

## הגיאולוגיה של אזור באר אורה

ג. שטייניץ<sup>1</sup>, מ. שלמון<sup>2</sup>, ח. גינת<sup>3</sup>, י. אייל<sup>2</sup>, י. ברטוב<sup>1</sup>

1. המכון הגיאולוגי, ירושלים
2. אוניברסיטת בן גוריון
3. מרכז מדע ים המלח והערבה

מטרת הסיום היא להכיר את הגיאולוגיה של אזור נחל רחם, נחל עתק ובאר אורה, ובכלל זה את מבנהו וכמה ממאפייניו הבולטים.

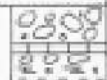
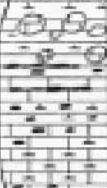
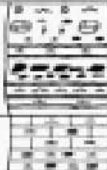






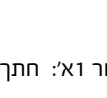


יחודו של אזור זה בהיותו: א) ממוקם בשולי הערבה, ונתון להשפעת המאורעות הטקטוניים אשר עיצבו חלק זה של הבקע; ב) תחת השפעתו של העתק תמד שהוא הדרומי בהעתיקי רצועת הגזירה של הנגב - מרכז סיני (ברטוב, 1974). כמה מהסיבוכים הטקטוניים באזור באר אורה נובעים מצרופ התופעות המלוות את שני האלמנטים האלה. בנוסף, ניכרת כאן השפעת עוביו הקטן (ביחס לאזורים צפוניים יותר) של החתך הסדימנטרי, הגורם להחרפה במידת ההיענות של השכבות למאמצים בתשתית.

החתך הסטרטיגרפי החשוף באזור באר אורה (נסקר אצל Bartov et al., 1972), משתרע למן החלק העליון של אבני החול הנובויות (תצורת סמר) ועד לקונגלומרט רחם הנאוגני (איורים 2,1). רוב השטח מכוסה בשכבות מגיל קנומן-סנון של תצורות חצרה, אורה, גרופית, ציחור מנוחה ומישאש. שתי התצורות האחרונות מעוררות כאן עניין מיוחד בשל השינויים הרבים החלים בהם, לעומת החתכים הקלסיים בנגב הצפוני והמרכזי. בשל קשיי הקורלציה נעשה כאן שימוש בשם "תצורת סיירים" ליחידות אלה, ומשהוברהו היחסים הסטרטיגרפיים - ניתן להשתמש בשמות המקובלים בנגב. בנקודה אחת חשופים גם סלעים של חברת עבדת מגיל איאוקן, ומעליהם מונחות באי התאמה שכבות של קונגלומרט רחם, האקוילונטי לפרט שחק ("קונגלומרט הבסיסי") של חברת חצבה (Garfunkel et al., 1974). מציאותם של חלוקים הבנויים "צור יבוא" איאוקני מעלה אפשרות שמדובר כאן באקוויולנט של תצורת צפע (Calvo and Bartov, 2001), אך עניין זה מחייב ברור נוסף. שכבות של קונגלומרט רחם מצויות על גבי סלעים של חברת עבדת (ורק עליהן) במספר מועט של מקומות באזור אילת: בנחל טבה, ובנחל שלמה (אייל, 1967; גרפונקל, 1970) ובמזרח סיני. על כן ניתן להניח שהשתרעותם בעבר הייתה נרחבת הרבה יותר. בנוסף ליחידות הסלע שנזכרו לעיל מוצאים באפיקי הנחלים משקעי טרסות נחל צעירות.

### < מבנה: (איור 3)

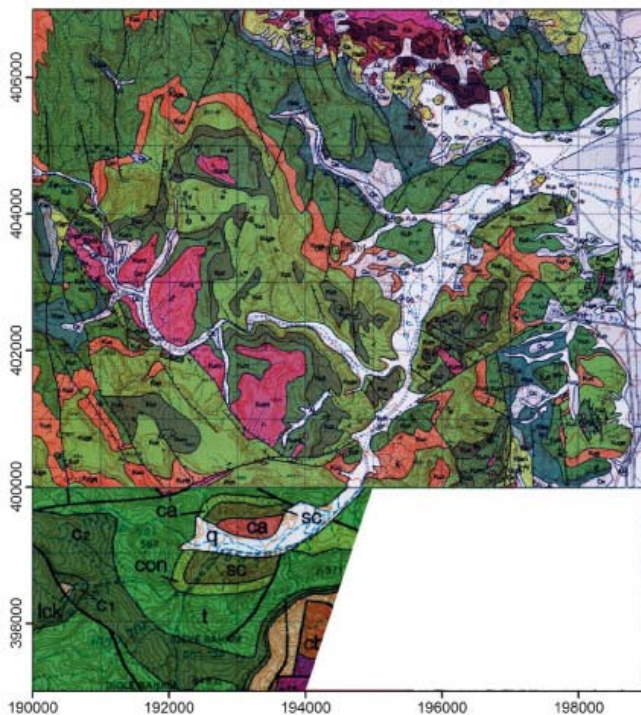
#### 1. שולי הערבה

בשוליים המזרחיים של האזור ניכרת כפיפה אל עבר הערבה, בנטייה כללית המגיעה ל-25 מעלות. רוחב אזור הכפיפה מוגבל ל- 2-1 הק"מ הסמוכים לערבה, משני צדדיו של העתק תמד. הכפיפה נמשכת גם בתת-הקרקע של שולי הערבה המערביים (פריזלנדר, 2000) והיא מלווה בהפרעות משניות הנמשכות לקרבת העתק תמנע, המהווה את הגבול המערבי של הבקע, ממזרח לקו המחשופים. העתק זה נמשך דרומה לעבר העתק יותם, ונמצא בדרוג עם העתק אילת. מדרום להעתק תמד ישנה מערכת העתקים בכיוון צפון - דרום, המקבילה למגמת השכבות הנוטות לערבה (העתקי ניצוף ואורה, המלווים בגרבינים צרים בכיוון זהה). העתק תמד מהווה גבול צפוני למערכת העתקים זו.

הערות	תאור ליתולוגי	תאור גרפי	סטרטיגרפיה					מטרות
			קנה מידה	סרט	הצורה	הצורה	ידועה	
	<b>סחף ואדית</b>							
	Nr	קונולומרו, בבסיס חלקים גדולים, מעל חרסית, שכבות קשות מלאכות בסליל קרבונטי. שכבות גיר דגריטי חסרות חלקים.		170	קונולומרו רומ	קשה		
	En	קירטון לב, קשה, משוכב עם גיר קירטוני קשה, שכבות ועדשות גיר. בולבובי גיר ושכבות גיר חלו. החלק העליון בחתך המסומן - קירטון רך.		140.5	חסרת רגמה	עדינה		אילון (תיכון)
<b>אין השיטה</b>								
תצורת סירים	Kumi	גור ברכואדי עם מעט קירטון לבן וחלמס. מורכב משכבות קירטוני. פוספט ובלבובים בדים מפוררים בחלקים, בחלק העליון.		80	Kumi	חסרת רגמה	קשה	100
"מחזור שלישי"		קירטון גיר משוכב עם עדשות גור שחר.		100				
תצורת סירים	Kum	גור מדולף משוכב עם קירטון, עדשות דלמס, עם ריח H <sub>2</sub> S. שכבות "גור כחמים".		30	Kum3	חסרת רגמה	קשה	100
"מחזור שני"		קירטון לב, רך, עם עורקי גבס, מעט גור חרסית.		30				
"מחזור ראשון"	Kum	חומר משוכב עם חלמס. עדשות גור, מעט מורכב ופוספט. שכבות גור מסיביות, בעלת הופעה למינרית, לימניות בחלק העליון.		40	Kum2	חסרת רגמה	קשה	100
תצורת סירים		אבני חול קשות, משולבות עם רזל דלמס, חומר קורוזיבי. טיבול מלב. הופעה עדשתית.		40				
		דלמס, גיר חמור, גיר מאובנים, קירטון וגור שכבות, חרסית ממוצת בחלק העליון.		40				
	Kuz	קירטון לב מריר עורקי גבס וקלציט.		80	Kum1	חסרת רגמה	קשה	100
		חלמס מכוף קשה, למרעון עם חומר. גיר חרסיתי דק גרני, גיר מאובנים וחלמס חלי. חרסית גור רבים. החלק העליון גיר אורגני דגריטי, דחוח קורני קשה.		100			קשה	100
		גיר אמר, דק גרני, קשה.		100			קשה	100

איור 1א: חתך עמודי באזור באר אורה - חלק עליון

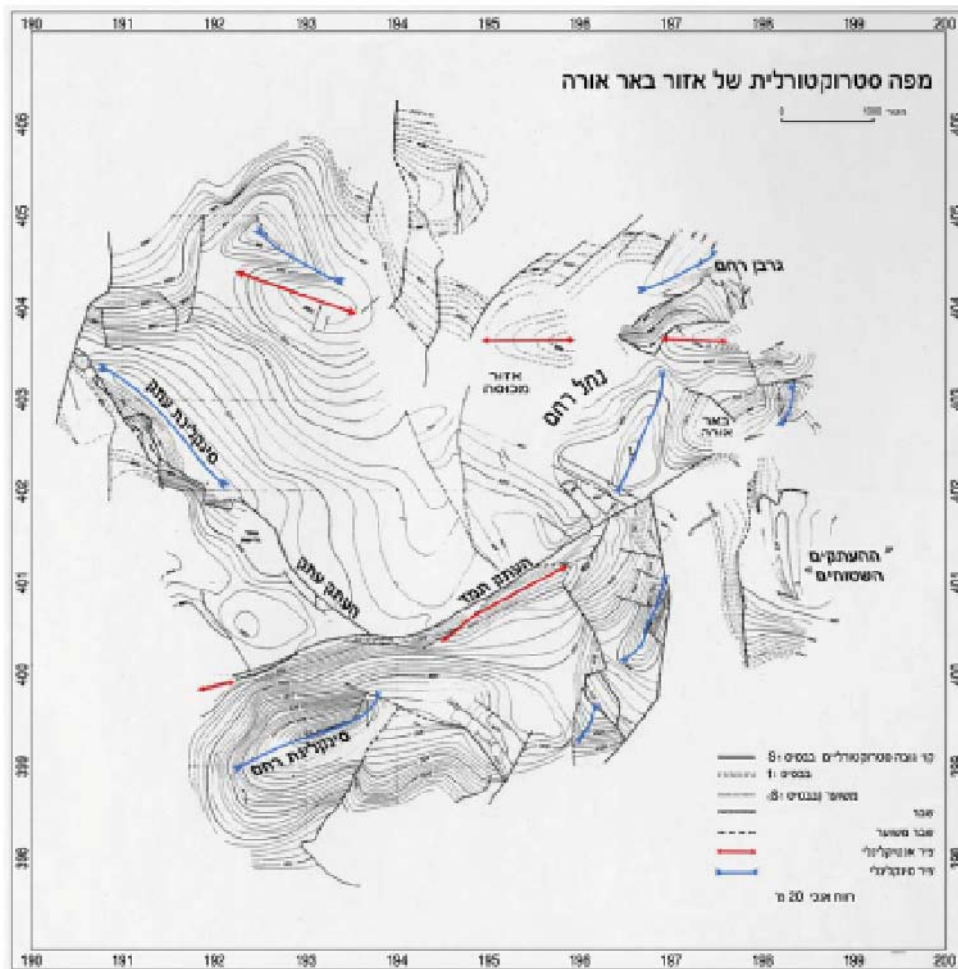




איור 2א': מפה גיאולוגית של אזור באר אורה (רשת ישראל חדשה). (ביים אחרים, 1999; סנה ואחרים, 1999)

STRATIGRAPHY סטרטיגרפיה							
SYSTEM ותקופה	SERIES / STAGE סדרה / זרונה	SYMBOL סימן	THICK. (מ') עובי (מ')	LITHOLOGY מסלע	LITHOSTRATIGRAPHY ליתוסטרטיגרפיה		
					MAPPING UNITS יחידות מפה	GROUP חבורה	
QUATERNARY קוואטרי	PLEISTOCENE - HOLOCENE פליסטוקן - הולוקן	ME			Mud silt/clay / מדי מלי/טי/צ'י	DEAD SEA ים המלח	
		Al	0-20		Albustone / אלבוסטון		
		Ca			Clay / צ'י		
TERTIARY TERTIARY PERIOD PERIOD	NEOGENE (UPPER) MIOCENE מיוקן	Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
		En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב	
	Pliocene (lower) פליוקן	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב	
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
	CRETACEOUS יוקסיטן	Cenozoic (lower) פליוקן	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב
			Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב
			Ca			Clay / צ'י	
			Al	0-20		Albustone / אלבוסטון	
			Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב
		Cenozoic (upper) מיוקן	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב
Me			30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
Ca					Clay / צ'י		
Al			0-20		Albustone / אלבוסטון		
Me			30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
CAMBRIAN ימבין	Cambrian (lower) ימבין	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב	
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
		Ca			Clay / צ'י		
		Al	0-20		Albustone / אלבוסטון		
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
	Cambrian (upper) ימבין	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב	
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
		Ca			Clay / צ'י		
		Al	0-20		Albustone / אלבוסטון		
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
PRECAMBRIAN פריקמבריאן	Precambrian (lower) פריקמבריאן	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב	
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
		Ca			Clay / צ'י		
		Al	0-20		Albustone / אלבוסטון		
		Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב	
Precambrian (upper) פריקמבריאן	En	100		Enclaves / אנקלאבים	AVDANAVAN אבדנבב		
	Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב		
	Ca			Clay / צ'י			
	Al	0-20		Albustone / אלבוסטון			
	Me	30		Mud / מדי	SAGREB סגרב		

איור 2 ב': מקרא למפה הגיאולוגית



איור 3: מפה סטרוקטורלית של אזור באר אורה

## 2. העתק תמד

העתק תמד (איור 5,4) עובר לרוחבו של חצי האי סיני בכיוון מזרח - מערב, למן אזור מפרץ סואץ אל עבר הערבה. מזרחית לגבול ישראל - מצרים הוא עובר באזור הקניון האדום - נחל שני, ומגיע אל הערבה דרומית לבאר אורה, שם הוא מקבל תפנית לכיוון N60E. זריקתו הסטרטיגרפית 0-150 מ' באזור באר אורה, והיא מגיעה לשיעור של כ-1 ק"מ באזור נחל שני - הרי נשף. בתחומי סיני, בקרבת תמד ובמערב סיני, הובחנו לאורך ההעתק עדויות לתנועה אופקית ימנית, בשיעור של 0.3-0.5 ק"מ (ברטוב, 1974), זאת על פי דייקים בזלתיים מיוקניים המוסטים על ידו, ותזוזות של קצות מבנים אנטיקלינליים. לפיכך ניתן לקבוע כי גיל התנועה האופקית על העתק תמד מאוחר לראשית המיוקן (ברטוב, 1974). דבורי (2002) העריך את כמות התנועה הימנית בכ-1000 מטרים (על סמך סימני גרירה אופקיים). על בסיס קווי רפלקציה סיסמית, החוצים את העתק תמד בנחל רחם ובנחל שני, הוא הראה נטייה של 50 מעלות כלפי דרום, ומכאן הסיק שמדובר בהעתק הפוך, בעוד שעל פני השטח ההעתק בד"כ אנכי או



תלול. לאורכו מוצאים מבנים מלווים רבים, ובהרבה מקומות גם אזור ריסוק רחב. המבנים המלווים הם של גרבינים צרים, אנטיקלינות וסינקלינות צרות, והוא מלווה בתופעות של דולומיטיזציה אפיגנטית ומינרליזציה ברזלית. במקרים אחדים מצויים לאורכו גם מבנים רחבים במיוחד - סינקלינת רחם שנחל רחם באזור תמד ובמערב סיני. הבולק שמצפון להעתק תמד באזור יציאתו אל הערבה בבאר אורה מראה סיבוב שכנגד כיוון השעון בשיעור של כ- 60 מעלות, וזאת על סמך שינוי באוריינטציה של כיווני הליניאציה שנמדדו בצור של הפרט האמצעי בתצורת מנוחה (Kum2): על פני שטחים נרחבים בנגב (כולל אזור נחל רחם ונחל עתק) כיוון אחיד (N80E), ואילו בקרבת ההעתק כאן (באזור באר אורה) הכיוון הוא N20E. כאמור לעיל, העתק תמד הוא הדרומי שבהעתקי רצועת הגזירה של הנגב - מרכז סיני, ומהווה את האקוויולנט להעתק ואדי דנה בירדן, המוסט כ- 110 קמ' צפונה לאורך בקע הערבה.

### 3. גרין רחם

הגרין שבפתח נחל רחם, מדרום להר חכליל, הוא המקום הסטרוקטורלי הנמוך ביותר באזור הסיור. רחבו 500-מ', ובתוכו מצוי בולק נטוי המורכב מחבורת עבדת ומעליו קונגלומרט רחם, המקומטים לסינקלינה צרה. מידת הנטייה של הקונגלומרט קטנה מזו של סלעי חבורת עבדת, ונראה שהאזור עבר אירוע של קמוט ושבירה עוד בטרם שקע הקונגלומרט. המשכו של הגרין לערבה, עד לקרבת העתק תמנע, אותר בקידוחי פרוספקציה לנחשת ובחתכים סייסימיים (פריזלנדר, 2000; דבורי, 2002 - איור 5). במעלה נחל רחם נפגשים העתקי השוליים של הגרין ויוצרים מעין טריז, אשר מעבר לקדקודו נמצא מבנה אנטיקלינלי. העתקי השוליים הם נורמליים על פני השטח: תצורת מישאש מועתקת בצד הצפוני כנגד תצורת חצרה, ובצד הדרומי כנגד תצורת גרופית. בתת-הקרקע הראה דבורי (2002) גם מערך של העתקים הפוכים, המשתייכים לשולי הגרין.

### 4. מערכת הסינקלינות

באזור מוכרות מספר סינקלינות: רובן בסמוך לאזורי ההעתקה הראשיים, אחדות מהן אי-סימטריות, והאחרות סימטריות למדי. הגבהים הסטרוקטורליים של צירי הסינקלינות שונים, ואילו המפלס הסטרוטגרפי של החשיפה דומה, והוא מגיע לאותו חלק חתך-גג הצור של תצורת מישאש (בהפרשים קטנים ממבנה למבנה). עובדה זו מעידה על קיום ארוע אירוזיבי רגיונלי לפני יצירת הסינקלינות, אשר הסירה את השכבות בכל האזור עד לאותו מפלס סטרוטגרפי. מערכת הסינקלינות מסודרת באופן שהמבנים הולכי ומתנמכים סטרוטגורלית כלפי מזרח, דבר המצביע על יצירת מבנים אלה קודם לכפיפה אל הערבה. בהנחה שכפיפה זו קשורה ביצירת הבקע (ובתנועה על העתק תמנע) הרי שהסינקלינות עתיקות יותר, וקדומות לבקע.

### 5. מבנים דיסהרמוניים

האזור מתאפיין במספר רב של מבנים דיסהרמוניים, בגדלים שונים. ברובם הם מבני קימוט חריפים, המלווים בהעתקים קטנים ומוגבלים לקטעי חתך מסוימים, ואינם מובחנים בחלקים אחרים שלו. במבנים אחדים חסרים חלקי חתך שעוביים ממטרים בודדים עד כמה עשרות מטרים או שקיימות הכפלות של קטעי חתך. האזורים המועדים לקמוט הדיסהרמוני נמצאים בשכבות העליונות של תצורת חצרה, בחלק התחתון של תצורת גרופית, ובחלקים אחדים של תצורת מנוחה - כולם מאופיינים בחילופין מחזוריים בין סלעי קשים ורכים, כגון חרסיות משוכבות עם גירים, או עם שכבות ביניים של צור. תופעת הדיסהרמוניה מכבידה על המיפוי הסטרוטגורלי, משום שלא ברור באם מבנים הנצפים בחלקי חתך נמוכים הם בעלי ביטוי דומה גם באזורים הגבוהים יותר. בכמה מקומות נשענות התופעות הדיסהרמוניות על העתקים, או שהעתקים הקשורים בהן

ממשיכים ונכנסים אל מישורי שכוב ונעלמים בהם. המבנה המוכר ביותר הוא מבנה "יד השטן" בנחל רחם (תחנה מס' 2). בכמה מקומות מקבלת התופעה ממדים גדולים, והיא גורמת להעלמות של יחידות עבות למדי. במקומות ניתן להראות שקיימת שבירה תת-אופקית הכוללת תנועה על גבי השכבות (תחנה מס. 7). קמטים דיסהרמוניים דומים ובאותם חלקי חתך, מוכרים גם באזורים נוספים לאורך הבקע ממעלה גרופית (גינת 1991) ועד נביעות בסיני. אין עדויות ישירות בדבר גילם, אך מאחר והם נמצאים בדרך כלל בקרבת ההעתקים הגדולים ובשולי הסינקלינות, נראה שהם בני גיל קרוב לגיל של השבירה העיקרית.

## 6. לוח זמנים לפעילות קינוזואית

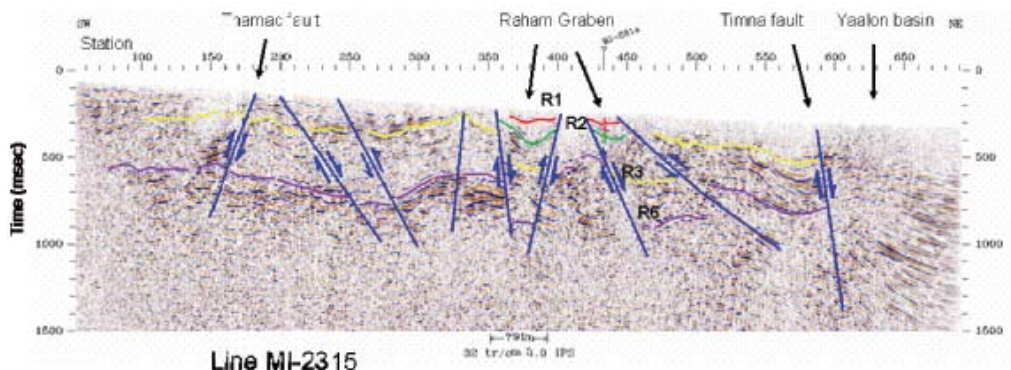
האירוע הטקטוני המוקדם ביותר המוכר באזור זה מן הקינוזואיקון, הוא האירוע של הטית השכבות ושבירתן קודם השקעתו של קונגלומרט רחם. אין בידנו נתונים מספיקים עליו בשל מיעוט המחשופים, אך ייתכן שבשלב זה נוצר הגרaben בפתח נחל רחם (לפחות בחלקו). ארוע אירוזיבי עוקב הביא להסרה של השכבות הצעירות לתצורת מישאש על פני כל השטח, למעט בגרaben רחם, בו נשתמרו סלעי חבורת עבדת וקונגלומרט רחם. אירוע בשלב פעילות נוסף נוצר העתק תמד, המאוחר להשקעת קונגלומרט רחם (על פי עדויות ממזרח סיני) והשייך לפאזת השבירה של חגורת הגזירה נגב-מרכז סיני. יחד עמו נוצרו העתקים נוספים, שלוו בקימוט שהביא ליצירת הסינקלינות הגדולות. נראה שאירוע השבירה הזה היה אירוע ממושך למדי, שכן משיקולים גיאומורפולוגיים ניתן להראות שקיימים מספר דורות של העתקים. כך למשל, ניתן לקבוע כי העתק נחל עתק צעיר מההעתקים האחרים בקרבתו, ובכלל זה העתק תמד. כפיפת השכבות אל הערבה הוא אירוע מאוחר יחסית, והוא מלווה גם בשבירה אינטנסיבית בכיוון צפון-דרום, בכפיפה של המבנים הסינקלינליים (אלו הקרובים לערבה הם הנמוכים סטרוקטורלית) וב"משיכה" לצפון מזרח של העתק תמד, הסוטה כאן מכיוונו הקבוע בסיני. מאחר והוכר גם הקשר בין הסינקלינות להעתקים הראשיים, (העתק תמד והעתק נחל עתק) הרי שהכפיפה לערבה מאוחרת ליצירת ההעתקים הללו.



1- גרבן רחם;	2 - "יד השמן";
3 - העתק תמד;	4 - סינקלינת רחם;

איור 4: הדמיית לוויין (מתוך Google Earth) של אזור הסיור. מסומנים - העתק תמד ותחנות הסיור





איור 5: חתך רפלקציה סיסמית לאורך נחל רחם (מתוך דבורי, 2002)

### תחנה מס' 1 < גרנן רחם

במרכז הגרנן עומד כ"א"י" גוש של סלעי תצורת ניצנה מגיל איאוקן תיכון, בעובי כולל של כ-50 מ' (איור 6) הסלעים הם קירטון וגיר קירטוני קשה, עם שכבות של צור שחור ובולבוסני צור, הם נטויים עד 44 מעלות. ובסיסם אינו חשוף. מחשוף קטן נוסף של יחידה זו מצוי בצפון הגרנן, בקרבת הר חכליל. בקרבת מקום נקדחו באפיק הנחל כ-175 מ' של חבורת עבדת. מעל השכבות של תצורת ניצנה מונח קונגלומרט רחם, בשכבות הנוטות כ-30 מעלות. בחלק התחתון שלו מצויים גושים גדולים, אשר נראה שלא עברו הובלה, ובמעלה



איור 6: גרנן רחם - בלוק של תצורת עבדת נטויה ומעליה קונגלומרט רחם. ברקע תצורת חצרה מעבר להעתק של הגרנן

החתך החלוקים קטנים יותר. רוב החלוקים מקורם משכבות איאוקניות, אך יש גם בודדים שמקורם בסלעי התצורת הקרטיקונית. המטריקס עשוי חלוקים קטנים של גיר וצור, והצמנט חווארי ולעיתים מעט חולי. קיימות גם שכבות חוואריות החסרות חלוקים לגמרי. רוחב הגרנן באזור זה הוא כ-500 מ', ומידת ההעתקה של ההעתקים המגבילים אותו מצפון-כ-300 מ' יותר. כיוונו הכללי של ההעתק הדרומי הוא N60E, והוא

מעתיק את שכבות הצור המסיבי של תצורת מנוחה אל מול סלעי תצורת גרופית, כ- 90 מ' של העתקה. העתקי השוליים של הגרובן נפגשים כנראה בתוך אפיקו של נחל רחם, וממערב לנקודת הפגישה מצוי מבנה אנטיקלינלי שאינו קשור במבנה הגרובן.

### תחנה מס' 2 < "יד השטן" (נ.צ. 1458/9028)

בגדה המזרחית של נחל רחם, בחלק התחתון של תצורת גרופית חשוף מבנה "יד השטן" האופייני למבנים הדיסרמוניים (איור 7). במבנה משתתפות שכבות של גיר, העוברות קמוט ושבירה, כאשר כל שכבה מאופיינת בהתנהגות שונה. חלקן נקרע, חלקן מוסט אנכית, וחלקן עבר הטיה וקמוט. בשכבות החרסית ניכר תהליך של

זרימה, ועובין אינו מיצג עוד את העובי המקורי. בכמה מקומות ישנה התרכזות של החרסיות, דבר הגורם את הקמוט בשכבות הגיריות, ובמקומות אחרים שכבות אלה נעדרות לחלוטין. המבנה נמצא בקצהו של העתק אנכי העובר סלעי תצורת גרופית, ובהגיעו לאזור בו נחשף בסיס התצורה הוא משתנה, ונעשה שטוח יותר, עד כניסתו אל בין השכבות. תופעה זו של התמתנות נטית מישורי ההעתקים בקרבת בסיס תצורת גרופית מוכרת גם במקומות נוספים באזור.



איור 7: "יד השטן" - מבנה כללי ופרוט של האימבריקציה הדיסרמונית (למטה)

### תחנה מס' 3 < העתק תמד (אזור נ.צ. 9009/2541)

התחנה ממוקמת באזור בו העתק תמד חוצה את נחל רחם (איור 8). מזרחית לנחל רחם מצוי מבנה אנטיקלינלי הנשען על ההעתק מדרומו, הבולט בסלעים הקשים של תצורת חצרה ובדולומיטיזציה שבקרבת ההעתק. מצפון להעתק נוטים לעברו סלעים של תצורות ציחור ומנוחה. באוקף בו חוצה ההעתק את הר אורה יש אזור ריסק ברוחב של כ-100 מ'. במבט לעבר ההעתק שממערב לנחל רחם, נראה מבנה סינקלינלי צר (איור 8 ב') המלווה אותו באזור המפגש עם העתק נחל עתק. מערבה מכאן זריקתו הסטרטיגרפית של העתק תמד קטנה, לאורכו מובחן קמט אנטיקלינלי צר, המפריד בינו לבין סינקלינת רחם.



איור 8 א': העתק תמד - מבט מזרחה מתחנה 3

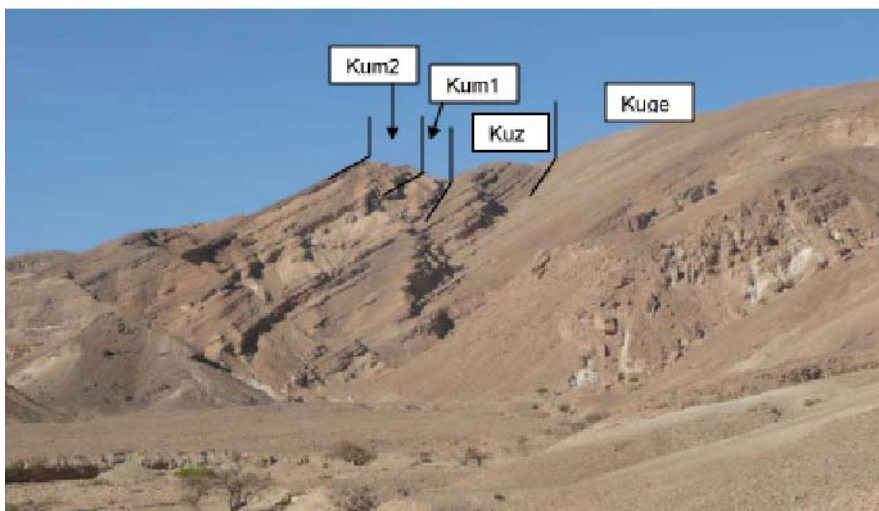


איור 8 ב': העתק תמד - מבט מערבה מתחנה 3



## תחנה מס' 4 < סינקלינית רחם

המבנה הסינקלינלי הרחב ביותר המצוי באזור באר אורה הוא סינקלינית רחם (איור 9) הנשענת בצפונה על העתק תמד, ובדרומה על מורדותיו של מסיב עמרם. גם במבנה זה משתתפות שכבות מפצלי אורה ועד תצורת מישאש. מתוך סינקלינית רחם ניתן להגיע להעתק תמד בנצ. 1426/9003. במקום זה, בשני צידי ההעתק, חשוף החלק הגבוה של פצלי אורה, והשכבות מראות עיוות ניכר, המתבטא בעיקר בשכבות הגבס והחרסית. בנוסף מצוי כאן גרבן צר המלווה את אזור ההעתק, ובתוכו מצויים סלעים של תצורת מנוחה (גג הצור של בפרט האמצעי), כשהם נטויים מאד עד אנכיים. הם ויוצרים סינקלינה צרה, שצירה מקביל להעתק. בתוך סינקלינית רחם חשופות שכבות של תצורה זאת. המאפשרות לעקוב אחרי כמה מן התופעות האופייניות לתצורה באזור אילת כגון עדשות חול.



איור 9 א': האגף הצפוני של סינקלינית רחם - מבט למערב מתחנה 4.



איור 9 ב': האגף הדרומי של סינקלינית רחם - מבט למזרח מתחנה 4.

## תחנה מס' 5 < הסינקלינה וההעתק של נחל עתק; "הדייק" בתצורת מישאש

תצפית אל המבנה מנ.צ. 1428/9023 (איור 10) איור 10 א': החתך של תצורת סיירי



איור 10 א': החתך של תצורת סיירים

העתק נחל עתק מופה לאורך כ- 4 ק"מ, בכיוון N45W. הוא מתפצל מהעתק תמד מערבית מנקודת חצייתו של האחרון את נחל רחם. ההעתק בדרך כלל נורמלי או אנכי, ושיעור ההעתקה האנכית השכיח עליו הוא כ- 200-450 מ'. כמעט לכל אורכו הוא בנוי מקטעים המסודרים ב- en echelon. רוחב אזור השבירה כ- 300 מ'. והוא בנוי מעין "פרוסות" של קטעי חתך המופרדים בהעתקים. לסינקלינת נחל עתק, שכיוון צירה מקביל להעתק, יש נחיתות חריפות באגף הדרום-מערבי שבקרבת ההעתק (עד 55 מעלות), ואילו האגף הצפון מזרחי שלה מתון למדי (כ- 11 מעלות). בקמוט משתתפות שכבות החל מתצורת גרופית וכלה בתצורת סיירים.

