



משרד האנרגיה והמים
המכון הגיאולוגי

הגיאולוגיה של גליון אילת דברי הסבר למפה

בייט, מ., אייל, י. וגרפונקל, צ.



ירושלים, אוקטובר 2011
מעודכן למרץ 2013

דוח מס' GSI/22/2011

העבודה מוקדשת למורנו פרופ' יעקב בן-תור שהיה מחלוצי המחקר הגיאולוגי באזור אילת.

© הוצאה לאור ע"י המכון הגיאולוגי רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

עיצוב עטיפה: בת-שבע כהן

* לדו"ח מצורף תקליטור

תמונת השער - קונגלומרט בבסיס תצורת עמודי שלמה, מונח על גרניט פורפיר רוודד שעבר קאוליניזציה, צומת נחל אמיר ונחל שחורת.



משרד התשתיות הלאומיות
המכון הגיאולוגי

הגיאולוגיה של גליון אילת דברי הסבר למפה

בייט, מ. (1), אייל, י. (2) וגרפונקל, צ. (3)

1. המכון הגיאולוגי לישראל.
2. המחלקה למדעי הגיאולוגיה והסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב.
3. המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית ירושלים.

תוכן ענינים

1	מבוא	1
1	גיאומורפולוגיה	2
2	סטרטיגרפיה	3
10	המבנה	4
13	גלישות קרקע ומפולות סלע	5
14	אספקטים כלכליים	6
14	עבודות קודמות	7
16	הכרת תודה	8
17	רשימה בבליוגרפית	9

רשימת בסיסי הנתונים בתקליטור המצורף

1. צילומים ב- Google Earth, kmz – תמונות שדה נבחרות במקום הצילום.
2. תאור תחנות השדה ב- Google Earth, kmz - התחנות במיקום הגיאוגרפי.
3. הגיאולוגיה ב- Google Earth, kmz
4. הגיאולוגיה של גליון אילת-מצגת.
5. שלושה חתכי רוחב גיאולוגיים.
6. המפה הגיאולוגית של גליון אילת.

1. מבוא

שלושה תהליכים עיקריים הכתיבו את ההתפתחות הגיאולוגית והגיאומורפולוגית של אזור אילת: יצירת המסיב (המסד) הערבי-נובי בניאופרוטרוזויקום כחלק מהאורוגן המזרח אפריקאי וסגירת האוקינוס המוזמביקי שהתקיים בין לוח גונדבנה המערבית ולוח גונדבנה המזרחית; הצטברות רצפים של סלעי משקע על גבי הלוח הערבי בשולים הדרום-מזרחיים של הפלאו-טטיס והטטיס, החל מהקמבריום ועד לאאוקן, לפרקים עם אי-התאמות ביניהם; היווצרות בקע ים המלח כהעתק שמאלי, החל מהמיוקן כתוצאה מהתפתחות טרנספורם ים המלח, וכגבול בין הלוח הערבי במזרח והלוח האפריקאי במערב. יחודו הגיאולוגי של אזור אילת הוא בחשיפתן של עדויות סטריטיגרפיות וסטרוקטורליות לקיומן של שלושת התהליכים האלה.

אזור אילת היווה כר נרחב למחקרים גיאולוגיים מאז תחילת המאה העשרים ומשמש כ"בית ספר השדה" לסטודנטים לגיאולוגיה ולחובבי טבע. במסגרת המיפוי הגיאולוגי של ישראל בקנה מידה 1:50,000 המבוצע במכון הגיאולוגי נערך מיפוי מפורט של האזור המשלב את כל עבודות המיפוי הקודמות ומוסיף נתונים חדשים. המיפוי המפורט בוצע בעזרת תוכנות GIS על בסיס מפות אורתופוטו בקנה מידה של 1:10,000.

2. גיאומורפולוגיה

בחלק המזרחי של גליון אילת נפוצים הסדימנטים הצעירים הממלאים את השקעים הסטרוקטורליים העמוקים של הערבה הדרומית עד לעומק של כ- 1000 מטר (Frieslender, 2000) ואת מפרץ אילת המגיע לעומק מים של כ- 1500 מטר (Sade, et al., 2008). הביטוי הגיאומורפולוגי לשקעים אלה, בחלק היבשתי של גליון אילת, הן מלחות עברונה, סבחת אילת ומניפות הסחף לפתחי הנחלים המתנקזים מזרחה. הנחלים המתנקזים למפרץ אילת ולערבה הם (מדרום לצפון): טבה ויובלו נחל גשרון, שלמה, גרוף, שחמון, נטפים, רווד ויובלו נחל יעל, שחורת, עמרם, צפונות, עברונה ויובלו נחל ניצוץ, מעלה נחל רחם ויובליו; שללגון, שני ועוזיה. תחילתם של מרבית הנחלים בסלעים הסדימנטריים החשופים בגרנן שלמה שבמערב השטח, ובהמשך מזרחה הם מנקזים את האזורים הבנויים מסלעים מטמורפיים-מגמטיים ב"בלוקים" אילת ורווד בדרום, וב"בלוק" עמרם בצפון (איור 1). הגובה הטופוגרפי במזרח אזור אילת משתנה מגובה פני הים לחופי מפרץ אילת עד לגובה 40 מטר מעל לפני הים במלחות עברונה. במערב הגליון הגובה עולה ל- 700 מטר בהר שלמה ועד למעלה מ- 800 מטר בהר חזקיהו והרי נשף. הפרשי גבהים אלה לרוחב של פחות מ- 15 קילומטר הם הגורם להתפתחות המבנה הקניוני של הנחלים. שינויים בכיווני הזרימה של הנחלים הנוכחיים ויובליהם כמו בנחל עמרם (Beyth and Mushkin, 2010), בנחל שחורת ובנחל רווד (Weissbrod, 1990 and Sneh) ובחלק העליון של נחל יהושפט אשר "נשבה" על ידי נחל גשרון (Eyal, Y. 1967) הם ביטוי לתנועות הטקטוניות הצעירות בפליוקן, פלייסטוקן והולוקן, הקשורות לפעילות של שבר ים המלח ושברי השוליים שלו (איור 2). סקירה מפורטת אודות השלבים הצעירים בתולדות שולי הבקע בערבה הדרומית ניתנה ע"י גרפונקל (1970).

3. סטרטיגרפיה

טור הסלעים בגליון אילת כולל שלוש קבוצות סלע עיקריות: המטמורפיים (מותמרים) והמגמטיים של המסד הניאופרוטרוזואי, הסלעים הסדימנטריים, מהקמבריום ועד לאאוקן והסלעים הקלסטיים אשר הורבדו תוך כדי התפתחותו של בקע ים המלח מהמיוקן ועד לאלוביום הצעיר. בין שתי הקבוצות הראשונות מפריד ה-peneplain, משטח הגדוע מגיל קמבריום מוקדם (קדם- 532 מ.ש., Beyth and Heimann, 1999). ובין שתי הקבוצות האחרונות מפריד משטח גדוע מגיל אוליגוקן (Avni et al., 2011) ששרידיו ניכרים במישורים ארוזיביים בגרניט רכסי ההרים.

3.1.1 הסלעים המטמורפיים והמגמטיים (Garfunkel, 1980; Bentor, 1961; איור 3) נחשפים בגליון אילת בבלוקים של אילת, רודד ועמרם הממוקמים בקצה הצפוני של המסיב הערבי-נובי. סלעים אלה מייצגים היסטוריה גיאולוגית הנמשכת לאורך יותר מ-300 מיליוני שנים של התפתחות הקרום בניאופרוטרוזויקום (Morag et al., 2011; Be'eri-Shlevin et al., 2009; Kolodner, 2007; Kroner et al., 1990) אחד מהבלוקים ניתן להבחין באסוציאציות פטרוגרפיות שונות. סלעי האסוציאציה הצעירה ביותר נחשפים בבלוק עמרם (Mushkin et al., 2003) והעתיקים בבלוקים רודד ואילת והם בני אותו גיל. הגילים האיזוטופיים המצוטטים והמשמשים בעבודה זו הם גילי U-Pb ו $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ שנמדדו בגבישי צירקון אשר הופרדו מדוגמאות הסלעים למעט גיל הדייק הדולריטי שנקבע במדידת $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ בדוגמא. איור 4 מציג את מיקום אזור אילת והמסיב הערבי-נובי במארג הלוחות בניאופרוטרוזויקום.

3.1.1.1 הסלעים המטמורפיים בבלוק אילת בנויים מצפחות (שיסטים) אילת שגילן 800-813 מ.ש. (Kroner et al., 1990) ובהן טיפוסים של מטה-פליטים ומטה-פסמיטים. המנרלים המטמורפיים אשר הוגדרו בצפחות הם ביוטיט, גרנט, סטאורוליט, קורדיאריט, אנדלוזיט וסילימניט (Shimron, 1972). הצפחות חדורות ע"י פלוטון קוורץ-דיריטי, גנייס טבה, מגיל 782-790 מ.ש. (Morag et al., 2011; Kroner et al., 1990), ומאוחר יותר ע"י פלוטון גרניטי, גרניט-גנייס אילת מגיל 740-744 מ.ש. (Kolodner, 2007; Kroner et al., 1990). מאחר שגנייס טבה חדר לצפחות גילו הוא הקובע את הגיל הצעיר ביותר של היווצרות הצפחתיות בשיסט. באסוציאציה זו מבחינים בשתי פזות מטמורפיות עיקריות המתבטאות בפציאס אמפיבוליטי של טמפרטורה בינונית וגבוהה ולחץ נמוך, ובפציאס אמפיבוליטי-גרניטי (Morag and Avigad, 2010). גרפונקל (1980, 1999) הציע לחלק את ההתפתחות האורוגנית לשני שלבים הנפרדים זה מזה בכ-50 מיליון שנה כשכל אחד מהם התבטא באירוע מטמורפי. התנאים המטמורפיים באסוציאציה של בלוק אילת הם של טמפרטורות בין 580 C^0 ל- 660 C^0 ולחץ בין 4.6 ל-3.8 קילובר (Matthews et al., 1989). Vapnik (1993) מדד התנאים המטמורפיים בהתאם לאיזור המינרולוגי כאשר הטמפרטורות הגבוהות של 650 C^0 והלחצים הגבוהים של 4.2-4.6 קילובר נמדדו בשיסט, באזור הגרנט והקורדיריט-סטאורוליט.

הסלעים המטמורפיים בבלוק רודד בנויים ממיגמטיט וצפחות רודד שגילם כ-800 מיליוני שנים (Morag et al., 2011). הפציאס המטמורפי של סלעים אלה הוא אמפיבוליטי, אשר התפתח בתנאי טמפרטורה של עד 650°C ולחצים של 4 עד 5 קילובר (Katz et al., 1998). המיגמטיטים בהר שלמה התפתחו מהצפחות בתהליך סגרגציה מטמורפית ואילו הפרוטוליט של גנייס רודד בהר שלמה הוא כנראה מגמטי (Gutkin and Eyal, Y. 1998) כאשר קימוטי הפוליאיציה מתבטאים בצילומי אויר. גילו של שיא הארוע המטמורפי הזה קדום ל-725 מ.ש. (Katz et al., 1998). בנחל נטפים הסלעים המטמורפיים יוצרים חגורה (belt) סביב הסלעים הפלוטוניים המאוחרים.

הסלעים המטמורפיים בבלוקים של אילת ורודד מייצגים ארוע הפחתה (subduction), התפתחות קשת איים, ארוזיה של הקשת, השקעת תוצרי הבליה של הקשת ומטמורפוזה של הסדימנטים תוצרי הבליה. תהליך זה התרחש בין כ-800 מ.ש. המייצג את גיל הצירקונים בצפחות של סלע המקור, לבין כ-780-790 מ.ש. שהם הגילים של הצירקונים בפלוטון של גנייס טבה המייצגים את גיל התגבשותו (Eyal et al., 1991). קולודנר (2007) תיארכה צירקונים בודדים בצפחות אילת שגילם בין 700 ל-950 מ.ש.. לאחר המטמורפוזה הראשונה חדרו פלוטונים בהרכב קוורץ דיורית וגרניט שעברו מעוות ומטמורפוזה כמו הגנייס הגרניטי. סיום אירוע המטמורפוזה מצוין ע"י חדירה של דייקים אנדזיטיים צפחתיים (Shimron 1972; Garfunkel 1970) (Avigad, 1984; Eyal et al., 2004) המייצגים פציאס מטמורפי נמוך יותר של-Greenschist וגילם 705 מ.ש. (Morag et al., 2011a).

