

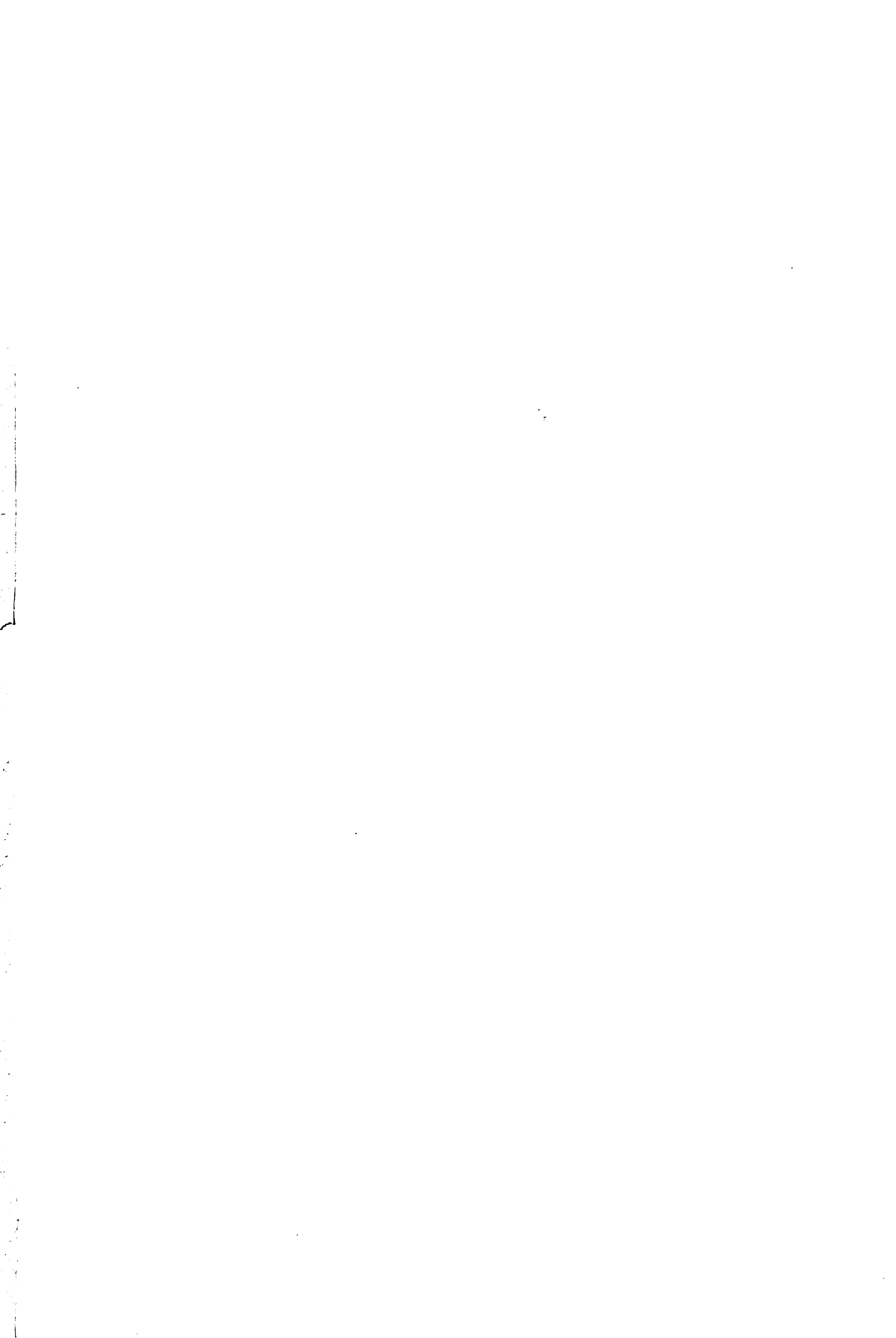
כנס החברה הגיאולוגית
אשקלון | 2012

סיורים

2012 ACKALON

כנס
החברה
הגיאולוגית
אשקלון





כנס החברה הגיאולוגית
אשקלון | 2012

סיונים

2012 ACKALON



עורכים:
אלדד לוי
יעל שגיא

אשקלון
13.3 - 15.3.2012



עיצוב לוגו:

חנה נצר-כהן

עיצוב גרפי והבאה לדפוס:

סטפני ורותי עיצוב

החברה הגיאולוגית הישראלית מודה למוסדות הבאים על תמיכתם ותרומתם לכנס השנתי באשקלון:

המכון הגיאולוגי לישראל



המכון הגיאופיסי לישראל



אבנר חיפוישי נפט ש"מ



גיאומג



רותם אמפרט נגב בע"מ



נגב מינרלים



מכון צוקרברג לחקר המים, המכון לחקר המדבר ע"ש י. בלאושוטין, המחלקה
לגיאולוגיה והסביבה, אוני' בן גוריון בנגב



האוניברסיטה העברית, המכון למדעי כדור הארץ



Israel Energy Initiative



גיאופרוספקט בע"מ



נשר מפעלי מלט ישראלים בע"מ



אקולוג הנדסה



בית הספר למדעי הים, אוניברסיטת חיפה



גיאוכום



מ. לוין סקרים גיאולוגים וגיאוטכנים



גיאולוג



מודיעין אנרגיה



Globe Oil Exploration



יהוא חרסיות בע"מ



אלדן ציוד אלקטרוני



דלק קידוחים



Adira Energy



הכשרת הישוב בישראל - אנרגיה בע"מ



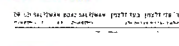
רציו חיפוישי נפט בע"מ



גוליבר אנרג'י בע"מ



ד"ר עוזי זלצמן ובוועד זלצמן



נובל אנרג'י



המחלקה לגיאופיסיקה ומדעים פלנטריים, אוניברסיטת ת"א





ד"ר אלי טננבאום עזב אותנו השנה בטרם עת לאחר מאבק ממושך במחלת הסרטן. הוא היה גיאוכימאי וגיאולוג של נפט מהמובילים בארץ והתפרסם בארץ ובעולם בזכות מחקריו, בעיקר בנושא פצלי השמן הסנוניים. אלי גדל במושב בית הלל. את לימודי התואר הראשון והשני בגיאולוגיה עשה באוניברסיטת בן גוריון (בהנחיית פרופ. חנן קיש) ואת התואר השלישי סיים באוניברסיטה העברית (בהנחיית פרופ' זאב איזנשטט ופרופ' אברהם סטרינסקי). עבודת הדוקטורט שלו אשר עסקה במקור הנפטים והאספלטנים באגן ים המלח מהווה נדבך חשוב בהבנת מערכת הנפט והגז של אזור זה. בשנת 1983 השתלם במסגרת פוסט דוקטורט במעבדתו של פרופ' קפלן באוניברסיטת UCLA בלוס אנג'לס ואחר כך עבד מספר שנים כמנהל אגף בחברת Schlumberger, שם עסק בפיתוח שיטות לזיהוי ישיר של הידרוקרבונים בזמן



קדיחה. למרות שנכונה לו קריירה בינלאומית העדיף לחזור בשנת 1988 עם משפחתו ארצה. מאז ועד מותו עסק ביעוץ בתחומי הגיאולוגיה והגיאוכימיה לחברות בארץ ובעולם. אלי שילב יכולת אנליטית גבוהה עם ראייה רחבה והבנה מעמיקה של תהליכים גיאולוגיים. עיסוקיו המקצועיים היו רבים ומגוונים וכללו בין השאר את תחום חיפושי הנפט והגז, גיאוכימיה של הידרוקרבונים, מינרולוגיה והשבחת מחצבים, חקר הפוספטים ופצלי השמן הסנוניים ועוד. בפרויקט גדול בו עסק לפני מותו בדק את אפשרויות ההפקה של נפט מתוך חולות אספלטיים בדרום סין. הוא אף לימד קורס בגיאולוגיה במכללת תל חי. לאורך כל דרכו המקצועית האמין אלי בפוטנציאל לקיום מאגרים גדולים של הידרוקרבונים בישראל. הוא אמנם זכה לראות את גילויי הגז הראשונים בים אך לא הספיק ליהנות מפירותיה של מהפכת האנרגיה אשר פעל רבות לקידומה.

דברים לזכרו של ברבו (בובי) לנג

את בובי פגשתי לראשונה באביב שנת 1976 בכנס השנתי של החברה הגיאולוגית באשקלון. נתבקשתי ע"י המארגנים לחלוק חדר עם עולה חדש גיאולוג, שזה עתה הגיע מרוסיה ולעזור לו בהבנת המתרחש בכנס. הופעתו הייתה מרשימה, איש יפה תואר ומבטו פתוח ונבון, כאשר פניתי אליו ברוסית העמיד אותי על טעותי וסיפר ברוסית בסיסית ומעט אנגלית שמוצאו מרומניה וכי עלה ארצה בעקבות הוריו.



בובי היה איש נעים הליכות, ובמהרה התידדנו וכאשר התקבל עוד באותה שנה לעבודה במכון הגיאולוגי שמחתי מאוד. קולגה בעבודה, שעלה מרומניה בסוף שנות החמישים ולמד באוניברסיטת בוקרשט כשבובי למד בה, סיפר לי שבובי נחשב

שם לאחד התלמידים המעולים. לוצ'י אשתו סיפרה לי שסיים את בית הספר התיכון כשכל ציוניו 10, דבר שהקנה לו את הזכות לבחור בכל פקולטה אוניברסיטאית שירצה וללא בחינות כניסה. כשבחר בגיאולוגיה אביו ניסה להניעו מכך והציע לו לבחור במקצוע מכניס יותר כרפואה או הנדסה.

כשסיים את לימודי התואר השני החל מייד את עבודת הדוקטורט, אולם כשנודע להנהלת האוניברסיטה שמישפחתו הגישה בעבר בקשת הגירה לישראל, גורש מהאוניברסיטה ועבד כגיאולוג בדרוג טכנאים במכון הממשלתי לסקרים גיאולוגיים ורק לאחר מספר שנים חזר לעבוד כחוקר במכון הגיאולוגי הרומני. את עבודת הדוקטורט שעשה בתחום הפטרוגרפיה המגנטית והגיאוכימיה הגיש בשנת 1974.

מיד עם עלייתו לישראל הצטרף יחד עם אשתו לוצ'י ובנו גבי לאולפן באשדוד ובדרכו השיטתית והעקבית השתלט במהירות על השפה העברית. עקב תבונתו, שליטתו בעברית ומיומנותו המקצועית המעולה נקלט בנקל במכון הגיאולוגי והתקדם במהירות בסולם הדרגות האקדמי.

מומחיותו של בובי לנג היתה גיאוכימיה מגנטית, והוא ערך מחקרים רבים על רצף הסלעים הקנוזואיים בגולן ובחרמון, על הרצף המגנטי המסוזואי במכתש רמון, תמנע וסיני, וכן על דוגמאות מקידוחי נפט ברחבי הארץ. במהלך שנות עבודתו התמחה בתיארוך בשיטות איזוטופיות (K-Ar, Ar-Ar) ופירסם עבודות

רבות על תאריכי ומנגנוני וולקניזם במקומות שונים בישראל; בגולן, ברמת דלתון ומקומות נוספים וכן סייע ארכאומטריה של כלי בזלת פריהיסטוריים. מחוץ לישראל ערך מחקרי וולקנולוגיה ותיארוך בהונגריה, רומניה, גרמניה ומקסיקו. בובי היה פעיל בחקר שפיעת הרדון נושא שהשיך בו גם לאחר פרישתו. בובי ערך מחקרים ייחודיים בחקר אינקלוזיות נוזליות במנרלים, נושא שנדרשת בו מיומנות טכנית גבוהה וספציפית. סקרנותו ורבגוניותו המדעית נשאו אותו עבודות מחקר גם בנושאים שמחוץ להתמחותו, כגון מרבצי ליגניט ופליאו לימנולוגיה באגן החולה והשתתפות במחקרים לאיתור תמלחות בתת הקרקע בבקע ים המלח בשיטת TDEM.

בשנת 1994 נבחר בובי לנג לעובד מצטיין של משרד האנרגיה. באותה שנה זכה גם להכרת הקהילה המדעית ונבחר להיות נשיא החברה הגיאולוגית. ח"י שנים אחרי שהצטרף כעולה חדש ונציג האסכולה האירופית הותיקה לקהילה הגיאולוגית הישראלית המתפתחת.

יחד עם זאת בובי היה איש רעים, צנוע ונח לבריות, וכל מיודעיו רחשו לו חיבה. יחסיו עם חברים ועוזרים היו הרמוניים וידידותיים בכל עת. אופייני לו שבכל אחת מיציאותיו לשבתונים הצטרפו ידידים חדשים ברחבי העולם. בובי היה תמיד פתוח לעזרה ואהב לסייע לעמיתיו. הוא היה מארח מקסים וזכורים לטובה המפגשים בביתו ביחד עם אשתו לוצ'י. ניכר בו כי גדל והתחנך במחוזות אחרים. בובי היה נציג מובהק של תרבות אירופה הקלאסית. ידיעותיו במוסיקה, ספרות ונושאים רבים נוספים היו נרחבות ומעמיקות. ביציאותיו המשותפות לשדה היה מפליא אותי בבקאותו ותובנותיו בספרות, מחזאות ואופרה.

בשנת 1986 בובי יזם והדריך סיור רב משתתפים של החברה הגיאולוגית ברומניה. להדרכה זו גייס את גם את מורהו הנערץ ומדריכו בעבודת הדוקטורט רדו דימיטרסקו. היה זה סיור מרתק שכל משתתפיו לא ישכחוהו.

בובי פרש לגמלאות בשנת 2002 ועבר להתגורר בראשון לציון קרוב למגורי משפחת בנו ונכדיו, הוא מיעט לעסוק בגיאולוגיה והתמסר למשפחתו וקשריו עם ידידיו, ולקריאה ומוסיקה.

ביקרתי את בובי בחודש מרץ 2011 והוא נראה רענן והפגין בקיאות במסעדות וחנויות בסביבת מקום מגוריו החדש. נדברנו להפגש שוב בחגים כשאחזור מנסיעותי. הידיעה על מותו ב 20 לחודש אוגוסט הפתיעה אותי בעת שהותי בחו"ל.

בובי לנג היה בן 74 במותו. הוא זכה לבנות קריירה רבת השגים ולהטביע את חותמו על המחקר הגיאולוגי של ארץ ישראל, הוא יחסר לא רק למשפחתו אלא לכל חבריו אשר יזכרוהו כאיש ענו, חכם וחרוץ, שופע חיים והומור.

הוא לא ישכח, יהי זכרו ברוך.

דב לויטה

Prof. Eliezer Ganor 1935 – 2011



We regret to announce the sudden death of our friend and colleague Prof. Eliezer Ganor

Eli Ganor was born in Tel Aviv. His academic studies were carried out at the Hebrew University of Jerusalem where he received his M.Sc. in Physical Geology and his Ph.D. in Geology. His Ph.D. thesis (published in 1975 and carried out under the supervision of Prof. D.H. Yaalon) was entitled "Atmospheric Dust in Israel – Sedimentological and Meteorological Analysis of Dust Deposition." This was a seminal work that was the basis of future research on the atmospheric dust in Israel; work which continues until this day and is of ever

increasing interest and importance. Eli's principal post-doctoral studies were at the State University of New York, Albany where he specialized in Cloud Physics.

Eli's scientific career was characterized by his many fields of interest and his collaboration with a large number of fellow scientists – Israeli and foreign. This is illustrated by a long list of publications in the fields of geology, pedology, meteorology, toxicology and environmental science, to name but a few. Amongst the major projects he carried out we mention here only his participation in the Meidex project to measure atmospheric particles in space, his work on dust precipitation on Lake Kinneret and his career-long work on the microscopy and electron-microscopy of individual atmospheric particles.

Much of Eli's career was spent at the Research Institute for Environmental Health belonging to the Ministry of Health and this was reflected in his keen interest in pollution studies and other factors relating to the effect of the environment on mankind. In particular, Eli was Israel's leading expert on asbestos. In later years Eli completed a master's degree in Occupational Health at Tel Aviv University. After his retirement from the civil service, Eli continued his scientific work at the Department of Geophysics and Planetary Sciences of Tel Aviv University.

Eli Ganor is survived by his wife Margalit, his daughters Osnat, Li'at and Gili and by his four grandchildren. He will be sorely missed by them, by his extended family and by his friends and colleagues from all over the world.

Henry Foner

פרופסור (אמריטוס) ישראל ז'ק

ישראל נולד בחיפה בשנת 1927. במלחמת השחרור שרת בפלי"ם ואחר כך פנה ללימודי הגיאולוגיה באוניברסיטה העברית. לאחר סיום לימודיו החל לעבוד במכון הגיאולוגי שהיה המרכז הממשלתי למחקר גיאולוגי בארץ. בשנות עבודתו שם סיים את את עבודתו לתואר מוסמך (על הטריאס במכתש רמון) ואחר כך בשנת 1967 את עבודת הדוקטור על הגיאולוגיה של הר סדום בבקע ים המלח. אם יש מושג של זמן מחצית חיים למאמר או למחקר, זמן מחצית החיים של שתי עבודותיו אלה ארוך במיוחד. הוא הניח את היסודות להבנת מנגנון ההיווצרות של גופי המלח באזור ים המלח ואת השלכות שיש



להם על ההיסטוריה הגיאולוגית של האזור. בשנת 1968 התחיל לעבוד באוניברסיטה העברית במה שהיה אז המחלקה לגיאולוגיה (כיום המכון למדעי כדור הארץ). תחום התעסקותו היה גיאוכימיה של תמלחות ואבפוריטים בו התפרסם בעולם.

בן 84 היה במוותו. הניח בן ובת, עומר ותמר. אשתו חנה נפטרה שלושה חדשים לפניו.



דו"ח מילולי לשנת 2011

התואם לסעיף 37 א לחוק העמותות, תש"ס-1980 מתכבדים בזאת חברי ועד העמותה להגיש לרשם העמותות זין וחשבונו בדבר מעילות העמותה כפי שמפורט בתוספת השלישית לחוק האמור:

שם העמותה: החברה הגיאולוגית הישראלית (ע"ר) מספר: 15 - 84 - 000 - 58

1. מעלות עיקריות שבהצטע בשנת 2011:

| מסרתייה במהלך שנת הדו"ח | הסכום שהוצא ע"י העמותה לביצוע המעלות בהתאם למופיע בדו"ח הכספי |
|-------------------------|---------------------------------------------------------------|
| א. כנס מדעי במצפה רמון | 84,681.86 |
| ב. התאנות תפעוליות | 20,104.80 |

2. המבנה הארגוני של העמותה בשנת 2011:

חברי הוועד:

| שם חבר הוועד | מספר זהות | תאריך מינוי אחרון |
|------------------|-----------|-------------------|
| די"ר רמי חופשטר | 51957512 | 23.03.2011 |
| די"ר דורית סיוון | 30960314 | 23.03.2011 |
| בני מדבב | 011350063 | 23.03.2011 |
| יניב מריג | 037350741 | 23.03.2011 |
| אלדד לוי | 025629122 | 23.03.2011 |
| יואב נחמיאס | 029509536 | 23.03.2011 |
| עמרי דביר | 040025207 | 23.03.2011 |

חברי ועדת ביקורת:

| שם חבר | מספר זהות | תאריך מינוי אחרון |
|-----------------|-----------|-------------------|
| די"ר יואב אבני | 55702856 | 23.03.2011 |
| די"ר עמיר סנדלר | 5559604 | 23.03.2011 |
| די"ר חנן גינת | 54304461 | 23.03.2011 |

מורשי התימה:

| שם מורש התימה | מספר זהות | תפקיד |
|-----------------|-----------|---------|
| די"ר רמי חופשטר | 51957512 | נשיא |
| יואב נחמיאס | 29509536 | נוכר |
| עמרי דביר | 40025207 | חבר ועד |

לתשומת לב: תקנון העמותה לא מאפשר למנות מורשי התימה שאינם חברי ועד

נושאי משרה המועסקים בעמותה (מנכ"ל ומי שכמוף לו ישירות, גובר, דובר וכו'):

| שם פרטי/משפחה | מס' זהות | תאור תפקיד |
|---------------|----------|------------|
| אין | | |

כמה עובדים הועסקו בעמותה בשנת 2011: 0

כמה מתנדבים התנדבו בעמותה בשנת 2011: 10

3. מירוש תאגידים קשורים בשנת 2011:

פרטים של תאגיד אחר - שמרבית מחברי העמותה או קרוביהם, חם בעלי מניות או שותפים בולאו קרוביהם):

שם התאגיד: _____ אין מספרו: _____

פרטים של תאגיד אחר שנושא משרה בעמותה מכחן בו בתפקיד מקביל לנושא משרה: שם התאגיד: _____ אין מספרו: _____

פרטים של תאגיד אחר בעל זיקה לעמותה: שם התאגיד: _____ אין מספרו: _____

4. השירותים שניתנו לעמותה בשנת 2011 והיוו חלק מרכזי בפעילותה:

| שם שירות א/ספק עיקרי א' | תיאור כללי של השירות/קניית המהות חלק מרכזי בפעילות התאגיד (ללא שם נותן השירות) | חיקף כספי שנתי של השירות שניתן /הקניה |
|----------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|
| נותן שירות א/ספק עיקרי א' | ארגון כנס שנתי | 33,756 ₪ |
| נותן שירות ב'/ספק עיקרי ב' | הפקת חוברות תקצירים וסיוורים כנס חשנתי | 24,592 ₪ |

5. שימוש בכספי תרומות בשנת 2010:

| שכום התרומה הכוללת שהתקבלה בתקופת הדו"ח | ייעוד התרומה | השימוש שנעשה בתרומה בתקופת הדו"ח |
|-----------------------------------------|------------------|----------------------------------------------------|
| 136,620 ₪ | החברה הגיאולוגית | סבסוד עלות כנס 2011 לסטודנטים, הקמת קרן לפרס מודעי |

6. עלויות גיוס התרומות בשנת 2011
עלות גיוס התרומות: בולים – חלק מהוצאות המשרד

7. העברת כספים ונכסים ללא תמורה, שאינה מהווה חלק מהפעילות השוטמת בשנת 2011

| תיאור הנכס הנתרם/הכסף | השווי הכספי של הנכס | שם הגורם אליו עבר הנכס | הקשר בין הגורם הנתרם לעמותה |
|-----------------------|---------------------|------------------------|-----------------------------|
| אין | | | |

8. פירוט עסקאות במקרקעין בשנת 2011 - אין

1. תיאור הנכס _____ גוש _____ חלקה _____ תת חלקה _____
2. סוג העסקה _____
3. הצדדים לעסקה: צד א'- העמותה צד ב'- _____
4. פירוט הקשר בין העמותה ו/או מי מחבריה ו/או מי מנושא משרה בעמותה לצד בעסקה:

5. המחיר ששולם במסגרת העסקה: _____

9. עסקאות שביצעה העמותה עם צדדים קשורים בשנת 2011: אין

סוג העסקה: _____

שם ופרטיו של הצד לעסקה הקשור לעמותה: _____

סכום העסקה: _____

10. דרישה לתיקון ליקויים על-ידי גורם מוסמך בשנת 2011

אין

11. פירוט אירועים חריגים בשנת 2011:

תאור האירוע ומועדו: אי הגשת דוח במועד בשנת 2009 גרמה לקנס ממס הכנסה באוגוסט 2011.

12. תיאור הפריסה הגיאוגרפית של פעילויות העמותה בשנת 2011:

1. מצפה רמון
2. מלכי ישראל 30 ירושלים – ישיבות ועד.

13. פירוט עניין מהותי אחר שאירע בשנת 2011: התקבלה תרומה להקמת קרן פרס חדש, יש לערוך עדכונים בתקנון החברה עבורו.

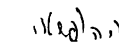
14. עדכונים (שינויים בעניינים המפורטים לעיל שאירעו מתאריך 1.1.12 ועד להגשת הדו"ח המילולי לאישור האסיפה הכללית):

| מס' | עדכון סעיף | בעניין | פירוט העדכון |
|-----|------------|--------|--------------|
| 1. | אין | | |

חתימת חברי ועד העמותה

אנו, הח"מ, ד"ר רמי הופשטר - יואב נחמיאס, שני חברי ועד העמותה, מאשרים בזאת את פרטיו של הדו"ח המילולי לשנת 2011 המפורט לעיל, אשר הוגש לחברי וועדת הביקורת ביום 20.02.2012 ומאושר על-ידי האסיפה הכללית ביום 17.03.2012.


יואב נחמיאס


ד"ר רמי הופשטר

דוח כספי לשנת 2011

מאזן הכנסות והוצאות החברה הגיאולוגית לשנת 2011
מתאריך 1.1.2011 עד לתאריך 31.12.2011
חשבון עו"ש 240999 בבנק הפועלים (סניף 533)

| מחזור הפעילות (הכנסות) | |
|------------------------|---------------------------------|
| 30,242.0 | הכנסות מכנסים מדעיים |
| 24,800 | השתתפות בכנס 2010 (קיבוץ אילות) |
| 2,542 | השתתפות בכנס 2011 (מצפה רמון) |
| 2,900 | תשלום להסעות לכנס מצפה רמון |
| 3,450 | דמי חבר שנת 2011 |
| 81,500.0 | תרומות לכנס 2011 |
| 72,500 | חברות אנרגיה |
| 4,500 | חברות תשתית |
| 4,500 | חברות ייעוץ גיאולוגי |
| 55,120.00 | הקמת קרן פרס גורגיי |
| 555.37 | ריבית מפקדון |
| 170,867.37 | סה"כ מחזור הפעילות |

| עלות הפעילות (הוצאות) | |
|-----------------------|-------------------------------------------------|
| 84,681.86 | כנס מצפה רמון 2011 |
| 33,756.00 | ארגון הכנס - חברת דיזינהאוז |
| 20,750.00 | ערכת כנס (תיקים, חולצות) |
| 2,400.00 | רשות שמורות הטבע - ביטוח סידורים |
| 1,000.00 | פרס גרודר |
| 24,592.00 | הפקת חוברות תקצירים וסיוורים |
| 2,183.86 | שונות כנס (מים מינרליים, טיפ מלון, הגברה, וכו') |
| 15,560.00 | דמי השתתפות |
| 1,500.00 | השתתפות בכסיעת תלמידים (3719.7\$) |
| 14,060.00 | אולימפיאדת כדה"א |
| 0.00 | עיתון מדעי האדמה |
| 100,241.86 | סה"כ עלות פעילות |

| הכנסות נטו מפעילות | |
|--------------------|--|
| 70,625.51 | |

| הוצאות הנהלה וכלליות | |
|----------------------|-----------------------------|
| 20,104.80 | הוצאות משדד |
| 3,735.32 | רשם העמותות ומס הכנסה |
| 3,371.00 | שיפוץ מעמדי פוסטרים |
| 6,598.80 | רואה חשבון (שנים 2009+2010) |
| 5,200.00 | עמלות בנק בש"ח + 5\$ |
| 1,066.40 | מס הון |
| 133.28 | |

| הכנסות נטו השנה | |
|------------------|--|
| 50,520.71 | |

| יתרה בבנקים ובקופה קטנה | |
|-------------------------|------------------------------|
| 141,581.01 | העברה משנת 2010 |
| 22,661.00 | מס"ח חשבון דולרי - 5995\$ |
| 284.00 | מזומן (קופה קטנה) |
| 18,332.59 | עו"ש בבנק הפועלים |
| 100,303.42 | פיקדון שקלי |
| 194,101.00 | העברה לשנת 2012 |
| 100,725.51 | פקדון שקלי |
| 27,271.55 | עו"ש בבנק הפועלים |
| 383.66 | מזומן (קופה קטנה) |
| 65,720.28 | מס"ח חשבון דולרי - 17381.3\$ |

יאב נחמיאס
גזבר החברה הגיאולוגית



על התחום:
רמי הופשטסר
נשיא החברה הגיאולוגית

Israel Geological Society
P.O. Box 1239
Jerusalem, 91000



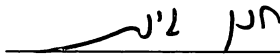
החברה הגיאולוגית הישראלית
ת.ד. 1239
ירושלים, 91000
(פ"ר 58000415)

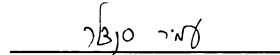
פרוטוקול ישיבת ועדת ביקורת מיום 22.02.2012

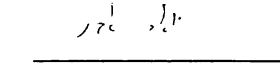
לאחר שעינינו בדוח הכספי ובדוח המילולי של העמותה לשנת 2011 החלטנו להמליץ לאסיפה הכללית את ההמלצות הבאות:

1. לאשר את הדוח הכספי לשנת 2011.
2. לאשר את הדוח המילולי לשנת 2011.
3. לבחון האם יש לשנות את דרך גיוס החסויות ממעגל התורמים על ידי עידוד המודעות לתרומה לקהילה המקצועית ויצירת מחויבות רב שנתית.
4. לשקול הוזלת עלויות הכנס על ידי מיקום הכנס באזורים תחרותיים למלונאות או לשנות את מיקום הכנס לאולמות הרצאה יומיים עם אירועי ערב משותפים.
5. להטיל על נשיאת החברה לקדם את העברת הזכויות של העיתון למדעי האדמה מהוצאת האור לייזר פייגס.

חברי ועדת הביקורת


ד"ר חנן גינת ת.ז. 54304461


ד"ר עמיר סנדלר ת.ז. 5559604


ד"ר יואב אבני ת.ז. 55702856



דו"ח קרן הפרס ע"ש פרץ גרדר ז"ל ליום 31/12/2011

בהתאם להוראות ועדת הביקורת של החברה הגיאולוגית, אשר ניתנו לוועד החברה וליו"ר הקרן, מובא להלן מצב הקרן נכון ליום 31/12/2011.


| | |
|------------------------------|-------------------------|
| א. השקעות בניירות ערך | ערך בשקלים חדשים |
| ממשל צמודה | 21038.90 ₪ |

| | |
|-------------------------|-------------------------|
| ב. השקעות בשקלים | ערך בשקלים חדשים |
| עו"ש 02500/21-330 | 500.99 ₪ |

בשנת 2011 חולק הפרס למר רון שער וזאת לפי החלטת ועדת הפרס. הפרס ניתן באסיפה הכללית של החברה הגיאולוגית במצפה רמון מכספי החברה הגיאולוגית.

הדו"ח הכספי נערך עפ"י מסמכי בנק לאומי בע"מ, סניף ככר ציון, ירושלים.

בברכה
רני קלבו
יו"ר הקרן



הרינו לאשר כי בדקנו את הדו"ח ומצאנו אותו מתאים למסמכים אשר הוצגו בפנינו. ועדת הביקורת:

רשימת הסיורים

17 החתך הנאוגני - פלייסטוקני בשפלת הנגב הצפוני והזיקה בינו לבין המבנה המורפולוגי
עזרא זילברמן ונעמי פורת

43 סיור - שדה הנפט של חלץ
יעקב גלבווע

55 סיור - פצלי השמן באגן השפלה
יובל ברטוב

69 מהרי יהודה לשפלת יהודה: התפתחות משטחי גידוד בשולי רכס מתרומם
עודד בר, עזרא זילברמן, זהר גבירצמן, שמעון פיישנטיין, בנימין בוכבינדר

97 סיור הידרולוגי באזור אקוויפר החוף הדרומי
יעקב ליבשיץ

103 שוד עתיקות באזור אשקלון 103
גיא פיטוסי

31E Endangered ancient coastal settlements in Ashkelon region
Ehud Galili

3E The late Quaternary dune encroachments into the
northwestern Negev Desert, Israel

Joel Roskin, Haim Tsoar, Naomi Porat, Dan G. Blumberg, Ezra Zilberman



החתך הנאוגני - פלייסטוקני בשפלת הנגב הצפוני והזיקה בינו לבין המבנה המורפולוגי סיור מרצועת עזה לגבעות גורל

עזרא זילברמן ונעמי פורת
המכון הגיאולוגי

מהלך הסיור

הסיור יתחיל במחשופי הכורכר בנחל דורות ומשם ימשיך לאתר הפרהיסטורי באזור בתרונות רוחמה שם נסקור את חתך הקרקעות הפלייסטוקני. נמשיך לנחל סד וניסע לאורך קטע ממנו בו נצפה על המגע בין מישור הגידוד של השפלה הנמוכה ותצורת פלשת. נסקור מרחוק את החתך של הקרקעות האופייני לאזור, החשוף באחד מיובלי הנחל (החתך נמצא בשטח מגודר השייך לחווה). נמשיך לתל נג'ילה הסמוך בו נראה את החתך של תצורת פלשת הבונה את חלקו התחתון של התל. מהתל ניסע מזרחה לאורך נחל שקמה ונרד לאפיק לראות חתך של קונגלומרט שהורבד ככול הנראה בפלייסטוקן. לאחר מכן ניסע עד ללהבים שם נעלה על רכס גבעות גורל עד לשרידי תצורת ציקלג בראש הרכס. נבדוק את החתך של תצורת ציקלג ואת המגע של בסיסה עם מישור הגידוד המיוקני עליו היא הורבדה. את הסדימנטים שהצטברו לרגלי הרכס במהלך הפליו-פלייסטוקן נסקור תוך כדי נסיעה לאורך רצועת קו החוף הפליוקני מדרום ללהבים.

מבוא

את התבליט של ישראל מאפיינות שלוש רצועות מורפולוגיות עיקריות הנמשכות מצפון לדרום עליהן נמנים (ממערב למזרח): מישור החוף, שדרת ההר ובקע ים המלח. לאורך השוליים המערביים של שדרת ההר המרכזית, המשתרעת בין עמק יזרעאל לבקעת באר שבע, נמשכות מספר רצועות מורפולוגיות משניות שנוצרו על ידי תהליכי גידוד ימיים במהלך התרוממותה. שתי הרצועות הנמוכות ביותר הן גם בעלות הביטוי הנרחב ביותר בנוף: הרצועה המזרחית מכונה "השפלה הגבוהה" והרצועה המערבית הנמוכה ממנה, מכונה "השפלה הנמוכה". מספר טרסות גידוד נוספות נמשכות לאורך שולי הרי יהודה בין השפלה הגבוהה לבמת ההר (בר, 2009).

בחלק המרכזי של הרי יהודה והשומרון, מצפון לאזור בית גוברין, מלווה הגבול בין השפלה הנמוכה למישור החוף במדרגה מורפולוגית עליה ניתן להבחין בכפיפה מערבה של תצורת פלשת הפליוקנית המלווה לעתים בהעתקה (Sneh and Buchbinder, 1984; בר, 2009). דרומה לאזור זה "רוכבות" חוליות מאובנות של חבורת הכורכר הפלייסטוקנית על החלק המערבי של השפלה הנמוכה (המכונה כאן - שפלת הנגב) הנוחת במתינות למערב.

הסיור הנוכחי יחצה את מישור החוף הדרומי ושפלת הנגב ויגיע עד לשפלה הגבוהה המיוצגת מצפון לבאר שבע על ידי גבעות גורל והר להבים. במהלך הסיור נסקור תחילה את החתך הפלייסטוקני החל מהחול ורכסי הכורכר הבונים את בסיס החתך ועד יחידות הלס הצעירות הבונות את חלקו העליון. נקודת מוקד בשלב זה של הסיור הנה שמורת הטבע של "בתרונות רוחמה" והאתר מתקופת הפאלאולית התחתון שהתגלה בה. בהמשך נעקוב אחרי המורפולוגיה של שפלת הנגב והסדימנטים המכסים אותה מאזור תל נג'ילה ועד רכס גבעות גורל. נעלה על רכס גבעות גורל, שם נסקור את המבנה המורפולוגי המיוחד שלו ואת הסדימנטים המיוקניים הימיים שנשמרו על פסגותיו ונשחזר את תהליך הווצרותו.

במהלך הסיור נדון בשלבים העיקריים של עיצוב הנוף בנגב הצפוני בהקשר להתפתחות הנוף בישראל.

שלבים עיקריים בעיצוב הנוף של שדרת ההר המרכזית של ישראל

עד לסוף תקופת האיאווקן התיכון היה אזורנו נתון תחת ים עמוק בו הצטברו סדימנטים פלגיים של חבורת עבדת. סביבות הרבדה רדודות התקיימו רק לאורך ראשי הקמרים של הקשת הסורית, בעיקר בדרום ישראל.

תהליך ההתרוממות של שדרת ההר המרכזית החל באיאווקן העליון ונמשך לתוך האוליגוקן המוקדם. ההרמה הייתה מלווה בגידוע של ראשי הקמרים הבונים את שדרת ההר (קמר חברון וקמר רמאללה) בשיעורים משתנים (600-100 מ') ובעיצוב סופי של המבנה הסטרוקטורלי של האגף המערבי של שדרת ההר (בר, 2009). משטחי הגידוע המעצבים את המבנה השטוח של במת הרי יהודה עוצבו בתקופה זאת על ידי שילוב של תהליכי אברזיה ימית וגידוע פלוביאלי בסביבה יבשתית (בר, 2009).

לקראת סוף האוליגוקן המוקדם נסוג הים מאזור הנגב ומשדרת ההר וקו החוף עבר בשוליה המערביים של שדרת ההר ופנה מזרחה דרך בקעת באר שבע אל אזור בקע ים המלח שם נמצאו סדימנטים אוליגוקנים בתת הקרקע (Horowitz, 1996a, 2001; Buchbinder and Calvo, 2005).

תקופה יציבה שנמשכה לאורך האוליגוקן התיכון והמאוחר הביאה להתפתחות נוף מתון על פני שטחים גדולים בשולי הלוח האפריקאי באזורנו (הפנהפליין האוליגוקני). שרידיו של נוף זה ניכרים ברמות הנגב המרכזי, במת הרי יהודה, הרמות של מרכז סיני, רמת עבר הירדן והנוף המתון של חצי האי ערב.

לקראת סוף המיוקן המוקדם כבר היתה שדרת ההר המרכזית של ישראל מורמת בשיעור של 400-500

מ'. מספר טרסות גידוד צרות, הנמשכות לאורך המורדות המערביים של שדרת ההר המרכזית, נוצרו בתקופות בהם הואט או אף פסק לזמן מה תהליך ההתרוממות (בר, 2009). במיוקן התיכון המוקדם, במהלך טרנסגרסיה של הים המיוקני נוצרו שלוש מדרגות גידוד רחבות בשולי שדרת ההר המתרוממת, עליהן הורבדו סדימנטים ימיים רדודים מגיל מיוקן תיכון (Gvirtzman and Buchbinder, 1969; Buchbinder et al., 1993; Buchbinder and Zilberman, 1997; Bar, 2009):

1. השפלה הגבוהה הדרומית, המיוצגת כיום על ידי גבעות להב וציקלג שהיא שריד של פלטפורמה קרבונטית תת-אופקית הבנויה ממפלס גידוד שגובהו כיום 450-470 מ' עליו נשמר חתך של תצורת ציקלג מגיל מיוקן בעובי של 30-50 מ'.
2. השפלה הגבוהה המרכזית, הנמשכת מאזור בית גוברין צפונה עד לרמת מנשה. גובה מישור הגידוד כאן כ- 380-400 מ' ועליו נשמרו שרידים בודדים ולא רציפים של גיר ביוקלסטי מתצורת ציקלג בעובי של מטרים ספורים.
3. השפלה הנמוכה שגובהה במזרח 300-330 מ' והיא משתפלת במתינות מערבה. על גבי מישור גידוד זה נשמרו שרידים של תצורת ציקלג מגיל מיוקן תיכון, תצורת פטיש מגיל מיוקן עליון ותצורת פלשת מגיל פליוקן.

בין המפלסים מפרידות מדרגות טופוגרפיות המייצגות שרידים של מצוקי גידוד: בשוליים המערביים של גבעות ציקלג גובה המדרגה המפרידה בין השפלה הנמוכה לגבוהה הוא כ- 170 מ' ובאזור הרי יהודה מצטמצם גובה המדרגה ל 70-100 מ' בהתאמה לעמדה המורפוסטריגרפית הנמוכה יותר של מפלס השפלה הגבוהה באזור זה. מפלס הגידוד של השפלה הנמוכה הוא הרחב והרציף ביותר ונמשך מרמות מנשה ועד לאזור חולות חלוצה והשוליים המערביים של הר קרן (Zilberman, 1986). משטח גידוד זה הוצף על ידי הים ועבר תהליך גידוד נוספים במהלך המיוקן העליון והפליוקן.

