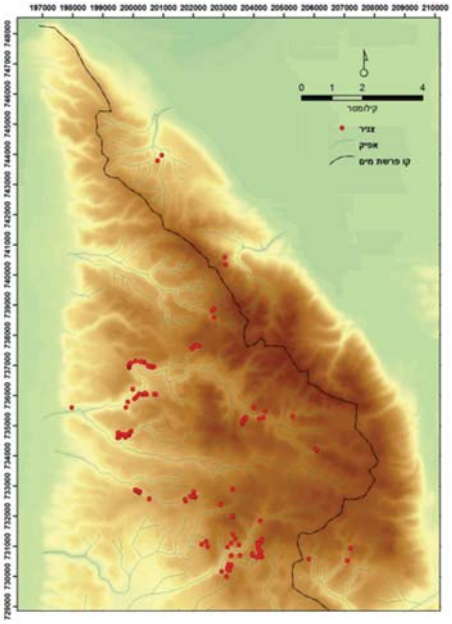
6. ניסויי **המסה בחומצה מלחית מהולה** HCl 5% של דגימות משבעה צנירים ומתצורות שונות (טבלה 1). מכל צניר נלקחו שלוש דגימות: דגימה מהגג, מהבטן ומהרצפה. הדגימות נחתכו לפרוסות בעלות מימדים דומים, נשקלו, הוכנסו לצנצנות שהכילו כל אחת 300 מ"ל של חומצה למשך 150 דקות. הדגימות הוצאו בכל 30 דקות, נשטפו במים מזוקקים, יובשו, נשקלו בעזרת מאוזניים דיגיטליים ברמת דיוק של 0.01 גרם והוחזרו להמשך המסה.

7. בדיקת **לחות וטמפרטורה** בוצעה בגג ובבטן הצנירים שבטבלה 1. הבדיקות בוצעו אחת לחודש במשך ארבעת חודשי הקיץ (יוני עד ספטמבר 2013). לצורך בדיקת הלחות נקדח חור במצג אופקי בקוטר 19 מ"מ ולעומק 15 ס"מ בשכבת הגג ובשכבת הבטן של הצניר, בכדי לאפשר הכנסת החיישן למדידת הלחות בסלע. לאחר כל מדידה נסתם החור בעזרת חומר אטימה לבטון בכדי לשמור על מערכת סגורה ולמנוע אידוי. במקביל, בוצעה מדידת ביקורת של הלחות והטמפרטורה באוויר הפתוח בחלל הצניר. המדידות בוצעו בעזרת מכשיר לבדיקת לחות וטמפרטורה Hygrometer HI 9565 של חברת HANNA.

תוצאות המחקר

מיקום וליתולוגיה אופיינית. בסך הכל מופו בכרמל 127 צנירים. מזרחית לקו פרשת המים נצפו רק 7 צנירים, ואילו כל השאר מצויים מערבית לקו פרשת המים, באגנים הנקווים לים דרך מישור חוף הכרמל (איור 2).

רוב הצנירים מרוכזים בשלשה אגני ניקוז: אורן, חרובים והוד: 66, 30 ו-16 צנירים בהתאמה



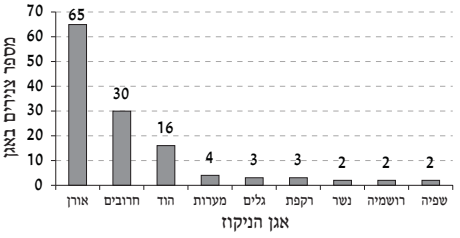
איור 2: מפת תפרוסת הצנירים בכרמל

טבלה 1: הצנירים שנבחרו לבדיקה באמצעות פטיש שמידט, מינרלוגיה והמסה.

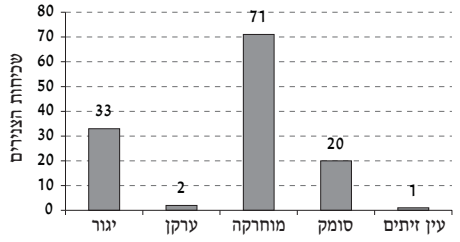
צניר	מיקום [נ.צ]	אגן ניקוז ושם	תצורה
Oe	199938/737088	אורן (חשמל)	דולומיט יגור Klya
Oy	200456/736040	אורן (ישח)	דולומיט יגור Klya
Om	204379/735471	אורן (מנסור)	בינה מוחרקה Kub(m)
M1	202280/731064	מערות (חרב)	בינה מוחרקה Kub(m)
Os	206066/734208	אורן (עספיא)	בינה סומק Kub(s)
Mt	203145/732380	מערות (דליה)	בינה סומק Kub(s)
R	205829/730580	רקפת (Z33)	ערקן Kubr

(איור 3). כל הצנירים בכרמל מפותחים בתוך סלעים קשים המאופיינים בבלייה קרסטית, והיוצרים נופים קרסטיים. 71 צנירים מפותחים בגיר גבישי, קשה ולבן, בפרט מוחרקה של תצורת בינה. תופעות של מיקרוקארן שכיחות מאוד בתצורת מוחרקה ובאות לידי ביטוי בגומחות המסה, חורים, ומיקרו ערוצים בסלע. 33 צנירים חתורים בתצורת יגור הבנויה דולומיט קשה, משוכב היטב וקרסטי, ו–20 צנירים חתורים באופק גירי של פרט סומק מתצורת בינה. שני צנירים יחידים החתורים באופקים גיריים קשים של תצורת ערקן, נצפו בנחל רקפת בדרום הכרמל (איור 4).

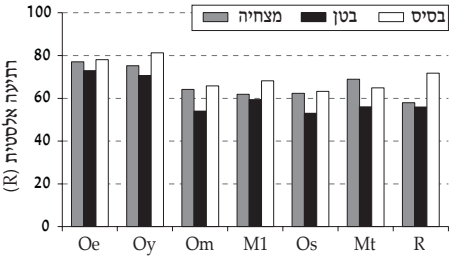
כל הצנירים מפותחים בסלעים קרבונטיים קשים וחזקים מאוד, שנמדדו באמצעות מדד החוזק ללחיצה (Uniaxial compressive strength). הערכים שהתקבלו מהמדידות באמצעות פטיש שמידט תורגמו ליחידות חוזק ללחיצה של ק"ג לסמ"ר ומובאים באיור 5 ובטבלה 2. נראה כי בכל הצנירים, החוזק ללחיצה גבוה מאוד, הן בגג או בבסיס הצניר והן בבטן הצניר. רוב הערכים מעל 600 ק"ג/סמ"ר, כלומר דומים לערכים שמתקבלים מבטון יצוק או מסלעים מגמתיים חזקים וצפופים כמו גרניט או בזלת. ממוצע המדידות בדולומיט יגור היה כל כך גבוה, עד שהערכים שהתקבלו היו גבוהים מטווח המדידה של המכשיר (טבלה 2).



איור 3: התפלגות הצנירים בכרמל על פי אגן הניקוז



איור 4: התפלגות הצנירים בכרמל על פי תצורה גאולוגית



איור 5: תוצאות המדידה של הרתיעה האלסטית (R) מחלקי הצניר השונים בהתפלגות על פי צניר [מפתח לקיצורים בטבלה 1]

טבלה 2: ערכי הניתור החוזר (Elastic rebound - R) מתורגמים לחוזק לחיצה (ק"ג/סמ"ר) ומובאים בטבלה בסוגריים. שתי העמודות השמאליות מתייחסות להפרש בין החוזק ללחיצה של שכבת הגג או הבסיס ביחס לשכבת הבטן.

צניר	סוג הסלע (תצורה)	חוזק הלחיצה ללחיצה בשכבת הגג (ק"ג/סמ"ר)	חוזק ללחיצה בבטן (ק"ג/סמ"ר)	חוזק ללחיצה בבסיס (ק"ג/סמ"ר)	יחס ערכי R בין גג ובטן [%]	יחס ערכי R בין בסיס ובטן [%]
Oe	דולומיט (יגור)	R=77 (> 75)	R=73.7 (970)	R=78.6 (> 75)	5.5 <	6.8 <
Oy	דולומיט (יגור)	R=75.2 (> 75)	R=70.7 (840)	R=81.2 (> 75)	6.4 <	14.9 <
Om	גיר (מוחרקה)	R=64.1 (615)	R=54 (375)	R=65.8 (665)	18.7	21.9
M1	גיר (מוחרקה)	R=61.8 (550)	R=59.4 (490)	R=68.2 (730)	4	14.8
Os	גיר (סומק)	R=62.3 (560)	R=53 (360)	R= 63.2 (585)	17.5	19.2
Mt	גיר (סומק)	R=68.9 (770)	R=56 (514)	R= 64.9 (635)	23.0	15.9
R1	גיר (ערקן)	R=57.9 (785)	R=55.9 (690)	R=71.7 (920)	3.6	28.3

באיור 5 ניתן לראות שבכל הצנירים שנמדדו, הסלע הבונה את חלל הצניר מעט פחות חזק מאשר הסלע הבונה את שכבת הגג או הבסיס, כאשר ההבדלים בתגובה האלסטית של הסלע קטנים יחסית ונעים בדרך כלל סביב 15–20%.