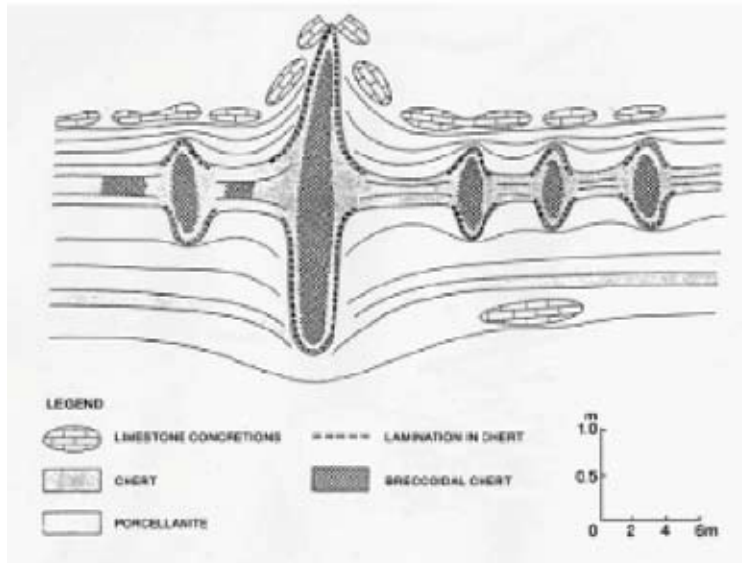


איור 10 ב': העתק נחל עתק וסינקלינת עתק מצפון לו. החיצים מסמנים את מיקום ההעתק.



בשכבות הצור הסנוני (בתצורות מנוחה ומישאש) מפותחות סטרקטורות דיאגנטיות שהן ייחודיות לסלעי צור. מוכרות שלוש קבוצות של סטרקטורות בעלות תפוצה רחבה: סטרקטורות הטרוגנית ("ברקציות"), סטרקטורות לינאריות, וקמטים של צור. שני הסוגים הראשונים, הם בעלי גיל דיאגנטי זהה. למרות הגיל הדיאגנטי השונה שלהן הסטרקטורות הלינאריות והקמטים מצטיינות בכיוונית אחידה בקנ"מ רגיונלי, ממזרח סיני דרך ישראל ועד לירדן. התופעות תוארו בפרוט אצל (Steinitz, 1970, 1981a, 1981b).

ההתפתחות המרשימה ביותר של סטרקטורות דיאגנטיות לינאריות בצור הסנוני בארץ מצויה בפרט העליון של תצורת מישאש בנחל עתק (נ.צ. 1412/9028, איור 11). עקב גודלן מקבלות כן הסטרקטורת הלינאריות אופי של "דייקים" של צור, המתפתחים משכבת צור המצויה באסוציאציה עם שכבות פורצלניט, צור, פוספט ושכבות גיר בולבוס. "דייקי" הצור חשופים על משטח נטוי מעט, שגודלו כ-50x50 מטר. על פני השכבה הם נראים כמערכת מקבילה



איור 11: סכמה של היחסים הסטרקטורליים ב"דייק" הצור הגדול בנחל עתק (בניצב לכוון ה"דייק"). הדייק מרים וחודר לתוך בולבוס גיר בשכבה שמעל

של בליטות מוארכות ורכסונים בעלי אמפליטודה של כ- 0.5 מטר ואורך עד כ- 10 מטר. במבט על השכבה הם נראים מאורגנים ב- en echelon. חתכים מקבילים לשכוב מלמדים שיש להם מבנה פנימי מקביל גם הוא, הניכר בפסים של צור בהיר וכהה. פני השטח החיצוניים של "הדייקים" מכוסים ב"קוויים" (סטריאציות) המקבילות לכוון ה"דייק". בחתכים אנכיים בניצב ל"דייקים", ניכרת למינציה מעוותת באזורים החיצוניים של הגוף ובמקביל לשוליו. חלקו הפנימי של ה"דייק" מורכב ברובו מצור "ברכואידי" ו"מרוסק" המלוכדים ע"י צור. מבין ה"דייקים" שבאתר ישנו אחד שאורכו מגיע לכ- 40 מטר וגובהו לכ- 4 מטר. הוא מעוות וחודר הן את השכבות שמתחתיו והן את אלה שמעליו. מעל ובסמיכות לשכבת הצור המעוותת הזו מצויה שכבת בולבוס גיר, שהגדולים ביניהם הם בעלי קוטר של 1 מטר ועובי של 0.5-0.7 מטר והם מונחים תמיד במקביל לשכוב הכללי.

בסמיכות ל"דייק" הגדול, הבולבוסים מוסטים, מורמים ונטוים יחסית לשכבתיות, ונראה שה"דייק" אף בקע וחדר לתוך שני בולבוסים המונחים ממש לאורכו (ציור?). יחסי השדה מעידים בצורה חד-משמעית ששכבת הגיר הבולבוס, ויתכן שאף שכבות אחרות, עברו ליתיקציה (חלקית לפחות) לפני המעוות בשכבות הצור. נראה שהמעוות הינו מקומי, ונובע מעיוותים בשכבת הצור שחדרה בכוח לשכבות הסמוכות. יחסי השדה מצביעים על זרימה מקומית בקנה-מידה גדול של הסדימנט הצורני. צריך לציין שלא נמצאה עדות לתנועה טרלית מסיבית של כלל חבילת הצור במקום זה. ניתן לצפות רק בתנועה מקומית, סימטרית, אנכית בעיקרה.

## תחנה מס' 6 < מבנה "אצבע אלהים" וקניון נחל עתק (איור 21)

ב.נצ. 141/904, בקצהו של המעלה המקביל לקניון נחל עתק, ("מעלה סיררים") ובקרבת שינוי בכפיפה של



איור 12: "אצבע אלהים" בנחל עתק

שכבות תצורת גרופית, נמצא מבנה דיסהרמוני מקומי המכונה "אצבע אלהים" (ציור 12). המבנה מצוי באותו מפלס סטרטיגרפי כמו זה של "יד השטן" (תחנה 2), ואין לו המשך במעלה החתך, הנראה בלתי מופר. נראית כאן אנטיקלינה בעלת אמפליטודה של כ- 10 מ', ולצידה סינקלינה הבנויה שני גלים. בקרבתו (ממערב לדרך) עובר העתק הפוך, בעל זריקה של מספר מטרים, בכיוון צפון-דרום.

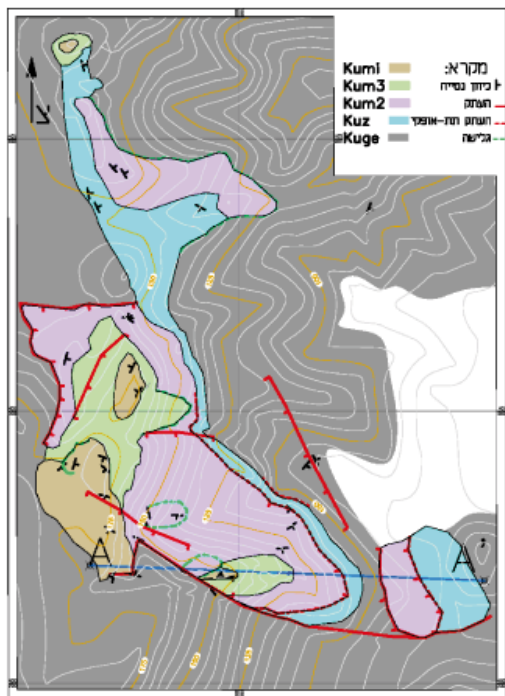
## תחנה מס' 7 < מבנים דיסהרמוניים בסמוך למצפור עברונה (איורים 31-51)

ב.נצ. 1483/9010, בסמוך למצפור עברונה, מצוי מבנה דיסהרמוני מורכב. בחתכים הנחשפים כאן מצויות, בחלקה התחתון ובחלקה העליון של תצורת מנוחה, מספר אי התאמות: שכבות כמעט אופקיות, מחלקה האמצעי של תצורת מנוחה, מונחות ישירות על גבי שכבות גג תצורת ציחור, הנטויות בתלילות. בכל המבנה אין כלל חשיפה של הפרט התחתון של תצורת מנוחה (Kum1) שעוביו המלא מגיע בקרבת מקום ל- 17 מטר. באי התאמה נוספת



חסרים חלקי חתך של הפרט הקירטוני העליון של תצורת מנוחה (KUM3), ועוביו משתנה על פני מרחק קצר מאד בין 8 ל- 15 מטר. בחלק הדרומי של המחשוף מונח צור מישאש ישירות על גבי גג הפרט החווארי (Kum2)

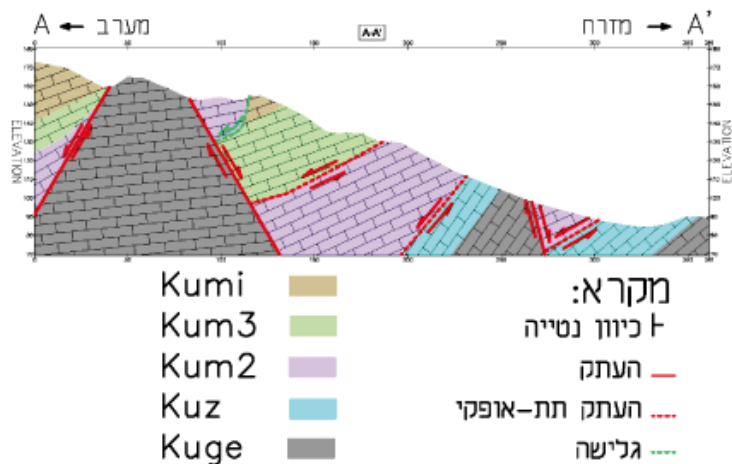
איור 13: מבט ממזרח למערב ממצפור עברונה. מסומנות היחידות הסטרטיגרפיות וההעתקים השטוחים.



ולמעשה חסר כל הקרטון העליון של Kum3. במבט מקרוב במחשוף נבחין בעדויות לשבירה אופקית. ריבוי אי התאמות (הדיסהרמוניות) המופיעות במחשוף בחלקי חתך שונים ובעוצמות שונות, מעידות שמדובר במבנה גיאולוגי מורכב הכולל שברים ליסטריים ותת אופקיים ולא באי התאמה סינ-סנונית. מחשוף השבר השטוח בסמוך למפל נותן לנו רמז על אופי הפעילות הסטרוקטורלית שגורמת לתופעות הדיסהרמוניה: נמצאו עדויות למספר שברים תת אופקיים הגורמים להכפלת החתך עד שלוש פעמים (איור 13).

על סמך הופעת מאפייני שבירה דומים בחלקי חתך זהים גם במבנים דיסהרמוניים נוספים בשולי הערבה, ניתן לקבוע בוודאות שמדובר בעיקר במנגנון של העתקים תת אופקיים, שפעלו כנראה בשלבים קדומים יחסית של מערכת השבירה בבקע ים המלח והערבה.

איור 14: מפה גיאולוגית של אזור המבנה הדיסהרמוני, מצפור עין עברונה (תחנה 7)



איור 15: חתך רחב במבנה הדיסהרמוני, מצפור עין עברונה

## רשימה ביבליוגרפית

- אייל, י., 1967. הגיאולוגיה של הסלעים הסדימנטריים באזור נחל שלמה-נחל נטפים. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- בייט, מ., שגב, ע., ברטוב, י., 1999. המפה הגיאולוגית של אזור באר אורה, 1:50000, המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- ברטוב, י., 1967. הגיאולוגיה של אזור באר אורה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני- בעיות סטרוקטורליות ופלאוגיאולוגיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גינת, ח., 1991. הגיאולוגיה והגיאומורפולוגיה של אזור יטבתה, דו"ח GSI/8/91
- גרפונקל, צ., 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של דרום הערבה. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- דבורי, נ., 2002. חקר תת הקרקע באזור ההעתקים פארן ותמד. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- סנה, ע., ברטוב, י., וויסברוד, ט., ורוזנפט, מ., 1998. המפה הגיאולוגית של ישראל, 1:250000, גליון 4. המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- פריזלנדר, א., 2000. מבנה טרנספורם ים המלח, תוך דגש על הערבה, לאור נתונים גיאופיזיים חדשים. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- שטייניץ, ג., 1967. בעיות פטרולוגיות בתצורת מישאש בנגב הדרומי. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- Bartov, Y., Eyal, Y., Garfunkel, Z., and Steinitz, G., 1972. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy of southern Israel. *Isr. J. Earth-Sci.* 21:69-97
- Calvo, R., and Bartov, Y., 2001. Hazeva Group, southern Israel: New observations and their implications for its stratigraphy, paleogeography and tecto-sedimentary regime. *Isr. J. Earth-Sci.* 50: 71-99
- Garfunkel, Z., Bartov, Y., Eyal, Y., and Steinitz, G., 1974. Raham Conglomerate: new evidence for Neogene tectonism in the southern part of the Dead Sea Rift. *Geol. Mag.* 111: 55-64
- Steinitz, G., 1970. Chert „Dike“ structure in Senonian chert beds, southern Negev, Israel. *Jour. Sed. Petr.* 40:1241-1254.
- Steinitz, G., 1981a. Enigmatic chert structures in the Senonian cherts of Israel, part I: Intrastratal chert structures (Heterogeneous and Linear). *Isr. Geol. Surv., Bull.* 75, p. 1-27.
- Steinitz, G., 1981b. Enigmatic chert structures in the Senonian cherts of Israel, part II: Intraformational folds. *Isr. Geol. Surv., Bull.* 75, p.27-46.

## הגרבינים שממערב לאילת

< י. אייל

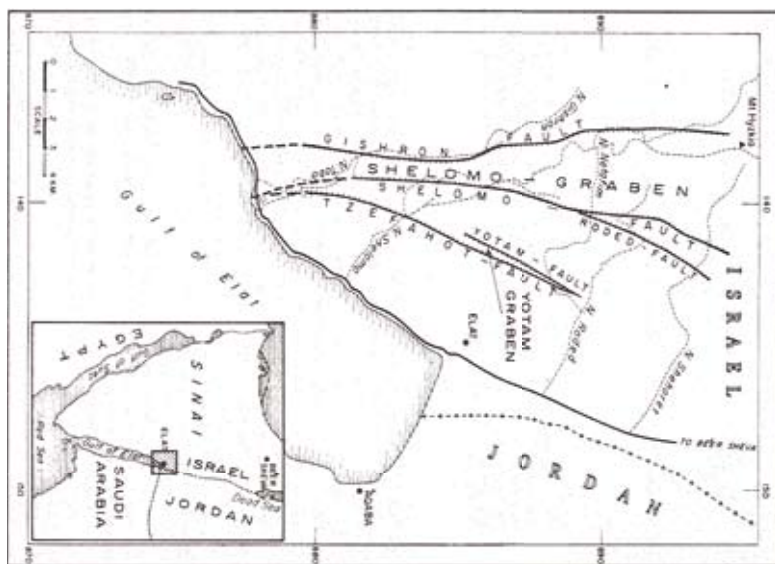
המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע.

מטרת הסיור היא להכיר את הגרבינים שממערב לאילת, את המבנים המשניים שבתוכם, ואת המבנה הפנימי של גרבין שלמה. וכן, להבין את אופן התפתחותם, ואת הקשר שבינם לבין המיקום לאורך השוליים המערביים של מפרץ אילת שבו, לכיוון צפון, הוא מאבד, כ-6 ק"מ מרוחבו.

הסיור כולל הליכה של כ-3-4 שעות מנחל שלמה, דרך נחל יהושפט, לנחל רחבעם.

### < רקע כללי:

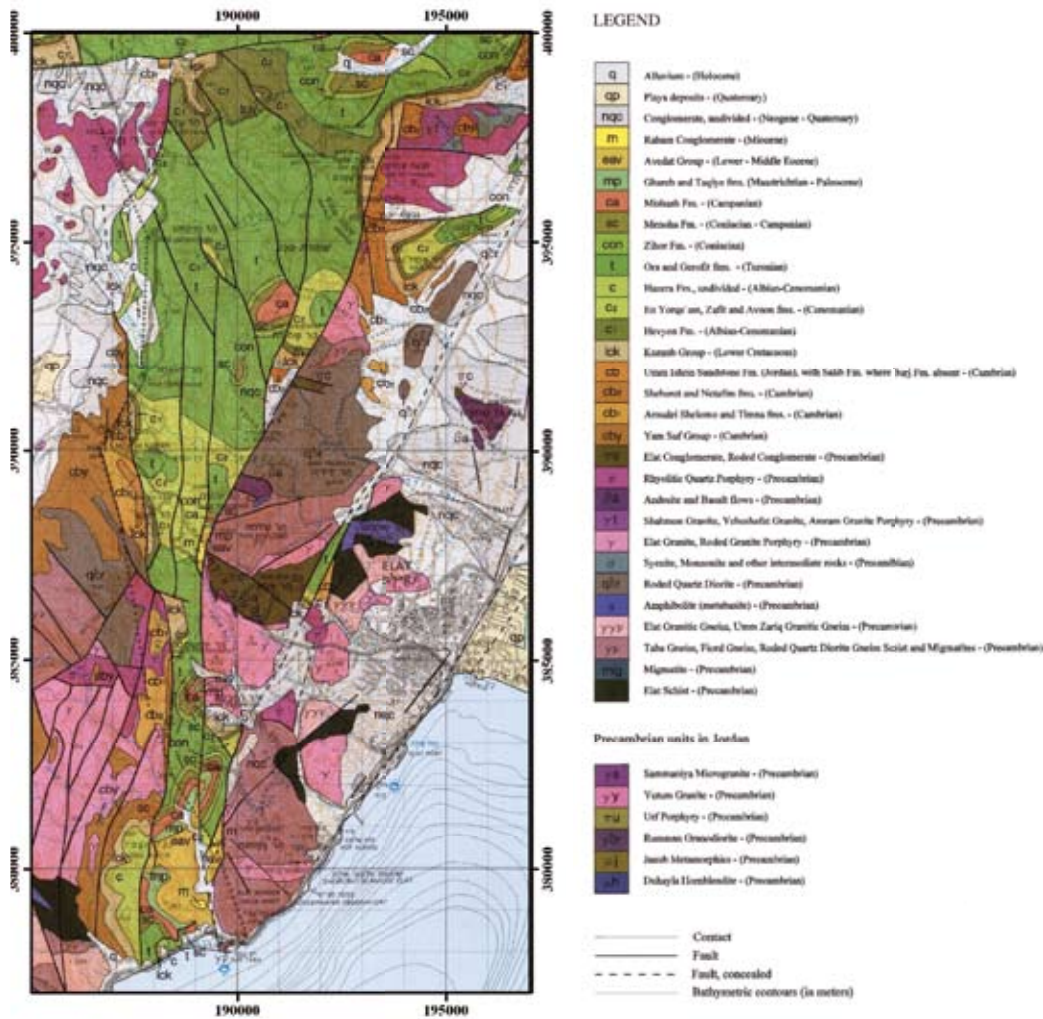
השוליים המערביים של בקע ים-המלח ממערב לאילת חצויים על ידי מערכת העתקים שכיוונם בין צפון-דרום לצפון-צפון-מזרח - דרום-דרום-מערב, ושיעור ההעתקה לאורכם משתנה בין מאות מטרים למעל לקילומטר. תחילתם של שלושת ההעתקים החשובים של אזור זה, גשרון, שלמה וצפחות באזור טבה במקום בו המפרץ נעשה צר (Eyal, 1973). לאורך העתקים אלו התפתחו, בתקופת הניאוגן, שני גרבינים: גרבין שלמה וגרבין יותם (איור 1).



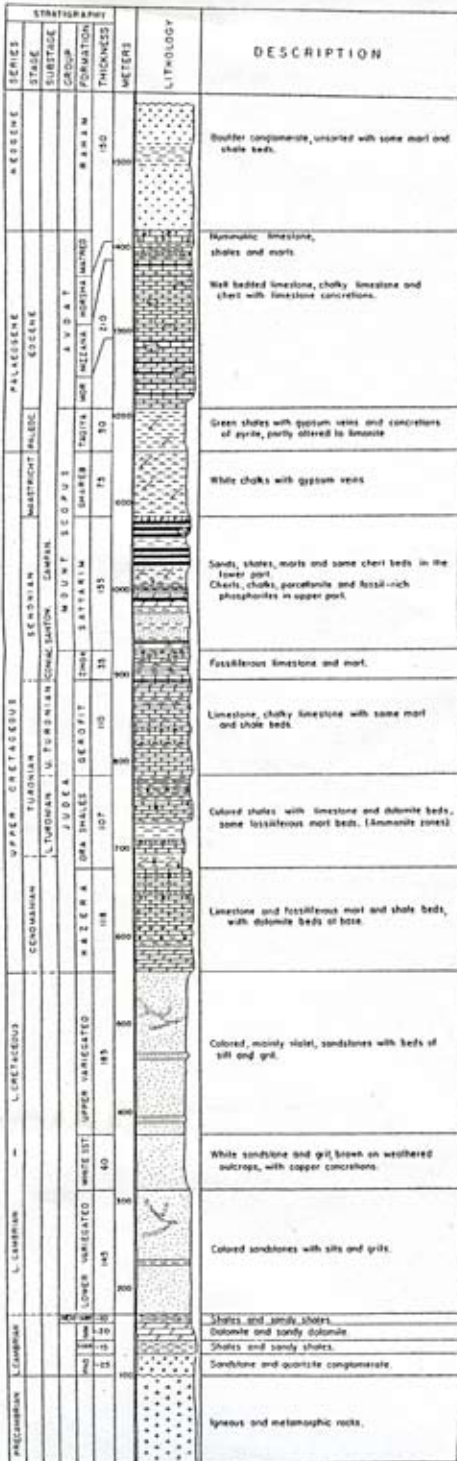
איור 1 : מפת מיקום ההעתקים הראשיים באזור אילת, נראית בברור התכנסות ההעתקים הראשיים אל פתח נחל טבה, שם מפרץ אילת נעשה צר

גרבין שלמה, שאורכו כ-20 ק"מ ורוחבו נע בין 750 מ' ל-6 ק"מ, ממוקם בין העתק גשרון במערב להעתק שלמה במזרח. גרבין יותם, שאורכו כ-3 ק"מ ורוחבו כ-300 מ', ממוקם בין העתק יותם במערב להעתק צפחות במזרח. בגרבינים חשופים מגיל פליאוזואיקון - קנוזואיקון ואילו מחוץ לגרבינים חשופים בעיקר סלעים קריסטליניים מגיל פרה-קמבריום.





מפה גיאולוגית - גרפונקל וחוב, 2000 (רשת ישראל החדשה)



חתך עמודי מוכלל של גרין שלמה (Eyal, 1973)

## סטריגרפיה:

עובי החתך הסדימנטרי כ- 1500 מ' והוא כולל את היחידות הבאות (אייל, 1967; Eyal, 1973)

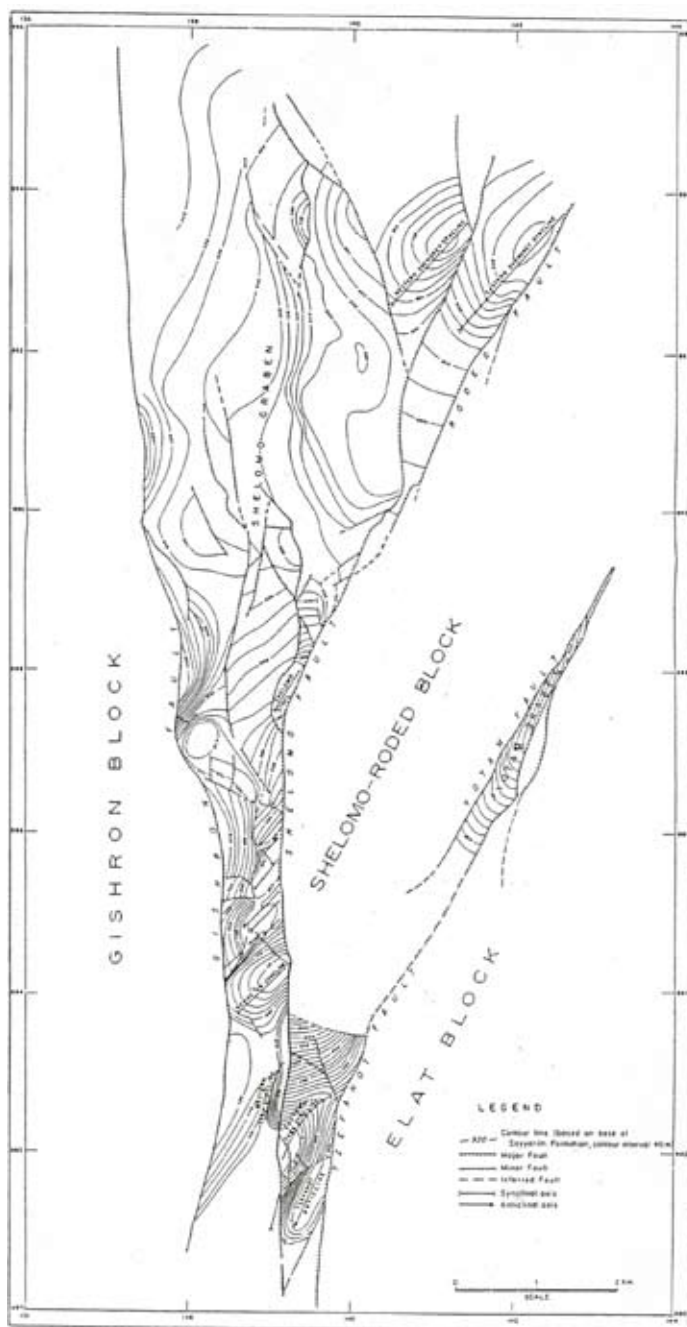
1. חבורות ים-סוף וכורנוב בעיקר חולות נביים ( כ- 400 מ'), תצורות תמנע, שחורת, נטפים אמיר וחתירה;
2. חבורת יהודה, בעיקר קרבונטים וחוארים, כ- 370 מ', תצורת חצרה, אורה, גרופית וציחור;
3. חבורת הר הצופים, בעיקר קרבונטים, חרסיות וצור, כ- 270 מ', תצורות מנוחה, מישאש (תצורת סיריים בעבר), עירב ותקיה;
4. חבורת עבדת, בעיקר קירטון, גיר וצור, כ- 210 מ', תצורות צרעה (מור) ניצנה, חרשה ומטרד;
5. קונגלומרט רחם, כ- 150 מ', הכולל בעיקר חלוקים שמקורם העיקרי בסלעי חבורת עבדת. הוא אקוויולנט לקונגלומרט הבסיס של תצורת חצבה (1974 Garfunkel et al., ונמצא באי- התאמה מעל לתצורת צרעה.



מפה גיאולוגית של האזור ומיקום התחנות (Eyal, 1973)

## סקטוניקה:

במפה הסטרוקטורלית ובאיור 1 בולטת העובדה כי תחילתם של ההעתקים הראשיים המהווים את גבולות הגרבינים (גשרון, שלמה וצפחות) היא בחוף המערבי של מפרץ אילת, ליד טבה, במקום שבו המפרץ נעשה צר מ-12 ק"מ ל-6 ק"מ ומשם הם מתפצלים לכיוון צפון עד צפון-מזרח. בולטים גם שינויי הכיוון של העתקי שלמה וצפחות מצפון דרום לצפון-צפון-מזרח. רוחבו הצר של מפרץ אילת, מטבה וצפונה, היא תוצאת: א. התפצלות לצפון של מערכת ההעתקים בשולי הבקע המערביים לשלושה העתקים ראשיים; ב. המרכיב האנכי של ההעתקה לאורך ההעתקים בכיוון צפון-צפון-מזרח, המהווים את העתקי השוליים של אזור אילת היתה גדולה דיה כדי ליצור גרבינים אך קטנה מכדי להביא להצפה של הים.



מפה סטרוקטורלית על בסיס תצורת מנוחה (Eyal, 1973)

הסלעים בתוך הגרביים מקומטים ולא שבורים.



תמונה 1: מערכת ההתקיים על הדמית על Google Earth.

גרן שלמה, שהוא הגרין הגדול, מחולק לשלושה אזורים:

- א. האזור הדרומי, מואדי טבה ועד מצפון לנחל יהושפט, מאופיין בהתקצרות רבה (עד כ- 30% בסינקלינית רחבעם) בגלל קימוט ויצירת סינקלינות ואנטיקלינות צרות ותלולות (איור 4, חתכים 1, 2);
- ב. האזור המרכזי, אזור מעלה אילת בו העתק שלמה משנה את כיוונו מצפון-דרום לצפון-מזרח, מאופיין בהרבה העתקים קטנים אנכיים עם סימני החלקה תת-אופקיים (איור 4, חתך 3);
- ג. האזור הצפוני, הרחב, מצפון לנחל רודד מאופיין בשכבות נטויות אל הבקע, כחלק מההטיה האזורית וסינקלינות גדולות ורחבות הממוקמות בין העתקים בהם רכיב ההעתקה האנכי מגיע עד כ- 600 מ' (מפה סטרוקטורלית, וחתך 4).

התפתחות הקמטים היא תוצאת לוואי של השבירה, וגיל הקימוט אינו קדום לשבירה. העדויות לכך הן:

1. כל הקמטים סמוכים להעתקים הגדולים, בעיקר לאורך העתק שלמה;
  - ב. הסלעים המזו-קנוזאיים החשופים מחוץ לגרביים, או אפילו בתוך חלק מגרין שלמה באזור בו הגרין מתרחב, אינם מקומטים כלל.
- מכאן שהקימוט האינטנסיבי הינו מקומי ואינו קשור בהתקצרות רגיונלית, לפני או אחרי השבירה, כי התקצרות כזו היתה גורמת להוצרות קמטים בכל שטח הגרין וגם מחוצה לו.

### התנועות לאורך ההעתקים הראשיים:

העתק גשרון: כיוונו הכללי הוא צפון-דרום, אופי ההעתקה העיקרית לאורכו הוא נורמלי, ושיעורה 200-600 מ'. מידת ההעתקה הסטרוטיגרפיה תלוי בקיומן או חסרונן של חצאי כיפות המצויות לאורך ההעתק ובמרכזן חולות

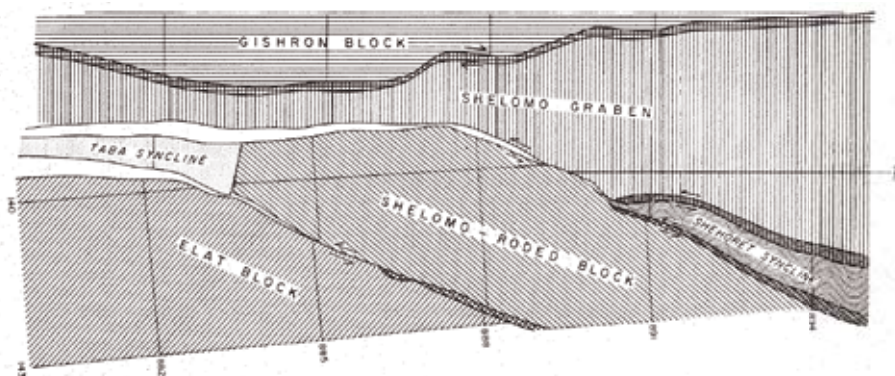


חתירה (מפה סטרוקטורלית). חצאי הכיפות התפתחו ממזרח להעתק גשרון, ואילו ממערב לו נמצא מישור הפנהפליין הגודע את הסלעים הקריסטליניים כשהוא אופקי. מכאן, הווצרות חצאי הכיפות קשורה להעתקה לאורך העתק זה; והעתקה אנכית קטנה מאפיינת את שיא חצאי הכיפות והעתקה גדולה כאשר הן חסרות. לא נמצאו עדויות להסטה אופקית גדולה לאורך העתק גשרון.