שלושת מפלסי הגידוד משקפים תהליך הרמה של שדרת ההר בשיעור של כ- 200 מ' במהלך תקופה של כמיליון שנה או אף פחות מכך במיוקן התיכון תוך כדי השקעת תצורת ציקלג - (Buchbinder et al., 1993). בפרק זמן זה (לפני 15-14 מיליון שנה), ארע לדעת (Bosworth et al., 2005), הביקוע של יבשת אפריקה שהפריד את תת הלוח ישראל-סיני מהלוח הערבי.

לאחר שלב ההרמה של המיוקן התיכון, התייצב האזור לכל אורך תקופת המיוקן המאוחר והפליוקן, והתאפשר תהליך הגידוד החוזר של מפלס השפלה הנמוכה שנוצר לראשונה במיוקן התיכון. תהליך ההרמה של שדרת ההר במרכז ודרום ישראל התחדש לאחר הרבדת תצורת פלשת הפליוקנית שהורמה לאורך השוליים המערביים של שדרת ההר לגובה של 300-350 מ'.

במהלך תקופת הפליוקן, החלו להגיע לאזורנו עם זרמי החוף סדימנטים נילוטיים שהצטברו בשולי היבשה ובנו בהדרגה גוף סדימנטרי עדשתי שעוביו עולה על 1000 מ' והוא מהווה כיום את התשתית לרצועה של מישור החוף (גבירצמן, 1970; Ben-Gai, 1996). סדימנטים אלה, הכלולים בתצורת יפן, בנויים מסדימנטים

דקי גרגר עשירים בחרסית שהורבדו במים עמוקים. במקביל, על גבי הפלטפורמה של השפלה הנמוכה, הורבדו סלעים דטריטיים של תצורת פלשת המורכבים מתערובת של אבני חול ממקור נילוטי וביוקלסטים שמקורם בפאונה ששגשגה על גבי מדף היבשה באקלים החם שאפיין את תקופת הפליוקן. באזורים הרדודים שהיו נתונים להשפעת הגלים וזרמי החוף מכילה תצורת פלשת כמות גדולה של חלוקי צור מעוגלים, שהם שריד ממאסף חלוקים גדול בהרבה שהובל אל הים על ידי הנחלים. הגלים וזרמי החוף שחקו כליל את המרכיבים הקלסטים שנגזרו מסלעים קרבונטים והותירו רק את חלוקי הצור שכמותם המקורית בסחף הנחלים לא הייתה גדולה. לכן, הכמות הגדולה של חלוקים אלה מצביעה על תרומה רבה של סחף נחלים משדרת ההר אל חוף הים שעבר בשוליה.

הכורכים

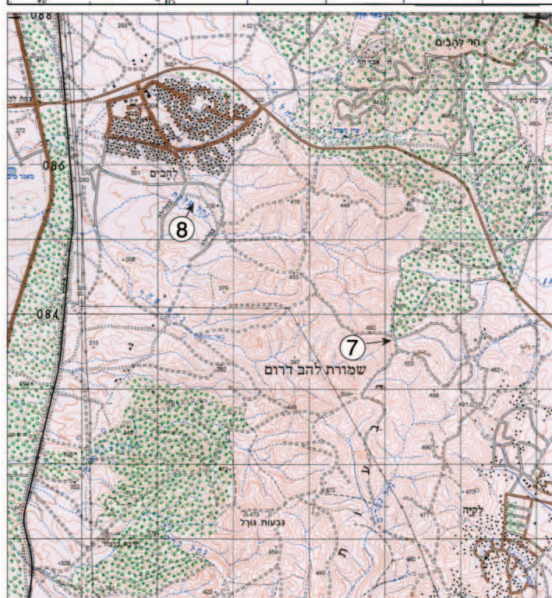
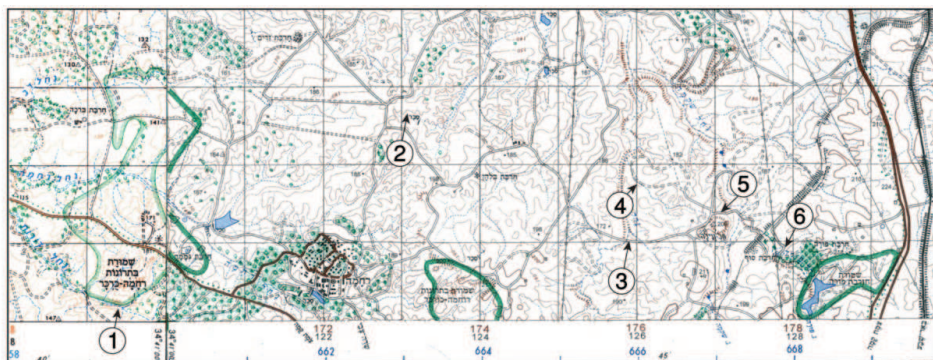
תהליך ההתקררות שאיפיין את תחילת הפלייסטוקן (לפני 2.6 מיליון שנה), שינה את אופי התהליכים הסדימנטריים באזורנו. הים נסוג מערבה הן עקב ירידת המפלס העולמית בעקבות בניית כיפת הקרח הצפונית והתרחבות הכיפה הדרומית, והן עקב תהליך ההרמה של שדרת ההר שהתחדש לאחר הרבדת תצורת פלשת. אספקה רבה של חול נילוטי אל החופים, ככל הנראה בצרוף משטר רוחות ערני, גרמה להערכות דיונות לאורך החופים ולהסעת חול מזרחה עד לשולי השפלה הנמוכה. בקרבת החוף, הכילו הדיונות כמות רבה של ביוקלסטים שעברו המסה על ידי מי הגשם שחלחלו דרך החול והושקעו מחדש כמלט בין הגרגירים. תהליך זה יצר את רכסי הכורכר עליהם התפתחו בתקופות של התייצבות החוליות קרקעות אדומות המכונות "חמרה". חולות שנישאו הרחק מקו החוף איבדו את המרכיבים הביוקלסטים בדרך עקב שחיקה ולכן כמעט ולא עברו ליכוד.

רכס הכורכר המזרחי ביותר בנגב נמצא באזור תל שרוחן (ניר, 1989, 1970; Horowitz 1979), בסמוך לקו חוף בו נמצאו מאובנים ימיים מגיל פלייסטוקן מוקדם (בעבר פליוקן מאוחר) ע"י מנשה (2003). שרידים של קרקעות גירניות דמויות כורכר שהתפתחו על משטחי חול נמצאו כ-5-4 ק"מ דרומית לתל שרוחן במעלה האפיק של נחל בשור. באזור הנגב הצפוני חדרו החולות מזרחה עד לקרבת תל נגילה.

הקרקעות

באזור אגן הניקוז של נחל שקמה בין קרית גת לבאר שבע מכוסה החתך של החולות והכורכים בקרקע חמרה חולית שעוביה יכול להגיע למספר מטרים. מעליה מונחת סדרת קרקעות גרומוסוליות חומות-אדומות עם אופקים של תצבירי קרבונט (Wieder et al., 2008). קרקעות אדומות מוכרות בצפון הנגב גם לרגלי גבעות גורל המערב, שם הן מונחות מעל תצורת פלשת וחלקו התחתון של קונגלומרט אחוזם, וכן במזרח בקעת באר שבע שם הן מונחות על גבי תצורת פלשת או מתאצבעות עם חלקה העליון (זילברמן וחוברין, 1993). על גבי חתך זה הורבדה בסוף תקופת הקרח האחרונה יחידה של לס.

1. תחנות הסיור



1. נחל דורות - כורכר
2. בתרונות רוחמה - אתר פרהיסטורי
3. נחל סד - בסיס תצורת פלשת
4. נחל סד - חתך הקרקעות של
אגן נחל שיקמה
5. תל נג'ילה - תצורת פלשת
6. נחל שקמה - קונגלומרט
7. גבעות גורל - תצורת ציקלג
8. גבעות גורל - תצורת אחוזם

איור 1 - מפת הסיור

תחנה 1 - חתך הכורכר בנחל דורות

החתך של הכורכר חשוף לאורך קטע של אפיק נחל דורות העובר בתוך שמורת הטבע של "בתרונות רוחמה-כורכר". החתך מורכב ממספר שכבות של כורכר עם שיכוב המצביע על התקדמות החוליות למזרח. התבליט של כל אחת ממערכת החוליות נגדע לפני שהתחדשה חדירת החולות והורבדה מעליו שכבת חול נוספת (איור 2). בסיור נצפה בבסיס החתך המורכב משתי שכבות של כורכר עם שיכוב צולב וביניהן מפריד מישור גידוע תת-אופקי עליו התפתחה קרקע חולית אדמדמה שלא הגיעה לשלב בוגר המאפיין קרקעות חמרה שטופות.

המבנה השכבתי של הכורכר מצביע על תהליך מחזורי של חדירת חולות ממערב למזרח כשבין המחזורים מפרידה תקופה בה עבר האזור שלב של ארוזיה שהסירה את רוב התבליט הדיונירי ולאחר מכן התייצב הנוף והתפתחה קרקע חולית על פני שכבות הכורכר הגדועות.

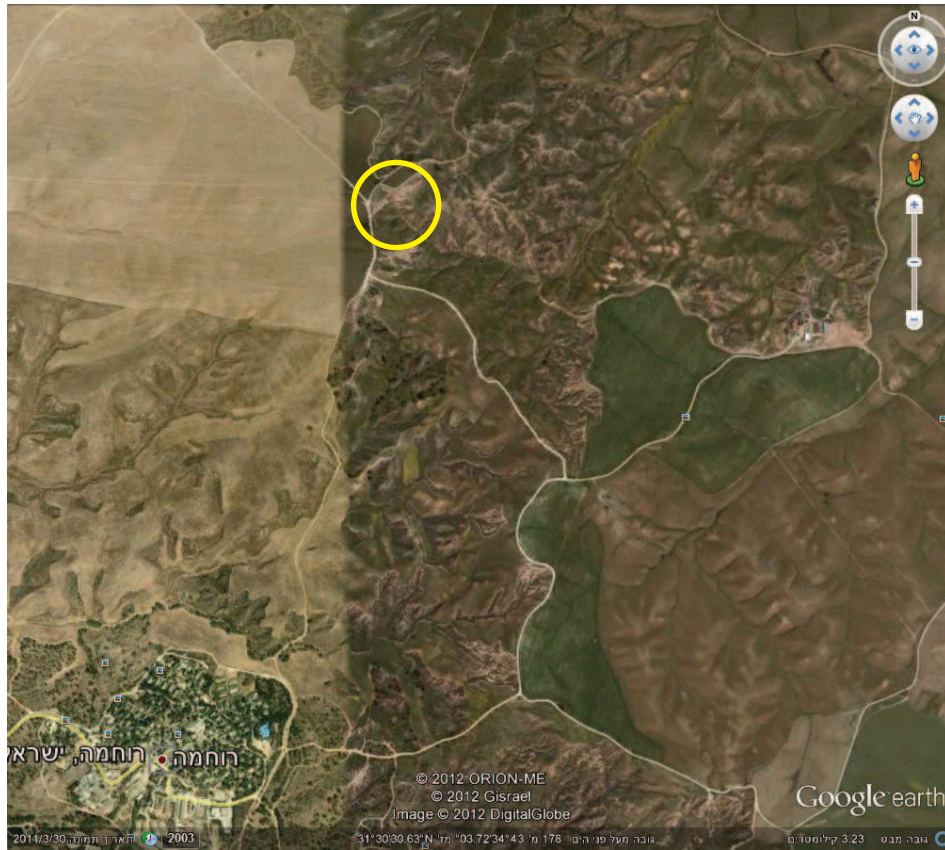
המבנה המשוכב של גבעות הכורכר מצביע על כך שהתבליט הנוכחי אינו משקף נוף של דיונות מאובנות אלא הוא תוצר סחיפה של מערכות הניקוז שהתפתחו באזור לאחר חדירת החול.



איור 2 - מישור גידוע עליו התפתחה קרקע חולית אדמדמה המפריד בין שתי שכבות כורכר עם שיכוב צולב המייצג את תהליך התקדמות הדיונות למזרח.

תחנה 2 - בתרונות רוחמה

בתרונות רוחמה נמצאים בראשו של רכס נמוך שגבהו 210-200 מ' המנוקז ברובו על ידי יובלי נחל שקמה (איור 3). הרכס חוסם את מהלכו של נחל שקמה לצפון מערב והוא זורם צפונה לאורך שוליו המזרחיים ועוקף אותו מצפון. לדעת ניר ובר-יוסף (1976) נוצר רכס זה על ידי חדירת חולות מקו החוף שחסמו את נתיבו של נחל שקמה ואילצו אותו לעקוף את הרכס החולי מצפון. העמדה הגבוהה של הרכס ביחס לאפיק נחל שקמה שמצפון לו (100-50 מ'), גורמת להתחתרות מואצת ויצירת נוף בתרונות לאורך הרכס.

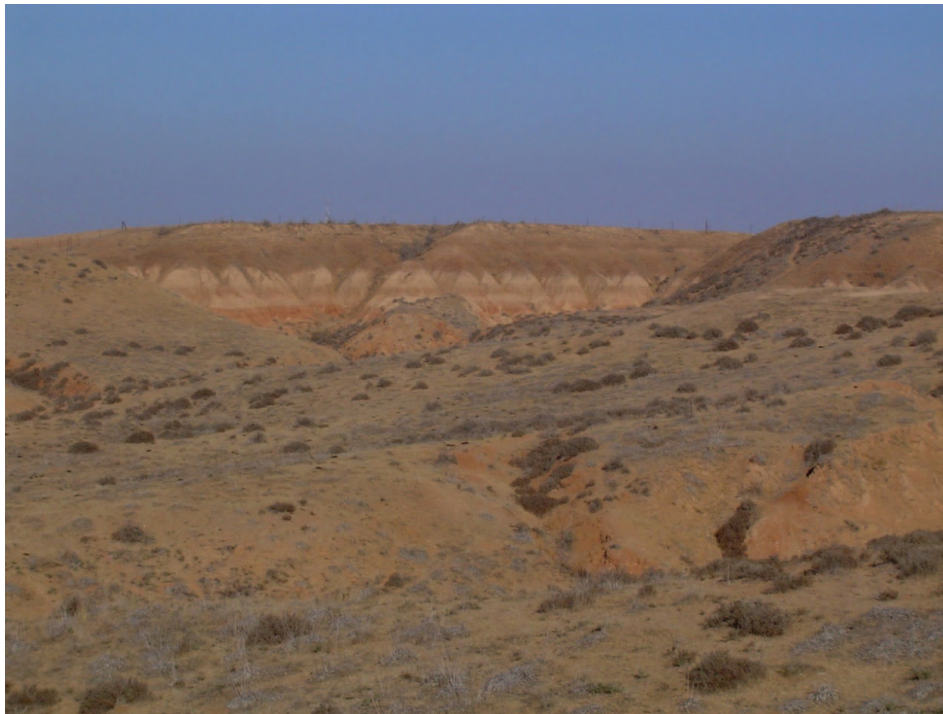


איור 3 - אזור בתרונות רוחמה. האפיקים בהם נערכו החפירות של שרידי האדם הקדמון מסומנים בעיגול

החתך הסטרטיגרפי (אחרי Laukhin et al., 2001; Wieder et al., 2008)

החתך החשוף בראש הרכס של בתרונות רוחמה מורכב משני פאציאסים עיקריים: בבסיס נחשפות אבני חול, בחלקן מלוכדות על ידי קרבונט (כורכר), ומעליהן רצף של סדימנטים וקרקות דקי גרגר משוכבים, המורכבים מסילט וחרסית (איורים 4,5).

בסיס החתך מורכב מכורכר (יחידה 6) עליה התפתחה קרקע חולית אדומה (חמרה) בעובי 2-4 מ' שבגגה קרום של תחמוצות ברזל (יחידה 5). בחלקה התחתון של יחידה זאת מתרבים תצבירי קרבונט (נודולות פדוגניות) שגודלם עולה כלפי בסיסה. מעל החמרה מונחת יחידה של חול בגוונים אפורים עד ירקקים (יחידה 4), המכילה בחלקה העליון שכבה תת-אופקית עשירה בתצבירי מנגן. גרגירי החול לרוב מזויתים ומוצאם ככל הנראה אאולי. חלוקים קטנים מפוזרים בתוך היחידה כשהם מונחים בתנוחה אופקית. בחלק התחתון של יחידה זאת נמצא אתר מתקופת הפאליאולית התיכון שגילו המשוער כמיליון שנה (Laukhin et al., 2001). מעל החמרה מונחת יחידה חרסיתית אפורה בעובי 1.2-1 מ', בעלת השתרעות מרחבית מוגבלת (יחידה 3). יחידות 3 ו 4 כונו בעבר "ביצת רוחמה" אך כיום יש נטייה לראות בהן סדימנט שהצטבר ועבר פדוגנזה בשקע בין-דיוני (Wieder et al., 2008; Mallol et al., 2011).

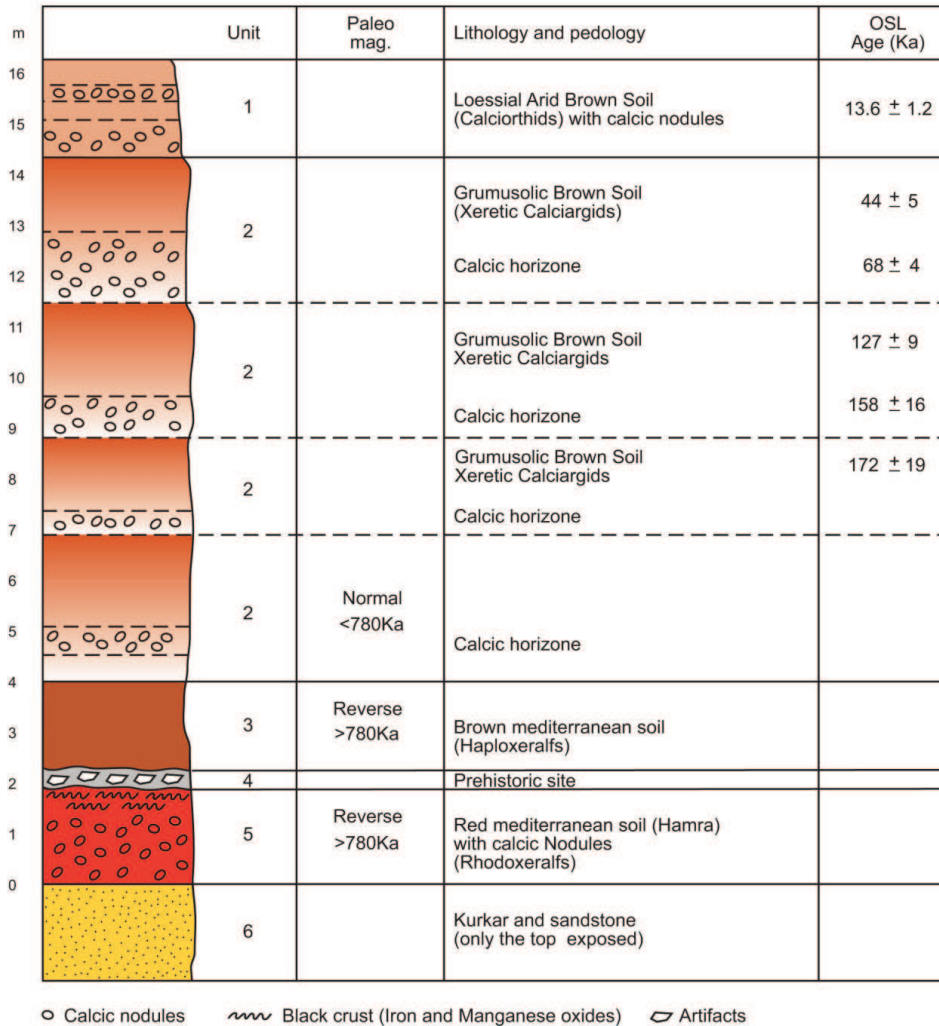


איור 4 - החתך של הקרקעות (יחידות 1 ו 2 של Laukhin et al., 2001) באזור בתרונות רוחמה.

יחידה 4 עוברת בהדרגה לרצף של קרקעות גרומוסוליות סילטיות חרסיתיות חומות בעלות מבנה פריזמתי בעובי של 11-12 מ' (יחידה 2), המכילות תצבירי קרבונט. לדעת (Wieder and Gvirtzman 1999), ו-(Wieder et al., 2008) רצף קרקעות זה הנו חלק מכיסוי רציף האופייני לכל דרום מישור החוף ושפלת הנגב אותו הם חילקו ל 4 קרקעות גרומוסוליות עם אופקים של תצבירי קרבונט. לדעת (Laukhin 2001), החתך של רוחמה הוא הומוגני ותצבירי הקרבונט פזורים בכל החתך ואינם מרוכזים באופקים נפרדים.

רצף הקרקעות באזור רוחמה מכיל גרגרי חול בדרגות עיגוליות שונות שחלקם מעוגלים היטב בדומה לגרגרי חול שנשחקו בתווך מימי (חוף ים או נחלים). כמו כן נמצאו בחתך עדויות לקיומה של סביבה מחזרת עקב ניקוז לקוי או מי תהום גבוהים אך ללא סטרומטורות פלוביאליות (Mallol et al., 2011).

את רצף הקרקעות מכסה שכבה של סילט חולי חום בהיר בעובי של עד 1.5 מ' (יחידה 1), שהיא חלק ממעטה הלס שהורבד בנגב במהלך סוף תקופת הקרח האחרונה (Wieder et al., 2008). המגע בין הלס לקרקעות הוא בעל אופי ארוזיבי ובמקומות אחדים פזורים על פניו חלוקים בגודל של עד 5 ס"מ (Laukhin et al., 2001).



איור 5 - חתך סטרטיגרפי מורכב של אזור בתרונות רוחמה (היחידות הסטרטיגרפיות אחרי Laukhin, 2001; הקרקעות אחרי Wieder et al., 2008).

הסיגנל של השדה המגנטי ביחידות 3-5, הוא הפוך והמעבר לשדה מגנטי נורמלי אחר בחלקה התחתון של יחידה 2 (Ron and Gvirtzman, 2001; Laukhin et al., 2001). מכאן מסיקים שהמעבר מתקופת

Matuyama בה שרר שדה מגנטי הפוך לתקופת Bruhnes בה שרר שדה מגנטי נורמלי (לפני 780.000 שנה) התרחש במהלך השקעת בסיס יחידה 2.

גילי OSL של הקרקעות הגרומוסוליות העליונות מראים שהן נוצרו בפלייסטוקן התיכון-עליון והלס בגג החתך הצטבר בסוף תקופת הפלייסטוקן (Wieder et al., 2008).

| האתר הפרהיסטורי (נ.צ. 17300/60270)

האתר הפלאוליתי של רוחמה מאופיין במאסף כלים המכונה Core and flakes, שהוא קדום להופעת טכניקה של יצירת אבני יד המעובדות משני צידיהן (Biface) ואחד הבודדים שהתגלו מחוץ לאפריקה (Zaidner, Ronen and Burdukiewicz' 2003, Zaidner et al. 2010). מאסף העצמות של בעלי החיים שהתגלה באתר עשיר בשרידי סוסי בר ואנטילופות המצביעים על סובב של נוף סוואנה פתוח באקלים סמי-ארידי (Yeshurun, et al., 2010). האתר אוכלס על ידי קבוצה של ציידים-לקטים במהלך תקופת Matuyama (שנמשכה 1.7-0.78 מיליון שנה לפני זמננו), והערכה היא שגילו קרוב יותר למיליון שנה לפני זמננו.

| סיכום

החתך של בתרונות רוחמה מצביע על שינוי מהותי שחל בסובב באזור זה בסוף הפלייסטוקן המוקדם. חדירת החולות האאוליים לאזור פסקה, ועל גבי הדיונות שחלקן עבר צמנטציה והפך לכורכר, התפתחה קרקע חמרה (Rodoxeralfs) האופיינית לאזורים בהם שורר אקלים לח יותר מזה הקיים היום בנגב הצפוני. בהמשך, החל להצטבר על גבי הנוף סדימנט דק גרגר שרובו סילט וחרסית ממקור אאולי, בו התפתחו קרקעות גרומוסוליות גירניות (Xerertic Calcargids) המכילות תצבירי קרבונט שהן אופייניות לאקלים בו כמות הגשמים היא 350-450 מ"מ לשנה (Wieder et al., 2008). חתך זה החל להצטבר ככל הנראה לקראת סוף הפלייסטוקן המוקדם והמשיך להתפתח במהלך הפלייסטוקן התיכון והמאוחר, בעוד ששכבת הלס שמעליו הצטברה בפרק זמן קצר בסוף תקופת הפלייסטוקן המאוחר באקלים יבש יותר.

על פי הנתונים בעבודתם של (Laukhin et al., 2001), מכילה יחידה 4 חלוקים קטנים, וחלוקים נמצאו גם על גבי המישור הארוזיבי המפריד בין יחידה 2 ללס שמעליה. אם נתון זה נכון, הוא מעיד על כך כי החתך מעל הכורכר נרדד בפשט הצפה של נחל קרוב, ככל הנראה נחל שקמה הקדום. השערה זאת נתמכת גם על ידי העיגוליות הטובה של גרגירי החול ביחידה 2 המאפיינת סביבת הרבדה פלוביאלית. מאחר שכיום נמצא האתר כ- 50 מ' מעל אפיק נחל שקמה עולה המסקנה שהאזור הורם בשיעור של כמה עשרות מטרים לאחר הרבדת יחידה 2, כלומר בתקופת הפלייסטוקן התיכון או אף המאוחר. נושא זה דורש עדיין בירור, הן מהיבט של נתוני השדה והן מהבנת ההקשר הטקטוני של ההתרוממות במידה והיא אכן התרחשה.

תחנה 3 - נחל סד - מישור הגידוד בבסיס תצורת פלשת (איור 6)

נחל סד הנו יובל של נחל שקמה הנמצא ממערב לתל נג'ילה ולאורכו חשוף המגע הארוזיבי בין בסיס תצורת פלשת לקירטון הפלגי של גג חברת סקיה מגיל איאוקן עליון (בר יוסף, 1964; Siman-Tov, 1991). המישור הארוזיבי שנוצר על ידי גידוד ימי במהלך ההצפה הפליוקנית, הנו שטוח לחלוטין ועליו מונחות אבני חול המכילות חלוקי צור עגולים שנשחקו על ידי הגלים באזור החוף, פאציאס חופי האופייני לתצורת פלשת. בגדה המערבית של הנחל מכוסה תצורת פלשת באבני חול אאוליות של בסיס חברת כורכר הפלייסטוקנית, המייצגות את הקצה המזרחי של גוף חולות זה.

הגידוד שלוה את ההצפה הפליוקנית עיצב את המורפולוגיה הנוכחית של מפלס השפלה הנמוכה ושפלת הנגב. ניתן לעקוב אחריו החל מאזור תל נג'ילה ועד לשולי הרכס של גבעות להב וגורל במזרח. החזית המערבית של רכס זה הנה מצוק גידוד המסמן את גבול ההצפה הפליוקנית.



איור 6 - המגע בין תצורת פלשת הפליוקנית לחתך הגדוע של גג חברת סקיה מגיל איאוקן מאוחר בנחל סד. מישור גידוע זה הנו חלק ממישור הגידוד של שפלת הנגב.

תחנה 4 - הקרקעות הגירניות האדומות (נ.צ. 17625/60210)

ביובל צדדי של נחל סד נחשף חתך של קרקעות גירניות חומות אדומות המאפיין את כל אזור אגן הניקוז של נחל שקמה באזור שפלת הנגב (איור 7). נראה שחתך זה קורלטיבי לרצף הקרקעות הגרמוסוליות המונח מעל חבורת כורכר בבתרונות רוחמה, אך לא קיימים נתונים לגבי גילו.

תחנה 5 - תל נג'ילה (תל העשב)

תל נג'ילה מתנשא כ- 50 מ' מעל האפיק של נחל שיקמה במקום בו יש מספר נביעות הפעילות גם בעונה היבשה (איור 8). החלק האנטרופוגני של התל מכיל שרידי ישובים החל מהתקופות הכלכלית והברונזה הקדומה והתיכונה, דרך התקופה ההליניסטית ועד לתקופה הביזנטית. התל נבנה על גבי חתך של תצורת פלשת בעובי חשוף של כ- 10-15 מ' (איור 9) המורכב מסדימנטים דטריטיים בדרגות ליכוד שונות המכילים חלוקי צור מעוגלים.

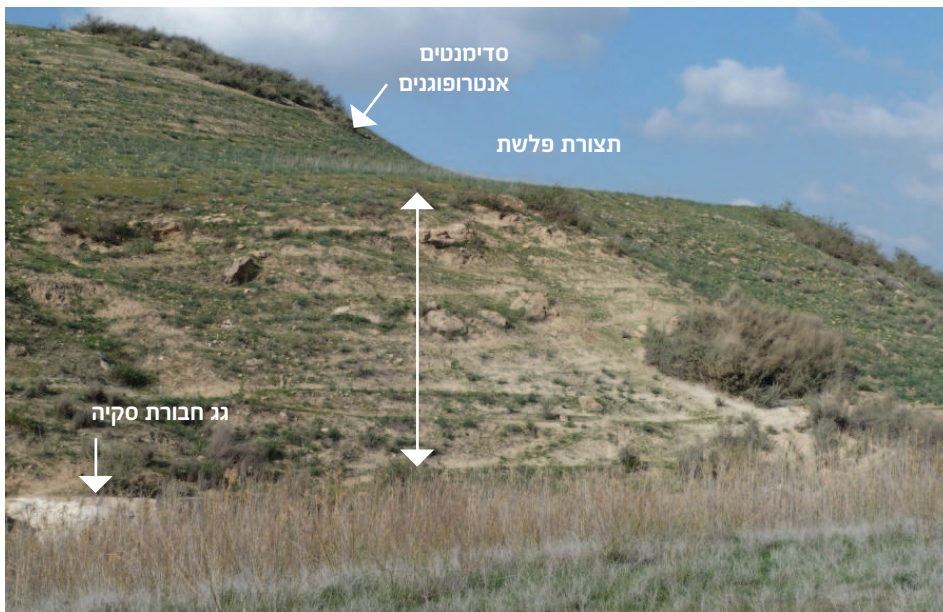


איור 7 - הקרקעות הגירניות מצפון לתל נג'ילה

חלק מהשכבות המרכיבות את החתך הן בעלות מאפיינים הדומים לסלעי חוף (Beach rock) הנוצרים מתחת לפני השטח של רצועת חוף הנתונה להשפעת הגלים. המגע בין סלעי תצורת פלשת לגג חבורת סקיה מלווה בכמה מקומות בקדיחות אל תוך הקירטון המיוחס לצדפות מסוג LITHOFAGA והוא מאפיין את תצורת פלשת בכל מרחב הנגב המערבי (איור 10)



איור 8 - תל ג'ילה - מבט לדרום



איור 9 - המפנה המזרחי של תל ג'ילה. המדרגה מייצגת את גג תצורת פלשת

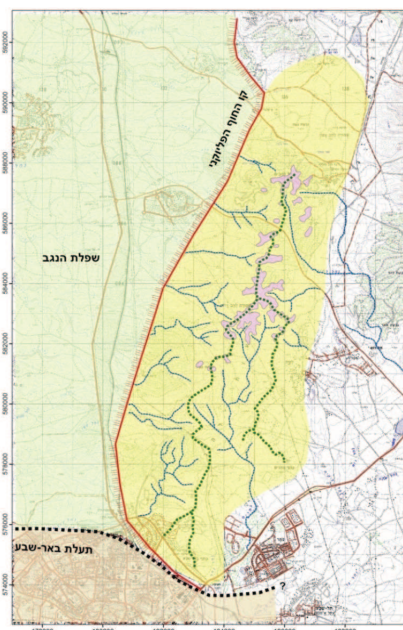


איור 10 - מערכת חללי קדיחות אל הקירטון של חברת סקיה לרגלי תל נג'ילה

תחנה 6 - נחל שיקמה (נ.צ. 17780/60080)

ממזרח לתל נג'ילה מתחת נחל שקמה בעמק צר בו נחשפת התשתית של סלעי האיאוון הבונים את המרחב כולו. בשולי הנחל נחשף חתך בעובי של מספר מטרים של קונגלומרט פולימיקטי במטריקס של חוואר קירטוני המכיל דנדריטים של מנגן על מישורי סידוק. קונגלומרט דומה תואר על ידי בר יוסף (1964) מתת הקרקע, שם הוא מונח על סדימנטים של תצורת פלשת, וכן ממחשופים בחלקו המזרחי של האזור. לדעתו, יחידות חלוקים אלה הורבדו בעקבות נסיגת הים הפליוקני (ולכן הן חלק מקונגלומרט אחוזם) עוד לפני התפתחות מערכות הניקוז הנוכחיות, מאחר שהן בעלות השתרעות נרחבת. עם זאת, נראה שהקונגלומרט בנחל שקמה ממלא תבליט מקומי שהוא ככל הנראה ערוץ קדום של הנחל ויתכן שהוא שריד לסדימנט פלוביאלי פלייסטוקני שהורבד בסביבה של גופי מים שנוצרו לאורך אפיק הנחל באקלים לח יותר מהנוכחי.

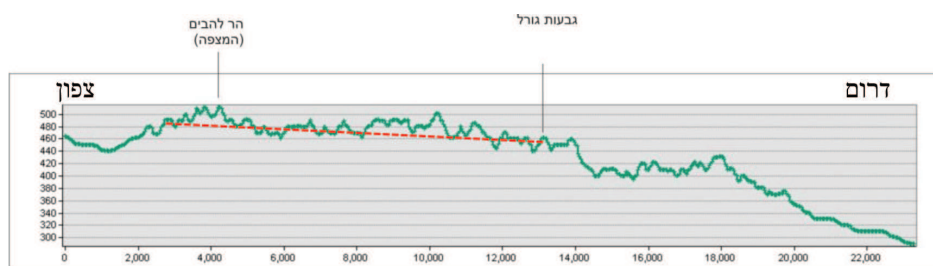
תחנה 7 - גבעות גורל - שריד של פלטפורמה קרבונטית מיוקנית שעוצבה בתהליכי גידוד



גבעות גורל הן חלק מרכס המשתרע מבאר שבע ועד לגבעות להב (איור 11), אשר מהווה משאר של פלטפורמה קרבונטית מיוקנית עליה נשמרה תצורת ציקלג מגיל מיוקן תיכון.

איור 11 - מפה מורפולוגית של אזור רכס גבעות גורל (מסומן בצהוב). על הרכס מסומנים אפיקי הניקוז (כחול) קו פרשת המים (ירוק) ומחשוף תצורת ציקלג (סגול). כמו כן מופיעים על המפה תעלת באר שבע שהחלה להווצר באזור זה במיוקן המוקדם (Neev, 1960). קו החוף הפליוקני (אדום) ומישור הגידוד של שפלת הנגב (ירוק).

בסיס תצורת ציקלג הורבד כאן על גבי מישור גידוד ימי תת-אופקי הנמצא כיום בגבהים של 450-470 מ' (איורים 13-12). עובי החתך של תצורת ציקלג כאן 30-10 מ' והיא בנויה מגירים ביוקלסטים צהבהבים, משוכבים היוצרים דרגש בולט מעל החתך הגדוע של הסלעים הקירטוניים של חבורת עבדת (איורים 15-13).



איור 12 - פרופיל אורך מהר להבים לבאר שבע דרך רכס גבעות גורל. מישור הגידוד מסומן באדום והוא משקף הטיה קלה של הרכס לדרום. התבליט שמעל מישור הגידוד בנוי משרידי תצורת ציקלג.

הפסגות של הרכס משתרעות בגבהים של 500-520 מ', כ- 200 מ' מעל שפלת הנגב המשתרעת ממערב. המדרון המערבי של רכס הרי גורל הנו שריד של מצוק גידוד ימי המפריד בין קו החוף של חזית ההצפה הפלוקנית העובר לרגליו לבין מישור הגידוד המיוקני בראשו.

לפחות מישור גידוע צר אחד, עליו נמצאו שרידי חלוקים, מפריד בין שני המפלסים. מפלס זה נמצא בגובה של כ- 380 מ', בדומה לגובה של מפלס הגידוד של השפלה הגבוהה ממערב להרי יהודה והוא מייצג את השריד הדרומי של מפלס זה.



איור 13 - בסיס תצורת ציקלג (הדרגש הבולט המסומן בחיצים) מונח מעל מישור גידוד אופקי בראש גבעות גורל. עובי החתך של תצורת ציקלג באזור זה מגיע עד ל- 30 מ'.



איור 14 - מישור המגע בין גיר צהוב של תצורת ציקלג לקירטון לבן של חבורת עבדת. מערכת נבירות מאפיינת את המגע ומצביעה על כך שבמהלך תהליך ההרבדה עבר החלק העליון של הקירטון תהליך ריכוך שאפשר את הנבירות בתוכו (ג.צ. 18500/58380).



איור 15 - הגיר הביוקלסטי של בסיס תצורת ציקלג - השיכוב האנדולרי מצביע על הרבדה בתחום השפעת הגלים (ג.צ. 18500/58380).

מערכות הניקוז של גבעות גורל (איור 11)

מערכות הניקוז של רכס גבעות גורל משקפות שלבים שונים בהתפתחותו. המערכת המערבית המתנקזת לנחל גרר, הנה המפותחת והפעילה ביותר מאחר שהיא מנקזת מדרונות תלולים שגובהם כ- 200 מ' ולכן היא מתחתרת לאחור ומסיגה את קו פרשת המים למזרח. המערכת המזרחית מנקזת מדרונות שגובהם 80-100 מ' בלבד והיא מורכבת ממערכות ניקוז קטנות ולא מפותחות שעמקיהן מלאים באלוביום מעורב בלס. יתכן שההבדלים באופי בין שתי מערכות אלה נובעים גם מהשפעה אורוגרפית מקומית של הרכס על כמות המשקעים משני עבריו, הגורמת לכך שהמדרונות המערביים יקבלו יותר משקעים מהמזרחיים.

את החלק הדרומי של פסגת הרכס מנקז נחל בתרים שאורכו כ-6 ק"מ, הזורם דרומה לאורך שיא הרכס ומתנקז אל בקעת באר שבע. מערכת ניקוז מוזרה זו התחתרה בתוך המפלס השטוח של גג תצורת ציקלג הבונה את שיא הרכס והיא אינה "מכירה" את המדרונות המערביים והמזרחיים שלו. כוון הזרימה של נחל זה משקף הטיה קלה דרומה של הרכס אותה ניתן לראות בפרופיל האורך של מישור הגידוד בראשו (איור 12). יתכן שמערכת ניקוז זאת הנה שריד לנוף שקדם להרמת הרכס, כאשר תעלת באר שבע היוותה את בסיס הניקוז של האזור.

קונגלומרט אחוזם ותצורת פלשת

לרגלי המדרונות המערביים של רכס גבעות גורל, הצטבר חתך מגוון של סדימנטים פליו-פלייסטוקניים על גבי מישור הגידוד הפליוקני. עובי החתך מגיע ל 10-15 מ' ובבסיסו נשמרו בכמה מקומות אבני חול של תצורת פלשת (למשל בור מים בנ.צ. 18125/58350). כ 300 מ' מערבה לבור המים בנג. 315, חשופה מתחת לשכבת קונגלומרט מלוכד על ידי קלקריט (קרום גירי פדוגני) בוגר מדרגה V-IV, יחידה של חול לבן ופריך, ככל הנראה שריד של דיונות שהצטברו באזור החוף. שכבות אופקיות של קונגלומרטים גסים מלוכדים על ידי צמנט קרבונטי הורבדו בשולי הרכס, ככל הנראה בשווי משקל עם פני הים הפליוקנים (איור 16). מעליהם באי התאמה הורבדו קונגלומרטים פולימיקטיים במערכת מניפות סחף צעירה יותר (איור 17). כמות החלוקים ביחידות אלה קטנה ככל שמתרחקים משולי הרכס ובמקביל גדלה כמות הסדימנט דק הגרגר.



איור 16 - שכבות אופקיות של תצורת אחוזם לרגלי גבעות גורל: קונגלומרטים מלוכדים על ידי קרבונט וקרקעות ממזרח לתוואי מסילת הברזל ליד להבים.