הבדיקות המינרלוגיות (XRPD) מאמתות את הפזות העיקריות בסלעים הבונים את מכלול הצניה. בסלעי הדולומיט הפזה המשנית היא קלציט בשיעור של אחוזים בודדים ואילו בסלעי הגיר הפזה העיקרית היא קלציט והמשנית קוורץ – בשיעור של פחות מאחוז אחד. לא נמצאו הבדלים משמעותיים בהרכב הסלע שבונה את הגג לבין הרכב הסלע הבונה את בטן הצנירים (טבלה 3).

טבלה 3: פזה מינרלוגית עיקרית ומשנית בשכבת הגג והבטן של הצנירים הנבחרים (XRPD). בעמודה הימנית, "V" = שכבת המצחייה של הצניר, "C" = שכבת הבטן של הצניר [מפתח לקיצורי העמודה הימנית, בטבלה 1]

דגימה	פזה עיקרית	פזה משנית
Oe-V	דולומיט ($CaMg(CO_3)_2$)	קלציט (8 wt.%) ($CaCO_3$)
Oe-C	דולומיט ($CaMg(CO_3)_2$)	קלציט (5 wt.%) ($CaCO_3$)
Oy-V	דולומיט ($CaMg(CO_3)_2$)	קלציט (7 wt.%) ($CaCO_3$)
Oy-C	דולומיט ($CaMg(CO_3)_2$)	קלציט (1 wt.%) ($CaCO_3$)
Om-V	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.2 wt.%)
Om-C	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.45 wt.%)
Os-V	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.2 wt.%)
Os-C	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.2 wt.%)
Mt-V	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (עקבות)
Mt-C	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.3 wt.%)
R1-V	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.2 wt.%)
R1-C	קלציט ($CaCO_3$)	קוורץ (0.35 wt.%)

מאפיינים מורפומטריים

ממדי הצנירים שונים מצניר לצניר: גובה הצנירים נע בין 0.5–6 מ', הממוצע הוא על 2.5 מ' וסטיית התקן 1.3 מ'. ממדי העומק של הצנירים דומים לממדי הגובה, עם ממוצע העומד על 2.1 מ' וסטיית תקן 1.5 מ'. עומק הצניר העמוק ביותר שמצאנו הוא 9.5 מ'. אורך הצנירים נע בין 2–198 מ', עם ממוצע של 24.7 ו–26.4 מ'. (טבלה 4, איור 6).

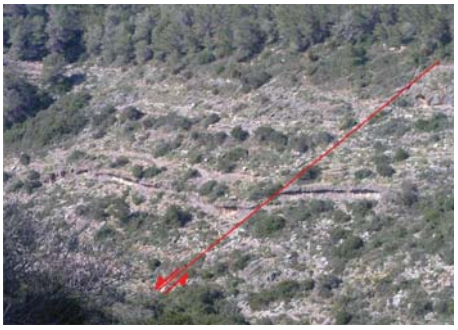
המרחק בין הצניר לקו פרשת המים הקרובה ביותר הנו מדד לממדי אגן ההיקוות במעלה הזרימה. גם המרחקים הללו משתנים וניתן למצוא צנירים קרובים מאוד לקו פרשת המים (30–40 מ') בעוד שרוב הצנירים נמצאים במרחק של מאות מטרים ממנו.

גובה הצנירים מעל האפיק נמדד על מנת לחפש קיומו של קשר אפשרי בין הצניר לבין האפיק שמתחתיו, שכן רוב הצנירים מפותחים לאורך מדרונות התוחמים ואדיות. נמצא שהגובה מעל האפיק הוא בממוצע 56.1 מ', עם סטיית תקן של 45.8 מ', אך הוא מגיע עד למקסימום של 270 מ'.

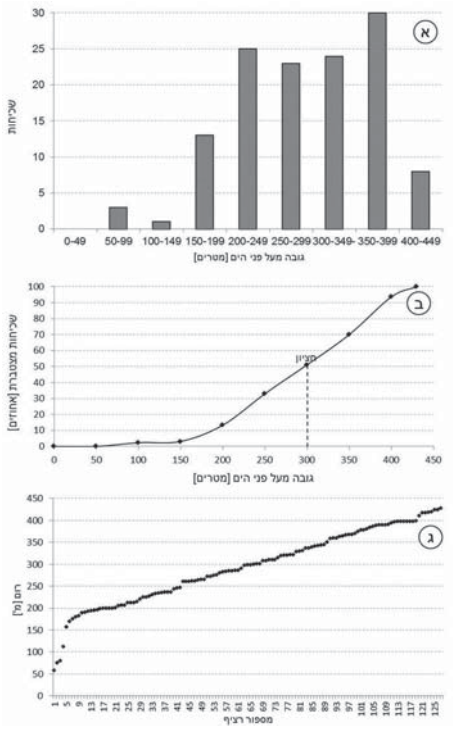
בנסיון לבחון קשר אפשרי בין הצנירים למפלסי ים קדומים, נבדקה התפלגות הצנירים על פי גובהם המוחלט (איור 7א', 7ב') ונעשה ניסון לאתר מפלסים שבהם נוכחות הצנירים גבוהה יותר (איור 7ג'). נראה שצנירים

טבלה 4: מאפיינים גאומטריים של צנירי הכרמל (ערכים במטרים)

[מטרים]	ממוצע	סט' תקן	מינימום	מקסימום
גובה הצניר (h)	2.50	1.30	0.5	6.0
עומק הצניר (d)	2.11	1.56	0.3	9.5
אורך	24.70	26.40	2.0	198.0
מרחק לפרשת מים	186.70	109.00	27.0	623.0
גובה מעל האפיק	56.10	45.80	5.0	270.0
שיפוע המדרון	21.30	8.60	0.7	36.0
יחס עומק לגובה d/h	0.90	0.60	0.2	3.0



איור 6: הצניר הארוך ביותר בכרמל, בדופן הצפונית של נחל אורן, חתור בדולומיט יגור. גובהו המירבי 3 מ' ועומקו המירבי 2 מ'. גובהו מעל פני הים כ–200 מ' ומעל האפיק 45 מ'. הדרוג הנראה במרכז התמונה הוא תוצר של העתק נורמלי (מסומן בקו אדום).



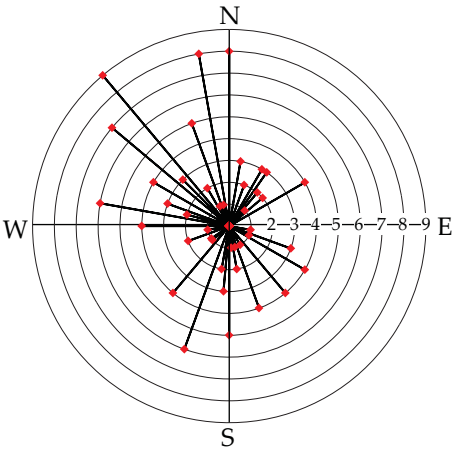
איור 7: התפלגות הצנירים על פי גובה מעל פני הים. א'– מרבית הצנירים מצויים בגבהים שבין 200 ל– 400 מ' מעל פני הים. ב'– 50% מהצנירים נמצאים מעל 300 מ'. ג'– הצנירים מסודרים על פי רום, בסדר עולה רציף. הצנירים מופיעים ברצף, ולא מחולקים למפלסים.

נמצאים ברציפות בכל הגבהים, החל מ–56 מ' מעל פני הים ועל לגבהים של 420 מטרים ואינם מצויים במפלסים ספציפיים. בנוסף, כ–50% מהצנירים נמצאים בגבהים שמעל 300 מטרים מעל פני הים, הרחק ממפלס הים הנוכחי או מכל מפלס ים מוכר בפלייסטוקן. לא נמצאו מפלסים אופיניים בהם ניכר ריבוי צנירים בכרמל.

יחד עם זאת, נראה כי צנירים רבים מפותחים עם רכיב מפנה מערבי, כלומר בכיוון הים התיכון, שהנו מקור עיקרי ללחות ולסופות החורף בישראל. באיור 8 ניתן לראות ש–65% מהצנירים בעלי אזימוט בין 181–359 מעלות. בחלוקה בין מפנה צפוני ודרומי לא נרשמו הבדלים משמעותיים: 51% מהצנירים פונים דרומה ו–49% פונים צפונה.