3.1.2 חדירה של אינטרוזיות קלק-אלקליניות בסיסיות כמו מטהבוזיט שחמון בבלוק אילת מגיל 640-644 מ.ש. (Morag et al., 2011; Kroner et al., 1990) וחדירות הגרניטואידים הקלק-אלקליניים כגון גרניט פורפיר רודד מגיל 642 מ.ש. (Morag et al., 2011) וקוורץ-דיורית רודד מגיל 634 מ.ש. (Katz et al., 1996; Stein and Goldstein, 1998; וגרניט אילת מגיל 630 מ.ש. (Be'eri-Shlevin et al., 2009) בבלוק אילת ורודד מצינים את שלב הקרטוניזציה post-collision. בקוורץ-דיורית רודד ובגרניט אילת יש במקומות פוליאיציה. אייל וחובריו (2004) הציעו כי גרניט אילת מיצג למעשה שני פלוטונים השונים מהבחינה הגיאוכימית. הפלוטון הבונה את השוליים המזרחיים של הר שחמון הוא מטמורפי והוגדר ע"י המחברים כשחמון גרניט-גנייס (Eyal et al., 2004).

חדירה של גרניטים אלקליניים, גרניט עמרם, שחמון ויהושפט מגיל 608 מ.ש. (Morag et al., 2011; Be'eri-Shlevin et al., 2009) המלווים בדייקים ריוליטיים (609 מ.ש. (Morag and Avigad, 2010), וכן דייקים אנדזיטיים ומורכבים מציינת שלב של מתחה extention (Beyth et al., 1994). לעיתים הדייקים כמו אלו שב- "ארץ הדייקים" בהר שלמה, מהווים כ-85% מכלל הסלעים החשופים (Gutkin and Eyal, Y. 1998). גרניט שחמון חדר במחדרים קטנים ורבים בקוורץ-דיורית רודד (Bentor, 1961).

3.1.3 הארוע הוולקני-קונגלומרטי, הוא הפעילות המגמטית האחרונה באזור אילת וכוללת ריוליטים וסלעים פירוקלסטים משוכבים בבלוק הר עמרם; בדרום הר עמרם מופה Volcanic vent החדור בריוליטים; בזלות, אנדזיטים וקונגלומרטים בבלוק הרודד; אנדזיטים וטרכיטים בגבעות שחורת שבבלוק אילת (Peltz and Eyal, 1995) וולקנים חמוצים בקלדרת רמת יותם (Eyal and Peltz, 1994) ומחדרים רדודים של מונזוניט וקורץ -סיאניט בבלוק של עמרם (Mushkin et al., 2003, Wurtzburger, 1959). לשלב זה שייכים קונגלומרט רודד (ויסברוד 1961), תצורת מפלים (Paz, 1997) וקונגלומרט אילת וכן וולקנים בסיסיים המלווים אותו באזור הר שלמה (Gutkin and Eyal, Y. 1998) שגילם המשוער כ- 590 מ.ש. (Morag et al., 2011b) והמבטאים שלב ארוזיבי משמעותי שבו הוסרו כ- 12 ק"מ מתוך החתך הנאופרוטרוזואי (Garfunkel, 1999). קונגלומרט אילת הוא תוצר של cohesive debris flows ואילו הקונגלומרטים ברודד ובתצורת מפלים הם ממוצא פלוביאטילי (Kagan et al., 2010). סלעים אלה חדורים ע"י דייקים ריוליטים, אנדזיטים ומורכבים מגיל של 585 מ.ש. (Katzir et al., 2007). הפטרולוגיה והגיאוכימיה של הדייקים נחקרה בדייקים החדורים בגרניט אילת שבצפון הר שחמון (Kessel et al., 1998). הדייק הצעיר ביותר הנחתך ע"י הפנפליין הוא הדייק הדולריטי החשוף בגליון אילת בדרום הר עמרם וגילו 532 מ.ש. (Beyth and Heimann, 1999). גילי אשלגן -ארגון זהים התקבלו בדוגמאות מקידוחים, מאינטרוזיות דולריטיות מהחלק העליון של תצורת צניפים (Weissbrod, 2005; Weissbrod and Sneh, 2002). הפנפליין, משטח הגידוע, שהוא מגיל קמבריום מוקדם נוצר ע"י הסרת כ- 2 ק"מ חתך (Garfunkel, 1999) ומאופיין בבליה כימית. דוגמא לכך בהצטלבות נחל אמיר ונחל שחורת היכן שגג גרניט פורפיר רודד עבר בליה כימית לקאוליניט, שארית מחתך לטריטי עבה אשר הוסר בארוזיה פלוביאטילית שקדמה להשקעת הסדימנטים של חבורת ים סוף (Sandler et al., 2011; Angerer et al., 2011).

מהמחקר הגיאוכרונולוגי עולה כי חלו הפסקות משמעותיות בפעילות המגמטית. ההפסקה של כ- 40 מיליוני שנים בין הסלעים המטמורפיים והדייקים הצפחתיים לבין החדירות הקלק-אלקליניות; ו- 55 מ.ש בין הדייקים הריוליטים והאנדזיטים לדייק הדולריטי.

3.2. הסלעים הסדימנטריים (איור 5) – הסדרה הסדימנטרית באזור אילת בנויה מחמש חבורות: ים סוף, כורנוב, יהודה, הר הצופים ועבדת שגילן משתנה מהקמבריום ועד לאאוקן.

3.2.1 חבורת ים סוף כוללת את הסדימנטים מגיל פליאוזואיקון תחתון (קמבריום-דבון). בישראל חלקה הגדול גדוע והיא מיוצגת רק ע"י סדימנטים מגיל קמבריום החשופים רק בדרום הארץ. החתך הקמברי נחלק לארבעה תצורות: עמודי שלמה, תמנע, שחורת ונטפים. בהר עמרם שבלט מעל לפנפליין מונחות יחידות אלה על גבי הסלעים המגמטיים ביחסי onlap. יחידות אלה מתוארות ע"י Weissbrod (1969, 1980 ו-2005), Karcz וחובריו (1971) ו Segev (1986). מעל לתצורת נטפים שבג החתך הקמברי מונחת תצורת אמיר מגיל קרטיקון תחתון במגע של אי-התאמה, paraconformity, המבטאת פער סטריגרפי של כ- 380 מיליון

שנה כתוצאה מארוזיה של כ- 2,500 מטר של סלעים מגיל פלאוזואיקון תחתון בעיקר וכן פליאוזואיקון עליון וממזוזואיקון תחתון כתוצאה משלושה ארועי הרמה רגיונליים (Weissbrod, 2005; Kohn et al., 1992; Gvirtzman and Weissbrod, 1984). אי-התאמה זו נראת היטב בשוליה של סינקלינת הר אמיר בגבעת יוכבד ובנחל אמיר וכן בנחל רוזד, נחל רחבעם ונחל שני. אבני החול של חברת ים סוף הובלו אלפי קילומטרים מזרם לצפון יבשת גונדבנה (Morag et al., 2011c) ומקורן מחוץ למסיב הערבי-נובי (Weissbrod and Bogoch, 2007). **תצורת עמודי שלמה** מגיל קמבריום מוקדם מורכבת מסוב-ארקוזות וקונגלומרטים הממלאים תבליט מתון אשר נוצר במשטר זרימה פלוביאטילי שכיוונו היה לצפון ולצפון-מערב (Karcz and Key, 1966). בבסיס התצורה שכבה של חרסית סילטית חומה כהה הנחשפת במזרח נחל שחורת ומדרומו ובנחל גשרון. התצורה נחשפת בשוליים הדרומיים של הר עמרם, בדרום-מזרח סינקלינת הר אמיר, מדרום לנחל שחורת, בקניון האדום בנחל שני ולאורך נחל גשרון. **תצורת תמנע** חשופה באגן תמנע שבצפון ובאגן אילת שבדרום המופרדים ביניהם ע"י רכס עמודי עמרם והרי נשף שכיוונו מזרח-מערב (Segev, 1984). התצורה ממוצא ימי ולגונרי ומבחינים בה שני פרטים: חכליל וססגון. פרט חכליל, התחתון, בנוי מחילופין של סובארקוזות וחרסיות. בבסיס מונחת במקומות ברקציה של חלוקי ריוליט. פרט ססגון, העליון, בנוי משלושה ליתופאציאסים: דולומיטי, חולי וחרסיתי (Segev, 1986). בסלעי התצורה ניכרים במקומות תופעות המסה וחלק מהליטופציאס החולי הוא ממוצא ריזודאלי. בסלעי התצורה (במיוחד בבקעת תמנע) מינרליזציה עשירה של מנגן ונחושת. הדולומיטים באגן אילת הם מיקרוביאליים (thrombolites) והחולות סוב-ארקוזיים עם הופעות בודדות של סטרומטוליטים חוליים עמודיים (sandy columnar stromatolites) (Soudry and Weissbrod, 1995). במחשופי התצורה בעמודי עמרם ובתמנע נמצאו בדולומיטים ובחרסיות טרילוביטים וברכיופודים ועל פיהם נקבע הגיל כסוף קמבריום מוקדם ותחילת קמבריום תיכון (Parnes, 1971) המציין ארוע טרנסגרסיבי. התצורה נחשפת במעבר נטפים, בסביבות הר עמרם והר אמיר, בנחל שני ובאסוציאציה עם תצורת עמודי שלמה. חתך מלא של התצורה עם שכבות גיר ודולומיט המכילות עדשות מנגן ו- mud cracks נחשף מעל לתצורת עמודי שלמה במפגש של נחל אמיר עם נחל שחורת. **תצורת שחורת** בנויה בעיקרה מאבן חול סובארקוזית וחרסיות שהושקעו באזורים חופיים. התצורה זו חולקה לשלושה פרטים אשר מופו בסינקלינת הר אמיר: הפרט הרב-גווני התחתון בנוי מסוב-ארקוזות חומות וירוקות בעובי שבין 30 ל- 40 מטר, מעליו הפרט הלבן הבנוי מסוב-ארקוזות לבנות עם סימני נבירה (Skolithus) בעובי של כ- 50 מטר, והפרט המגוון הבנוי מסוב-ארקוזות דקות-גרגר עד סילטים שצבעיהן אדום-חום ולבן בעובי של עד 60 מטר (Weissbrod, 1980, 2005). תצורה שחורת חשופה גם במערב ובצפון הר עמרם ובהר שחורת. **תצורת נטפים** מורכבת מקוורץ-ארגיט דק-גרגר בעובי של כ- 20 מטר ממוצא גאות ושפל, המונחת באי-התאמה (פרקונפורמיטי) על תצורת שחורת. מצפון להר עמרם ובבקעת תימנע חסרים הפרטים העליונים של תצורת שחורת ותצורת נטפים מחמת גידוע מגיל קרטיקון תחתון. (Weissbrod, 1980; Segev et al., 1992). הצבע החום-כהה עם גוון אדום מציין כללית את חברת ים סוף למעט הפרט הלבן של תצורת שחורת, ומתבטא היטב גם בתצלומי אוויר ובתצלומי לויין.

3.2.2. חבורת כורנוב (כונתה בעבר תצורת חתירה) בנויה בעיקרה מאבני חול קוורץ-ארניטיות מגיל קרטיקון תחתון. ויסברוד הבחין בה שלוש תצורות: תצורת אמיר המונחת באי-התאמה על תצורת נטפים, תצורת עברונה ותצורת סמר (Weissbrod, 1980, 2002). **תצורת אמיר** בנויה מאבן חול לבנה ופריכה עם גרגרים בגודל דק עד בינוני וצמנט של קאוליניט. אופיני לה קרום בליה בצבע צהוב-חום. במקומות שונים בתצורה נמצאו סימני נבירה ומאובני עקבות (Weissbrod and Barthel, 1998) ובגג התצורה בהר אמיר מצויים גם תעלות המייצגים משטר של גאות ושפל (Weissbrod and Sneh, 1997). גיל התצורה הוערך בין באראמיאן לאפטיאן מוקדם ועוביה כ- 50 מטר. **תצורת עברונה** בנויה מאבני חול קוורץ-ארניטיות בגודל גרגר דק עד גס ובמקומות עדשות של חלוקי קוורץ שגודלם 5-10 סנטימטרים. תצורת עברונה מאופינת במורפולוגיה של צוקים מעוגלים בצבע לבן עד אפור עם סדרות גסות של שכוב-צולב ובליה היוצרת כוכים אופייניים ועוביה מגיע עד 70 מטר. בתצורת עברונה פזורים מאובני עצים וצמחים, לרוב שרכים, עיקרם פרגמנטריים ובחלקם שלמים החל מגזעים ועד דפוסי עלים וברובם מבורזלים. הריכוז הרב ביותר מצוי בחלקה התחתון של התצורה. בחלק מהמאובנים הצמחיים התרכזה מינרליזציה של נחושת, סולפידיים ותחמוצות. בגג תצורת אמיר ובבסיס תצורת עברונה מפוזרות עדשות של מינרלים סולפידיים של נחושת העטופים במינרליזציה משנית בצבע הירוק האופייני למינרלי הנחושת. מינרליזציה זו מופיעה במקומות לאורך סדקים. באזור עמודי עמרם מצויות מנהרות כריה עתיקות בבלוק הירוד של תצורת אמיר. גיל התצורה הוא בין אפטיאן תחתון לאלביאן תיכון. הגיל הוערך בעיקרו על סמך מאובני הצמחים ושקולים סטרטיגרפיים כאשר החסם העליון נקבע באמצעות גיל $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ של תופעת דיאטרם החוצה את התצורה בבקעת תמנע (Weissbrod and Segev, 2003, Segev et al., 1995). **תצורת סמר** שגילה אמצע אלביאן עד אלביאן מאוחר בנויה מאבן חול קוורץ-ארניטית מגוונת, דקה עד בינונית-גרגר עם שכבות ביניים של חרסית ולטריט. עוביה נע בין 80 ל-130 מטר. מוצא הסלעים לרוב פלוביאטילי ובמקומות אגמי וגם בה מצויים מאובני עצים. חבורת כורנוב מאופינת מהבחינה הגיאומורפולוגית כחידה הרכה במדרון המכוסה בטלוס מתחת לצוק הקרבונטי של חבורת יהודה. חבורת כורנוב חשופה בשולי הר עמרם, לאורך נחל שני, בדרום הר שחורת, לאורך חלקו המערבי של נחל נטפים ובדרום-מערב ממזרח לשבר גשרון.