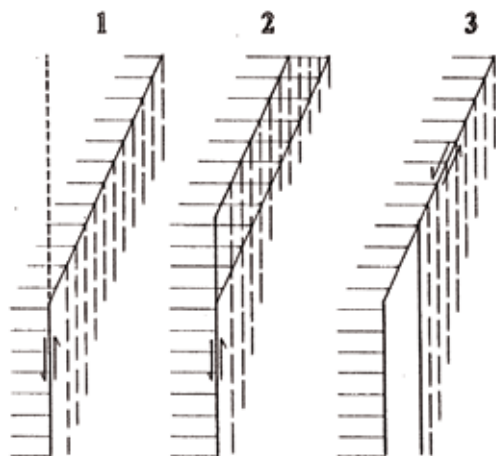
**העתק שלמה:** כיוון חלקו הדרומי של העתק זה, ממפרץ אילת ועד דרומית-מערבית להר שלמה, הוא צפון-דרום, ומכאן וצפונה כיוונו משתנה לצפון-צפון-מזרח. ההעתקה לאורך העתק שלמה היא בעיקר נורמלית עם רכיב ניכר של הסטה אופקית שמאלית. ההעתקה האנכית המכסימלית לאורך העתק שלמה, +1600 מ', נמצאת בצפון נחל שלמה שם סלעי תצורת צרעה (מור) וניצנה מגיל אאוקן מוצבים מול סלעי הפרה-קמבריום הבונים את הר שלמה (תמונה 1). גודל ההסטה האופקית שנמדדה לאורך העתק זה היא כ-400 מ', לפי הסטת השכבות של תצורת מישאש מצפון לאנטיקלינת טבה (מפה סטרוקטורלית).

**העתק צפחות:** העתק צפחות משנה את כיוונו, ליד נחל רחבעם, מצפון-דרום בחלקו הדרומי לצפון-צפון-מזרח בחלקו הצפוני, מצפון לנחל רחבעם. ההעתקה לאורך העתק צפחות היא בעיקרה נורמלית עם רכיב ניכר של הסטה אופקית שמאלית. ההעתקה האנכית המכסימלית לאורך העתק זה, +1400 מ', נמצאת בנחל טבה שם קונגלומרט רחם מגיל ניאוגן מוצב מול סלעי התשתית הפרה-קמברית של מסיב אילת. לאורך העתק צפחות נמדדו סימני החלקה הנוחתים כ-25° לדרום. חישוב רכיב ההסטה האופקית, לפי נטיית סימני החלקה ולפי גודל ההעתקה האנכית (1400 מ') כאשר הבלוק המערבי הוא הירוד, הוא כ-3 ק"מ.

מפת שחזור ההעתקים הראשיים והקמטים (איור 2) מראה כי בנוסף לתנועה האופקית והאנכית לאורך ההעתקים חלה גם רוטציה של בלוקים עם כיוון השעון בשיעור של 5°-4°. הרוטציה נגרמה בעקבות שינוי במגמת הסטרייק של ההעתקים (שלמה וצפחות) מכיוון צפון-דרום לכיוון צפון-צפון-מזרח, והתנועה צפונה של הבלוקים שממזרח להעתקים אלו.



איור 2: מפת שחזור של הבלוקים העיקריים באזור אילת, שהוכנה על ידי ישור השכבות המקומטות וקיצור אזורי התארכות בגלל שבירה נורמלית. ההנחה היא כי הסלעים הקריסטליניים הפרה-קמבריים לא עוותו והיוו יחידות נפרדות של בלוקים קשיחים. פערים על המפה מייצגים אזורי התקצרות וחפיפות מייצגות אזורי התארכות. שחזור למצב המקורי מצביע על תנועה אופקית המלווה ברוטציה נגד כיוון השעון. התנועה האמיתית שגרמה ללחיצה והתקצרות בחלקם הדרומי של הבלוקים ולמתיחה והתארכות בחלקם הצפוני היתה שמאלית ומלווה ברוטציה עם כיוון השעון (מתבטא בקו רוחב 885 בבלוק אילת ו-888 בבלוק שלמה).

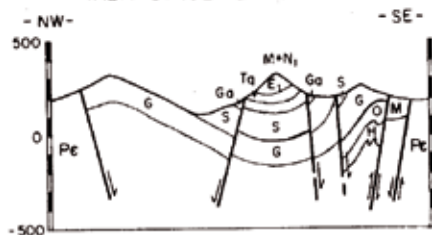


איור 3: מבט על של יחסים סטרוקטורליים בין שני בלוקים לאורך העתק המשנה את כיוונו בשיעור של  $52^\circ$  כמו העתק שלמה ועם הסטה אופקית בלבד. בלוק A מסומן בקווים רצופים ובלוק B בקווים מקווקווים. 1. עקבות ההעתק לפני תחילת התנועה. 2. לאחר תנועה במקביל לקטע שכיוונו צפון-דרום נוצרת חפיפה של בלוק אחד על גבי השני. החפיפה מוכחת מקיומו של אזור בו קוים רציפים ומקווקווים נמצאים יחד. חפיפה זו אמורה למצוא את ביטויה בהתפתחות קמטים או העתקים הפוכים. 3. לאחר תנועה לאורך הקטע שכיוונו צפון-צפון-מזרח נוצר פער בין בלוק אחד לשני. הפער מוכח מקיומו של אזור חסר קוים מכל סוג שהוא. פער זה אמור למצוא את ביטויו בהתפתחות גרבן סמוך להעתקים בעלי הסטה אנכית גדולה.

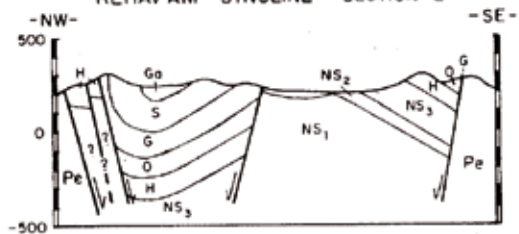
גרפונקל (1970) העריך, על פי הסטה של גופי סלע פרה-קמבריים, את גודל ההסטה האופקית השמאלית לאורך העתק צפחות בכ- 7-8 ק"מ, ולאורך העתק שלמה בכ- 2.5 ק"מ. נראה כי באם הסטות אופקיות בשיעור של מעל לקילומטר אכן התרחשו, הן קדמו להשקעת הכיסוי הסדימנטרי. הסטות אופקיות צעירות בסדר גודל של מעל לקילומטר היו חייבות להביא, בגלל שינויי המגמה של ההעתקים, להיווצרות קמטים או העתקים הפוכים באזורי החפיפה, או לגרבנים, גדולים בהרבה מאלו הקיימים, באזורי הפערים (איור 3).

העתק יותם: העתק זה גובל את גרבן יותם מצדו המערבי. העתק יותם מתאחד עם שבר צפחות בצפון הגרבן בנחל נטפים, שם גם ההעתקה המכסימלית מעל 800 מ', ורוחבו הוא עשרות בודדות של מטרים. בדרום גרבן יותם השבר נעלם במישור יותם. ברוב אורכו שבר יותם מפריד בין קונגלומרט אילת מגיל פרה-קמבריום במערב לשכבות סלעי משקע, מחולות חתירה בדרום ועד תצורת מישאש בצפון.

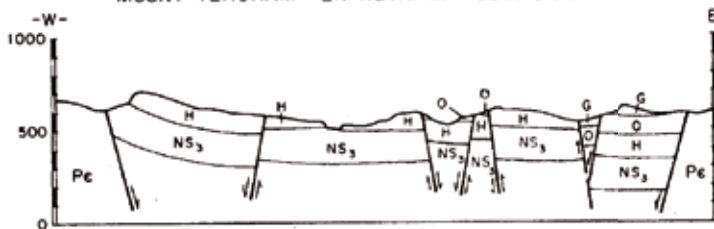
TABA SYNCLINE - SECTION 1



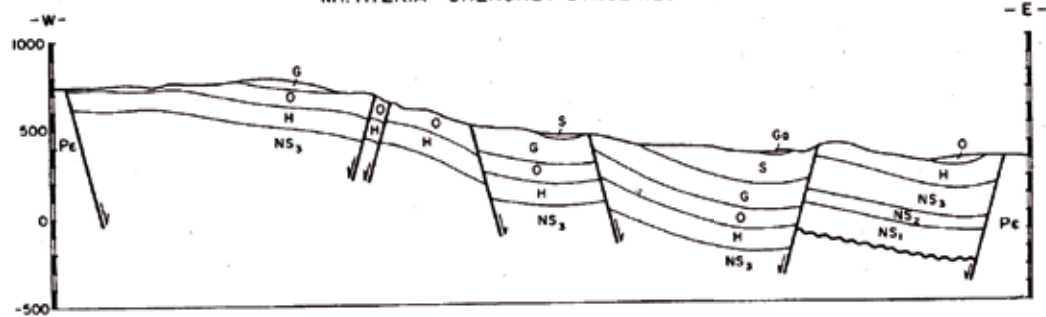
REHAV'AM SYNCLINE - SECTION 2



MOUNT YEHORAM - EN NETAFIM - SECTION 3



MT. HYZKIA - SHEHORET SYNCLINES - SECTION 4



איור 4 : חתכי רוחב בגרובן שלמה. מיקום החתכים - על גבי המפה הגיאולוגית המצורפת.

## תחנות הסיור:

### < תחנה מס' 1:

נסיעה מאילת לכיוון מעלה אילת (ראס א-נקב) עד רמת יותם נ.צ. 8853/1414, ומכאן תצפית על חתך רוחב בגרבו יותם (תמונה 2). אורכו של גרבו זה כ- 4 ק"מ ורוחבו המכסימלי כ- 400 מ'. מנקודת תצפית זו נראה גרבו יותם, הבנוי מסלעים סדימנטריים, בין סלעי התשתית הקריסטלינית מגיל פרה-קמבריום. ממזרח לגרבו, נ.ג. 334, נמצא "התבור הנוזל", גבעה סגולה בעלת חתך טופוגרפי עגול, הבנויה מסלעים וולקניים חמוצים, וממערב, קונגלומרט אילת. בחלק התחתון של הגרבו כאן נחשפים חולות מתצורת חתירה, והמצוק שמעליהם בנוי מגירים ודולומיטים של תצורת חצרה. גודל ההעתקה האנכית המינימלית באזור זה כ- 800 מ'.



תמונה 2 : גרבו יותם מכיוון דרום

### < תחנה מס' 2:

נסיעה לנחל שלמה ומכאן עולים לאוכף שבין נחל שלמה לנחל יהושפט, נ.צ. 8866/1392. העליה היא על גבי גרניט אילת מגיל פרה-קמבריום החצוי על ידי דייקים דולריטיים ירוקים. מטרים ספורים ממערב לאוכף עובר העתק שלמה שהינו המבנה הטקטוני העיקרי באזור הגרביים. כאן הוא מביא במגע את גרניט אילת עם גירים וקירטונים של תצורת גרופית מגיל טורון.



מישור ההעתק תלול, לרוב אנכי, וכיוונו במקום זה צפון-דרום. מספר מאות מטרים צפונה משתנה כיוונו של העתק לשמה לצפון-צפון-מזרח. בכיוון צפון, נ.צ. 8877/1392 ממערב לערוץ נחל שלמה, נראה בלוק אאוקני אשר נחת אל מול הסלעים הפרה-קמבריים של הר שלמה. גודל ההסטה האנכית כאן +1600 מ'. מעל לבלוק אאוקני זה נמצאות, באי-התאמה, שכבות של קונגלומרט רחם.

תמונה 3 : עורק עם בריט ומינרלי נחושת

### < תחנה מס' 3 :

ירידה לנחל יהושפט והליכה לראש הנחל, מעל למעלה צפרה נ.צ. 8859/1389. באמצע הירידה, בגרניט אילת הסמוך להעתק שלמה, נראה עורק ירוק המורכב מגבישי בריט ומינרלי נחושת שהתגבשו כתוצאה של עליית תמיסות מכילות Ba לאורך מישור ההעתק (תמונה 3), עדות לפעילות הידרותרמלית צעירה. החלק העליון של נחל יהושפט עובר בסינקלינה רחבה שבסיסה בנוי מסלעי תצורת גרופית, וכיוון צירה הוא צפון-מזרח, בזווית של כ- 40° לסטרייק העתק שלמה. הארוזיה הסירה את כל החתך שמעל לגרופית הבנוי ברובו סלעים רכים.

הליכה לראש נחל יהושפט, מכאן תצפית מערבה אל סיני. בראשי ההרים נראה מישור הגידוע, "הפנהפליין" מגיל תחילת הקמבריום (?), ומעליו השכבות האופקיות של תצורת תמנע המהוות את תחילת החתך הסדי מנטרי (תמונה 4). מדרום-מערב לנחל גשרון נראים העתקי מדרגות החוצים את סלעי התשתית הקריסטלינית כאשר הצד המזרחי הוא הירוד. רואים זאת לפי המישור המוסט של הפנהפליין ועליו תצורת תמנע. נטיית השכבות הסדימנטריות לכיוון מזרח מצביעה על ההטיה הרגיונלית לכיוון זה.



תמונה 4 : הפנהפליין ומעליו תצורת תמנע. וכן, שברים בסלעי התשתית, והשבר הגובל את בלוק אום-ותד.

באזור הסמוך לנחל גשרון, משני צידיו ובראשי הגבעות, נראים שרידי טרסות עתיקות כאשר אלו הנמוכות טופוגרפית הן כהות ובנויות בעיקר מסלעים קריסטליניים, ואילו העליונות בהירות יותר ובנויות מתערובת של סלעים קריסטליניים וסדימנטריים (תמונה 5).

הטרסות העליונות (מסומנות Cong2 במפה) קדומות ונוצרו כאשר סלעים סדימנטריים כיסו חלק ניכר מהאזור והיוו מקור לקלסטים. הטרסות הנמוכות נוצרו בתנאים הדומים לאלו השוררים כיום בהם, מרבית הקלסטים נתרמים על ידי סלעי התשתית. מרחוק, נ.צ. 8829/1335 נראה אזור ג'בל אום-ותד (אמותד) ובו העתק המעמיד את סלעי תצורת חצרה אל מול סלעי התשתית הקריסטלינית.





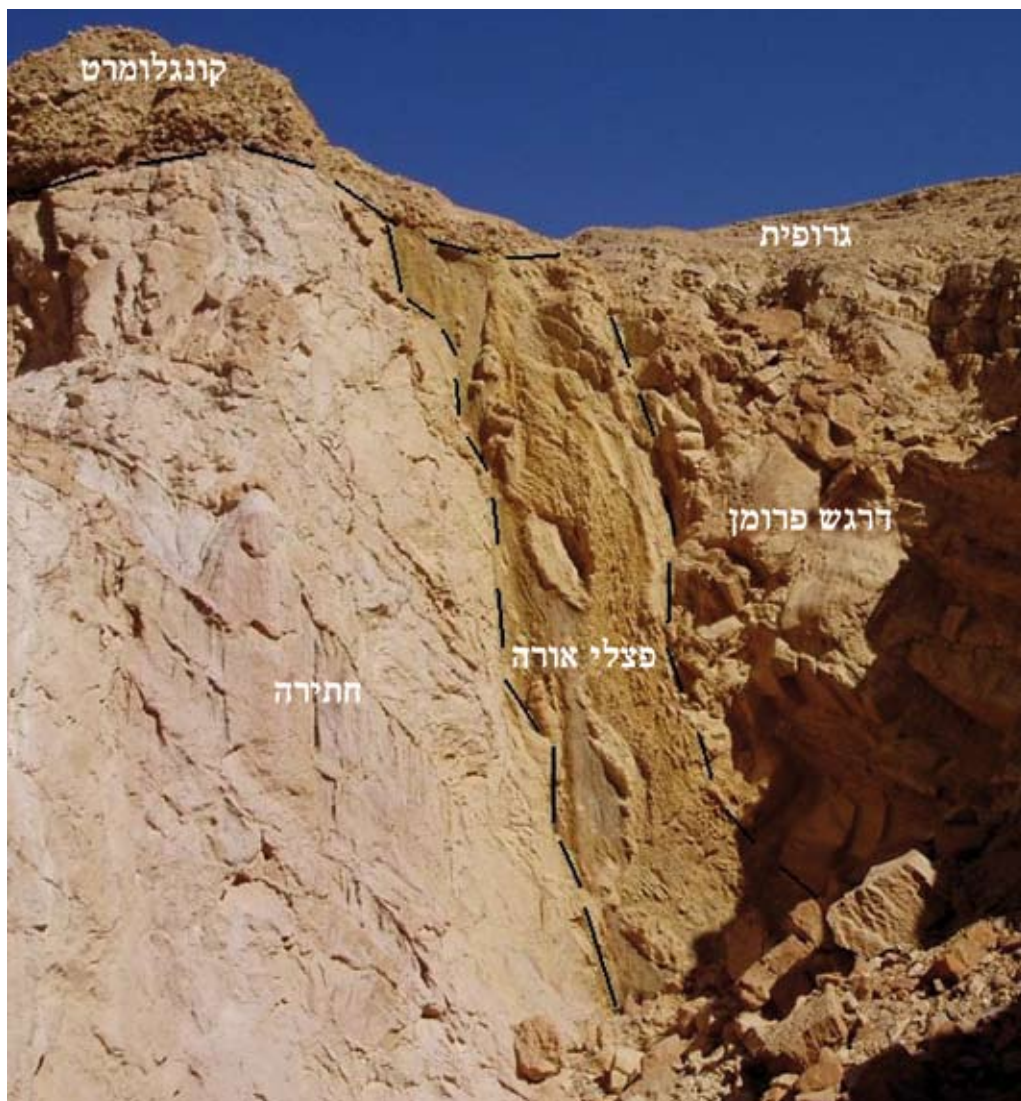
תמונה 5 : טרסה בהירה גבוהה מעט מטרסה יותר כהה.

#### < תחנה מס' 4 :

יורדים בירידה התלולה של מעלה צפרה לכיוון נחל גשרון עד לטרסה הראשונה, ומשם פונים צפונה, כ- 200 מ', עד בלוק בולט של אבן חול הממוקם מעל לערוץ שמצפון לשביל. בדרך נשים לב לחלוקים מעוגלים בגודל של עד כ- 1.5 מ' של קוורץ-דיוריט.

מכאן, נצ. 8860/1388, נצפה על העתק יהושפט, אורכו כ- 2 ק"מ ולצפון ולדרום הוא מסתיים בתוך שכבות החרסית של תצורת אורה. גודל ההעתקה לאורכו (קרבוניים של תצורת גרופית ממזרח מול תצורת חתירה ממערב) הוא כ- 250 מ'. לאורך מישור ההעתק חשופה תצורת אורה ובה נראית התנהגות שונה, תחת אותו מעוות, של סלעים בעלי תכונות ריאולוגיות שונות (Eyal, 1973; Aydin and Eyal, 2002) (תמונה 6). הסלעים הפריכים, גירים וחולות, נשברו, הסלעים היותר רכים, חרסיות, "זרמו" בצורה פלסטית ומילאו חללים שנוצרו בגלל התנועה או מקומות בהם הלחץ היה נמוך. שכבה הבנויה מחילופין של שכבות דקות של גיר וחרסיות נעשתה דקה יותר בגלל זרימה של החרסיות ושכירה בעצמה קטנה וסידוק של שכבות הגיר. שכבת גיר בעובי של כמטר (IV) הנמצאת בתוך שכבה עבה של חרסיות נקרעה לבודיניים שצירם מקביל לסטרייק ההעתק. שכבת הפצלים התחתונה בתצורת אורה, שעוביה כ- 45 מ', עברה דיקוק רב, במקומות עד כדי פחות ממטר, והיא "מרוחה" לאורך ההעתק. אילו מעוות ההתארכות היה ממשיך עוד מעט היה נוצר נתק של שכבת החרסית שלאורך ההעתק (חשיבות למעבר נזלים או ניתוק בין שני מאגרים).

מעל מישור ההעתק נראית שכבת קונגלומרט (Cong2 במפה) שחלקה התחתון כולל גם חלוקי קוורץ-דיוריט, והעליון בעיקר חלוקים סדימנטריים. שכבה זו, המכסה את מישור ההעתק ואינה שבורה על ידו, מלמדת כי העתק זה אינו פעיל מזה זמן רב. עובדה זו מונגדת לידוע מאזור מפרץ אילת והערבה שם נמצאו העתקים המעתיקים טרסות צעירות. משמעות נתון זה היא כי עם הזמן חלה תזוזה של הפעילות לאורך ההעתקים משולי הבקע אל עבר חלקו המרכזי. נתונים ממזרח סיני ולאורך חופי מפרץ אילת (Eyal et al., 1981) מאשרים מסקנה זו.



תמונה 6: העתק יהושפט, העתק נורמלי המציב חולות חתירה (NS3) משמאל מול סלעי תצורת גרופית (G), לאורכו "מרוחה" תצורת אורה. שכבת גיר עבה וקשה בתוך החרסית נקרעה לבודינים, החרסיות זרמו למקומות בהם הלחץ היה נמוך, ושכבה הבנויה מחילופין של שכבות דקות של גיר עם חרסית נמתחה והתארכה.

#### < תחנה מס' 5 :

עולים חזרה לראש מעלה צפרה. העליה לאורך הדרדרת שמצפון לשביל. תחילה עולים אל מישור משני של העתק יהושפט, וניתן לראות כי הוא אנכי ועליו סימני החלקה (slickensides) תלולים ואלכסוניים לצפון. מישור ההעתק מפריד בין הפרט האמצעי של תצורת אורה, "דרגש פרומן", לבין הפרט הפצלי התחתון כאשר שניהם אנכיים. ההסטה כוללת רכיב שמאלי מאחר והבלוק המזרחי הוא הירוד. במקומות בהם מישור החלקה בלוי

ניתן לראות את הברקציה של ההעתק. ממערב למישור זה ניתן לראות "פרוסה" של חרסיות ירוקות השייכות לתצורת אורה (נמצא בהן אמוניט מגיל טורון תחתון) ש"זרמו" לאורך ההעתק הראשי שבין תצורת חתירה ממערב והגירים של תצורת אורה ("הדרגש של פרומן") ממזרח.

בדרדרת, עליה עולים אל מישור ההעתק מפוזרים חלוקי ענק, "בולדרים", בגודל של כ- 1 מ' של קוורץ-דיורית גנייסי. שכבת הקונגלומרט המכילה את חלוקי הקוורץ-דיורית נמצאת בבסיס Cong2 שמעל להעתק יהושפט, וכן בקונגלומרט שמעל למעלה צפורה. סלע קוורץ-דיורית הדומה לסלע החלוקים ידוע מאזור נחל רודד, אולם קשה לתאר מסלול נחל בו זרמו חלוקים אלו מנחל רודד לנחל גישרון. בזמן מיפוי החלק המזרחי של סיני נמצא סלע דומה, מספר קילומטרים ממערב לנחל גישרון. כיום חלוקים ממזרח סיני אינם יכולים לחצות את ערוץ נחל גישרון, ומכאן שבעבר הקרוב נחל גישרון לא היה קיים והנחלים זרמו מסיני מזרחה ישירות אל הבקע המתפתח. נחל גישרון שהחל להתפתח ממפרץ אילת צפונה לאורך העתק גישרון "שבה" את נחל יהושפט הקדום וניתק את חלקו המזרחי ממקור חלוקי הקוורץ-דיורית שממערב. תימוכין לקיומו של נחל עתיק ניתן למצוא גם במורפולוגיה של נחל יהושפט, שתחילתו בראש מעלה צפורה, היא ערוץ רחב, שטוח ובעל שיפוע מתון. זאת, בניגוד לשיפוע המאוד תלול של תחילת כל הנחלים האחרים באזור זה בהם גישרון, שלמה ורחבעם. נראה כי תחילתו של נחל יהושפט כיום היא אמצעו של נחל יהושפט הקדום וכל חלקו המערבי נשבה. העובדה כי בסיסה של שכבת Cong2, שמעל העתק יהושפט, בנוי מחלוקים מאגמטיים וחלקה העליון בעיקר מסדימנטריים מעידה כי ההרמה בסיני קדמה להרמה של אזור אילת.



תמונה 7: "הקמט הגוטי"

### < תחנה מס' 6:

הליכה מראש נחל יהושפט במורד הנחל עד למקום בו הוא חוצה את העתק שלמה. מדרום לסינקלינה של קצה נחל יהושפט נחשפת אנטיקלינה ומדרום לה שוב סינקלינה גדולה ריקה מהסלעים שמעל לתצורת גרופית אך מלאה בסחף צעיר. מהסחף שליד שכבות אלו רואים את "הקמט הגוטי" שהינו אנטיקלינה הפוכה, החולקת אגף תלול משותף עם הסינקלינה שמדרומה (תמונה 7). במערב הסינקלינה מחשוף של שכבות אנכיות או הפוכות מתצורת מנוחה שהינן חלק מהסינקלינה.

בהמשך עוברים סדרה של קמטים, אנטיקלינות וסינקלינות א-סימטריות, אשר התפתחו בתצורות גרופית, (בסינקלינות רחבעם וטבה נשמר כל החתך עד תצורת צרעה, מגיל אאוקן (תמונה 8, איור 4, חתכים 1 ו-2). כיוון הציר של קמטים אלו אחיד יחסית, כ- 40° מזרחה לצפון (מפה סטרוקטורלית). קמטים אלו מאפיינים את חלקו הצר של גרבן שלמה ובכולם האגף הנוטה לדרום-מזרח תלול יותר מהאגף הנוטה לצפון-מערב אשר לעתים הוא אנכי או הפוך (תמונה 7, איור 4, חתך 2).



תמונה 8 : קמטים א-סימטריים בנחל יהושפט.

הקימוט האינטנסיבי המאפיין דווקא את האזור הצר של הגרבן מוסבר בשני גורמים אשר פעלו בו-זמנית. האחד, נטיית ההעתקים של הגרבן נעשית תלולה עם העומק, ולכן ככל שרוחב הגרבן יותר צר, ההתקצרות היחסית גדולה יותר (איור 5). והשני, שיחזור הקמטים מראה כי האזור עבר רוטציה של כ- 5° בגלל התנועה השמאלית לאורך העתקי שלמה וצפחות המשנים צפונה את כיוונם מצפון-דרום לצפון-צפון-מזרח (איור 2). התנועה השמאלית בשילוב עם הרוטציה הביאו להתקצרות רבה באזור הקמטים מנחל יהושפט ועד ואדי טבה.

באחד הקמטים שליד הנחל, העתק thrust המעיד אף הוא על התקצרות (תמונה 9).



תמונה 9 : אנטיקלינה א-סימטרית (צפון בצד ימין) עם העתק Thrust בחלקה הפנימי.



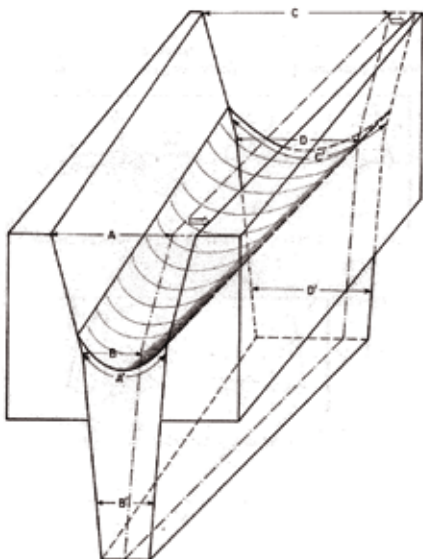
הא-סימטריה של הקמטים יכולה לנבוע מההעתקה האנכית הגדולה יותר לאורך העתק שלמה (כ- 1.5 ק"מ) מאשר לאורך העתק גשרון (כ- 600 מ'); או מקימוטן של שכבות אשר לפני הקימוט כבר היו נטויות למזרח - דרום מזרח. כיוון ציר המבנים נקבע על ידי כיוון הלחיצה שנגרם מהתנועה לאורך העתק שלמה. השכבות הנוטות לדרום-מזרח היו חייבות להתיישר לפני שתתחיל נטייתן אל הסינקלינה.

באזור זה ניתן לראות סינקלינות ואנטיקלינות החוצות את הנחל אבל צירן נוחת אל נחל יהושפט משני הכיוונים. בהנחה כי ציר הקמטים היה אופקי או נטוי לכיוון אחד, קימוט ציר הקמטים מעיד על השתפלות קל של הגרוב לאחר הקימוט.

מהאזור שממערב להעתק גשרון, לכיוון מזרח ניתן לראות כי שכבות החול של תצורת חתירה והקרבונטים של תצורת חצרה בחלק המערבי של גרוב שלמה עברו קימוט בקנה מידה רחב בלבד בניגוד לקימוט הצפוף שהתפתח בתצורת שמעל תצורת אורה. נראה כי תצורת אורה, שעוביה באזור זה כ- 100 מ' והבנויה בעיקרן מחרסית, שימשו שכבת ניתוק (detachment) בין שני סגנונות קימוט באותו ארוע מעוות. אגב, מצב הפוך קיים באנטיקלינת צפחות שמדרום לנחל רחבעם, נ.צ. 8810/1394. באזור זה (כיום במצרים), תצורת גרופית מגיל טורון, מקומטת לאנטיקלינה אחת בעלת אורך גל רחב ואילו בסלעי פרט יוטבתה של תצורת חצרה מגיל קנומן, התפתחו קמטים צפופים ובעלי אורך גל קצר (איור 4, חתך 1, מימין). הקימוט הצפוף התאפשר בגלל קיומן של שכבות חרסית רבות בין השכבות הקרבוטיות של פרט יוטבתה.

### < תחנה מס' 7 :

ירידה להעתק שלמה. בדרך, נ.צ. 8846/1391. במבט לכיוון דרום-מערב נחשפת תצורת מנוחה, מגיל סנון המורכבת מגירים-חואריים, חולות, קירטון ומעט צור, ומעליה נחשפת תצורת מישאש הבנויה משכבות הצור וקירטון. עובי שתי היחידות שנקראו יחד תצורת סיירים הוא כ- 155 מ'. לאורך העתק שלמה, מדרום לנקודת בה הוא חוצה את נחל יהושפט ניתן לראות גבישי בריט שהתגבשו כתוצאה של עליית תמיסות מכילות Ba לאורך מישור ההעתק.



איור 5 : מודל של גרוב הנוחת בין העתקים הנעשים יותר תלולים, מ- 75° ל- 85°, עם העומק. המרחק בין שני ההעתקים הראשיים משני צדי A קטן מזה שמשני צידי C. A ו-B הם שני קוי יחוס באזור בו הגרוב רחב. B ו-D מציינים את המרחק בין ההעתקים הראשיים במקום בו הם משנים את נטייתם. A', B', C' ו-D' הם קוי היחוס לאחר השבירה. עומק הנחיתה בגרוב תלוי ברוחב הפתיחה, כלומר, ההעתקה האנכית תפסק כאשר B מגיע ל-B' ו-D ל-D'. בגלל העתקה אנכית שווה ורוחב גרוב שונה הקמט המתפתח מ-A (A') תלול מזה המתפתח מ-C (C').



מכאן מטפסים לאוכף שבין נחל יהושפט ונחל רחבעם ומגיעים לתוכה של סינקלינת רחבעם, נצ. 8843/1391, שמערב לגבעת רחבעם (תמונה 10). בסיסה של גבעה זו בנוי מתצורת תקיה מגיל פליאוקן ובהם תרכיזי פיריט מחומצנים, מעל נמצא מצוק הבנוי שכבות קירטון וגיר קירטוני לסירוגין עם שכבות דקות של צור מתצורת צרעה מגיל אאוקן. בין תחנה 7 לבין שכבת הצור המסיבי שמצפון נחשפים הקירטונים הלבנים של תצורת ע'רב מגיל מאאסטריכט. ממקום זה ניתן להתרשם מגודלה ואופייה של סינקלינת רחבעם ומהא-סימטריות המאפיינת את הקמטים בגרנן שלמה.

מורפולוגית, השכבות הקשות של תצורת צרעה שומרות על הסלעים הרכים, חרסיות וחואר, של תצורות תקיה וע'רב שמעל לתצורת סיירים, מפני ארוזיה מואצת. סביר כי בעתיד כאשר הכיפה הקשה של גבעת רחבעם תוסר, סינקלינת רחבעם תתרוקן במהירות מהסלעים הרכים הממלאים אותה כיום, כפי שארע לסינקלינות הנמצאות יותר צפונה לאורך הנחל.

### < תחנה מס' 8 :

יורדים לערוץ נחל רחבעם ועולים בשביל, מערבה, למעלה גשרון (תצורת סיירים) עד שפת המצוק שמעל נחל גישרון נצ. 8842/1386. בבסיס המצוק שממזרח לערוץ נחל גישרון ניתן לראות את תצורת גרופית מועתקת מול חולות פאליאוזואיים. נעלה לפסגה שמדרום, מכאן מבט מרהיב אל סיני הכולל את הפנהפליין שמעל לתשתית הקריסטלינית, ג'בל אום-ותד, ומבנה העתקי המדרגות הנוחתים לכיוון מזרח.



תמונה 10א: סינקלינת רחבעם.

בכיוון דרום נראה ג'בל עצפיר עם חתך שלם של החולות הנוביים ומעל מצוק של תצורת חצרה. חתך סלעים זה מועתק, על ידי העתק גשרון, מול צוק הנמצא ממזרחו וכולל סלעים של תצורות מישאש, ע'רב, תקיה וצרעה. בנקודת התצפית חשופים פוספוריטים המאפיינים את גג תצורת מישאש. מכאן נתרשם שנית מסינקלינת רחבעם ומהא-סימטריות הבולטת שלה.