איור 17 - חתך של מניפת סחף (א) המכוסה בקרום קלקלריט עבה (ב), למרגלות רכס גבעות גורל בשולי הישוב להבים.

קרקעות אדומות התפתחו בשילוב עם הקונגלומרטים והחתך כולו מכוסה בקלקריט בוגר עבה מדרגה IV-V, היוצר מעטה גירי קשה על פני נוף הדומה לנוכחי. בחלק מהחתכים ניתן לזהות יותר משכבת קלקריט אחת. חתך מגוון זה כלול בתצורת אחוזם שהורבדה בסביבה יבשתית במקביל לתצורת פלשת, והמשיכה להצטבר כאן במהלך הפלייסטוקן גם לאחר נסיגת הים למערב.

מעל אופק קלקריט מונח חתך של לס שנשמר בעיקר בעמקי הנחלים ועל גבי המדרונות. ברכס גבעות גורל יוצר הלס מעטה קולוביאלי עבה (איור 18) בעיקר על גבי המפנים הצפוניים של מדרונות העמקים. בתוך עמקי הנחלים הצטבר במקביל חתך של סחף המורכב בעיקר מלס עם מעט שכבות חלוקים, שעוביו מגיע למספר מטרים וניתן להבחין בו ב 2-3 טרסות. בתוך סדימנטים אלה אין פרופילי קרקע מפותחים ונראה שהם מייצגים מספר ארועים של הצטברות והתחתרות שארעו בתקופה קצרה יחסית. אין נתוני גיל לגבי זמן הרבדת יחידות הלס והסחף הנחלי הצעירים אשר הולכות ונסחפות באקלים הנוכחי ממערכות הניקוז.



איור 18 - שרידי מילוי של לס מעורב עם סדימנטים קולוביאליים ואלוביאליים בעמק של נחל פחר המנקז את המדרונות המערביים של גבעות גורל (נ.צ. 18250/58375).

סיכום

רכס גבעות גורל הנו משאר ארוזיבי של פלטפורמה קרבונטית מיוקנית שהשתרעה ככל הנראה על פני שטחים נרחבים בנגב ממערב לשדרת ההר של ישראל. מדרום לבקעת באר שבע לא נשמרו שרידים של הפלטפורמה ככל הנראה עקב תהליכי סחיפה מאוחרים. יצירת משטח הגידוד המיוקני מייצג שלב בו הורמה שדרת ההר של ישראל בשיעור של מספר מאות מטרים (בגין וזילברמן, 1997; בר, 2009) והיותה מחסום להצפות הימיות הנאוגניות. אין עדויות לקיומה של תעלה תת-ימית עמוקה בבקעת באר שבע בשלב זה, אם כי במערב כבר התקיים קניון תת-ימי החל מהאוליגוקן (Druckman et al., 1995). הרמה בשיעור של כ- 200 מ' במהלך הרבדת תצורת ציקלג במיוקן התיכון לוותה בהתחזרות שיצרה לראשונה את בקעת באר שבע. תצורת פטיש מגיל מיוקן עליון כבר הורבדה בבקעת באר שבע במפלס הנמוך בכ 200 מ' מזה של תצורת ציקלג בגבעות גורל (Zilberman et al., 1989; Buchbinder and Zilberman, 1997). התחזרות של מערכות הניקוז הזורמות לבקעת באר שבע ממזרח לרכס גבעות גורל וגידוד ימי במערבו, סחפו את רוב הפלטפורמה הקרבונטית המיוקנית והותירו רכס צר וארוך המשתרע מגבעות להב אל בקעת באר שבע.

לאחר נסיגת הים הפליוקני משולי גבעות גורל הורבדו על פני מישור הגידוד חולות חופיים ועליהם החלו להצטבר סדימנטים יבשתיים המורכבים מרצף של סדימנטים נחליים גסים ודקים בהם התפתחו קרקעות בתקופות בהם תהליך ההרבדה הואט או אף פסק. מערכת הניקוז הנוכחית התחזרה ברצף סדימנטים זה תוך יצירת תבליט הדומה לנוכחי, עליו התפתח כיסוי עבה של קלקריט בוגר שייצב את הנוף. אין בידינו נתונים לגבי גיל תהליך זה, אך הוא קדם להרבדת הלס של תקופת הקרח האחרונה שהצטבר לחתכים עבים בתוך כל מערכות הניקוז של האזור ויצר מעטה עבה גם על המדרונות התלולים של גבעות גורל.

תהליך ההתחזרות הנוכחי של מערכות הניקוז הנו ככל הנראה הולוקני והוא אינטנסיבי יותר על גבי המדרונות המערביים של הרכס.

מקורות

- בגין, ב.ז., זילברמן, ע., 1997, השלבים והקצב של התפתחות התבליט בארץ ישראל. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/24/97, 63 עמ'.
- בר יוסף, י., 1964. הגיאולוגיה של אזור אחוזם-נירעם. תה"ל דו"ח פ"מ 30,382 עמ'.
- בר, ע., 2009. עיצוב שולי היבשת של מרכז ישראל מהאיאוקן העליון ואילך - טקטוניקה, מורפולוגיה וסטראטיגרפיה. עבודת דוקטורט, אוניברסיטת בן גוריון, 207 עמ'.
- גברצמן, ג., 1970. חבורת סקיה (איאוקן מאוחר עד פלייסטוקן מוקדם) במישור החוף ובשפלה, ישראל. המכון הגיאולוגי דו"ח OD/5/67, 180 עמ'.
- מנשה, ר., 2003. הסטראטיגרפיה והפאליאוגיאוגרפיה של החתך הפליו-פלייסטוקני בתל שרוחן, צפון מערב הנגב. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 96 עמ'.
- ניר, ד., 1970. הערות להתפתחות הרביעונית של אגן שיקמה. מחקרים בגיאוגרפיה, חוברת ז' עמ' 1-12.
- ניר, ד., 1989. גיאומורפולוגיה של ארץ ישראל. אקדמון, מהדורה חדשה, ירושלים, 381 עמ'.
- ניר, ד. ובר-יוסף, ע., 1976. אדם ונוף בארץ ישראל בתקופת הרביעון. החברה להגנת הטבע והחברה לחקירת ארץ ישראל ועתיקותיה. 144 עמ'.
- סנה, ע., אבני יואב, 2008. מפה גיאולוגית 1:50,000 של גיליון משמר הנגב. המכון הגיאולוגי.
- Ben-Gai, Y., 1996. Sequence stratigraphy of the Plio-Pleistocene in the continental margin of the southern Levant. Ph.D. thesis, Tel Aviv Univ.
- Bosworth, W., Huchon, P. and McClay, K., 2005. The Red Sea and Gulf of Aden Basins. J. of African Earth Sci., 43: 334-378.
- Buchbinder, B., Sneh, A., Dimant, E., 1986. The Neogene Bet-Nir Formation: a study of alluvial aggradation along the toe of the Judean monoclines. Isr. J. Earth Sci., 35: 183-196.
- Buchbinder, B., Martinotti, G.M., Siman-Tov, R., Zilberman, E., 1993. Temporal and Spatial relationships in Miocene reef carbonates in Israel. Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 101:97-116.
- Buchbinder, B., Zilberman, E., 1997. Sequence stratigraphy of Miocene-Pliocene carbonate-siliciclastic shelf deposits in the eastern Mediterranean margin (Israel): effects

of eustasy and tectonics. *Sedim. Geol.*, 112:7-32.

Buchbinder, B., Calvo, R., Siman-Tov, R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow deposition. *Isr. J. Earth Sci.*, 54:63-85.

Dassa, M. (2002). Paleosols of southern coastal plain: Climatic and environmental changes of Late Quaternary. Unpublished master's thesis, Bar-Ilan University (in Hebrew).

Druckman, Y., Buchbinder, B., Martinotti, G.M., Siman-Tov, R., Aharon, P., 1995. The buried Afiq Canyon (eastern Mediterranean, Israel): a case study of a tertiary submarine canyon exposed in Late Messinian times. *Marine Geology*, 123:167-185.

Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1969. Outcrops of Neogene Formation in the central and southern coastal plain, Hashphela and Be'er Sheva regions. *Israel Geological Survey Bulletin*, 50.

Gvirtzman, G., Wieder, M., Marder, O., Khalaily, H., Rabinovich, R., & Ron, H., 1999. Geological and pedological aspects of an Early-Palaeolithic site: Revadim, Central coastal plain, Israel. *Geoarchaeology*, 14, 101–126.

Horowitz, A., 1979. *The Quaternary of Israel*, Academic Press, 394 pp.

Horowitz, A., 1996. Review of Lower Paleolithic site locations in Israel, possibly controlled by deposition and erosion processes. *Israel Journal of Earth Sciences*, 45, 137–145.

Horowitz, A., 2001. *The Jordan Rift Valley*. A.A. Balkema Publishers, 730 pp.

Laukhin, S.A., Ronen, A., Pospelova, G.A., Sharonova, Z.V., Ranov, V.A., Burdukiewicz, J.M., et al. 2001. New data on the geology and geochronology of the Lower Palaeolithic site of Bizat Ruhama in the southern Levant. *Paleorient*, 27, 69–80.

Mallol, C. VanNieuwenhuysse, D. and Zaidner, Y., 2011. Depositional and Paleoenvironmental Setting of the Bizat Ruhama Early Pleistocene Archaeological Assemblages, Northern Negev, Israel: A Microstratigraphic Perspective. *Geoarchaeology*, 26:1:18–141.

Neev, D., 1960. A pre-Neogene erosion channel in the southern coastal plain of Israel. *Geol. Surv. of Israel Bull. No. 25*, 20 pp.

Ron, H., Gvirtzman, G., 2001. Magnetostratigraphy of Ruhama badland Quaternary

deposits: A new age of the Lower Paleolithic site. Israel Geological Society Annual Meeting, Elat, Abstracts.

Siman-Tov R., 1991. The latest Eocene *Turbotalia Cerroazulensis* zone at Tel Nagila, south eastern Hashfela.

Sneh, A., Buchbinder, B., 1984. Miocene to Pleistocene surfaces and their associated sediments in the Shefela region, Israel. *Isr. Geol. Surv., Current Res.*, 1983-1984:60-64

Wieder, M., & Gvirtzman, G., 1999. Micromorphological indications on the nature of the Late Quaternary paleosols in the southern coastal plain of Israel. *Catena*, 35, 219–237.

Wieder, M., Gvirtzman, G., Porat, N., & Dassa, M. (2008). Wieder, M., Gvirtzman, G., Porat, N., & Dassa, M., 2008. Paleosols of the southern coastal plain of Israel. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171, 533–541.

Yeshurun, R., Zaidner, Y., Eisenmann, V., Martinez-Navarro, B., & Bar-Oz, G., 2010. Lower Paleolithic hominin ecology at the fringe of the desert: Faunal remains from Bizat Ruhama and Nahal Hesi, northern Negev, Israel. *Journal of Human Evolution*, doi:10.1016/j.jhevol.2010.01.008.

Zaidner, Y., Yeshurun, R., Mallol, C., Martinez-Navarro, B., Eisenmann, V., VanNieuwenhuysen, D., et al., 2010. Early Pleistocene hominins outside Africa: Recent excavations at Bizat Ruhama, Israel. *Paleoanthropology*, 2010, 162–195.

Zilberman, E. 1986. Pliocene–Early Pleistocene surfaces in the northwestern Negev: Paleogeography and tectonic implications. Jerusalem: Geological Survey of Israel, GSI/26/86.

Zilberman, E., Levy, Z. and Buchbinder, B., 1989. The Neogene sequence of the Be'er Sheva "Great Quarry": A reevaluation. *Isr. Geol. Soc., Ann. Meet. Ramat Hagolan (The Golan Heights)*, p. 73.

Zilberman, E., Roded, R. and Buchbinder, B., 1993. The Neogene and the Quaternary sequence in the 'Arad-'Aroer Valley. *Geol. Soc. Ann. Meet., Arad. Field Trips Guidebook* pp. 1-20 (in Hebrew).

סיור - שדה הנפט של חלץ, מרץ 2012
 מטרת הסיור - להכיר שדה נפט פעיל ואת כל הבעיות
 הכרוכות בפיתוחו ובתפעולו

דר' יעקב גלבוש

שדה הנפט של חלץ, הממוקם בדרום מישור החוף, משתרע על 12.5 קמ"ר ומורכב משלושה שדות:

ברור, חלץ וכוכב (ציור 1)

השדה התגלה ב- 1955 והוא מפיק משכבות חול ודולומיט מגיל קרטיקון תחתון (תצורת חלץ) ומשכבות גיר יוראסיות. ההפקה ממאגרי הנפט בשדה חלץ נמשכת 55 שנים, בהן הפיקו כ- 18 מיליון חביות (שהן פחות מרבע מתצרוכת הנפט השנתית של מדינת ישראל).

סה"כ נקדחו 86 קידוחים בשדה (41 בחלץ, 12 בברור ו-32 בכוכב), מרביתם לעומק 1,550-1,700 מ', מתוכם הפיקו 56. תפוקת הנפט כיום, נעה בסביבות 80 חביות/יום מ-3 בארות בלבד (בחלץ).

השדה הופעל מתוך חזקת חלץ ע"י חברת לפידות, שהעניקה ב-1986 לחברת נפטא זכות להמשיך ולפתחו. עם תום 50 שנה (30 שנה ועוד 20 שנה הארכה), נסתיים תוקף החזקה. השדה הוענק ברישיון לחברת Avenue Energy Israel. חברה זו לא עמדה בתנאי הרישיון ולאחרונה הועברו הזכויות בו ללפידות-חלץ שותפות מוגבלת.

שדה חלץ המשתרע לאורך 11 ק"מ, בעל מבנה אנטיקלינלי שכיוונו צפון-מזרח והמחולק למספר בלוקים מפיקים. העדר שכבות מגיל יורה עליון מעיד על תנוחה גבוהה של מבנה חלץ באותו גיל. ארוזיה קדם קרטיקונית עיצבה קניון (תעלת גברעם) שחוצה את מקטע חלץ בכיוון צפון מערב. תעלת גברעם בתוככי השדה, אורכה 16 ק"מ ורוחבה כ-7 ק"מ והיא מלאה בכ-1,000 מ' של פצלים המשתייכים לתצורת גברעם מגיל קרטיקון תחתון.

שברים מקבילים למבנה נוצרו בזמן התרוממות המבנה בסוף היורה ובפאזת הקימוט האלפינית (קרטיקון עליון - טרצייר). שברי מתח רוחביים שנוצרו בזמן הנאוגן מחלקים את המבנה לגושים נפרדים (ציור 1).

החתך הסדימנטרי שנחדר ע"י קידוחים בשדה חלץ, עוביו כ- 6,000 מ', ומכיל שכבות מגיל טריאס תיכון ועד הולוקן.

כ-97% מהתפוקה בשדה חלץ מקורה בתצורה הקרטיקונית והיתרה הופקה משכבות גיר מגיל יורה עליון (ציור 2).

שדה חלץ מהווה צירוף של מלכודת סטרטיגרפית - סטרוקטורלית ע"ג אנטיקלינה שבורה שכיוונה צפון מזרח, בתוך אזור המעבר (Hinge belt). האנטיקלינה השבורה, שעוצבה בפאזת הקימוט הקרטיקונית - אאוקנית, נטויה בצורה מתונה בכיוון מזרח ושבורה מצידה המערבי. החולות הקרטיקונים שהוסעו ע"י הנהרות מהיבשה לכיוון הים, נחסמו ממערב ע"י גופי שוניות הגיר היוראסיות שנוצרו באזור המעבר בו נמצא שדה חלץ. החולות הצטמצמו בכיוון מעלה המבנה וכך נוצרה מאוחר יותר המלכודת הסטרטיגרפית. חולות המאגר, של תצורת חלץ, מכוסים ומופרדים ע"י פצלים.

פצלי תצורת גברעם נחשבו שנים רבות כמקור הנפט של חלץ, אך אנליזות שבוצעו, הצביעו על כך שאין דמיון גיאוכימי בין הנפט לבין הדוגמאות שמוצו מהפצלים. בין וסופר (1987), הראו על קיום דמיון כזה בין הנפט בחלץ לביטומן שמוצה מתצורת ברנע מגיל יורה תיכון.

אין וודאות שביטומן זה מוצאו מתצורת ברנע, או הוא תוצר של נדידה ממקורות אחרים. לגבי הנפט של חלץ, ההנחה היא שהנפט נוצר במערב, בעומק 4,500-5,000 מ', ונדד אח"כ מזרחה, כלפי מעלה, מתחת לכיסוי האטום של פצלי גברעם ונאגר בגיר היוראסי ובחולות חלץ. נדידת הנפט דרך השברים ולכידתו במאגרי חלץ התרחשו בנאוגן.

הנפט הופק מתשע שכבות שונות (ארבעה חולות ושלושה גופים קרבונטיים מגיל קרטיקון תחתון) (תצורת חלץ) ושני גופים קרבונטיים נקבוביים מגיל יורה. למרות שנמצאו סימני נפט במספר שכבות אחרות, לא הופק מהן נפט.

חולות חלץ, הנמצאים בעומק 1,400-1,600 מ' מתחת לפני הים, הם המאגרים העיקריים. שלוש שכבות חול (A-Z ו-W,K) בעובי 1-12 מ'. המופרדות ביניהן ע"י פצלים, משתייכות לפרט החול האמצעי של תצורת חלץ בעוד שחול B משתייך לפרט החול התחתון (חול כוכב).

השכבות המפיקות הן:

גיר LC11 - מצוי מעל פרט החול האמצעי של תצורת חלץ. הפיקו רק מבאר אחת במשך כ-23 שנה, כ-0.8 מיליון חביות.

חול K - חול דק, בעובי 1-2 מ', המשתרע על רוב שטח השדה, דק-בינוני גרגר עם חומר מלכד קלציטי-דולומיטי, שקע בסביבות לגונריות ותעלות גיאות, ערכי נקבוביות עד 30% ומוליכות עד 200 מילידארסי. 14 בארות הפיקו החל מ-1965 סך של 1.9 מיליון חביות.

חול W - חול דק-בינוני גרגר, עם מעט חומר מלכד קלציטי-דולומיטי, שקע בסביבות תעלות גיאות וסביבות אאוליות. ערכי נקבוביות עד 32% ומוליכות אף למעלה מ-200 מילידארסי; תכולת חרסית ברמה גבוהה גרמה במקטעים רבים להקטנת ערכים אלה. החל מ-1965, 13 בארות הפיקו כ-2.2 מיליון חביות.

חול A-Z - נוצר בסביבות השקעה דומות לאלה של חול W ובעל תכונות דומות. במזרח המבנה מופיע כגוף חול אחד בעוד שבמערב הוא מופיע בשתי שכבות, זוהי שכבת המאגר העיקרית של שדה חלץ, כאשר מ-1955, 29 בארות הפיקו ממנה 9.9 מיליון חביות.

דולומיט - כוכב - דולומיט שונייתי המשתרע במערב כוכב וחלץ. התפוקה מדולומיט כוכב מושפעת מהשינויים הליטולוגיים (גיר) וע"י פריצת מי האקוויפר שמתחתיו. מ-1963, 11 בארות הפיקו ממנו 0.75 מיליון חביות.

חול B - אבן חול, מלוכדת מעט, מאוד דקה-בינונית גרגר, ממקור אאולי שהושקעה באזור החוף. נקבוביות ממוצעת של 24% ומוליכות ממוצעת של 200 מילידארסי. 9 בארות הממוקמות רק בשדה כוכב, הפיקו מ-1962 כ-1.35 מיליון חביות.

גיר משען - גיר אאוליתי המשתייך לפרט משען, תצורת חלץ (בסיס הקרטיקון התחתון) - קשור לגיר נירעם היוראסי ויוצר איתו מאגר אחד. 2 בארות, הפיקו ממנו בין 1963 ל-1968, כ-0.14 מיליון חביות.

גיר נירעם - גיר שונייתי בעיקרו, מגיל יורה עליון; המטריקס כמעט אטום ונקבוביות משנית מפותחת בסדקים. פריצת מים מואצת דרך הסדקים גורמת להגבלת התפוקה לחלקים הגבוהים של שדה כוכב בלבד. 2 בארות הפיקו כ-0.27 מיליון חביות.

קלקארניט ברוך - קלקארניט סדוק מגיל יורה תיכון שהפיק כמות מזערית של נפט בדרום השדה (ברור). באר אחת הפיקה כ-8,600 חביות.

נפט התגלה גם בתצורת תלמים בצפון שדה כוכב, אך פריצת מים מנעה את המשך ההפקה מהקידוח. סימני נפט מבלי לבצע ניסיונות הפקה, התגלו בשכבות אחרות של תצורת חלץ; חול LC A13 וחול A (פרט החול התחתון).

המאגרים

מערכת השברים הרוחביים מחלקת את מבנה חלץ ל-9 גושים (בלוקים) עיקריים וכל גוש מכיל מספר אופקים (מאגרים) מפיקים (ציור 3). בסה"כ הוגדרו בשדה כ-42 מאגרים. רוב המאגרים משתרעים על 0.15-1 קמ"ר, ורק שניים משתרעים על יותר מ-5 קמ"ר. המאגרים פתוחים במורד המבנה, כלפי אקוויפר גדול וכתוצאה מכך קיימת זרימת מים פעילה לתוכם. דחיפת המים הטבעית גורמת למיצוי יעיל של המאגרים, לעומת זאת במאגרים כדוגמת חול K, חסרי קשר ישיר לאקוויפר, מכניזם ההפקה מתבסס על ירידת לחצים בלבד, וכתוצאה מכך אחוזי ניצולם נמוכים.

מבין 42 המאגרים, 39 הפיקו בין 0.1 ל-7 מיליון חביות. מאגר אחד, בו נמצא גם קידוח חלץ 1, הפיק כ-7 מיליון חביות שהם כ-43% מתפוקת השדה, לעומת זאת 15 מאגרים קטנים, או 38% מכלל המאגרים הפיקו 1,000-10,000 חביות כ"א, ויחד רק כ-1.2% מהכמות הכוללת שהופקה.

היסטוריית ההפקה

לאחר התגלית בשנת 1955, נקדחו 26 בארות ב-1956-1957 באזור חלץ-ברור, ולאחר מכן קצב הקדיחה ירד ל-2 קידוחים בשנה. עם גילוי שדה כוכב, המהווה למעשה השתרעות השדה כלפי צפון, ב-1962 הוגבר מחדש קצב הקדיחה עד שנת 1965. לאחר מלחמת ששת הימים, מאמצי הפקה רוכזו במפרץ סואץ וקצב הקדיחה בשדה חלץ ירד והגיע לשפל של שני קידוחים בעשר שנים (שנות השבעים).

עם החזרת שדות הנפט בסואץ חודש העניין בשדה חלץ וב-1983 התחילו בפעילויות שונות לפיתוחו. לאחר תקופה בה הפיקו תשעה קידוחים ירדה פעילות ההפקה. כיום מפיקים בשדה רק שלושה קידוחים בקצב שבין 15 ל-40 חביות/יום לבאר.

בגלל מורכבות המבנה של שדה חלץ, והגודל הקטן של המאגרים, רק כ-48% מכלל הקידוחים שבוצעו בו החזירו את ההשקעה, אך בסה"כ הוחזרה כל ההשקעה ונותרו אף רווחים.

המשך פיתוח שדה חלץ

בגלל גודלם של המאגרים, שטח מצומצם ועובי קטן, חלק מקידוחי האימות והפיתוח בשדה יצאו יבשים, בגלל שנקדחו מתחת למפלס המים או בגלל שינויי פציאס (לחרסיות).

נתונים אלה מגבילים מראש את אפשרויות הפיתוח של השדה, שבו לפי הערכות מהנדסי המאגר נותרו עוד באחוז ניצולת של 42%, כשני מיליון חביות נפט בר הפקה ראשונית (בשאיבה קונבנציונלית). כיסי הנפט

שנותרו במאגרים הקטנים, בעיקר בחלקים הגבוהים של המבנה (נפט של "עליית הגג") מצומצמים בנפחם, ולכן הפקתם מותנית בעלויות נמוכות (השקעה והוצאות הפקה).

החל מ-1983 בוצעו הפעולות הבאות:

| כיסוי סייסימי

סקרים סייסימיים D2 (מ-1984 ועד 1991) בכמה שלבים, תוך שימוש בטכניקות חדישות בתהליכי קבלת הנתונים בשדה ועיבודם. נתקבלו החזרות סייסימיות טובות (שלא נתקבלו עד אז באזור, שעזרו בהגדרת המבנה ובמיקום קידוחים חדשים.

| קידוחים חדשים

בין 1983 ל-1991 נקדחו 9 קידוחים, 7 ע"י נפטא, אחד ע"י אימוג ואחד ע"י דלק, מהם; שלושה קידוחים מפיקים, בקידוח אחד הופסקה השאיבה בתחילתה בגלל כניסת מים; בקידוח אחד, בו נתגלה נפט, מושעית הפעילות; וארבעה קידוחים נמצאו יבשים. שני קידוחים נוספים נקדחו בסוף שנות התשעים (חלץ 40 ו-41).

| פיתוח קידוחים קיימים

1. פתיחת שכבות חדשות שטרם הפיקו:
קידוחים בשנות השמונים והתשעים- נפתחו שכבות חדשות ב- 10 קידוחים, שתרמו להמשכיות ההפקה מהשדה.
2. העמקת קידוחים קיימים:
העמקת 2 קידוחים, ב-100-30 מ', לא הניבה תוצאות חיוביות.
3. קדיחה אלכסונית/ו/א אופקית:
על מנת להוזיל עלויות קדיחה (ביחס לקידוחים חדשים) ולאפשר הפקה כלכלית, עומדים לבדוק את האפשרויות לבצע קדיחה אלכסונית/אופקית מקידוחים קיימים. קדיחה כזו מתוכננת בד"כ לכיוון הגבוה של המאגר בו נותרו עדיין כמויות נפט מצומצמות (Attic Oil).
באם לא היו מתבצעות פעולות הפיתוח המתוארות, היה נותר כיום בשדה קידוח מפיק אחד, בקצב של כ-20 חביות ליום (חלץ 1). רק בשילוב כל השיטות והאמצעים המפורטים למעלה ניתן יהיה למצות את שדה חלץ בשיטות ההפקה הראשונית.

פעולות אלה אינן מהוות סוף פסוק בניצול השדה; מאחר וניתן יהיה להגדיל ההפקה ממנו בכ-10-5 מיליון חביות, בשיטות הפקה שלישוניות (CO₂). שיטות אלה נבחנות, ועשויות להיות כלכליות בגלל מחירו הגבוה של הנפט. קיום אקוויפר פעיל, המסייע לניצול יעיל של המאגרים בשדה חלץ, הופך את ההפקה השניונית (החדרת מים) למיותרת.

References:

- Bein A, and Z. Sofer, 1987, Origin of oils in the Helez Region, Israel- Implication for exploration in the Eastern Mediterranean: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. P. 55-75.
- Gilboa Y., H. Fligelman and B. Derin, 1990, Helez-Brur-Kokhav field, Israel. Southern Coastal Plain: American Association of Petroleum Geologists, Treatise of petroleum Geology, Atlas of oil and gas fields - structural traps IV -Tectonic and Nonetectonic Fold Traps - compiled by E.A. Beaumont and N.H Foster, p. 319-345.
- Gilboa Y., and H. Fligelman, 1992, Further Development of the nearly depleted Helez oilfield Isr. J. Earth Sci. 40 (Volume in honor of Prof. L. Picard).

מסלול הסיור - (ציור 4)

הסיור מתוכנן לנסיעה בכל כלי רכב, בדרכי העפר של שדה הנפט, ללא הליכה. הירידה לשדה כוכב היא מכביש צומת גבעתי-שדרות, ב.צ. 118075/116800. נסיעה של 02 דקות מאשקלון.

תחנה מס' 1

קידוח כוכב 1; קידוח התגלית של שדה כוכב (1962) הפיק רק משכבת B כ- 450,000 חביות, מאחר והוא נמצא בחלקו הירוד של המבנה הוא משמש כיום, להחדרת שפכים תעשייתיים (סודה קאוסטית). פעולת ההחדרה בגרביטציה מתבצעת ע"י חברת לפידות עבור בתי הזיקוק בקצב של 200-250 חביות ליום. החדרה נעשית גם בקידוח כוכב 4, צפונית לקידוח כוכב 1.

במידת האפשר, מבט פנורמי מגבעת הכורכר (מיקום קידוח כוכב 5) על פני חלקו המפיק של שדה כוכב. הסבר במקום על מבנה השדה, חלוקתו לגושים; בעיות שינויי הפציאס, היווצרות המלכודת, שיטות הפיתוח העדכניות ושיטות ההפקה משדה הנפט והולכתו. מבט מרחוק על סוללת ההפקה, קידוח כוכב 5 עצמו מהווה דוגמא להפקה משתי שכבות בו זמנית (חול W ודולומיט כוכב).

זמן משוער 45-60 דקות. נסיעה 5-10 דקות.

תחנה מס' 2

מותנה במזג האוויר ומצב הדרכים.

קידוח כוכב 29 - קידוח שנקדח בשנת 1987, בעלות נמוכה והמשיך להפיק עד סוף שנות התשעים. קידוח זה מועמד לקדיחה אלכסונית, כלפי מערב, לניצול חלקו הגבוה של המאגר שלא נוקז ע"י הקידוח הקיים. ניתן לצפייה מכוכב 5.

תחנה מס' 3

סוללה מס' 7 - בשדה כוכב; לסוללה זו מועבר הנוזל המופק מקידוחי כוכב ובה מתבצעות פעולות הפרדה של הנפט מהמים והכנתו להובלה בצינור קצא"א לבתי הזיקוק.

זמן 20 דקות. נסיעה 20 דקות.

עליה על הכביש ונסיעה לכיוון מחנה לפידות בחלץ.

תחנה מס' 4

קידוח ליד קידוח חלץ 18, קידוח לבדיקת אפשרות החדרת OC_2 (חומר פליטה של תחנות כוח) בתוך מאגרי הנפט של שדה חלץ. תיאור מכונת הקידוח וצורת הפעלתה. דיון קצר על הפקה שלישונית.

זמן 1 שעה.

תחנה מס' 5

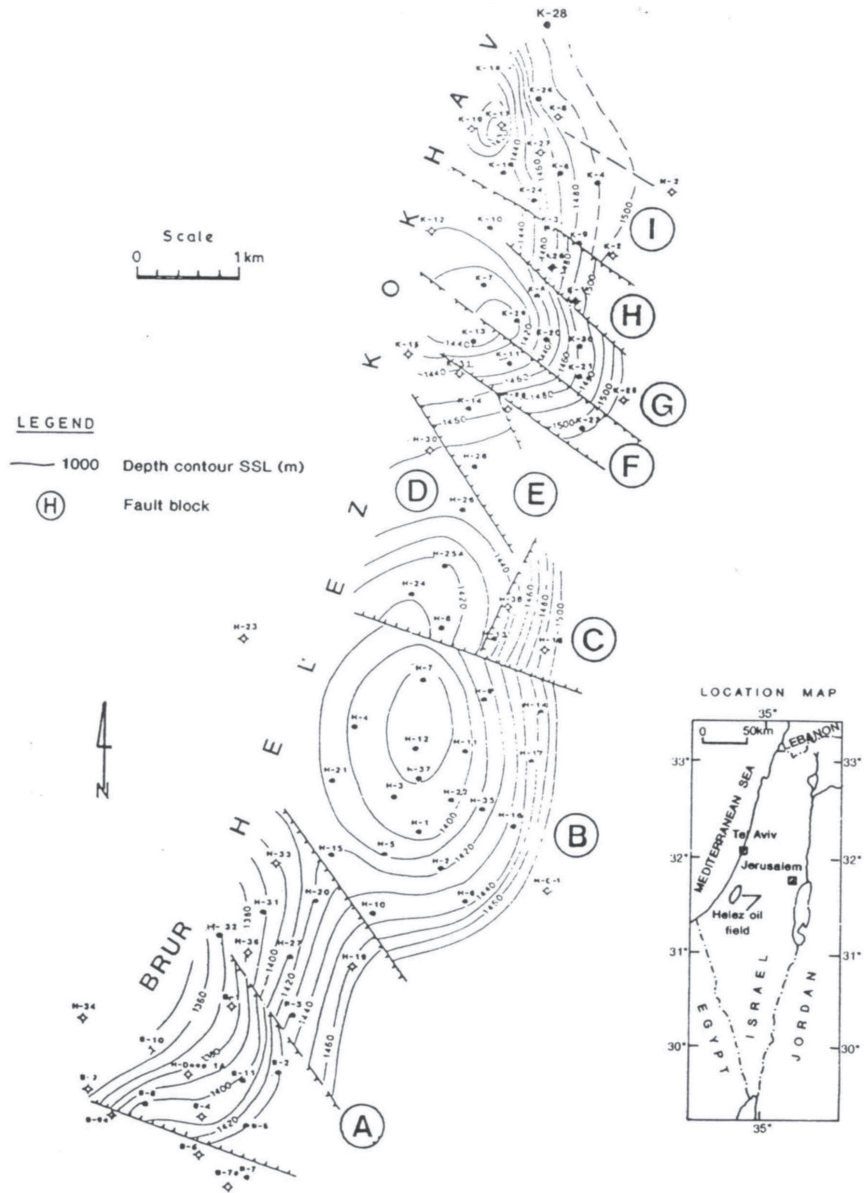
קידוח חלץ 40, קידוח שנקדח בסוף שנות ה-90 בחלקו הגבוה של הבלוק הגדול ביותר בשדה חלק, ניצול Attic Oil. לידו קידוח חלץ 41, שלאחרונה הוכן להפקה באמצעות ניקוב הצנרת (Casing) מול השכבה המפיקה. באם הזמן יאפשר ביקור בחלץ 37 שפעילותו חודשה לפני למעלה מ-20 שנה, ע"י פתיחת שכבות חדשות.

זמן - 15 דקות. זמן נסיעה 15 דקות.

תחנה מס' 6

מחנה לפידות בחלץ; ביקור בקידוח חלץ 1, קידוח התגלית ב-1955 המשיך להפיק עד היום. הסבר עקרונות ההפקה (משאבה, צינורות ההפקה, קצב ההפקה), ביקור באגף התפוקה והשירותים (מילוט, מבחנים וכו'); בתי המלאכה, מכונת קידוח ו/או שירותים; מחסנים. הביקור נועד להמחיש את המורכבות ואת האמצעים הרבים שיש להשקיע בפעולות החיפושים של הנפט.

זמן 1 שעה.



ציור 1 - מפת מבנה ומיקום הקידוחים בשדה חלץ

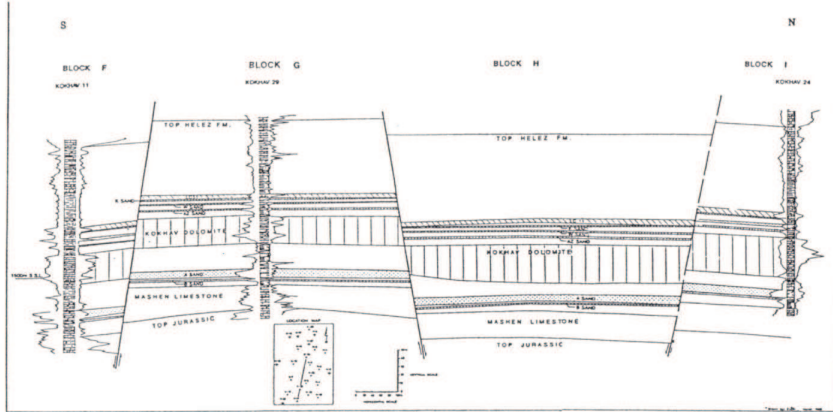


Fig. 3. Geological cross section A-A'(N-S) of Helez Formation.

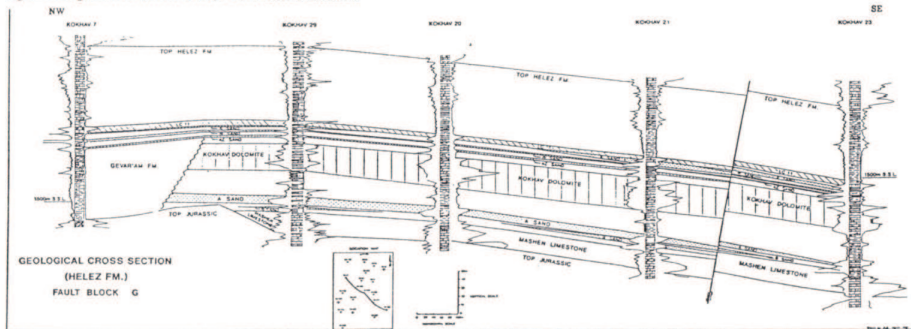
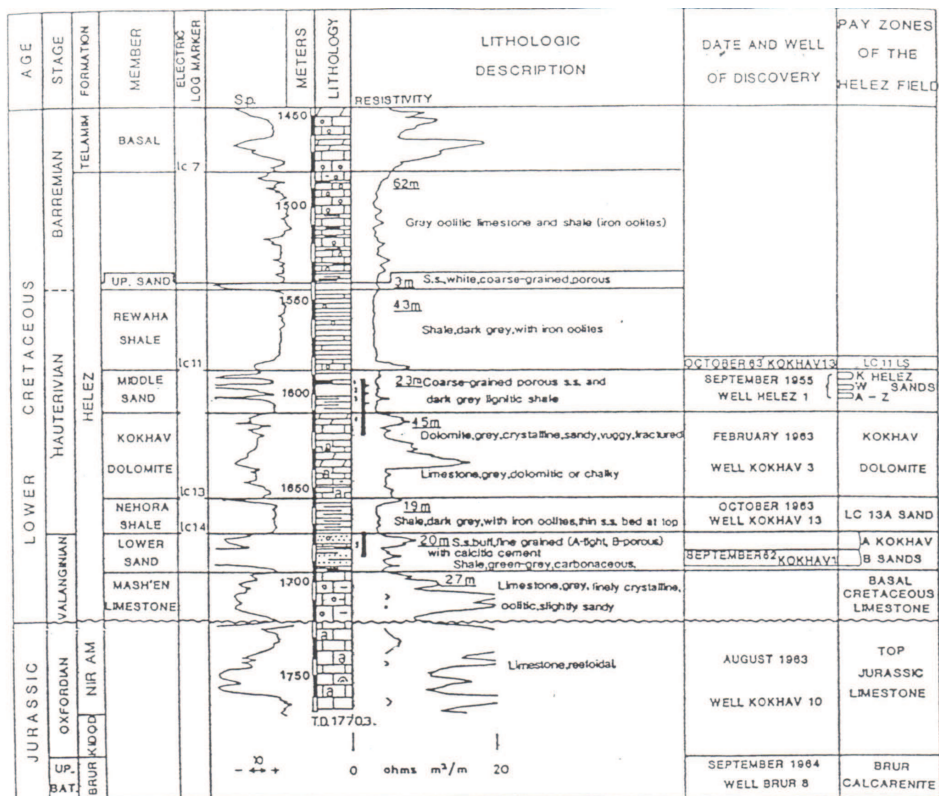
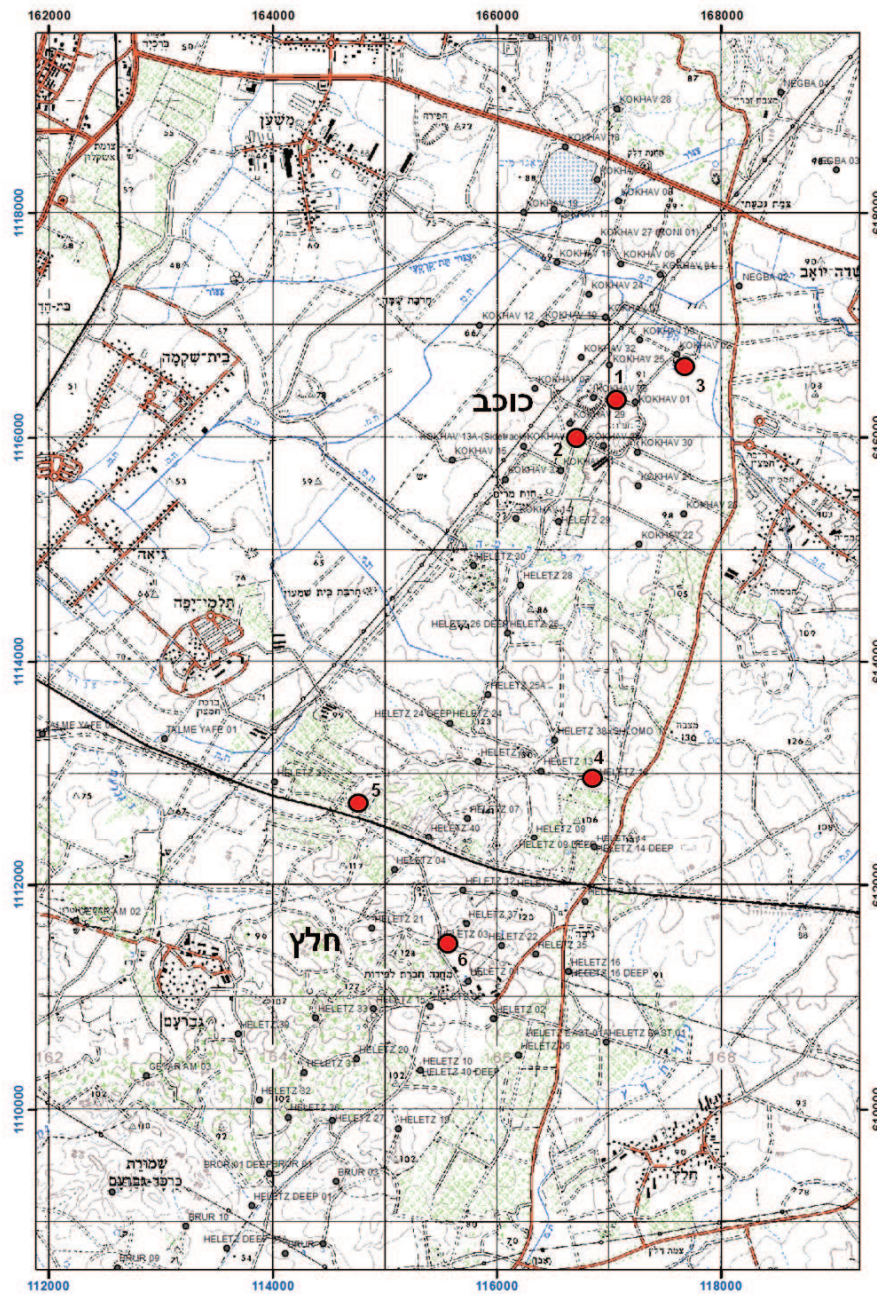


Fig. 4. Geological cross section B-B'(SE-NW) of Helez Formation, fault block G.