3.2.3. חבורת יהודה מגיל קנומן-טורון מורכבת מארבעה תצורות ימיות במקורן: חצרה, אורה, גרופית וציחור, ותוארה ע"י ברטוב וחובריו (1972). **תצורת חצרה** שקעה החל מהקנומן המוקדם במדף היבשת בקצה הצפוני של המסיב הערבי-נובי, בים רדוד שעומקו הגיע עד ל-100 מטר. הרצף של השכבות והפרטים ללא שינויים פאציאליים משמעותיים על פני מרחקים ניכרים מעידה כי לא היו תנועות טקטוניות משמעותיות באותה תקופה. תצורת חצרה שעוביה כ-120 מטר מתחלקת לארבעה פרטים שהם ברי מיפוי בסינקלינת הר אמיר. הפרט התחתון, חביון, הוא דולומיטי ויוצר מצוק של כ-30 מטר בצבע חום בהיר כאשר בבסיסו דרגש דולומיט חולי-גלאוקוניטי בצבע צהוב אופיני שעוביו עד 10 מטר המונח באי-התאמה על גג תצורת סמר. החתך הימי של פרט חביון מתעבה צפונה לכיוון מכתש רמון וגג תצורת סמר צעיר יותר ככל שמדרימים. פרט עין ירקעם בנוי מחואר ירוק ואבן גיר חרסיתית בעובי של כ-30 מטר עשירה במאובני צדפות, קיפודים ושבלולים. מעל נמצא פרט צפית הבנוי מגיר אפור עם עדשות צור ועשיר בנרינאות היוצר מצוק בעובי של כ-

30 מטר. המבנה של מצוק כפול הבנוי מפרט חביון ומפרט צפית כשביניהם החואר הרך של פרט עין ירקעם מאפיין את תצורת חצרה ומהווה סמן בולט במיפוי. פרט יוטבתה העליון בנוי בחלקו התחתון מאבן גיר לבנה עד אפורה, משוכבת היטב ועשירה מאוד במאובנים בעיקר באוסטראידים. החלק העליון בנוי מאבן גיר בעלת שיכוב דק, משוכבת היטב Paper limestone ומעליו אבן גיר לבנה, רכה עם האמוניט *Neolobites vibrayeanus* המציין את הקנומן המאוחר. בגג פרט יוטבתה נמצאת שכבה דקה של דולומיט אדום-חום, לימוניטי, הנחשפת לעיתים במדרונות המקבילים לשיכוב ומהווה סמן בולט לגג תצורת חצרה. עם תום השקעת תצורת חצרה, בסוף הקנומן ובטורון המוקדם התפתחו בנגב אגנים מאורכים ורדודים שכיוונם צפון-מזרח דרום-מערב (Freund, 1962). האגן הגדול מבין האגנים הללו התפתח באזור אילת עם עומק מים שבין 50 ל-100 מטר ובו שקעה **תצורת אורה**. החלק העליון של התצורה בנוי משכבות גבס ופצלים ובהם שרידי פלורה המעידים על שקיעה בתנאים רדודים והיפרסליניים. תצורת אורה (בעבר-פצלי אורה) בעובי של עד 108 מטר מתחלקת לשלושה פרטים: הפרט התחתון בנוי בעיקר מחרסיות ירוקות עד אפורות כהות עשירות בעורקי גבס עם שכבות דקות של גיר נודולרי צהוב ובהן אמוניטים מגיל טורון מוקדם. הפרט האמצעי קורלטיבי לדרגש פרומן שבאזור מכתש רמון ובנוי בעיקר מאבן גיר דולומיטית עשירת מאובנים, מיני האמוניט *Choffaticeras Vasoceras* והחילוון *Tylostoma cossoni* הנפוץ בטורון מוקדם ואמצעי. הפרט העליון כולל שכבת חרסיות אדומות ומעליה שכבת גבס מסיבי בעובי של כ-5 מטר, חרסיות ירוקות, ושכבות דקות של גיר ודולומיט. המורפולוגיה הרכה, הצבע האופייני של החרסיות ונוכחות הגבס מקלים על איתורה ומפוייה של תצורת אורה. מחשופים שלמים של תצורת אורה נחשפים בנחל שללגון, לאורך מזרח נחל שני, במרכז הסינקלינה של הר אמיר וסינקלינת שחורת מזרח, במעלה אילת ומדרום לנחל רחבעם. במקומות לאורך שברים, כמו בנחל שני, במעלה נחל שלמה וליד האוכף שבין נחל גשרון לנחל יהושפט הפצלים מקומטים ויוצרים מבנים דיאפיריים כתוצאה מפעילות טקטונית צעירה הקשורה לשברי השוליים של הבקע או להעתק התמד. מערבית להר עמרם ולהר אמיר גושים גדולים מתצורת גרופית גלושים על פצלי אורה כשהחרסיות משמשות כחומר סיכה. תצורת אורה עבה יותר בנגב הדרומי מאשר בנגב המרכזי והצפוני והפרט התחתון של התצורה מכיל פאונה עתיקה יותר מאשר בנגב המרכזי משמע כי התצורה באזור אילת עתיקה יותר (Freund, 1961). **תצורת גרופית** מגיל טורון מאוחר ובעובי של כ-130 מטר בנויה בעיקר מגיר ושקעה בים רדוד במדף היבשת. החלק התחתון הכולל שכבות גיר אפור דק-גביש בחילופין עם חרסיות ירוקות המקומטות במקומות למבנים דיסהרמוניים או לבלוקים שעברו רוטציה בגלל גזירה אופקית כמו בהר יהואחז. נראה כי מבנים אלה נוצרו בעקבות התנועות הטקטוניות הקשורות לבקע. החלק העיקרי, המרכזי של תצורה זו בנוי מאבן גיר קירטונית לבנה עשירה באוסטרקודים ופורמינפרים. החלק העליון מורכב מאבני גיר ודולומיט משוכבים היטב עם סימני נבירה (Burrows) הבולטים כמצוק בצבע חום בהיר מעל למדרונות הרכים של תצורת אורה והגיר הקירטוני הלבן של תצורת גרופית. צור בשכבות דקות או כשכבות של עדשות צור דקות מופיע בחלקו העליון של החתך. רודיסטים מסוג *Hippurites* שעבר צרור ואופיני לטורון המאוחר, נחשף בגג התצורה כמו במעלה נחל שחורת. תצורת גרופית יוצרת משטחים ומדרונות בצפון גרנן שלמה ונחשפת בגג המבנים לאורך חלקו הדרומי של שבר שלמה, בהר שחורת, לאורך שבר גשרון, בהר אמיר

ובגרבתן יותר. גלישות של סלעי תצורת גרופית על החרסיות של תצורת אורה מקשות על המיפוי המדויק של המגע בין שתי התצורות. **תצורת ציחור** מגיל קוניאק, בנויה בעיקר מגירים ודולומיטים קלסטיים עשירי מאובנים. התצורה מופתה בעבר כיחידה התחתונה של תצורת סיירים ובאזור באר אורה מופתה ע"י ברטוב (1967) כתצורת עתק. תצורת ציחור המאופיינת בצבע חום בהיר עם גוון אדמדם משוכבת מעל לגג תצורת גרופית שצבעה חום בהיר עם גוון אפור. בבסיס תצורת ציחור דרגש מסיבי של דולומיט קלסטי בצבע חום בעובי של כ- 1 מטר. בגג היחידה מתחת לקירטון של תצורת מנוחה נמצאו מאובנים מנחים: אונקוליטים (Lewy, 1972) והאמוניט *Heterotissotia neoceratites*. תצורת ציחור חשופה בסינקלינות טבה, רחבעם, שלמה, אמיר ורחם ובפרשת המים שבין נחל רחם לנחל שחורת.

3.2.4. חבורת הר הצופים - מורכבת מארבעה תצורות: מנוחה, מישש, ע'רב וטקיה. התצורות מנוחה ומישש אוחדו ע"י ברטוב וחובריו (1972) ליחידת סלע אחת, תצורת סיירים. **תצורת מנוחה** כוללת שתי שכבות קירטון, האחת בבסיסה ועוביה כ- 20 מטר והשניה בגגה ועוביה כ- 25 מטר. בין שתי שכבות אלה חשופות שכבות של חול בעובי משתנה, דולומיט כ- 10 מטר וחואר כ- 20 מטר ובנוסף שכבות צור עם פוספוריט. עובי שכבת החול משתנה מדרום לצפון, וכך בסינקלינת טבה העובי 45 מ', בסינקלינת שלמה 25 מ' ובנחל רחם כ- 10 מ'. (Batrov et al., 1972; Eyal, 1967). שכבת חול זו תואר בעבר כפרט חולי המשתנה לטרלית, צפונה, לפרט חרסיתי-חוארי. *Pycnodonte vesicularis*, מאובן אופיני לפאציאס החוארי. שכבת החול בתצורת מנוחה נחשפת גם בציר של סינקלינת הר אמיר בסמוך להמשכו של שבר אילת ובגרבתן המלווה את העתק התמד. תצורת מנוחה המאופיינת בישראל ע"י קרטונים פלגיים משנה את אופייה דרומה לימי רדוד כאשר היא מתעשרת בסדימנטים קלסטיים ממקור יבשתי. העובי הכולל של התצורה משתנה בין 80 ל- 100 מטר. הגבול שבין תצורת מנוחה מגיל סנטון לתצורת מישש מגיל קמפן נקבע למגע שבין שכבת הקירטון השנייה לצור העיקרי בתצורת סיירים כפי שתוארה ע"י ברטוב וחובריו (1972). **תצורת מישש** בנויה משלוש יחידות: התחתונה- פרט הצור העיקרי בעובי של כ- 25 מטר, האמצעית- בנויה קרבונט רך עם פוספוריט בעובי של כ- 20 מטר והעליונה בעובי של כ- 30 מטר בנויה מפורצלניט עם צור ובגג שכבת פוספוריט. בחלק העליון של תצורת מישש בולבוס גיר וצור בקוטר של יותר מ- 1 מטר. יחידות אלה נחשפות בסינקלינות של טבה, רחבעם, שלמה, שחורת מערב, הר אמיר ובנחל רחם. וכמו כן בבלוקים המורדים לאורך השברים בכיוון צפון-דרום לאורך נחל רחם ונחל שחורת. בולבוס צור יפים במיוחד נחשפים בשכבות הצור של תצורת מישש בצלע הצפונית של סינקלינת רחבעם ובצלע המערבית של סינקלינת שחורת המערבית. שתי התצורות מנוחה ומישש הקירטוניות-צורניות עם הפורצלניט והפוספוריט שקעו בתנאים שונים לחלוטין מאלה של חבורת יהודה. חבורת הר הצופים שקעה במדף יבשת בלתי יציב ועשיר מאוד בחומרי זינה וחומר אורגני ואילו חבורת יהודה שקעה בים רדוד דל בחומרי זינה ויציב טקטוני. **תצורת ע'רב** מגיל מאסטרית בנויה מקירטון חוארי בצבע צהבהב-אדמדם משוכב היטב עם עורקי גבס ועוביה עד 70 מטר. תצורת ע'רב הבנויה חשופה בסינקלינות רחבעם, טבה, שלמה ושחורת מערב. מחשוף קטן של תצורה זו מופה בקצה גרבתן יותרם בנחל נטפים. **תצורת טקיה** מורכבת מחרסיות וחוארים בצבע ירוק עם תרכיזי לימוניט אשר במרכזם לעיתים גלעיני של פיריט. תצורה זו חשופה בסינקלינות טבה, רחבעם ושלמה. עובין של יחידות אלה בגיליון אילת משתנה

בין כמה עשרות מטרים למטרים בודדים. הגבול שבין תצורות ע'רב לטקיה, בסיס הטרציאר, מציין את הארוע של הכחדת הדינוזאורים.