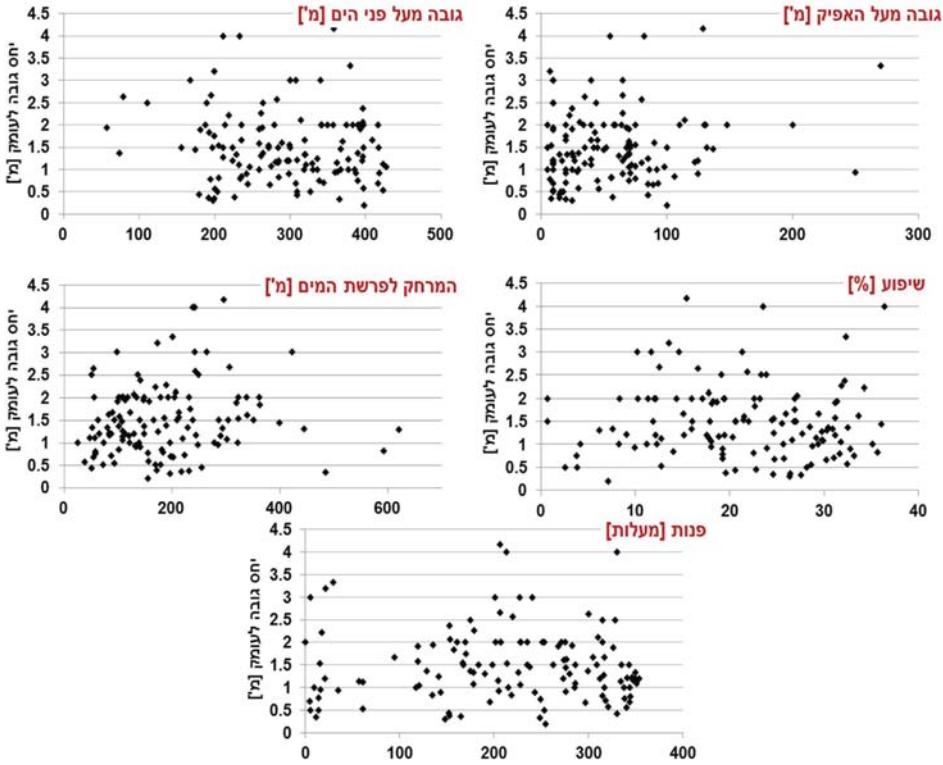
פרופיל הרוחב של הצניר (המבוטא על ידי היחס בין גובה הצניר לבין עומקו), נבדק כנגד המשתנים הגאוגרפיים כגון רום, גובה הצניר מעל האפיק, המרחק לפרשת המים, המפנה והשיפוע. באיור 9 ניתן לראות

את פיזור הנקודות הגדול בכל אחד מן האיורים. במלים אחרות, הצנירים מופיעים כתופעה מדרונית מקומית, וממדיהם אינם קשורים באף אחד מן המאפיינים הסביבתיים שהוזכרו. צנירים קטנים כגדולים יכולים להופיע בכל רום ובכל גובה מעל האפיק, כמו גם בכל מפנה או שיפוע מדרון. גם שטח אגן ההיקוות של כל צניר, המבוטא על ידי המרחק בין הצניר לבין פרשת המים הקרובה אליו ביותר – אינו משפיע על ממדי הצנירים.

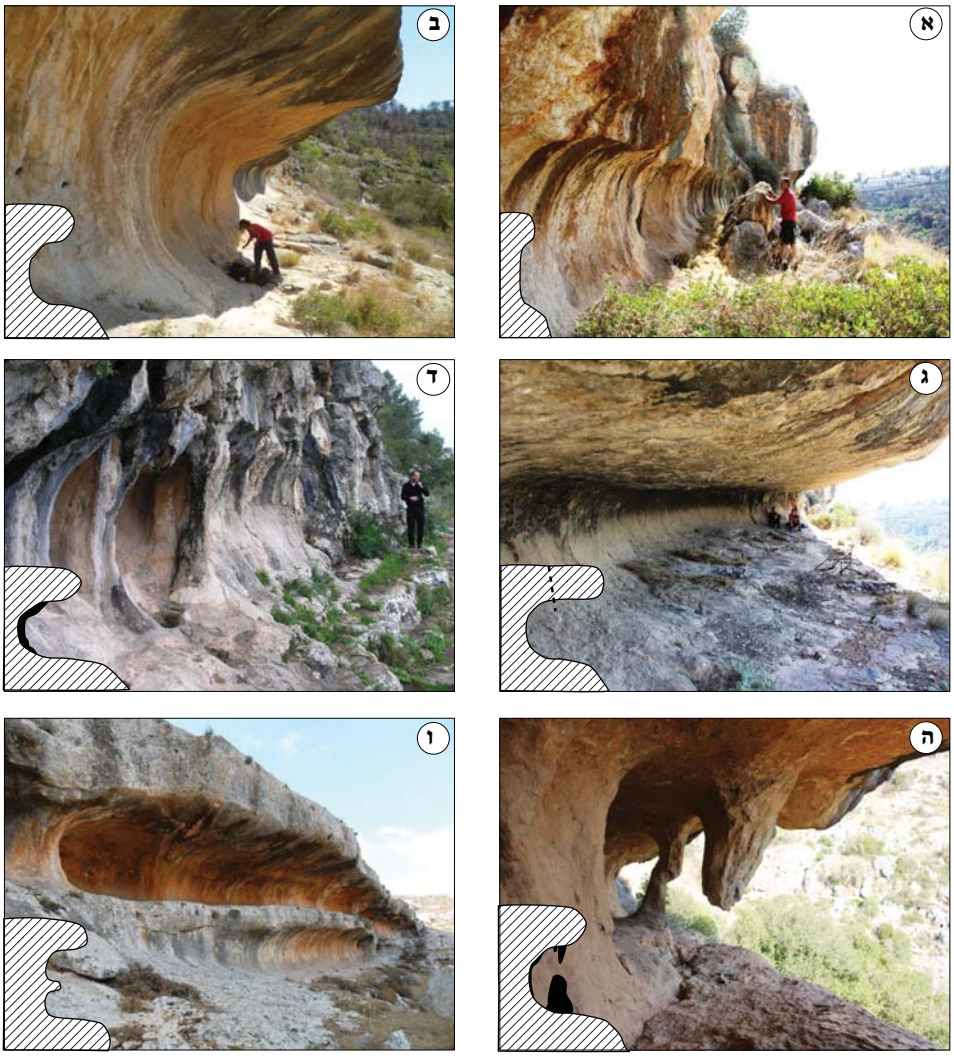


איור 8: התפלגות הצנירים על פי מפנה

הצנירים סווגו לשישה טיפוסים על פי המדדים הגאומטריים ובהתבסס על המורפולוגיה של חלל הבטן (איור 10). הטיפוס הראשון (איור 10א) הוא טיפוס **הצנירים הרדודים**, הכולל 31% מהצנירים בכרמל. בצנירים מטיפוס זה, היחס בין עומק חלל



איור 9: היחס בין גובה לאורך הצניר, והקשר בינו לבין פרמטרים גאוגרפיים



איור 10: טיפוסי צנירים בכרמל: א) צנירים רדודים (בנחל חרובים); ב) צנירים מפותחים (בנחל אורן); ג) צנירים עמוקים (בנחל דוכן); ד) צניר עם עמודי טופה בדופן הבטן (על מתלול ההעתק של הכרמל); ה) צניר עם זקיפים ונטיפים בנויי טופה (נחל בוסתן); ו) צניר כפול (נחל בורקה בשומרון). באיורים הסכמטים למטה, סלע האם בצבע אפור ומשקעי הטופה צבועים בצבע שחור.

הצניר לגובהו הוא 0.2–0.5. נפוץ לראות חלקי צניר רדודים לצד צנירים יותר עמוקים. במקרים רבים, אלו הם קטעי צניר שגגם קרס, ולעתים עדיין ניתן לזהות את צלקת הנפילה או את גושי הגג הנפולים למרגלות הצניה. באיור 10ב מופיע טיפוס **הצנירים המפותחים**, הכולל 67% מהצנירים בכרמל. בצנירים אלה היחס בין העומק לגובה חלל הצניר הוא בין 0.5 ל–1.5. קטגוריה נוספת של צנירים היא **הצנירים העמוקים**, בהם היחס בין עומק לגובה הצניר הוא בין 1.5 ל–3, ודוגמה להם ניתן לראות באיור 10ג. רק 14% מהצנירים בכרמל שייכים לקבוצה זו. אלו הם צנירים עמוקים מאוד ומפותחים מאוד. רצפת הצניר לרוב אופקית או כמעט

אופקית ובמקרים רבים גם קיימים בהם שרידי פעילות של האדם הפרהיסטורי. כאשר הצניר מעמיק מאוד, ובעיקר אם גג הצניר בנוי שכבה דקה, חלות התמוטטויות (rockfall). במקטעים אלה עומק חלל הבטן קטן והצניר הופך להיות רדוד. במקרים אחרים הנוף הצנירי נהרס כליל, מומס ונמחק. באיורים 10ד ו-10ה ניתן לראות מילוי של טופה (Tufa) בחלל הצניר. הטופה יכולה להצטבר לאורך קו זרימה של מים בדופן הצניר, ולכן היא תהיה צמודה לגב הצניר ותצור וילונות, אזני פיל, או קולונדות צמודות לדופן. הטופה מצטברת במהלך עונת הגשמים, כאשר מים ניקווים לאורך נתיב זרימה על גבי הסלע החשוף. צבע הקולונדה הפעילה שחור, בשל נוכחות בקטריות, אצות וליתוביונטים אחרים. עמודי טופה שאינם פעילים בהווה, נראים בצבע בהיר, לבן, אפרפר או צהבהב. במקרים אחרים ונדירים יותר, ניתן להבחין בזקיפים ונטיפים הגדלים בחלל הצניר, אף הם בנויים טופה. כאשר אלו גדלים זה מעל זה וגדולים דיים, הם יוצרים עמודים מנותקים מהדופן, במבנה הדומה לעמודים הגדלים במערות קרסטיות. המילוי בטופה הן בדופן בטן הצניר והן כזקיפים מנותקים, אופייני לצנירים במפנה הצפוני, שכן משטר המים משופר ויותר מים מחלחלים לתוך הקרקע והסלע. הספלאוטם (משקע המערות) הגדול ביותר נצפה בצניר יישח, במפנה הצפוני של נחל אורן. גובהו 1.8 מטרים וקוטרו הממוצע בבסיס כ-2 מטרים (איור 11).