צור 3 - חתכי רוחב גיאולוגיים - האופקים המפיקים של שדה כוכב

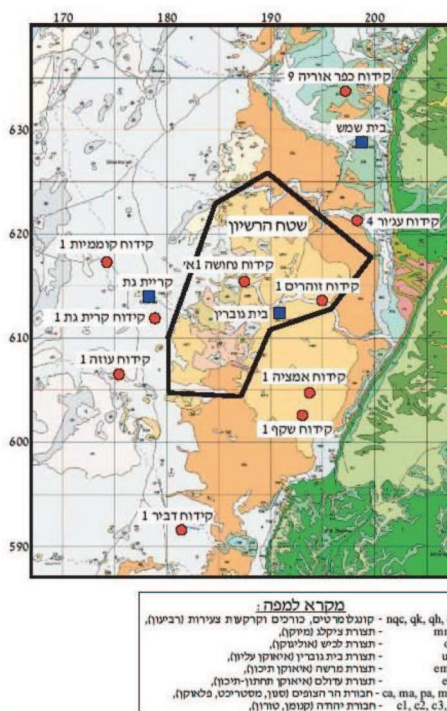


צילור 4 - כופת מיקום התחנות בסיור

דר' יובל ברטוב
חברת Israel Energy Initiatives

רקע גיאולוגי

שטח הרשיון של חברת IEI מצוי בשפלת יהודה, בין קריית גת, ממערב, לשיפולי הרי יהודה, ממזרח (איור 1), והוא ממוקם בתוך סינקלינה רחבה המכונה אגן השפלה (Gvirtzman et al., 1985). אורך הסינקלינה כ-90 ק"מ ורוחבה המקסימאלי כ-35 ק"מ, והיא מתוחה ממערב להרי יהודה. הסינקלינה ממוקמת בין אנטיקלינות חברון ורמאללה ממזרח לבין מבנה חלץ ממערב והיא א-סימטרית, כאשר הנטיית בחלקה המזרחי, לכיוון קמרי חברון ורמאללה, תלולות, ואילו בחלקה המערבי הן מתונות בהרבה. מיפוי גיאולוגי של חלקי האגן השונים ושוליו נערך ע"י מספר חוקרים במהלך שנות ה-60 ועד שנות ה-80, אולם לצורך הדיון הנוכחי יעשה שימוש במפה הגיאולוגית בקנ"מ 1:200,000 (Sneh et al., 1998), המכסה את שטח האגן בכלל ואת אזור הרשיון בפרט.

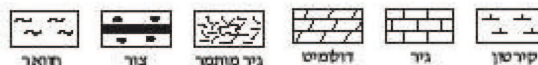


איור 1: מפה גיאולוגית של אזור שפלת יהודה ומתאר הרשיון לחיפוש פצלי שמן של חברת IEI.

מעקב אחרי שכבות חבורת יהודה מראה היטב את מבנה האגן; החבורה חשופה בפני השטח באנטיקלינת חברון (איור 1), אולם מצויה בעומק רב בסינקלינה (עד 700-900 מ' מתחת לפני השטח) (על פי המפות הסטרוקטוראליות של הירש, 1983 ושל המכון הגיאופיזי - Fleischer and Gafso, 2003). חבורת יהודה מהווה את הבסיס עליו מונחות יחידות צעירות יותר בסינקלינה, רובן שייכות לחבורות הר הצופים ועבדת מגיל סנון-פלאוקן ומגיל איאוקן, בהתאמה (איור 2). הרבדת חבורת הר הצופים התרחשה תוך כדי הקימוט והשתפלות האגן (Gvirtzman et al., 1985), ולכן העובי של החבורה בכלל ושל יחידת פצלי השמן בפרט, משתנה כפונקציה של המיקום באגן. העובי של החבורה מקסימאלי במרכז האגן (מאזור בית שמש ודרומה) ומגיע, לכ- 500 מ'. בקידוח אדרת שנקדח במסגרת הסקר הנוכחי, וממוקם לא הרחק מציר הסינקלינה, נמצא שעובי חבורת הר הצופים עולה בודאות על 500 מ'. בקידוח לכיש נחדרה כל חבורת הר הצופים ונמצא שעוביה 461 מ'. תהליך ההשתפלות של האגן היה מהיר במיוחד בתקופת המסטריכט, אז הצטברו באגן סדימנטים בתנאים חסרי חמצן ולכן החומר האורגני נותר בהם והפך ברבות הימים לפצלי השמן (תצורת ערב והחלק העליון של תצורת משאש; איור 2).

| הידרולוגיה | סטריגרפיה | | | |
|------------|-----------|-----------|-------|------------|
| | גיל | ליטולוגיה | תצורה | חבורה |
| אקוויטארד | איאוקן | | עדולם | ערב הצופים |
| אקוויקלד | פלאוקן | | סקיה | |
| אקוויטארד | מסטריכט | | ערב | |
| אקוויקלד | סנון | | משאש | יהודה |
| אקוויטארד | טורון | | מטחה | |
| אקוויטארד | טורון | בעת | | |

מקרא



איור 2: חתך עמודי מוכלל והיחידות הגיאודידרולוגיות באגן שפלת יהודה.

חבורת הר הצופים כוללת ארבע תצורות (איור 2). הרכב כל תצורה, עוביה והשינויים בעובי זה בתוך אגן השפלה תוארו בעבר ע"י Buchbinder (1969). מאחר והן תצורת ערב והן תצורת משאש בנויות בעיקר מקירטון עשיר בחומר אורגני קשה לזהות את המעבר בין שתי התצורות במטחן קידוחים, ולכן הן הוגדרו פעמים רבות תחת שם אחד - תצורת עין זיתים. במסגרת הסקר הנוכחי זוהה המעבר בקידוחים בין שתי התצורות באמצעות הגדרות גיל פלאונטולוגיות, ולכן יעשה כאן שימוש בשמות המקובלים - תצורת ערב ומשאש.

נתוני לוגים חשמליים, בדיקות גיל פלאונטולוגיות והשוואת מטחנים מקידוחים אפשרו בעבר שחזור העובי והרכב של התצורות הבונות את חבורת הר הצופים באגן השפלה. קידוחי הסקר שהושלמו עד כה סיפקו מידע משלים רב. אמינות מידע זה גבוהה מאוד מאחר והמידע מבוסס על גלעינים רציפים וכן על נתוני לוגים חשמליים. תצורת מנוחה, שהיא התחתונה מהתצורות הבונות את חבורת הר הצופים והרכבה קירטון וחואר, נחדרה במסגרת קידוחי הסקר רק בקידוח לכיש. נמצא שעובייה הוא 47 מ'. השוואה לקידוחי מים סמוכים מצביעה על עובי של דומה עשרות מטרים לתצורה זאת. תצורת משאש שמעליה, הבנויה מסלעי קירטון ביטומניים ומפוספוריט מגיל קמפן, מגיעה לעובי של כ-200 מ' (בקידוח אדרת). שכבות הצור העבות, המאפיינות תצורה זו בדרום הארץ, מדקקות באגן השפלה עד לעובי של 5-20 מ' (Buchbinder, 1969). בשל כך קיבלה יחידת הצור באגן השפלה את הכינוי "לשון המשאש" (Gvirtzman and Reiss, 1965).

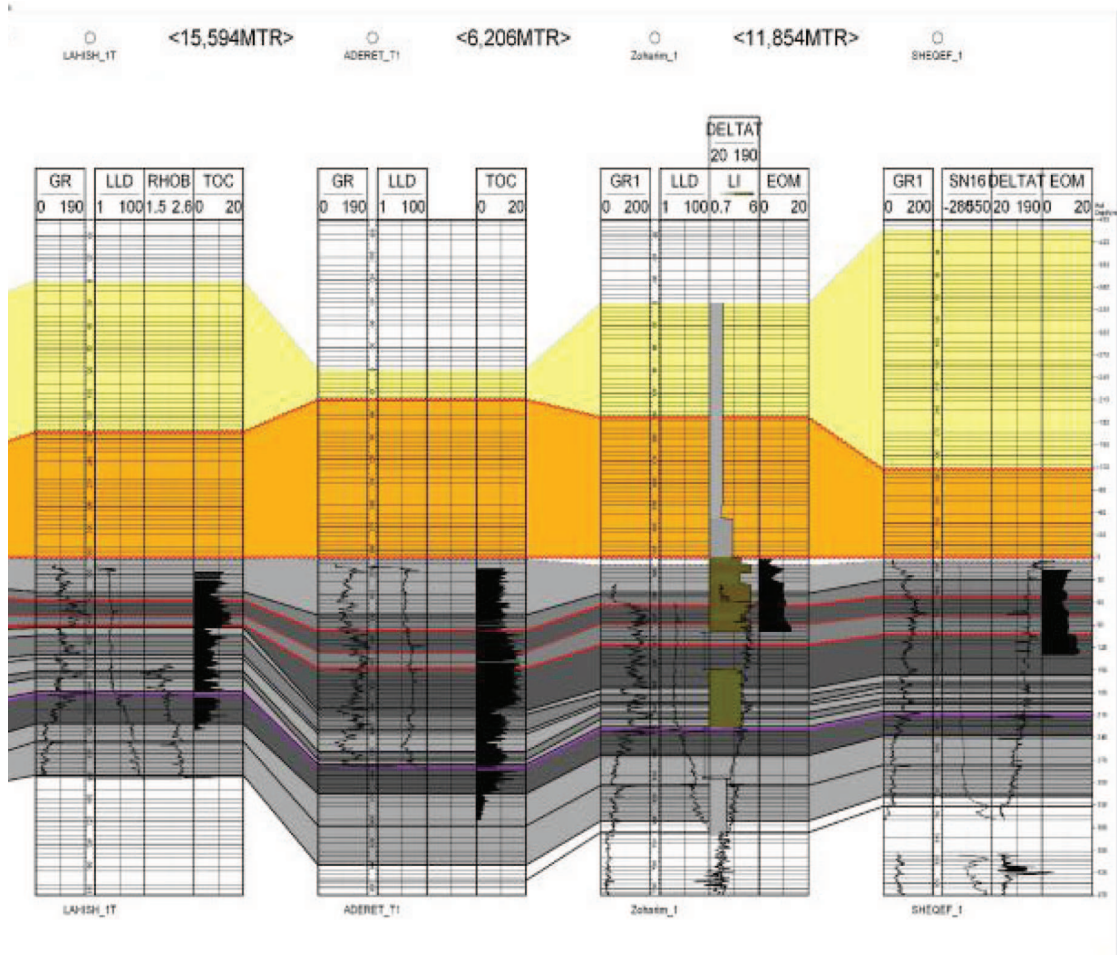
מעל תצורת משאש מונחת תצורת ע'רב, המהווה גם את יחידת פצלי השמן העיקרית. עוביה בקידוח אדרת הוא כ-170 מ', בקידוח נחל גוברין כ-124 מ' ובקידוח לכיש 92 מ'. התצורה מורכבת מקירטון כהה, עשיר בחומר אורגני, ולכן מכונה (בטעות) פצלי שמן. קידוחים ייעודיים באגן השפלה לבדיקת תכולת החומר האורגני בפצלי השמן נעשים, כאמור, במסגרת הסקר הנוכחי, ונעשו בעבר ע"י המכון הגיאולוגי באזור בית שמש-הרטוב-צרעה, כלומר מצפון לשטח הרשיון של חברת IEI. במסגרת זו נקדחו שני קידוחים - הרטוב ב' וצרעה ב' (Shirav and Ginzburg, 1980). תכולת החומר האורגני הממוצעת בקידוח הרטוב ב' היתה 15.2% ובקידוח צרעה ב' 14.6%, עם ריכוזים של עד 24% בראשון ו-20% בשני. ערכים דומים נמצאו בקידוח אדרת שנקדח במסגרת הסקר הנוכחי.

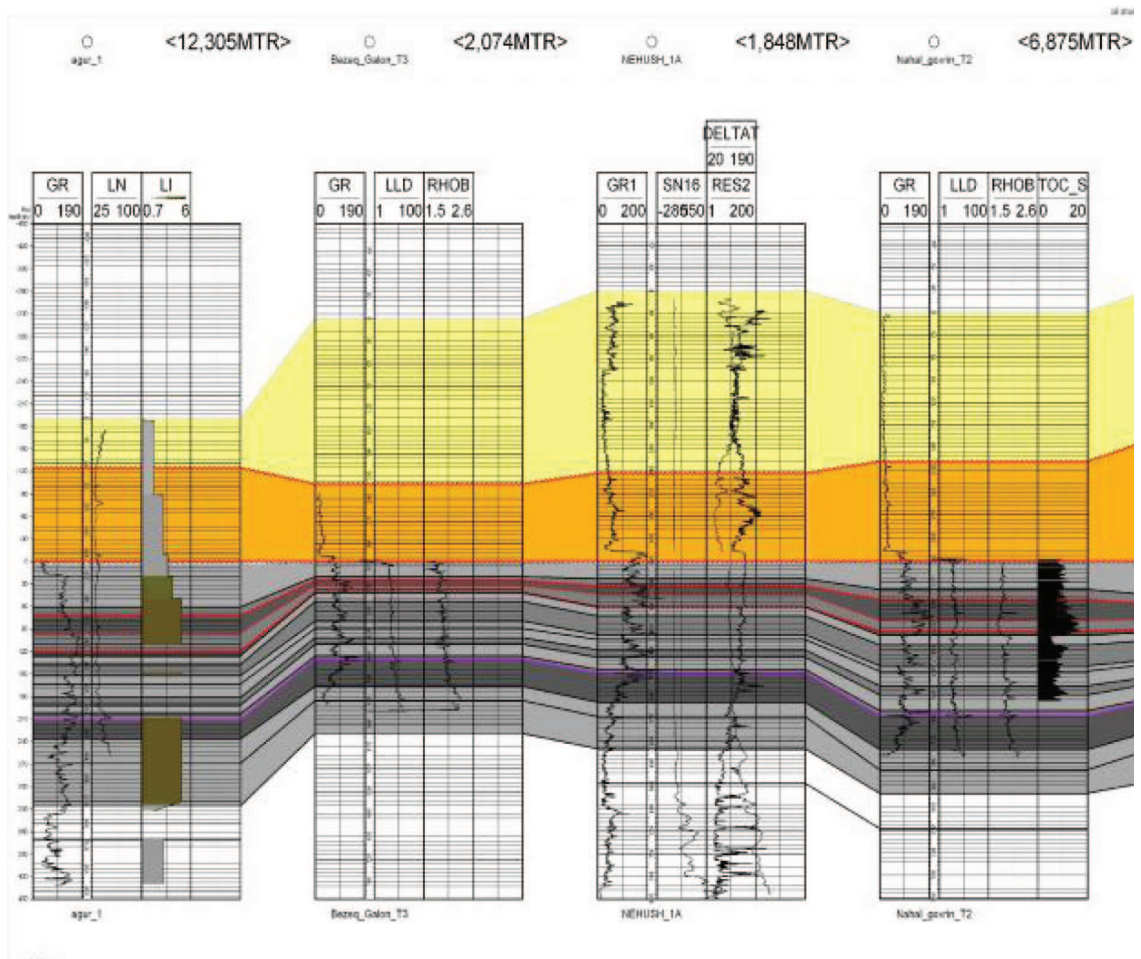
מעל תצורת ע'רב, קרי בראש החתך של חבורת הר הצופים, מופיעה תצורת טקיה החווארית-קירטונית. עוביה בקידוח נחל גוברין 152 מ', בקידוח אדרת 212 מ' ובקידוח לכיש 167 מ' (טבלה 1).

מעל חבורת הר הצופים מופיעים באגן השפלה סלעי הקירטון מכילי הצור של חבורת עבדת ויחידות נוספות צעירות יותר. בקידוח נחל גוברין נקדחו 179 מ' של סלעים כאלה, בלכיש 201 מ', ובקידוח אדרת רק 40 מ'. כלומר, החתך העבה והמשובח של פצלי השמן באגן השפלה מכוסה ביחידות בעובי משתנה. מצב זה מתאים מאוד להפקה בשיטת ה-in situ.

איור 3 מציג את חתך הגיאולוגי בין קידוחי הסקר הגיאולוגי ובהם ניתן לראות את שינויי העובי בתצורת ע'רב כפונקציה של המיקום בסינקלינה. החתך כולל מספר אי התאמות המכתיבות שינויי עובי אלו.

חישוב פוטנציאל ההפקה של פצלי השמן באגן נעשה על פי דוגמאות סלע רציפות שנידגמו בקידוחים השונים. ערכים מדודים של כמות החומר האורגני בחתך בצמוד להגדרת שינויי העובי הטרלים של כל יחידה איפשרו חישוב נפחי של פצלי השמן. חישובים אלו הראו כי באזור הרישיון קים פוטנציאל של כ-90 מליארד חביות נפט אותן ניתן להפיק בשיטת המיצוי התת קרקעי.





איור 3: חתך רוחב מצפון לדרום באגן השפלה הדרומית (צהוב - פרט עדולם, כתום - תצ' טקיה, גוני אפור תצורת ערב, מישאש ומנוחה).

עקרונות הפקת נפט בשיטת המיצוי התת קרקעי (In-Situ)

שיטות מיצוי דלקים מפצלי שמן דומות בבסיסן, בהיבט זה שתכליתן להמריץ ולקצר את התהליך הטבעי של הבשלת הקרוגן אשר בסלע, עד הפיכתו לדלקים ולגזים. עם זאת, בניגוד לשיטות ישנות שחייבו כריה של פצלי השמן בשיטת המיצוי התת קרקעי נעשה החימום בשכבת פצלי השמן, באמצעות קידוחים אל עומק שכבת המטרה. חימום איטי, הדרגתי וממושך מביא את החומר האורגני לכלל פירוק לדלקים קלים באיכות גבוהה ביותר. את הדלקים הללו יש להביא אל פני הקרקע, בדומה לנעשה בתעשיית הנפט. בפני השטח נאספים התוצרים ומטופלים בהתאם לאיכותם ולכמותם.

ההיבט הסביבתי

שיטת המיצוי התת קרקעי של פצלי השמן, בה מתעדת IIEI לעשות שימוש, נושאת מספר יתרונות סביבתיים חשובים ביחס לשיטות הפקה אחרות. ראשית, "טביעת הרגל" הסביבתית המזערית הכרוכה בה: שיטה זו מאפשרת להפיק כמויות נפט מנפח גדול של פצלי שמן בתת-הקרקע, תוך ניצול שטח קטן מאוד על-פני הקרקע. השיטה מתאפיינת גם ביעילות אנרגטית ואינה מצריכה שימוש במים בתהליך. יתרון חשוב נוסף קשור לצמצום פליטות גזי החממה בתהליך: הליך החימום בתת הקרקע מביא לזיקוק ראשוני של הנפט ובכך מבטל את הצורך בשלבים עתירי פליטות, הנחוצים כיום בתהליך הזיקוק של נפט גולמי. לעובדה זו חשיבות רבה, בהביאה לכך שבחישוב גלובלי יכול פרויקט הפקה מסחרי לשאת תרומה בהקטנת פליטת גזי החממה. כלומר: אם בתי הזיקוק בישראל יחליפו את הנפט הגולמי, שהם מייבאים כיום, בנפט, שיופק בשיטת In-Situ ממרבץ פצלי השמן בשפלה, תיתכן הפחתה בפליטת CO₂ בתהליך.

שלבי פיתוח פרויקט

חברת IIEI מקדמת את המחקר בכפוף ותוך פיקוח שוטף של הרשויות ובתיאום מלא עימן. על פי סכמת הפיתוח העקרונית, שתפורט להלן, כל שלב מבסס את הידע ומשמש כלי לתכנון השלב הבא שלאחריו. על בסיס עקרון זה ולפי העניין ניתן אישור הרגולטורים להתקדם לשלב הבא.

שילבי הפיתוח הינם:

תיאוריות וסימולציות

- א. פיתוח רעיוני - תיאוריות.
- ב. פיתוח סימולציות מחשב של התנהגות מושא הניסוי בתנאי שדה.

ניסוי מעבדה

- א. בניית מערכי ניסוי מעבדתיים והוכחת יכולת החיזוי של הסימולציות.

ניסוי שדה (פיילוט)

- א. פיתוח סימולציות המדמות את התוצאות המצופות בתנאי השדה.
- ב. ביצוע ניסוי מדעי מצומצם, מבוקר ומנוטר בתנאי שדה (בכפוף לביצוע סקר סיכונים) - פיילוט.
- ג. ניתוח תוצאות הניסוי.
- ד. תיקוף המודלים לחיזוי על בסיס התוצאות.

פיתוח מסחרי

- א. ביצוע סימולציות גמלון (up scaling) על בסיס המודלים שפותחו ותוקפו ותכנון מתקן דמו (אבטיפוס).
 - ב. ביצוע ניסוי גמלון (up scaling) - מתקן דמו מבוקר ומנוטר.
 - ג. ניתוח תוצאות.
 - ד. שדרוג ופיתוח לייצור מסחרי בהליך תכנון ובקרה.
- במסגרת שלבים 1 ו-2, ביצעה החברה סקר גיאולוגי מקיף באזור הרישיון, שכלל שורת קידוחי סקר לאיפיון וניתוח המשאב ונתוניו הגיאולוגיים וההידרולוגיים. גלעיני הסלע, שהוצאו בקידוחים אלו, עוברים אנליזה כימית, גיאולוגית ופיזיקאלית במעבדות המחקר באוניברסיטת בן גוריון, במכון הגיאולוגי ובמעבדות בארה"ב ובקנדה המתמחות בתחומים אלו. תוצאות המחקרים הללו, בשילוב בסיס הידע התיאורטי שנצבר בחברה, מהווים נדבך בסיס לתכנון שלב הפיילוט.

הפיילוט

הפיילוט הינו ניסוי מדעי בתנאי שדה, שהיקפו ומשכו מצומצמים. הפיילוט משתרע על שטח שהיקפו הכולל כשמונה דונם, כאשר מתוכם חמישה יישמשו בפועל כמשטח עבודה, וממוקם באזור חקלאי המרוחק מריכוזי אוכלוסיה. התהליך, כפי שיוסבר בהמשך, נושא השפעה מזערית לתושבים באזור ו/או לבעלי החיים ולצומח. לאחר סיום הפיילוט יושב השטח ליעודו ולשימושו המקוריים.

במסגרת הניסוי, כפי שיפורט בהרחבה להלן, יקדחו קידוחי ניטור, השפלת מים, חימום והפקה. לאחר מכן יתבצע חימום של נפח סלע מצומצם בתת הקרקע (בעומק שבין 250-300 מ') באמצעות מחממים חשמליים, ובעקבותיו תבוצע הפקה של נפט וגז בהיקף מוגבל (כחבית עד שתיים ביום בממוצע ובסך הכל חמש מאות חביות נפט). ההליך כולו ינוטר ויבוקר תהליכית וסביבתית באורח קפדני, כדי לספק את הנתונים הנדרשים על המתרחש, ותוצרי ההפקה ישמשו לניתוחים ולניסויי מעבדה

מטרות הפיילוט

ביצוע הפיילוט הכרחי לשם השגת המטרות הבאות:

- א. הוכחת **השימוט הטכנולוגית** של שיטת ההפקה המוצעת בתנאים הגיאולוגיים של מרבץ שפלת יהודה.
- ב. הוכחת **ההיתכנות הכלכלית** לתהליך.
- ג. אימות הערכות לגבי **ההשפעות הסביבתיות** והוכחת יכולת עמידה בתקנים המחייבים בתנאי השטח.
- ד. **תיקוף המודלים** והוכחת ישימותם בתנאי הגיאולוגיה המקומית (History Matching) - ובכך גם הוכחת יכולת החיזוי של המודלים שפיתחה החברה.
- ה. **ביסוס מסד נתונים** לתכנון השלבים הבאים של הפרויקט.
- ו. **מדידת מאזן** מסת החומר (התחלתי וסופי) וכמות האנרגיה המופקת, ותיקוף הגדרת איכות, כמות והרכב הדלקים הנוזליים והגזים ותכונות הסלע בעומק הקרקע.

הליך בחירת אתר הפיילוט

הפיילוט הינו ניסוי מדעי בתנאי שדה. כדי שהפיילוט יהיה בר תוקף חובה לבצעו בתנאים מבוקרים, בהם הפרמטרים המשפיעים על ההפקה ידועים במידת דיוק המדידה המדעית הגבוהה ביותר. אחד הפרמטרים המרכזיים הוא חישוב הנפח המחומם בתת הקרקע. מידע זה הינו קריטי לשם חישוב כמות הסלע, ממנה מופקים הדלקים, ובכך לאפשר ביצוע חישובי הפקה, נתוני פליטות, מאזני מסה ואנרגיה. את הפיילוט, בניגוד לפרויקט מסחרי, נדרש לפיכך לבצע באתר בו העומק אופטימלי לצרכי דיוק ביצוע ומדידה. כל שלב בתהליך מהווה אבן מדרך לזה שבא אחריו. ביצוע פיילוט באתר בו קיימות מגבלות פיזיות אשר יקשו על הדיוק, יערער את תקפות הנתונים שיופקו ממנו, ויהפוך את אבן המדרך לאבן נגף.

העומק האופטימלי לפיילוט

ראשית, על מנת לבצע הפקה בתת הקרקע, על עומק השכבה המחוממת להיות עמוק דיו. משום כך, נדרש כי תהיה שכבת טפל (Overburden) מינימלית - שהיא הבסיס לקיומה של הפקה בשיטת ה-In-Situ. מנגד, העומק חייב להיות מוגבל: ככל שעומק הקידוח גדל, מתרחשות סטיות מהאנך המתוכנן לקידוח ורמת הדיוק יורדת. כאשר המרחק בין הקידוחים הוא קרוב (הכרח הנובע מאיטיות מעבר החום בסלע), יש לכך משמעות גדולה אף יותר, שכן כל סטייה יכולה להשפיע משמעותית על חישוב הנפח המחומם, ובנוסף עלולה להיגרם חבלה הדדית בבארות הקידוח עצמן. אם לסכם בפשטות - שכבת הסלע המחוממת בניסוי חייבת להיות עמוקה דיה, אך לא עמוקה מדי.

ניתוח גיאולוגי מעמיק של כל שטח הרישיון, העלה כי רק בגזרה צרה, בצפון מזרח השטח, מתקיים התנאי המאפשר הגעה לחישובים מדויקים של מיקום הקידוחים, ובמשתמע של גודל הנפח המחומם. ביצוע פיילוט בגזרה אחרת עלול להביא למצב של העדר יכולת לבסס ממצאים ברי תוקף על בסיס הנתונים שיתקבלו בו! בתמצית - להלן מערכת השיקולים:



תקציר הפיילוט

שלבי הפעילות

הפעילות באתר צפויה להמשך כשנתיים ומחצה והיא כוללת שבעה שלבים:

1. הכשרה ראשונית של האתר לקידוחים
2. ביצוע מערך קידוחים (בקוטר של עד 20 ס"מ)
3. הכנת השטח לחימום והפקה (כולל התקנת מתקני איסוף, טיפול וניטור)
4. חימום והפקה
5. קירור והפקה
6. קידוחי גלעינים
7. שיקום השטח ופינוי



איור 4: הדמיית אתר פיילוט (מקור: IEI)

מערך הקידוחים

באתר הפיילוט יבוצעו כעשרים קידוחים אנכיים. מספר הקידוחים הסופי וכן מיקומם ועומקם המדויק יקבעו על פי הממצאים שיתקבלו בתום הקידוח הראשון באתר, שימש כקידוח סקר מוקדם. הקידוחים יכללו:

6-7 קידוחי חימום במבנה משושה בעל צלע של 3 מ'.

2 קידוחי הפקה (ראשית ומשנית) במרכז משושה החימום.

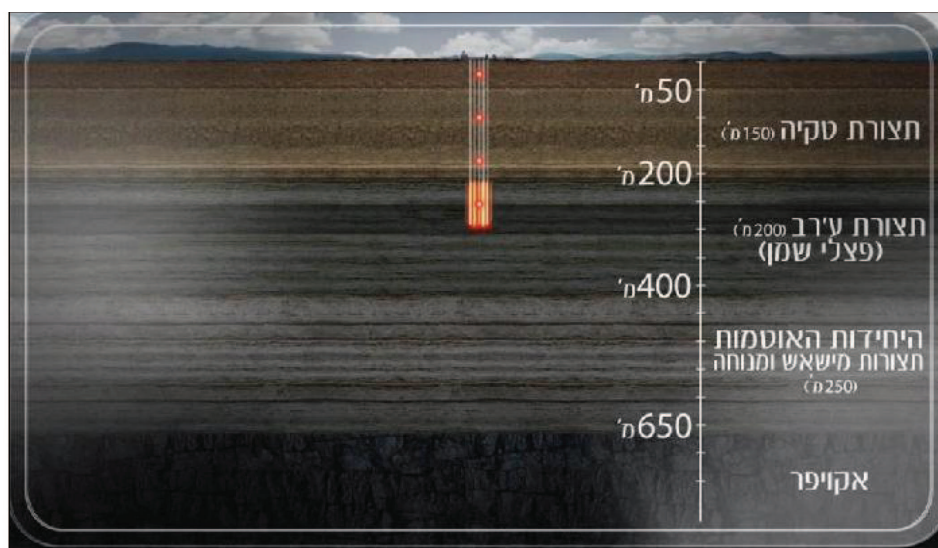
3-4 קידוחי תצפית וניטור בתוך משושה הפקה.

עד 4 קידוחי שפילת מים שימשו, במידת הצורך, גם כקידוחי ניטור תת הקרקע מסביב לאזור הפקה.

2-3 קידוחים לניטור מי התהום, במרחק של עד עשרות מטרים בודדים מאזור הפקה, אשר ימוקמו בהתאם להנחיות השירות ההידרולוגי.

הליך החימום וההפקה

עובי השכבה המחוממת יהיה עד 50 מ' בעומק שבין 250-300 מ'. החימום גורם לפירוליזה - תהליך פירוק, של החומר האורגני המצוי בסלע (קרונן), ללא נוכחות חמצן - שתוצריו דלקים קלים וגזים. בשונה מתהליכי הפקת נפט המוכרים כיום, הזיקוק המשמעותי בשיטה זו מתרחש בעת החימום האיטי בתת הקרקע, ולכן התוצר הצפוי הינו נפט קל ובאיכות גבוהה (דבר המקטין את תרומת התהליך לסך פליטות גזי החממה בחישוב כולל).



איור 5: חתך צד של הפיילוט בשלב החימום וההפקה (לעומק 300 מטר) (מקור: IEI)

מוליכות החום בסלע נמוכה ובשל כך פיזור החום מגופי החימום לא יעלה על מרחק של 9 מ'. ממרחק זה ואילך טמפרטורת הקרקע לא תושפע עוד מהחימום ותמשיך לשמור על טמפרטורת הסביבה הטבעית. ההסבר לכך מצוי בעובדה שהולכת חום נעשית על ידי קונדוקציה (הולכה) - שהינה התרומה העיקרית להעברת החום במקרה דנן, אך היות שנתוני הנקבוביות וממוצע תכולת הקרונן גבוהים בשפלה (ככל שתכולת הקרונן עולה כך יורדת המוליכות), הרי שמפל החום יהיה מהיר ובעל טווח קצר.

מערכת איסוף והולכת התוצרים, שתותקן על פני הקרקע, תהיה מורכבת מראשי קידוח (wellheads) וצינורות לאיסוף הנפט והגז מקידוחי ההפקה, והובלתם למתקני הטיפול אשר יוצבו באתר. כל האלמנטים הקשורים לשלב הטיפול בתוצרים מוכרים וידועים, ומצויים באלפי אתרי הפקה בעולם.

הליך ההפקה נחלק לתוצרים נוזליים וגזים: הפקת תוצרי הפירוליזה הנוזליים מן הקרקע תעשה באמצעות משאבות, ואילו הגז יופק על ידי הפחתת הלחץ במרכז הנפח המחומם. התוצרים הגזיים יקוררו והרכיבים הנוזליים יופרדו מהם. אחרי כן ינוקו הגזים מתרכובות גופריתיות (H_2S) ולבסוף יטופלו במחמצן תרמי. הטיפול יבטיח מענה שיעמוד בתקנים המוגדרים על ידי המשרד להג"ס. המים יועברו לאחסון עד לפינויים לאתר הטיפול המאושר ברמת חובב, והנפט יטופל לסילוק גזים מומסים ולאחר אחסון זמני באתר, יועבר לאפיון מעבדתי וביצוע אנליזות כימיות בחו"ל.

באמצעות חימום הנפח, ניתן יהיה להפיק, בפרק זמן של כשנה, נפט בהיקף כולל של כ- 500 חביות (כ- 5 חביות ביום בשיא ההפקה) וגז טבעי בכמות כוללת של לפחות כ- 42.5 אלף מטר מעוקב.

ביצוע הפיילוט יעשה תחת בקרה וניטור סביבתי של כלל התהליך (רעש, מים, קרקע ואוויר), כמוצג בתכנית הניטור שחברת IEI העבירה למשרד להג"ס (ועיקרה מפורט שוב במסמך זה) ועל פי ההנחיות שיוגדרו לחברה. בתום הפיילוט השטח יושב לקדמותו ויותר ריק ופנוי. במקרים בהם יידרש שימוש חוזר בחורי הקידוח לצרכי ניטור, יושאר צינור בולט מפני הקרקע (בקוטר של 3.5-4.5 אינץ' ובגובה של עד 1.5 מ'), אשר יוקף בחבית מבוטנת (כמקובל בקידוחי ניטור הידרולוגיים וכמתחייב על פי הוראות השרות ההידרולוגי).

מקורות |

Buchbinder, B., 1969. Geological map of HaShefela area, Israel, Scale 1:20,000, with explanatory notes., 13 p. Geol. Surv. Isr., Rep. OD/1/68 and Inst. Petrol. Res. and Geophys., Rep. 1030.

Fleischer, L., Gafsou, R., 2003. Northern Israel, Structural map on top Judea Group. Geophys. Inst. Isr.

Gvirtzman, G., Reiss, Z., 1965. Stratigraphic nomenclature in the Coastal Plain and Hashephela regions. Geol. Surv. Isr., Rep. OD/1/65, 13 p.

Gvirtzman, G., Moshkovitz, S., Reiss, Z., 1985. Senonian to early Eocene Mount Scopus Group in the HaShefela region, Central Israel: Stratigraphy and Basin evolution. Isr. J. Earth-Sci. V. 34: 172-192.

Shirav, M., Ginzburg, D., 1980. A new oil shale deposit in the Hartuv-Zor'a region. Geol. Surv. Isr., Rep. MP 597/80, 15 p.

Sneh, A., Bartov, Y., Rosensaft, M., 1998. Geological map of Israel, 1:200,000, Sheet 2. Geo. Surv. Isr.

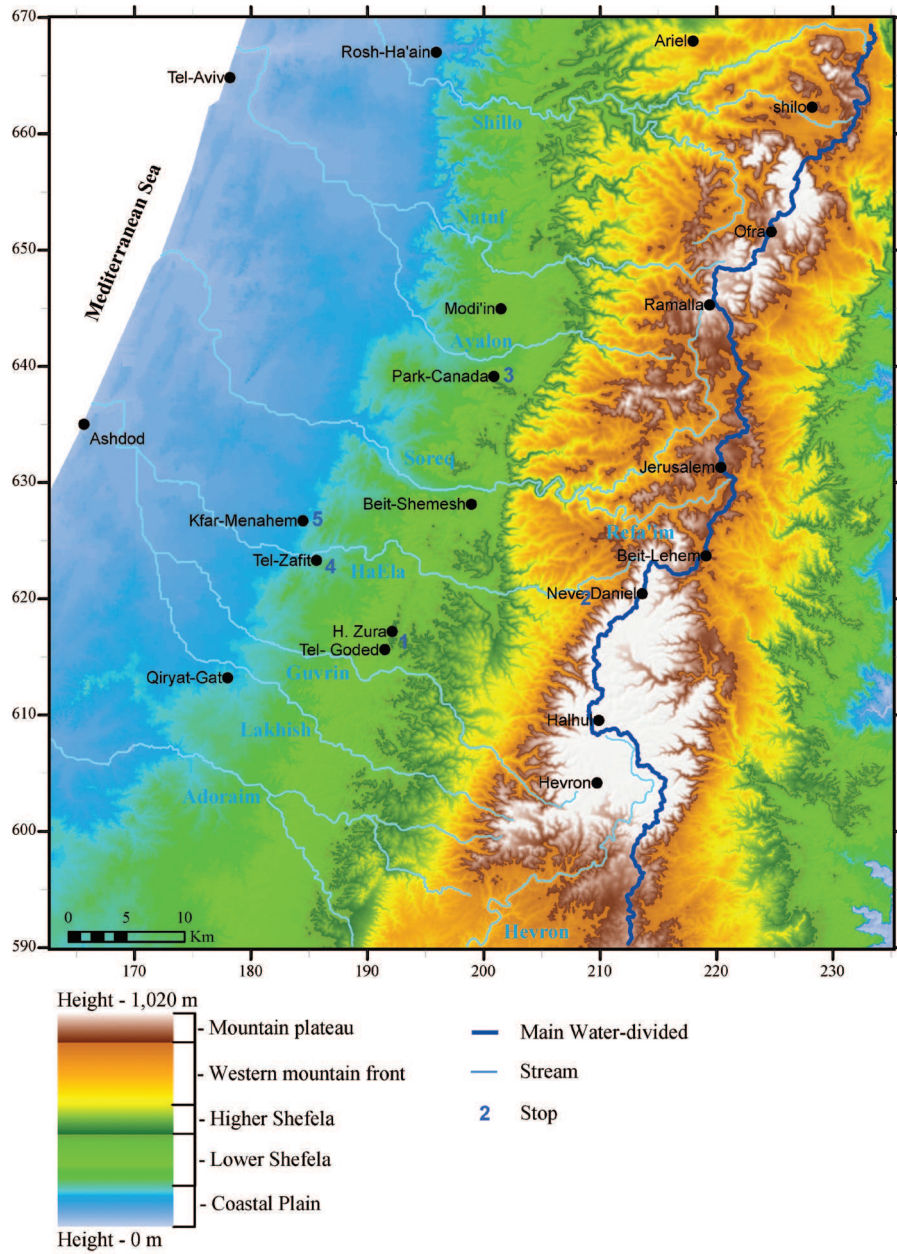
- עודד בר¹, עזרא זילברמן¹, זהר גבירצמן¹, שמעון פיישנטיין²,
בנימין בוכבינדר¹
1. המכון הגיאולוגי, ירושלים
2. המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון
בנגב, באר-שבע

מבוא:

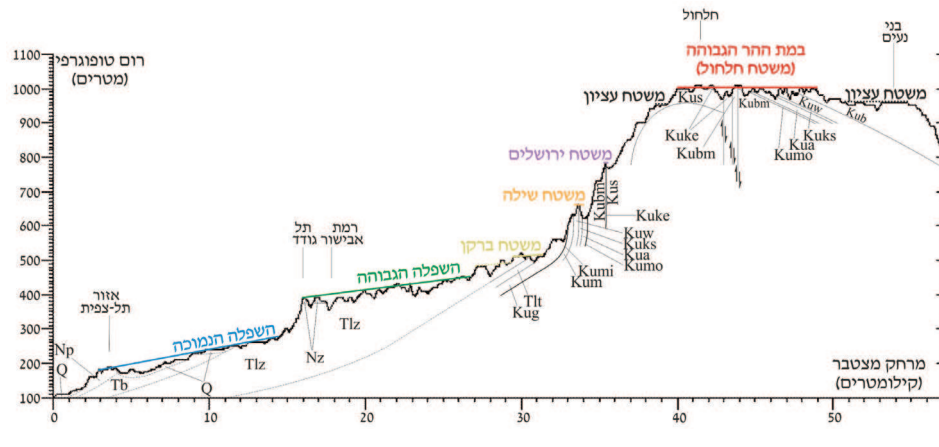
הרי יהודה יוצרים רכס מאורך שראשו שטוח וששיאיו מגיעים לרום של כ- 1,000 מ' (תרשימים 1 ו- 2). למרגלותיו המערביים של הרכס נמצאת שפלת יהודה היוצרת רמה רחבה הנטויה מערבה מרום של כ- 500 מ' לרום של כ- 200 מ'. בשפלת יהודה ניתן להבחין בשני משטחים נפרדים שביניהם מפרידה מדרגה מורפולוגית - השפלה הגבוהה במזרח והשפלה הנמוכה במערב.