קורלציות, מפות עובי ומפות פאציאליות לתצורות בחבורות יהודה והר הצופים בצפון הנגב ובסיני מוצגות בעבודה של ברטוב ושטייניץ (1977).

3.2.5 חבורת עבדת מגיל אאוקן מורכבת מארבע תצורות: מור, ניצנה, חורשה ומטרד. הסלעים האאוקניים אשר מופו בסינקלינות של נחל שלמה, רחבעם וטבה בנויים מקירטון לבן משוכב היטב ובהן שכבות, עדשות צור ובולבוסי גיר בקוטר של עד 1 מטר. סלעים אלה מקבילים כנראה לתצורת מור מגיל אאוקן מוקדם עד אמצעי ועוביים כ- 100 מטר. גג החתך האאוקני בסינקלינת נחל שלמה גדוע ע"י קונגלומרט רחם. חתך שלם נמדד בנחל טבה ע"י אייל (1967).

3.3. הסלעים הקלסטיים הצעירים (כוננו גם היחידה הקלסטית העליונה) מגיל מיוקן-פליוקן-פליסטוקן אשר יצירתם הוכתבה ע"י הטקטוניקה של הביקוע. בשולי הבקע בצפון-מערב הגליון, במישורי שחם וסביב נחל שני מופתה תצורת ערבה (Avni et al., 2001) ומעליה תצורת צחיחה (Ginat, 1997, 2001) והן מונחות על משטח הגידוע האוליגוקני. **תצורת ערבה** היא תצורה פלוביו-לקוסטרית הבנויה מקונגלומרטים, גילה פליוקן-פלייסטוקן תחתון, בין 4 ל-2 מ.ש. היא מציינת שלב של יציבות טקטונית יחסית בשולי הבקע בעקבות הפעילות הטקטונית האינטנסיבית הקשורה ביצירת הבקע אשר הכתיבה את התבנית של מערכות הניקוז במיוקן-פליוקן (Avni et al., 2001). בגליון אילת מופה פרט שגיא הקונגלומרטי, כשהחלוקים הם ממקור מקומי בעיקר קרבונטיים ופחות צור וריוליטים, מעוגלים, בגודל עד 3 מטר. כיוון האימבריקציה של החלוקים מצביע על כיוון זרימה שולט למערב. עובי היחידה עד 30 מטר והיא מונחת באי-התאמה על הריוליטים של הרי נשף, סלעי חבורת הר הצופים ותצורות חצרה, אורה וגרופית. **תצורת צחיחה** מגיל פלייסטוקן (Ginat et al., 2001) מונחת בהתאמה מעל לתצורת הערבה ובנויה מאבן חול דקת-גרגר עד סילטית-חרסיתית אדומה. התצורה מאופינת בתרכיזים קרבונטיים שנוצרו בתהליכים פדוגניים אשר יצרו פלאוסולים קלציטיים בניגוד לקרקעות הצעירות יותר המאופינות בתרכיזי גבס. קרקעות תצורת צחיחה התפתחו כסלעי משקע אלוביאליים באגנים סגורים שהתפתחו לאורך מערכות השבירה העיקריות של הבקע בפלייסטוקן, בשלב בו חל היפוך של כיווני הזרימה בנחלים ממערב למזרח. בנוסף להיות התצורה "סמן" מורפוסטרטיגרפי-טקטוני, הקרקעות הקלציטיות מהוות סמן לאקלים יותר לח, סמי-ארידי, בניגוד לאקלים הארידי הקיצון בהווה. עוביה של היחידה עד 10 מטר. בבקע, ממערב לעיר אילת בנחל שלמה מופה קונגלומרט רחם מגיל מיוקן (Garfunkel et al., 1974), וצפונה ודרומה לעיר אילת מופו התצורות אילות וגרוף מגיל פליוקן-פלייסטוקן (Ginat et al., 1994). **קונגלומרט רחם** הוא קונגלומרט גס ממוין גרוע, החלוקים מעוגלים עד זוייתיים המכילים נומוליטים אשר מקורם בעיקר מסלעי חבורת עבדת האאוקנית ללא חלוקים של סלעים מגמטיים ומטמורפיים. אבני וחובריו (2011) גורסים כי קונגלומרט רחם הנו מגיל אאוקן. במחשוף בנחל שלמה הקונגלומרט מונח על שכבות שהן כ-50 מ' מתחת לגג החתך האאוקני, החשוף בנחל טבה. יחד עם זאת מופיעים בו חלוקים עם נומוליטים גדולים מאוד שמופיעים אך ורק בגג החתך האאוקני,

ובנוסף לחלוקי גיר שנגזרו מחלקים נמוכים יותר של החתך האאוקני. הקונגלומרט אם כן מונח על רליף אירוויבי. לכן לא סביר לפרש אותו כגלישה אינטרא-פורמציונלית. **תצורת אילות** מגיל פליוקן מורכבת משתי תת-יחידות. בסיסה בנוי מחרסיות חוליות משוכבות היטב בצבע חום-אדמדם וירקרק עם תצבירי קרבונטים וחלקה העליון מאבן חול בינונית-גרגר עשירה בשורשי צמחים מאובנים ועם שכבות חלוקים שמקורם העיקרי מגמטי. עובי התצורה עד 20 מטר. **תצורת גרוף** מגיל פלייסטוקן מונחת בהתאמה, מעל לתבליט בתצורת אילות, למעט ביער רולנד. כאן קיימת אי-התאמה זוויתית בין תצורת אילות הנטויה 27° מערבה לבין תצורת גרוף האופקית. תצורת גרוף מורכבת בחלקה התחתון מחלוקים בקוטר של עד 50 ס"מ עם מטריקס חולי ובחלקה העליון מקונגלומרט עם חלוקים המגיעים לקוטר של עד 3 מטר ומטריקס חולי. בגג התצורה התפתח ריצוף מדברי וצבעו לבן. עוביה היחידה עד 20 מטר. **טרסות נחל עתיקות (Q₁)** הן אלה אשר לא בהכרח מתייחסות למערכות הניקוז העכשוויות וגילן פליוקן עד פלייסטוקן תחתון. טרסות אלה מופו ממזרח לנחל גישרון ובסביבות נחל שלמה ומאופיינות בחלוקים של דיוריט שמקורם ממערב לגישרון והמיצגים מערכות ניקוז קדם-נחל גישרון (אייל, י. 1967). הטרסות הצעירות (Q₂) מלוות את מערכות הניקוז העכשוויות וגילן פלייסטוקן אמצעי עד רצנטי. תיארוך המפלסים ב-Q₂ בוצע בשפך נחל שחורת מזרחה לגבעות שחורת ע"י פורת וחובריה (2010). תוארכו שישה מפלסים בשיטת ה-OSL כשהגיל העתיק הוא פלייסטוקן אמצעי, >231,000 שנה, והצעיר 14,000 שנה. המיפוי והגדרה מדויקת של טרסות הנחל בגליון אילת דורש עבודת מחקר נוספת.

4. המבנה

את המבנים בגליון אילת ניתן לחלק לשלושה טיפוסים: העתיקים, השייכים לתשתית המטמורפית-מגמטית, הצעירים השייכים לבקע ים המלח ושוליו ואלה הקשורים לשברי הרוחב, להעתק התמד.

4.1 המבנים העתיקים, הניאופרוטרוזואיים, נחשפים בסלעים המטמורפיים, בטקסטורות המטמורפיות, בכיווני הדייקים הצפחתיים העתיקים וכן הדייקים הניאופרוטרוזואיים הצעירים, בקלדרה של רמת יותם ובפסי הזרימה בוולקנים הריוליטיים. כולם שייכים להתפתחות האורוגן המזרח אפריקאי והתפתחות השילד הערבי-נובי אשר הסתיים בשלב מתיחה Extention וחשיפה Exhumation, ובגידוע ויצירת ה-Peneplain במקבריום המוקדם.

מבנה הסלעים המטמורפיים בבלוק אילת מאופיין ע"י פוליאציה הנטויה דרומה ומלווה בקמטים איזוקלינליים עם צירים בכוון מערב-מזרח (Shimron, 1972). בנחל יעל מופה מגע טקטוני עתיק (Thrust?) בין צפחות אילת לגרניט גנייס אילת (Avigad, 1984). אופים של הקמטים בצפחות בלוק אילת משתנה מקמטים איזוקלינליים לקמטי קינק ואורכי הגל משתנים עד לרמה של מטרים ספורים, למשל בנחל שלמה. הוצע כי צפחות אלה שייכות לאגף הצפוני של סינקלינת מ'ורח שצירה, שכיוונו מזרח-מערב, הממוקם בוואדי מ'ורח כ-20 ק"מ מזרחה לאילת ועוביים הכולל הוערך בכ-10 ק"מ (Eyal, 1980). נטיית הסלעים המטמורפיים של

בלוק רווד היא אנכית וכיוון ה-strike הוא צפון-דרום (Katz et al., 1998) עם קימוט איזוקלינלי בגודל של עשרות סנטימטרים.

כיוון הדייקים הצפחתיים בצפחות ובגנייס הגרניטי שבבלוק אילת הוא מזרח-מערב (Shimron, 1972), ומהווה עדות להתארכות בניצב לדייקים בזמן התמקמותם ולאחר מכן גזירה לאורכם. הכיוון השליט של הדייקים הצעירים הריוליטיים, האנדזיטיים והמורכבים בבלוקים אילת ורווד הוא צפון-דרום. הכיוון השליט של דייקים אלה בבלוק עמרם הוא מערב-מזרח. כיווני הדייקים מהווים עדות למתיחה והתארכות שהתרחשו בניצב להם בסוף הניאופרוטרוזויקום. חלק ממחשופי הקומפלקס הוולקנו-קונגלומרטי בבלוק רווד השתמרו בגרביים אשר כיוונם מערב-מזרח (Garfunkel, 1999).

ניתן להעזר בדייקים ובעיקר הריוליטיים העבים והבולטים (דייקים פוזיטיביים) ובצבעם האדום על הרקע האפור של השיסטים והגניסים, על מנת למפות העתקי הסטה אופקית ולהעריך את כמות ההסטה כגון מיפוי ההעתקים השמאליים בהר צפחות.

4.2. המבנים הצעירים (איורים 2, 6, 7 ו-8): המבנים הצעירים הבולטים בגליון אילת הם אלה אשר התפתחו כתוצאה מהתהליכים הטקטוניים הצעירים הקשורים לפעילות לאורך ה-Dead Sea Transform והווצרות בקע ים המלח. המבנים הצעירים הראשיים הם מפרץ אילת, הערבה הדרומית ובתוכה הסבחה והמלחות וכן הגרביים שבשולי הבקע. הגרביים ושברי המדרגות שבשולי הבקע נוצרו כתוצאה מפעילותם של העתקים בכיוון צפון-צפון-מזרח להם רכיב תנועה אופקית שמאלית בנוסף לרכיב האנכי. ההעתקים העיקריים בדרום ובמרכז הגליון, ממערב למזרח, הם שברי גשרון, שלמה, צפחות, יותם, רווד, מחצבות ואילת (Eyal, 1967). במעלה נחל נטפים שבר שלמה וחלקו הדרומי של שבר הרודד מקבילים ויוצרים בלוק בכיוון צפ-דר ברוחב של 130 מטר. בבלוק זה מופו שברים אופקיים בתצורת עמודי שלמה בין אבני החול לקונגלומרטים ובין תצורת שחורת ותצורת עמודי שלמה. השברים יותם, צפחות ומחצבות מתכנסים צפונה ומתחברים, בתת-הקרקע מצפון לגרבו יותם, לשבר הערבה, שכיוונו צפון-צפון-מזרח והוא מתחבר בצפון לשבר תמנע (Frieslander, 2000). שבר צפחות מעתיק בנחל שלמה את הטרסה העתיקה Q_1 (אייל, מ. ואייל, י. הערה בע"פ). כמות התנועה האופקית, השמאלית של בלוק אילת ובלוק רווד ביחס לבלוק סיני שממערב לשבר הגשרון היא 8 ו-2.5 ק"מ בהתאמה (Garfunkel, 1980). בנחל שחורת לאורך שבר רווד ובחלקו הצפוני של שבר שלמה התפתחו מבני קער וקמר כמו סינקלינת שחורת מזרח וסינקלינת שחורת מערב אשר ציריהן צונחים לצפון-מזרח באלכסון לשברים. ממערב לשבר שלמה התפתח גרבו שלמה ובחלקו הדרומי נוצרו סינקלינות גדולות: טבה, רחבעם ושלמה, וכן סדרה של קמטים קטנים וצפופים לאורך נחל יהושפט. כיוון צירי הקמטים הוא לצפון-מזרח באלכסון לשבר שלמה. לאורך שבר גשרון במקומות בהם הוא משנה את כיוונו התפתחו חצאי כיפות כגון זו שמצפון לראש נחל יהושפט. סביר כי המבנים התפתחו בו-זמנית עם פעילות השברים ומבטאים שדה מאמצי לחיצה זהה בכיוון דרום-מזרח צפון-מערב. שתי סינקלינות שחורת הן רחבות ונטיית האגפים מתונה, ואילו הקמטים בדרום גרבו שלמה הם א-סימטריים, עם נטיות תלולות המגיעות ל- 90° כאשר תמיד האגף הצפוני הוא תלול יותר. ההבדל באופי הקמטים נובע מכך שסינקלינות שחורת התפתחו באזור התארכות ואילו הסינקלינות שמדרום באזור נחל יהושפט עברו התקצרות של עד