### < תחנה מס' 9 :

יורדים לנחל רחבעם וממשיכים בו עד למקום בו הוא חוצה את העתק שלמה נצ. 8838/1393. בדרך חוצים את האגף המתון, כ- 45° של הסינקלינה הכולל את תצורות ע'רב, מישאש, מנוחה, ציחור וחלק מתצורת גרופית. מצפון לנחל רחבעם רואים הסטה של מעל 1500 מ' לאורך העתק שלמה, תצורת צרעה מגיל אאוקן מול גרינט אילת מגיל פרה-קמבריום (תמונה 2). מדרום לנחל רחבעם, במרחק של כחצי ק"מ, ההעתק מציב סלעים מתצורת גרופית זה מול תצורת אורה, ויותר דרומה כיוון ההעתקה הפוך כאשר הצד המזרחי הוא הירוד. אופיו זה של העתק שלמה, נטיה כמעט אנכית המשתנה לכיוון מזרח ומערב וכן כמות העתקה

המשתנה לאורך מרחק קצר מעידים על מקורו כהעתק הסטה אופקית (strike-slip). בכיוון דרום-מזרח (בנצ. 8834/1397) ניתן לראות חלק מחתך החולות הנוביים. החולות הלבנים בתחתית החתך (NS2 במפה) הם חלק מגג תצורת אמיר ובסיס תצורת חתירה, והחולות המגוונים שמעל מהווים את עיקרה של תצורת חתירה. במצוק שמעל חשופות שכבות גיר ודולומיט של פרטי חביון ועין ירקעם מתצורת חצרה. ממערב לחתך זה נמצא העתק המסיט את החולות ממזרח אל מול חתך סלעים שתחילתו בפרט יוטבתה שבגג תצורת חצרה. מעליו תצורת אורה בגוון ירקק-אדמדם ובתוכם בולטת שכבה קשה של גיר ודולומיט, שהינה קורלטיבית ל"דרגש של פרומן" שבצפון הנגב, והחלק העליון הגבוה ביותר טופוגרפית בנוי מתצורת גרופית.



תמונה 10ב: חתך גיאולוגי מדרום לנחל רחבעם.

באזור אילת התפתחו גם סינקלינות גדולות, רחבות ובעלות נטיות מתונות כגון שתי סינקלינות שחורת הנמצאות משני צידי של העתק שלמה (איור 4, חתך 4, מפה סטרוקטורלית) וסינקלינת הר אמיר שבאזור נחל עמרם. מגמת צירי הסינקלינות הרחבות צפון-מזרח. ההבדל בין סינקלינות אלו לסינקלינות שבדרום גרן שלמה קשור בגודל ההעתקה הנורמלית, שהוא קטן יחסית סמוך לסינקלינות הרחבות. גם מחתכי הרוחב בסינקלינות הרחבות עולה כי הן תוצר מתיחה והתארכות. בסינקלינות בדרום גרן שלמה נמדדה התקצרות רבה, עד 20-30%, בכיוון צפון-מערב שמקורה בהעתקה אנכית גדולה ובלחיצה. כיוון הציר של הסינקלינות הרחבות ושל הסינקלינות שבדרום גרן שלמה דומה אם כי סיבתו שונה: ציר סינקלינות שחורת ואמיר תת-מקביל להעתקי השוליים של הסינקלינות, ואילו בדרום גרן שלמה הצירים נמצאים בזווית להעתק שלמה והקבלתם זה לזה נובעת מהלחיצה שנוצרה בגלל התזוזה האופקית השמאלית לאורך העתק שלמה. התנועה צפונה של הבלוקים אילת ושלמה לווה ברוטציה של כ- 5-4 עם כיוון השעון שהביאה בעקבותיה ללחיצה והתקצרות לאורך החלק הדרומי של בלוקים אלו ולמתיחה והתארכות לאורך חלקם הצפוני.

### < תחנה מס' 10:

נוסעים חזרה לנחל שלמה ועולים בו עד לכביש העולה למצפה עין-נטפים. נחל שלמה, בקטע שמצפון לכביש עד לאוכף שבין הר שלמה להר יהורם, התפתח לאורך העתק שלמה המציב באזור זה את הר שלמה הבנוי מסלעים קריסטליניים מול קירטונים עם צור של תצורת צרעה. גודל ההסטה האנכי המינימלי, בהנחה שהפנהפליין עליו הורבד החתך הסדימנטרי נמצא מטרים ספורים מעל פסגת הר שלמה, הוא כ- 1600 מ'. גודל ההסטה האנכי יגדל בהתאם לעובי חתך הסלעים הקריסטליניים שהוסר.

מהכביש נלך ברגל, כ- 500 מ', באפיק נחל שלמה עד לבלוקים הבנויים מקונגלומרט של תצורת רחם (תמונה 11) המורבדת מעל לשכבות מקומטות של תצורת צרעה (תמונה 12; נ.צ. 8878/1393). הקונגלומרט בנוי מחלוקי גיר וצור שנגזרו בעיקר מתצורת צרעה. החלוקים גסים, לעיתים עד 40 ס"מ, בעלי התעגלות טובה וליכוד קרבונטי קשה. שקיעת קונגלומרט רחם באגנים, יתכן טקטוניים (Garfunkel et al., 1974), התרחשה כנראה לפני ההעתקה האנכית הגדולה לאורך העתק שלמה. זאת, עקב העדרם המוחלט של סלעים קריסטליניים או מזוזואיים קדומים בין מרכיבי הקונגלומרט. מעדויות מסיני (Bartov et al., 1980; Eyal et al., 1981) גיל הפעילות לאורך העתקי השוליים של מפרץ אילת צעיר מ- 20±2 מ.ש., וגיל הקונגלומרט קדום מעט לתחילת השבירה. מחשופים נוספים של קונגלומרט רחם נמצאו בנחל רחם (ברטוב, 1967) ובנחל טבה (אייל, 1967).



תמונה 12: קונגלומרט רחם מעל לתצורת צרעה

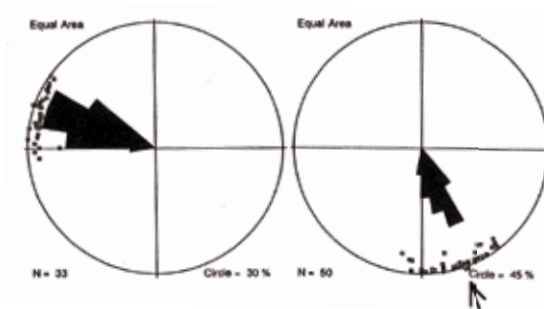


תמונה 11: קונגלומרט רחם

### < תחנה מס' 11:

חוזרים לכביש ונוסעים למעלה אילת עד סמוך לאתר בו היתה עין נטפים הישנה, נ.צ. 8888/1385. במעלה אילת נמדדו מאות מזוסטרוקטורות בהם: העתקים עם סימני החלקה ו/או סליקוליטים, רומבים של קלציט וכן סטילוליטים טקטוניים. תחנת מדידה זו נמצאת בגרוב שלמה בין העתק שלמה מסזרח והעתק גישרון ממערב. תוצאות אלו הן חלק מעבודת מחקר שנושאה אנליזה סטרוקטורלית של הגרובים לפי מזוסטרוקטורות ופאליאומאגנטיזם (יסטרוב, 1992).

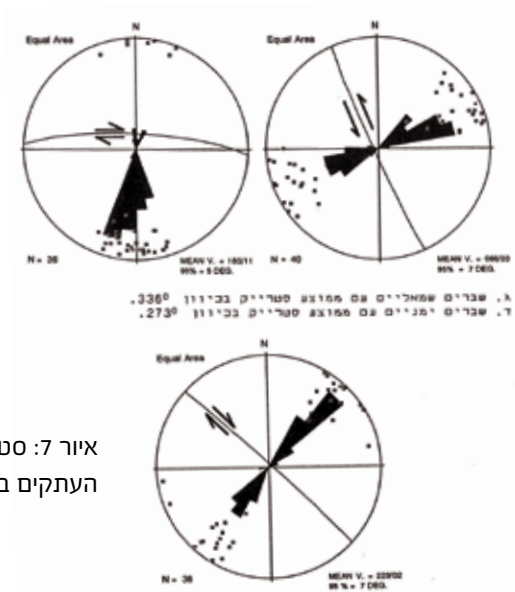
איור 6: סטריאוגרמות של סטיליטים טקטוניים ממעלה אילת. א. סטיליטים שנוצרו במערכת המאמצים בה התפתח בקע ים המלח. ב. סטיליטים שנוצרו במערכת המאמצים בה התפתחה הקשת הסורית.



**תוצאות המדידות:**

- א. סטיליטים טקטוניים (איור 6). הסטיליטים הטקטוניים בתחנה זו מצביעים על שני כיווני מאמץ:
1. מערב-צפון-מערב (287°) כיוון התואם את מערכת המאמצים בהם נוצרו קמטי הקשת הסורית (Eyal and Reches, 1983) ועל כן סביר כי מערכת זו עתיקה מקודמתה ונוצרה בזמנית להתפתחות קמטי הקשת הסורית.
  2. צפון-צפון-מערב (341°) כיוון התואם את מערכת המאמצים בה נוצר בקע ים המלח (Eyal and Reches, 1983) ועל כן נראה כי הם נוצרו בזמנית להתפתחות הבקע.

ב. העתקים עם סימני החלקה (איור 7). חלוקת ההעתקים לבעלי העתקה בכיוון הדיפ (dip-slip), הסטרייק (strike-slip) ואלכסוניים (oblique) נעשתה על פי נטיית סימני ההחלקה (slickensides). סיווגם לימניים או שמאליים, נורמליים או הפוכים נעשה בעיקר על סמך סליקוליטים שהתפתחו לאורך מישורי השבירה וכן על פי רומבים של קלציט.



איור 7: סטריאוגרמות של העתקים ממעלה אילת

- בתחנה זו נמדדו כ-140 העתקים קטנים אשר חולקו, בהתאם לכיווניהם, לארבע קבוצות:
1. העתקים שמאליים אשר כיוון הסטרייק שלהם (336°);

2. העתקים ימניים אשר כיוון הסטרייק שלהם ( $273^\circ$ );
3. העתקים ימניים אשר כיוון הסטרייק שלהם ( $308^\circ$ );
4. העתקים אשר כיוון הסטרייק שלהם ( $045^\circ$ ) וסימני החלקה אופקיים ימניים או שמאליים.

מרבית ההעתקים תת-אנכיים וסימני החלקה עליהם מראים כי כיוון התנועה השליט היה אופקי בהתאמה למיקומם בתוך האזור המרכזי של גרבר שלמה.

נראה כי שתי קבוצות ההעתקים הראשונות, ימנית עם סטרייק  $273^\circ$  ושמאלית עם סטרייק  $335^\circ$ , מהוות מערכת אחת שנוצרו בו זמנית (conjugate set). כיוון הלחיצה בה נוצרה המערכת מקביל לחוצה הזווית בין שתי הקבוצות, כ-  $304^\circ$ , מתאים לכיוון הלחיצה בו התפתחו קמטי הקשת הסורית. כיוון זה סוטה בכ-  $71^\circ$  מהכיוון שנמצא על פי הסטילוליטים הטקטוניים. קבוצת ההעתקים השלישית, ימנית עם סטרייק  $308^\circ$ , התפתחה תחת לחיצה בכיוון  $340^\circ$ - $350^\circ$  בדומה לסטילוליטים הטקטוניים שבכיוון זה. על כן נראה כי העתקים אלו צעירים יחסית וקשורים בהיווצרותו של בקע ים-המלח.

< **תחנה מס' 12:** נוסעים לכיוון מעבר הגבול עם מצרים. מעט לאחר התפצלות הדרך לעין נטפים חונים והולכים לשפת המצוק, לתצפית על העתק גשרון המעתיק את תצורות חצרה ותצורת אורה מול סלעי התשתית הפרה-קמברית ותצורת תמנע שמעליהם.

< **תחנה מס' 13:** חוזרים לרמת יותם ונוסעים צפונה, בדרך הנפט, לאורך צדו המזרחי של גרבר יותם עד קצהו הצפוני (בנחל נטפים, נ.צ. 8891/1431). במקום זה שני ההעתקים המגבילים את גרבר יותם, העתק צפחות ממזרח והעתק יותם ממערב, קרובים זה לזה כ- 10 מ' בלבד. ההעתקה האנכית במקום זה כ- 1200 מ', סלעי תצורת מישאש מול סלעים קריסטליניים פרה-קמבריים. למרות ההעתקה האנכית הגדולה והרוחב הצר של הגרבר ניתן בנקל להבחין ביחידות הסלע הנחשפות בגרבר ובמאובנים שבהם.



## מקורות

אייל, י., הגיאולוגיה של הסלעים הסדימנטריים באזור נחל שלמה נחל נטפים. עבודת גמר לתואר מוסמך למדעי הטבע, האוניברסיטה העברית ירושלים, 1967.

ברטובי, י., 1967. הגיאולוגיה של אזור באר אורה. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

גרפונקל, צ., הטקטוניקה של השוליים המערביים של דרום הערבה. חיבור לשם קבלת תואר Ph.D. האוניברסיטה העברית ירושלים, 1970.

יסטוב, א., התפתחות הגרבינים באזור אילת על פי מזוסטרקטורות ומדידות פאליאומאגנטיות, עבודת גמר לתואר מוסמך למדעי הטבע, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, 1992.

Aydin, A. and Eyal, Y., Anatomy of a normal fault with shale smear: Implications for fault seal. *AAPG Bulletin*, 86, 1367-1381, 2002.

Bartov, Y., Steinitz, G., Eyal, M. and Eyal, Y., Sinistral movements along the Gulf of Aqaba - its age and relation to the opening of the Red Sea. *Nature*, 285, 220-221, 1980.

Eyal, Y., The tectonics of the Shelomo and Yotam grabens, Elat, Israel. *Isr. J. Earth-Sci.* 22, 165-184, 1973.

Eyal, Y. and Reches, Z., Tectonic analysis of the Dead Sea Rift region since the Late-Cretaceous based on mesostructures. *Tectonics*, 2, No. 2, 167-185, 1983.

Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y. and Steinitz, G., The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) Rift. *Tectonophysics*, 80, 39-66, 1981.

Garfunkel, Z., Bartov, J., Eyal, Y. and Steinitz, G., Raham Conglomerate new evidence for Neogene tectonism in the southern part of the Dead Sea Rift. *Geol. Mag.* 111 (1) 55-64, 1974.

Garfunkel, Z., Eyal, Y., Eyal, M., Weissbrod, T., Bakler, N., Shimron, A.E., Peltz, S., Gutkin, V., Bartov, Y., Druckman, Y., Rosenzaft, M., and Sneh, A., Geological map of the northern Gulf of Elat area. *Isr. Jour. Earth-Sci.* 48, 133-134, (with the map) 2000.

## Timna Valley

> M. Beyth<sup>1</sup>, A. Segev<sup>1</sup>, H. Ginat<sup>2</sup>

1. Geological Survey of Israel

2. Dead Sea and Arava Science Center

**This field trip presents some highlights of the unique structure of the Timna Valley, which constitutes about the last phases of the crustal evolution in the northern tip of the Arabian Nubian Shield; some stratigraphical and tectonic aspects of the southwest margins of the Dead Sea Transform with special attention to the young geomorphic units; and ancient and recent copper mining.**

### Geological Background

The Timna Valley (TV), 9 × 10 km in size, is a domal structure, semi-crater shaped valley, truncated in the east by the Dead Sea Transform (DST) and surrounded by a 500-m-high sedimentary sequence of Cambrian and Cretaceous age. The core of the TV is the high structural block of Mt. Timna (5 × 3 km in size, 453 m.a.s.l. which is the highest topographic feature in the TV) a shallow intrusive complex of Neoproterozoic age and is the northernmost tip of the Arabian–Nubian shield (Bentor and Vroman, 1955, Garfunkel, 1980; Shpitzer et al., 1991; Beyth et al., 1994). Uplift and peneplanation during the Early Cambrian marked the final cessation of the Neoproterozoic East African Orogen (EAO). Early Cambrian sedimentation began with fluvial subarkoses of the Amudei Shlomo Formation, which is overlain by dolostones, sandstones, and siltstones of the Timna Formation, representing a marine incursion of the Middle Cambrian age. The continental, Middle Cambrian subarkoses and siltstones of the Shehoret Formation overlie this marine unit. Lower Cretaceous quartz-arenites of the Amir, Avrona, and Samar formations are conformably overlain by the Cambrian sequence (Weissbrod, 1981, 2005). In the northern Timna Valley the Cambrian Formation and the Lower Cretaceous Amir and Avrona formations are cut by a basaltic plug (Beyth and Segev, 1983) and funnel-shaped vents with volcanoclastic fill (Weissbrod and Segev, 2003) of Early Cretaceous age (Beyth and Segev, 1983). The Lower Cretaceous clastic units are covered by a thick series of platform carbonates (Judea Group), which build the upper part of the escarpment surrounding the Timna Valley (Fig. 1).

The regional water divide runs along the summits of the western cliffs of the TV. It separates between steep, short channels that drain the cliffs eastward from the wide, moderate gradient streams that drain the elevated areas westward. The TV is drained by two ephemeral streams: Nahal Timna to the north of Mt. Timna, which flows in an E-W striking graben (Segev et al., 1992, Segev and Beyth, 1987), and Nahal Nehushtan to the south of Mt. Timna. These

drainage systems flow eastwards to the DST, where their flow direction shifts northward toward the Yotvata Playa, an internal base level for the surrounding region within the DST. The present climate in the TV is extremely arid, with short rain events and an average annual rainfall of 25 mm/yr (Atlas of Israel, 1985).

The Cambrian Timna Formation, which contains copper ore, was a target of intensive geological studies and modern mining since the 1950s. The copper was also mined from the Lower Cretaceous Amir and Avrona formations by the ancient Egyptians during the Chalcolithic age, manifesting the most ancient metallurgy industry in the Middle East (e.g., Segev et al., 1992; Segev and Beyth, 1987; Bar – Matthews 1986, Beyth et al., 1999; Rothenberg, 1988).

Detailed geomorphology studies in the TV describing the Middle and Late Pleistocene alluvial terraces and taluses and their climatic implications were made by Finkelstein-Grossman (1982) and Grossman and Gerson (1987). A recent study (Ginat et al., 2009) established a morphostratigraphic sequence of ancient landscape relics, recent changes in the stream network pattern, abounding with taluses and rock collapse which indicate ongoing young tectonic activity.

The major structural feature controlling the region is the DST, which is an active plate boundary, separating the Arabian plate from the Sinai sub-plate. Tectonic activity in this rift includes sinistral faulting and rifting (Bartov 1994, Garfunkel and Ben Avraham, 1996; Garfunkel, 1970, 1997, Eyal et al., 1981; Ginat et al., 1998).

In the Arava Valley the DST is composed of a series of en-echelon strike-slip faults, which form structural and topographical basins (Garfunkel, 1981). The Yotvata Playa, the base level for the TV streams, is the deepest basin in the southern Arava, filled by more than 1200 m of young sediments (Frieslander, 1995, 2000).

Tectonic activity along the DST combined with displacement of the E-W oriented dextral strike slip of the Themed fault, located 8 km south of Mt. Timna (Bartov 1974; Mart and Horowitz, 1981, Segev et al, 1992) controlled its uplift. Mt. Timna has a polygon shape surrounded by reverse faults striking NNE on the northwest and the southeast sides and normal faults striking WNW of the Timna Graben on the northeast side and along the faults of the Arava margins that strike NEN (Segev et al, 1992).

## Miocene to Recent geomorphic units in adjacent areas

Based on previous studies, the Miocene - Recent continental sediments that are exposed in the southwest margins of the Arava Valley can be divided into five units:

- 1) The Miocene continental deposits exposed in the Elat region and the southern Negev, which are related to the first stages of rifting in the DST and they include in the Hazeva Formation (Bartov, 1967; Garfunkel, 1970; Avni, 1998; Calvo and Bartov, 2001).
- 2) The Pliocene Arava Formation, which covers the southern Negev in a thin veneer of alluvial and lacustrine sediments. Time-equivalent, fluvial remnants, are the Garof conglomerate and Eilat Formation, which are widely exposed along the Gulf of Elat (Garfunkel and Horowitz, 1966, Garfunkel, 1970; Ginat et al., 1994, Avni, 1998).
- 3) The Early to Middle Pleistocene fluvial sediments with red calcic paleosols of the Zehiha Formation (Ginat et al., 2002), which were deposited in abandoned fluvial and structural valleys along the regional water divide during quiescent periods between phases of tectonic activity.
- 4) A series of stream-wadi terraces and rock-cut surfaces, (Q1-Q3) characterized by gypsic-salic Reg- soils covered by desert pavement, which indicate the initial evolution of the present drainage system (Garfunkel and Horowitz, 1966; Amit and Gerson, 1986; Ginat, 1991, 1997; Avni, 1998).
- 5) The recent sediments that are accumulating in the low areas: alluvium and colluviums, conglomerates, sand dunes and playa deposits. The specific location, the height relative to recent channels and the alluvial remnants serve as a key for understanding the young tectonic activity in the region.

## References:

- Amit, R. and Gerson, R. 1986, The evolution of Holocene Reg (gravelly) soils in deserts an example from the Dead Sea region. *Catena*, 13: 59-79.
- Atlas of Israel, 1985. Survey of Israel, Tel Aviv, 3rd ed., 80 pp.
- Avni, Y. 1998, Paleogeography and tectonics of the central Negev and the Dead Sea Rift western margins during the Late Neogene and the Quaternary: *Isr. Geol. Surv.. Rep. GSI/24/98*, 231 pp. (in Hebrew, English abstract)
- Baer, G., Beyth, M. and Reches, Z., 1994, Dike emplaced into fractured basement, Timna Igneous Complex, Israel. *J. Geophys. Res.*, 99:24039-24050.
- Bar-Matthews, M., 1986, Mineralization of Uranium and other metals in the Timna Formation, Timna Valley. Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 108 pp. (in Hebrew English abstract)
- Bartov, Y. 1967, The Geology of Be'er Ora Region. M.Sc.thesis. Hebrew University, Jerusalem, 64 pp. (in Hebrew).
- Bartov, Y. 1974, A structural and paleogeographical study of the central Sinai faults and domes.

- Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 143 pp. (in Hebrew, English abstract).
- Bartov, Y. 1994, The geology of the Arava Valley. *Isr. Geol. Surv. Rep.*, GSI/4/94. 16 pp.
- Bentor Y.K. and Vroman A, 1955, The geological map of the Negev, 1:100,000, Sheet 24, Elat. *Isr. Geol. Surv.*
- Beyth, M. and Segev, A., 1983, Lower Cretaceous basaltic plug in the Timna Valley: *Isr. J. Earth Sci.*, 32:165-166.
- Beyth, M. and Peltz, S., 1992, Petrology and major-element geochemistry of the dykes at Har Timna, southern Israel: *Isr. Geol. Surv. Rep.*, GSI/13/92 , 39 pp.
- Beyth, M., Stern, R., J., Altherr, R. and Kroener, 1994, The Late Precambrian Timna Igneous Complex, southern Israel: evidence for comagmatic type Sanukitoid Monzodiorite and alkali granite magma: *Lithos*, 31:103-124.
- Beyth, M. and Reischmann, T., 1997, The age of the quartzmonzodiorite, the youngest plutonic intrusion in the Timna Igneous Complex: *Isr. J. Earth Sci.*, 45:223-226.
- Beyth, M., Segev A. and Bartov Y. 1999, The Geological map of Be'er Ora., 1:50,000 Sheet 25-IV. *Isr. Geol. Surv.*
- Beyth, M. and Heimann, A., 1999, The youngest igneous event in the crystalline basement of the Arabian-Nubian Shield, Timna igneous complex: *Isr. J. Earth Sci.*, 48:113-120.
- Calvo, R., and Bartov, Y. 2001, Hazeva Group, southern Israel: New observations and their implications for its stratigraphy, paleogeography, and tectono-sedimentary regime: *Isr. J. Earth Sci.*, 50: 71-100.
- Eyal, M., Eyal, Y., Bartov, Y. and Steinitz, G. 1981, The tectonic development of the western margins of the Gulf of Elat rift. *Tectonophysics*, 80: 39-66.
- Finkelstein-Grossman, S. 1982, Alluvial sediments in extremely arid zones – as a marker for environmental changes. M.Sc. Thesis. Hebrew University, Jerusalem, 79 pp. (in Hebrew, English abstract).
- Frieslander, U. 1995, Semi-high resolution seismic surveys in the central Arava. *Isr. Geophys. Inst.*, Rep. 846/257/92. Holon (in Hebrew).
- Frieslander, U. 2000, The structure of the Dead Sea Transform emphasizing the Arava using new geophysical data. Ph. D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 101 pp. (in Hebrew. English abstract).
- Garfunkel, Z. 1970, The tectonics of the western margins of the southern Arava. Ph.D. Thesis, Hebrew University, Jerusalem. (in Hebrew English abstract).
- Garfunkel, Z., 1980, Contribution to the geology of the Precambrian of the Elat area: *Isr. J. Earth Sci.*, 29: 25-40.
- Garfunkel, Z. 1981, Internal structure of the Dead Sea leaky transform (Rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80: 81-108



- Garfunkel, Z. 1997, The history and the formation of the Dead Sea basin. In Neimi, T.M., Ben-Avraham, Z., and Gat J.R., (eds). *The Dead Sea Lake and Its Setting*. Oxford University Press, Oxford, pp. 36-56.
- Garfunkel, Z. and Ben Avraham, Z., 1996, The structure of the Dead Sea basin. *Tectonophysics*, 80:1-26.
- Garfunkel, Z. and Horowitz, A., 1966, The Upper Tertiary and Quarternary morphology of the Negev, Israel. *Isr.J. Earth Sci.*, 15:101-117.
- Ginat, H. 1991, Geology and Geomorphology of Yotvata region. . *Isr. Geol. Surv Rep. GSI/8/91*, 75 pp. (in Hebrew, English abstr.).
- Ginat, H. 1997, Paleogeography and the landscape evolution of the Nahal Hiyyon and Nahal Zihor basins (sedimentology, climatic and tectonic aspects). *Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/19/97* 206 pp (in Hebrew,English abstr.).
- Ginat, H., Enzel, Y. and Avni, Y. 1998, Translocation of Plio-Pleistocene drainage systems along the Dead Sea Transform. *Tectonophysics*, 284: 151-160.
- Ginat, H., Eyal, Y., Bartov, Y. and Zilberman, E. 1994, Mapping of young faults in alluvial fans, Elat. *Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/6/94*. 24 pp.
- Ginat, H., Zilberman, E. and Amit, R. 2002, Red sedimentary units as indicator for reconstructing Early Pleistocene tectonic activity in the southern Negev desert, Israel. *Geomorphology*, 45: 127-146.
- Ginat, H., Beyth, M. and Crouvi, O., 2009, Geomorphic evidence for young tectonic activity around Mt. Timna: *Isr J. Earth Sci.*, 57:213-230.
- Grossman, S. and Gerson R., 1987, Fluvial deposits and morphology of alluvial surfaces as indicators of Quaternary environmental changes in the southern Negev, Israel. *Desert Sediments; Ancient and Modern. Isr. Geol. Soc. Special Publ.*, 35: 17-29.
- Katzir, Y., Litvinovsky, B. A., Jahn, B. M., Eyal, M., Zanvilevich, A. N., Valley, J. W., Vapnik, Ye., Beerli, Y. and Spicuzza, M. J., 2007, Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, northernmost Arabian-Nubian Shield: *Geochemical and isotope constraints. Lithos*, 97:336-364.
- Mart, Y. and Horowitz, A. 1981, The tectonics of the Timna region in southern Israel, and the evolution of the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, 79: 165-199.
- Parnes, A., 1971, Late Lower Cambrian trilobites from the Timna area and Har Amram (southern Negev, Israel). *Isr. J. Earth Sci.*, 20:179-205.
- Ron, Z. 1967, Landscape survey of Eilat Region. *Hevel Eilat Publ.*, Eilat regional council, 320 pp. (in Hebrew).
- Rothenberg, B. 1988, *The Egyptian Mining Temple at Timna: Inst. Archaeo-Metallurgical Studies*, Univ. College London, 317 pp.

- Segev, A., 1986, Lithofacies relations and mineralization occurrences in the Tina Formation, Timna Valley. Ph.D thesis, Hebrew University Jerusalem, 131 pp. (in Hebrew, English abstract)
- Segev, A. and Beyth, M., 1987. Geological map of Timna Valley, 1:20,000, Sheet 24. Isr. Geol. Surv.
- Segev, A., Beyth, M. and Bar-Matthews, M. 1992. The geology of the Timna Valley with emphasis on copper and manganese mineralization – updating and correlation with the eastern margins of the Dead Sea Rift. Isr. Geol. Surv.. Rep. GSI/14/92.
- Segev, A., Rybakov, M., Weissbrod, T. and Beyth, M., 1995, Lower Cretaceous gabbroic intrusion at shallow depth in the Timna Valley, southern Israel: magnetometric evidence. Isr J. Earth Sci., 44:137-148.
- Shpitzer, M., Beyth, M. and Matthews, A., 1992, Igneous differentiation in the Late Precambrian plutonic rocks of Mt. Timna: Isr J. Earth Sci., 40:17-27.
- Simhai O., Matmon A., Amit R., Enzel Y., Mc.Donald E., Porat N. and Finkel R., 2007, The age of the ancient, tectonically stable Paran plains, southern Negev, and its sedimentological and pedological characteristics. Isr. Geol. Soc. Annu. Meet. Abstr., pp. 115.
- Steinitz, G. and Bartov, Y. 1992, The Miocene – Pleistocene history of the Dead Sea segment of the Rift in light of K-AR ages of basalt. Isr J. Earth Sci., 4: 199-208.
- Wdowinski, S. and Zilberman, E. 1996, Kinematic modeling of large-scale structural asymmetries across the Dead Sea Rift. Tectonophysics, 226: 187-201.
- Wdowinski, S. and Zilberman, E. 1997. Systematic analysis of large-scale topography and structure across the Dead Sea Rift. Tectonics, 16: 409-424.
- Weissbrod, T., 1981, The Paleozoic of Israel and adjacent countries (lithostratigraphic study): Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem Report M.P. 600/81, Isr. Geol. Surv. 259 pp.
- Weissbrod, T., 2005, The Paleozoic in Israel and Environs. In: Hall et al., (eds), Geological Framework of the Levant Volume II: The Levantine Basin and Israel. p. 283
- Weissbrod, T. and Segev, A., 2003, Lower Cretaceous magmatic activity in the Timna Valley: Geological setting and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating: Isr J. Earth Sci., 52:77-95.
- Zeevi, N. 1995, Landscape evolution of Timna Valley. Independent research project, Sede-Boqer High School, Israel. 123 pp. (in Hebrew)
- Zilberman, E. 1984, The Tertiary and the Quaternary of the northwestern Negev. In: Begin Z.B., (ed.). Outlines of the Geology of the Northwestern Negev. Isr. Geol. Surv. Rep.GSI/19/84: 41-76.
- Zilberman, E. 1992, Remnants of Miocene landscape in the central and northern Negev and their paleogeographical implications. Isr. Geol. Surv. Bull., 83, 54 pp.

## Station I > Overview of the Timna Valley (Fig. 1)

An overview from the east, from the DST. Mt. Timna is clearly seen as the core of the Timna Valley domal structure, the Timna cliffs surrounding the semi-crater shaped valley and the tailings of the Timna Copper Mines.