עד סוף תקופת האיאוקן התיכון (לפני כ-37 מיליוני שנים) רכס הרי יהודה היה מוצף בים ומאז הוא התרומם בהדרגה עד לרומו הנוכחי. התרוממות הרכס גרמה לים שהציף אותו לסגת בהדרגה מערבה. עם זאת, בתקופות שונות הים הציף והתקדם כלפי מזרח, גידד את אגפו המערבי של הרכס ויצר על גביו משטחי גידוד (אברזיה), המופיעים בנוף בצורת מפלסים צרים וארוכים. חלק ממשטחי הגידוד השונים נוצרו במשך הפסקות בהתרוממות הרכס והם מאפשרים תיעוד של גיל שלבי ההתרוממות שהתרחשו בין יצירת המשטחים. גובה המדרגות המורפולוגיות המפרידות בין המשטחים מאפשר אומדן של שיעור ההתרוממות בכל שלב.

מטרות הסיור הן להציג את משטחי הגידוד של השוליים המערביים של הרי יהודה ושל שפלת יהודה, את הסלעים הצעירים ששקעו במהלך התפתחות משטחים אלו ואת שלבי ההתרוממות וההצפה שהם מייצגים. הסיור יתמקד בשני המשטחים הראשיים של שפלת יהודה - השפלה הגבוהה והשפלה הנמוכה.



תרשים 1: הדמיה טופוגרפית של שדרת ההר והשפלה במרכז ישראל. תחנות הסיור מסומנות במספרים.



תרשים 2: חתך גיאולוגי המציג מבנה מורפולוגי, משטחי גידוע ויחידות סלע לרוחב הרי יהודה ושפלת יהודה.

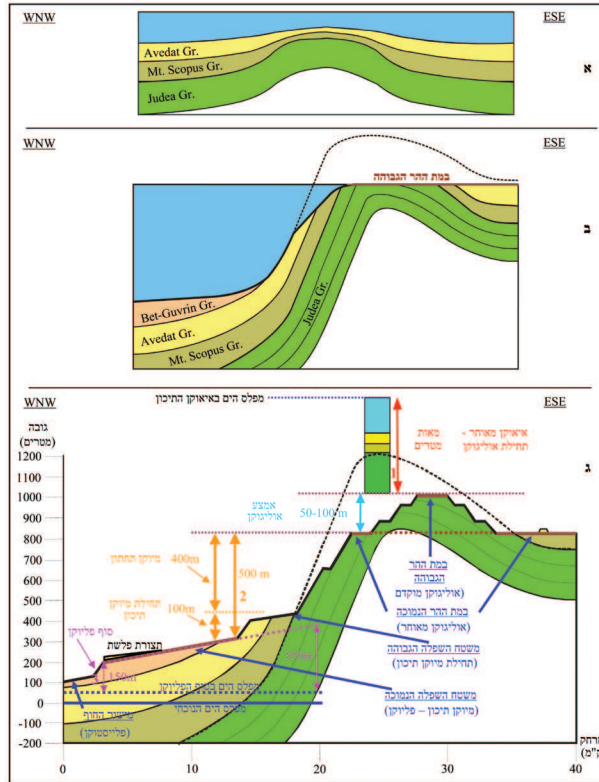
הגזמה אנכית - X50. מקרא לשמות התצורות שבחתך: *Kus* - שורק; *Kuke* - כיסלון; *Kubm* - בית-מאיר; *Kumo* - מוצא; *Kua* - עמינדב; *Kuks* - כפר שאול; *Kuw* - וורדים; *Kub* - בינה; *Kum* - מנוחה; *Kumi* - מישאש; *Kug* - ערב; *Tlt* - טקויה; *Tlz* - צרעה; *Tb* - בית גוברין; *Nz* - צקלג; *Np* - פלשת; *Q* - משקעים רבעוניים.

רקע:

ההתרוממות והתפתחות הנוף של הרי יהודה ושפלת יהודה:

הרי יהודה החלו להיווצר בסנון, במהלך יצירת מערכת הקמרים של "הקשת הסורית". עם זאת, רק כשליש מהמבנה הנוכחי של האגף המערבי של הרי יהודה התקיים בתקופת הסנון כפי שמראות אי-התאמות זוויתיות בחבורת הר-הצופים על גבי אגף זה (בר, 2009). גם לאחר מכן, באיזון התחתון והתיכון, המבנה של האגף המערבי של הרי יהודה היה מתון (תרשים 3א) והיווה חלק מרמפה קרבונית עליה שקעו סדימנטים פלגיים של חבורת עבדת (Buchbinder et al., 1988). תנאים פלגיים התקיימו אז גם בראש הרי יהודה, כפי שמראים סדימנטים פלגיים מגיל איאוקן תחתון שנמצאו מצפון מזרח לירושלים (Lewy et al., 1995), וגלישות של סדימנטים פלגיים, ללא נומוליטים, שהצטברו בשפלה שממערב (Buchbinder et al., 1988).

התרוממות הרי יהודה החלה לאחר האיזון והתרחשה בשלשה שלבים עיקריים, שביניהם התקיימו הפסקות (תרשים 3ג). שלב התרוממות הראשון התרחש במהלך האיזון המאוחר עד האוליגוקן המוקדם, והוא גרם להרי יהודה לבצבץ מעל פני הים (בר, 2009). גיל התרוממות הרכס וחשיפתו לבליה מתברר מהימצאות קלסטים שנגזרו מחבורת יהודה ושקעו במישור החוף שבמערב בתוך סדימנטים ימיים שגילם איזון מאוחר עד תחילת האוליגוקן (Buchbinder et al., 2005; Druckman et al., 1995). הקלסטים



תרשים 3: שלבי ההתרוממות והתפתחות הנוף של הרי יהודה ושוליהם המערביים. א. הפליאוגיאוגרפיה של הרי יהודה באיאוקן התיכון. בזמן השקעת חבורת עבדת. המבנה הסטרוקטורלי והמורפולוגיה של הרי יהודה היו אז מתונים מכפי שהם כיום. ב. הפליאוגיאוגרפיה של הרי יהודה והשפלה באוליגוקן המוקדם, לאחר התרוממות הרי יהודה וקזמוט האגף המערבי שלהם. האגף המערבי של הרי יהודה היווה מדרון יבשת תלול למרגלות משטח הגידוע של במת הרר שנוצר בראש הרי יהודה. ג. שלבי ההתרוממות של הרי יהודה והשפלה על גבי חתך רחב סכמטי. 1. (אדום) התרוממות בשיעור של מספר מאות מטרים באיאוקן המאוחר עד תחילת האוליגוקן, שגרמה להרי יהודה לבצבץ מעל לפני הים ולגידוע של החבורות עבדת והר-הצופים וחלקה העליון של חבורת יהודה. בסיימה של התרוממות והגידוע נוצרה במת הרר הגבוהה בראש הרי יהודה. אירוע התרוממות קל (תכלת) משולב בירידת מפלס הים גרם להתחזרות של כ- 200 מ' שבסיימה נוצרה במת הרר הנמוכה. 2. (כתום) התרוממות של כ- 500 מ' במיוקן התחתון עד תחילת המיוקן התיכון, שבסיימה נוצר משטח השפלה הנמוכה. במהלך ההתרוממות, בתחילת המיוקן התיכון, נוצר משטח הגידוד של השפלה הגבוהה, כתוצאה מהצפה שיתכן שהייתה משולבת באתנחתא בהתרוממות 3. (וורוד) התרוממות המשולבת בהטיה מערבה בסוף הפליוקן, שהרימה את שדרת הרר בכ- 350 מ' ואת מערב השפלה הנמוכה והסדימנטים הימיים הפלוקנים שעליה בכ- 150 מ'.

נגזרו כפי הנראה מהרי יהודה, כתוצאה מחשיפתם לבליה, והובלו מערבה. שיעור ההתרוממות של הרי יהודה נמצא בטווח שבין 250 מ' ל- 1,000 מ', כתלות בעומק הים שהתקיים באיזון המאוחר ובשיעור הגידוע שעבר ראש הרכס. במקביל להתרוממות של הרי יהודה התרחש גם עיקר הקימוט של האגף המערבי של הרי יהודה ועוצב המבנה הסטרוקטורלי הנוכחי שלו. קימוט משמעותי נוסף לא התרחש לאחר מכן, שכן משטחי הגידוד הצעירים יותר, מגיל אוליגוקן - מיוקן, שגודעים את השכבות הנטויות של האגף המערבי, לא קומטו או הוטו למערב לאחר יצירתם (בר, 2009).

במהלך האוליגוקן המוקדם נפסק תהליך ההתרוממות של הרי יהודה ובראש התפתח משטח גידוע ("במת ההר"), שהיווה חלק ממשטח גידוע נרחב שגילו אוליגוקני ("הפנפליין האוליגוקני") (Picard, 1943; Garfunkel and Horowitz, 1966; ניר, 1970; זילברמן, 1989; בר, 2009). שרידיו של משטח הגידוע נמצאים כיום בהרי יהודה ברומים שנעים לרוב בין 1,020-960 מ' והם מיוצגים בנוף על ידי הרמות הגבוהות של אזור חלחול ואזור בעל חצור ("במת ההר הגבוהה") (בר, 2009). אירוע התרוממות קל נוסף משולב בירידת מפלס ים שאירע באמצע האוליגוקן (Buchbinder et al., 2005) הוביל להתחלתו של כ- 200 מ' וליצירת עמקים שרוחבם הגיע לכדי 20 ק"מ ושחצו את שדרת ההר ממזרח למערב. קרקעית עמקים אלו יצרה משטח גידוע נמוך יותר המשתרע באזור ירושלים ברומים שנעים לרוב בין 840-780 מ' ("במת ההר הנמוכה"). משטחי הגידוע בראש הרי יהודה גודעים באופן אחיד את מבני הקשת הסורית ואינם מושפעים מקימוט של יחידות בעלות עמידות משתנה לבליה (בר, 2009).

הפליאוגיאוגרפיה בסוף האוליגוקן המוקדם הייתה של משטח גידוע (במת ההר) הנטוי קלות מערבה, עד לקו החוף, שהשתרע לאורך השוליים המערביים של במת ההר (תרשים 3ב). האגף המערבי של הרי יהודה היווה מדרון יבשת שגובהו כ- 500 מ' שהשתרע ממערב ובצמוד לקו החוף. באזור השפלה שלמרגלות האגף המערבי התקיימו תנאים פלגיים בים שעומקו כ- 500 מ', שבו שקעה תצורת בית גוברין החווארית (גבירצמן, 1970; Gvirtzman and buchbinder, 1978; Buchbinder et al., 2005).

שלב ההתרוממות השני של הרי יהודה התרחש במיוקן המוקדם עד תחילת המיוקן התיכון (תרשים 3ג). שיעור ההתרוממות בשלב זה היה 400-500 מ' (בגין וזילברמן, 1997; בר, 2009) והיא חשפה את האגף המערבי של שדרת ההר מעל פני הים והביאה לעיצוב התבנית של הנוף הנוכחי. במהלך התרוממות זו הים הציף וגידד מספר פעמים את שולי הרכס המתרומם ויצר לאורכו משטחי גידוד. הגבוה מביניהם, שהוא גם העתיק יותר (משטח שילה), נמצא ברום של כ- 650 מ' (ארקין, 1980) והוא יוצר טרסה צרה וכמעט רציפה לאורך כל האגף המערבי של הרי יהודה (בר, 2009). נמוך יותר, בבסיס האגף המערבי של שדרת ההר, נמצאת טרסה אברזיבית נוספת (משטח ברקן) שרומה נע בין 460 ל- 530 מ', רוחבה נע בין מאות מטרים למעל ל- 1 ק"מ, והיא כנראה קשורה גנטית למשטח השפלה הגבוהה (בר, 2009). בתחילת המיוקן התיכון התרחשה הצפה נוספת שגידדה את המשטח הנרחב של השפלה הגבוהה והשקיעה על גביו את תצורת צקלג הגירית

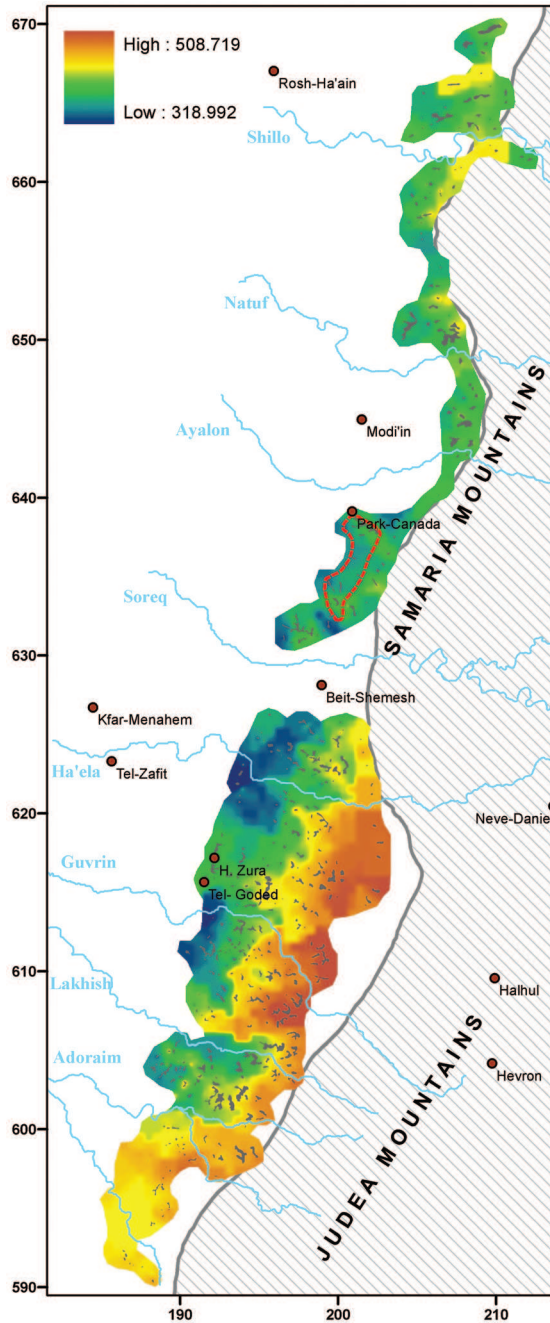
(Buchbinder et al., 1993; Sneh and Buchbinder, 1984; Gvirtzman and Buchbinder, 1969).
בוכבינדר וזילברמן (1992) ו-Buchbinder et al. (1993) טענו שגידוד השפלה הגבוהה מבטא הפסקה קצרה
בהתרוממות, שלאחריה ההתרוממות התחדשה, אך בר (2009) הציע שההתרוממות הייתה רציפה וגידוד
השפלה הגבוהה לא מבטא הפסקה בהתרוממות אלא הצפה שקצבה היה מהיר מקצב ההתרוממות.

בסיומה של ההתרוממות החלה תקופת יציבות טקטונית ממושכת נוספת שנמשכה מתחילת המיוקן
התיכון ועד לאמצע הפליוקן. במהלך תקופת היציבות הזו נוצר משטח הגידוד הנרחב של השפלה הנמוכה.
משטח זה בונה רמה המשתפלת במתינות מערבה מרום 320 מ' לרום 180 מ'. משטח השפלה הנמוכה
עוצב ע"י שלוש הצפות נפרדות שהתרחשו בתקופות שונות אך גידודו שוב ושוב את אותו מפלס: ההצפה
הראשונה התרחשה בתחילת המיוקן התיכון, מיד בסיום ההתרוממות, והשקיעה על גבי משטח הגידוד
של השפלה הנמוכה את תצורת צקלג (בוכבינדר וזילברמן, 1992; Buchbinder et al., 1993). ההצפה
השנייה התרחשה במיוקן המאוחר והשקיעה על גבי המשטח את תצורת פטיש ובקניונים שהתחתרו
בתוכה את תצורת בית אשל (Martinotti et al., 1978; בוכבינדר וזילברמן, 1992; Buchbinder et al., 1993;
Buchbinder and Zilberman, 1997). ההצפה השלישית
התרחשה בפליוקן המוקדם והשקיעה על גבי המשטח את צורת פלשת (איסר, 1961; Sneh and Buchbinder, 1984;
Zilberman and Buchbinder, 1997). בתקופות של נסיגת הים התפתחו מתחת לפני השפלה הנמוכה והגבוהה ערוצים ובתוכם שקע קונגלומרט
אחוזם (איסר, 1961; Sneh et al., 1984; בר, 2009).

שלב ההתרוממות השלישי של הרי יהודה התרחש בסוף הפליוקן ובמהלכו הוטא אזור השפלה כלפי מערב
בשיעור של עד 1° (תרשים ג3). כתוצאה מההטיה, ההתרוממות בשלב זה הייתה דיפרנציאלית - בעוד
ששדרת החר ומזרח השפלה הגבוהה התרוממו בשיעור של כ- 350 מ', מערב השפלה הנמוכה התרוממו
בשיעור של כ- 150 מ' (בגין וזילברמן, 1997; בר, 2009). התרוממות זו דחקה את קו החוף למערב, שם הצטברו
הסדימנטים הפלייסטוקניים ויצרו את המשטח הסדימנטרי של מישור החוף למרגלות השפלה הנמוכה
(Buchbinder and Zilberman, 1997; בר, 2009).

| המבנה והמסלע של השפלה הגבוהה:

עיקר הסיוור יתמקד בתהליכי ההתרוממות והגידוד שעיצבו את השפלה הגבוהה וביחסים המרחביים שבינה
לבין השפלה הנמוכה. המשטח הגיאומורפולוגי של השפלה הגבוהה נמצא למרגלות הרי יהודה וכיוונו
הכללי הוא לצפון צפון מזרח (תרשים 4). הוא נטוי קלות מערבה ומופרד במדרון תלול מהשפלה הנמוכה
שלמרגלותיו המערביים. המשטח גודע לרוב סלעי קירטון וחואר רכים של חברת הר הצופים מגיל סנון עד
פאליאוקן וסלעי קירטון של חברת עבדת מגיל איאוקן תחתון עד תיכון.



תרשים 4: מפה סטרוקטורלית של משטח השפלה הגבוהה. המשארים המורפולוגיים הבונים את המשטח מסומנים על גבי כתמים אפורים. הגבול המערבי של הרי יהודה ושומרון סומן לפי קו הגובה 500 מ' במפה הסטרוקטורלית של גג חבורת יהודה (Fleischer and Gafsou, 2003). תחום ההשתרעות של תצורת צקלג "הנמוכה" ושל קונגלומרט בית-ניר המונח מעליה מסומן בקירוב בקו מקווקוו באדום לפי המפה הגיאולוגית של השפלה (Buchbinder, 1969).

מדרום לנחל האלה משטח השפלה הגבוהה יוצר רמה רחבה ורצופה שרוחבה נע בין 6-11 ק"מ. המשטח משתפל לרוב מרום 460 מ' במזרח לרום 360 מ' במערב. משטח השפלה הגבוהה מדרום לנחל האלה הוא למעשה משטח סדימנטרי הבנוי מסלעי גיר ביוקלסטי של תצורת צקלג שהורבדו על גבי משטח גידוד (Buchbinder, 1969; Gvirtzman and Buchbinder, 1969). תצורת צקלג שקעה במשך כ- 1 מ"ש, בתחילת המיוקן התיכון (zone N9 ויתכן שגם החלק העליון של zone N8) (Reiss and Gvirtzman, 1966; בוכבינדר וזילברמן, 1992; Buchbinder et al., 1993; Buchbinder and Zilberman, 1997). מחשופי התצורה בונים כיום את ראשי המשארים של משטח השפלה הגבוהה. עובי מחשופי התצורה במרכז שפלת יהודה נע בין 1-30 מ', אך בקצה הדרומי של השפלה החתך מתעבה ובהר להבים עוביו מגיע ל- 42 מ', כשרום המשטח שם עולה לכדי 510 מ' (Gvirtzman and Buchbinder, 1969; בוכבינדר וזילברמן, 1992). מחשופי התצורה נחשפו לאחר נסיגת הים לתהליכים פדוגניים שיצרו על פניהם קרום קלקריט (נארי).

מצפון לנחל האלה משטח השפלה הגבוהה יוצר רצועה צרה, מקוטעת ונמוכה יותר מאשר מדרום לנחל האלה. רוחב השפלה שם נע בין 0.5-4 ק"מ ורומה במזרח מגיע ל- 410 מ' בלבד. הסיבה לשוני במאפייני השפלה מצפון לנחל האלה נובע מכך שבאזור זה היא נמצאת למרגלות קמר רמאללה, שבולט מערבה ביחס לקמר חברון שמדרומו (תרשים 4). כתוצאה מכך, רוחב האזור הניתן לגידוד למרגלות ההרים צר שם הרבה יותר מאשר בדרום השפלה. יתר על כן, הגידוד המאוחר יותר, שיצר את השפלה הנמוכה, כרסם והיצר עוד יותר את רוחב השפלה הגבוהה שמצפון לנחל האלה.

מצפון לנחל האלה לא קיימים מחשופים של תצורת צקלג בראש המשטח והוא למעשה משטח גידוד. יוצא דופן הוא האזור שבין נחל שורק (מצפון לכביש המחבר בין צומת שמשון לצומת נחשון) לבין פארק קנדה (תרשים 3). באזור זה משטח הגידוע משתפל כ- 50 מ' מתחת לפני השפלה הגבוהה, ועל גביו מונח חתך סדימנטרי ייחודי שגגו מתלכד עם משטח הגידוד שמסביב. את בסיס החתך בונה יחידה קרבונטית שעובייה במחשופים שתוארו עד כה נע לרוב בין עשרות ס"מ ל- 3 מ', והיא שויכה ע"י Buchbinder et al. (1969) ו- Gvirtzman and Buchbinder (1969) לתצורת צקלג. Buchbinder et al. (1984) ו- Buchbinder et al. (1986) מצאו שעל גבי חתך זה מונח קונגלומרט בית ניר (Gvirtzman and Buchbinder, 1966, 1969), שעוביו המרבי נע בין 41-50 מ'. הקונגלומרט פולימיקטי, בנוי מחלוקים קרבונטיים וכן חלוקי צור שעיוגוליותם בינונית עד גרועה, ומלוכד ע"י קלקריט. מאפייני הקונגלומרט תוארו בפירוט אצל Buchbinder et al. (1986). אין אינדיקציה ישירה לגיל קונגלומרט בית ניר. לפי האילוצים שהוצגו בעבר, טווח הגיל של הקונגלומרט הוא מיוקן תיכון - עליון שכן הוא מאוחר לתצורת צקלג וקדום לתצורת פלשת (Gvirtzman and Buchbinder, 1969; Buchbinder et al., 1986). במהלך הסיוור נראה שגיל קונגלומרט בית-ניר הוא כנראה מיוקן תיכון.

מחשופי תצורת צקלג פרוסים אם כך על פני השפלה הגבוהה בשלשה רומים שונים: 1. ברום של כ- 320 מ' בצפון האזור, במרחב שבין נחל שורק לפארק קנדה, כששם הם נמצאים כ- 50 מ' מתחת לפני השפלה הגבוהה. הם גם חשופים במספר מחשופים במזרח השפלה הנמוכה; 2. ברום של כ- 400 מ' במרכז האזור, במרחב לכיש, כששם הם בונים את גג השפלה; 3. ברום של 510-460 מ' בדרום האזור, בהר להבים, כשגם שם הם בונים את גג השפלה (אזור זה לא כלול בתחומי הסיור). קונגלומרט בית ניר, לעומת זאת, הינו תופעה מקומית מאוד כשמחשופיו מרוכזים בשפלה הגבוהה במרחב שבין נחל שורק לפארק קנדה (מחשופי קונגלומרט בעמקים הסבסקוונטיים הנמשכים לאורך האגף המערבי של דרום הר חברון (Sneh and Buchbinder, 1984; Buchbinder et al., 1986) לא משתייכים מבחינה מורפו-סטרוטוגרפית לקונגלומרט בית ניר (בר, 2009).

במהלך הסיור ננסה לתת הסבר לתפרוסת השונה של מחשופים אלו.

תחנות הסיור:

תחנה 1: השפלה הגבוהה - רמת אבישור וחירבת צורה (נ.צ. 19215/61724, רום טופוגרפי

380 מ')

התחנה מאפשרת תצפית מצוינת על כל יחידות הנוף של הרי יהודה והשפלה. את קו הרקיע במזרח בונה במת ההר הגבוהה המעצבת את ראש הרי יהודה. מתחתיה בולט האגף המערבי של הרי יהודה היוצר מדרון שגובהו כ- 500 מ'. למרגלותיו ומערבה משתרעות גבעות השפלה הגבוהה, שפסגותיהם בונות משטח מפולס נטוי קלות מערבה, הנמשך עד לנקודת התצפית. חרבת צורה, ותל גודד שמדרומה, מסמנים את הקצה המערבי של השפלה הגבוהה, התחום ממערב במדרון שגובהו כ- 80 מ'. למרגלות המדרון פרוסות גבעות השפלה הנמוכה, שפסגותיה בונות משטח מפולס הנטוי קלות מערבה. תל צפית שבמערב מסמן את הגבול המערבי של השפלה הנמוכה, כשמדרון שגובהו עשרות מטרים מפריד בינה לבין מישור החוף שלמרגלותיה.

בעזרת יחידות נוף אלו ניתן לשחזר את שלבי ההתרוממות של הרי יהודה ושוליהם המערביים. במת הרי יהודה, וכן השפלה הנמוכה, הינם שני משטחי גידוע שנוצרו במשך תקופות יציבות ממושכות (אוליגוקן, ומיוקן תיכון עד אמצע הפליוקן, בהתאמה). תקופות יציבות אלו מפרידות בין שלושת שלבי ההתרוממות הראשיים של הרי יהודה: 1. במת ההר נוצרה לאחר שהרי יהודה התרוממו מעל פני הים במשך האיאווקן המאוחר עד תחילת האוליגוקן, וראשם נגדע. 2. האגף המערבי של הרי יהודה, וכן המדרון שלמרגלות השפלה הגבוהה,

יוצרים את הפרש הגובה בין במת ההר לשפלה הנמוכה והם מבטאים את שלב ההתרוממות השני שהתרחש במיוקן התחתון עד תחילת המיוקן התיכון. 3. הרום והשיפוע הנוכחיים של השפלה ושל היחידות הימיות ששקעו על גביה מבטאים את שלב ההתרוממות השלישי וההטיה מערבה שהתרחשו בסוף הפליוקן.

רמת אבישור היא משטח מפולס היוצר רמה קטנה במערב השפלה הגבוהה. גג החתך של רמת אבישור בנוי מסלעי גיר ביוקלסטי, עשיר במאובנים בנטוניים גדולים, של תצורת צקלג מגיל מיוקן תיכון, המחפים על סלעי קירטון של חבורת עבדת מגיל איאוקן תיכון הנחשפים נמוך יותר. מחשוף כזה נמצא מתחת לחירבת צורה (תרשים 5; Gvirtzman and Buchbinder, 1969). זהו החתך המאפיין את חלקה המרכזי של השפלה הגבוהה. סלעי תצורת צקלג מעידים על כך שהשפלה הגבוהה נוצרה ע"י גידוד בים הרדוד שבו שקע הגיר הביוקלסטי. בהמשך היום נראה מחשופים שמצביעים על כך שגם השפלה הנמוכה נוצרה ע"י גידוד ימי. לכן, המדרון שמתחתנו הוא מצוק גידוד ימי עתיק.

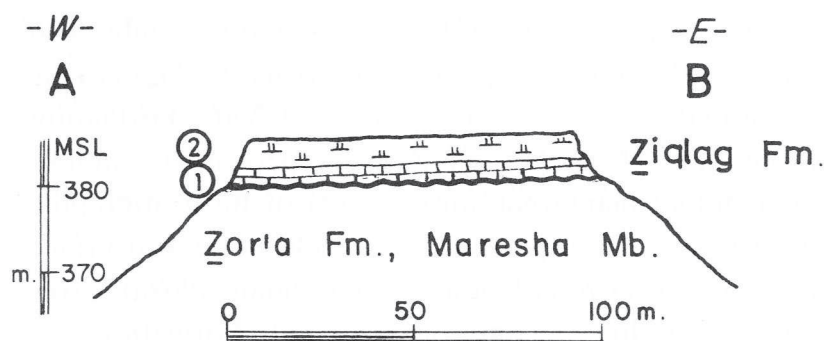


Figure 24. Schematic cross section A-B through the Horvat Zura outcrop (No. 8).

1. 3 m Ziqlag limestone; yellow biosparite, algal, foraminiferal, with mollusk debris and *Borelis* sp. Near bottom some flint pebbles, 2–5 cm in diameter. Samples 3, 4.
2. 5 m Ziqlag Limestone, entirely replaced by *nari*, covered by soil.

תרשים 5: חתך רוחב גיאולוגי דרך חירבת צורה. תצורת צקלג, הבנויה מגיר ביוקלסטי, מונחת על גבי משטח הגידוד של השפלה הגבוהה הגודע את תצורת צרעה. מקור: Gvirtzman and Buchbinder, 1969.

תחנה 2: משטחי גידוד על גבי האגף המערבי של הרי יהודה - תצפית ממזרח לכפר

אל-ג'בעה (נ.צ. 2084/6200, רום טופוגרפי 670 מ')

בנקודה זו ישנה תצפית מצוינת על שני משטחי גידוע צרים שנוצרו בזמן שהים גידד את האגף המערבי של הרי יהודה במהלך התרוממותם.

משטח הגידוד הגבוה יותר, ולכן גם העתיק יותר, משתייך למשטח ירושלים (במת ההר הנמוכה), שרומו הוא כ- 800 מ'. ניתן לראות את קצהו המערבי גודע את השכבות הנטויות של האגף המערבי מדרום לשוב בת-עין (תרשים א6).

משטח הגידוד הנמוך יותר משתייך לרצועת הגידוד הארוכה של משטח שילה, שרומו הוא כ- 650 מ'. המשטח גודע את השכבות הנטויות לאורך שרשרת גבעות הנמשכות מנקודת התצפית לכיוון דרום, לעבר הכפר צוריף (תרשים ב6). שרשרת הגבעות מנותקת כיום מהאגף המערבי עצמו כתוצאה מהתחתרות עמקים סבסקוונטיים קטנים לאורך האגף המערבי.

בדרכנו חזרה מערבה נעבור דרך גבעת חפורית, הממוקמת מעט מערבה למחסום ג'בעה. הגבעה מעוצבת ע"י משטח גידוד נמוך יותר - משטח ברקן, ברום של כ- 540 מ'. זהו משטח גידוד שנמצא למרגלות האגף המערבי של הרי יהודה, מעט מעל הקצה המזרחי של משטח השפלה הגבוהה. שני המשטחים קשורים כנראה גנטית.

הפרש הגובה בין משטח ירושלים לבין משטח השפלה הגבוהה מבטא התרוממות של 400-500 מ'.

תחנה 3: השפלה הגבוהה והשפלה הנמוכה - צפון פארק קנדה (נ.צ.מ. 2005/6391)

בסדרת התחנות שלפנינו נחשף חתך ייחודי של יחידות סלע צעירות השופך אור על סדרת האירועים שעיצבו את השפלה הגבוהה והנמוכה. מיקום התחנות בפארק קנדה מסומן על גבי המפה בתרשים 7, ועמדתם הסטרטיגרפית מסומנת באופן סכמטי על גבי החתך שבתרשים 8.



תרשים 6: משטחי גידוד לאורך האגף המערבי של הרי יהודה. א. הקצה המערבי של משטח ירושלים גודע שכבות נטויות בראש האגף המערבי ברום של כ- 800 מ'. ב. משטח שילה גודע שכבות נטויות על גבי האגף המערבי ברום של כ- 650 מ'. המשטח מעצב את ראשן של שרשרת גבעות הנמשכות לאורך האגף.



תרשים 7: מפת תחנות הסיור בצפון פארק קנדה. האזור המופיע בתצלום האוויר המיושר מסומן במלבן שחור במפה הטופוגרפית.

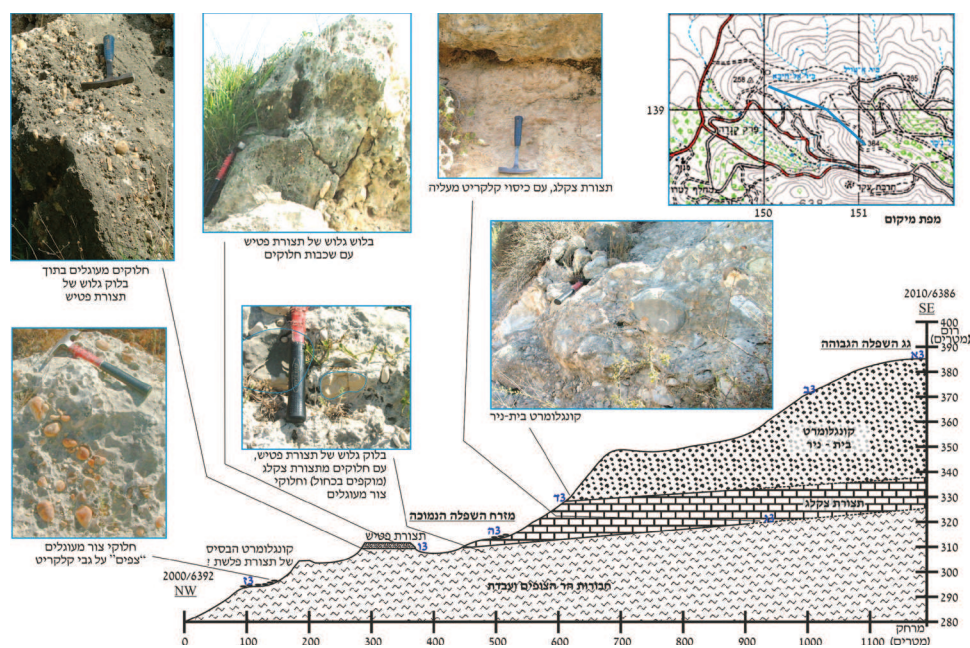
תחנה 3 א': תצפית מן.טריג. 384 (נ.צ. 20104/63865)

התחנה נמצאת על גבי הקצה המערבי של משטח השפלה הגבוהה. בתצפית מזרחה ניתן לראות את משטח השפלה הגבוהה נמשך כלפי מזרח עד למרגלות ההרים. בתצפית לצפון מערב ניתן לראות את השפלה הנמוכה, שעליה ממוקמת העיר מודיעין. הרום הטופוגרפי של הקצה המזרחי של משטח השפלה הנמוכה, מעט מערבה לנו, הוא כ- 320 מ', כ- 60 מ' מתחת לרום הטופוגרפי של נקודת התצפית.

תחנה 3 ב': קונגלומרט בית-נר (נ.צ. 20098/63882)

חלקה העליון של השפלה הגבוהה במיקום זה בנוי מקונגלומרט בית-נר. קונגלומרט בית-נר הוא יחידה בולטת, אך מקומית, כשהשתרעותו המרחבית בתחומי השפלה הגבוהה מוגבלת מנחל שורק בדרום ועד פארק קנדה בצפון (תרשים 4; Buchbinder, 1969; Gvirtzman and Buchbinder, 1969). עוביו המרבי של קונגלומרט בית-נר במרחב זה הוא כ- 50 מ' (Buchbinder et al., 1986; Wachs et al., 1986). בירידתנו מנקודת התצפית על גבי המדרון אנו עוברים את החתך מגג לבסיסו.

הקונגלומרט הינו גס, פולימיקטי, בנוי בעיקר מחלוקי גיר בעיגוליות בינונית ומחלוקי צור בעיגוליות גרועה. הקונגלומרט מלוכד על ידי קרבונט פדוגני (קלקריט) המלכד את חלקו העליון החשוף על פני השטח ומקשה על זיהוי מרכיביו. על פני שכבת הקלקריט (נארי) מבצבים חלוקי צור בעיגוליות גרועה, ולעיתים



תרשים 8: חתך רוחב גיאולוגי בצפון פארק קנדה. החתך מראה את המבנה המורפולוגי ויחידות הסלע הנחשפות לרוחב אזור המעבר בין השפלה הגבוהה לשפלה הנמוכה. מספרי תחנות הסיוור מסומנים בכחול.

ניתן להבחין בתוכו גם בחלוקי גיר שנגזרו מחבורת יהודה, שהופעתם שונה מהתווך הקלקריטי שבתוכו הם נמצאים. מאפייני הקונגלומרט תוארו בפירוט אצל Buchbinder et al. (1986) שזיהו במחשופים וכן במספר קידוחים שבוצעו באזור מסילת ציון גם יחידות חרסיתיות. ווינר-בלוך (1989) מצאה שחתך זה כולל פליאוסולים ושהוא הורבד במערכת פלוביאלית בסביבה יבשתית.

תחנה 3 ג': תצורת צקלג (נ.צ. 20078/63881, רום טופוגרפי 330 מ')

בחירבת צורה, שכבת גיר דקה של תצורת צקלג מכסה את מישור הגידוד של השפלה הגבוהה והיא בונה את גג החשוף של משטח זה. לעומת זאת, בתחנה הנוכחית, גיר של תצורת צקלג בעובי של 15-20 מ' נמצא מתחת לקונגלומרט בית-ניר, כ- 50 מ' מתחת לפני השפלה הגבוהה. בדומה לתפרוסת המרחבית של תצורת בית-ניר שמונחת מעליה, השתרעותה המרחבית של תצורת צקלג ה"נמוכה" בתחומי השפלה הגבוהה מוגבלת מנחל שורק בדרום ועד פארק קנדה בצפון (תרשים 4). באזור זה היא מונחת לרוב ישירות על גבי חתך גדוע של חבורת עבדת. בקידוחים שבוצעו דרומה יותר, באזור מסילת ציון, עובי תצורת צקלג הגיע עד ל- 3 מ' (Buchbinder et al., 1986).