30%. לאורך משורי השברים מוצאים Slickensides, סימני חריצה, לעיתים תת-אופקיים כמו בשברים צפחות, שלמה ורודד ועם רומבים תוצרי התנועה השמאלית כמו במעלה נחל שלמה. לעיתים סימני החריצה הם תת-אנכיים כמו בשברי יהושפט וגשרון. במספר משורי שבירה כמו בשבר יותם ובשבר מעל לעין נטפים קיימים סימני חריצה אנכיים ואופקיים וניתן ללמוד מהם את סדר הארועים כלומר מה היה המרכיב הקדום יחסית. הקער של הר אמיר, בין בלוק רודד לבלוק עמרם, הוא יוצא דופן מבחינת גודלו וכיוון הציר וה-Plunge שלו שהם למזרח עם נטיה קלה צפונה. בקצהו הצפון-מזרחי הוא מהווה סינקלינה משוכבת, Recumbent, כאשר הנטיות של השכבות משני צידי הציר הן צפונה כ- 80° . קער נחל רחם (Bartov, 1967) הוא באותו סדר גודל של קער הר אמיר ומקביל לו מצפון להר עמרם כאשר במרכזו נחשפת תצורת מישש. בצפון מערב הגליון מערך שברים נורמליים בכיוון צפ'-מער' החוצים את הנחלים רחם, עוזיהו ושני עם זריקות של עשרות מטרים. בנחל עוזיהו הם יוצרים מבנה מורם עם תצורת אורה ולאורך נחל שני הם חושפים את תצורת סמר.

סדרת ההעתקים הצעירים מופו לראשונה ע"י Quennel (1958) ותמונה כללית על מערך השברים הפעילים לאורך בקע ים המלח ואשר מופו במניפות הסחף בערבה, במלחת עברונה ובסבחת אילת הוצגה ע"י גרפונקל וחובריו (1981). העתקים אלה מעתיקים את תצורות אילות וגרוף (Ginat et al., 1994) ובחלקם פעלו גם ב-10,000 השנים האחרונות. את פעילות חלקם ניתן לקשור לארועים היסטוריים (Amit et al., 1999). מעבודתם של עמית וחבריה (1999) במלחת עברונה הסיקו כי היו לפחות שש רעידות אדמה במגניטודה 6 במשך 14,000 השנים האחרונות במלחה. ב-1,000 השנים האחרונות חל היפוך במבנה המלחה כתוצאה מהתרוממות פני השטח בכ-1 מטר בגלל רעידת אדמה במגניטודה של 6.1. כתוצאה מכך מערכת הניקוז הסגורה נפתחה ומתנקזת דרך נחל עברונה לסבחת אילת. ההעתקים המועמדים כמקור לרעידת אדמה, דוגמת הרעידה בנואיבה ב-22.11.1995, הם העתק אילת התוחם את סבחת אילת ממערב, והעתק עברונה התוחם את מלחת עברונה ממערב (תה"ל, 2002). בעבודות גיאוטכניות מפורטות שבוצעו ע"י תה"ל (ישראלי וחרש, 1990; ותה"ל, 2002), והמכון הגיאולוגי (זילברמן וחובריו, 2001) בפתח נחל רודד ובדרום העיר אילת, בין הנחלים שחמון וגרוף הוגדרו שתי מערכות של העתקים פעילים. האחת בכיוון כללי צפון עד צפון-מזרח אשר פעלה בהולוקן ($>11,000$ שנה) ובפלייסטוקן העליון והשנייה, עתיקה יותר, בכיוון כללי צפון-מערב אשר פעלה מהפליוקן-פלייסטוקן תיכון ועד הפלייסטוקן העליון. בתוך העיר אילת מופה, במפורט, שבר שחמון עם מישור שבר של $80^{\circ}/300^{\circ}$ וזריקה אנכית בו ירד הבלוק המערבי בין 7 ל-10 מטר. שבר זה מופה גם באלוביום והוגדר כשבר פעיל ע"י ישראלי וחרש (1990). מדרום-מערב לגבעות שחורת בטרסת הנחל ובתצורת גרוף מופה שבר ("רודד") שכיוונו צפון-מערב אשר החל לפעול במהלך הרבדת תצורת גרוף ונמצאו עדויות לפעילות טקטונית עד לפלייסטוקן המאוחר(?). שני שברים צעירים המעתיקים את תצורת גרוף וטרסות הנחל מופו מערבית לגבעות שחורת. כל אזור מניפות הסחף בין גבעות שחורת בצפון לבין העיר אילת בדרום הוא אזור ה"מרוסק" ע"י עשרות שברים וליניאמנטים ברובם קצרים (זילברמן וחובריו, 2001). בעבודתם על שבר עברונה של בסון וחובריו (2002) בעזרת רדאר חודר קרקע ורפלקציה סייסמית רדודה הם הציעו מנגנון לאצבוע שבר האם כלפי מעלה אל פני השטח.

כיוונו של בלוק עמרם הוא מזרח-מערב בניגוד לבלוקים רודד ואילת שכיוונם צפון-מזרח. השברים התוחמים את בלוק הר עמרם הם: שבר הערבה ממזרח, שבר רודד ממערב, שבר עברונה מצפון ושבר עמרם מדרום. ובמרכז חוצה אותו שבר צפונות. כיוונם של השברים ערבה ורודד הוא צפון-מזרח ולהם מרכיב שמאלי ואילו כיוונם של השברים עברונה, עמרם וצפונות הוא מערב-מזרח ולהם מרכיב ימני. חלק מהשברים האלה הם שברים ניאופרוטרוזואיים אשר עברו הפעלה מחדש (רה-אקטיבציה) כגון שבר צפונות המעמיד, מתחת למישטח הפנהפליין, את גרניט עמרם בצפון מול ריוליט וולקני בדרום. השברים בכיוון מערב-מזרח כמו שבר עמרם ושבר צפונות הם למעשה רצועות גזירה המורכבות משברים מקבילים. ביטוי לתופעה זו הם השברים הרבים החוצים את הפרט הרבגוני בעמודי עמרם ובפיתול של נחל עמרם צפונה לגבעת בהט. כאן בתצורת שחורת ברצועת הגזירה מיקרו-שברים בפרט הרבגוני של תצורת שחורת עם זריקות שמאליות וימניות. שבר עברונה חצוי בפינה הצפון-מערבית של הר עמרם על ידי שבר שכיוונו צפון-דרום עם עדות להסטה שמאלית של כ-120 מטר. המיפוי התת-קרקעי מראה כי שבר עברונה בצפון-מזרח הר עמרם עובר הסטה שמאלית נוספת, בשיעור של כ-1,138 מטר, על ידי שבר הערבה, וזאת בהנחה ששבר באר אורה (Frieslender, 2000) הוא המשכו המזרחי של שבר עברונה. מבנה האוכף התת-קרקעי שבין אגן עברונה לאגן יעלון הוא כנראה המשכו התת-קרקעי של הבלוק של הר עמרם. נראה כי הבלוק של הר עמרם והשברים בכיוון מזרח-מערב הושפעו משדה המאמצים שהביא להתפתחות שברי הרוחב שכיוונם מזרח-מערב והחצויים ע"י ההעתקים של הבקע ושוליו. שינויים בכיווני הזרימה של נחל עמרם ויובליו מהווים הוכחה לכך כי שבר הערבה הוא שבר פעיל (Beyth and Mushkin, 2010). מצפון להר עמרם שבר ניצוץ (Bartov, 1967) שכיוונו צפון מזרח מעמיד את תצורת שחורת והריוליטים הניאופרוטרוזואיים בבלוק המזרחי העלוי מול סלעי חבורת יהודה בבלוק המערבי הירוד. שבר זה הוא משברי השוליים של הבקע.

4.3. העתק תמד- האזור שבצפון-מערב גליון אילת שייך מבחינה טקטונית למערכת שברי הרוחב (Bartov, 1967) להם רכיב תנועה ימני, כיוון השבר הוא מזרח-צפון-מזרח באזור אילת והוא נמשך מנחל שני במערב ועד לערבה ליד באר אורה. גרפונקל (1970) הניח שהעתק תמד הוא העתק פרהקמברי שהופעל מחדש והוא קדום למבני השוליים של הבקע. להעתק תמד הממופה בצפון-מערב גליון אילת נלווים מבני שוליים כגון גרבנים בתוכם בלוקים של ציחור, מנוחה ומישש, ומבנים של קמרים וקערים המקבילים להעתק העיקרי ששטחם מספר מאות מטרים מרובעים. המבנה הגדול ביותר הוא הקער בנחל רחם מדרום להעתק. העתקים בכיוון צפון-דרום שבר ניצוץ במזרח ושבר הר נשף במערב מגיעים אל העתק תמד ואינם חוצים אותו. העתק תמד בצפון-מערב הגליון אינו חוצה את תצורת צחיחה מגיל פלייסטוקן מאוחר.

5. גלישות קרקע ומפולות סלע

שולי הבקע מאופיינים בגלישות קרקע על גבי המדרונות הפונים אל הבקע כתוצאה מהפעילות הטקטונית של טרנספורם ים המלח והשברים המלווים אותו, ומאופי החתך הסטריטיגרפי שבו שכבות גיר ודולומיט קשות

וסדוקות מורכבות מעל לשכבות של חרסית המשמשות כסלע סיכה, Lubricant. בגליון אילת בולטים הגושים הגלויים של תצורת גרופית שגלשו מעל החרסיות של תצורת אורה או מעל לשכבות החרסית שבבסיס תצורת גרופית, כמו במעלה נחל שחורת או לאורך צוקי הר עמרם. בתצורת גרופית במעלה נחל שחורת מערכת סדקים עמוקים במקביל לצוקים של יובלי הנחל המסייעים לגלישות, ובגג תצורת גרופית ניתן למצוא גושים גלויים במדרון (10^0) של תצורת ציחור. במעלה נחל נטפים, נחל רחם ונחל שני ישנן מפולות סלע שנוצרו בנסיבות דומות, ולעיתים אף במגע שבין פרט צפית הדולומיטי לפרט עין ירקעם החוארי המונח מתחתיו. מפולות סלעים מופו גם בתצורת עמודי שלמה בפתח נחל שחורת ובתצורת שחורת לאורך נחל אמיר.

6. היבטים כלכליים

המיפוי הגיאולוגי הנו כלי בסיסי עבור ניצול בר קיימא של משאבי הטבע. באזור אילת שהנו אתר תיירותי משמשת המפה הגיאולוגית המפורטת כמדריך גיאולוגי בסיסי למטייל. המפה הגיאולוגית של אילת חשובה עבור ההכרה והבנת התשתית הגיאולוגית של העיר אילת וסביבתה כבסיס לתכנון ולפיתוח בעתיד. בהיות האזור מועד לרעידות אדמה יש לקחת בחשבון את אופי התשתית הגיאולוגית על מנת להעריך נכונה את הסיכונים כדי לתכנן ולבנות בהתאם. דוגמאות מובהקות לכך הן העבודות של תה"ל והמכון הגיאולוגי באתר רווד ובאתר שחמון (תה"ל, 2002; ישראלי וחרש, 1990; וזילברמן וחוברין, 2001). האזור אידיאלי לניצול אנרגיה סולרית הן מבחינת עוצמת הקרינה והן מבחינת השטחים הפנויים. שולי בקע ים המלח מהווים אתרים פוטנציאליים לאגירה שאובה שהם מרכיב חיוני לניצול אנרגיה סולרית ולאספקת חשמל לצרכני קצה. באזור הר עמרם, בעיקר בתצורת אמיר, קיימים מכרות נחושת עתיקים מהתקופה המצרית והמוסלמית (Willies, 1991) וריכוזים קטנים של זהב נמצאו בדיוקים הריוליטיים בפתח נחל שחורת ובנחל רווד (Bogosh et al., 1993). עורקי בריט ופלאוריט מופו בנחל יהושפט ובנחל רווד (Bogoch and Weissbrod, 1986). פוטנציאל חומרי הגלם לבניה סוכם בדוח של שירב ושגב (1995). מי התהום בערבה הדרומית הם מים ברקיים תוצר עירבוב של מים מלוחים, פוסיליים, מהמאגר של החולות מחבורת ים סוף וחבורת כורנוב עם מים מתוקים, מתחדשים המתנקזים דרך מניפות הסחף. כ- 12 מליון מטרים מעוקבים לשנה נשאבים בצד הישראלי והם משמשים בעיקר להתפלה לצרכי העיר אילת (Bein et al., 2001).