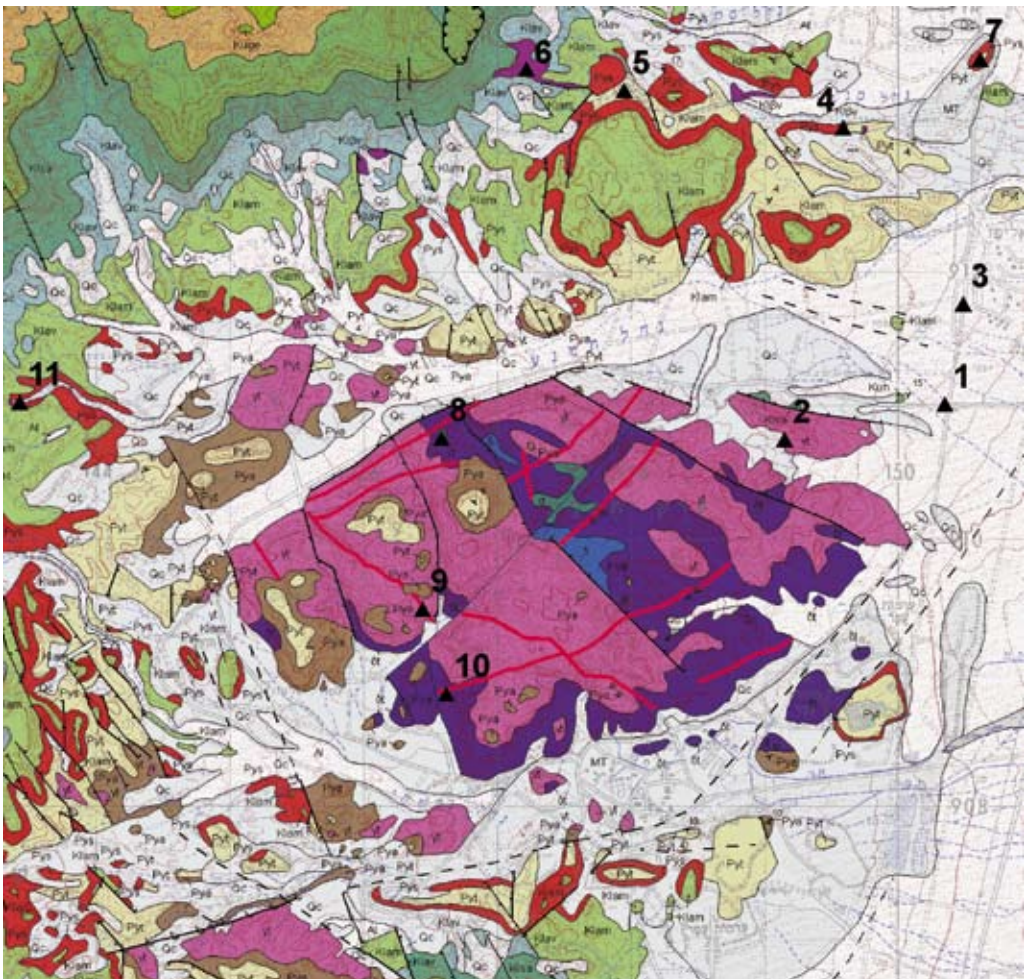


Figure 1 - Geological map of the Timna Valley (Beyth et al., 1999) and station locations. See legend on next page.

STRATIGRAPHY סטרטיגרפיה

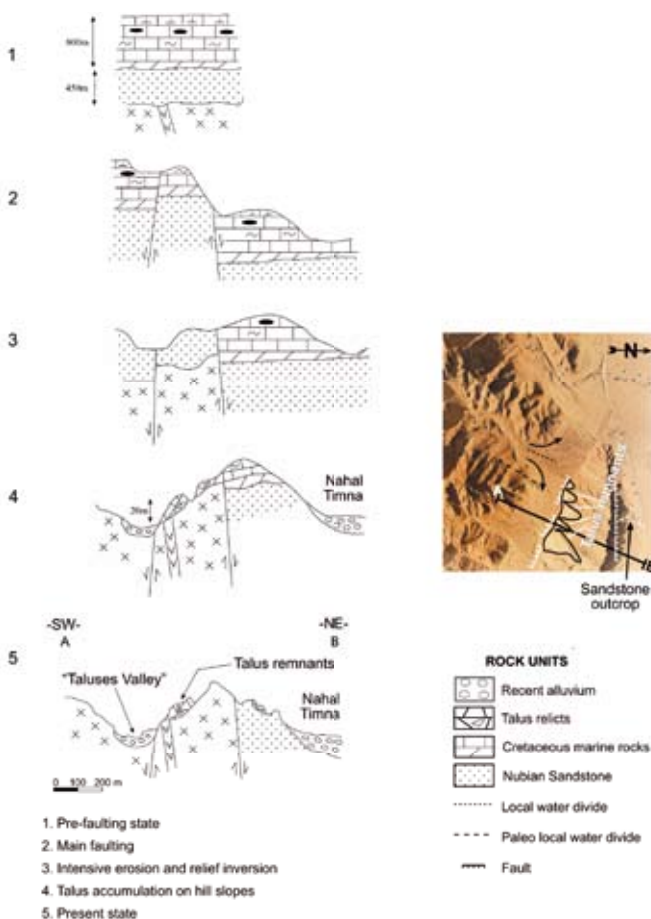
SYSTEM תקופה	SERIES / STAGE סדרה / דרגה	SYMBOL סימן	THICK. (m) עובי (מ')	LITHOLOGY מסלע	LITHOSTRATIGRAPHY ליתוסטרטיגרפיה			
					MAPPING UNITS יחידות מיפוי	GROUP חבורה		
QUATERNARY קוורטר	PLEISTOCENE - HOLOCENE פלייסטוקן - הולוקן	MT	ME	0-20		Mine tailings שפירי מינרלי	Mining effluents בזבזת תעשייתית	DEAD SEA ים המלח
		AL	Qs			Alluvium אלוויום	Sand dunes רימון חול	
		Qy	Qc			Playa deposits תשקפה פלטה	Stream terraces מדרגות נחל	
		Qbu				Big an Uvda Conglomerate קונגולומרט בקצת עובדה		
TERTIARY סטרטיגרפיה	NEOGENE ניאוגן			70		Raham Conglomerate קונגולומרט רחם	SAQIYE סאקיה	
	PALEOGENE פליסטוגן			105		Mur Formation תצורת מור	AVEDAT עבדת	
CRETACEOUS קרטיקון	UPPER עליון	PALEOCENE פלאוקן		50		Tagiye Formation תצורת טקיה	MOUNT SCOPUS הר הצופים	
		MAASTRICHTIAN מאסטריכט	Kug	70		Ghareb Formation תצורת עירב		
		CAMPANIAN קמסן	Kum	73		Mishash Formation תצורת מישאש		
		SANTONIAN סנטון	Kum	95		Menaha Formation תצורת מנחה		
		CONIACIAN קוניאק	Kiar	30		Zihor Formation תצורת ציחור		
	LOWER תחתון	TURONIAN טורון	Kujs	133		Gerofit Formation תצורת גרופית	JUDEA יהודה	
			Kao	104		Ora Formation תצורת אורה		
		CENOMANIAN קנמנסן	Kub	126		Hazera Formation תצורת חזרה	KURNUB כרנב	
		ALBIAN אלביאן	Klsa	150		Samar Formation תצורת סמר		
			108 Ma	Klsa	0-60			Volcaniclastics/Basalt בזלת/תלקיט/לסטס
CAMBRIAN קמבריון	APTIAN אפטאן	Klav	60		Avrona Formation תצורת עברונה	YAM SUF ים סוף		
		Klam	37		Amir Formation תצורת אמיר			
		Pys	34		Shehoret Formation תצורת שחורת			
		Pyt	0-44		Timna Formation תצורת תימנע			
		Pyd	0-90		Amadei Shelomo Fm. חצ' עמודי שלמה			
PRECAMBRIAN פריקמבריון		600 Ma	Quartz monzodiorite קוורץ מונוזודיוריט			Dykes:		
		610 Ma	Alkali granite אלקלי גרניט			(a) NNW-SSE-trending dykes (thyoite, andesite, syenophrase dykes)		
		610 Ma	Monzodiorite מונוזודיוריט			(b) E-W-trending dykes (thyoite, andesite) cutting (a)		
		610 Ma	Olivine norite אוליבין גרניט			(c) NW-SE-trending dolerite dykes (youngest dyke - 532 Ma) cutting both (a) and (b).		
		625 Ma	Granite porphyry גרניט פורפיר					





## Station 2 > Evidence for young tectonics, abandoned taluses, NE Mt. Timna (Fig. 2)

The taluses are 1-30 m thick, consisting of limestone and dolomite containing fossils including ammonites and mollusks reworked from their in situ position, originating from the lower 100 m of the Judea Group. The talus remnants consists of unsorted fine-grained material with large angular and sub-angular boulders up to 10 m<sup>3</sup>. Some of the boulders are partly perforated and some still lying on their sliding planes. Reg soils including gypsum concretions and well-developed desert pavements were found in the upper parts of these talus remnants.



This talus sequence was derived from the Judea Group that covers a downfaulted block along a fault delimiting Mt. Timna in the northeast (Fig. 2, stage 1). It accumulated on a slope of a small valley entrenched in the friable Paleozoic sandstone exposed on an uplifted block in the south (stage 2). Later on, most of the Judea Group sequence was removed and the underlying sandstone of the Kurnub Group was exposed and rapidly eroded resulting in a relief inversion (stage 3). The ongoing erosion on the uplifted block removed most of the colluvial apron from the southern slopes of Nahal Timna (Ginat et al., 2009).

Figure 2 - Landscape evolution of the "Taluses Valley"



## Station 3 > The Timna Graben

Nahal Timna drains into the DST through the Timna Graben, which strikes WNW-ESE between Mt. Sasgon and Mt. Mikrot in the north and Mt. Timna in the south. A normal fault separates between the Timna Granite on the southern block and the sandstones of the Samar Formation within the graben. A concealed normal fault separates between the Timna Formation of Mt. Sasgon and Mt. Timna, dipping northward in the north, and the Amir Formation inside the graben. A block of the Yotvata Member of the Hazera Formation surrounded by alluvium crops out in the graben trench. There are alluvial terraces 10-30 m above the recent Nahal Timna stream with well-developed Reg soil on top. These terraces represent a period when Nahal Timna was higher than the recent Nahal Timna drainage.

## Stations 4 and 6 > The Early Cretaceous volcanism

Vents (diatremes) filled with volcanoclastic breccia cut across Lower Cretaceous formations and the underlying Cambrian strata in the northern Timna Valley. The vents are the result of an ascending gabbroic intrusion interacting with groundwater, breaching the surface atop the Avrona Formation (Weissbrod and Segev, 2003). A small plug of microgabbro, which intrudes the Cambrian dolomites near one of the volcanoclastic remnants, belongs to the same event. The microgabbro, which forms a 250 m<sup>2</sup> outcrop, is composed of olivine, augite and plagioclase with a porphyritic texture (Beyth and Segev, 1983). The volcanoclastic fill consists of heterogeneous fall-back tephra and epiclastic debris of partly altered volcanic and sedimentary clasts of various sizes, and dispersed xenoliths and xenocrysts.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K/Ar analyses of three biotite crystals and one hornblende crystal from a single vent (Tamar) yield a weighted average age of 108.4±1.7 Ma (late Early Albian). This age also marks the boundary between the Avrona and Samar formations (Weissbrod and Segev, 2003). A magnetic study in the northern part of the Timna Valley indicated an elongated (15 by 2 km), E-W-trending magnetic anomaly in the Har Mikhot area, with a second, parallel intrusion north of it. 3-D magnetic modeling suggests a gabbroic intrusion at a shallow depth (±600 m) emplaced in the upper part of the igneous basement, in places reaching the base of the sedimentary column. Some of its apophyses penetrated the sediments and breached surface at the top of the Avrona Formation as explosion vents (Segev et al., 1995).

## Station 5 > Timna Formation - epigenetic dissolution processes (Fig. 3)

The Timna Formation displays two sedimentary suites of siliciclastic, mixed siliciclastic-carbonate and carbonate-shale lithofacies that mark a marine transgression over the platform. The lower suite (Hakhlil Member) consists of fine- to grit-size subarkose alternating with laminar mudstone layers and sandy dolomite bands. The overlying sediments (Sasgon Member) consist of three lithofacies types, dolomites, sands and shales. Segev (1986) and Segev and Sass (1989b) showed that the sandy lithofacies is the insoluble residue of the dolomite rocks left after epigenetic dissolution processes. The overlying shaly lithofacies is thin, forming a transition to the lower member of the overlying Shehoret Formation. The 45-m-thick Timna Formation was deposited in a shallow sea within the coastal tidal lagoonal strip. Trilobites and brachiopods indicate its Middle Cambrian age (Parnes, 1971).

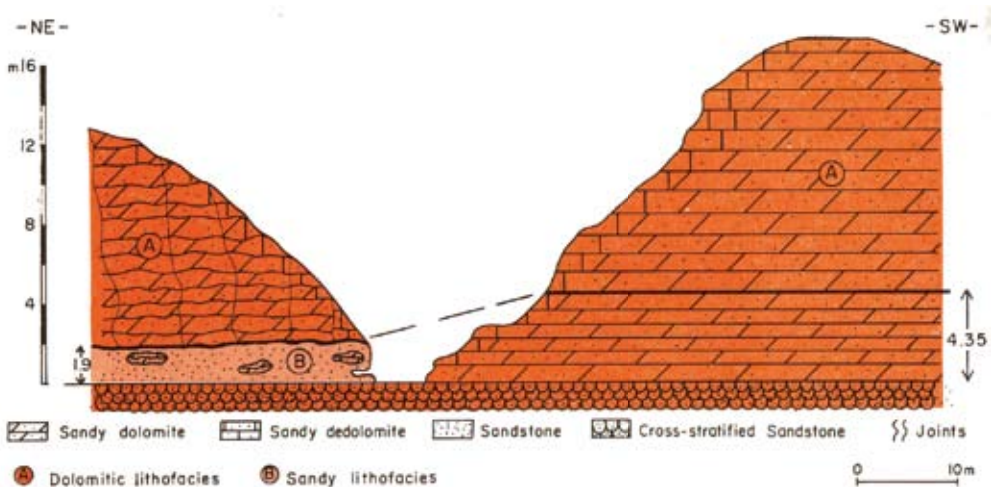


Figure 3- Schematic cross-section

## Station 7 > Open pit P

A deep open pit which was excavated for copper mining during the 1960s. The Timna Formation with copper is exposed at the bottom. The Shehoret Formation is overlain by alluvium at the top. The tailings are piled along the road.

Station 8- The olivine norite and its relations with the plutonic rocks of the TIC (Fig. 4) Cumulates of olivine norite with up to 40% olivine, 7% orthopyroxene and 14% plagioclase and minor pyroxene hornblende pridotite were mapped intruding the Timna porphyritic granite as large xenolites in the Timna Igneous Complex (TIC). They are often strongly

altered to green clay described as “lawn” whereas fresh they form dark black exfoliated round boulders. The norite formed as a cumulate and the Timna alkali granite was formed by fractional crystallization both from a mantle derived monzodioritic magma in a quasi-stratified magmatic cell. This magmatic cell was formed 610 Ma ago in the 625 Ma old calc-alkaline, porphyritic granite crust during the first stages of the post-collision extensional phase of the EAO (Beyth et al., 1994).

## **Station 9 > The dolerite dyke and the Cambrian peneplain (Fig. 5, 6)**

The doleritic dyke in Mt. Timna intrudes the Timna alkali granite which was previously fractured and intruded by rhyolitic, andesitic and andesitic- rhyolitic composite dykes (Fig. 4 and 5, Beyth and Peltz, 1992 and Beyth et al., 1994, Baer et al., 1994). Three distinct phases of dyke intrusions are evident in the Mt. Timna Igneous Complex (TIC); the N-S ones are intruding the Late Neoproterozoic, 625-610 porphyritic granite and the nurites to alkali granites and pre-date the quartzmonzodiorite of 600 Ma (Beyth and Reischmann, 1997); the E-N-E swarms, of 593 Ma old (Katzir et al., 2007), which post-date this quartzmonzodiorite; the dolerite dyke which strikes NW and is of 532 Ma old (Beyth and Heimann, 1999, Fig. 5). No igneous activity was documented between 590 Ma and 532 Ma. The Mt. Timna dykes record transformation from arc-like geochemical signatures (silica oversaturated, low Ti content and strong Nb depletion, Fig. 6) to one which is overwhelmingly intraplate in character (marginally saturated in silica, high Ti content and no Nb depletion, Fig. 6). This doleritic dyke directly underlies the sandstones of the Amudei Shelomo Formation of Early Cambrian age. The sandstones do not exhibit any sign of contact metamorphism. Thus the peneplain separating the TIC from the sedimentary Cambrian rocks overlying it is of Early Cambrian age. Similar doleritic dykes were found intruding the Mt. Amram Late Neoproterozoic volcanic rocks and in east Sinai.



## LEGEND













	Alluvium		Composite dyke		Alkali granite
	Cambrian sediments		Rhyolite dyke		Monzodiorite, Amphibole diorite, Monzonite
	Dolerite dyke		Andesite dyke		Olivine norite
	Sample location		Quartz monzodiorite		Porphyritic granite

Figure 4- Location and general geology of the Timna Igneous Complex, Mt. Timna.

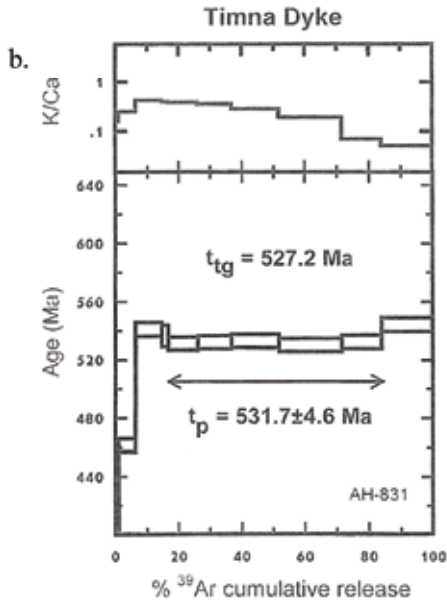
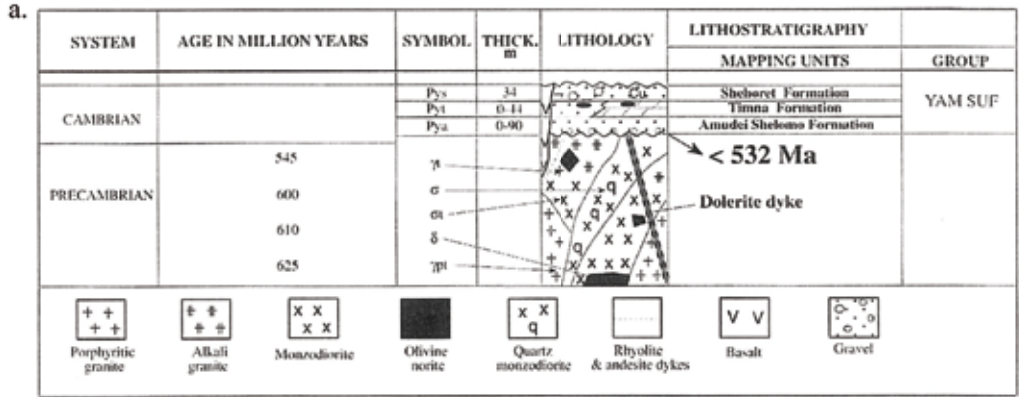
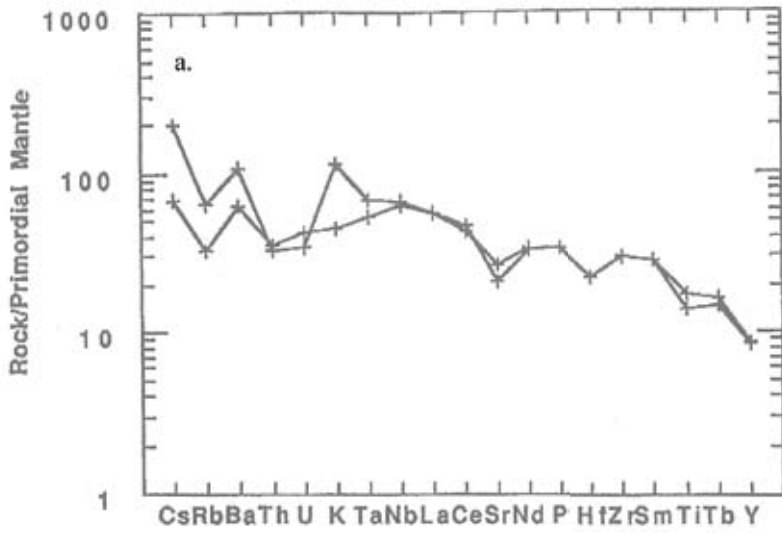
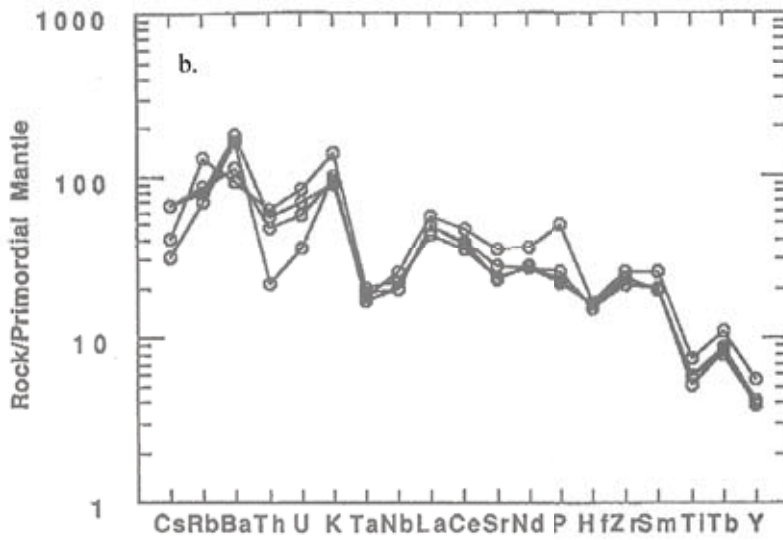


Figure 5- a. Stratigraphy of the TIC and the Yam Suf Group. b.  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  spectrum of Mt. Timna dolerite dyke.





Timna dolerite dyke



Timna andesite dykes

Figure 6- Spider diagrams of a. Mt. Timna dolerite dyke, and b. Mt. Timna andesite dykes.

## Station 10 > The composite dyke

The extension phase of the Neoproterozoic East African Orogen (EAO), ~610 Ma, was accompanied in the TIC by mantle derived alkali granite, syenite, monzodiorite and nurite intrusions and emplacement of bimodal, andesite/rhyolite and composite dykes (Beyth and Peltz, 1992, Beyth et al., 1994) of ~593 Ma (Katzir et al., 2007). The composite dykes are rhyolitic in the center and andesitic in the margins with either abrupt or gradational contacts between them. SiO<sub>2</sub> in the andesitic margins is 56.53% and in the rhyolitic center 72.53%, Na<sub>2</sub>O 4.56% and 5.43%, respectively, and K<sub>2</sub>O 2.55% and 3.52%, respectively.

## Station no. 11 > Ancient copper mining and incision along the first order streams in the Timna Valley

Here the stream channel cuts a horizontal shaft of an ancient, Egyptian copper mine. Fluvial processes that took place in the recent extreme arid climate with occurrence of approximately one flood each year caused intensive incision in first- and second-order streams and accumulation of alluvium along them. The most intensive incision occurred along the first-order streams below the TV cliffs, mostly in unconsolidated sandstone. The best proof for this high degree of degradation occurs in the area of the ancient underground copper mining operation, in the friable white sandstone of the Avrona Formation below the cliffs with the arches.

The shafts were dug during two periods. In the earlier period, relatively dull tools were used. These tools left rounded marks that were covered on the surface at a later stage with an outer crust, a patina. These marks can be seen in the upper section of the shaft. At a later period, the mine was dug deeper as evidenced by the sharp diagonal tool marks that can be seen in the lower portion of the shaft, characteristic of the mines of the Egyptian Period at Timna, 14th to 12th centuries BCE. The reconstructed direction of the digging was from within the horizontal shaft towards the present day stream. The underground mining operation begun with a vertical shaft and changed direction to horizontal along with the copper-ore veins. The exposure of the horizontal shaft cut by the stream channel is due to 6 m of incision during 3300 yr BP that passed from the Egyptian underground mining operation.

The surface expression of this huge ancient mining operation and the numerous vertical shafts are plate- like structures covering the area. These plates are very clear on the airphotos (Rotenberg, 1988).

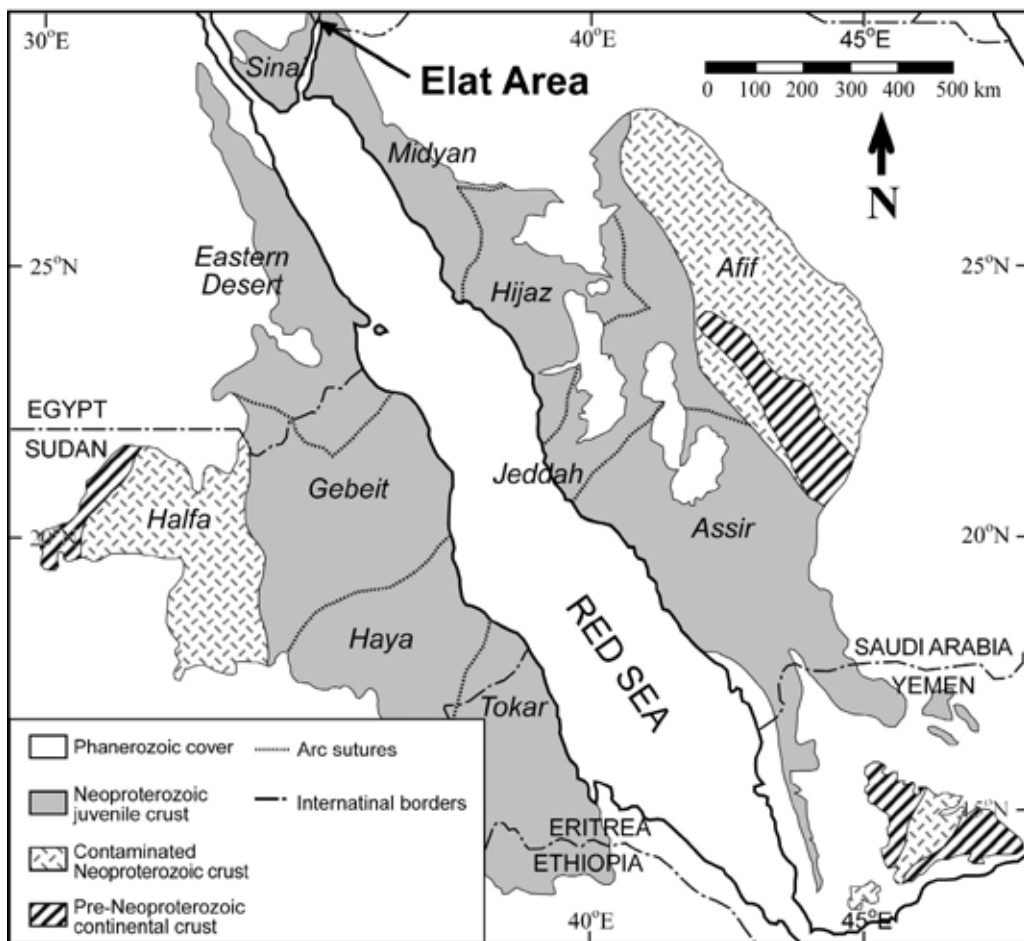
## שליבים בהתפתחות הקרום היבשתי של השילד הערבו-נובי באזור אילת

< נ. מורג וד. אבינד

המחלקה לגיאולוגיה, המכון למדעי כדה"א, האוניברסיטה העברית בירושלים, ירושלים 91904

### מבוא

הסלעים הפרה-קמבריים הנחשפים באזור אילת מייצגים פרק זמן של כ- 300 מ"ש במהלכו נוצרה ועוצבה תשתית הקרום היבשתי באזורנו. תשתית זו מהווה את חלקו הצפוני של השילד הערבו-נובי (איור 1), פרובינציה קרומית יובנלית מגיל ניאופרוטרוזואיקון שלדעת חלק מהחוקרים מייצגת את אחד מאירועי גידול הקרום היבשתי החשובים בפרה-קמבריום (Stein and Goldstein, 1996 ;Bentor, 1985).

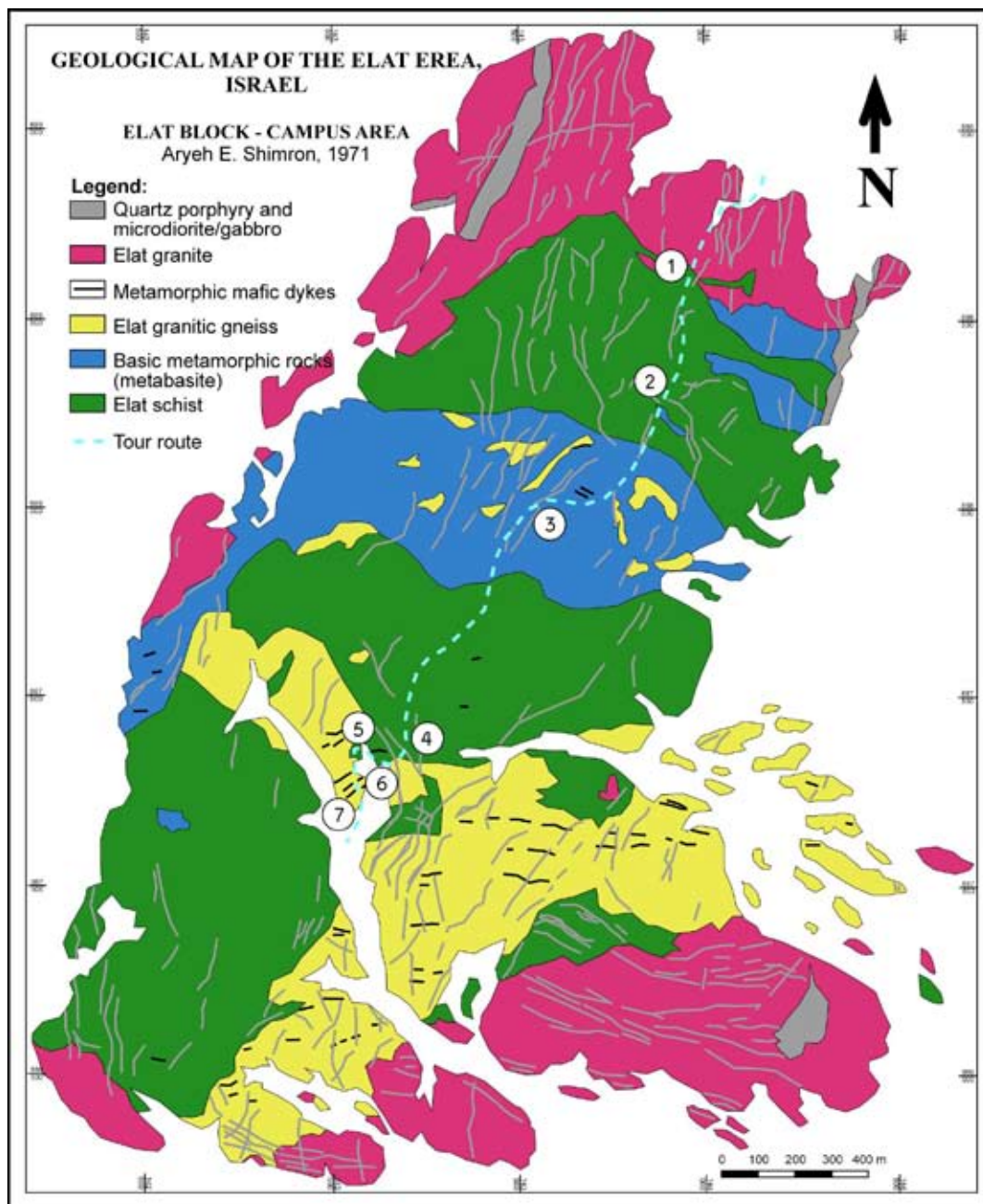


איור 1: מפה כללית של השילד הערבו-נובי; מעובד מחדש עפ"י (Hargrove et al (2006).

הגיאולוגיה של מחשופי התשתית הפרה-קמברית באזור אילת תוארה באופן מקיף ע"י (Garfunkel, 1980). הסלעים העתיקים ביותר הם שיסט פליטי וגניסי קוורצו-פלדספטי ממקור סדימנטרי, המותמרים בפציאס אמפיבוליטי בלחצים נמוכים יחסית. הם חדורים ע"י פלוטונים בהרכב גברו-דיוריטי עד גרניטי שהותמרו לאמפבוליטים וגניסיים. לאחר המטמורפיזם הראשון ויצירת הדפורמציה האזורית נחדרו הסלעים הנ"ל ע"י נחיל מוגבל בנפחו והיקפו של דייקים בהרכב בינוני-בסיסי. אלו האחרונים הותמרו במהלך אירוע מטמורפי שני בפציאס אמפיבוליטי נמוך - גרינשיסט שהביא ליצירת דפורמציה מקומית בדייקים ובסלעים העתיקים יותר, אך כמעט שלא פגע במבני הדפורמציה הקודמים. פלוטונים גריטואידיים נרחבים בהרכב קלק-אלקליני, שברובם אינם מראים סימנים לדפורמציה כלשהי, חודרים את הקומפלכס המטמורפי שתוארו לעיל. לפיכך, הדייקים המטמורפיים מפרידים בין שני מחזורים עיקריים של פעילות מגמתית, אורוגני פוסט-אורוגני. המעבר לתנאים פוסט-אורוגניים מיוצג גם ע"י התרוממות ואירוזיה של התשתית, שהביאה לחשיפה של הקומפלכס המטמורפי והפלוטונים שנוצרו בעומק של כ-10-5 ק"מ. תוך כדי ההתרוממות נמשכה הפעילות המגמתית שהביאה ליצירת פלוטונים ונחילי דייקים בעומק רדוד יחסית במקביל להשקעת חתך וולקנו-סדימנטרי באגנים מקומיים שנוצרו ע"ג התשתית שנחשפה בפני השטח. סיום שלב יצירת התשתית והמעבר לתנאים של פלטפורמה יבשתית יציבה באזורנו מתועד ע"י יצירתו של פנה-פליין ע"ג התשתית ותחילת השקעת חתך סיליציקלסטי בקמבריום התיכון (Garfunkel, 1999).