איור 11: ספלאוטם (משקע המערות) הטופה הגדול ביותר בכרמל נמצא בצניר יישח (בנחל אורן). גג הצניר כהה ומאות נטיפים זעירים נתלים ממנו. הנטיפים מטפטפים עונתית (Arbel et al. 2008).



איור 12: צנירים בואדי בורקה בשומרון, חתורים בתצורת ורדים. שכבת הסלע הבונה את הצנירים מועתקת על ידי העתק הפוך ושיעור ההסטה כ-1 מטר. מדרגת השבר נמחקה מגג הצניר בארוזיה. נראה שהצניר התפתח אחרי העתקת השכבות והארוזיה לא הצליחה לגבור על מישור ההעתק - שעבר התמרה מקומית.

צנירים כפולים (איור 10ו) הם צנירים המפותחים זה מעל זה, כאשר שכבת סלע דקה יחסית (0.5-1 מטר) מפרידה ביניהם. הגובה של המבנה כולו יכול להגיע ל-10 מטרים. צנירים כפולים יחסית נדירים בכרמל ומוכרים לנו מנחל כלח, נחל חרובים ונחל אורן עליון (איור 18). ניתן לראות מבנים מאוד מרשימים של צנירים כפולים בנחל בורקה בשומרון, החתורים בתצורת ורדים הדולומיטית (איור 12), או ליד הכפר א-סאלט, בסמוך לעמן שבירדן (איור 13).

תצפיות שדה ושקפים פטרוגרפים מלמדים על מכנה משותף הנמצא בכל חללי הבטן של הצנירים, גם בצנירים החתורים בדולומיט וגם באלו החתורים בגיר: הבלייה האופיינית לדופן של חלל הצניר היא פירוק לשבבים (flake weathering) או אקספוליאציה (exfoliation). סגנון בלייה שכזה לא נצפה בשכבת הגג ולא בשכבת

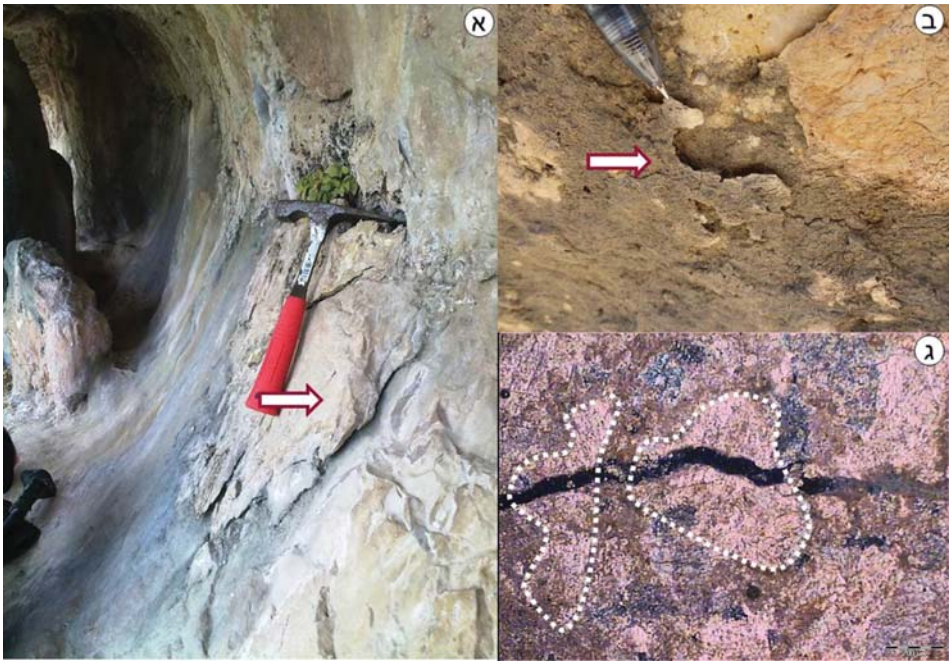
הבסיס, ובדרך כלל גם לא אופייני לפני המדרונות הקרבונטיים בכרמל, אלא בעקבות שריפות חזקות. תצפיות השדה מלמדות שבלייה שבבית כן אופיינית לחללים, חצאי חללים, קמרונים, מערות רדודות, שכבות קעורות ובכלל זה צנירים. ממדי השבבים יכולים לנוע בין מילימטרים ספורים ועד עשרות סנטימטרים (איור 14).

מכנה משותף נוסף לכל הצנירים הוא כיוון נטיית השכבה. בכל הצנירים נמצא שקיימת נטייה של השכבה כלפי פנים המדרון, בשיעור שבין 1–5 מעלות. במקרים מעטים נמצא ששכבות הצניר אופקיות לגמרי, ובשום מקרה לא נמצאה נטיית שכבות החוצה, כלפי העמק.



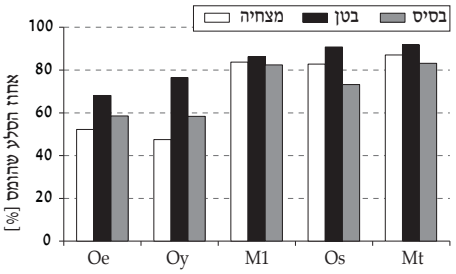
איור 13: צנירים ליד הכפר א-סאלט מערבית לעמאן (ירדן) ברום 900 מ'. שכבת הגג בולטת בקשיותה, ותחתיה שכבת הבטן, אף היא קשה יותר משאר השכבות הבונות את המדרון. במרכז התמונה גלישה חותכת את הצניר.

פיסות סלע שוות נפח נדגמו מ-5 צנירים והומסו בחומצה מלחית מהולה בריכוז של 5%, במטרה לבדוק את כושר המסיסות של הסלע בחלקי הצניר השונים. התוצאות מובאות באיור 15 ומראות את אחוז הסלע שנותר לאחר 150 דקות של המסה. ככלל, סלעי הגיר הגיבו בשיעורי המסה גבוהים ומהירים, עד לכדי



איור 14: בלייה שבבית בדופן חלל הצנירים. א) שבב גדול, בעובי של 15 ס"מ, בתהליך ניתוק; ב) שבבים אופייניים, בעובי של מילימטרים ספורים; ג) צילום מיקרוסקופי של שקף פטרוגרפי ובו סידוק של סלע גיר, במרחק כמה מילימטרים מפני השטח. ניתן להבחין בסדק ששובר ועובר דרך גרגרי הסלע (המוקפים בקו מקווקו לבן).

85-90%. ניתן לראות כי בכל המקרים הסלע בבטן הצניר מסיס יותר מאשר בשכבת הגג או בבסיס הצניר, גם בגיר וגם בדולומיט. בדגימות שנלקחו מצניר החתור בדולומיט יגור, נראה ששיעור ה-$CaCO_3$ גבוה, שכן גם הוא הומס, אם כי בקצב איטי יותר מאשר בגיר. בדולומיט ההבדלים בין הגג והבטן מגיעים ליותר מ-20%, ומלמדים על שוני בהרכב או במבנה של שני חלקי הצניר. ההבדלים הקטנים ביותר בין חלל הצניר ליחידות שמעליו או מתחתיו נרשמו בצניר M1 בנחל מערות, החתור בסלע גיר מתצורת מוחרקה.



איור 15: אחוז הסלע שהומס בחומצת מלח (5% HCl) לאחר 150 דקות [מפתח לקיצורים בטבלה 1]

רמות הלחות והטמפרטורה נמדדו בגג הצניר ובבטן הצניר בעומק של 15 ס"מ ובאוויר בחלל הצניר (איור 16). הממצאים מראים שבמשך כל חודשי הקיץ אחוזי הלחות בסלע נותרים גבוהים (מעל 85%) ויחסית קבועים, ללא הבדלים משמעותיים בין גג הצניר לבין הבטן. לחות האוויר בחלל הצניר תואמת את הלחות האופיינית לכרמל בחודשי הקיץ (30-50%).

לעומת זאת, הטמפרטורה של סלעי הגג והבסיס מראה בעונת הקיץ שינויים גדולים כתלות בטמפרטורת האוויר (איור 16). בגג הצניר הסלע קולט יותר קרינה ישירה ולכן מתחמם יותר מאשר הבטן שנותרת קרירה. ההבדלים בין טמפרטורת הגג והבטן הם בממוצע $4.5^{\circ}C$ אך הם יכולים להגיע עד $12^{\circ}C$. בהשוואה לטמפרטורת האוויר, נמצא שבגג הצניר בעומק 15 ס"מ הטמפרטורה נמוכה בממוצע ב-$3^{\circ}C$ אך הפרש זה עשוי להגיע ל-$10.8^{\circ}C$. בבטן הצניר בעומק של 15 ס"מ הטמפרטורות עוד יותר קרירות והן נמוכות בממוצע ב-$7.6^{\circ}C$ ביחס לטמפרטורת האוויר, בעוד מקסימום ההפרש עשוי להגיע ל-$16^{\circ}C$.