7. עבודות קודמות

אזור אילת היווה כר נרחב לפעילות מחקרית מאז הקמתה של מדינת ישראל. ועל כן רב מספר המחקרים והפרסומים שנעשו ונכתבו על אזור זה. ברשימת הספרות הנוכחית כלולות רק אותן עבודות אשר תרמו ישירות למיפוי ולסטרטיגרפיה של מפה זו. מתוך העבודות הקודמות ארבע מיפו את כל האזור: בנתור ופרומן (1955) בקנה-מידה של 1:100,000; גרפונקל, (1970) בקנה-מידה של 1:50,000, דרוקמן וחוברין,

(1999) בקנה- מידה של 1:100,000 וגרפונקל וחובריו (2000) בקנה-מידה של 1:100,000. עבודות אשר מיפו במפורט חלקים מהאזור ושימשו במיפוי הנוכחי הם: אייל, י. (1967), ברטוב (1967), שימרון (1972), מושקין (2003), עמית וחבריה (1999), גוטקין ואייל, י. (1998), אביגד (1990), כץ וחבריו (2002), קציר וחבריו (2007), פז (1997), פלץ ואייל, מ. (1995), אייל, מ. ופלץ, (1994), גינת וחבריו (1994), ברטוב וחבריו (2002), וייסברוד (1961) וקגן (2006). מבין אלה העבודות החשובות להבנת הכללית של הגיאולוגיה הסטרוקטורלית של האזור הם גרפונקל (1970) ואייל, י. (1967, 1973) ובעיקר המפה הסטרוקטורלית של הגרבינים יותם ושלמה. עבודתו של פריזלנדר (2000) חשובה להבנת המבנה התת-קרקעי בצפון-מזרח הגליון המכוסה במניפות הסחף וכן המפה הסטרוקטורלית המוכללת של האזור. עבודתו של ברטוב (1967) הניחה את התשתית למיפוי צפון-מזרח סביב באר אורה והחלק המזרחי של העתק התמד. עבודתו של מושקין (2003) חשובה למיפוי הר עמרם. בעבודתם של עמית וחבריה (1999) וזילברמן וחבריו (2001) ממופים השברים הצעירים באזור מלחת עברונה, סבחת אילת ושפכי הנחלים בערבה. העבודות אשר סייעו בגיאוכרונולוגיה של הסלעים המטמורפיים-מגמטיים הם: קרוןר וחבריו, (1990), שטיין וגולדשטיין, (1996), כץ וחבריו, (1998), גרפונקל, (1999), בייט והיימן, (1999), קולודנר, (2007), קציר וחבריו, (2007), בארי-שלוין וחבריו, (2009) ומורג וחבריו, (2010 ו-2011 a.b.c).

המיפוי של דרום ישראל ע"י Show (1947) והמיפוי של גליון אילת על ידי בנתור ופרומן (1955) היווה ציון דרך בהכרת הגיאולוגיה של אזור אילת ושימש בסיס לכל העבודות שנעשו אחר כך. עבודתו של בנתור (1961) הינה עבודה חלוצית על הפטרולוגיה של הסלעים הנאופרוטרוזואיים. עבודתו של שימרון (1972) מהווה את הבסיס למיפוי הסלעים המטמורפיים. עבודותיו של אביגד וחבריו (2005, 2009) תרמו רבות להבנת ההסטוריה הגיאולוגית של התפתחות המסד הנאופרוטרוזואי. עבודותיו של גרפונקל (1980 ו-1999) חשובות להבנת כללית של טור הסלעים הנאופרוטרוזואי והתקופות הארוסיביות במעבר לקמבריום. עבודותיהם של אייל, מ. ופלץ חשובות להבנת היחידות הוולקניות בגג הנאופרוטרוזויקום. עבודתם של ברטוב וחבריו (1972) מהווה תשתית לסטריטיגרפיה המפורטת של היחידות הסדימנטריות מחבורת יהודה וחבורת הר הצופים. עבודותיו של וייסברוד (1969 ו-2005) הם הבסיס להכרת הסטריטיגרפיה של סלעי הקמבריום מתצורת עמודי שלמה ועד לאלביאן, תצורת סמר. מידע גיאופיזי-מגנטי וגרבימטרי אזורי נוסף ניתן למצוא בעבודתם של שגב וחבריו (1999).

8. הכרת תודה

סייעו בעבודת השדה: שלמה אשכנזי, חנן גינת, עמית מושקין, עודד כץ, יואב אבני, עמיחי סנה, עמית שגב, דב אביגד, רבקה עמית, עזרה זילברמן, הלל לוצקי ורענן בודזינה.

סייעו בעריכה בעיקר עמיחי סנה, זאב לוי וטוביה וייסברוד. וכמו כן דוד סודרי, רמי וינברגר, יהודית הרלבן, אולי וטסל, משה אייל, אבי הונגשטיין וברכה כץ.

סייעו ב- GIS אלכסי בורשבסקי, רני קלבו, און כרובי, אלכסנדר ורשבסקי ומרסלו רוזנזפט.

המיפוי בוצע במסגרת פרויקט מס. 40236-מיפוי גיליון אילת, של המכון הגיאולוגי.

ההוצאה לאור על ידי בת-שבע כהן, חנה נצר-כהן ונילי אלמוג.

- Amit, R., Zilberman, E., Porat, N. and Enzel, Y., 1999, Relief Inversion in the Avrona playa as evidence of large-magnitude historical earthquakes, southern Arava Valley, Dead Sea Rift: *Quaternary Research* 52:76-91.
- Angerer, T., Greiling, R. O. and Avigad, D., 2011, Fabric development in the weathering profile at a basement-cover interface, the sub-Cambrian peneplain, Israel: Implications for decollement tectonics: *J. Structural Geol.* 33:819-832.
- Arkin, Y., Braun, M. and Itzhaki, y., 1967, Cenomanian mapping units and their correlation in the Negev (South Israel): *Geol. Surv. Israel, Bull.* 43:15-20.
- Avigad, D., 1984. The deformation and metamorphism of the schistose dikes in the Elat area (NE Sinai). M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 85 pp.
- Avigad, D., 1990, Geological map of the east-central part of the Roded area, 1:2500: *Geol. Surv. Isr.*
- Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R. J., McWilliams, M., Miller, N. and Beyth, M., 2005, Mass-production of Cambro-Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications: *Earth Planet Sci. Lett.* 240:818-826.
- Avigad, D. and Gvirtzman, Z., 2009, Late Neoproterozoic rise and fall of the northern Arabian-Nubian shield: The role of lithospheric mantle delamination and subsequent thermal subsidence: *Tectonophysics* 477:217-228.
- Avni, Y., Bartov, Y., Garfunkel, Z. and Ginat, H., 2001. The Arava Formation - A Pliocene sequence in the Arava Valley and its western margin, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 50: 101-120
- Avni, Y., Segev, A. and Ginat. H., 2011, Oligocene peneplain in south Israel: Documentation of a major phase in the formation of the tectonic structure of the margins of the Dead Sea Transform: , *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Mitzpe Ramon, Field Trips* .
- Avni, Y., Segev, A. and Ginat. H., 2011, Oligocene regional denudation of the northern Red Sea and Levant areas: early breakup stages of the Afro-Arabian plate and early activation of the Dead Sea Fault: *Isr. Geol. Soc.*, Mitzpe Ramon, 2011, abstract p. 33.
- Bartov, J., 1967, The geology of Beer Ora area, unpublished M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew), 39 pp.
- Bartov, J., Eyal, Y., Garfunkel, Z. and Steinitz, 1972, Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography of southern Israel: *Isr. J. Earth Sci.* 21:69-97.

- Bartov, Y. and Steinitz, G., 1977, The Judea and Mount Scopus groups in the Negev and Sinai with trend surface analysis of the thickness data: *Isr. J. Earth Sci.* 26:119-148.
- Bartov, Y., Sneh, A., Fleischer, L., Arad, V. and Rosensaft, M., 2002. Potentially active faults in Israel. *Geol. Surv. Isr., Rep. GSI/29/2002.*
- Basson, U., Ben-Avraham, Z., Garfunkel, Z. and Lyakhovsky, V., 2002, Development of recent faulting in the southern Dead Sea Rift according to GPR imaging. In: Cloetingh S. A. P. L. and Ben –Avraham, Z. (eds). *From continental extension to collision: Africa-Europe interaction, the Dead Sea and analogue natural laboratories.* Stephan Mueller Spec. Publ. Series, Volume 2.
- 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: *J. Geol. Soc.* 166:71-85.
- Bein, A., Yechieli, Y. and Bensabat, J., 2001, Quantifying the groundwater resources of the southern Arava Rift Valley: A confined desert system recharged laterally by external sources: *Isr. J. Earth Sci.* 50:217-236.
- Bentor, Y. K., 1961, Petrographical outline of the Precambrian in Israel: *Bul. Research Counc. Isr.* 10G:19-63.
- Bentor, Y. K. and Vroman, A., 1955, The geological map of Israel. Series A. The Negev. Sheet 24: Elat. *Geol. Surv. Isr.*
- 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.
- Beyth, M., Stern, R., J., Altherr, R. and Kroner, A., 1994, The Late Precambrian Timna Igneous Complex, southern Israel: Evidence for comagmatic type Sanukitoid monsoiorite and alkali granite magma: *Lithos* 31:103-124.
- Beyth, M. and Mushkin, A., 2010, Mt. Amram, an E-W striking Neogene-Quaternary rejuvenated Early Cambrian structure: *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Elot p. 37* (abstract).
- Bogoch, R. and Weissbrod, T., 1986, Barite-fluorite-calcite veins in the Precambrian Roded Block, southern Israel: *Geol. Surv. Isr., report No. GSI/24/86 pp. 20.*
- Bogoch, R., Shirav, M., Beyth, M. and Halicz, L., 1993, Geochemistry of ephemeral stream sediments in the Precambrian mountainous arid terrain of southern Israel: *J. Geochem. Explor.:* 46:349-364.
- Collins, A. S. and Pisarevsky, S., A., 2005, Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens. *Earth-Science Reviews.* 71:229-270.
- Druckman, Y., Weissbrod, T. and Garfunkel, Z., 1993, Geological map of Israel, 1:100,000, Yotvata and Elat: *Geol. Surv. Israel.*

- Eyal, M. and Peltz, S., 1994, The structure of Ramat Yotam Caldera, southern Israel: A deeply eroded Late Precambrian ash-flow caldera: *Isr. J. Earth Sci.*: 43:81-90.
- Eyal, M., Litvinovsky, B.A., Katzir, Y. and Zanzivilevich, A N., 2004, The Pan-African high- K calc-alkaline peraluminous Elat Granite from southern Israel: geology, geochemistry and petrogenesis: *J. Afric. Earth Sci.* 40:115-136.
- Eyal, Y., 1967, The geology of the sedimentary rocks at Nahal Shelomo-Nahal Netafim region, M.Sc. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 38 pp. (in Hebrew).
- Eyal, Y., 1973, The tectonics of the Shelomo and Yotam grabens, Elat, Israel: *Isr. J. Earth Sci.*: 22:165-184.
- Eyal, Y., 1980, The geological history of the Precambrian metamorphic rocks between Wadi Twaiba and Wadi Um-Mara, NE Sinai: *Isr. J. Earth Sci.*, 29:53-66.
- Eyal, Y., Eyal, M. and Kroner, A., 1991, Geochronology of the Elat terrain, metamorphic basement and its implication for crustal evolution of the NE part of the Arabian-Nubian Shield: *Isr. J. Earth Sci.* 40:5-16.
- Fleischer, L., 2002, Stratigraphic Table of Israel, outcrops and subsurface, October 2002 (compilation): Geophy. Inst. Isr..
- Freund, R., 1962, Problems in the stratigraphy of the Cenomanian-Turonian in Israel. Unpub. Ph.D. thesis: Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew, English abstract).
- Freund, R., 1961, Distribution of Lower Turonian ammonites in Israel and the neighbouring countries. *Bull. Res. Council Isr.* 10:79-100.
- 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 margin of the southern Arava: Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 204 pp. (In Hebrew, English abstract)
- Garfunkel, Z., 1980, Contribution to the geology of the Precambrian of the Elat area; *Is. J. Earth Sci.* 20:25-40.
- Garfunkel, Z., 1999, History and paleogeography during the Pan-African orogen to stable platform transition: Reappraisal of the evidence from the Elat area and the northern Arabian-Nubian Shield: *Isr. J. Earth Sci.*: 48:135-157.
- Garfunkel, Z., Bartov, J., 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.
- Garfunkel, Z., Zak, I. and Freund, R., 1981, Active faulting in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics* 80:1-26.