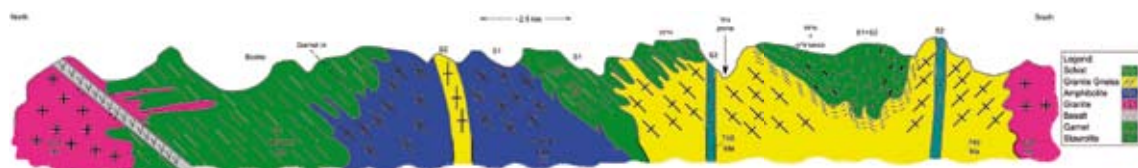
עבודות גיאוכרונולוגיות מאוחרות יותר שנעשו באזור אילת אפשרו קביעת גילים עבור רבים מהסלעים. תיארוך של זירקונים בודדים מתוך הסלעים המטה-סדימנטריים בשיטת אורניום-עופרת (U-Pb) נתן טווח גילים בין 925 ל-780 מ"ש, המייצג את גיל המגמתים באזורי המקור שלהם (Kolodner, 2007). גילם של הפלוטונים המותמרים תוארך בשיטות U-Pb ו-Pb-Pb בזירקונים בין 780 ו-640 מ"ש (Kröner et al., 1990; Kolodner, 2007). תיארוך מקיף בשיטת U-Pb בזירקונים של הפלוטונים הפוסט-אורוגניים באזור אילת ובסיני הוצג לאחרונה ע"י (Be'eri-Shlevin et al, 2009). עבור סלעים אלו נמצא טווח גילים שבין 635 ל-580 מ"ש. נתונים גיאוכרונולוגיים חדשים שנאספו על-ידנו בשיטת U-Pb בזירקונים מסדרה של סלעים המייצגים את כל שלבי התפתחות התשתית באזור אילת משלימים את התמונה ומאפשרים קביעת מסגרת זמנים כללית לתהליכי היווצרות התשתית באזור (טבלה 1). נתונים אלו יוצגו במהלך הסיור יחד עם נתוני אנליזה איזוטופית של מערכת הלוציום-הפניום (Lu-Hf) שנעשתה בזירקונים שתוארכו. בעוד שמערכת ה-U-Pb בזירקון מהווה כלי גיאוכרונולוגי יעיל ומדויק כיוון שבמינרל יחס אב-בת גבוה, מערכת ה-Lu-Hf בזירקון מהווה סמן יעיל למקור המגמה כיוון שבמקרה זה המינרל הנו קומפטבילי מאד עבור יסוד הבת - Hf. ל-Hf מספר איזוטופים טבעיים כאשר אחד מתוכם  $^{176}\text{Hf}$  הינו תוצר דעיכה של האיזוטופ הרדיואקטיבי  $^{176}\text{Lu}$ . Hf הנו מעט יותר אינקומפטבילי מ-Lu בעת התכה חלקית של סלע פרידוטיטי ולכן לאורך זמן, תרחש העשרה של האיזוטופ הרדיוגני  $^{176}\text{Hf}$  במעטפת ביחס לקרום. לכן ההרכב האיזוטופי של Hf בזירקון, הנמדד בדרך כלל ביחס שבין  $^{176}\text{Hf}$  ל- $^{177}\text{Hf}$  האי-רדיוגני ומנורמל ליחס זה במאגר הכונדריטי לקבלת הנוטציה של Hf<sup>ε</sup>, יכול להעיד על מקור המגמה.

מסלול הסיור עובר דרך מספר נקודות מפתח בהן מתועדים שלבים עיקריים בהיסטוריה הפרה-קמברית של אזור אילת. מפה גיאולוגית של בלוק אילת ועליה מסלול הסיור ומיקום התחנות מופיעה באיור 2. חתך מוכלל דרך בלוק אילת בכיוון כללי צפון-דרום במקביל למסלול הסיור מוצג באיור 3. בכל תחנה נבחן את יחסי השדה בין יחידות הסלע השונות והמבנים המטמורפיים המופיעים בהן ונדון במשמעותם לגבי תהליכי ההתפתחות של הקרום היבשתי תוך כדי הצגת הנתונים הגיאוכרונולוגיים החדשים ונתוני האנליזה האיזוטופית של Hf בזירקונים. ביחד עם הידע הקודם, נתוני הגיל החדשים מאפשרים את ביסוסה של היסטוריה גיאולוגית מדוקדקת, בעוד נתוני ההרכב האיזוטופי של ה-Hf מאפשרים לבחון את מקור המגמות ואת הקשר הגנטי בין דורות הסלעים השונים.



איור 2: מפה גיאולוגית של חלקו הצפוני של בלוק אילת מתוך עבודת הד"ר של Shimron (1972) ועליה מסלול הסיור והתחנות.





איור 3: חתך מוכלל צפון-דרום דרך בלוק אילת המציג את היחידות העיקריות ויחסי השדה ביניהן. הוכן ע"י תלמידי הקורס "התפתחות התשתית הפרהקמברית של ישראל", באוניברסיטה העברית, 2009.

טבלה 1: נתונים גיאוכרונולוגיים בשיטות U-Pb ו-Pb-Pb בזירקונים מיוחדות הסלע העיקריות של התשתית הפרה-קמברית באזור אילת.

הערות	מקור	גיל	יחידה
			<b>בלוק אילת</b>
גילי זירקונים דטריטיים	Kolodner, 2007	925±770	צפחות אילת
בפרוטולית הסדימנטרי	Kröner et al., 1990	820-800	
	Morag et al., in prep.	790±5	גנייס טאבה
	Kröner et al., 1990	779±8	
	Kröner et al., 1990	744±5	גנייס גרניטי
	Kolodner, 2007	737±9	
חותכים את מבני הדפורמציה הרגיונלית	Morag et al., in prep.	705±5	דייקים מטמורפיים
	Morag et al., in prep.	672±4	אמפיבוליט שחמון
	Morag et al., in prep.	612±4	
	Kröner et al., 1990	640±10	
פלוטון נחל שלמה	Morag et al., in prep.	686±6	גרניט אילת
פלוטון נחל שלמה	Be'eri-Shlevin et al., 2009	636±8	
פלוטון נחל יעל	Morag et al., in prep.	634±4	
פלוטון נחל רחבעם	Be'eri-Shlevin et al., 2009	630±5	
	Morag et al., in prep.	608±3	גרניט יהושפט
	Be'eri-Shlevin et al., 2009	605±4	
חדור בפלוטון נחל יעל של גרניט אילת	Morag et al., in prep.	609±4	דייק קוורץ-פורפיר ריוליט
			<b>בלוק רודד</b>
גילי זירקונים דטריטיים	Morag et al., in prep.	838-759	צפחות רודד
בפרוטולית הסדימנטרי	Morag et al., in prep.	641±5	גרניט פורפיר
	Morag et al., in prep.	614±4	אמפיבוליט רודד
	Morag et al., in prep.	612±6	קוורץ-דיריט רודד
	Katz et al., 1998	634±2	
	Stein and Goldstein, 1996	630±4	
חדור בקומפלכס הוולקנו-סדימנטרי	Morag et al., in prep.	585±16	דייק קוורץ-פורפיר
חדור בקוורץ-דיריט	Katzir et al., 2007	593±8	ריוליט

## תחנות הסיור

## תחנה 1 &lt; נחל יעל; מגע בין גרניט אילת לצפחות (שיסט) אילת

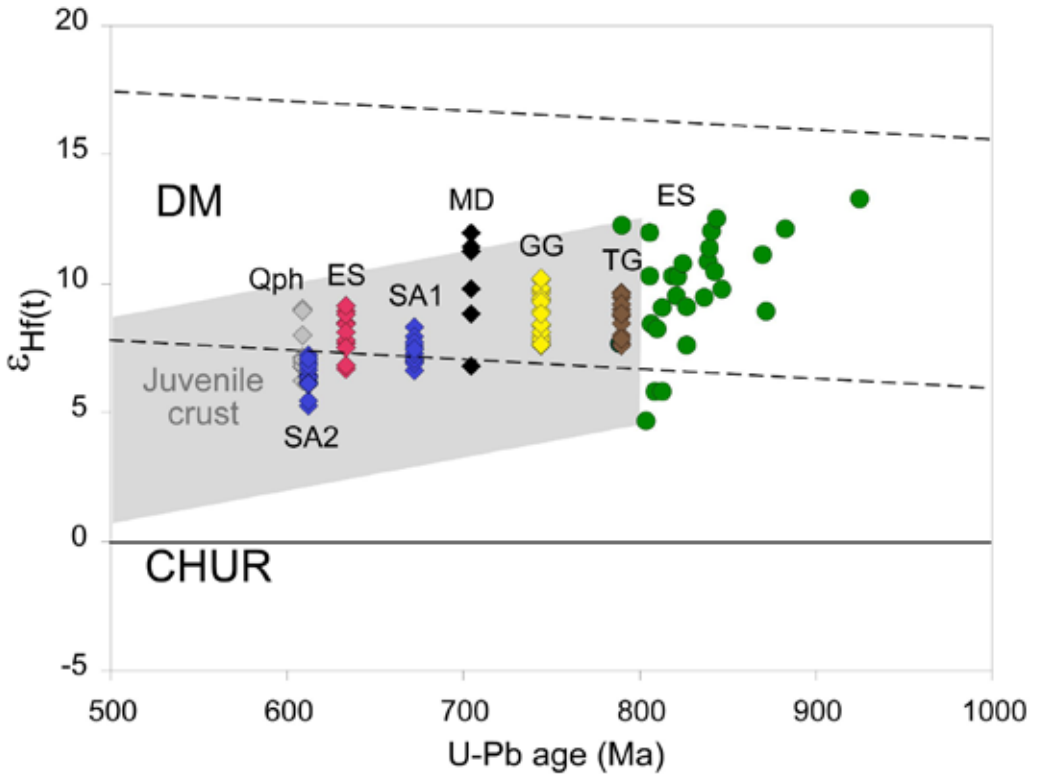
בחלקו התחתון מתחת נחל יעל דרך אחד מהפלוטונים של גרניט אילת. סלע זה מורכב בעיקר מפלגיוקלז-נתרני, מיקרוקלין וקוורץ, יחד עם כמות קטנה של מיקות. הוא שייך לקבוצה של בתולטיים בהרכב קל-אלקליניים הנפוצים מאד באזור ומהווים יותר ממחצית משטחו של החלק הצפוני של השילד הערבו-נובי (Garfunkel, 1980). כ-200 מ' מעל למוצא הנחל למניפת הסחף נמצא המגע בין גרניט אילת לצפחות אילת. סלע זה מורכב בעיקר מקוורץ, אוליגוקלז-אנדזין, ביוטיט ומעט מוסקוביט ומראה פוליאציה רגיונלית ברורה הנטה בכיוון כללי דרומה בזווית של כ-45°. עפ"י המינרלוגיה של הסלע מדובר במטה-סדימנט בהרכב פליטי דוגמת גרייוואקה, ובנתור (1961) הציע שייטכן ומקורו של סדימנט זה הוא בקשתות וולקניות סמוכות. הפוליאציה המפותחת בצפחות היא המבנה המטמורפי העתיק ביותר בו ניתן להבחין בשדה ועל כן היא מכונה S1 (Shimron, 1972). מישורי השיכוב המקוריים בצפחות מקבילים לכיוון הפוליאציה. באזור המגע בין הגרניט לצפחות ניתן לראות שלוחות של הגרניט חדרות לתוך הצפחות ומעידות על אופיו האינטרוזיבי של המגע. בגרניט לא ניתן להבחין במבני דפורמציה כלשהם ומכאן שחדירתו התרחשה לאחר האירוע המטמורפי בו הותמרו הצפחות. שלוחות הגרניט בצפחות מורכבות מגבישים גדולים ואינן מראות שוליים דקי-גביש המעידים על קירור מהיר. מכאן, שחדירת הגרניט התרחשה בעומק גדול יחסית. דייקים מאוחרים של קוורץ-פורפיר ריוליט חוצים את שתי היחידות. בניגוד לגרניט חדרתם של אלו התרחשה בעומק רדוד יחסית עפ"י הטקסטורה דקת-הגביש שלהם, ולכן הם מעידים על התרוממות ואירוזיה של האזור בשלב שלאחר חדירת הגרניט.

תיארוך של זירקונים דטריטיים מתוך הצפחות בשיטת אורניום-עופרת (U-Pb) נתן טווח גילים קונקרדיים בין 925 ל-780 מ"ש לפני ההווה, עם שיא בסביבות 800 מ"ש לפני ההווה (טבלה 1). גילים אלו מייצגים את זמן הפעילות המגמתית בקשתות הוולקניות שהיוו את אזורי המקור של הסדימנט (Kolodner, 2007). אנליזות איזוטופיות של הפניום (Hf) שנעשו לאחרונה על-ידינו באותם הזירקונים שתוארכו ע"י Kolodner (2007) נתנו טווח ערכי  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  שבין +13.3 ל-4.7 (איור 4). טווח הערכים החיובי תומך בנתונים איזוטופיים קודמים (Nd, Sr) המעידים על אופיו היובנילי בכללותו של חלק זה של השילד הערבו-נובי (לדוגמא ביילסקי, 1982; Stein and Goldstein, 1996; Beyth et al., 1994). עם זאת, הפיזור של הערכים אל מתחת לטווח הצפוי של המעטפת המדולדלת עשוי להעיד על אחת משתי האפשרויות הבאות: (1) המגמות באזורי המקור של הצפחות דוגמות חלקים שונים של המעטפת, מדולדלים יותר או פחות. (2) ישנה קונטמינציה של חלק מהמגמות ע"י חומר ממקור קרומי עתיק.

עפ"י עבודות תיארוך חדשות בשיטת U-Pb בזירקון גילו של גרניט אילת כ-635 מ"ש לפני ההווה (Be'eri-Shlevin, 2009; Morag et al., in prep) (טבלה 1). מתקופה זו אין עדויות לקיומו של קרום אוקיאני בחלק הצפוני של השילד, כך שקשה לייחס את הגרניט הזה ודומיו מהפאזה הקל-אלקלינית למגמתזם של אזור הפחתה. ערכי  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  שנמדדו בזירקונים מגרניט זה ודומיו, בין +7.7 ל-5.1 נופלים בתחום ההתפתחות הצפוי של קרום קשתות האיים המוגדר ע"י ההרכב התחלתי של Hf בזירקונים הדטריטיים מהצפחות יחס ה-Lu/Hf הממוצע של הקרום (Wedepohl, 1995, 0.015) (איור 4). מכאן שנראה כי מקור המגמות הגרניטיות בעיקר במיחזור של קרום קשתות האיים הראשוני. אולם, פרק הזמן שעבר מיצירת הקרום הראשוני ועד לחדירת הגרניטים, כ-200 מ"ש, הנו קצר יחסית לזמן מחצית החיים של מערכת ה-Lu/Hf כך שבשלב זה עדיין ישנה חפיפה ניכרת בין הרכב הקרום הצעיר להרכב המעטפת ולכן קשה לשלול מעורבות של נתך ממקור מעטפתי בגרניט.

אחד מהדייקים הריוליטיים החוצים כאן את הגרניט תוארך לגיל של כ-609 מ"ש לפני ההווה (טבלה 1). ערכי

$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  שנמדדו בזירקונים מהדייק, בין +9.0 ל-6.2 חופפים לטווח הערכים שנמצאו בגרניט ובפלוטונים קלק-אלקליניים אחרים (איור 4).



איור 4: גילי U-Pb מול ערכי  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  בזירקונים מיחידות הסלע השונות בבלוק אילת. מעוינים מייצגים גילי קונקורדיה שחשוב עבור כלל הסלע, עיגולים מייצגים גילים אינדיווידואליים של זירקונים ממקור דטריטי (צפחות אילת). סימונים: EG - צפחות אילת, TG - גניס טאבה, GG - גניס גרניטי, MD - דייק מטמורפי, SA - אמפיבוליט שחמון (1 ו-2), Qph - גרניט אילת, דייק קוורץ פורפיר ריוליטי. תחום ההתפתחות הצפוי של קרום קשתות האיים הראשוני חושב עפ"י ההרכב התחלתי של Nowell et al. (1998). תחום ההתפתחות הצפוי של קרום קשתות האיים הראשוני חושב עפ"י ההרכב התחלתי של Hf בזירקונים הדטריטיים מהצפחות ויחס ה-Lu/Hf הממוצע של הקרום היבשתי (Wedepohl, 1995, 0.015).

## תחנה 2 < נחל יעל; הופעת גרנט בצפחות

כ-300 מ' מעל למגע בין הגרניט לצפחות במעלה הערוץ המתחבר לנחל יעל ממזרח מופיעים לראשונה פורפירובלסטים של גרנט בצפחות. מכיוון שהרכבו הכללי של הסלע אינו משתנה בנקודה זו משמעות הדבר היא עלייה בדרגה המטמורפית. האוריינטציה של משטח הופעת הגרנט אינה ברורה לגמרי, אך נראה כי הוא מקביל באופן כללי למישור הפוליאציה. ייתכן והדבר מעיד על קיומם מאוחר של המשטח במהלך הדפורמציה שהביאה ליצירה של S1 (אביגד ומטיוס, 1985).

## תחנה 3 < הר שחמון; יחידת האמפיבוליט של הר שחמון

יחידת האמפיבוליט מורכבת מכמה מחדרים שהרכבם נע בין קוורץ-דיוריט לגברו החדורים לצפחות אילת. סלעים אלו מורכבים בעיקר מפלגיוקלז, אמפיבול וביוטיט בכמויות משתנות. במקומות מפותחת בהם פוליאצית S1, אך ברוב היחידה לא ניתן להבחין במבנה מטמורפי בשדה. הדרגה המטמורפית של הסלע הוגדרה כפציאס אמפיבוליטי נמוך (Page, 1972) והיא תואמת את הדרגה המטמורפית בצפחות הגרנט שמסביב. גיל יחידת האמפיבוליט אינו ברור. על-סמך הופעת הפוליאציה ביחידה ומחדרים של גנייס גרניטי לתוכה (לגבי גילו של הגנייס הגרניטי ראה בהמשך) קבע Shimron (1972) שיחידה זו הנה מהעתיקות באזור אילת וחדירתה קודמת לפאזת המטמורפיזם העיקרית שיצרה את S1. אולם, בעבודות תיארוך בשיטות U-Pb ו-Pb-Pb בזירקונים התקבלו עבור יחידה זו גילים שונים בין 670 ל-610 מ"ש לפני ההווה (Eyal et al., 1991; Morag et al., in prep.) (טבלה 1). לפי הנתונים שבידינו גילים אלו מאוחרים לאירוע המטמורפיזם העיקרי שיצר את S1 (פירוט בהמשך).

#### תחנה 4 < נחל שחמון; קמטי F1 בצפחות

מישורי השיכוב המקוריים בצפחות מקומטים בנקודה זו בקמטים הדוקים באורך גל של עד כמה עשרות ס"מ. המישור הצירי של הקמטים נטוי דרומה במקביל למישור הפוליאציה של S1 וצירי הקמטים נוחתים בכיוון כללי דרום-מערב במקביל ללינאצית מינרלים המפותחת על-גבי S1 (אביגד ומטיוס, 1985). מכאן, שקמטים אלו נוצרו תחת אותו משטר מאמצים רגיונלי שיצר את פולאצית S1 ולכן הם מוגדרים כ-F1.

#### תחנה 5 < נחל שחמון; מגע בין צפחות אילת לגנייס הגרניטי

הגנייס הגרניטי מורכב מקוורץ, K-פלדספר, פלגיוקלז וביוטיט ומראה פוליאצית S1 המפותחת באופן חלש. המגע האינטרוזיבי בין הגנייס הגרניטי לצפחות מאופיין ע"י הופעת "לשונות" של הגנייס בצפחות המשטחות בכיוון כללי התואם S1. במקומות מופיעים קסנוליטים של הצפחות בתוך הגנייס ופורפירובלסטים של פלגיוקלז נפוצים לאורך המגע בצפחות. שיטוח המגעים בין היחידות והתפתחות S1 בגנייס הגרניטי מעידים כי חדירתו התרחשה לפני אירוע המטמורפיזם העיקרי.

הגנייס הגרניטי תוארך לכ-745 מ"ש (Kroner et al., 1990; Kolodner, 2007) (טבלה 1). אולם מחדרים בעלי הרכב דומה שנמצאים ביחידה האמפיבוליטית של הר שחמון תוארכו לגיל של כ-645 מ"ש לפני ההווה (Kroner et al., 1990).

#### תחנה 6 < נחל שחמון; קמטי F2 בצפחות

פוליאצית S1 המפותחת בצפחות ובמידה פחותה בגנייס הגרניטי מקומטת ע"י קימוט מאוחר - F2 השייך לאירוע דפורמציה שני (Shimron, 1972). הקמטים ברובם פתוחים וציריהם נוטים באופן מתון מערבה. מישורי הצירים הם אנכיים ובמקומות ניתן להבחין בפוליאציה נוספת - S2 המפותחת במקביל אליהם.

#### תחנה 7 < נחל שחמון; דייקים מטמורפיים בגנייס הגרניטי

הגנייס הגרניטי כאן נחצה ע"י דייקים שיסטוזיים המורכבים מפלגיוקלז, אמפיבול וביוטיט. המינרלוגיה של הדייקים וההרכב הכימי של האמפיבול מעידים על מטמורפיזם בפציאס גרין-שיסט בתנאי טמפרטורה נמוכים מאלו הרשומים בסלעי הסביבה (Avigad, 1984). קירות הדייקים האנכיים חותכים את הפוליאציה הרגיונלית

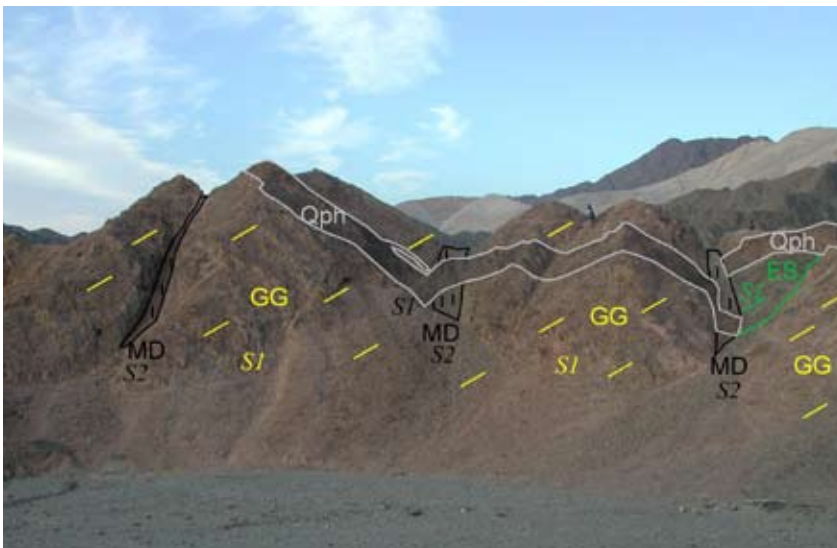


S1 המפותחת בסלעי הסביבה, כיונם הכללי מזרח-מערב והם תת-מקבילים למישורי הצירים של F2. בדייקים עצמם מפותחת פוליאיציט S2 המקבילה לקירותיהם (איור 5). לינאציה חזקה ומילוניטים בכיוון מקביל נוצרו גם בגניסי המארח במגע עם הדייקים. מנתונים אלו עולה כי חדירת הדייקים מפרידה בין שני האירועים המטמורפיים ומעידה על שינוי במשטר המאמצים האזורי (Garfunkel, 1980).  
 תיארוך בשיטת U-Pb בזירקונים שנעשה על-ידינו נותן לראשונה גיל לאירוע חדירת הדייקים - כ-507 מ"ש לפני ההווה (Morag et al., in prep.) (טבלה 1). גיל זה מהווה חסם תחתון לזמן האירוע המטמורפי העיקרי באזור אילת. סלעים בעלי גיל מהימן בסביבות 700 מ"ש לפני ההווה הנם יחסית נדירים בשילד הערבו-נובי והדבר בא לידי ביטוי גם בנתונים הרבים שנאספו בעבודות באזור אילת. נראה כי תקופה זו התאפיינה בתקופה של ירידה בפעילות המגמתית במהלך התפתחות השילד, באתיופיה אף הושקע בתקופה זו חתך ימי על-גבי סלעי השילד החשופים (Avigad et al., 2007). ערכי  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  שנמדדו באחדים מהזירקונים מהדייקים הללו הנם רדיוגניים יחסית ומגיעים לערך של +12.0 (איור 4). ערכים גבוהים אלו מעידים על מקור מעטפתי למגמה שעשוי להיות מקושר עם שלב של מתיחה טקטונית גם באזורנו.

## תחנה 8 < נחל נטפים; אנקלוות בקוורץ-דיוריט רודד

מסלול הסיוור עבר מבלוק אילת לבלוק רודד, שני הבלוקים מאופיינים ע"י אסוציאציות ליתולוגיות שונות אך שתיהן בעלות היסטוריה גיאולוגית משותפת (Garfunkel, 1980). חלקו העליון של נחל נטפים מתחת בתוך הפלוטון של קוורץ-דיוריט רודד. פלוטון זה הנו המחדר הגדול ביותר בתחומי ישראל והוא שייך לפאזה הקלק-אלקלינית הפוסט-טקטונית. בתוך הקוורץ-דיוריט ניתן להבחין בגופי סלע כהים ודקי-גביש בהשוואה לסלע המארח. לגופים אלו ניתן השם "אנקלוות" (מונח כללי המתייחס לסלע מטיפוס מסוים הכלוא בתוך סלע מטיפוס אחר) מאחר ומקורם ו/או אופן הצבתם אינו ברור. אחדים מגופים אלו הנם בעלי קירות דיסקרטיים ונראים כחדורים לקוורץ-דיוריט אך בד"כ קשה לעקוב אחר גבולותיהם למרחק של יותר מכמה מטרים. אחרים הנם מעוגלים יותר ושוליהם אינם תמיד ברורים (איור 6).

איור 5: תחנה 7 - מבט ממזרח. דייקים מטמורפיים (MD) אנכיים חדורים לגניסי הגריניטי (GG) ולצפחות אילת (ES).



הדייקים המטמורפיים חותכים את הפוליאיציט הרגינולית S1 המפותחת בסלעי הסביבה. בדייקים עצמם מפותחת פוליאיציט S2 המקבילה לקירותיהם. כל היחדות חדורות ע"י דייק מאוחר של קוורץ-פורפיר ריוליט (Qph).

תיארוך בשיטת U-Pb של זירקונים ממרבית האנקלוות משני הסוגים, כאן ובנחל רודד, הניב גילים זהים

(בטווח השגיאה) לאלו שהתקבלו באותה שיטה עבור הקוורץ-דיוריט רודד - כ-612 מ"ש לפני ההווה (Morag et al., in prep.) (טבלה 1). נתון זה תומך בהשערה לפיה גופים אלו הם מחדרים סינ-פלוטוניים שליוו את הצבת הפלוטון הקוורץ דיוריטי (לדוגמא Katz et al., 1998). באחד ממחדרים אלו בנחל רודד נמצא גביש זירקון בעל גיל פרה-ניאופרוטרוזואי של כ-2055 מ"ש לפני ההווה. מציאתם של זירקונים כאלו מעידה על תרומה מסוימת מקרום עתיק הנמצא ככל הנראה ברבדים עמוקים יותר של התשתית. אחת האנקלוות המעוגלות בנחל נטפים (איור 6) תוארכה לגיל של כ-845 מ"ש לפני הווה, דבר המעיד על כך שבמקרה זה מדובר בקסנוליט שמקורו בסלע משלבים מוקדמים של יצירת השילד (Morag et al., in prep.). סלע זה הוא נכון להיום הסלע העתיק ביותר שתוארך בתחומי ישראל.



איור 6: אנקלוות בקוורץ-דיוריט רודד, נחל נטפים; מחדר סינ-פלוטוני בעל קירות דיסקרטיים.



איור 6: אנקלוטת בקוורץ-דיוריט רודד, נחל נטפים; קסנוליט בעל צורה מעוגלת אשר תוארך לגיל של כ-845 מ"ש לפני ההווה.

## מקורות

אביגד, ד. ומתיוס, א., 1985. הקומפלכס המטמורפי של איזור אילת - ביקור מחודש. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, יטבתה, חוברת תקצירים וסיורים, עמ' 102-106.

ביילסקי, מ., 1982. שלבים בהתפתחות המסיב הערבו-נובי בדרום סיני. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, 155 עמ'.

Avigad, D., 1984. The deformation and metamorphism of the schistose dikes in the Elat area (N-E Sinai). M.Sc. thesis, The Hebrew University of Jerusalem, 91 pp.

Avigad, D., Stern, R.J., Beyth, M., Miller, N. and McWilliams, M.O., 2007. Detrital zircon U-Pb geochronology of Cryogenian diamictites and Lower Paleozoic sandstone in Ethiopia (Tigray): Age constraints on Neoproterozoic glaciation and crustal evolution of the southern Arabian-Nubian Shield. *Precambrian Research*, 154(1-2): 88-106.

Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y. and Whitehouse, M., 2009. Post-collisional tectonomagmatic

- evolution in the northern Arabian-Nubian Shield: time constraints from ion-probe U-Pb dating of zircon. *Journal of the Geological Society*, 166: 71-85.
- Bentor, Y.K., 1961. Petrographical outline of the Precambrian in Israel. *Bulletin . Res. Council. Isr*, 10G: 17-64.
- Bentor, Y.K., 1985. The Crustal Evolution of the Arabo-Nubian Massif with Special Reference to the Sinai Peninsula. *Precambrian Research*, 28(1): 1-74.
- Beyth, M., Stern, R.J., Altherr, R. and Kroner, A., 1994. The Late Precambrian Timna Igneous Complex, Southern Israel - Evidence for Comagmatic-Type Sanukitoid Monzodiorite and Alkali Granite Magma. *Lithos*, 31(3-4): 103-124.
- Eyal, Y., Eyal, M. and Kröner, A., 1992. Geochronology of the Elat Terrain, metamorphic basement, and its implication for crustal evolution of the NE part of the Arabian-Nubian Shield. *Israel Journal of Earth Sciences* 40: 5-16.
- Garfunkel, Z., 1980. Contribution to the Geology of the Precambrian of the Elat Area. *Israel Journal of Earth Sciences*, 29(1-2): 25-40.
- Garfunkel, Z., 1999. History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition: Reappraisal of the evidence from Elat area and the northern Arabian-Nubian Shield. *Israel Journal of Earth Sciences*, 48: 135-157.
- Hargrove, U.S., Stern, R.J., Kimura, J.I., Manton, W.I. and Johnson, P.R., 2006. How juvenile is the Arabian-Nubian Shield? Evidence from Nd isotopes and pre-Neoproterozoic inherited zircon in the Bi'r Umq suture zone, Saudi Arabia. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(3-4): 308-326.
- Katz, O., Avigad, D., Matthews, A. and Heimann, A., 1998. Precambrian metamorphic evolution of the Arabian-Nubian Shield in the Roded area, southern Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, 47: 93-110.
- Katzir, Y., Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Eyal, M., Zanzilevich, A.N., Valley, J.W., Vapnik, Ye., Be'eri, Y. and Spicuzza, M.J., 2007. Interrelations between coeval mafic and A-type silicic magmas from composite dykes in a bimodal suite of southern Israel, northernmost Arabian-Nubian Shield: Geochemical and isotope constraints. *Lithos*, 97: 336-364.
- Kolodner, K., 2007. The provenance of the siliciclastic section in Israel and Jordan: U-Pb dating of detrital zircons. Ph.D. thesis, The Hebrew University of Jerusalem, 133 pp.
- Kröner, A., Eyal, M. and Eyal, Y., 1990. Early Pan-African Evolution of the Basement around Elat, Israel, and the Sinai Peninsula Revealed by Single-Zircon Evaporation Dating, and Implications for Crustal Accretion Rates. *Geology*, 18(6): 545-548.
- Nowell, G.M. et al., 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chemical Geology*, 149(3-4): 211-233.
- Page, M., 1972. The geology of Mt. Shahmon meta-diorite complex. M.Sc. thesis, the Hebrew University of Jerusalem. 99 pp.

- Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E. and Tatsumoto, M., 1981. Evolution of Continental-Crust and Mantle Heterogeneity - Evidence from Hf Isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(3): 279-297.
- Shimron, A., 1972. The Precambrian structural and metamorphic history of the Elat area : with comparative notes on the metamorphic rocks of the Sinai peninsula. Ph.D. thesis, The Hebrew University of Jerusalem, 244 pp.
- Stein, M. and Goldstein, S.L., 1996. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian shield. *Nature*, 382(6594): 773-778.
- Wedepohl, K.H., 1995. The Composition of the Continental-Crust. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217-1232.



## קונגלומרט אילת והוולקנים הסמוכים לו

ר. כגן<sup>1</sup>, מ. אייל<sup>2</sup>, י. אייל<sup>2</sup>

1. רותם אמפרט נגב בע"מ.

2. המחלקה לגיאולוגיה ומדעי הסביבה, אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר-שבע.

### הקדמה

קונגלומרט אילת מגיל פרה-קמבריום עליון, שייך לחבורת כתרינה המהווה את השלב האחרון בהתפתחות המסיב הערבו-נובי, שכלל פעילות וולקנית והשקעת סדימנטים קלסטים יבשתיים. יחידות אלו כונו הסדרה הוולקנו-קונגלומרטית (Bentor, 1961; גרפונקל, 1970; 1980; Grfunkel), הן חלק מחבורת כתרינה ושייכות לפאזה הוולקנו-קונגלומרטית השלישית והאחרונה בפרוטרוזואיקון, אשר לא עברה מעוות ומטמורפיזם (Weissbrod and Sneh, 2002) והתרחשה במעבר בין השלב האורוגני לשלב הפלטפורמי (Garfunkel, 1999).

קונגלומרט אילת נמצא ברובו בגוש הר שלמה כ-5 ק"מ מערבית לאילת (איור 1). במערב הוא גובל בגרנן שלמה, במזרח בגרנן יותם, בצפון בקווי השבר, במרכז גוש הר שלמה, עם גנייס רודד, ובדרום הגבול הוא עם גרניט אילת, בסמוך לכביש אילת עין נטפים. מחשופי קונגלומרט אילת נוספים נמצאים בשטח שבין נחל שלמה לכביש אילת עין נטפים.

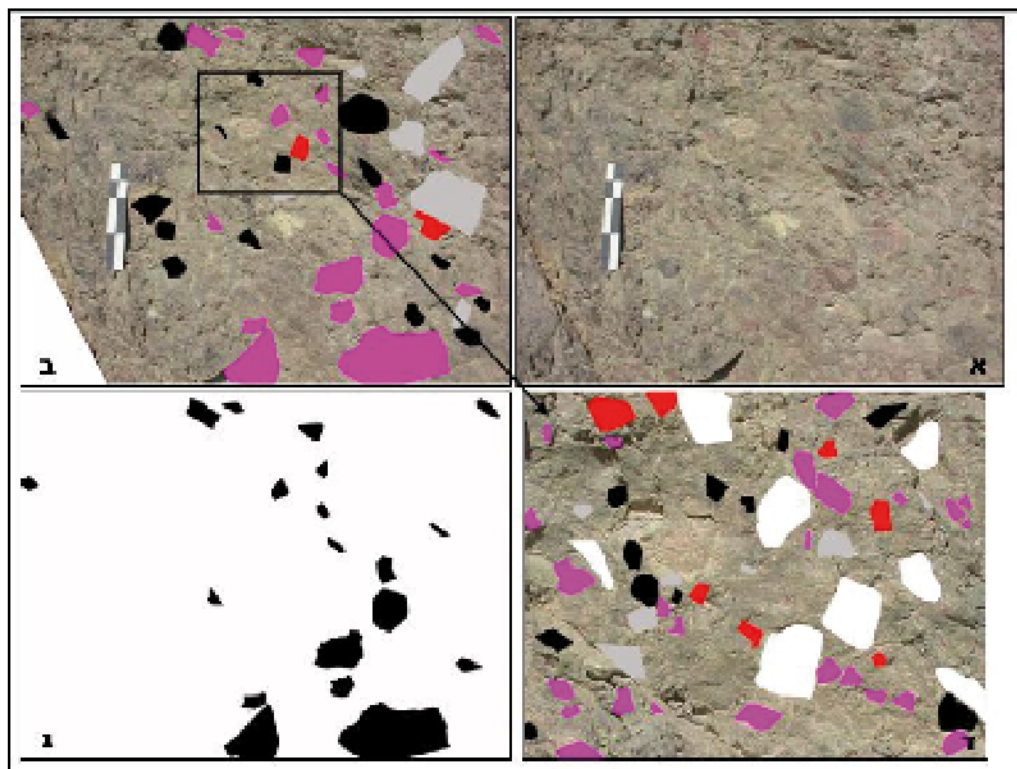


איור 1: מפת הסיור



מחקרים קודמים, אשר עסקו בקונגלומרט אילת: עבודה מפורטת על הקונגלומרט בגוש הר שלמה, כולל מיפוי בקנ"מ 1:50,000, נעשתה ע"י שילוני (1959), וסיכום בוצע ע"י Bentor (1961). עבודת מחקר נוספת הכוללת תיאור ומיפוי יחידת קונגלומרט אילת בהר יהושפט וגבעת רחבעם בוצעה ע"י בקלר (1962). מיפוי מפורט של הר שלמה תוך התמקדות במיגמטיטים, בארץ הדייקים ובקונגלומרט אילת בוצע ע"י גוטקין (1996), וסוכם ב- Gutkin and Eyal (1998), שהגדירו שני פצאיסים של הקונגלומרט.

**המחקר הנוכחי** (כגן, 2006) התבצע ב- 13 מחשופים, אשר צולמו במצלמה דיגיטלית (איור 2), בשני קני-מידה, למטרת ניתוח תמונה. נאספו מאפייני שדה נוספים של הסלע, ודוגמאות מטריקס לניתוח בשקפים. כמו כן בוצע מיפוי מפורט ונבחנו היחסים ואופי המגע של הקונגלומרט עם סלע הסביבה.



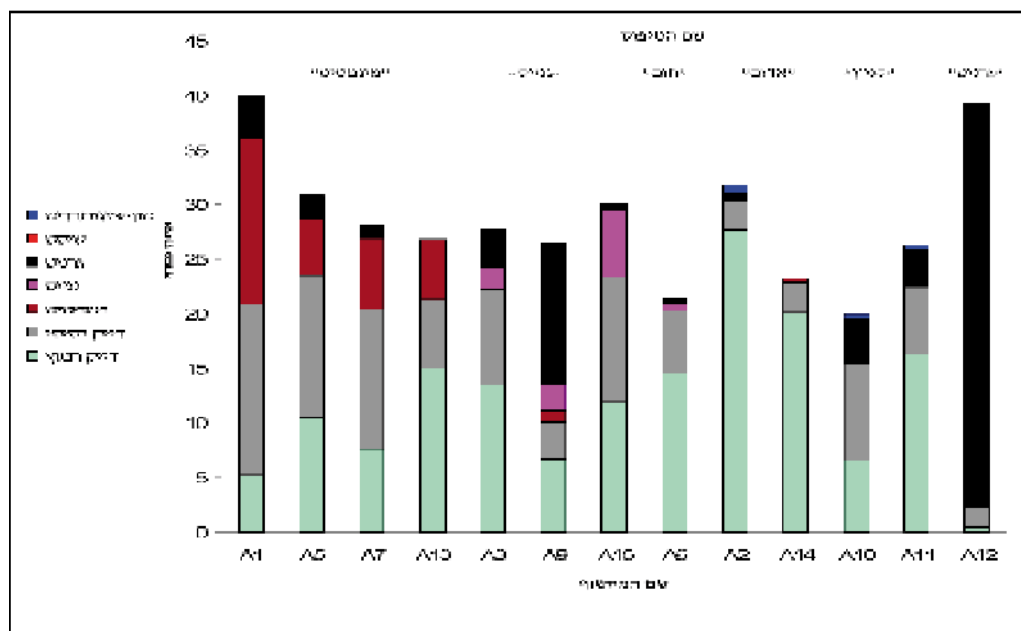
איור 2: תהליך ניתוח המרכיבים הקלסטים באמצעות עיבוד תמונה

תהליך ניתוח המרכיבים הקלסטים באמצעות עיבוד התמונה שבוצע במחקר מופיע באיור 2. א. צילום המחשוף עם קנ"מ. ב. סימון בשדה, של סוגי הקלסטים השונים שקוטרם גדול מ 5 ס"מ (ורוד-דייקים חמוצים, שחור-דייקים בסיסיים, אפור-מיגמטיט, אדום-גרניט). ג. דוגמה לשכבת קלסטים מסוג אחד בלבד (דייקים חמוצים) לעיבוד בתוכנת Scion imag, לקבלת קוטר, אליפטיות ושטח. ד. הגדלת חלק מתמונה ב, עבור ניתוח קלסטים בקוטר 1-5 ס"מ (לבן-מייצג את הקלסטים שאינם נספרים מכיוון שהם שייכים לקבוצת הקוטר הגדולה יותר).

הרכב הקלסטים גסי גרגר בקונגלומרט אילת כולל (איור 3): גרניט אילת, שקלסטים שלו מופיעים בקונגלומרט אילת בכל שטח המחקר. גרניט יהושפט, שקלסטים שלו מופיעים רק לאורך ערוצי "קניון הקונגלומרט" בנחל שלמה. גנייס קוורץ-דיורית רודד, שקלסטים שלו נמצאו רק בחלק הדרום-מערבי של הר שלמה. מיגמטיט רודד, שקלסטים שלו נמצאו בעיקר בחלק המרכזי-מזרחי של הר שלמה.

הרכב הקלסטים דקי-הגרגר (איור 3), בקונגלומרט אילת כולל בעיקר סלעים מסוג ריוליט ואנדזיט, הנפוצים מאוד בכל המחשופים שנדגמו. קלסטים של סלעים וולקניים, טוף ואיגמברית, נמצאו בחלק מהמחשופים ובכמויות של פחות מ-1%. קלסטים של קוורץ פורפיר נמצאו רק בתוך מערכת "קניון הקונגלומרט", בנחל שלמה.

על בסיס הניתוח הממוחשב של התמונות הדיגיטליות שצולמו ב-13 מחשופי הדיגום חולק קונגלומרט אילת ל-6 טיפוסים המופיעים באיור 3 ("מיגמטיט", "גנייס", "חום", "אדום", "קניון", "גרניט"). איפיון הטיפוסים מתבסס על דמיון בהופעת השדה, התפלגות סוגי הקלסטים, גודל, אליפטיות וזוויתיות הקלסטים, ואופי המטריקס. ארבעה מהטיפוסים מופיעים בגוש הקונגלומרט העיקרי שבדרום הר שלמה ושניים במערכת "קניון" הקונגלומרט שבנחל שלמה. טיפוס ה"מיגמטיט" וה"גנייס" מהווים את עיקר שטח הקונגלומרט בהר שלמה. הטיפוסים ה"אדום" וה"חום", מופיעים כטיפוסים מישניים בתוך שטח הקונגלומרט בהר שלמה, הופעתם לרוב נקודתית ואינה ניתנת למיפוי בנפרד.



איור 3: נפח סוגי הקלסטים ברוב מחשופי המדגם נע בין 15 ס"מ ל-39 ס"מ

הקוטר המקסימלי של הקלסטים ברוב מחשופי המדגם נע בין 15 ס"מ ל- 39 ס"מ, והקלסט הגדול ביותר בשטח המחקר היה בקוטר של 3 מ'. הזוויתיות הערכה בשדה על פי המדד של Powers (1982), ונמצא שהקלסטים ברוב המחשופים, הם בטווח שבין תת-זוויתי ועד זוויתי. ממוצע האליפטיות של הקלסטים נמצא בטווח המייצג קלסטים תת-אליפטיים עד אליפטיים.

המטריקס של קונגלומרט אילת מורכב מחלקיקים קטנים של סלע, הזהים לחלוטין לקלסטים הגדולים

של הקונגלומרט ומשברים של המינרלים פלגיוקלס, אלקלי-פלדספר וקוורץ, המלוכדים ע"י ידי חומר מיקרוקריסטליני המכיל בתוכו אפידוט וכלורית. כמות המטריקס ברוב המחשופים שנדגמו נעה בין 70-80%. צבע החומר המלכד בשקף, נע בין חום לירוק והוא שונה מצבע המטריקס בדוגמת היד המושפע בעיקר מהרכב חלקיקי הסלעים שבתוכו. מניתוח שקפי המטריקס נמצא שישנה לרוב התאמה מלאה בין מרכיבי המטריקס לקלסטים הגדולים, ולכן נראה שהם מגיעים מאותו מקור. מקור הליכוד המיקרו-קריסטליני, יכול להיות בתוצרי בליית פני השטח של סלע המקור של ארץ הדייקים אשר עברו רה-קריסטליזציה, ואינו וולקני. על סמך ההתרשמות בשדה של המחשופים שנדגמו ושל האזור כולו, לא זוהתה כל כיוונית מועדפת בקלסטים או במטריקס של קונגלומרט אילת. בהסתמך על חישוב הפרשי גבהים, עובי יחידת הקונגלומרט בהר שלמה הוא לפחות- 220 מ', ובנחל שלמה הוהר היושפט כ- 200 מ'.

## תחנה 1 א < הסלעים הוולקניים הסמוכים לקונגלומרט אילת

הסלעים הוולקניים הבסיסיים מופיעים בשורת מחשופים לאורך החלק הדרומי של הר שלמה, בסמוך לכביש אילת-עין נטפים (איור 4). הם באים במגע עם סלעי גרניט אילת שמדרום ועם קונגלומרט אילת שמצפון. הוולקניים הבסיסיים בנויים מסלע דק גרגר בהרכב טרכיאנדיזיט וצבעם הכללי כהה, עם מעט קלסטים. הסלע רך, סדוק, בלוי מאוד ויוצר נוף מתון. המטריקס בנוי מגבישים מיקרו קריסטלינים עם פנוקריסטים של אלקלי-פלדספר, פלגיוקלס (גם מאזר) וביוטיט. כמו כן מכיל המטריקס אמיגדולות בודדות מלאות בקוורץ ופרגמנטים בודדים של חומר וולקני גס יותר עם מחטי פלגיוקלס. כמות קטנה של קלסטים מגרניט אילת, הנמצא במגע עם היחידה הוולקנית, "צפים" בוולקניים. הקלסטים הגרניטיים נוכחים ביחידה באופן קבוע, אך מהווים אחוז שולי מנפח הסלע. קוטרם נע לרוב בין 0.5-1 מ' אך יכול להגיע עד 2 מ', וסביר שנפלו מיחידת גרניט אילת הסמוכה אל תוך היחידה בעת השקעתה. בקלסטים אחדים נמצאו שוליים כהים, אשר יתכן ומעידים על אפיה. מישורי המגע בין הוולקניים הבסיסיים לקונגלומרט אילת הם לרוב מישורי אי-התאמה ארוזיביים, אנכיים עד תת-אנכיים, משמעות יחס זה היא שהסלעים הוולקניים הבסיסיים קדומים לקונגלומרט אילת. ממערב לנחל המצודה ישנו שבר צעיר אשר מפריד בין הקונגלומרט והוולקניים הבסיסיים.

## תחנה 1 ב < קונגלומרט אילת מטיפוס הגנייס

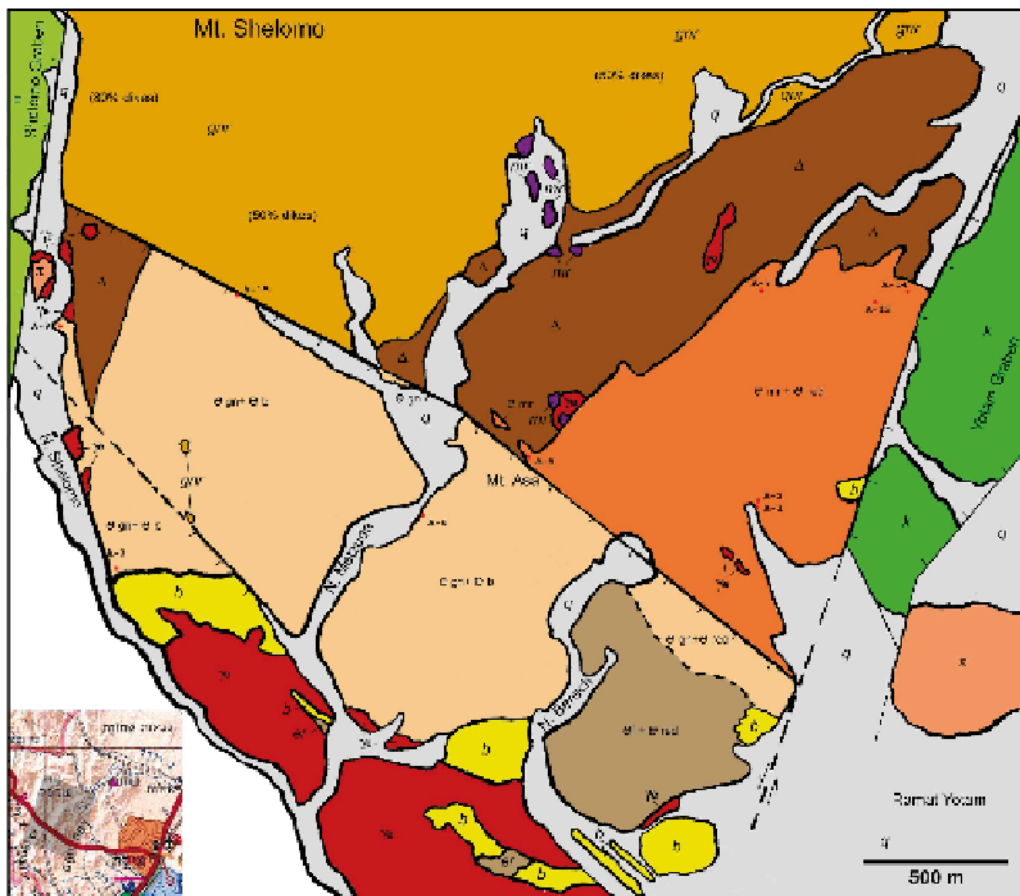
קונגלומרט אילת מטיפוס ה"גנייס" מופיע בגוש הקונגלומרט העיקרי מדרום וממערב לטיפוס המיגמטיט (איור 4). תכולת קלסטים מסוג גנייס ומאפיינים נוספים, מייחדים טיפוס קונגלומרט זה מטיפוסים אחרים. הדמיון בין טיפוס ה"מיגמטיט" וטיפוס ה"גנייס" הוא רב וההבדל המשמעותי היחיד הוא בנפח הקלסטים מסוג מיגמטיט או גנייס.

גורם חשוב בהבנת מקור הקלסטים הוא אחוז הדייקים מנפח סלעי הסביבה התורמים קלסטים לקונגלומרט. ניתן להבחין בשלוש קבוצות: א. סלעי סביבה כגון גרניט אילת, וולקניים בסיסיים ושיסט אילת בהם כמות הדייקים >10%, המופיעים מדרום, ממזרח ומתחת לקונגלומרט. ב. סלעי סביבה כגון גנייס רודד ומיגמטיט רודד ובהם כמות הדייקים <10%, המופיעים מצפון לקונגלומרט ומתחתיו. ג. סלעי סביבה כגון ארץ הדייקים החודרים אל גנייס רודד, גרניט אילת ומיגמטיט אילת, מצפון לקונגלומרט ומכילים יותר מ- 50% דייקים. ברוב מחשופי הקונגלומרט המסיבי בהר שלמה, נפח המרכיבים שמקורם בדייקים הוא כ- 45% מנפח הקונגלומרט (איור 4). האזור היחיד בו הרכב סלע הסביבה דומה לזה של הקונגלומרט הוא ארץ הדייקים. גם בתכולת המרכיבים גסי-הגרגר ניתן לראות קשר בין כמות הדייקים בקונגלומרט להופעתם בסלע הסביבה.

טיפוס ה"גנייס" נמצא סמוך לשטח בו סלע הסביבה בארץ הדייקים הוא גנייס רודד וכדומה לגבי טיפוס ה"מיגמטיט".

תמונת אזור ההשקעה הקדום המתקבלת מיחסי השדה של הקונגלומרט עם סלעי הסביבה, היא של אגן טקטוני נמוך או בלוק נטוי בכיוון צפון מערב, בעומק למעלה מ- 200 מ'. כיוונו מערב-מזרח ותשתיתו בנויה מסלעים קריסטליניים פרה-קמבריים. אגן זה היה מוגבל ממערב וצפון-מערב על ידי מדרון מאוד תלול וישר, אשר ייתכן והתפתח לאורך קו שבר קדום לקונגלומרט אילת.

**מודל ליצירת קונגלומרט אילת בהר שלמה** - קונגלומרטים תמוכי מטריקס בהם הקלסטים חסרי כיוון, בדומה לקונגלומרט אילת, הם לרוב תוצרים של Cohesive debris flows (Reading, 1996). Cohesive debris flows מתרחשים לרוב באזורים בעלי פעילות טקטונית או בסביבות סמי-ארידיות, כתוצאה מסערות גשמים נדירות ובעלות עוצמה רבה, אשר מצליחות לסחוף, גרביטציונית סלעים שהצטברו באגן, עמק או קניון במורד המדרון. דקות הגרגר והפרמיאביליות הנמוכה של המטריקס בזרמים קוהזיבים מאפשרים למים להשאר בתוכם, ולאפשר את תנועת הגוף לאורך זמן גדול. לכן, עקב לחץ הנוזלים הגבוה וצפיפות המטריקס, זרמים אלה יכולים להתפשט לאזורים נרחבים, לנוע למרחקים גדולים גם בגרדיאנט קטן ולשאת עימם קלסטים גדולים. ככל שתלילות המדרון עליו מונח החומר המוסע עולה, וככל שהחומר עשיר יותר במרכיבים בגודל חרסיתי הסעת החומר תלויה בפחות גורמים. ערבוב מוחלט של הסדימנט והמים בזרמים יוצר מצב פלסטי שאין בו מאמצי גזירה. נוצר מצב של "קפיאה" והסדימנט נע כמקשה אחידה אחת תוך שמירת המיון הגרוע המקורי של גודל הגרגר, ללא יצירת שכוב או כיוונית ואף הרס במידה רבה של כל שכוב או למיניציה מקוריים (Reading, 1996). המנגנון הגרביטציוני גורם ל"הרעבה" ולחוסר בהספקת סדימנטים חדשים לתקופה ארוכה, ובכך לגרום לאלטרציה גבוהה של יחידת הקונגלומרט (Reading, 1996), המתבטאת בכלוריטיזציה, התגבשות אפידוט ותחמוצות ברזל. יחידת הקונגלומרט היא "צילום" של החומר שהיה מונח על אותם המדרונות ושל מצב הדיפרנציאציה והבלייה בו הוא היה נמצא לפני תחילת ההסעה ומייצגת אירועים קצרי מועד. בכדי ליצור זרימה בקונגלומרט אילת, עקב המיעוט היחסי של החומר בגודל החרסיתי, הנוף היה חייב להיות בעל אופי מאוד תלול, המעיד על תקופה של הרמה מחד ויצירת אגנים מאידך. הגורמים שהביאו ליצירת זרמי הבוץ-קונגלומרט יכולים להיות: 1. רעידות אדמה כתוצאה מפעילות טקטונית על השברים או פעילות וולקנית של הרי הגעש ממזרח (למשל קלדרת רמת יותם), או מצפון (הר הגעש של תצורת מפלים). 2. כתוצאה מגשם עוצמתי נדיר באזור סמי ארידי (Scotese, 2002). הסברים בעבודות קודמות הקושרות את היווצרות קונגלומרט אילת בהר שלמה עם פעילות וולקנית וליכודו ע"י לבה (שילוני, 1959; Bendor, 1961), אינו תואם את ממצאי עבודה זו. כמו כן מאפייני הקונגלומרט שנמצאו אינם תואמים סביבה גלציאלית או פלוביאטילית. קונגלומרט אילת אינו דומה לקונגלומרטים בתצורת "רודד" ו"מפלים" שבהם נמצאו מאפיינים פלוביאטיליים (וייברוד, 1961; פז, 1997). קורלציה בין הקונגלומרטים השונים באזור אילת בעייתית מאחר והשקעת קונגלומרט אילת מייצגת ארועים קצרי מועד.



**Legend**

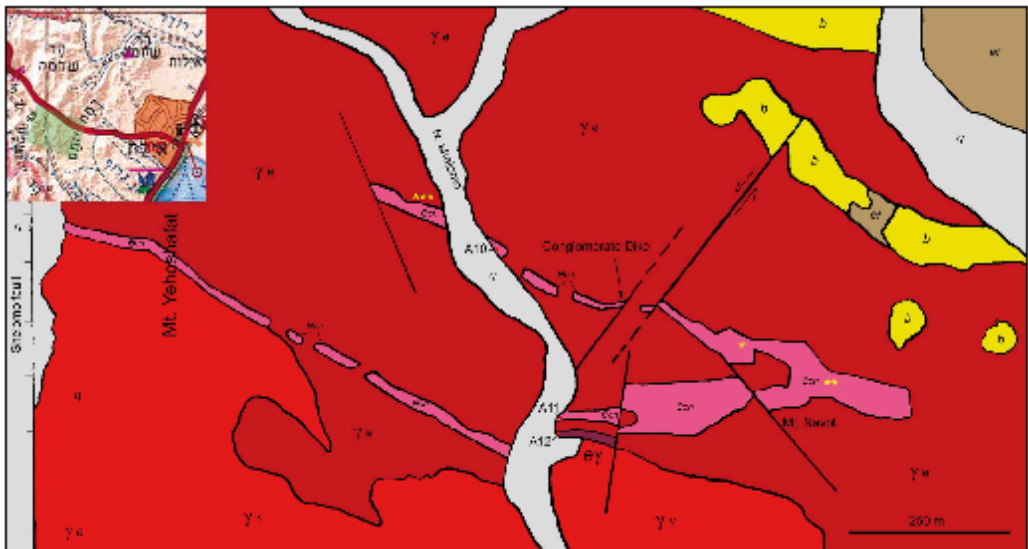
g	גזע גרניט	Basal conglomerate types	g'	Fluvial conglomerate (after Eyal, 1999)	g'v	Wadi-side Granite	
h	Holocha & Hared Fm. Inclined & strat.	g'v'v	Gabbro & Basalt types	h	Basic volcanics: andesite & basalt	g	Elot Granite
h'	Hicoma, Ora, Gerolim, Sagarim Fm. Inclined sand, chalk & shale	g'v'v'	Basalt type	g'	And. volcanics: basalt porphyry & basaltic dike country	g'v'	Redded Quartz Diorite Granite
		g'v'v''	Shale type	g'	Rhyolite & Andesite	g'v''	Redded Migmatite

איור 4: מפה גיאולוגית של הר שלמה (יחידות E, K, ואחוז הדייקים מתוך גוטקין, 1996; 1998) (Gutkin and Eyal, 1998)

הקונגלומרטים מטיפוס ה"קניון" וה"גרניט" נחל שלמה, נבדלים מהטיפוסים שבהר שלמה, בעיקר בהעדף קלסטים מטמורפיים ובאליפטיות הנמוכה. טיפוס ה"גרניט" שונה משאר הטיפוסים בנפח החרוג של קלסטים שנגזרו מגרניט אילת.

## תחנה 2 א < מערכת קניון הקונגלומרט בנחל שלמה

מערכת ה-”קניון” של קונגלומרט אילת מופיעה באזור נחל שלמה מדרום לכביש אילת-עין נטפים. מחשופי הקונגלומרט יוצרים מערכת הדומה ל-3 ערוצים שכיוונם הכללי מערב-מזרח המתחברים מזרחה לערוץ אחד (איור 5). ככלל המערכת חוצה את הר נבות לכיוון נחל שלמה ומסתיימת, לאחר חצייה של רכס יהושפט, בשבר שלמה. למרות המראה הקווי של מערכת ה”קניון” אופי המגע של הקונגלומרט עם סלעי הסביבה, מלבד באזור ”דייק” הקונגלומרט, הוא ארוזיבי. מערכת ה”קניון” כוללת שני טיפוסים קונגלומרט, טיפוס ה”קניון” וטיפוס ה”גרניט”, המגע בין שני הטיפוסים הוא תת-אנכי חד ואי אפשר לקבוע יחסי שדה ברורים ביניהם. הטיפוס העיקרי באזור זה הוא קונגלומרט אילת מטיפוס ה”קניון”, הבונה גוף מאורך הגובל לרוב עם גרניט אילת וגרניט יהושפט במגעים ארוזיביים או מגעי שבירה. הוא נחצה ע”י דייקים בסיסיים בלבד. טיפוס קונגלומרט משני אשר מופיע בנחל שלמה הוא טיפוס ה”גרניט” המופיע בזרוע הדרומית ביותר במערכת של ”קניון” הקונגלומרט בנחל שלמה (מחשוף A12 באיור 5), ובכתמים בגודל של מטרים רבועים בודדים בתוך טיפוס ”קניון” הקונגלומרט. הזרוע הדרומית חוצה את הר נבות, ואינה חוצה את נחל שלמה והר יהושפט. גוף הקונגלומרט בטיפוס זה הוא מאורך, וגובל בצידו עם גרניט אילת וגרניט יהושפט במגעים ארוזיביים.



איור 5: מפה גיאולוגית של אזור נחל שלמה (מקרא באיור 4)

הקונגלומרט מטיפוס ה”קניון” וה”גרניט” בנחל שלמה, נבדלים מהטיפוסים שבהר שלמה, בעיקר בהעדף קלסטטים מטמורפיים ובאליפטיות הנמוכה. טיפוס ה”גרניט” שונה משאר הטיפוסים בנפח החריג של קלסטטים שנגזרו מגרניט אילת.

מקור הקונגלומרט מטיפוס ה”קניון” בנחל שלמה, חייב להיות אזור עשיר בדייקים. החוסר בקלסטטים של גניס ומיגמטיט בקג”ל זה מלמד כי המקור אינו יכול להיות בארץ הדייקים בהר שלמה. צורת תבנית הערוצים בה נמצא הקונגלומרט בנחל שלמה, אשר ערוציה מתלכדים מזרחה (כיוון הזרימה המשוער), מרמז שהמקור של טיפוס ה”קניון” צריך להיות ממערב. מחשופי גרניט אילת בהר רחבעם וגרניט יהושפט בהר יהושפט, חדורים על ידי כמות גדולה מאד של דייקים. מחשופים אלו נפסקים כיום ע”י גרנן שלמה הבנוי מסלעים סדימנטריים אולם אין ספק כי לפני השבירה הם המשיכו מערבה, ויכלו להיות המקור לקונגלומרט הקניון.



מקור הקג"ל מטיפוס ה"גרניט" במחשופים הקרובים של גרניט אילת. התבנית בה מופיע קונגלומרט אילת בנחל שלמה ואופי המגע שלו עם סלעי הסביבה מעיד, שהוא שקע בתוך מערכת ערוצים קדומה שהתפתחה בגרניט אילת ובגרניט יהושפט. למערכת 3 זרועות, המתלכדות מזרחה (כיוון הזרימה המקורי המשוער) ולה אופי קניוני עם דפנות תלולות. הקוים הכלליים הישרים של חלק ממערכת הערוצים יכולים להיות מוסברים בהתפתחות הקניון לאורכו של שבר הסטה אופקי קדום. באזור אילת הוגדרו 4 קבוצות דייקים (Litvinovsky & Zanvilevich, 2003), אולם רק הקבוצה הרביעית והאחרונה של דייקים בהרכב דולוריט, חודרת את קונגלומרט אילת בנחל שלמה.

**מודל ליצירת "קניון" הקונגלומרט בנחל שלמה** - קונגלומרט אילת בנחל שלמה, בדומה לקונגלומרט שבהר שלמה, משתייך ל- cohesive debris flows והיווצרותו התרחשה כתוצאה מארוע דומה. השקעת קונגלומרט אילת בנחל שלמה התרחשה לאחר סיום חדירת שלושת קבוצות הדייקים הראשונות. המצאות קלסטים קוורץ-פורפיריים, השייכים לקבוצת הדייקים השלישית, בקונגלומרט בנחל שלמה ואי-חדירתם של דייקים מקבוצה זו אל הקונגלומרט, בשונה מהמצב בהר שלמה, מלמד על שני ארועים של Cohesive debris flows שהתרחשו בשני זמנים שונים, הראשון בהר שלמה והשני בנחל שלמה. שבירה מאוחרת, קנוזואית, שיצרה את גרן שלמה קבעה את הגבול המזרחי של הקניון. לא נמצאו כל עדויות שמערכת זו היא גרן כפי שהציעו דרוקמן וחובריו (1993), ומאפייני מערכת זאת אינם מתאימים גם לתיאור של דייק סדימנטרי.