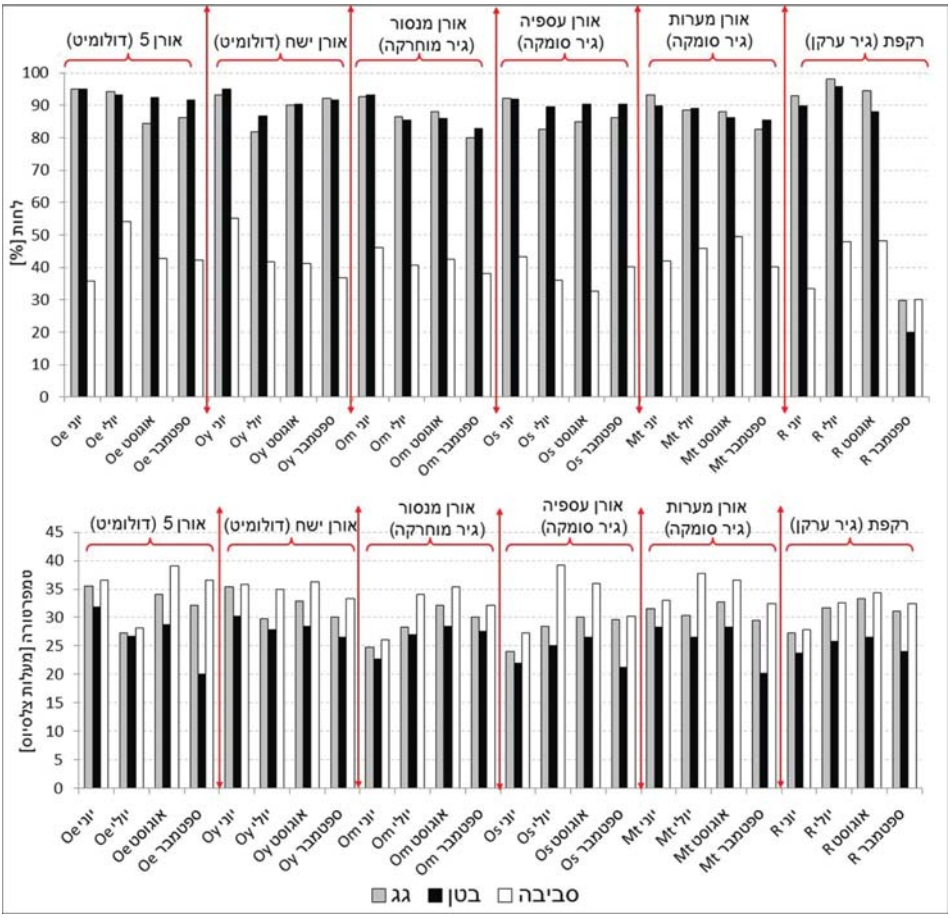
דיון

מיפוי, אפיון ומורפומטריה של צנירי הכרמל

הצנירים בכרמל מפותחים בשתי תצורת סלע קרבונטי: תצורת יגור הדולומיטית מהאלביאן ותצורת בינה הגירית (פרט מוחרקה ופרט סומק) מהטורון. הצנירים תמיד חתורים בסלע קשה, צפוף ועמיד ללחץ, הדומה בתכונותיו אלה לסלעים מגמתיים קשים. הצנירים קשורים לשכבה אחת מסויימת על גבי המדרון. התפתחות הצניר תלויה בסטרטיגרפיה: הצנירים מקומטים ומועתקים ביחד עם השכבה לתוכה הם מפותחים, והם נעלמים ומופיעים במדרון אחר כאשר שכבה זו נחשפת שוב.

הצניר הנמוך ביותר שהוגדר הוא בגובה חצי מטה. פחות מזה, לא נמצאו ולא מופו צנירים. ייתכן שהם מכוסים בצמחייה או בקרקע, וייתכן שהם פשוט לא קיימים. הצניר הגבוה ביותר הוא בגובה 6 מטרים, והעמוק ביותר בן 9.5 מטרים.

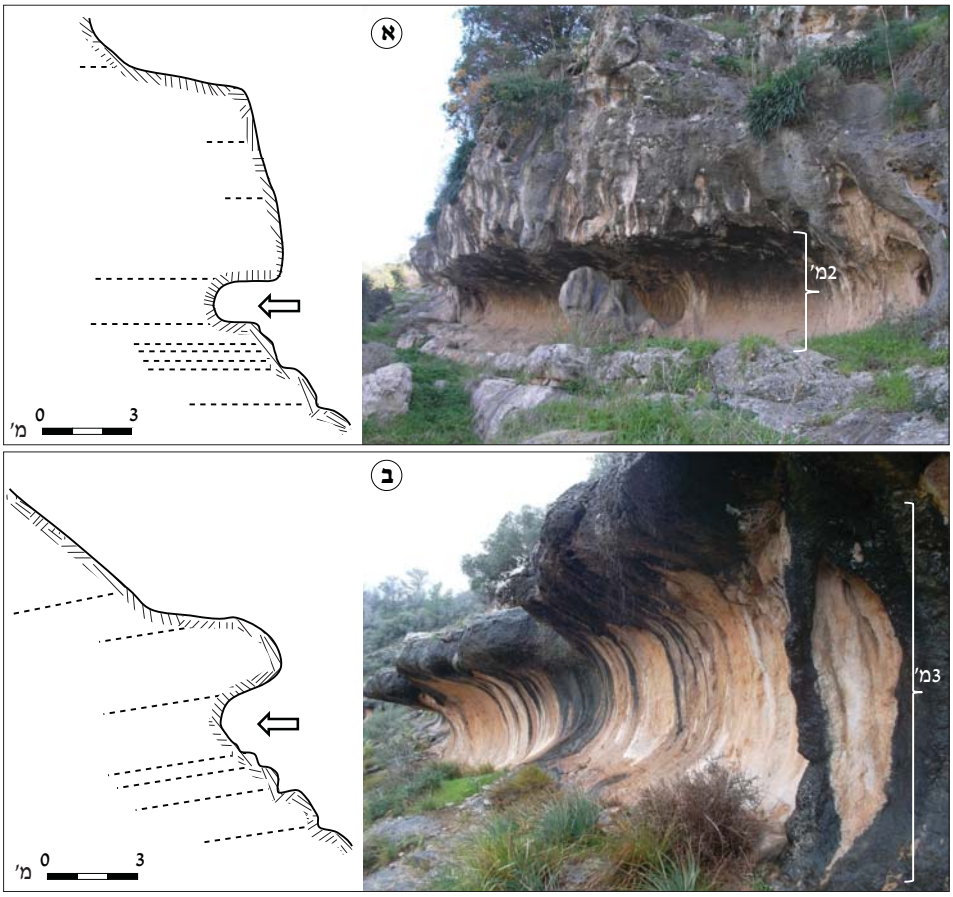
גם ליחס בין גובה הצניר לעומק חלל הבטן יש משמעות בקביעת ההגדרה של המושג צניר. בעבודה זו הגדרנו צנירים כאשר היחס בין עומק חלל הבטן וגובהו היה לפחות 0.2. בצנירים העמוקים ביותר והמפותחים ביותר, עומק הבטן גדול פי 3 מגובה הצניר. לא נמצאו מבנים עם יחס עומק/גובה גדול יותר.



איור 16: מדידת לחות וטמפרטורה בגג ובבטן הצניר בעומק 15 ס"מ, ובחלל האוויר בבטן הצניר (סביבה) [מפתח לקיצורים בטבלה 1]

המורפולוגיה של הנוף הצנירי משתנה כתלות בעובי שכבת הגג. לעתים ניתן לראות שכבות גג עבות (מעל 1 מ'), ובבסיסן נפער צניר. במקרים אלה הצנירים עמוקים, הדופן העליונה והרצפה שטוחות, והשקערוריות המעוגלת הכל כך אופיינית לצנירים מושגת רק בדופן האחורית של חלל הבטן. בצנירים מסוג זה, השכבות בדרך כלל אופקיות, או משופעות קלות ($0–2^{\circ}$) כלפי פנים המדרון (איור 17א). צנירים כאלה מוכרים בכרמל בעיקר מנחל בוסתן (יובל של נחל אורן), ומקטעי צניר באזור מערת יישח.

במקרים אחרים, כאשר שכבת הגג דקה מ–1 מ' לערך, פרופיל הרוחב של הצניר יהיה מעוגל מן הגג ועד הרצפה, בצורת האות "C", ובדרך כלל זווית השכבות תמצאנה נטויות בשיעור של $1–5^{\circ}$ כלפי פנים המדרון (איור 17ב). במקרים אלה, בדרך כלל הצנירים רדודים יחסית. צנירים אלה נפוצים יותר מצנירי הגג העבה ומוכרים בכל הכרמל.



איור 17: מורפולוגיות אופייניות לצנירים כתלות בעובי שכבת הגג וכיוון נטיית השכבות. א) הגג בנוי ממספר שכבות, זוית הנטיה כלפי המדרון $^{\circ}$2–1; ב) עובי הגג דק יותר, זוית הנטיה של השכבות $^{\circ}$5, כלפי פנים המדרון.