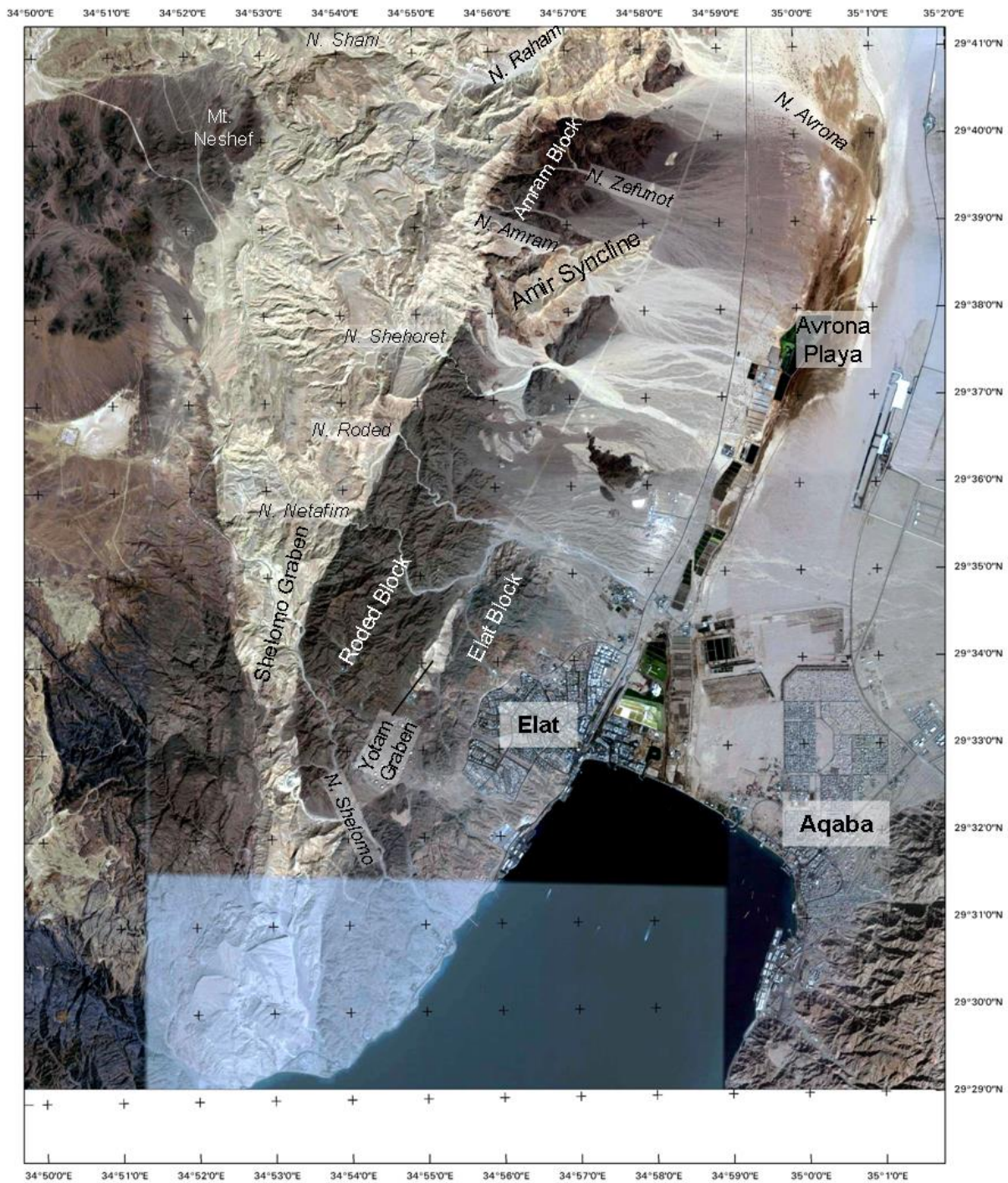
- Garfunkel, Z., Eyal, Y., Eyal, M., Weissbrod, T., Shimron, A., Peltz, S., Gutkin, V., Bartov, J., Druckman, Y., Rosensaft, M. and Sneh, A., 2000, Geological map of the northern Gulf of Elat area, 1:100,000: The Geol. Surv. Isr.
- Ginat, H., 1997, The geology and landscape evolution of the Hiyyon and Zihor valleys: Ph.D thesis, Hebrew University, Jerusalem, 115 pp. (in Hebrew, English abstract).
- Ginat, H., Enzel, Y., Bartov, J. and Zilbermann, E., 1994, Mapping of young faults in alluvial fans in the city of Eilat. Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/14/94, 11 pp. (in Hebrew)
- Ginat, H., Zilberman, E. and Amit, R., 2001, Red sedimentary unit as indicators for Early Pleistocene tectonic activity in the southern Negev desert, Israel. *Geomorphology* 1146: 127-146. .
- Gutkin, V. and Eyal, Y., 1998, Geology and evolution of Precambrian rocks, Mt. Shelomo, Elat area: *Isr. J. Earth Sci.*: 47:1-17.
- Gvirtzman, G. and Weissbrod, T., 1984, The Hercynian geanticline of Helez and the Late Paleozoic history of the Levant. In: Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F. (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. No. 17, pp. 177-186.
- Israeli, A. and Harash, A., 1990, Shahmon area, Eilat, a geotechnical report for the master plane; Tahal Engineering, Rep. 04/90/10, 20 pp. (in Hebrew, an English appendix)
- Kagan, R., 2006, The development of the Elat Conglomerate in the Elat Massif: M.Sc. thesis, Ben-Gurion University, 79 pp.
- Kagan, R., Eyal, M. and Eyal, Y., 2010, The Elat Conglomerate and the adjacent volcanic rocks: *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Field Trip, Elot*, 60-68 pp. (in Hebrew).
- Karcz, I. and Key, C. A., 1966, Note on the pre-Paleozoic morphology of the basement in the Timna area (southern Israel): *Isr. J. Earth Sci.* 15:47-56.
- Karcz, I., Weiler, Y. and Key, C.A., 1971, Lithology and environment of deposition of the Amudei Shelomo Sandstone ("NSP") in Nahal Shani, Elat. *Isr. J. Earth Sci.* 20:119-124.
- Katz, O., 1997, The Metamorphism and the structure of the southeastern Roded block, Contribution to the Precambrian basement evolution research: *Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/4/97*, 97 pp. (in Hebrew, English abstract).
- Katz, O., Avigad, D., Matthews, A. and Heimann, A., 1998, Precambrian metamorphic evolution of the Arabian-Nubian Shield in the Roded area, southern Israel: *Isr. J. Earth Sci.*:47:93-110.
- Katz, O., Beyth, M., Miller, N., Stern, R., Avigad, D., Basu, A. and Anbar, A., 2004, Late Neoproterozoic (~630 Ma) high-magnesium andesite suit from southern Israel: implications for consolidation of Gondwanaland: *Earth Planet Sci. Lett.* 218:475-490.

- Katz, Y., Weinberger, R., and Starinsky, A. 2002. Faulting in porous sandstones, Amir Mountain, southern Israel. *Isr. Geol. Surv. Isr. Current Res.* 13:59-63.
- Katzir, Y., Litvinovsky, B.A., Jahn, B. M., Eyal, M., Zanzivilevich, A.N., Valley, J. W., Vapnik, Ye., Beeri, 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.
- Kessel, R., Stein, M. and Navon, O., 1998, Petrogenesis of Late Neoproterozoic dikes in the northern Arabian-Nubian Shield. Implications for the origin of A-type granites. *Precambrian Res.* 92:195-213.
- Kohn, B. P., Eyal, M. and Feinstein, S., 1992, A major Late Devonian-Early Carboniferous (Hercynian) thermotectonic event at the NW margin of the Arabian-Nubian Shield: Evidence from zircon fission-track dating. *Tectonics* 11:1018-1027.
- Kolodner, K., 2007, The provenance of the siliciclastic section in Israel and Jordan: U-Pb dating of detrital zircons. Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 133 pp.
- Kroner, 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* 18:545-548.
- Lewy, Z., 1972, Recent and Senonian oncolites from Sinai and southern Israel: *Isr. J. Earth Sci.* 21: 193-199.
- Lifshitz, A., Honigstein, A., Livnat, A., Roded, R. and Flexer, A., 1985, The Sayyarim Formation, Nahal Ya'alon area, southern Arava Valley: Lithostratigraphy, Ostracode biostratigraphy and paleoenvironmental implications: *Isr. J. Earth Sci.* 34:193-204.
- Matthews, A., Reymer, A. P. S., Avigad, D., Cochlin, J. and Marco, S., 1989, Pressures and temperatures of Pan-African high-grade metamorphism in Elat Association, NE Sinai: *Isr. J. Earth Sci.* 38:1-17.
- Miller, N. R., Avigad, D., Stern, R., J. and Beyth, M., 2011, The Tambien Group, Northern Ethiopia (Tigre): Arnaud, E., Halverson, G., P. and Shields-Zhou, G. (eds) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. *Geol. Soc. London, Memoirs* 36:263-276.
- Morag, N. and Avigad, D., 2010, Crustal evolution of the continental crust in the Arabian Nubian Shield in the Elat Area: *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Eilat, Field Trip.* pp. 49-57 (in Hebrew).
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E. and Harlavan, Y., 2011 a, Crustal evolution and recycling in the northern Arabian-Nubian Shield: new perspectives from zircon Lu-Hf and U-Pb systematics, *Precambrian Res.* 186:101-116..

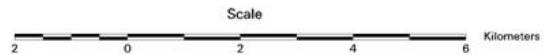
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A. and Harlavan, Y., 2011 b, Crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield revealed by the Elat Conglomerate detrital zircon archive. *Isr. Geol. Soc. Ann Meet. Mitzpe Ramon*, abstract p. 111.
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E. and Harlavan, Y., 2011 c, Detrital zircon Hf isotopic composition indicates long-distance transport of North Gondwana Cambrian-Ordovician sandstones: *Geology* 39/955-958.
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A. and Harlavan, Y., 2012, 1000-580 Ma crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield revealed by U-Pb-Hf of detrital zircons from Late Neoproterozoic sediments: *Precambrian Res.* 197-212.
- Mushkin, A., Navon, O., Halicz, L., Hartmann, G. and Stein, M., 2003, The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, southern Israel. *J. Petrol.*: 44:815-832.
- Parnes, A., 1971, Late Lower Cambrian trilobites from the Timna area and Har Amram (southern Negev, Israel): *Isr. J. Earth Sci.* 20:179-205.
- Paz, Y., 1997, The geology and the stratigraphy of the volcano-sedimentary units in Nahal Netafim and Nahal Roded in the Elat area: Implications for the history of the Late Precambrian in the Elat region: Unpubl. M.Sc. thesis, Ben –Gurion University (in Hebrew, English abstract): 121 pp.
- Peltz, S. and Eyal, M., 1995, Lithology and volcanic stratigraphy of Givot Shehoret, Elat region, 1995, *Geol. Sur. Isr. Rep. GSI/10/95*, 16 pp.
- Porat, N., Amit, R., Enzel, Y., Zilberman, E., Avni, Y., Ginat, H. and Gluck, D., 2010, Abandonment ages of alluvial landforms in the hyperarid Negev determined by luminescence dating. *J. Arid Environ.*, 74:861-869.
- Quennel, A. M., 1958, The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Quater. J. Geol. Soc.* 114:1-24.
- Sade, A.R., Hall, J., K., Tibor, G., Niemi, T., M., Ben-Avraham, Z., Hartman, G., Akawwi, F., Alueladas, A. and Amit, G., 2008, Multibeam bathymetry of the northern Gulf of Aqaba/Elat. *Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/03/2008*.
- Sandler, A., Teutsch, N. and Avigad, D., 2011, A sub-Cambrian pedogenesis recorded in weathering profiles of the Arabian-Nubian Shield: *Sedimentology* doi:10.1111/j.1365-3091.2011.01307.x.
- Segev, A., 1984, Lithostratigraphy and Paleogeography of the marine Cambrian sequence in southern Israel and southwestern Jordan: *Isr. J. Earth Sci.* 33:26-33.
- Segev, A., 1986, Lithofacies relations and mineralization occurrences in the Timna Formation, Timna Valley. *Geol. Sur. Isr. Rep. GSI/7/86*, 131 pp. (in Hebrew, English abstract).