בבסיס תצורת צקלג ניתן להבחין בתבליט קל, אך המגע עם הסלעים שמתחת הוא ככלל תת-אופקי, ללא פציאס מעבר. מגע זה הוא למעשה משטח גידוד ימי, שנוצר בחזית ההצפה הימית, שעל גביו שקעה התצורה. התצורה בנויה מגיר ביוקלסטי גס-גרגר בצבע צהבהב עד כתום אופייני, ללא מאובנים גדולים וללא חלוקים או שברי סלע אלוקטוניים כלשהם. פני השטחי הבלויים של התצורה מכוסים בפטינה אפורה - שחורה, ולעיתים היא נפגעת מקלקריטיזציה לאורך סדקים שמשווה לה הופעה פסאודו-קונגלומרטית.

דין:

הרום הטופוגרפי של משטח הגידוד שבבסיס תצורת צקלג במיקום זה הוא 330 מ'. זהו למעשה הרום הטופוגרפי של משטח השפלה הנמוכה בקצה המזרחי שלה, המרוחק מאיתנו מאות מטרים ספורים. לפיכך, במקום זה, תצורת צקלג, ותצורת בית-ניר שמעליה, הורבדו על גבי משטח השפלה הנמוכה ולכן תצורת צקלג ה"נמוכה" בפארק קנדה מאוחרת לתצורת צקלג "הגבוהה" בחירבת צורה. סדר האירועים המתחייב מתפרוסת היחידות שראינו עד כה הוא כלהלן:

1. גידוד השפלה הגבוהה. על גבי משטח הגידוד שוקעת תצורת צקלג (חירבת צורה).

2. התרוממות בסדר גודל של כ- 100 מ'.

3. גידוד השפלה הנמוכה. על גבי משטח הגידוד שוקעת תצורת צקלג ומעליה שוקע חתך עבה של קונגלומרט בית ניר (פארק קנדה), שגגו יוצר משטח סדימנטרי המתלכד עם משטח הגידוד של השפלה הגבוהה.

גיל תצורת צקלג מגביל את משך הזמן של רצף האירועים הזה ל-1.5-1 מ"ש.

מדוע צמד התצורות, תצורת צקלג "הנמוכה" שמעליה קונגלומרט בית ניר, שקע רק באזור זה, שבין נחל שורק בדרום לפארק קנדה בצפון? מעקב אחרי תחום ההשתרעות של המחשופים של צמד התצורות מראה שהם יוצרים רצועה סדימנטרית הנמשכת מאזור המוצא של נחל שורק מחזית הרי יהודה לכיוון צפון צפון מערב (תרשים 4), כשרצועת מחשופים זו תחומה לאורך שוליה בסלעים עתיקים יותר. תצפית זו מעלה את האפשרות שהתרוממות הרי יהודה לאחר יצירת משטח השפלה הגבוהה, שהביאה לתהליכי הגידוד שיצרו את משטח השפלה הנמוכה, הניעה גם את ההתחברות של נחל שורק הקדום והגדול מתחת לפני השפלה הגבוהה. נחל שורק לא התנקז ישירות מערבה, בתואי של אפיקו הנוכחי, אלא התחתר לכיוון צפון צפון מערב, תוך יצירת עמק סבסקוונטי לאורך המגע בין חברת יהודה הקשה, הנטויה על פני האגף המערבי של שדרת ההר, לבין החבורות הר-הצופים ועבדת הרכות יותר, הבונות את השפלה. בקצהו הצפוני של עמק זה הנחל פנה למערב, לאורך המגע בין חברת יהודה הבונה את חוטם מודיעין לבין חברת הר הצופים שמדרומה, בתואי שבו עובר כיום נחל אילון. עם עליית מפלס הים שקעה על גבי קרקעית העמק (שיתכן שנוצרה ע"י גידוד כתוצאה מההצפה) תצורת צקלג, ומעליה הצטבר בתוך אפיק העמק קונגלומרט המורכב מחלוקים שהובלו בתוך העמק של נחל שורק. מצפון למודיעין תוארו מחשופים של קונגלומרט פולימיקטי שדומה במאפייניו לקונגלומרט בית-ניר, כשהוא בונה את שיאי הרכסים שם ומונח על גבי חתך קרבונטי ששוין לתצורת צקלג (דימנט, 1971; ליבנת, 1971). יתכן שמחשופי קונגלומרט אלו מהווים את שרידי הקונגלומרט ששקע במניפת הסחף שבמוצא נחל שורק הקדום מהשפלה הגבוהה.

תחנה 3 ד': התצורות צקלג ובית ניר בחזית המערבית של השפלה הגבוהה

(נ.צ. 20061/63893)

אנו יורדים במורד החזית המערבית של השפלה הגבוהה, על גבי מדרון שמפריד בינה לבין השפלה הנמוכה. במחצבה קטנה נחשף חתך טרי של קונגלומרט בית ניר. ניתן להתרשם מהחתך הגס והלא ממוין של הקונגלומרט, בעל אופי של mass-flow. מתחת למחצבה, בחלקו התחתון של המדרון, ניתן לראות חתך מאסיבי של תצורת צקלג במופע קרסטי מפותח.

תחנה 3 ה': קו חוף בקצה המזרחי של משטח השפלה הנמוכה (נ.צ. 20060/63899),

רום טופוגרפי 320 מ')

אנו נמצאים בבסיס המדרון הבנוי מתצורת צקלג ובית-ניר והמהווה את החזית המערבית של השפלה הגבוהה. ממערב למרגלות המדרון משתרע משטח אופקי שעליו נשמרו שרידים של קונגלומרט מונומיקטי שמורכב מחלוקי צור מעוגלים היטב ופחוסים קלות. זהו קונגלומרט חופי שמרכיביו נגזרו ככל הנראה מהמתלול של קונגלומרט בית-ניר שהתרומם מעל קו החוף ועבר גידוד ע"י הגלים: כל המרכיבים הקרבונטיים נשחקו כליל ע"י פעילות הגלים ורק חלוקי הצור הקשים שרדו את תהליך השחיקה והתעגלו.

הקונגלומרט החופי מעיד על כך שהמשטח שעליו אנו עומדים הוא משטח גידוד. קצהו המזרחי של המשטח מסמן את מיקומו המזרחי ביותר של קו החוף של הים שגידד את החתך של התצורת צקלג ובית-ניר. לפיכך, החזית המערבית של השפלה הגבוהה שמעלינו היא למעשה מצוק חופי קדום שנוצר לאורך קו החוף של אותו ים.

משטח הגידוד שעליו אנו עומדים נמצא בקצה המזרחי של משטח השפלה הנמוכה. הוא נמצא בגובה זהה לזה של בסיס תצורת צקלג "הנמוכה". לפיכך, תצורת צקלג והקונגלומרט החופי מבטאים שתי הצפות נפרדות שגידדו את משטח השפלה הנמוכה, כשהן חוזרות לאותו מפלס: 1. פאזת גידוד ראשונה, בתחילת המיוקן התיכון, כשעל משטח הגידוד שוקעים תצורת צקלג וקונגלומרט בית-ניר; 2. פאזת גידוד שנייה, מאוחרת יותר, שיצרה את המשטח שעליו אנו עומדים, תוך שהיא נוגסת כלפי מזרח בתצורות ששקעו מוקדם יותר, בפאזה הקודמת, ויוצרת בחזית ההצפה מצוק חופי.

תחנה 3 ו': תצורת פטיש בקצה המזרחי של השפלה הנמוכה (נ.צ.מ. 2004/6390)

משטח הגידוד שנוצר בהצפה השנייה והסדימנטים שכיסו אותו נחשפו לאחר נסיגת הים לתהליכים פדוגניים, שיצרו על פניו קרום קלקריט (נארי) המקשה על ההבחנה באופי סלעים ששקעו על גביו. עם זאת, ניתן להתחקות אחרי סלעים אלו בעזרת מחשופים מעטים ובעזרת בלוקים שגלשו ממשטח הגידוד אל העמקים והדרכים שבשולי המשטח.

מלבד קונגלומרט חופי, על גבי המשטח שנוצר במהלך ההצפה השנייה שקעה יחידה גירית גסת גרגר בצבע צהבהב עד כתום, ללא מאובנים גדולים, הדומה לתצורת צקלג "הנמוכה" שממזרח. ההבדל העיקרי בין שתי היחידות האלו הוא מאסף חלוקי חוף מעוגלים ומרכיבים אלוכטוניים אחרים, הכוללים פרגמנטים

שנגזרו מתצורת צקלג ולוכדו בתוך הגיר ששקע על גבי משטח הגידוד. מרכיבים אלו, שנגזרו ככל הנראה מהמתלול שממזרח, נמצאים בתוך הגיר ששקע בהצפה השנייה, המאוחרת יותר, אך נעדרים מתצורת צקלג "הנמוכה" ששקעה במהלך ההצפה הראשונה.

הסדימנטים הימיים היחידים על פני השפלה הנמוכה שהם בעלי ליתולוגיה הדומה לתצורת צקלג מגיל מיוקן תיכון, אך ששקעו מאוחר לתצורה זו, כלולים בתצורת פטיש מגיל מיוקן מאוחר (Buchbinder et al., 1993). תצורת פטיש כבר תוארה בעבר בשולי הקניונים שהתחתרו מתחת לפני השפלה הנמוכה, כמו קניון נחל האלה הסמוך (Martinotti et al., 1978; בוכבינדר וזילברמן, 1992; Buchbinder et al., 1993; Buchbinder and Zilberman, 1997). אם כך, היחידה הגירית ששקעה במהלך ההצפה השנייה על גבי משטח הגידוד משתייכת לתצורת פטיש, והיא מתארכת את גיל פאזת הגידוד השנייה, שיצרה את משטח הגידוד שעליו אנו עומדים, למיוקן המאוחר.

תחנה 3 ז': משטח הגידוד הנמוך בקצה המזרחי של השפלה הנמוכה (נ.צ. 20018/63919),

רום טופוגרפי 300 מ')

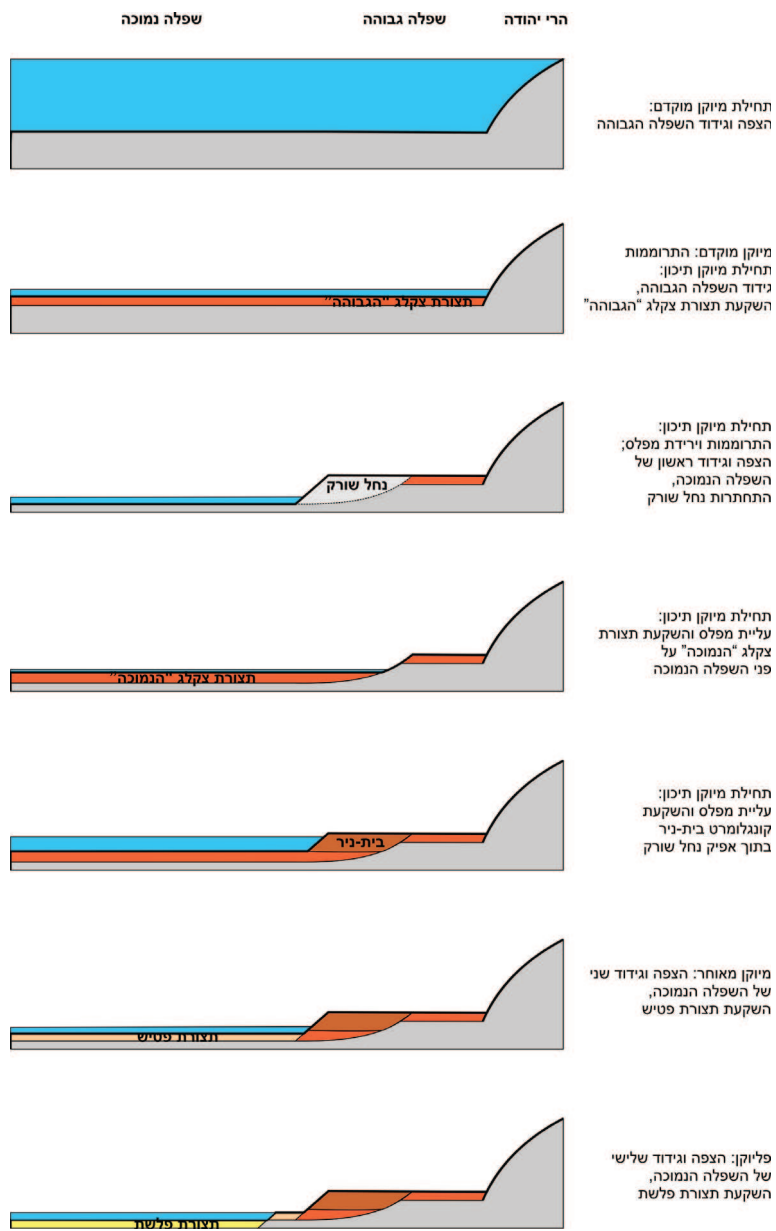
משטח הגידוד שעליו מונחת תצורת פטיש מסתיים כלפי מערב במדרגה טופוגרפית שגובהה כ- 20 מ' ולמרגלותיה נמצא משטח נוסף שגם הוא מכוסה בקרום קלקריט. על גבי המשטח נחשפים חלוקי חוף צורניים, מעוגלים וממוינים, שרידים לקונגלומרט חופי שכיסה את המשטח. במספר מחשופים קטנים המבצבצים מתוך הקלקריט זוהה גם גיר, אבל יתכן שאלו פרגמנטים שגלשו מהיחידות הגיריות שמעל ולוכדו ע"י הקלקריט.

נראה שהמשטח הינו הקצה המזרחי של משטח גידוד שלישי, מתחילת הפליוקן, שעיזב באופן סופי את פני השטח של משטח השפלה הנמוכה (זילברמן, 1989; בר, 2009), ושחלוקי החוף הם שרידים של קונגלומרט הבסיס של תצורת פלשת הפליוקנית. קונגלומרט חופי בבסיס החתך של תצורת פלשת הפליוקנית תואר לכל אורך השפלה הנמוכה (זילברמן, 1989; בר, 2009; וכן להלן). תצורת פלשת עצמה לא נמצאה במיקום זה, אבל צפונה מערבה לפארק קנדה, בסמוך למודיעין, תואר מחשוף ימי של תצורת פלשת על גבי משטח השפלה הנמוכה (Buchbinder and sneh, 1984).

| סיכום:

ממכלול התחנות שראינו עד כה ניתן לבנות את סדר האירועים הבא (תרשים 9):

1. מיוקן תחתון: התרוממות הרי יהודה ואזור השפלה בשיעור של 300-400 מ'.



תרשים 9: שלבי ההתפתחות של השפלה הגבוהה והנמוכה, על גבי חתך רוחב סכמטי מוכלל של צפון ומרכז השפלה.

2. תחילת מיוקן תיכון: הצפה וגידוד השפלה הגבוהה לאורך השוליים המערביים של שדרת ההר המורמת. על גבי משטח הגידוד שוקעת תצורת צקלג (חירבת צורה).

3. תחילת מיוקן תיכון: המשך התרוממות שדרת ההר בשיעור של כ- 100 מ'. תוך כדי התרוממות מתחת נחל שורק במשטח השפלה הגבוהה ויוצר עמק רחב הנמשך לצפון צפון מערב, לעבר פארק קנדה.

4. תחילת מיוקן תיכון: סיום התרוממות והצפה שמגדדת לראשונה את משטח השפלה הנמוכה. על גבי משטח הגידוד שוקעת תצורת צקלג "התחתונה" ומעליה, בתוך העמק של נחל שורק, שוקע קונגלומרט בית ניר (פארק קנדה). הקונגלומרט מצטבר וגו מגיע בקירוב עד לפני השטח של משטח השפלה הגבוהה.

5. מיוקן עליון: הצפה שמגדדת בפעם השנייה את משטח השפלה הנמוכה, במפלס זהה לזה של פאת הגידוד הראשונה מתחילת המיוקן התיכון. התקדמות חזית הגידוד למזרח "נוגסת" בחתך שהורבד בהצפה הקודמת ויוצרת מצוק גידוד בשוליים המזרחיים של השפלה הנמוכה, הבנוי מהתצורות צקלג ובית-ניר. על גבי המשטח שוקעת תצורת פטיש המכילה מרכיבים שנגזרו ממצוק הגידוד.

6. תחילת פליוקן: הצפה נוספת שמגדדת בפעם השלישית את מפלס השפלה הנמוכה, במפלס נמוך מעט ממשטחי הגידוד הקודמים, ומעצבת באופן סופי את פני השטח של המשטח. באופן זה נמחקים הסלעים הקדומים יותר מרוב פני השטח של השפלה הנמוכה, להוציא את הקצה המזרחי שלה. על פני משטח הגידוד שוקעת תצורת פלשת.

תחנה 4: משטח השפלה הנמוכה ותצורת פלשת בתל צפית (נ.צ. 18560/62330, רום

טופוגרפי 190 מ')

תל צפית נמצא בקצה המערבי של השפלה הנמוכה. בתצפית מזרחה מראש התל ניתן להשקיף על פני השפלה הנמוכה הנמשכת עד למרגלות השפלה הגבוהה. רום השפלה הנמוכה בנקודה זו הוא כ- 180 מ', כשראש התל עצמו הוא תוספת מלאכותית בגובה של כ- 30 מ' נוספים.

במפנה המערבי של התל נחשף משטח הגידוד של השפלה הנמוכה כשהוא גודע את סלעי תצורת עדולם מגיל איאוקן תחתון (תרשים 10). על גבי המשטח מונח קונגלומרט הבסיס של תצורת פלשת. מחשוף קונגלומרט חופי זה נמצאו במספר מקומות על פני משטח השפלה הנמוכה כשהוא בונה את גג החתך של ראשי הגבעות המרכיבות את שרידי המשטח. הקונגלומרט הוא בד"כ מונומיקטי ובנוי מחלוקי צור מעוגלים



תרשים 10: החתך הסטרטיגרפי בתל צפית. א. תצורת פלשת מונחת על גבי משטח הגידוד של השפלה הנמוכה, הגודע את תצורת עדולם במגע לא רגלרי. ב. מבט מקרוב.

היטב וחלקים, לרוב פחוסים, שגודלם נע לרוב בין 10-1 ס"מ וליכודם בינוני עד גרוע. ברוב המחשופים חלוקי הצור המעוגלים מבצבים מתוך קרום הקלקריט המכסה את המשטח או מפוזרים בראשי הגבעות (בר, 2009).

בתחנה זו, הקונגלומרט חשוף היטב ותואר בפירוט ע"י Gvirtzman and buchbinder (1969). הקונגלומרט כולל נבירות של *Thalassinoides* לתוך החתך הקירטוני שמתחת. הקונגלומרט החופי מכיל גם חלוקים לא מעוגלים שהובלו אל קו החוף ע"י האפיק הפליוקני של נחל האלה הסמוך. מעל הקונגלומרט מונחת שכבת גיר עם שברי צדפות (*Coquina*) ומעל שכבה נוספת של קונגלומרט חופי. שכבת קונגלומרט זו שויכה ע"י Sneh and Buchbinder (1984) לקונגלומרט אחוזם, והם הציעו שחתך של אבן חול גירית עם שיכוב צולב שמונח מעל לקונגלומרט זה שייך לחתך דיוגרי פלייסטוקני. בבדיקה מחודשת התגלתה מעל לכל החתך שתואר שכבה של גיר דטריטי המכילה מעט קוורץ, ומשתייכת כנראה לתצורת פלשת, ולכן כל החתך שמתחתיה משתייך גם הוא לתצורה זו. לפיכך, באזור זה כולל החתך הימי הפליוקני מספר אופקים של קונגלומרט חופי, המצביעים על תנודות של קו החוף במהלך הרבדת התצורה.

בתצפית מראש התל ניתן לראות שהשפלה הנמוכה מסתיימת כלפי מערב במדרגה טופוגרפית שגובהה כ- 60 מ', המפרידה בין השפלה למישור החוף שלמרגלותיה. דרומה לקרית-גת מדרגה זו נעשית מטושטשת כתוצאה מכיסוי של סדימנטים איאולים (גיר, 1970), אך לכיוון צפון המדרגה בולטת מאוד והיא מתווה קו צר, חד וישר, הנמשך בקשת רחבה מאוד לכל אורך מרכז ישראל. בראש המדרגה חשופים סלעי חבורת עבדת (בתל צפית), הר הצופים (בנחל שורק) ויהודה (בראש העין) ולמרגלותיה סדימנטים פלייסטוקניים שמתוכם מבצבים לעיתים סלעים פליוקניים.

אילו תהליכים יצרו את המדרגה שמפרידה בין השפלה הנמוכה למישור החוף? המורפולוגיה הצעירה והבולטת, התוואי הישר וההשתרעות המרחבית הניכרת של המדרגה יכולים לנבוע משבירה או מקימוט שגילים צעיר למשטח הפליוקני של השפלה הנמוכה, או מפעילות ארוזיבית לאורך קו חוף פליוקני קדום. Picard and Solomonica (1936) ו-Sneh and Buchbinder (1984) סברו שהמדרגה בתל צפית משקפת מבנה פלקסורלי. אנו ננסה לבחון את האפשרויות השונות בתחנה הבאה.

תחנה זו נמצאת על גבי המדרגה שמפרידה בין משטח השפלה הנמוכה למישור החוף. במחצבה נחשפת תצורת עדולם הגדועה ע"י משטח הגידוד של השפלה הנמוכה, מעליו מונח קונגלומרט הבסיס של תצורת פלשת ומעליו החתך החולי העיקרי של תצורת פלשת. ניתן לזהות העתק ברור שמעתיק את בסיס תצורת פלשת וכנראה שגם את התצורה עצמה (תרשים 11). הסטרוקטורות הסדימנטריות העדינות של החתך החולי של תצורת פלשת הצמודות למישור ההעתק שוללות אפשרות שמדובר על הצטברות חול על גבי מצוק גידוד. כיוון ההעתק הוא לצפון-צפון מזרח, במקביל למדרגה.

להעתק זה ישנם שני סעיפים: ממזרח למדרגה, רומו של המשטח הגודע את חבורת עבדת ושעליו מונחת תצורת פלשת הוא כ- 180 מ'. במחצבה עצמה, על גבי המדרגה, משטח הגידוע התת-אופקי נחשף ברום של כ- 140 מ', דהיינו הסטה אנכית של כ- 40 מ' באזור ראש המדרגה. מערבה יותר, משטח הגידוע נמצא בתת הקרקע, כשבינו לבין תצורת פלשת מפריד חתך חווארי בעובי של כ- 40 מ' של תצורת יפו הפליוקנית. שחזור בסיס תצורת פלשת בתת-הקרקע שממערב למדרון באמצעות מספר קידוחים מצביע על נטייה של כ- 1.7° למערב, כשבקידוח כפר-מנחם 1, 400 מ' ממערב למחצבה, רום בסיס התצורה הוא 92 מ', ואקסטרפולציה שלו עד למחצבה מביאה אותו לרום של כ- 110 מ', ומעלה אפשרות להסטה אנכית של כ- 30 מ' לאורך ההעתק החשוף במחצבה.

העתק זה מצביע על כך שבאזור זה מוצאה של המדרגה הבולטת שמפרידה בין השפלה הנמוכה למישור החוף הוא בהעתקה צעירה, פוסט-פליוקנית.



תרשים 11: העתק במחצבת כפר-מונחם (נ.צ. 1854/6265). ההעתק מסומן בכחול. תמונות תחתונות (מוקפות בירוק) - מבט מדרום. תמונות עליונות (מוקפות באדום) - מבט מצפון. ההעתק מעתיק את תצורת פלשת הפליוקנית מול תצורת עדולם מגיל איאוקן תיכון. גיל ההעתקה הוא פוסט-פליוקני.

מקורות:

- איסר, א., 1961. גיאולוגיה של מקורות המים התת-קרקעיים באזורי השפלה והשרון. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- ארקין, י., 1980. סקר מאפייני תופעות קרסטיות במערב הרי יהודה. המכון הגיאולוגי, דו"ח מ.מ. 80/5, 60 עמ'.
- בגין, ז.ב., זילברמן, ע., 1997. השלבים והקצב של התפתחות התבליט בארץ ישראל. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/24/97, 63 עמ'.
- בוכבינדר, ב., זילברמן, ע., 1992. מחזורים סדימנטריים נאוגניים והתפתחות הנוף באזור הנגב הצפוני (גבעות להב, באר שבע ואופקים). החברה הגיאולוגית, הכנס השנתי, אשקלון, מדריך סיורים גיאולוגיים, עמ' 20-1.
- בר, ע., 2009. עיצוב שולי היבשת של מרכז ישראל מהאיאוקן העליון ואילך - טקטוניקה, מורפולוגיה וסטרטיגרפיה. עבודת דוקטור, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע; המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/32/2009, 207 עמ'.
- גבירצמן, ג., 1970. חבורת סקיה (איאוקן מאוחר עד פלייסטוקן מוקדם) במישור החוף והשפלה, ישראל. המכון הגיאולוגי, דו"ח OD/5/67, 180 עמ'.
- דימנט, א., 1971. הגיאולוגיה של אזור בית חורון והמורדות המערביים של אנטיקלינת בית אל. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים; המכון הגיאולוגי, דו"ח מ.מ. 101/71, 79 עמ'.
- ינר-בלוך, ס., 1989. פלאוסולים מתצורת בית ניר (מיוקן עליון) באזור מסילת ציון. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים; המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/4/90, 143 עמ'.
- זילברמן, ע., 1989. התפתחות הנוף בנגב המרכזי, הצפוני והצפון מערבי בנאוגן ובקוורטר. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים; 1991, המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/45/90, 164 עמ'.
- לבנת, א., 1971. הגיאולוגיה של המרגלות הצפון-מערביים של הרי יהודה (אזור עבוד-קיביה-רנטיס). עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים; המכון הגיאולוגי, דו"ח מ.מ. 102/71, 70 עמ'.
- ניר, ד., 1970. גיאומורפולוגיה של ארץ ישראל. אקדמון, ירושלים (מהדורה חדשה - 1989).

Buchbinder, B., 1969. Geological map of Hashephela region, Israel, 1:20,000, with explanatory notes. Geol. Surv. Isr., Rep. OD/1/68 and Inst. Pet. Res. Geophys. Rep. 1030, 13 pp., maps.

- Buchbinder, B., Benjamini, C., Mimran, Y., Gvirtzman, G., 1988. Mass transport in Eocene pelagic chalk on the northwestern edge of the Arabian platform, Shefela area, Israel. *Sedimentology*, 35:257-274.
- Buchbinder, B., Calvo, R., Siman-Tov, R., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow deposition. *Isr. J. Earth Sci.*, 54:63-85.
- Buchbinder, B., Martinotti, G.M., Siman-Tov, R., Zilberman, E., 1993. Temporal and spatial relationships in Miocene reef carbonates in Israel. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 101:97-116.
- Buchbinder, B., Sneh, A., 1984. Marine sandstones and terrestrial conglomerates and mudstones of Neogene-Pleistocene age in the Modi'im area: a re-evaluation. *Isr. Geol. Surv., Current Res.*, 1983-1984:65-69.
- Buchbinder, B., Sneh, A., Dimant, E., 1986. The Neogene Bet-Nir Formation: a study of alluvial aggradation along the toe of the Judean monoclines. *Isr. J. Earth Sci.*, 35: 183-196.
- Buchbinder, B., Zilberman, E., 1997. Sequence stratigraphy of Miocene-Pliocene carbonate-siliciclastic shelf deposits in the eastern Mediterranean margin (Israel): effects of eustasy and tectonics. *Sedim. Geol.*, 112:7-32.
- Druckman, Y., Buchbinder, B., Martinotti, G.M., Siman-Tov, R., Aharon, P., 1995. The buried Afiq Canyon (eastern Mediterranean, Israel): a case study of a Tertiary submarine canyon exposed in Late Messinian times. *Mar. Geol.*, 123:167-185.
- Fleischer, L., Gafsou, R., 2003. Top Judea Group - Digital structural map of Israel, scale 1:2000,000 (2 sheets). *Geophys. Inst. Isr., Rep 753/312/03, Lod.*
- Garfunkel, Z., Horowitz, A., 1966. The Upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, 15:101-117.
- Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1966. The Tertiary project. Semi-annual Progress Report on the geological project, The Institute for Petroleum Research and Geophysics, Rep. 1018, pp.11-17.
- Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1969. Outcrops of Neogene formations in the central

and southern coastal plain, Hashephela and Be'er Sheva regions, Israel. Geol. Surv. Isr., Bull. 50, 73 pp.

Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1978. The late Tertiary of the coastal plane and continental shelf of Israel and its bearing on the history of the eastern Mediterranean. Init. Rep. DSDP, 42B:1195-1222.

Lewy, Z., Almogi-Labin, A., Siman-Tov, R., 1995. The paleoecological significance of Upper Masstrichtian and Lower Eocene rocks recently discovered in Jerusalem, Israel. Isr. J. Earth Sci., 44:25-32.

Martinotti, G.M., Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1978. The Late Miocene marine transgression in the Be'er Sheva area. Isr. J. Earth Sci., 27:72-82.

Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine, with comparative notes on neighbouring countries. Hebrew Univ. Jerusalem, Geol. Dept., Bull. 4, 134 pp.

Reiss, Z., Gvirtzman, G., 1966. Subsurface Neogene stratigraphy of Israel. Third Session of Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Proc., Berne: Leiden, E.J. Brill, p. 311-346.

Sneh, A., Buchbinder, B., 1984. Miocene to Pleistocene surfaces and their associated sediments in the Shefela region, Israel. Isr. Geol. Surv., Current Res., 1983-1984:60-64.

Wachs, D., Buchbinder, B., Sneh, A., 1986. Old landslides in the Canada Park area: geological and environmental implications. Isr. J. Earth Sci., 35:158-165.

יעקב ליבשיץ, שירות הידרולוג, רשות המים.

אקוויפר החוף (במיוחד חלקו הדרום מערבי) מהווה אחד מקורות המים העיקריים של מדינת ישראל. הודות לתכונותיו ההידראוליות. מהווה אקוויפר החוף מאגר ייחודי אשר יכול לשמש לוויסות המערכת הארצית בעידן ההתפלה.

במסגרת הסיור נבקר בשלוש תחנות בהם ממוקמים מתקני מים חשובים בחלקו הדרומי של אקוויפר החוף: מתקן התפל מי ים באשקלון, אתר ההחדרה שיקמה, ותחנת שימחה (איור 1). במהלך הסיור נקבל הסבר מאנשי רשות המים וחברת מקורות על סוגיות שיקום, וסוגיות התפעול של אקוויפר החוף הדרומי.

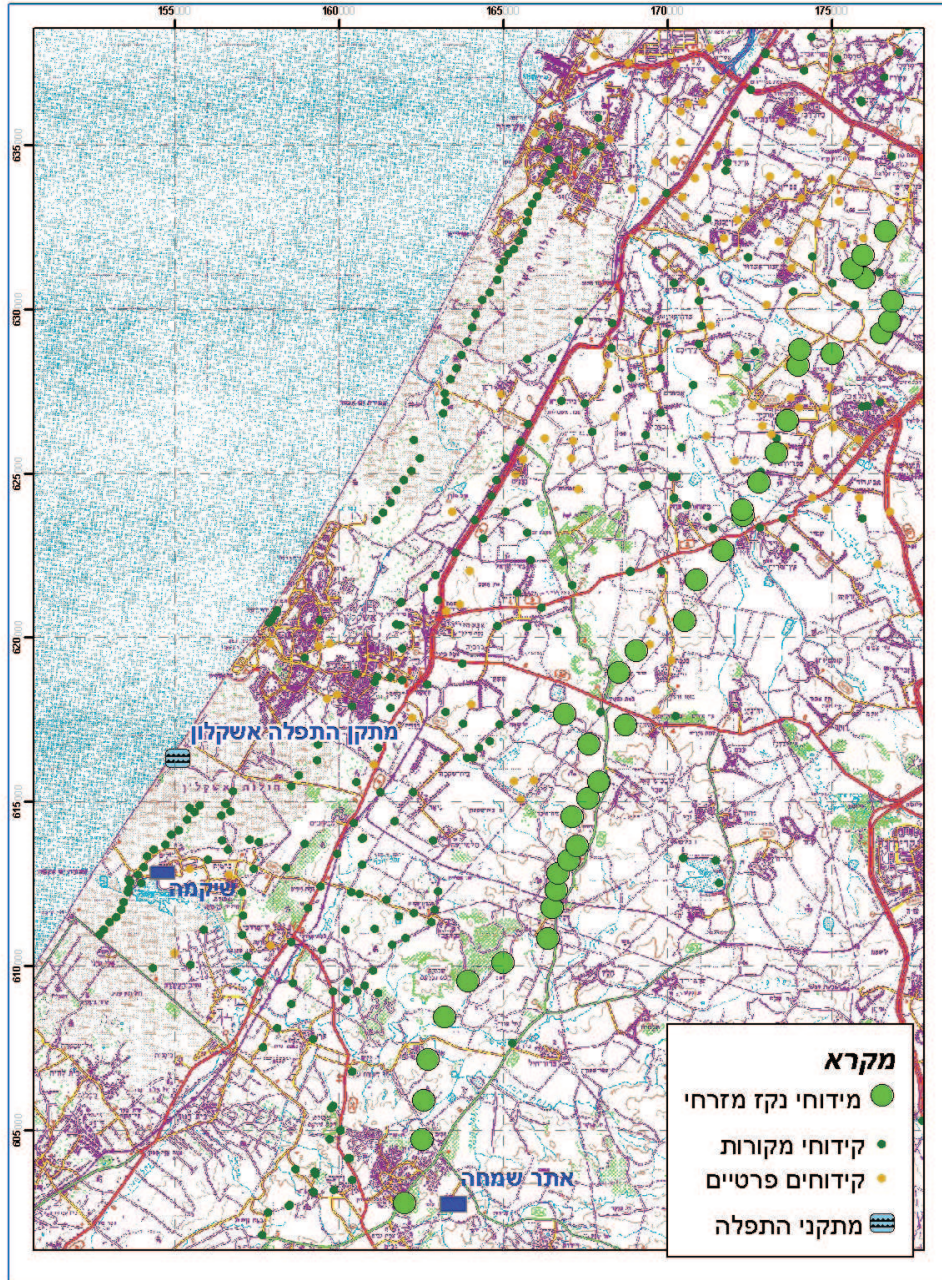
תחנה 1: מתקן התפלה באשקלון

מדריכה: הילה גיל - רשות המים

מתקן התפלה אשקלון הינו מתקן להתפלת מי ים בשיטת אוסמוזה הפוכה (SWRO) המספק מים באיכות מעולה למערכת המים הארצית. מתקן זה הינו הראשון שהוקם במדינת ישראל, לצורך עמידה בתכנית הממשלה להיקף התפלת מי ים.

הקמת המתקן החלה בשנת 2003, ואספקת המים החלה באוגוסט 2005. תפוקת המתקן המקסימאלית, עומדת על 120 מלמק"ש (המתקן נבנה במקור לתפוקה של 100 מלמק"ש והורחב לאחר מכן).

המתקן ממוקם דרומית לעיר אשקלון בתוך השטח של חברת קצא"א בקרבת תחנת הכוח של חברת



החשמל באשקלון. הפרויקט נבנה בשיטת BOT-Build, Operate, Transfer למשך כ-25 שנה. המתקן הוקם ומופעל ע"י קבוצת VID - בבעלות חברת IDE טכנולוגיות (IDE Technologies Ltd) וויאוליה העולמית.

למתקן שלושה קווי יניקה השואבים מים ממרחק של קילומטר מהחוף ומעומק של כחמישה עשר מטרים. מי הים עוברים טיפול קדם, הכולל הזרקת כימיקלים וסינון איטי, משם נדחסים המים בלחץ גבוה (70 בר) למערכת הממברנות לצורך הפרדת המלחים. לבסוף, מוסיפים למים המותפלים תמיסות מלחים להתאמתם למי שתיה, והמים עוברים תהליך חיטוי. בסיום תהליך ההתפלה מועברים המים לחברת מקורות, והתמלחת מוחזרת לים.

המתקן, שהינו השני בגודלו מסוגו בעולם, זכה בפרס "מתקן ההתפלה של השנה ב-2006" מטעם GWI - Global Water Intelligence והיווה אבן דרך משמעותית בתעשיית ההתפלה בישראל ובעולם.

תחנה 2: אתר ההחדרה שקמה

מדריך: יוסי גוטמן - חברת מקורות

נחל שקמה מנקז כ-750 קמ"ר בכניסתו למפעל ההחדרה שקמה שבקרבת קיבוץ זיקים. ניצול המים נעשה ע"י העברתם בתעלת הזנה לשדות הפיזור שמצפון לאתר השיקוע. המים מועברים לשדות החלחול באמצעות צינור בקוטר של 1.2 מ'. גם במאגר השיקוע מתרחש חלחול מסוים לאקויפר.

בשנת 1981/2 הוגבה המגלש בקצה מאגר השיקוע לרום של כ-17+ מ' ויצר נפח איגום של עד 8 מלמ"ק. בפועל, עקב הצטברות סחף, הנפח הזמין קטן יותר ולכן אחת למספר שנים בהם המאגר מתמלא מבצעים עבודות לפינוי הסחף שהצטבר.

במבחני חלחול שבוצעו בזמן התכנון של המפעל התקבל קצב חלחול של כ-0.8 מ'/יממה. הבעיה היא שעובי החתך הבלתי רווי איננו גדול ולכן הספיגה האמיתית של מאגרי החלחול תלויה בקצב התפשטות המים לצדדים.

רוב שטח ההזנה של אגן ההיקוות של נחל שקמה נמצא באזור חצי מדברי המתאפיין בתנודות עונתיות בכמויות המשקעים. הפעם האחרונה שאתר שקמה קלט שיטפונות היתה בשנת 2007.

עם הקמת מתקן ההתפלה באשקלון, נבנה צינור להזרמת עודפי מים מותפלים להחדרה בשדות החלחול.

בשנים האחרונות לא הוזרמו עודפי מים מותפלים לצרכי החדרה.

עקב קרבתו של האתר לים נבנה קו קדוחים בינו לבין הים (קו קדוחי נקז חופי ארז שקמה) שאחת המטרות שלהם הוא תפיסת המים המחלחלים לפני שהם בורחים לים. כמו כן נקדחו קדוחים נוספים מצידו המזרחי של המאגר שנועדו לתפוס גם את המים המתפשטים מזרחה.

לפני מספר שנים, נצפתה המלחה בחלק מקדוחי הנקז כתוצאה משאיבה גירעונית שהביאה לתזוזה של הפן הביני לעבר הקדוחים. בשנתיים האחרונות ההפקה מקדוחי הנקז מצומצמת מאד.

תחנה 3: אתר שימחה - פרויקט הנקז המזרחי

מדריכים: יוסי גוטמן - חברת מקורות, ישראל גב - רשות המים

פרויקט הנקז המזרחי מהווה כאמור שלב מרכזי בתוכנית השיקום של חלקו הדרומי של אקויפר החוף, בין ניר עם לאשדוד. התוכנית היא פרי יוזמה של אגף התכנון ברשות המים ואושרה ברשות המים בחודש פברואר 2010. העלות הכוללת של התוכנית, כולל ביצוע הקידוחים, מערכות הולכת המים ומתקני ההתפלה, נאמדת בכ-450 מל"ש"ח.

קידוחי הנקז המזרחי צפויים להרחיק כמות כוללת של כ-20,000 טון מלח (כלורידים) בשנה, המהווה כ-40% מכמות המלח השנתית החודרת לאקויפר החוף מהמקורות השונים (לא כולל מי ים). מרכיבים נוספים בתוכנית כוללים צמצום משמעותי של ההפקה באזור האוגר העיקרי, ממערב לקידוחי הנקז המזרחי, כך שההפקה הכוללת באזור תתאים למילוי החוזר השנתי. כמו כן מתוכנן לחבר את הערים באזור (שדרות, אשקלון ואשדוד) למתקני התפלה במטרה להוריד את מליחות הקולחים המשמשים להשקיה באזור השיקום. להרחיק קידוחים מליחים מאזור השיקום, ולסלק גורמי זיהום סביבתיים. שילוב פעולות אלו צפוי להביא בסופו של דבר לשיקום מפלס מי התהום ולבלימת תהליך ההמלחה באקווה ויבטיחו תפעול בר קיימא של דרום אקויפר החוף כחלק ממערכת המים הארצית.