מקודות אפשריים להיווצרות הצנירים והקשר שלהם לממצאי המחקר

הספרות העולמית מלמדת על צנירים שמקורם חופי, נחלי, קרסטי, או כאלה הקשורים בעדשות מי תהום הבאות במגע עם מי הים המלוחים, כפי שפורט בהקדמה. אך האם אחד המנגנונים המוכרים האלה עשוי היה להיות גם המנגנון שעיצב את צנירי הכרמל? תצפיות השדה בצנירי הכרמל וסביבתם מפריכות את האפשרות שלצנירי הכרמל עשוי היה להיות מקור חופי או נחלי. ראשית, משום שהמורפולוגיה של צנירי הכרמל וממדיהם אינם דומים לצנירים חופיים המוכרים לנו בעולם (Sunamura 1983; Pirazzoli and Evelpidou 2013, ואחרים). צנירים חופיים קטנים יותר, רדודים יותר, לא מעוגלים ובוודאי לא נמצאים מאות מטרים מעל פני הים כמו בכרמל, או 700 מ׳ מעל פני הים כמו בנחל בורקה (איור 12), או 900 מ׳ מעל פני הים (כמו הצנירים בירדן, באיור 13). גם המרחק מן הים אינו תואם את האפשרות שמקור הצנירים בחופי הים התיכון, שכן הם מצויים בשפע בשומרון, וכאמור אף בירדן, במרחק של למעלה מ-100 ק״מ

מהים. בנוסף, המורפולוגיה ופרופיל הצנירים בכרמל דומה בכל הגבהים, בלי קשר לגובהם מעל פני הים או לגובהם מעל פני האפיקים.

צנירים לא יכולים להיות ממקור חופי גם משום שקצב ההרמה הטקטוני של הכרמל איטי מקצב הארוזיה של המדרונות. קשה לומר מתי פסגת הכרמל הנוכחית היתה קו חוף, אך מחישוב של קצבי ההרמה המקובלים, נראה כי בפליוקן וייתכן אף קודם לכן הכרמל כבר היה מורם (אכמון 1986; בגין וזילברמן 1997), ועל כן צנירים בגבהים של 300–400 מטרים כבר היו מורמים באותה תקופה.

זאת ועוד, אילו צנירי הכרמל היו אינדיקטיבים לקווי חוף מיוקנים, פליוקנים או פלייסטוקנים כפי שטען בוטרימוביץ' (1972), אזי שלמותם המורפולוגית לא היתה נשמרת עד היום. הם היו עוברים ארוזיה ומוסרים, שכן קצבי החשיפה (denudation rate) של האזור הים תיכוני מחושב ל–10–20 מ'/מיליון שנה (Gerson 1976; Ryb et al. in press) וקצב נסיגת המדרונות 200–1,000 מ'/מיליון שנה (בגין וזילברמן 1997). בקצבים אלה, כל תופעה מורפולוגיות פליוקניות לא היתה נשמרת.

באותם טיעונים ניתן לשלול מנגנון נחלי ליצירת צנירי הכרמל. אמנם מרבית הצנירים בכרמל חשופים לאורך מדרונות של ואדיות נחלים, אך לא כולם. ישנם צנירים הנחשפים על מתלול העתק כרמל–יגור ופונים לצפון מזרח. יתרה מזאת, צנירים נחליים לא נמשכים למרחקים של עשרות ומאות מטרים, אלא הם קצרים, סמוכים לאפיקים, ובוודאי לא מתנשאים לגובה של עשרות או מאות מטרים מעל האפיק הפעיל, כמו בכרמל (איור 6).

בנוסף, הצנירים מפותחים בשכבת סלע מסויימת ואינם חוצים דרך שכבות סמוכות. אילו היו מעוצבים על ידי קו חוף קדום או נחל קדום, היינו מצפים לראות אותם מפותחים בהקשר לקו גובה דרך כמה שכבות סלע, בלי קשר לסוג או לכיוון נטיית השכבות. בכרמל ניתן לראות במספר לא מעט של מקרים שכיוון נטיית השכבות בתוכן חתור הצניר המלווה את השכבה הוא אחד, ואילו כיוון זרימת הנחל ניצב לו. כך למשל, בצנירי נחל אורן עליון הצנירים עוקבים אחרי שכבות גיר הנוטות לצפון מזרח, בעוד שיפוע זרימת הנחל הוא לכיוון דרום מערב (איור 18).



איור 18: נחל אורן עליון בין עוספייה לדליית אל כרמל. צנירים חתורים בסלע גיר מתצורת בינה, פרט סומק. השכבות והצנירים נטויים בכיוון צפון–מזרח (לימין התמונה) בעוד הנחל זורם לדרום–מערב (לשמאל התמונה).

מקור הצנירים גם לא יכול להיות בצינורות ודוסים (vadose conduits) תת קרקעיים. אילו הצנירים היו צינורות ודוסים תת קרקעיים שנחשפו בארוזיה ונחתכו על ידי הנחל, היינו אמורים לראות רשת של צינורות/מערות/תעלות המתחברים אליהם גם בניצב או באלכסון. אך האחידות המורפולוגית והעובדה שהצנירים נחשפים רק במקביל למדרונות, מלמדת על כך שהיווצרותם קשורה בתהליכים המתרחשים בפני השטח, או בסמוך לפני השטח. העובדה שהצנירים נחשפים רק לאורך המדרונות וחתורים רק לאורך שכבה ספציפית, מחזקת את הטענה שהצנירים נוצרו בתהליכי ארוזיה מדרונית.

המנגנון המוצע להיווצרות הצניריים

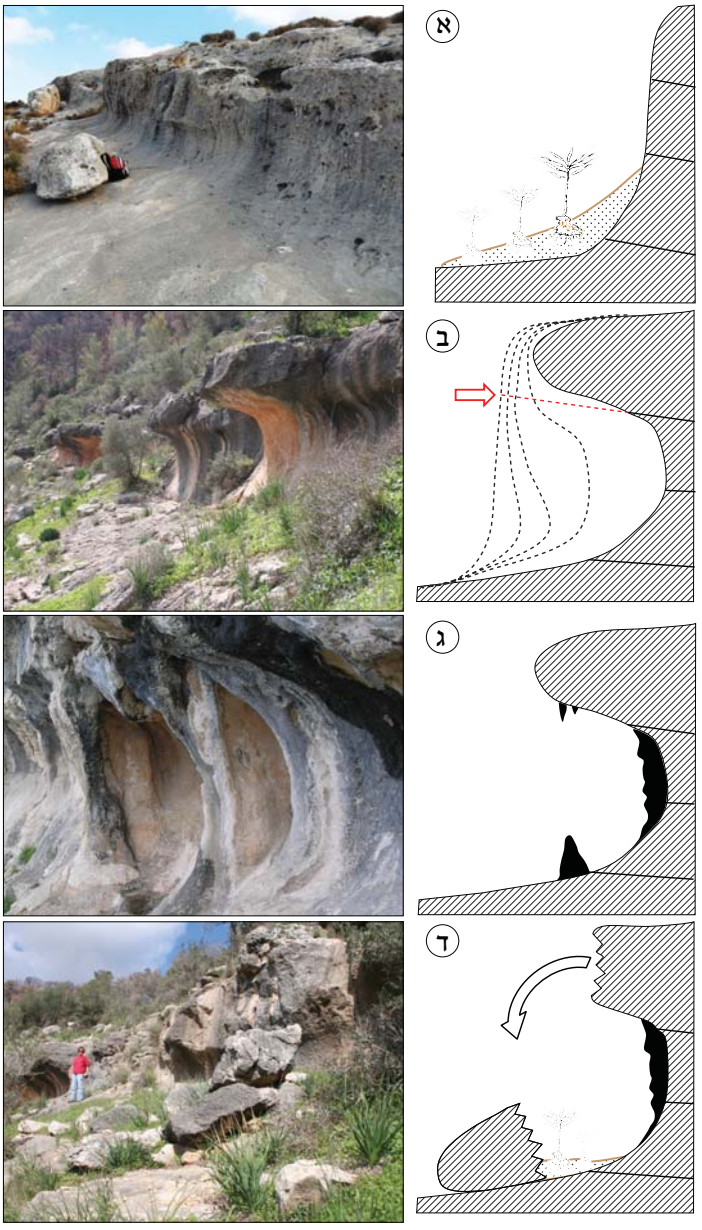
תהליך היווצרות הצניר מתחיל בשכבות של סלע קרבונטי קשה, גיר או דולומיט, החשופות על גבי המדרון ומונחות אופקית או עם נטיה קלה (1–5°) כלפי פנים המדרון. השכבה העליונה (להלן שכבת הגג) חזקה יותר ופחות מסיסה. השכבה שמתחתיה (להלן שכבת הבטן) פחות חזקה ויותר נוחה להתמוססות. ההבדלים בחוזק השכבות או בכושר המסיסות שלהן אינם גבוהים, אך הכרחיים להתפתחות הצניר.

אנו מציעים כי, מי הגשם חודרים בקו השיכוב שבין שכבת הגג לשכבת הבטן. ייתכן מאוד שתהליך ראשוני זה מתרחש כאשר המדרון מכוסה בקרקע, ולפיכך המים המתעשרים ב-CO_2 הופכים להיות יותר אגרסיביים ופועלים במהירות להמסת שכבת הבטן. בשלב ראשוני זה נוצר שקע רדוד ומאורך בבסיס המחשוף (איור 20א) שמוביל בתורו להיווצרות מיקרואקלים ייחודי בחלל הצניר. שכבת הבטן תהיה מעתה מוצלת יותר, הטמפרטורה בה נמוכה יותר, ומשטר הלחות של פני הסלע משופר.