## תחנה 2 ב < "דייק" הקונגלומרט

הזרוע הצפונית של המערכת ה"קניון", דקה יותר מהזרוע העיקרית וככל שהיא מתקרבת לנחל שלמה היא מקבלת אופי וצורה הדומים לדייק החודר לתוך גרניט אילת, ולכן נקודה זאת קיבלה את הכינוי "דייק" הקונגלומרט. הרכב הסלע באזור זה זהה להרכב של טיפוס קונגלומרט ה"קניון". אורך אזור "דייק" הקונגלומרט הוא כמה עשרות מטרים, רוחבו רק מטר אחד.

**מודל ליצירת "דייק" הקונגלומרט בנחל שלמה** - לאחר מלוי הערוצים הקדומים של מערכת ה"קניון" בזרם הקונגלומרט (איור 6א), התרחשה שבירה בערוץ הקדום הצפוני (איור 6ב). סטרייק השברים הוא תת-מקביל לערוץ כאשר נטיית השבר העליון כ-  $35^{\circ}/320^{\circ}$  ונטיית התחתון כ-  $60^{\circ}/320^{\circ}$ . השבירה חתכה את ערוץ הקונגלומרט והשאירה שריד של הקונגלומרט המופיע בין מישורי השבר שבתוך גרניט אילת, ועל כן הוא נראה כדייק צר של קונגלומרט. באזורים אחרים התנועה התרחשה רק על מישור אחד וגרמה למופע של גוף קונגלומרט עבה יותר. שארית הקונגלומרט, מחוץ לתחומי השבר, אשר היתה בערוץ הקדום נעלמה בבליה, וחתירת הערוץ הנוכחי בתוך הגרניט חשפה את "דייק" הקונגלומרט, שהיה מוגן בתוך הגרניט (איור 6ג).

## רשימת ספרות

- Bentor, Y.K. 1961. Petrological outlines of the Precambrian in Israel. Bull. Res. Council. Of Israel. 10G.1-2: 19-63.
- Garfunkel, Z. 1980. Contribution to the geology of the Precambrian of Eilat area. Isr. J. Earth Sci. 29: 25-40.
- Garfunkel, Z. 1999. History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition: Reappraisal of the evidence from the Eilat area and the northern Arabian-Nubian Shield. Isr. J. Earth Sci. 48: 135-157.
- Gutkin, V., Eyal, Y. 1998. Geology and evolution of Precambrian rocks, Mt. Shelomo, Eilat area. Isr. J. Earth Sci. 47: 1-17.
- Litvinovsky, B., Zanvilevich, A. 2003. Petrography and geochemistry of three successive late Pan-African Dike suites in the sentral area. The Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, Beer Sheva. Report.
- Powers, M.C. 1982. Comparison Chart for estimating roundness and sphericity. AGI Data Sheet 18. American Geological Institute.
- Reading, H. G. 1996. Sedimentary Environments. Blackwell Science. 3rd edition. Chapter 3.
- Scotese, C.R. 2002. Palomap Project. <http://www.scotese.com>.
- Weissbrod, T., Sneh, A. 2002. Sedimentology and paleogeography of the late precambrian-early Cambrian arkosic and conglomeratic facies in the northern margins of the Arabo-Nubian shield. Bull. GSI. No. 87.
- בקר, נ. 1962. הגיאולוגיה והפטרוגרפיה של הר יהושפט וגבעת רחבעם, אזור אילת. עבודת גמר לתואר מוסמך. האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גוטקי, ו. 1996. מיפוי גיאולוגי של אזור הר שלמה. עבודת גמר לתואר מוסמך. אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע.
- גרפונקל, צ. 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית. עבודת דוקטורט. האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- דרוקמן, י., ויסברוד, ט., גרפונקל, צ. 1993. מפה גיאולוגית של אילת בקנ"מ 1:100,000, משרד האנרגיה והתשתיות, המכון הגיאולוגי, ירושלים.
- ויסברוד, ט. 1961. מיפוי ופטרוגרפיה של מסיב רודד. עבודת גמר לתואר מוסמך. האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- כגן, ר. 2006. התפתחות קונגלומרט אילת במסיב אילת. עבודת גמר לתואר מוסמך. אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע.
- פז, י. 1997. הגיאולוגיה והסטרטיגרפיה של היחידות הוולקנו סדימנטריות בנחל נטפים ובנחל רודד, אזור אילת והשלכותיהן על הבנת רצף האירועים בסוף עידן הפרי-קמבריום באזור אילת. עבודת גמר לתואר מוסמך. אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע.
- שילוני, ש. 1959. הגיאולוגיה של הר (הורסט) המלכים. עבודת גמר לתואר מוסמך. האוניברסיטה העברית, ירושלים.

## ריפים מאובנים של אלמוגים באילת ובעקבה – ארכיבים פלאו-אוקיינוגרפיים ופלאו-הידרולוגיים של מפרץ עקבה ברביעון העליון

בעז לזר<sup>1,2</sup>, מרדכי שטיין<sup>3</sup>, יונתן שקד<sup>2</sup>, אמוץ עגנון<sup>1</sup>

1. המכון למדעי כדה"א, קמפוס אדמונד י. ספרא, האוניברסיטה העברית, ירושלים
2. המכון הבין-אוניברסיטאי למדעי הים, אילת
3. המכון הגיאולוגי, מלכי ישראל 30, ירושלים

### הקדמה

ריפים מאובנים של אלמוגים מהווים ארכיבים גיאולוגיים חשובים אשר מספקים מידע על תנאי הסביבה בזמן השקעתם (למשל טמפרטורות ומליחות מי הים), מיקום מפלסי ים עתיקים ותנועות טקטוניות באזורי החוף. האלמוגים בונים את שילדיהם מהמינרל הקרבונטי ארגוניט אשר קולט לתוכו יונים וקומפלקסים של יסודות קורט כמו סטרונציום, מגנזיום, בריום ואורניום המשמשים כעוקבים פלאו-אוקיינוגרפיים. למשל היחס  $Sr/Ca$  באלמוגים משמש כתרמומטר לקביעת טמפרטורות פני מי הים במשולב עם יחסי האיזוטופים של חמצן (המבוטאים בגודל  $\delta^{18}O$ ). הריכוז היחסית גבוה של אורניום באלמוגים (כ- 3ppm) בד בבד עם ריכוז נמוך מאוד של תוריום מאפשר לתארך אלמוגים פלייסטוקניים והולוקניים בשיטת חוסר שווי-המשקל של אורניום. ניתן לתארך אלמוגים גם ברדיוקרבון (בהנחה שגיל המאגר באוקיינוסים קבוע בסביבות 400 שנים) וניתן לנצל את מנגנון הגידול העונתי של אלמוגים למניית טבעות גידול. שילוב של שיטות תיארוך אלה עם העוקבים הגיאוכימיים והאיזוטופיים מאפשר שימוש באלמוגים ככרונומטרים פלאוסביבתיים ברזולוציות זמן גבוהות. בסיור הנוכחי נציג לפניכם אלמוג חי שגילו כ-100 שנים (באתר המצפה התת-ימי באילת) שעליו נעשו מדידות  $\delta^{18}O$  ויחסי יסודות קורט  $Sr/Ca$ ,  $Mg/Ca$ ,  $Ba/Ca$ ,  $U/Ca$  ברזולוציה עונתית (כשש מדידות לשנה). היכולת לתארך את האלמוגים ברזולוציית זמן גבוהה מאפשרת שיחזור מדויק של מפלסי הים העתיקים. במסגרת הסיור נציג מספר טרסות של ריפי אלמוגים עתיקים (בחופי אילת ועקבה) בעזרתם שוחזרה עקומת מפלסי הים במפרץ עקבה ב-0007 השנים האחרונות. השימוש בהטרסות של אלמוגים (ריפים) כעוקבי מיפסל הים (ו/או מודדי תנועות טקטוניות) דורש הבנה של מבנה הריף ומיקומם של מיני אלמוגים שונים בתוך מבנה הריף. למשל בכדי לקבוע את גובה מפלס הים יש להשתמש באלמוגים החיים בסמוך לפני המים. במסגרת הסיור נשקיף על חתך לרוחב מבנה הריף באזור המצפה התת-ימי ונראה את מבנה הריף ההולוקני בתור-ים. היבט חשוב אחר של מחקר האלמוגים קשור למידת השתמרותם. אלמוגים שמורים היטב (פריסטיניים) שהרכבם הארגוניטי והטקסטורה המקורית לא השתנתה, משמשים לתיארוך ולמידת העוקבים הגיאוכימיים המוזכרים למעלה. לעומתם, אלמוגים מריפים רבים נחשפו לדיאגנזה בסביבות שונות אשר גרמה לשינויים מגוונים במינרלוגיה, טקסטורה והגיאוכימיה של האלמוגים. תהליך דיאגנטי נפוץ באלמוגים המתרחש בסביבה הימית הוא השקעה כימית של ארגוניט מישיני בחללי האלמוג. ריכוזיהם של יסודות הקורט כמו  $Sr$ ,  $Mg$ ,  $U$  בארגוניט המשני שונים בהרבה מריכוזיהם בארגוניט הראשוני (שהוא הארגוניט המקורי שהושקע ע"י האלמוג). מצאנו שהשקעה של ארגוניט משני בחללי האלמוג המורידה את הפורוזיות בשלד האלמוג בכ- 15% חללים, יכולה להטות משמעותית הערכת טמפרטורת פני המים ונתונים אחרים. האלמוגים יכולים לעבור שינויים דיאגנטיים חריפים יותר הקשורים לאינטראקציה של שלד האלמוג הארגוניטי עם מי תהום מתוקים. תהליך זה יגרום להחלפת השלד הארגוניטי לקלציט עם כל המשמע מכך לגבי ההרכב הכימי והאיזוטופי של האלמוג. ביקורנו

בריפים המורמים של עקבה יתמקד בתהליכי החלפת ההרכב המנירולוגי של האלמוגים מארגוניט לקלציט ושחזור הסביבה הידיאגנטית של מי תהום מתוקים שאפשרה את תהליך החלפה זה בזמן התרוממות הריפים מפני הים במהלך תקופות בין קרחוניות קדומות.

הסיוור בנוי כך שהוא פותח בהכרת הסביבה המודרנית של ריף האלמוגים בשמורת חוף אלמוג (גשר המצפה התת-ימי), לאחר מכן נבקר בריף המאובן ההולוקני בתור-ים ונמשיך אל ריפי האלמוגים המאובנים המורמים מדרום לעיר של עקבה (איור 1 מפת מיקום אתרי הסיוור).

החומר המדעי המוצג בסיוור נגזר מהעבודות של תלמידי המחקר: טניה ריבלין, רבקה אינמר, יעקב (ג'ק) סילברמן, מישל פינצ'י (שוסברגר), כרמית כהן, יוני שקד (ממדריכי הסיוור הנוכחי), ונועה וייל.

## תחנות הסיוור (איור 1)

### תחנה מס. 1 < חתך לרוחב ריף האלמוגים בשמורת האלמוגים באילת (גשר המיצפה התת מימי)

ריף האלמוגים בחוף אלמוג (איור 2) משתרע לאורך של כ-800 מטרים והוא בנוי ממשטח ריף שבחזיתו קדמת הריף היוצרת מצוק בגובה של כ-4 מטרים (fore-reef). רוחב משטח הריף כ-20-30 מטרים. לכונן החוף משתרעת הלגונה שרוחבה 07-08 מטרים. העומק הממוצע של הלגונה 1.7 מטרים ועומק המים הממוצע מעל משטח הריף 6.0 מטרים. מדרון השונית נוחת לכונן הים הפתוח ומגיע לעומק של 15 מטרים במרחק של 200 מטרים מהחוף. אלמוגי אבן חיים מכסים כ-30% משטח שבין עומק של 4 ל-12 מטרים בקדמת השונית. תכסית האלמוגים החיים במשטח השונית נמוכה מאוד ובלגונה מצויים ראשי אלמוגים מפוזרים. אלמוגי האבן הנפוצים בריף הם מהסוגים: *Favia*, *Porites*, *Acropora*, *Stylophora*. במסגרת מחקרנו נלמדה במפורט הכרונולוגיה והגיאוכימיה של אלמוג ה-*Porites* הממוקם בקרבת החלונות הצפון מערביים של המצפה התת-ימי (ראה איור 2b,c). בסיוור נפרט את סביבות המחיה והגידול של האלמוגים השונים.

### תחנה מס. 2 < הריף ההולוקני בתור-ים

השפל בחוף תור-ים מציג מחשוף ריף אלמוגים מאובן שאורכו כ-100 מטרים ורוחבו כ-10 מטרים (איור 3). במסגרת עבודת המוסמך מיפתה נועה וייל את הטרסה (למשל את מיקום האלמוגים השונים על פני משטח הריף) וקדחה 23 גלעינים באלמוגים הנחשפים במשטח הריף. מסתבר שהאלמוגים בנויים שכבה יחסית דקה בפני השטח של הטרסה והם גדלו על סלע חוף (beachrock) הבונה את תשתית הטרסה (איור 4). סלעי חוף דומים משתרעים דרומה לכונן המעבדה הימית. סלעי החוף בנויים מחלוקים קרבונטיים וסיליקטיים ועברו צמנטציה קרבונטית בסביבת המגע בין מי תהום למים מתוקים (עבודת המוסמך של כרמית כהן). טפוסי האלמוגים בתור-ים, עוביים המצומצם ומיקומם מעל לסלעי החוף מצביע על היות טרסת תור-ים חלקו האחורי של משטח ריף לגונרי (a lagoon-back reef zone of a reef flat). שישה-עשר אלמוגים נדגמו לתיארוך בשיטת אורניום-תוריום. הגילים שהתקבלו נעים הטווח שבין 8.6 ל-4.5 אלפי שנים לפני ההווה. במסגרת עבודת הדוקטורט של יוני שקד תוארכו מספר אלמוגים ממשטח הריף בשמורת חוף אלמוג לטווח הגילים של 4.5 ועד 5.4 אלפי שנים לאחור. משטח הריף (וסלע החוף) בחוף אלמוג נראה המשכי לזה שבטור ים וניתן לשחזר תבנית גידול של ריף מאזור תור-ים ועד חוף אלמוג בטווח השנים של כ-7 ועד כ-4 אלפי שנים לפני ההווה. קונפיגורציה זאת מעידה גם על כמות התנועה אנכית קטנה בתקופת גידול האלמוגים על פני משטח סלע החוף. מכאן עולה שבתקופה הנידונה פני הים היו גבוהים ממפלסם המודרני במטרים ספורים (איור 5).

לקביעה זאת חשיבות רבה בשחזור מפלסי הים הגלובאלי מכיוון שמפרץ עקבה מהווה סביבה ייחודית לקביעה מוחלטת של מפלס הים. דבר זה נובע ממבנהו של מפרץ עקבה כאגן צר ותלול החופשי למעשה מהשפעות הדרו-איזוסטטיות שמסבכות בד"כ את שיחזור מפלסי הים (למשל בים התיכון הסמוך יש להתחשב בגורמים אלה). לכן התוצאות מתור-ים וחוף אלמוג מצביעות על כך שמפלס הים ההולוקני הגיע לשיאו בין כ-7 ועד כ-4 אלפי שנים לפני ההווה ולאחר מכן כנראה ירד בכמה מטרים עד למיקומו הנוכחי (איור 5).

### תחנה 3 < חתך לרוחב סדרת הטרסות המורמות בחוף עקבה

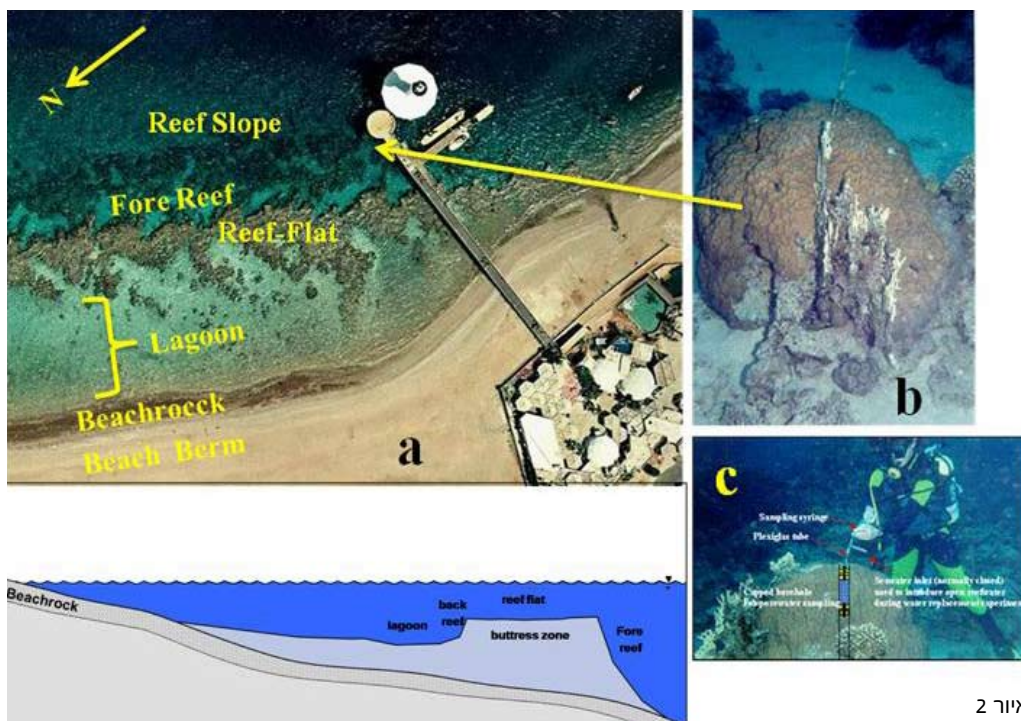
מדרום לעקבה נחשפות מספר טרסות מורמות של אלמוגים מתקופת הפליסטוקן וההולוקן (איור 6). טרסות מורמות אחרות מגיל פליסטוקן מוכרות מחופי דרום חצי האי סיני (למשל באזור שארם א-שיח) ובאי טראן (שם מורמות טרסות האלמוגים לגובה של כ-500 מטרים מפני הים). במסגרת הסיוור נלך על חתך לרוחב סדרת הריפים המורמים בעקבה מהריף ההולוקני בחוף הים הריפים הפליסטוקניים ממזרח לכביש (איור 7). האבחנה החשובה העולה מאיסוף אלמוגים מאובנים בריפים הפליסטוקניים של עקבה היא שמרבית האלמוגים מוחלפים לקלציט. תופעה דומה מוכרת מהריפים המורמים לאורך חופי סיני. אלמוגים רבים מטרסות אלה מוחלפים לקלציט ולכן ניתן להצביע על תופעת החלפה מסיבית של אלמוגי מפרץ עקבה לקלציט. במחשבה ראשונה האלמוגים הקלציטיים אינם מתאימים לתיארוך בשיטת אורניום-תוריום מכיוון שלא שמרו על מערכת איזוטופית סגורה. אולם אנליזות של רכוזי האיזוטופים של אורניום ותוריום באלמוגים הקלציטיים הניבו תוצאות המעידות כל כך שקיימת סיסטמטיקה איזוטופית "מסודרת" באלמוגים אלה המאפשרת הערכת גיל הדיאגניזה לקלציט כמו את גיל ההשקעה ראשוני של האלמוג (איור 8). למשל לגבי אלמוג קלציטי מטרסה - 4 (ראה מיקום באיור 7) חושב גיל הדיאגניזה לכ-220 אלפי שנים לאחר וגיל השקעת האלמוג (המינימלי) חושב לכ-250 אלפי שנים לאחר. הדיאגניזה לקלציט דורשת אינטראקציה עם מי תהום מתוקים כשלעצמה מעידה על תקופה רטובה יותר במפרץ עקבה. אבחנה זאת מפתיעה מאוד לאור היות אזור מפרץ עקבה כיום אחד מהאזורים ההיפר-ארידיים ביותר על פני עולמינו. בנוסף לאלמוגים הקלציטיים נמצאו בעקבה גם אלמוגים ארגוניטים מגיל האינטרגלציאל האחרון (בסביבות 120 אלפי שנים לאחר) אשר מראים עדויות לדיאגניזה בסביבה הימית. אנו נציג מודל שבו עברה טרסת האלמוגים המתרוממת טקטונית תחילה דיאגניזה בסביבת מי תהום ימיים ולאחר מכן בסביבה הפריאטית של מי תהום מתוקים (איור 9).

בסיכום ניתן לציין שארועי הדיאגניזה של הריפים הפלייסטוקניים במהלך התקופות בין קרחוניות ובהתאם לכך היו אלה התקופות היותר רטובות באזור מפרץ עקבה. האבחנה עומדת בהתאמה עם תוצאות מארכיבים פלאו-אקלימיים אחרים בערבה ובנגב כמו משקעי טרוורטין ומשקעי מערות המעידים על ארועים רטובים הקשורים למקור לחות דרומי במהלך התקופות הבין קרחוניות. בהקשר הזה ניתן לציין שגיל סלעי החוף הבונים את תשתית משטח הריף ההולוקני בתור-ים חוף אלמוג וכנראה בעקבה הוא כנראה הולוקן מוקדם (יותר מ-7 אלפי שנים לאחר) ומצביע על פעילות מי תהום מתוקים בשולי המפרץ בתקופה זאת.

ומשפט לסיום- מדרוך סיוור זה התמקד בעיקר בהיבטים הפלאוהידרולוגיים והפלאואוקיינוגרפיים (מפלס הים) של מפרץ עקבה. כמובן שהאלמוגים נושאים מידע על ארועים סביבתיים וטקטוניים באזור. למשל מתחת למעבדה הימית באילת התגלה ריף אלמוגים קבור שכוסה בסדימנטים בשני ארועים קסטטורפליים המציינים כנראה גלי טסונמי ורעידות אדמה חזקות במפרץ ב-5 אלפי השנים האחרונות (ראו מאמריו של יוני שקד ואחרים בנושא). תיארוך טרסות האלמוגים בחופי סיני ועקבה מאפשר הערכת קצבי תנועה טקטוניים במפרץ ברביעון העליון.



איור 1



איור 2



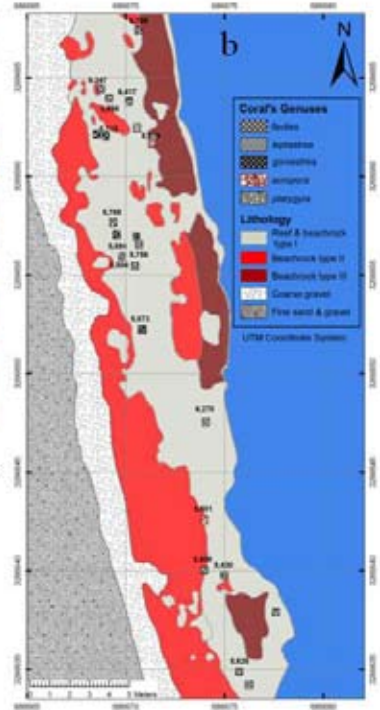
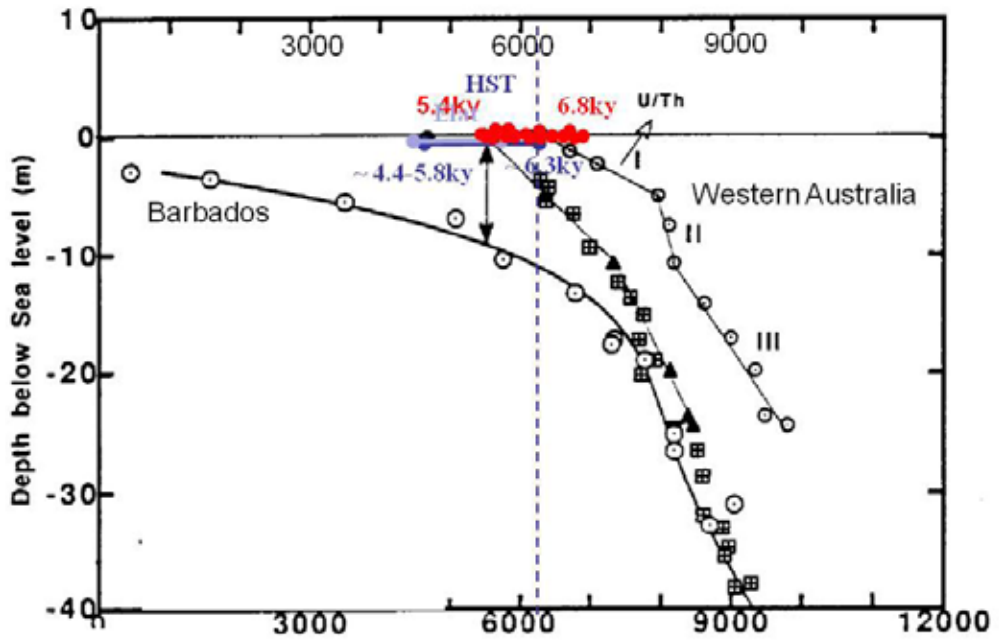


Figure 3: The Tur Yam reef terrace. a- Photograph; b- detailed geological map including coral U-Th ages (From Weil, 2008).

איור 3



איור 4



איור 5



איור 6

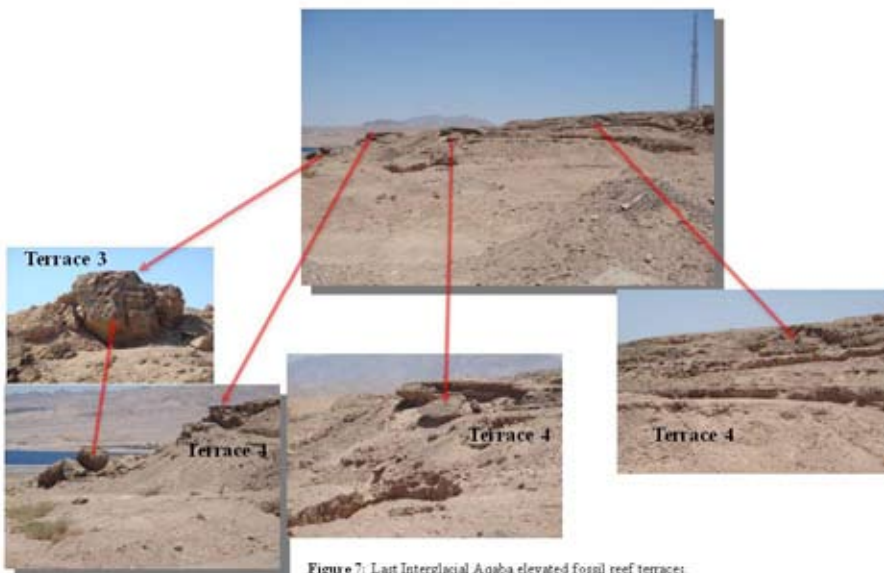
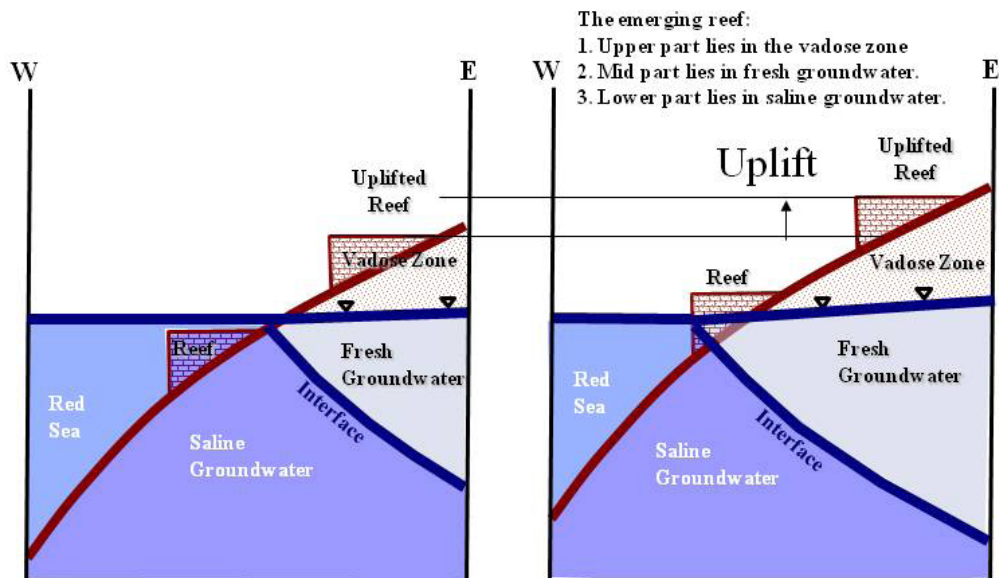


Figure 7: Last Interglacial Aqaba elevated fossil reef terraces.

איור 7



איור 8

## מקורות לקריאה נוספת:

אנמר ר. (2000) דיאגנזה מוקדמת באלמוגים - השלכות על פרמטרים גיאוכימיים בשוניית של אילת. עבודת גמר לתואר מוסמך במדעי הטבע, האוניברסיטה העברית בירושלים. 201 עמ'.  
 וייל נ. (2008) התפתחות שונית האלמוגים בהולוקן במפרץ אילת: מדרגות, מפלסים ותבניות גדילה. עבודת גמר לתואר מוסמך במדעי הטבע, האוניברסיטה העברית בירושלים. 111 עמ'.  
 כהן כ. (2003) סלעי חוף (Beachrocks) בצפון מפרץ אילת: השתרעות, פטרוגרפיה וגיאוכימיה. עבודת גמר לתואר מוסמך במדעי הטבע, האוניברסיטה העברית בירושלים. 97 עמ'.

Al-Rifaiy IA and Cherif OH (1988) The fossil coral reefs of Al-Aqaba, Jordan. *Facies*, 18:219–230.

El-Asmar HM (1997) Quaternary isotope stratigraphy and paleoclimate of coral reef terraces, Gulf of Aqaba, South Sinai, Egypt, *Quat. Sci. Rev.* 16: 911–924.

Enmar R, Stein M, Bar-Matthews M, Sass E, Katz A and Lazar B (2000) Diagenesis in live corals from the Gulf of Aqaba, I. The effect on paleo-oceanography tracers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 3123–3132.

Felis T, Patzold J, Loya Y, (2003) Mean oxygen-isotope signatures in *Porites* spp. corals: inter-colony variability and correction for extension-rate effects, *Coral Reefs* doi: 10.1007/s00338-003-0324-3.

Finzi (Schossberger) M (2004) Partitioning of Trace Elements between Seawater and Primary and Secondary Aragonite in Corals of the Northern Gulf of Aqaba. M.Sc. Thesis, The Hebrew University of Jerusalem. 116 pp.

Gvirtzman G (1994) Fluctuations of sea level during the past 400,000 years: the record of Sinai, Egypt (northern Red Sea). *Coral Reefs* 13:203–214.

Loya Y (1972) Community structure and species diversity of hermatypic corals at Eilat, Red Sea. *Marine Biology* 13:100–123.

Lazar B, Enmar R, Schossberger M, Bar-Matthews M, Halicz L, Stein M (2004) Diagenetic effects on the distribution of Uranium in live and Holocene corals from the Gulf of Aqaba. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68:4583–4593.

Moustafa YA, Patzold J, Loya Y, Wefer G (2000) Mid-Holocene stable isotope record of corals from the northern Red Sea. *International Journal of Earth Sciences* 88:742–751.

Scholz D, Mangini A, Felis T (2004) U-series dating of diagenetically altered fossil reef corals. *Earth and Planetary Science Letters* 218:163–178.

Shaked Y (2002) Neotectonics and Eustasy at the Gulf of Elat-Aqaba. Evidence from coral deposits and submarine morphology. PhD thesis, The Hebrew University of Jerusalem, 103 pp.

Shaked Y, Agnon A, Lazar B, Marco S, Avner U, Stein M (2004) Large earthquakes kill

coral reefs at the north-west Gulf of Aqaba. *Terra Nova* 16:133–138.

Shaked Y, Lazar B, Marco S, Stein M, Tchernov D, Agnon A (2005) Evolution of fringing reefs: space and time constraints from the Gulf of Aqaba. *Coral Reefs* 24:165-172.

Shaked Y, Marco S, Lazar B, Stein M, Cohen C, Sass E, Agnon A (2002) Late Holocene shorelines at the Gulf of Elat: migrating shorelines despite tectonic and sea level stability. EGS Stephan Mueller special publication series 2, pp 105–111





































































































