פרויקט הנקז המזרחי משלב תכנון וניהול הידרולוגי והנדסי, ביצוע של עשרות קידוחים חדשים, ביצוע של מערכת מסועפת של קווי אספקה לחיבור הקידוחים, והקמה והרחבה של שני מתקני התפלה למים מליחים: מתקן התפלה ע"ש ציון כהן (מתקן להט) ומתקן ההתפלה בגרנות.

מטרת קידוחי הנקז המזרחי היא לשאוב מים מליחים לאורך הגבול המזרחי של אקויפר החוף ממערב לאזור המגע עם סלעי הקירטון של חבורת עבדת. השאיבה בקו הקדוחים צפויה ליצור אפיק הידרולוגי

ובכך לצמצם משמעותית את זרימת המים המליחים המגיעים ממזרח. במסגרת התוכנית ייקדחו בין 20-26 קידוחים חדשים לאורך רצועת השטח שבין שדרות למושב בני עייש. קידוחים אלו יצטרפו ל-15 הקידוחים הקיימים לאורך תוואי זה (קידוחי כוכב, משואות יצחק וברקה), ויחד ייצרו חזית של כ-40 קידוחים לתפוקה של כ-35 מיליון מ"ק מים בשנה. במקביל, מתוכננת קדיחה של קדוחי ניטור למעקב אחר התפתחות איכות המים והמצב ההידרולוגי באקוויפר.

כאמור, המים המליחים מהקידוחים יופנו לשני מתקני ההתפלה שצוינו קודם ואילו רכז התמלחת יורחק מאזור השיקום לים דרך קו תמלחת גרנות-להט-קצא"א.

לקראת סוף 2012 מתוכנן לסיים את שלב הביניים בו הקדוחים יפיקו כ-35 מיליון מ"ק בשנה, ותפוקת מתקני ההתפלה (מי מוצר) תעמוד על כ-30 מיליון מ"ק בשנה.

05a

Endangered ancient coastal settlements in Ashkelon region

Dr Ehud Galili

Israel antiquities Authority and Zinman
Institute of Archaeology, University of Haifa

I Sea level rise and coastal erosion- the time perspective: Most civilizations and urban centers in the world evolved in the last 4000 years during relatively stable sea level condition. During the 20th century a sea level rise of about 0.2 meter was recorded all over the globe. Predicted sea level rise in the 21th century is up to about one meter. Such rise will have crucial impact on coastal regions. While urban centers and living human societies can adapt, change and move, coastal archaeological sites can not. After four millennia of relative stability, we are facing a rapid global sea level rise. Records from the last million years indicate that sea level can reach as high as + 7 meters above present sea level even without human intervention.

I Human intervention and coastal development: The Mediterranean region is considered to be the cradle of many civilizations, religions and cultures. The cultural and the natural heritage of the Mediterranean countries were and are strongly modified by climatic change and human intervention.

In recent decades marine and coastal environments were intensively disturbed by human activities. Massive construction works took place along the Mediterranean coasts. Archaeological evidences for coastal-marine, including coastal and underwater archaeological sites recording an evolution lasting millennia, are rapidly eroded and destroyed. There is an extremely narrow time span to salvage, protect and preserve the coastal and marine cultural resources of the Mediterranean.

I The Israeli perspective: The coastal archaeological heritage of Israel reflects important chapters and events in the history of humanity, including the Neolithic revolution and the appearance of the first Empires. It contains the physical evidences for the foundation of the major monotheistic religions and other major historical events. Human activity in the coastal region (particularly sand quarrying and the construction of marine structures) resulted in an extreme shortage of sand along the coast, rapid erosion and destructive effects on coastal and underwater sites. The problem has been exacerbated by the global rise in sea level over the last century. Ancient sea walls, structures and installations are collapsing (*fig. 1*). The coastal settlements at risk (*fig. 2*) can be classified into three categories: Fortified coastal cities with a sea wall, founded on a rocky platform; stratified coastal tells and submerged Neolithic settlement. Erosion rate in several locations is more than one meter per year. The coastal settlements

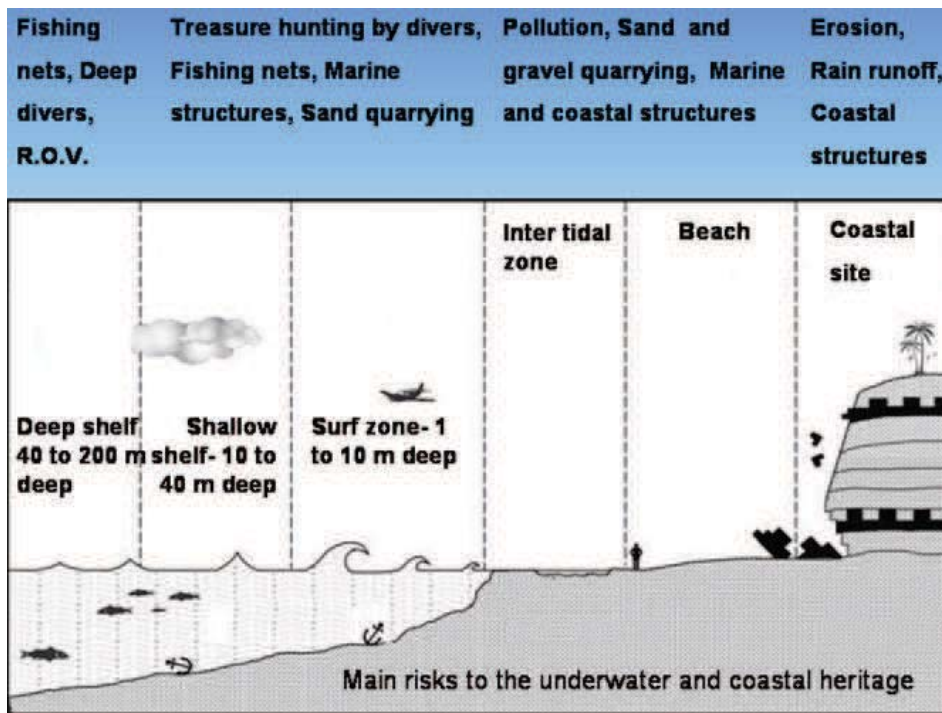


Figure 1. A tentative typical cross section of the coast with the risk factors to which the antiquities are exposed to in the different regions, at different depths.

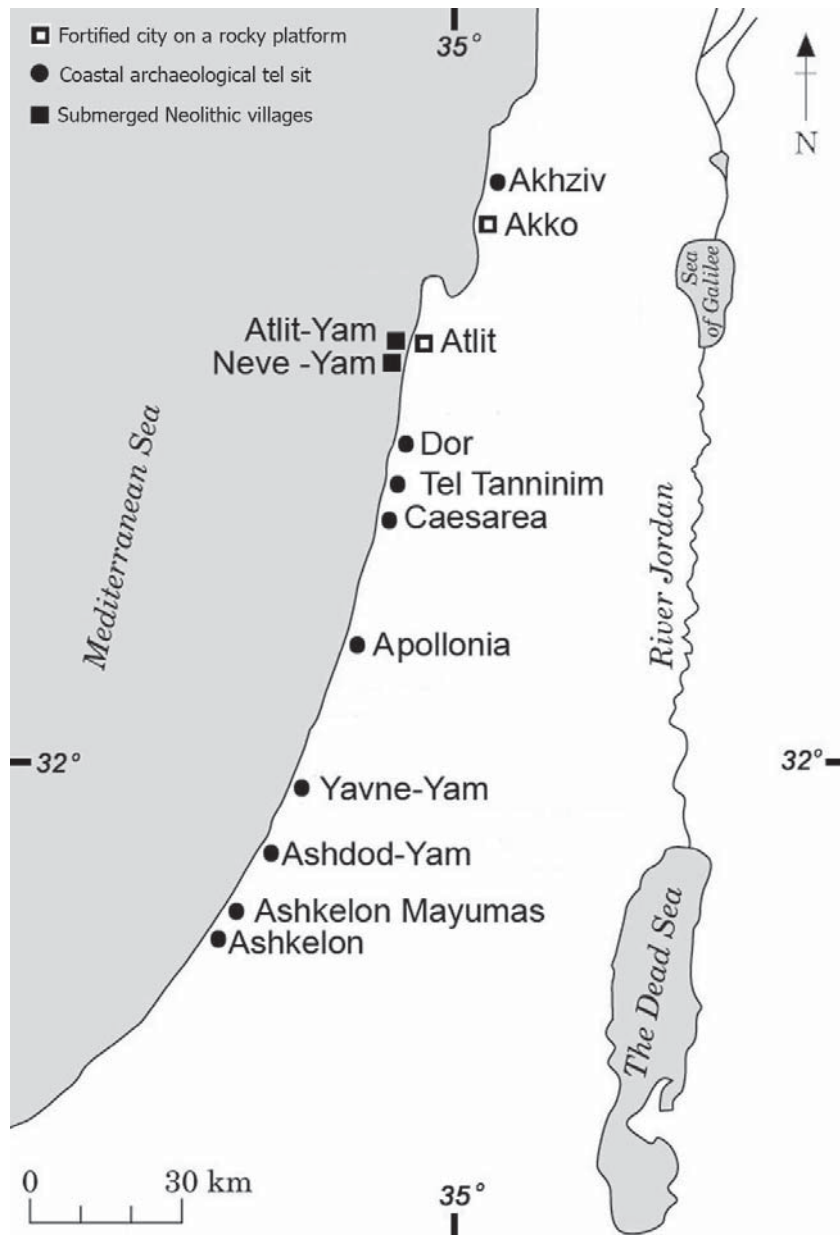


Figure 2. Map demonstrating the Main endangered coastal settlements in Israel.

at risk (*fig. 2*) can be classified to three categories: Fortified coastal city with sea wall founded on a rocky platform; stratified coastal tell; Submerged Neolithic settlement. If this process continues, a significant portion of the coastal and marine cultural heritage of Israel will disappear and archaeological, tourist and economic assets of great value will be lost.

I Actions taken by Israel to rescue the coastal and underwater cultural heritage: Israel conducts a series of actions including: monitoring, risk assessment studies, preservation and protection plans and established special legislation for the protection of the coastal environment. Underwater surveys aimed at rescuing and documenting underwater sites are being carried. A comprehensive GIS data base was established for the coastal and underwater sites. Damage to the ancient coastal sites is constantly monitored visually, photographically and by field surveys. During 2009 a policy document and risk assessment study of the coast and the ancient coastal heritage was prepared by the Prime Ministers Office jointly with other organizations. A detailed master plan for protecting and preserving the sea fronts of the ancient coastal settlements of Israel was established by the Israel Antiquities Authority. Pilot projects for preserving and protecting selected sections of the sea fronts of Ashkelon, Ashkelon north, Ashdod Yam, Apollonia, Caesarea and Akko were conducted.

I Coastal settlements at risk in Ashkelon region:

Tell Ashkelon: The site is a national park. The fortified city was founded during the Bronze Age. Numerous granite and marble architectural elements are indicative of the magnificence of the city during the Hellenistic and Roman periods. In the Early Islamic and the Crusader periods the city was fortified by a heavy wall and the seawall was reinforced by granite columns taken from ancient buildings. ***Principal risks:*** collapse and massive destruction of the seawalls, erosion and run-off accelerate the destruction of the coastal cliff. There is a significant narrowing of the sandy beach due to the construction of harbor installations south of the site. As a result waves are directly damaging the archaeological remains. There is a dire safety problem stemming from landslides, deterioration and collapse of sections of the coastal cliff, parts of buildings and installations. In the absence of protective beach sands, the tell strata are being washed away after the collapse of the sea walls. Shipwrecks and cargoes are exposed on the

seabed and are threatened by treasure hunters. *Measures required for salvaging the site:* archaeological salvage excavations of the buildings and the installations on the tell seafront which are in immediate danger of destruction, dismantling dangerous buildings that cannot be stabilized. *Conservation works of buildings and installations at the seafront:* filling empty overhanging spaces, pointing up joints, stabilizing slopes by means of terraces, vegetation and nets, arranging drainage on the slope and above it, protecting the seafront by reconstructing Crusaders seawalls (figs. 3, 4), or building a protective seawall of boulders and/or depositing sand. Yearly monitoring: panoramic photography and locating new risks when they occur; underwater surveys to be carried out year round to locate, document and salvage the remains of shipwrecks and cargos newly exposed on the sea bottom.



Figure 3. The Ashkelon seawall after conservation (E Galili).



Figure 4 The Ashkelon seawall during 2012 after storms damage (G. Almagor).

I Ashkelon Mayumas (Ashkelon North): Settlement remains from the Byzantine period and a fortified compound are located on the coastal cliff and are currently being destroyed by the sea (*figs. 5, 6*). Erosion rate has reached more than one meter a year (*Fig 7*). A temporary protection of the cliff foot using geo-technique plastic sleeves filled with sand was constructed several years ago (*fig 8*). It was heavily damaged by the sea and failed. Shipwrecks and cargoes are often being exposed on the sea bottom. Archaeological salvage excavations of buildings and installations on the seafront, which are in immediate danger of destruction, are required as well as underwater surveys year round.

I Ashdod-Yam: The site, an Early Islamic and Crusader fortress, is surrounded by a wall. Parts of the seawalls have undergone conservation and were restored. The fortress and the seawalls are damaged by the waves. Conservation and restoration measures are required, as well as protection of the sea front.



Figure 5 A water well recently exposed on the coastal cliff –Ashkelon north coast (G. Almagor).

I Conclusions: Sea level rise and human activities, mainly building and quarrying, are causing massive coastal erosion and the rapid destruction of unique coastal and underwater sites. In recent years, significant damage has been caused to the ancient coastal settlements of Israel and valuable archaeological assets have been lost. Further developing works in the coastal region and rising sea levels during the 21st century will cause a severe damage to the ancient coastal settlements. Without the implementation of protective and conservation measures, substantial parts of the ancient coastal settlements of Israel will be lost within several decades. The detailed master plan for protecting and preserving the sea fronts of the ancient coastal settlements of Israel should be applied.



Figure 6. A collapse of the cliff and a monumental building on the Ashkelon north beach (E. Galili).



Figure 7. A drainage outlet on the Ashkelon north beach demonstrating coastal erosion of ca 15 m since 1999, when it was constructed (G. Almagor).



Figure 8. A temporary coastal protection at Ashkelon Mayumas using a geo-technique sleeve filled with sand (E Galili).

06

The late Quaternary dune encroachments into the northwestern Negev Desert, Israel

Joel Roskin¹, Haim Tsoar¹, Naomi Porat²,
Dan G. Blumberg¹, Ezra Zilberman²

1. Dept. of Geography and Environmental Development, Ben-Gurion University of the Negev, Israel. P.O.B. 653, Beer-Sheva, 84105, Israel.
2. Geological Survey of Israel, 30 Malkhe Israel St., Jerusalem, 95501, Israel.

Introduction

This field trip follows the evolution and encroachment route of aeolian (wind-driven) sand and vegetated linear dunes (VLDs) into the northwestern (NW) Negev during the late Pleistocene, from the Egypt - Israel border to the dunes' easternmost location at Ramat Beqa. Along this excursion we will present the morphology, internal structure, chronostratigraphy, sedimentology and dynamics of the dunes and demonstrate the episodes of their mobilization, activity and quiescence. This will enable a comprehensive understanding of the forces that control vegetated linear dune elongation, accretion and stabilization.

The trip will visit sites mainly situated at the dunefield edges, due to logistics.

Background

I Vegetated linear dunes

The common, dominant dune type in the stabilized world deserts are the vegetated linear dunes (VLDs). These are found in the vast sand seas of Australia and the Kalahari and in small areas of the Arizona and California deserts, the Indian Thar desert and the Negev desert. They are found in semi-arid and arid lands where the average yearly rainfall is 100 mm, enough to support a sparse vegetation cover.

There is a direct relationship between (vegetated) linear dune spacing and height. VLDs have unique spatial structures, where two adjacent linear dunes merge in a Y-junction (tuning fork) shape and then continue as a single ridge. Other linear dunes, the seifs, are completely devoid of vegetation on both slopes. This type is rarer than the VLDs and is mostly found in the driest parts of the world's deserts, such as the Sahara.

The processes of formation and elongation of VLDs, which are partly or fully vegetated, are not well understood because all contemporary VLDs are stable, located in areas that are under low wind power; active varieties are not available for study. Nevertheless, it is assumed that vegetation cover is the main reason for VLD formation, and several theories have been proposed for their formation.

We propose that VLDs were formed under conditions that prevailed during the Pleistocene but are not present today. Those ancient conditions were characterized by higher wind power and lower rainfall that can reduce, but not completely destroy, vegetation cover, leading to the formation of big nebkhas with lee (shadow) dunes behind each nebkha (*Fig. 1*). The lee dunes later connect to the nebkha in front of it, eventually forming one elongated linear vegetated dune. The wind that formed the nebkhas and lee dunes also eroded the swales that run parallel to the lee dunes. Accordingly, VLDs develop by

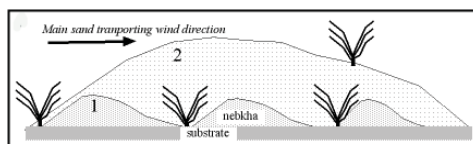


Figure 1. A scheme of the proposed incipient formation stage of vegetated linear dunes (VLDs). Sand accumulates behind vegetation to form nebkhas (1) that with time coalesce to form a VLD (2).

elongation of lee dunes and formation of downwind nebkhas, where shrubs or grasses grow. Thus the VLDs are a combination of swale erosion, sand deposition, and elongation of the linear dune. Such long, fixed and changeless VLDs are found today in Australia and the Kalahari.

I Geographic setting and previous works on the Sinai-Negev erg

The Sinai-Negev erg comprises the northern Sinai and the NW Negev dunefields with an area of 13,094 km², only 10% of it is in the Negev. The source of the northern Sinai dunes is believed to be the Nile Delta (Goring-Morris and Goldberg, 1990; Tsoar, 1990; Hunt, 1991; Amit et al., 2011) though this has not been proven (Fig. 2a). The northern Sinai is comprised mainly of active and sparsely vegetated linear and seif dunes (Tsoar, 1974; Misak and Draz, 1997; Rabie et al., 2000) that have extended in a general west-east orientation. The Sinai dunes have not been dated by the luminescence methods.

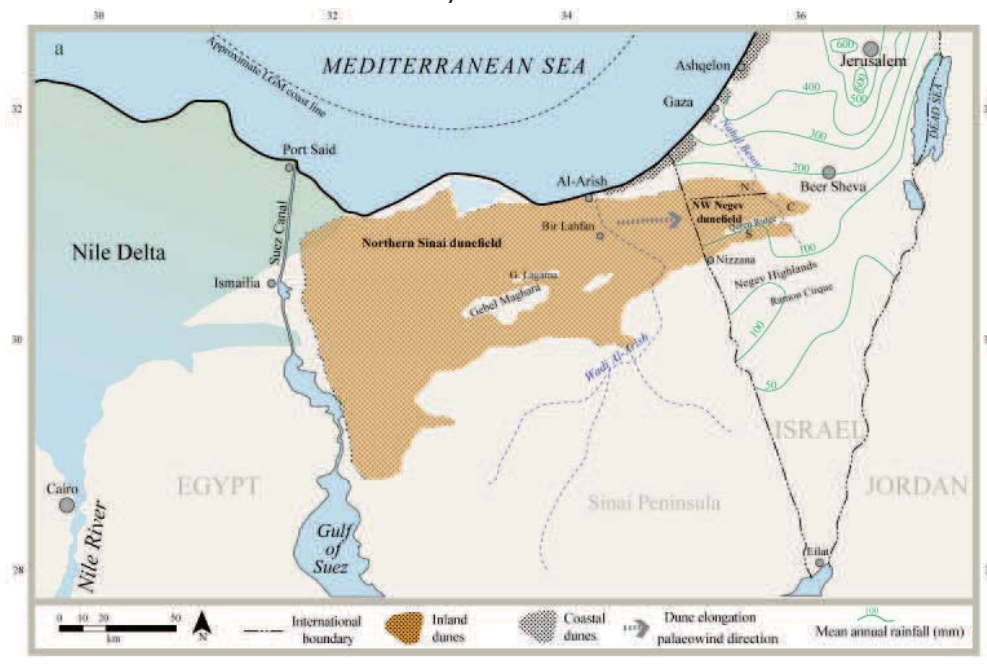


Figure 2a. Sinai-Negev erg map.

Situated at the downwind end of the Sinai-Negev erg, the NW Negev dunefield (N30°/E34°) is suitable for the study of dunefield evolution (Fig. 2b; Table 1). Its western edge is the Israel-Egypt border and its eastern point is at Ramat Beqa, an incised plateau composed of Lower Eocene carbonates (Avedat Group) (Zilberman, 1982), gently rising 10-50 m above the dunefield. This plateau does not comprise a topographic barrier for dune advancement. The dunefield is divided by the Qeren-Rogem anticlinal ridge (Qeren Ridge, Fig. 2b) that trends WSW-ESE and protrudes 50-150 m above the dunes. The portion of the dunefield south of the Qeren Ridge fills an east-west synclinal depression and the dunes intercept wadis draining the Negev Highlands (Blumberg et al., 2004). Dissected surfaces underlain by loamy sediments are evidence for standing-water bodies created by dunes damming the wadis (Magaritz and Enzel, 1990; Harrison and Yair, 1998; Ben-David, 2003; Blumberg et al., 2004).

The main aeolian sand and dune body lies north of the Qeren Ridge. It covers a gently seaward-sloping landscape that was established by the receding

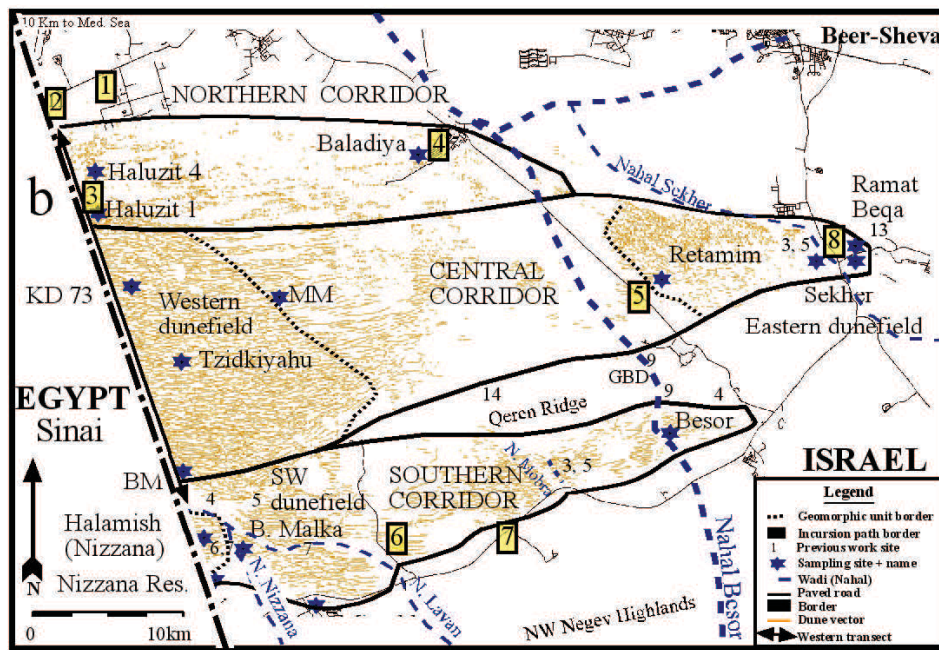


Fig. 2b. NW Negev dunefield dune crest, dune incursion corridor and sampling sites. The numerals with a yellow background designate the field trip stops.

| Theme | Data | Comments |
|-----------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------|
| Dunefield area | 1,300 km ² | |
| Dunefield width | 25 - 50 km | |
| Dunefield substrate | Calcic sandy/silty loam palaeosols and clays | |
| Prevailing dune type | Vegetated linear dunes (VLDs) | Several 20 m high transverse dunes |
| Dune height/width | 5 - 15 m / 100 - 400 m | |
| Sand texture | Sand, loamy sand | |
| Grain size mode range | 110 - 250 μ m | |
| Mineralogy | 83 - 95% Quartz | Several carbonate-rich (3-11%) samples |
| Vegetation cover | 5 - 17 % | |
| Biogenic crust cover | On slopes, crest is often active | |
| Initial dune deposition (OSL) age | ~24 - 11.5 ka | |
| Main dune encroachment episodes | 16 - 13.7 ka; 12.4 - 11.5 ka | |
| Holocene mobilization | ~2 - 0.8 ka | |
| Annual rainfall | 140 - 80 mm | The last 15 years has been drier. |

Table 1. Northwestern (NW) Negev dunefield ID data.

Pliocene shoreline and later covered by a sequence of Pleistocene calcareous loamy palaeosols (Zilberman, 1991; Zilberman and Amit, 2005; Zilberman et al., 2007). Previous research has concentrated on the eastern, southern and mainly southwestern section and edges of the dunefield (Goring-Morris and Goldberg, 1990; Magaritz and Enzel, 1990; Zilberman, 1991; Harrison and Yair, 1998; Ben-David, 2003) (*Fig. 2b*). According to small datasets applying different radiocarbon and luminescence methods mainly upon fluvial deposits in the southern dunefield, dunes encroached into the NW Negev in the late Pleistocene (Zilberman, 1991; Rendell et al., 1993). Aeolian sand is reported from ~67 ka

while the main incursion was suggested to be at 25-10 ka (Ben-David, 2003). The Negev dunes, associated with Epipalaeolithic sites dated by (uncalibrated) radiocarbon to ~18-10 ka, were mainly active during the Mushabian Geometric-Kebaran and Harifian periods (Goring-Morris and Goldberg, 1990).

The dunes are mainly stable vegetated linear dune (VLD) types, with vegetation cover of 5-17% (Tsoar et al., 2008; Siegal, 2009). Similar to the linear dunes of the Sinai, the dunes are elongated in a general west-east direction (270°) with southern dunes trending 259° to 249° (Striem, 1954). The dune flanks are currently stabilized mainly by biogenic crusts (Danin et al., 1989; Karnieli and Tsoar, 1995; Kidron et al., 2000). Detailed geomorphic, pedologic and ecologic analyses of dunes at the Nizzana research station are presented in Breckle et al. (2008) and an overview on the history of the dunefield research can be found in Roskin et al. (2011a).

I NW Negev dune sedimentology

The Negev dune mineralogy and geochemistry is similar to the upwind Sinai dunes (Fig. 3). Both have relatively mature mineralogy (after Muhs, 2004), probably inherited from the source. However, the Negev VLDs contain a very fine sand (125-50 μm) component that is not found in the Sinai sands (Fig. 4), but is found

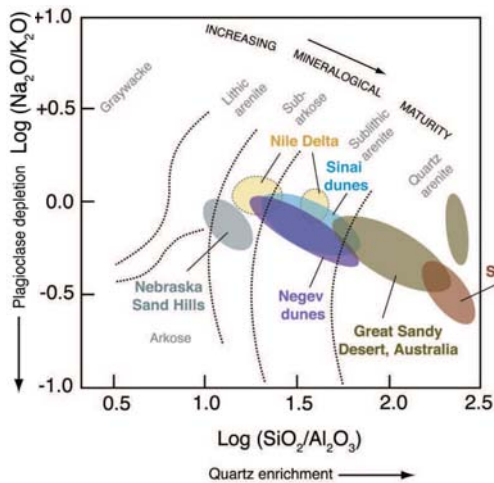


Figure 3. The mineralogical maturity of the Sinai-Negev erg, compared to other sand bodies.

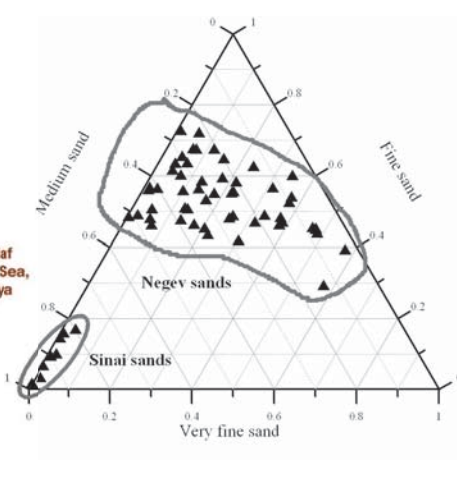


Figure 4. Ternary diagram of the Sinai and Negev dunes particle size (sand, silt and clay) fractions.

upon the Qeren ridge slopes (Enzel et al., 2010) and in the loess, downwind of the dunefield (Crouvi et al., 2008, 2009). That very fine sand was probably winnowed out from the active Sinai sands and deposited in the northern Negev where wind speeds were lower and rainfall and surface friction was higher.

I Dune mapping and sampling strategy

The geomorphic units of the dune field were classified qualitatively based on dune crest orientation and spatial density, dune and cross-section morphology and dune slope distributions (Roskin et al., 2011a). Ultimately, the geomorphic units were merged into three main west-east trending dune bodies, delimiting discrete incursion corridors as partially consistent with Tsoar et al. (2008) (*Fig. 2b*). The sampling strategy for stratigraphy, sedimentological analyses and OSL dating was designed to identify the earliest dune incursions and to analyze dune elongation/advancement rates. The dunefield was sampled along 5 lines: a western and an eastern transect generally trending north-south, and a west-east transect along each incursion corridor (*Fig. 2b*). The western transect along the Israel-Egypt border is almost perpendicular to the VLD orientation. Sampling was performed along this line in every geomorphic unit. In the eastern transect, the easternmost extent of each incursion corridor was sampled.

Sampling was conducted at defined sites, which often included several exposed and/or drilled sections of the dune, interdune and upper dune substrate. Exposed sections composed a majority of the sections and enabled detailed stratigraphy and sampling.

I OSL dating

The sands were dated at the Geological Survey of Israel (GSI) by optically stimulated luminescence (OSL, Aitken 1998) using the single aliquot regenerative dose (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2000). OSL is a method that dates the burial age of sediment when it loses contact with sunlight. It is based on the accumulation of dose and emission of light, luminescence, mainly from sand-sized quartz grains. The age range over which the method can be applied is from several hundred years to several hundred thousand years (Wintle, 2008). In this study it was assumed that the luminescence signals of saltating sand grains are

fully reset as consequently confirmed by modern upper dune section ages dated in the range of 150-10 years.

Sampling for OSL dating usually began 1-2 m below the surface to avoid the bioturbated and active dune crests. Sampling points in exposed sections were chosen for each unit and involved driving hard, opaque plastic pipes into the exposure. Drilling was performed with Dormer Eng. hand augers and a maximum drill depth of 11.4 meters was achieved.

Altogether over 100 samples for OSL dating (Porat, 2007) and several hundred samples for sedimentological analyses were collected from 40 exposed sections and drills at 20 sites (*Fig. 2b*). This high sampling density provides a relatively reliable numerical age dataset for environmental and palaeoclimatic interpretation (after Telfer and Thomas, 2007).

Stop 1: Plada Division memorial observation tower, Qerem Shalom belt: Aeolian sand landscape: Sandy soils, aeolianites and the Sinai and Negev dunes.

We are located in the Qerem Shalom (QS) agricultural belt (*Fig. 2b*). To the south we can see the NW Negev dunefield composed of VLDs. Further southeast across the border we can easily discern active exposed linear dunes. To the north we can observe the southern (exposed) aeolianite ridge near Dahaniya in the Gaza strip.

The region is dominated by aeolian deposits. The surface is covered with thin sandy soils that overlay interchanging deposits of calcic loessial paleosols and sands (*see Stop 2*). These units extend into Sinai where land-use is different. There is no substantial drainage network in the entire sandy terrain extending from Wadi Al-Arish in northern Sinai to Nahal Besor in the northern Negev.

There is a sharp rainfall gradient from north (Rafah - 200 mm) to south (Nizzana 80 mm) and parallel to the Gaza strip from southwest to the northeast (Sderot 400 mm). By Sufa, only 3.5 km to the north, the sediment, though still sandy, includes darker and more clay-rich units than at the Qerem Shalom trench, portraying the precipitation gradient.

Strong southwesterly winds, associated with winter storms, are the main factor driving sand (grain) saltation while winds from the coast also have occasional sand transport power. The climatic configuration in the past was also strongly controlled by the Mediterranean Sea (Enzel et al., 2008). Winds were probably similar in direction but higher in magnitude in the past, enabling substantial sand transport and consequent deposition.

Step 2: Qerem Shalom trench: Mid-late Pleistocene sequence of sand and calcic palaeosols.

The Qerem Shalom (QS) section is composed of a series of seven aeolian sandy units separated by sharp contacts. Each of these units contains at least one calcic paleosol (Fig. 5). The uppermost unit is capped by sand. The OSL ages range from modern (130 years) to approximately 500 ka, beyond the limit of OSL dating. The ages can be considered reliable for the upper units (4-7). Grain size is finer in units 4-7 than in the lower units.

This QS sequence reflects several cycles of aeolian activity, each starting with aeolian sand and silt accumulation, continues with a period of stability characterized by calcic soil formation and terminates with the erosion of the

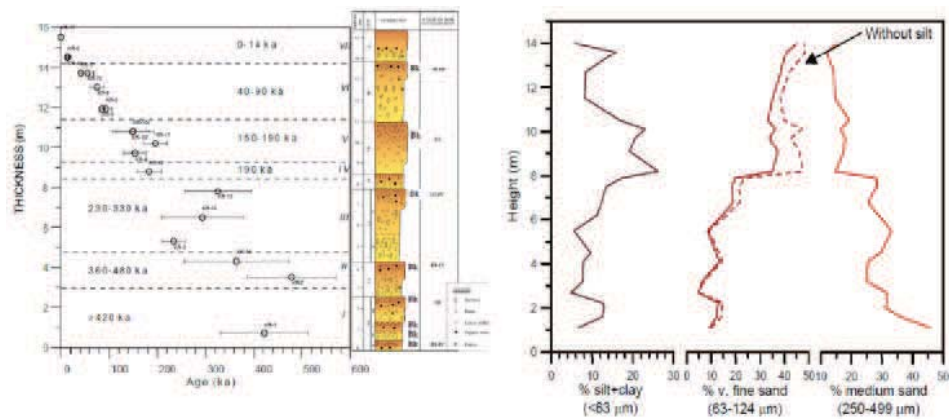


Figure 5. Qerem Shalom trench stratigraphy, OSL age range and grain size fractions.

upper part of the soil (A and upper B horizons), probably by deflation and sand abrasion. The eroded particles were probably deposited to the east. All of the units are intensively bioturbated, reflecting long surface exposure due to low accumulation rates. This suggests that vegetation, sustained by sufficient rainfall, played a major role in the formation and stabilization of the aeolian deposits.

Unit 5 (190-150 ka) is marked by large fractions of very fine sand, silt and clay. The deposition of the Unit 6 sands (~40% very fine sand) started at ~90 ka during MIS 5. The top of the unit, dated to 55 ka, marks an end in dune-sand accumulation while very fine sand is dated there to 40 ka, possibly indicating a decrease in wind power. Subsequently, soil formed during the colder Last Glacial periods of MIS 3 and 2. The time of sand deposition in the upper part of Unit 6 is similar to the time of dune formation along the central coastal plain (~65 and 50 ka) (Porat et al., 2004). The time span of paleosol formation in Unit 6 corresponds to the formation of Hamra in the coastal plain, which developed between ~50 ka and ~13 ka (Engelmann et al., 2001; Frechen et al., 2001, 2002; Porat et al., 2003). Unit 7 started to accumulate at ~16-12 ka at the time of the Negev dunefield main mobilization episode, probably during times of maximum sand transport fluxes. The unit here, ~1 m thick, is significantly thinner than Negev dunes which then attained thicknesses of 5-10 meters.

The QS sediments are composed of sand from the continental shelf and coastal plain, sand from the northern Sinai dunefield and finer (loess-size) particles. Due to the proximity to the coastal aeolian dunes and aeolianites (observed at the previous stop), and since the units can also be generally chronologically correlated to the Israeli coastal plain sequence, we suggest that the sands originated mainly from the coast and not from northern Sinai, aside perhaps Unit 7.

The ages of Units 5 and 6 also resemble the age range of units L1 and L2 (respectively) of the northern Negev loess, downwind of the dunefield (Crouvi et al., 2008). This, and the increase in very fine sand in units 5-7, can be explained by aeolian addition of very fine sand and suspended silts and clays in a windy climate, probably from the west (after Enzel et al., 2008).

Stop 3: Haluzit 1 (village): Fully dated dune section and palaeosol substrate.

The stratigraphy and chronology of this full dune section is representative of the entire dunefield. It was trenched in 2006 as part of the construction of a road. The section is of the dune axis and includes four main aeolian chronostratigraphic units (Figs. 6 & 7):

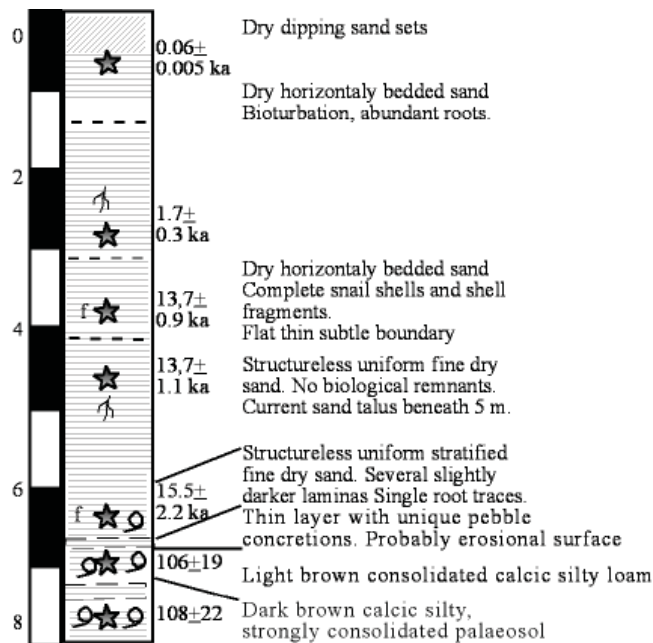


Figure 6. Haluzit 1 stratigraphic section.

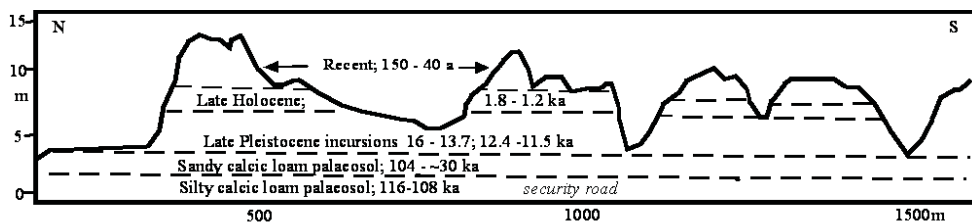


Figure 7. Generalized VLD chronostratigraphy in the western part of the NW Negev dunefield. Ages in ka.

1. The dune substrate: Calcic loamy paleosols, ~100 - 30 ka.
2. The main dune body dating to the late Pleistocene, 18 - 11.5 ka.
3. A late Holocene dune unit, 2 - 0.8 ka.
4. Modern cross-bedded re-activated dune crests, 150 - 40 years.

The dune substrate is quite sandy and indicates the presence of sand in the system since ~100 ka as suggested by Zilberman (1991). Sand flux was small and surface roughness was higher due to increased vegetation cover. Between these pulses pedogenesis has ensued. The contact between the dune substrate and dune is sharp.