בבטן הצניר נוצרים סדקים מקבילים לפני הסלע לתוכם חודרים מים, אבק, חרסיות, מיקרואורגניזמים שונים ושורשי צמחים (איור 19) הפועלים יחד עם הגרביטציה להרחבת הסדקים. על בסיס תצפיות רבות



איור 19: קליפות (שבבים) בדופן חלל הבטן של הצניריים, והאורגניזמים המלווים אותן: א) שורשים חודרים את הסלע נצפים מאחורי הקליפה; ב) מיקרואורגניזמים אפיליתיים חיים המתפתחים על דופן הצניר או על משקעי הטופה, נותנים את הצבע השחור בהיותם חיים. בעונת היובש, הצבע הופך לאפור עד חום בהיר; ג) מיקרואורגניזמים אנדוליתים נראים בעומק 2–3 מ"מ בדגימת יד מבטן הצניר; ד) מיקרואורגניזמים אנדוליתים נראים בעומק 0.1–0.2 מ"מ, בשקף (thin section) בדגימה סלע מבטן הצניר.



איור 20: שלבים בבניה והרס הצנירים. א) צניר עוברי, נוצר בבסיס מצוק של סלע קרבונטי. פני המדרון עשויים להיות מכוסים בקרקע אך לא בהכרח (צולם בנחל בורקה); ב) היווצרות הצניר העיקרית, על ידי התקלפות (אקספוליאציה) של שכבת חלל הבטן. שכבת הגג עמידה יותר ונוטה בכיוון פנים המדרון. החץ האדום מסמן את המגע בין שכבת הגג לשכבת הבסיס, ממנו החל הצניר לסגת (צולם בנחל אורן); ג) הצניר מפותח ולעתים יש בו משקעי מערות (ספלאותמים) של טופה. הללו מצפים או הקירות או גדלים כנטיפים וזקיפים. שלב זה אינו הכרחי, אלא אופייני יותר לצנירים במפנה הצפוני והלח (צולם בנחל אורן); ד) מצחיית הצניר קורסת. סדימנטים מדרוניים מצטברים בין ומאחורי הבלוקים הנפולים (צולם בנחל אורן).

המעידות על נוכחות מיקרואורגניזמים שונים בצנירים, ניתן לשער כי במנגנון ההיווצרות לצנירי הכרמל מעורבים גם מיקרואורגניזמים אפיליטים ואנדוליטים, אך בעבודה זו טרם הוכח חלקם בבלייה ביוגנית.

הסדקים מתרחבים עד שנוצרות קליפות שעוביין יכול לנוע בין מ"מ ספורים ועד ס"מ רבים. בסופו של תהליך ההרחבה וההיפרדות, הקליפה ניתקת מדופן הצניר. סגנון כזה של בלייה מכונה בלייה שבבית או אקספוליאציה (exfoliation) (Bell 1993; Hoppert et al. 2004), והוא מנגנון הבלייה העיקרי שפועל עד היום בתוך הצנירים. אנו מניחים שהצורה המעוגלת של חלל הצניר מתקבלת כבר בשלב מוקדם של ההיווצרות כתוצאה ממים הניגרים על דופן הצניר וכתוצאה מהסידוק והפירוק לשבבים.

באזורים המוצלים בהם משטר המים משופר ובעיקר במפנים צפוניים, ניתן לראות משקעי מערות בנויי טופה אוורירית המצפים את דופן חלל הצניר או גדלים בתוכו (איור 20ג). עוביים מגיע לעשרות סנטימטרים. גם נטיפים וזקיפים גדולים יכולים להתפתח בחלל הצניר, כתוצאה מטפטוף מים לאורך סדק והצטברות טופה. סטלגמיט הטופה הגדול ביותר המוכר לנו בכרמל מגיע לגובה של קרוב ל-2 מטרים. הבלייה השבבית גורמת לבטן הצניר להעמיק תוך נסיגה לאחור, עד לנקודה שבה שכבת הגג קורסת תחת כובדה העצמי (סימן-טוב 2009) ומוחקת את הנוף הצנירי. הסלעים שבנו את גג הצניר שהתמוטט נמצאים במקומות בחזית הצניר (איור 20ד). תהליך ההעמקה של חלל הצניר שהתמוטט ונעלם יתחיל עתה מחדש והבלייה הדיפרנציאלית תעודד נסיגה דיפרנציאלית של המדרון.

אם כן, נראה שהצנירים הם תופעה מדרונית, שבה תהליכי בלייה מקומיים ובעיקר אקספוליאציה, גורמים לנסיגה מהירה יותר של בטן הצניר ביחס לשכבת הגג העמידה. לעומת זאת, מנגנון הבלייה העיקרי בגג הצניר יהיה התמוטטות. ניכר כי גם היום הצנירים פעילים מבחינה גאומורפית, בין אם בדרך של בלייה שבבית (exfoliation) של דופן חלל הצניר, ובין אם בתהליך הצטברות של טופה.

הקשר בין הצנירים לאקלים אינו ברור דיו, הגם שבכרמל נראה שלמרבית הצנירים יש מרכיב מפנה מערבי, בכיוון הים התיכון ומערכות הגשם האזוריות. נראה כי צנירים דומים לצנירי הכרמל נמצאים בכל האזור הים תיכוני של ישראל וגם באזורים ים תיכוניים אחרים בעולם: סיציליה, סרדיניה, יוון, צרפת וכו'. הם נמצאים בהרי יהודה ובשומרון עד ספר השומרון וכן בירדן, עד לאזורים שבהם כמות המשקעים השנתית היא 300 מ"מ בשנה. באזורים המדבריים קיימים צנירים ומגרעות בסלע, אך מתצפיות שדה ראשוניות נראה כי המורפולוגיה שלהם שונה: פרופיל הצניר בדרך כלל לא מעוגל, הם סמוכים לאפיקים ומרמזים על ארוזיה נחלית. במקרים אחרים הם נוצרים כאשר שכבות של סלע קשה תוחמות מלמעלה ומלמטה שכבות חוואריות רכות. מאידך גיסה, גם באזורים הגשומים ביותר בישראל, כמו בחרמון למשל, שם כמות המשקעים מגיעה ל-1,200 מ"מ, לא מוצאים צנירים כצנירי האזור הים תיכוני, והסיבה לכך טרם נלמדה.

מסקנות

1. התנאים הנדרשים להתפתחות צנירים הם:
   א. סלע קרבונטי בר המסה (גיר או דולומיט).
   ב. תנאי אקלים ים תיכוניים עד צחיחים למחצה (300-700 מ"מ גשם).
   ג. רצף של שכבות בעלות כושר מסיסות שונה המונחות זו מעל זו: שכבות עמידות יותר לבלייה בגג ובבסיס הצניר, ושכבה פחות עמידה לבלייה בין הגג והבסיס.
   ד. נטיית שכבות אופקית או כלפי פנים המדרון.

2. התהליכים הגאומורפיים הפועלים לבניית צניר משלבים בלייה כימית, מכנית וביוגנית. השלב הראשון מאופיין על ידי בלייה כימית: מים חודרים בקו השיכוב בין שתי שכבות בעלות כושר מסיסות שונה, ממיסים את הסלע ויוצרים התקערות ראשונית (צניר עוברי) בשכבה הפחות מסיסה. בשלב השני, מצטרפת הבלייה המכנית: בפני הדופן של הצניר העוברי נוצרים סדקים רדודים ומקבילים. הסדקים מורחבים על ידי המסה, אך גם על ידי חרסיות שנלכדות ופועלות להרחבתם. שורשי צמחים, מיקרו אורגניזמים ומאקרו אורגניזמים, החיים על פני הסלע, בתוך הסלע ובתוך הסדקים, מסיעים בתהליך הבלייה. בתוך חלל הצניר המתהווה, משטר הלחות משופר, ותהליך הסידוק המקביל יוצר בדופן התקלפות ופירוק לשבבים וקליפות (flake weathering, exfoliation). עובי הקליפות נע ממספר מ"מ ועד למעלה מ–10 ס"מ. בדרך זו, חלל הצניר הולך ונסוג. לעומת זאת, התהליך הגאומורפי העיקרי הפועל לנסיגת גג הצניר היא קריסה והתמוטטות (rockfall).

3. אנו מציעים מנגנון היווצרות אפיקרסטי לצנירי הכרמל, בו משולבים בלייה כימית לצד בלייה מכנית. הצנירים הם תופעה מורפולוגית מדרונית, שמקורה בהמסה ופירוק של הסלע בפני השטח או בסמוך לפני השטח, ובלייה דיפרנציאלית של שכבות בעלות ערכיות מורפולוגית שונה. הצנירים נבנים בשכבות ספציפיות המתאימות להיווצרותם, ונהרסים בהתמוטטות של הגג. הבניה וההרס מלווים לסירוגין את המדרון בצורה מחזורית, ולכן הצנירים מהווים תופעה מקומית, המשתנה בזמן ובמרחב.