The second unit comprises the majority of the section and indicates that between 15.5 - 13.7 ka, the main mass of sand rapidly encroached into the NW Negev (Fig. 8). As this unit composes the base of the VLD and also the interdune, this sedimentological episode may have been in the form of a "sand sheet". It is also possible that the upper part of the section was in the form of a VLD and was later eroded and redeposited forming a VLD during the late Holocene. Both scenarios result from enhanced sand supply and strong unidirectional west-east

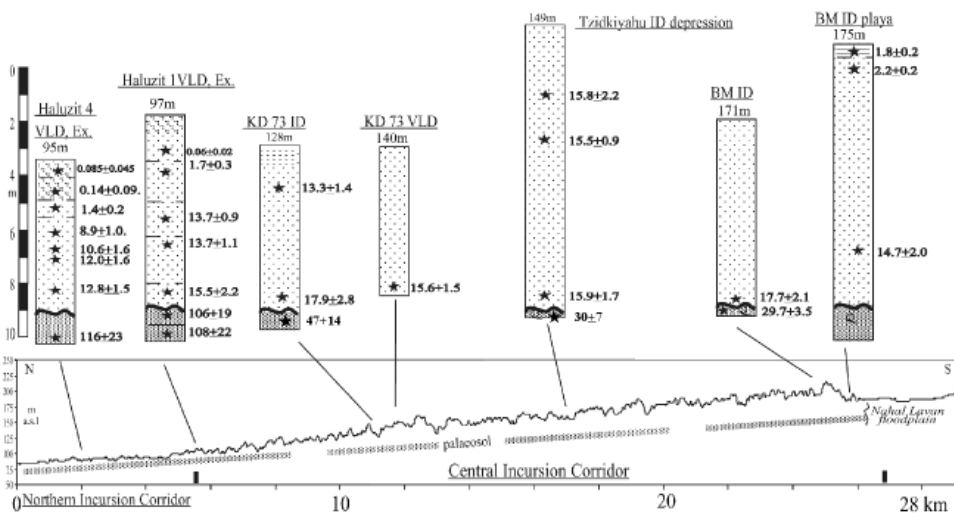


Figure 8. NW Negev dunefield western transect and chronostratigraphy. The transect location is marked on figure 2b. Ages in ka.

winds. Sand sheet development may be a result of higher vegetation cover, probably caused by the suggested wetter late Pleistocene.

This dated sequence presents the internal structure and helps understand the development dynamics specifically of VLDs (Fig. 9). VLDs both elongate and accrete sand. During major mobilization episodes VLDs accrete and the corresponding units have horizontal contacts as observed parallel and perpendicular to the dune axis. Accretion may have involved erosion to a certain extent but the 13.7 ± 0.9 ka unit overlaying another 13.7 ± 1.1 ka unit indicates two successive accretion stages with probably relatively limited erosion.

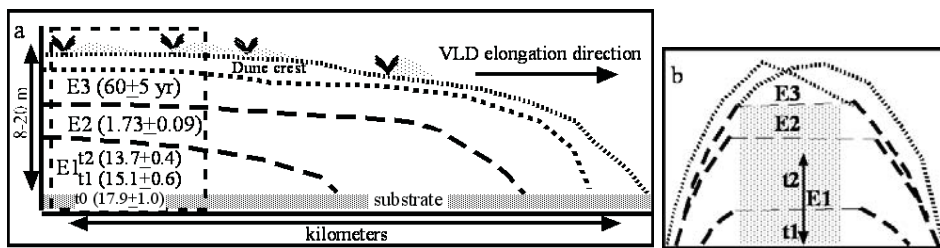


Figure 9. Scheme of the VLD elongation and accretion. a. Schematic longitudinal section of a VLD showing elongation and accretion stages according to Negev dunefield OSL age ranges. b. A schematic cross-section of a VLD presenting dune-sand accretion stages and the resultant dune-axis core stratigraphy that enables reliable OSL-dating.

Stop 4: Ze'elim roadstop, the northeastern edge of the Negev dunefield: Observation of the large Baladiya VLD and evidence for a rapid major incursion episode.

We are located at the eastern end of the northern dune incursion corridor (Fig. 2b). The northern incursion corridor VLDs are usually broad and low, and at the northeast corner of the dunefield (Baladiya) the VLDs are exceptionally broad (200-400 m) and high (10-15 m). The only evidence of ancient watercourses beneath the central and northern dune incursion corridor is found in the Baladiya section drillings that penetrated gravels beneath the dune section (Machta, 2005). These may have been deposited by the lower Nahal Mobra (Blumberg et al., 2004) prior to dune encroachment. Nine meters of the Baladiya VLD axis

is dated to $15.9\pm0.7 - 13.7\pm1.7$ ka (Fig. 10). The late Pleistocene section is overlain by a 0.6 m sand unit unusually cemented by carbonate (3.0 ± 0.6 ka).

Precise VLD elongation rates cannot be calculated since the dunefield lacks VLDs that continuously elongate as a single defined dune for many kilometers. However, sand transport rates can be calculated between the western and eastern ends of the dunefield. The northeastern edge of the dunefield shows late Pleistocene OSL ages similar to those found in the western transect. The basal and the mid-section ages of Haluzit 1 (Fig. 6) in the west (15.5 ± 2.2 ka; 13.7 ± 0.9 ka, respectively) present essentially identical ages as the Baladiya section. These ages signify rapid elongation and buildup roughly over ~1,000-2,000 years. These ages, along with additional ages from the lower parts and bases of dunes in the western and central dunefield, suggest that the main and major dune incursion and buildup phase was at ~16-13.7 ka (Fig. 11). This event has been suggested to be connected to the Heinrich 1 event (Roskin et al., 2011b).

The dune palaeosol substrate ages (108 ± 22 ka and 106 ± 19 ka at Haluzit and 98 ± 29 ka at Baladiya) are also similar and may indicate similar erosion patterns preceding or during dune activity.

After ~14 ka, wind probably subsided resulting in less sand input and dune growth. Based on the broad and high Baladiya section, in contrast to the limited sand found further east, later winds did not substantially erode the dunes axes. The current presence of relatively abundant vegetation throughout the northern

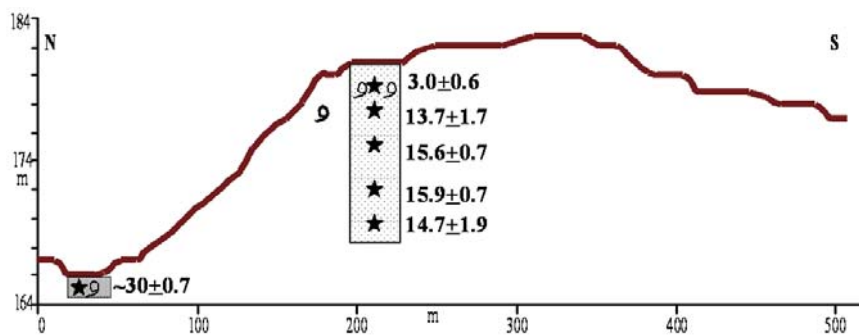


Figure 10. Baladiya VLD section.

part of the dunefield (Siegal, 2009) and thicker biogenic crusts (Almog and Yair, 2007) that may have also been present in the past, also decreased sand mobilization.

Stop 5: Retamim road stop, central dune incursion corridor: Observation of the Retamim dunes and last paleosol and initial dune sand ages.

We are located in the eastern part of the central incursion corridor. To the east of the Ze'elim - Mashabei Sadeh road are the Retamim dunes and beyond them the easternmost Sekher dunes. These dunes reveal dune morphologies that degrade towards the east. The Retamim section marks the sharp change at ~30 ka, between the youngest calcic silty paleosols that compose the dune substrate in the Negev dunefield and the oldest age of overlying aeolian dune sands (Fig. 12). The site also marks the easternmost extent of the major dune incursion at ~16-13.7 ka (Fig. 11).

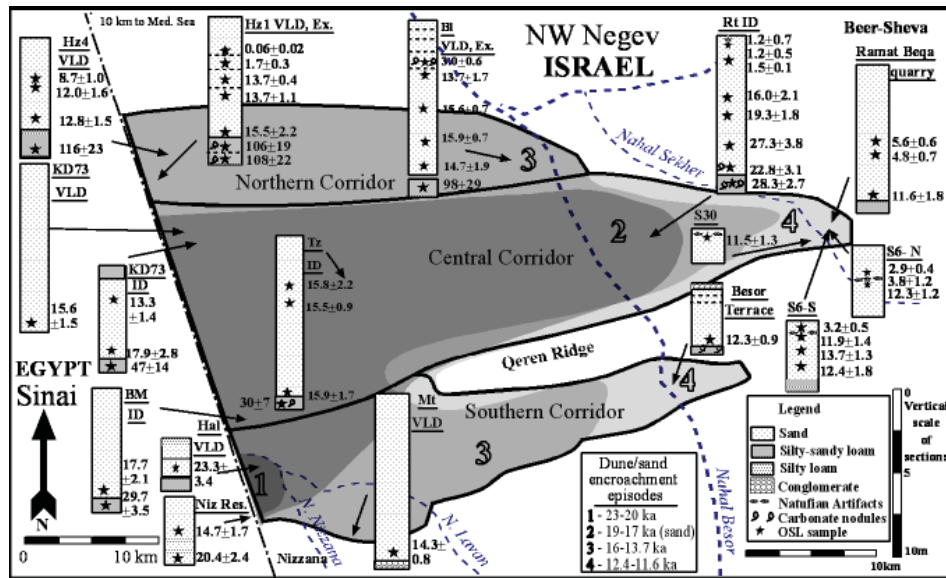


Figure 11. NW Negev dunefield evolution and main logs.

The base of the Retamim interdune (ID) section preserves the oldest unconsolidated aeolian sand units (27.3 ± 3.8 ka and 22.8 ± 3.1 ka) that overlay a calcic loamy sand palaeosol dated to 28.3 ± 2.7 ka. The dune substrate age is similar to substrates along the western transect at the BM (29.7 ± 3.5 ka) and Tzidkiyahu ($\sim 30\pm 7$ ka) interdune sites (Fig. 8). The base of the sand section, which is only slightly younger than the palaeosol, marks the onset of the aeolian sand phase in the northwestern Negev that soon matured into the initial dune incursion. The sand base ages resembles the Halamish VLD flank dated to 23.3 ± 3.4 ka where Ben-David (2003), based on a similar IRSL age of 23.5 ± 1.5 ka suggested initial sand accumulation at 25-27 ka. It also strengthens Zilberman's (1991) synthesis of the southern dunefield that suggested initial sand incursion followed by dune incursion that began evolving at 25-30 ka. Altogether, the Retamim interdune section preserves evidence of the ~ 1 m thickness of the initial ~ 27 -19 ka aeolian sand cover on the paleosols.

The ~ 27 -19 ka ages are not common at basal sections along the western transect of the central and northern incursion corridors (Figs. 8 & 11). This may indicate that the western transect bases have been fully reworked by the later and major dune incursion and the OSL signal of the sand grains was fully reset.

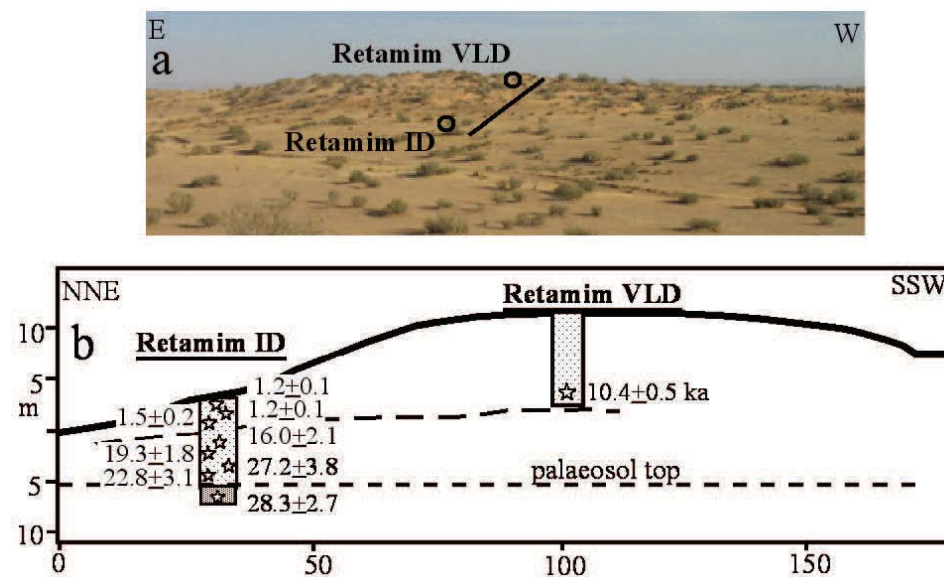


Figure 12. Retamim VLD section.

The Retamim basal ages were possibly preserved due to local physiography of local depressions or pockets. The thin unit dating to ~16 ka age of the Retamim ID section attests that the major incursion was only thinly recorded in this eastern section.

The consistent lack of preservation of old basal units throughout the dunefield, considering the sampling resolution of dune bases, also suggests that the initial sand was thin. Furthermore, the younger sand and dune cover east of Retamim does not support the notion that a thick sand unit was deposited at ~27-23 ka or even earlier, to be later transported and accumulated further east during later dune incursions. This comprises additional support that dunes surely did not cover the NW Negev before ~23 ka.

Stop 6: Ivha hill - southern dune incursion corridor observation point.

At this stop we will observe (Lavan) VLDs (*Fig. 13*) and learn about the VLD geomorphology, vegetation cover and dynamics (*Figs. 1, 9*) (see introduction).

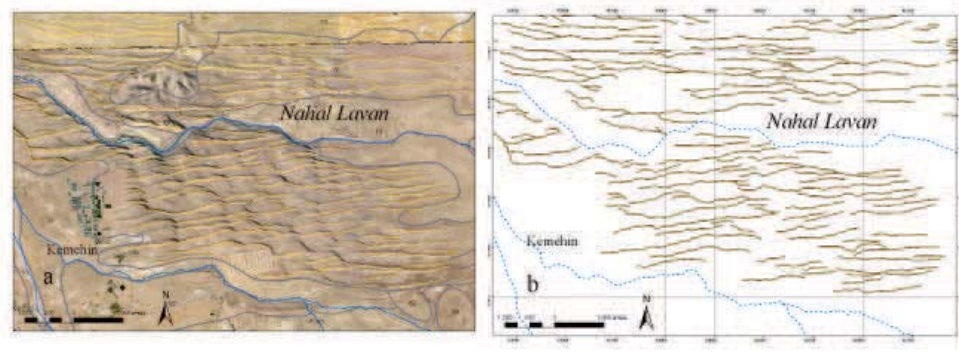


Figure 13. The spatial pattern of VLDs. a. Orthophoto and VLD crest lines (in orange) of the Lavan dunes. The capital letters correspond to soil types (Dan et al., 1964): v = Sand dunes. t = Sandy regosols and arid brown soils. l = Calcareous serozems. s = Brown lithosols and loessial serozems. b. Map of the Lavan VLD crest lines.

Stop 7: Shivta Junction: Abundant prehistoric sites by a dune and standing water deposits.

Standing-water deposits (SWDs) or paludal sediments are found throughout the southern dunefield from the Egypt-Israel border to Nahal Sekher (the central corridor) in the east, commonly overlying basal dune flanks, expanding into the interdunes and upstream. They are evidence for dune migration that dammed wadi courses (Magaritz and Enzel, 1990; Ben-David, 2003).

Ten interdune sections with stratigraphy of interchanging aeolian, fluvial and standing water deposits were studied and dated from underlying and overlying sandy sediments. The results in the context of the NW Negev dunefield dune ages show the direct relationship between dune mobilization and stabilization to dune-damming and breaching.

Thus, dune damming exemplifies the extent of environmental impact of a massive dune incursion. Interdune basal paludal sediment overlies dunes dated to ~23 ka and 18 ka, suggesting accumulation mainly in response to the main incursion period due to intensive dune damming. We also suggest that the main dune incursion transported large sand volumes across Wadi Al-Arish and blocked it as well.

The upper-parts of six interdune sections date to 10-8 ka, younger than the main incursion stabilization age. Following the cessation of dune elongation, water-lain sediments continued to accumulate behind the dune dams until breaching them. Mid-sized (10^2 - 10^3 km²) NW Negev catchments breached and destroyed the dune dams in the Early Holocene leaving residual standing water deposits (Harrison and Yair, 1998; Ben-David, 2003). In contrast, smaller drainage basins are still covered by dunes (Blumberg et al., 2004). This aeolian-fluvial history may explain the occurrence of mainly Mid-Epipaleolithic (~15-12.5 ka) to Harifian (~10.75-10.1 ka) artifacts and camps in this part of the Negev (Goldberg, 1986; Goring-Morris and Goldberg, 1990). While it has been pointed out that those archaeological sites have a limited spatial extent in the region (Goring-Morris and Goldberg 1990), paleolakes and ponds created by dune dams would have been favorable sites for at least short-term human settlement.

North of Shivta junction is a 'playa' (SWD) that was probably formed by the dune to its north damming wadi Es-Sid (Magartiz and Enzel, 1990) (*Fig. 14*).

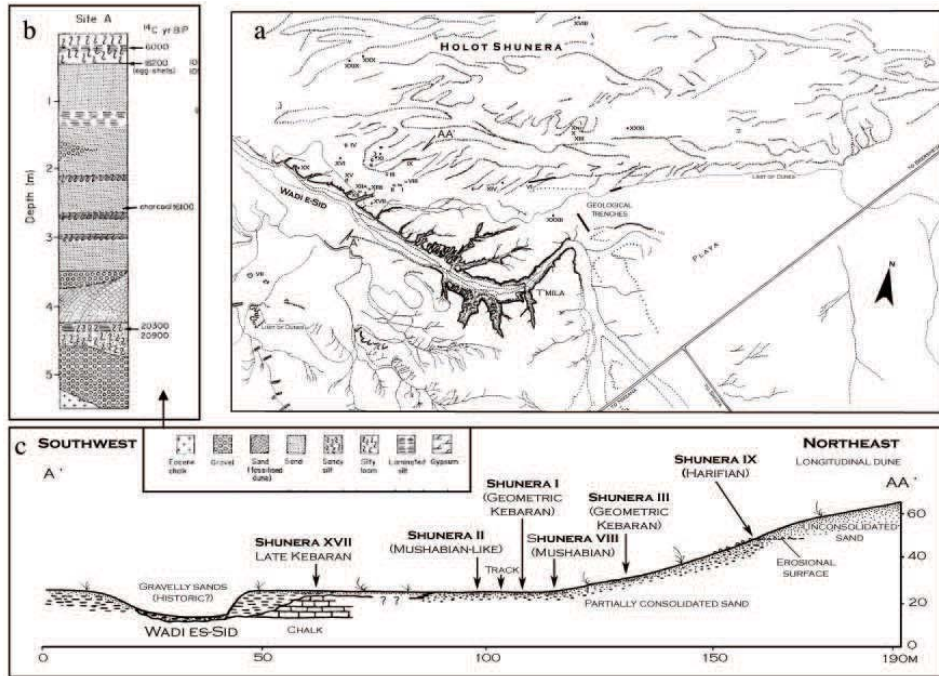


Figure 14. Standing water sediments at the edge of the Shunera dunes, north of the Shivta junction. a. Map of the Sekher prehistoric sites, geomorphic features and location of cross-section and log. b. Cross-section. (Figs. 13a, b is courtesy of Nigel Goring-Morris). c. Stratigraphy (log) of the standing water deposits (playa) described at the 'geological trench' in fig. 14a (Magaritz and Enzel, 1990).

At the base of the dune are abundant sites spanning the Epipalaeolithic period (Goring-Morris and Goldberg, 1990). The sites are short-term campsites and are suggested to be associated with the nearby standing-water body (playa). A layer of Harifian artifacts stick out of the lower dune slope and attest to the dunes' presence and configuration at that time.

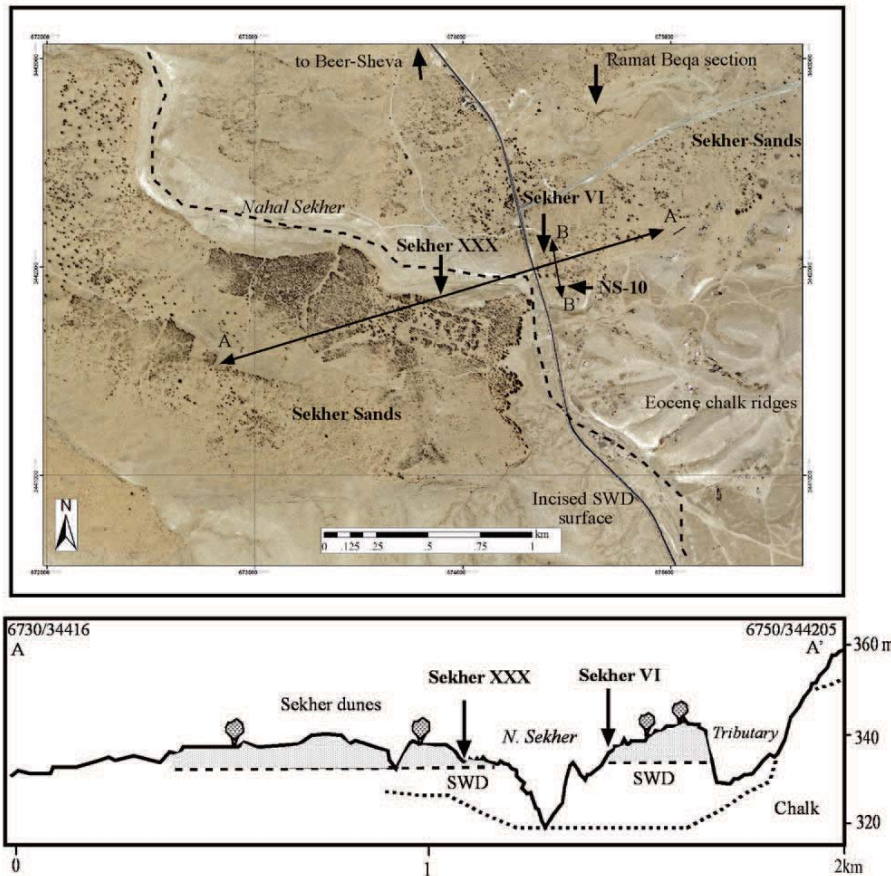


Figure 15. Orthophoto and generalized cross section of the (Nahal) Sekher sites. Section B-B' is depicted in Figure 17.

Stop 8: Sekher sites: The Sekher VI Natufian site and interchanging early Holocene standing-water deposits.

I Sekher stratigraphy

The Sekher sands and 1-5 m high dunes differ from prominent dune morphologies that characterize the NW Negev dunefield west of Nahal Sekher and have younger incursion ages (12.4-11.6 ka) than in the west (16-13.7 ka) (Roskin et

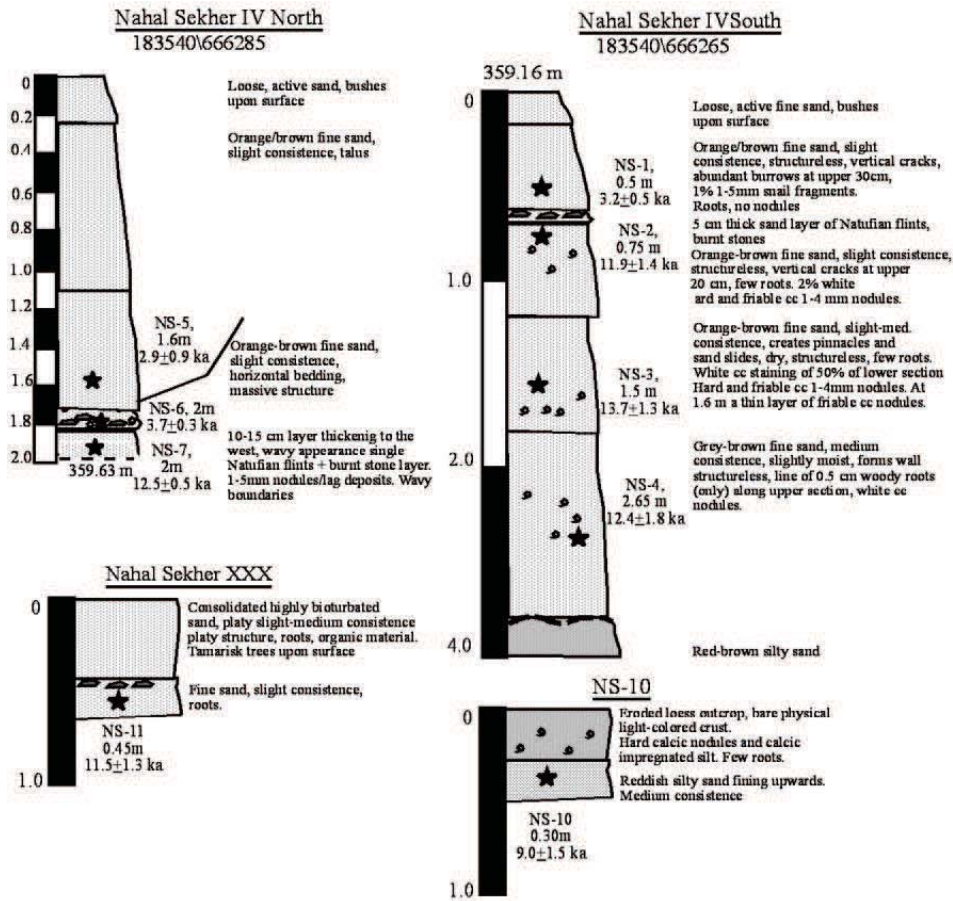


Figure 16. Stratigraphy of the Sekher sites.

al., 2011a, b). The sands fill several wadis that slope westwards towards Nahal Sekher (Fig. 8) from a local water shed at an elevation of ~380 m located 2 km east of the Sekher VI site. Along this west-east topographic incline, the sand cover accumulates and then thins out until it diminishes (Fig. 15).

Here, two prehistoric sites along with adjacent paludal deposits were investigated. The Sekher XXX site is at the fringe of the Sekher dunes on the southern bank of Nahal Sekher. Harifian artifacts upon a thin loam crust, are only 35 cm beneath a surficial and bioturbated sand unit. Sand from 10 cm beneath the Harifian unit, dates to 11.5±1.3 ka (Fig. 16).

The Sekher VI site surface, at ~340 m, slopes westwards to Nahal Sekher and southwards to a Sekher tributary (*Fig. 16*). The site is embedded in undulating aeolian sand, resembling coppice dune morphology. The site is mainly composed of a distinct (exposed) surface containing Early and Late Natufian lunates and other artifacts and tools (Barzilai and Agha, 2010). The surface which is composed of a thin 1-2 mm soil crust is additionally strewn with limestone pebbles, lag deposits and snail shells. The limestone pebbles are 2-15 mm, sub-angular to sub-round and polished, suggesting a fluvial source. Lag deposits are sandy concretions cemented by calcium carbonate. Snail shells (2-40 mm) are complete and broken.

Two main OSL age-groups are discerned; 13.7-11.5 ka from below the Natufian layer and 3.8-2.9 ka above the Natufian layer (*Fig. 15*). The lower sand dates to 12.4 ± 1.8 ka and is overlaid by the pre-Natufian sand similarly dated to 13.7 ± 1.3 ka. Another pre-Natufian sample at the northern section dates to 12.3 ± 1.2 ka, similar to the other ages. The overlaying sand from both sections dates similarly to ~3 ka, similar to the 3 ka calcic sand unit in the upper Baladiya section (*Figs. 10, 11*), possibly indicating a short and small remobilization. The Natufian sand gives a mixed $\sim 3.8 \pm 1.2$ ka age, probably indicating deflation sand mixing as observed in the section.

The Sekher VI Natufian units overlay sands of similar ages of ~12.4, ~12.3 and ~11.9 ka. This indicates sand encroachment and stabilization shortly followed by Early Natufian encampment. The ages beneath the Natufian layers correspond to a second sand mobilization episode at 12.4-11.6 ka that brought the Negev dunes to their easternmost extent (*Fig. 11*) and has been associated with the Younger Dryas (Roskin et al., 2011b).

I Standing water deposits and dune damming

The Sekher sites have been associated with paleolakes (Goring-Morris and Goldberg, 1990) covering 60,000 m², radiocarbon dated to 11.6-10.3 ka BP (uncal.) whose formation has been associated with dune activity and aridization (Enzel, 1984; Magaritz and Enzel, 1990). The paleolake dates though, were carried out on fine carbonate minerals extracted from a gypsum layer and therefore should be viewed with caution. Here we present OSL ages for the

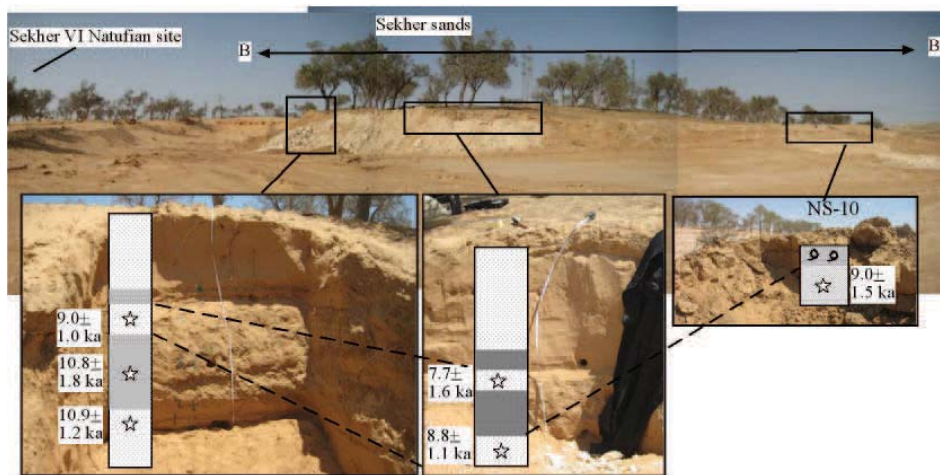


Figure 17. Chronostratigraphic sections of the Sekher palaeolake fringe (see figure 15 for location).

upper paleolake section.

A flat paludal sediment surface abuts from the southern edge of the Sekher sands and was hypothesized to be the fringe of a palaeolake. An outcrop 85 m southeast of the Sekher VI site composed of interchanging units, several decimeters thick of calcic reworked sandy/silty loams was dated to 9.0 ± 1.5 ka at 45 cm. It post-dates the sand deposition and Natufian encampment. A trench approximately 50 m east of the Sekher VI site revealed paludal sediments interchanging with the aeolian sand dating in the range of ~ 7.7 - 10.9 ka (*Fig. 17*) that post-date the Natufian, indicating the persistence of a closed water body probably by dune damming.

The presumed standing-water body probably extended to the south, where south of road 40, 5-10 m thick paludal sediments are exposed, and form a flat surface and a shoreline lined by prehistoric artifacts.

I Summary

Along this excursion we observed full VLD sections and their relationship with their underlying substrate. We learned about the initial and main encroachment stages and their impact on the landscape and prehistoric man. The data is important for understanding the triggers, extent and intensity of past, historical, present and future dune mobilizations.

The evolution of the NW Negev dunefield included several episodes. While thin sand sporadically covered the NW Negev since ~ 100 ka, dunes initially reached the Negev from northern Sinai around ~23 ka. Two main dune encroachment episodes are identified. The first and main episode, concentrated at 16-13.7 ka, deposited thick dune sections in the western part of the dunefield, thinning out to the east. A less intense episode, partially based on the ages of this work and associated with the Younger Dryas at 12.4-11.6 ka, transported sand several kilometers further east and formed low dunes and sand cover in the vicinity of the eastern Sekher sites. The Negev sands were partially and sporadically mobilized until stabilization at ~10 ka. During the main dune encroachment episode extensive dune-damming was concentrated along wadis in the southern part of the dunefield, recurring during the second episode and lasting into the earlier Holocene. These short-term water bodies attracted prehistoric man. Since the onset of the Holocene, due to a decrease in windiness, the sands have stabilized and were probably encrusted, aside from a late Holocene remobilization and modern upper dune and dune crest activity, possibly related to the impact of the Nabataean, Roman and Byzantine anthropogenic activity.

References

- Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford University Press, Oxford, 267 pp.
- Almog, R. and Yair, A., 2007. Negative and positive effects of topsoil biological crusts on water availability along a rainfall gradient in a sandy and area. *Catena*, 70(3): 437-442.
- Amit, R., Crouvi, O., Simhai, O., Matmon, A., Porat, N., McDonald, E. and Gillespie, A.R., 2011. The role of the Nile in initiating a massive dust influx to the Negev in the late to middle Pleistocene. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 873-889.
- Barzilai, O. and Agha, N., 2010. Nakhal Sekher, Preliminary report. *Hadashot Arkheologiyot, Excavations and Surveys in Israel*, 122: 8.
- Ben-David, R., 2003. Changes in desert margin environments during the climate changes of the Upper Quaternary. Ph.D. Thesis, Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, 170 pp.
- Blumberg, D.G., Neta, T., Margalit, N., Lazar, M. and Freilikher, V., 2004. Mapping exposed and buried drainage systems using remote sensing in the Negev Desert, Israel. *Geomorphology*, 61(3-4): 239-250.
- Breckle, S.W., Yair, A. and Veste, M. (Editors), 2008. *Arid Dune Ecosystems - The Nizzana Sands in the Negev Desert*, Ecological Studies Vol. 200. Springer, Berlin, 475 pp.
- Crouvi, O., Amit, R., Enzel, Y., Porat, N. and Sandler, A., 2008. Sand dunes as a major proximal dust source for late Pleistocene loess in the Negev Desert, Israel. *Quaternary Research*, 70(2): 275-282.
- Crouvi, O., Amit, R., Porat, N., Gillespie, A.R., McDonald, E.V. and Enzel, Y., 2009. Significance of primary hilltop loess in reconstructing dust chronology, accretion rates, and sources: An example from the Negev Desert, Israel. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 114.
- Dan, J., Raz, Z. and Koyumdjiski, H., 1964. *Soil Survey Manual*. Volcani Inst., Bet Dagan, Israel.
- Danin, A., Bar-Or, Y., Dor, I. and Yisraeli, T., 1989. The role of cyanobacteria in stabilization of sand dunes in southern Israel. *Ecologica Mediterranea*, 15(1/2): 55-64.
- Engelmann, A., Neber, A., Frechen, M., Boenigk, W. and Ronen, A., 2001. Luminescence chronology of Upper Pleistocene and Holocene aeolianites from Netanya South - Sharon Coastal Plain, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 20(5-9): 799-804.

- Enzel, Y., 1984. The geomorphology of the Lower Nahal Sekher Wadi. M.Sc. Thesis, The Hebrew University, Jerusalem, 106 pp.
- Enzel, Y., Amit, R., Crouvi, O. and Porat, N., 2010. Abrasion-derived sediments under intensified winds at the latest Pleistocene leading edge of the advancing Sinai-Negev erg. *Quaternary Research*, 74(1): 121-131.
- Enzel, Y., Arnit, R., Dayan, U., Crouvi, O., Kahana, R., Ziv, B. and Sharon, D., 2008. The climatic and physiographic controls of the eastern Mediterranean over the late Pleistocene climates in the southern Levant and its neighboring deserts. *Global and Planetary Change*, 60(3-4): 165-192.
- Frechen, M., Dermann, B., Boenigk, W. and Ronen, A., 2001. Luminescence chronology of aeolianites from the section at Givat Olga - Coastal Plain of Israel. *Quaternary Science Reviews*, 20(5-9): 805-809.
- Frechen, M., Neber, A., Dermann, B., Tsatskin, A., Boenigk, W. and Ronen, A., 2002. Chronostratigraphy of aeolianites from the Sharon Coastal Plain of Israel. *Quaternary International*, 89: 31-44.
- Goring-Morris, A.N. and Goldberg, P., 1990. Late Quaternary dune incursions in the southern Levant: Archaeology, chronology and palaeoenvironments. *Quaternary International*, 5: 115-137.
- Harrison, J.B.J. and Yair, A., 1998. Late Pleistocene aeolian and fluvial interactions in the development of the Nizzana dune field, Negev desert, Israel. *Sedimentology*, 45(3): 507-518.
- Hunt, S.-J.C., 1991. Provenance and palaeoclimate of late Quaternary aeolian sediments, northern Negev desert, Israel. Ph.D. Thesis, University of Cambridge, Cambridge, 122 pp.
- Karnieli, A. and Tsoar, H., 1995. Satellite spectral reflectance of biogenic crust developed on desert dune sand along the Israeli-Egypt border. *International Journal of Remote Sensing*, 16: 369-374.
- Machta, G.L., 2005. Chapter 93, Geotechnical report.
- Magaritz, M. and Enzel, Y., 1990. Standing-water deposits as indicators of Late Quaternary dune migration in the northwestern Negev, Israel. *Climatic Change*, 16: 307-318.
- Misak, R.F. and Draz, M.Y., 1997. Sand drift control of selected coastal and desert dunes in Egypt - Case studies. *Journal of Arid Environments*, 35(1): 17-28.

- Muhs, D.R., 2004. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*, 59(1-4): 247-269.
- Porat, N., 2007. Analytical procedures in the luminescence dating laboratory (in Hebrew). Tech. Rep. TR-GSI/2/2002, Geological Survey of Israel.
- Porat, N., Avital, A., Frechen, M. and Almogi-Labin, A., 2003. Chronology of upper Quaternary offshore successions from the southeastern Mediterranean Sea, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 22(10-13): 1191-1199.
- Porat, N., Wintle, A.G. and Ritte, M., 2004. Mode and timing of kurkar and hamra formation, central coastal plain, Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 53(1): 13-25.
- Rabie, F.H., Abdel Rahman, S.I., Hanna, F. and Kotb, M.M., 2000. Study of sand dunes migration and their effect on the agricultural development in North Sinai, Egypt using remote sensing, 2nd International Conference on Earth Observation and Environmental Information, Cairo, Egypt.
- Rendell, H.M., Yair, A. and Tsoar, H., 1993. Thermoluminescence dating of sand movement in northern Negev, Israel. In: K. Pye (Editor), *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems*. Geological Society, London, pp. 69-74.
- Roskin, J., Porat, N., Tsoar, H., Blumberg, D.G. and Zander, A.M., 2011a. Age, origin and climatic controls on vegetated linear dunes in the northwestern Negev desert (Israel). *Quaternary Science Reviews*, 30(13-14): 1649-1674.
- Roskin, J., Tsoar, H., Porat, N. and Blumberg, D.G., 2011b. Palaeoclimate interpretations of Late Pleistocene vegetated linear dune mobilization episodes; evidence from the northwestern Negev Desert, Israel. *Quaternary Science Reviews*, 30(23-24): 3364-3380.
- Siegal, Z., 2009. The influence of man, drought and climatic fluctuations on the perennial vegetation in the sands of the Agur Nature Reserve. M.A. Thesis, Ben Gurion University, Beer-Sheva, Israel, 66 pp. (in Hebrew)
- Striem, H.L., 1954. The seifs on the Israel-Sinai border and the correlation of their alignment. 4: 195-198.
- Telfer, M.W. and Thomas, D.S.G., 2007. Late Quaternary linear dune accumulation and chronostratigraphy of the southwestern Kalahari: implications for aeolian palaeoclimatic reconstructions and predictions of future dynamics. *Quaternary Science Reviews*, 26: 2617-2630.

- Tsoar, H., 1974. Desert dunes morphology and dynamics, El-Arish (Northern Sinai). *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Supplementbnde*, 20: 41-61.
- Tsoar, H., 1990. Trends in the development of sand dunes along the southeastern Mediterranean coast. *Catena (Suppl.)*, 18: 51-60.
- Tsoar, H., Blumberg, D.G. and Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology*, 57(3-4): 293-302.
- Tsoar, H., Blumberg, D.G. and Wenkart, R., 2008. Formation and geomorphology of the NW Negev sand dunes. In: S.W. Breckle, A. Yair and M. Veste (Editors), *Arid Dune Ecosystems*. Springer, Berlin, pp. 25-48.
- Wintle, A.G., 2008. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas*, 37(4): 471-482.
- Zilberman, E., 1982. The geology of the Qeren-Haluza area. EG/4/82 (in Hebrew with English abstract), Geological Survey of Israel.
- Zilberman, E., 1991. Landscape evolution in the Central, Northern and Northwestern Negev during the Neogene and the Quaternary. GSI/45/90 (in Hebrew with English abstract), Geological Survey of Israel, Jerusalem.
- Zilberman, E. and Amit, R., 2005. Following the Pliocene sea shore line. In: M. Gardosh (Editor). Israel Geological Society annual meeting, Mashabim.
- Zilberman, E., Porat, N. and Roskin, J., 2007. The middle to Late-Pleistocene sand sheet sequence of Kerem Shalom, western Negev - an archive of coastal sand incursion. Report GSI/13/2007.