תודות

מחקר זה ממומן על ידי הקרן הלאומית למדעים (ISF–894/11). ברצוננו להודות לרבים וטובים שסייעו בעבודת השדה והמיפוי: ארז בטט, ראיד חלבי, ביאן חמוד, שי סימן–טוב ומוקי פרחיה. תודה מיוחדת לפרופ׳ יעקב גרטי על תרומתו להכרת עולם הליתוביונטים בצנירים. תודה למבקרים הרבים שסייעו בעצה טובה, ברעיון, או בשיחה חשובה: ד"ר נעמה טסלה, ד"ר שי לוי, שולי לינדר–ירקוני, פרופ׳ ארי מטמון, ד"ר עודד כץ, ד"ר אנטון וקס, ד"ר גלוריה לופז, ופרופ׳ איל בן–דור.

מקורות

אכמון, מ׳ 1986. *שבר הגבול של הכרמל בין יקנעם לנשר*. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

בגין, ז"ב, וע׳ זילברמן. 1997. *השלבים והקצב של התפתחות התבליט בארץ ישראל*. דוח GSI/24/97, המכון הגיאולוגי.

בוטרימוביץ׳, י׳ 1972. צנירים ועדותם על תולדות הכרמל. *סלעית*, א(5), 109–113.

משיח, מ׳ 2011. *גיאולוגיה, גיאומורפולוגיה ופריהיסטוריה בחזית המערבית של בלוק הכרמל*. חיבור לשם קבלת התואר דוקטור לפילוסופיה, אוניברסיטת חיפה.

סימן–טוב, ש׳ 2009. *בחינת התנאים הגיאומורפיים והמכאנים לנפילת סלעים ממצוקים: צוק ראמה מתלול צורים*. דוח GSI/10/2009, המכון הגיאולוגי, משרד התשתיות.

ניר, ד׳ 1970. *גיאומורפולוגיה של ארץ ישראל*. אקדמון, ירושלים.

שגב, ע׳ וא׳ שש. 2009. *הגיאולוגיה של הכרמל, מחזורים וולקנו–סדמנטריים על הקצה הצפון מערבי של הפלטפורמה המערבית בתקופת האלביאן–טורון*. דוח GSI/7/2009, המכון הגיאולוגי.

Arbel, Y., N. Greenbaum, J. Lange, N. Shtober-Zisu, T. Grodek, L. Wittenberg, and M. Inbar. 2008. Hydrologic classification of cave drips in Mediterranean climate based on hydrograph separation and infiltration mechanisms. *Israel Journal of Earth Sciences*, 57(3-4), 291-310.

Bell, F. G. 1993. Durability of carbonate rock as building stone with comments on its preservation. *Environmental Geology*, 21(4), 187-200.

Blanchon, P., B. Jones, and D. C. Ford. 2002. Discovery of a submerged relic reef and shoreline off Grand Cayman: further support for an early Holocene jump in sea level. *Sedimentary Geology*, 147(3-4), 253-270.

Bögli, A. 1980. *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer-Verlag, Berlin, 284p.

Büdel, B., B. Webber, M. Kühl, H. Pfanz, D. Sültemeyer, and D. Wessels. 2004. Reshaping of sandstone surfaces by cryptoendolithic cyanobacteria: Bioalkalization causes chemical weathering in arid landscapes. *Geobiology*, 2, 261–268.

Danin, A. 1986. Patterns of biogenic weathering as indicators of palaeoclimates in Israel. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, Biological Series*. 89B, 243-253.

Danin, A., and J. Garty. 1983. Distribution of cyanobacteria and lichens on hillsides of the Negev highlands and their impact on biogenic weathering. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 423-444.

De Waele, J., and S. Furlani. 2013. Seawater and biokarst effects on coastal limestones. In J. Shroder (ed.-in-chief) and A. Frumkin (Vol. ed.), *Treatise in Geomorphology*, (6), 341-350, Elsevier, Academic Press.

Dublyansky, Y. V. 2013. Karstification by geothermal waters. In J. Shroder (ed.-in-chief) and A. Frumkin (Vol. ed.), *Treatise in Geomorphology*, (6), 57-71, Elsevier, Academic Press.

Evelpidou, N., I. Kampolis, P. A. Pirazzoli, and A. Vassilopoulos. 2012. Global sea-level rise and the disappearance of tidal notches. *Global and Planetary Change*, 92-93, 248-256.

Ford, D., and P. Williams. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, England.

Friedmann, I., and M. Galun. 1974. Desert algae, lichens and fungi. In G. W. Brown (ed.), *Desert Biology*, 165-212, Academic Press, San Francisco, Vol. II.

Friedmann, I., Y. Lipkin, and R. Ocampo-Paus. 1967. Desert algae of the Negev (Israel). *Phycologia*, 6, 185-200.

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

Garty, J. 1990. Influence of epilithic microorganisms on the surface temperature of building walls. *Canadian Journal of Botany*, 68, 1349-1353.

Garty, J., and Y. Binyamini. 1990. Establishment of pioneer litho-microorganisms on chalk rocks after a severe forest fire in Israel. *Environmental and Experimental Botany*, 30(2), 127-139.

Gerson, R. 1976. Karst and fluvial denudation of carbonate terrains under subhumid–Mediterranean and arid climates. In I. Gams (ed.), *Karst processes and relevant landforms*, 71-77, Ljubljana, University of Ljubljana.

Golubic, S., E. I. Friedmann, and J. Schneider. 1981. The lithobiontic ecological niche with special reference to microorganisms. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 476-478.

Goudie, A. 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30(6), 703-718.

Haviv, I., Y. Enzel, K. X. Whipple, E. Zilberman, A. Matmon, J. Stone, and K. L. Fifield. 2010. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 115, F03028, doi:10.1029/2008JF001187.

Higgins, G. 1978. Nips, Notches, and the Solution of Coastal Limestone: An overview of the problem with examples from Greece. *Estuarine and coastal Marine Science*, 10, 15-30.

Hoppert, M., C. Flies, W. Pohl, B. Günzl, and J. Schneider. 2004. Colonization strategies of lithobiontic microorganisms on carbonate rocks. *Environmental Geology*, 46(3-4), 421-428.

Inbar, M., M. Tamir, and L. Wittenberg. 1998. Runoff and erosion processes after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean area. *Geomorphology*, 24(1), 17-33.

Katz, O., Z. Reches, and J. C. Roegiers. 2000. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37, 723-728.

Laville, H., J. P. Rigaud, and J. Sackett. 1980. *Rock Shelters of the Perigord: Geological Stratigraphy and Archaeological Succession*. Studies in Archaeology, New York Academic press.

Lundberg, J. 2013. Microsculpturing of solutional rocky landforms. In J. Shroder (ed.-in-chief) and A. Frumkin (Vol. ed.), *Treatise in Geomorphology*, (6), 121-138, Elsevier, Academic Press.

Morisawa, M. 1985. *Rivers – Forms and Processes*. Longman, London.

Murphy, C. P. 1986. *Thin section preparation for soils and sediments*. 149-155, AB Academic, Herts England.

Mylroie, J. E., and J. L. Carew. 1995. Geology and karst geomorphology of San Salvador Island, Bahamas. *Carbonates and evaporates*, 10(2), 193-206.

Owen, M. A. 2013. Tafoni development in the Bahamas. In M. J. Lace and J. E. Mylroie (eds.), *Coastal Karst Landforms*, Coastal Research Library 5, 177-205, Dordrecht: Springer Science Bussiness Media.

Palmer, N. 1984. Geomorphic interpretation of karst features. In R. G. Lafleur (ed.), *Groundwater as Geomorphic Agent*, 173-209, Allen and Unwin, Boston.

Picard, L. 1951. *Geomorphology of Israel*. Part I – the Negev. B.R.C.I. 8G, 1-30.

Picard, L., and E. Kashai. 1958. On the lithostratigraphy and tectonics of the Carmel. *Israel Resource Council Bulletin*, 7G, 1–19.

Pirazzoli, P. A., and A. Paolo. 1991. *World Atlas of Holocene Sea-level changes*. Wiley, Chichester.

Pirazzoli, P. A., and N. Evelpidou. 2013. Tidal notches: A sea-level indicator of uncertain archival trustworthiness. *Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology*, 369, 377-384.

Reece, M. A. 2004. *Origin and Morphology of notches in Carbonate Cliffs and hillslopes: Implications for Paleclimate and Paleohydrology*. M.Sc. thesis, Mississippi State University.

Ryb, U., A. Matmon, Y. Erel, I. Haviv, A. Katz, A. Starinsky, and A. Angert. (ASTER Team, in press). Controls on denudation rates in tectonically stable Mediterranean carbonate terrain. *GSA Bulletin*.

Sass, E., and A. Bein. 1988. The Cretaceous Carbonate platform in Israel. *Cretaceous Research*, 3, 135-144.

Sunamura, T. 1983. Processes of sea cliff and platform erosion. In P. D. Komar (ed.), *CRC Handbook of Coastal processes and Erosion*, 233-265, Science.

Stiros, S. C., and F. Moschas. 2012. Submerged notches, costal changes and tectonics in the Rijeka area, NW Croatia. *Marine Geology*, 329-331, 103-112.

Taboroši, D., J. W. Jenson, and J. E. Mylroie. 2003. Zones of enhanced dissolution and associated cave morphology in an uplifted carbonate island karst aquifer, northern Guam, Mariana Islands. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(4), 16p.

Twidale, C. R., and J. A. Bourne. 1998. Flared rock revisited. *Physical Geography*, 19(2), 109-132.

Viles, H. 1995. Ecological perspectives on rock surface weathering: Towards a conceptual model. *Geomorphology*, 13(1-4), 21-35.