- Segev, A., Beyth, M. and Bar-Matthews, 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: Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/14/92 30 pp.
- Segev, A., Rybakov, M., Weissbrod, T. and Beyth, M., 1995, Lower Cretaceous gabbroic intrusion at shallow depth in the Timna Valley, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 44:137-148.
- Segev, A., Goldshmidt, V. and Rybakov, M., 1999, Late Precambrian-Cambrian tectonic setting of the crystalline basement in the northern Arabian-Nubian Shield as derived from gravity and magnetic data: Basin-and-Range characteristics: *Isr. J. Earth Sci.* 48:159-178.
- Shaw, S. H., 1947, Southern Palestine, Geological map on a scale of 1:250,000 with explanatory Notes: Government of Palestine, Government Printer, Jerusalem 42 pp.
- Shimron, A.E., 1972, The Precambrian Structural and Metamorphic History of the Elat Area: Ph.D. Thesis, Hebrew University, Jerusalem: 244 pp.
- Shirav, M. and Segev, A., 1995, Raw materials for construction in sheets, Mt. Seguv (25-III), south Beer Ora (25-IV) and Elat (26-I, II): Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/37/95, 18 pp. (In Hebrew).
- Soudry, D. and Weissbrod, T., 1995, Morphogenesis and facies relationships of thombolites and siliciclastic stromatolites in a Cambrian tidal sequence (Elat area southern Israel). *Palaeogeogr., Paleoclim., Paleoecol.* 114:339-355.
- Stein, M. and Goldstein, S.L., 1996, From plum head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian Shield: *Nature* 382:773-778
- Tahal Engineering, 2002, Study of the geotechnical aspects; faults; and earthquakes: Elat north-Roded site, for the detailed master plan: 15 pp. (in Hebrew).
- Vapnik, Y., 1993, Fluid inclusions in metamorphic rocks of the Elat area. *Isr. J. Earth Sci.* 42:71-84.
- Vermeesch, P., Avigad, D. and McWilliams, O., 2009, 500 m.y. of thermal history elucidated by multi-method detrital thermochronology of North Gondwana Cambrian sandstone (Eilat area, Israel): *GSA Bull.* 121:1204-1216.
- Weissbrod, T., 1961, The geology and petrography of the Roded Massif: unpubl. M.Sc. thesis Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew), 64 pp.
- Weissbrod, T., 1965, Precambrian volcanism at Roded Massif, Elat area: *Isr. Geol. Soc. Ann Meet.*, abstract p. 11 (in Hebrew).
- Weissbrod, T., 1969, The Paleozoic of Israel and adjacent countries, part II. *Geol. Surv. Isr. Bull.* 48, 32 pp.

- Weissbrod, T., 1980, The Paleozoic of Israel and adjacent countries (lithospheric study). unpubl. Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 275 pp. (In Hebrew, English abstract).
- Weissbrod, T. and Nachmias, J., 1986, Stratigraphic significance of heavy minerals in the Late Precambrian-Mesozoic clastic sequence ("Nubian Sandstone") in the near east. *Sediment. Geol.* 47:263-291.
- Weissbrod, 2002, Stratigraphy and correlation of the Lower Cretaceous exposures across the Dead Sea Transform with emphasis on tracing the Amir Formation in Jordan: *Isr. J. Earth Sci.* 51:55-78.
- 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*, Historical Production Hall, p. 283-316.
- Weissbrod, T. and Sneh, A., 1990, Capturing of streams in the Roded area- an indication for young tectonic activity along the rift margins: *Isr. Geol. Soc. Ann. Meet., Field Trip, Elat*, p. 25-26 (in Hebrew).
- Weissbrod, T. and Sneh, A., 1997, Stratigraphy and sedimentology of the Lower Cretaceous Amir Formation in Israel and Sinai: A marine clastic deposit with tidal channels. *Isr. J. Earth Sci.* 46:79-93.
- Weissbrod, T. and Barthel, W. K., 1998, An Early Aptian ichnofossil assemblage-zone in southern Israel and Sinai (Egypt): An ichnofauna habitat in a channelled tidal flat. *J. Afr. Earth Sci.* 26:225-239.
- Weissbrod, T. and 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. *Isr. Geol. Surv., Bull.*, No. 87, 44 p.
- Weissbrod, T. and Segev, A., 2003, The Lower Cretaceous volcanic activity in the Timna Valley geological setting and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating. *Isr. J. Earth Sci.* 52:77-96.
- Weissbrod, T. and Bogoch, R., 2007, Distribution pattern and provenance implications of the heavy minerals in Neoproterozoic to Mesozoic siliciclastic successions in the Arabo-Nubian Shield and its northern periphery: A review. In: Mange, M. A. and Wright, D. T. (eds.), *Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology*, 58, pp. 647-676. Elsevier.
- Willies, L., 1991, Ancient copper mining at Wadi Amram, Israel, an archaeological survey: *Bull. Peak District Mines Historical Soc.*, 11:109-138.
- Wurtzburger, U., 1959, The geology and petrography of the Amram mountains: M. Sc. Thesis, Hebrew university, Jerusalem (in Hebrew).
- Zilberman, E., Amit, R. and Nachmias, Y. 2001, Mapping fault systems around Nahal Roded and Gevaot Shehoret : *Israel Geol. Surv. Isr. Rep. GSI/25/2001*, 14 pp. (in Hebrew).



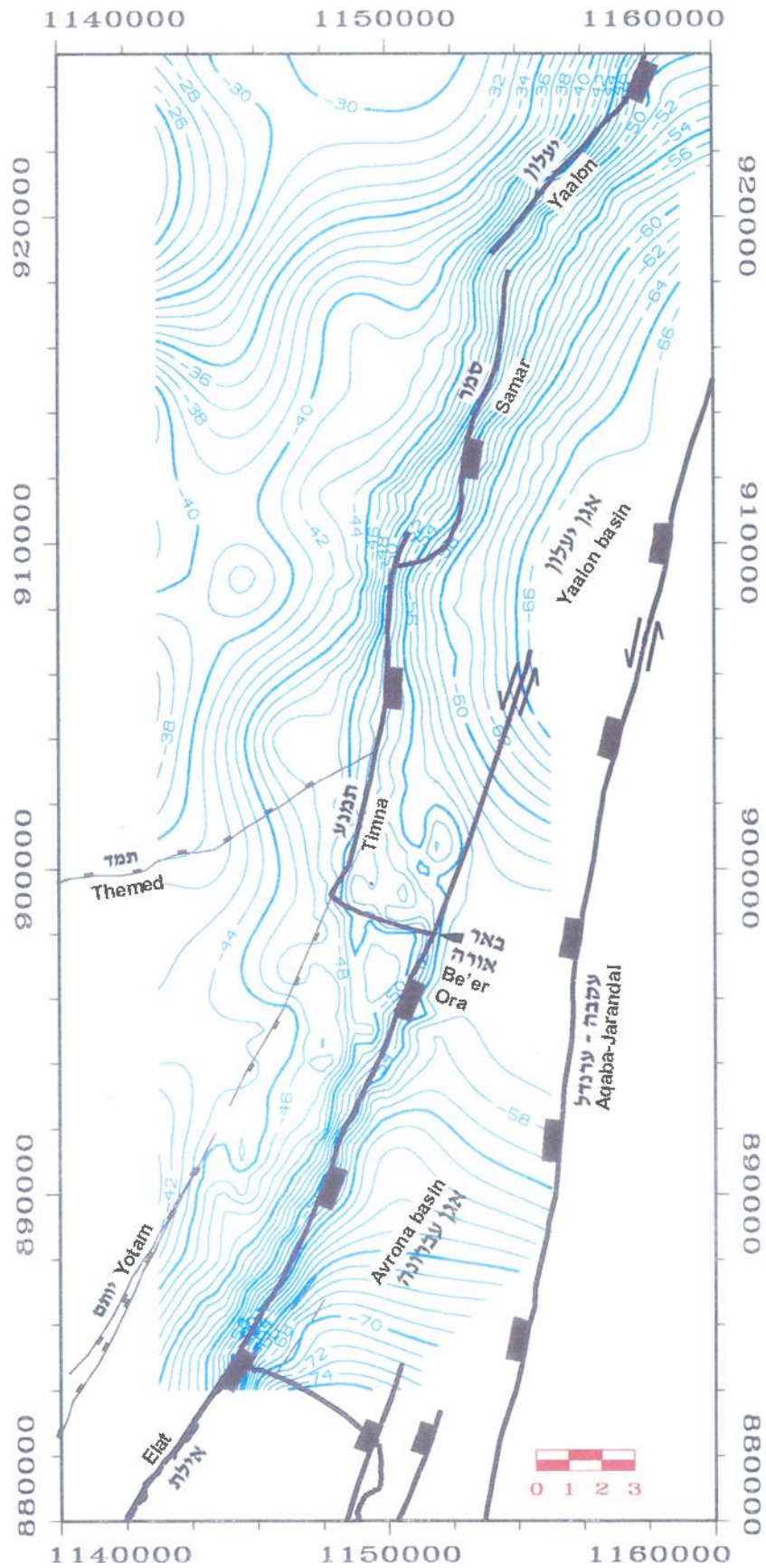
Region Elat, Israel



Sheets 1-11, processed from Google-Earth files, source mainly: Digital Globe (QuickBird), resampled pixel size of sheets: 1.6 m, GFZ Potsdam, 1.4, Wetzell - June-2008

Fig. 1-Location map.

איור 1- מראה מקום



איור 2- מפת אנומליות בוגה בדרום הערבה ובשוליה (פריזלנדר, 2000). מודגשים השברים והאגנים העיקריים.

Fig. 2 -Map of Bouguer anomalies in the southern Arava and its margins (Frieslander, 2000). Main faults and basins are emphasized

Era / תקופה System / עידן	Elat Block אילת	Roded Block רודד	Amram Block עמרם	Block אזור	טיפסי סלע Rock types
קמבריון Cambrian	משטח גידוע Peneplain				
	דייק דולריטי 532 Ma, Dolerite Dyke				
	דייקים ריוליטיים. אנדזיטים ומורכבים 585 Ma, Rhyolite, Andesite & Composite Dykes				
	pEce קונגלומרט אילת Elat Conglomerate +~590 Ma	pEcr קונגלומרט רודד Roded Conglomerate			קונגלומרט Conglomerates
			qza קורץ סיאניט עמרם Amram Quartz Syenite		מחדרים רודים Hypabyssal Intrusions
			za מונזוניט עמרם Amram Monzonite		
	prγ וולקנים חמוצים רמת יותם Ramat Yotam Silicic Volcanic Rocks	pEβ בזלת ואנדזיט Basaltic & Andesitic Volcanic Rocks	pa ריוליט עמרם Amram Rhyolite		סלעים וולקניים Volcanic Rocks
	τgs אנדזיט וטרכיט גבעות שחורת Givot Shehoret Andesitic & Trachytic Volcanic Complex	pEcm תצ. מפלים. בזלת. אנדזיט וקונג. Mapalim Fm. Basaltic & Andesitic Volcanic Rocks & Conglomerates	pai אגלומרטם ואיגמבריטים עמרם Amram Agglomerates & Ignimbrites		
	Δc ~609 Ma, Rhyolite, Andesite & Composite Dykes, Dyke Country	דייקים ריוליטיים. אנדזיטים ומורכבים. ארץ הדייקים			
Neoproterozoic		γs גרניט שחמון Shahmon Granite	γe גרניט יהושפט Yehoshafat Granite 608 Ma	paq גרניט עמרם Amram Granite Porphyry	פלוטונים אלקליניים Alkaline Plutonic Rocks
	γe גרניט אילת 630 Ma, Elat Granite				פלוטונים קלק-אלקליניים Calc Alkaline Plutonic Rocks
	μs מטהבזיט שחמון 640 Ma, Shahmon Metabasite	qdr קורץ דיוריט Roded Quartz Diorite *634 Ma	γpr רודד Roded Granite Porphyry 642 Ma		
	דייקים מטמורפיים 704 Ma, Schist Dykes				
γt גרניט-גנייס אילת 737 Ma, Elat Granitic Gneiss	ur גנייס רודד Roded Gneiss	μr אמפיבוליט Roded Amphibolite			
טf גנייס טבה 790 Ma, Taba Gneiss					
σe צפחות אילת ומיגמטיטים 807 Ma, Elat Schist & Migmatites	σr צפחות רודד Roded Schist ~800 Ma	ηr מיגמטיט Roded Migmatite			

Radiometric ages:

Be'eri-Shelvin et al., 2009 ♦

Beyth and Heimann, 1999 □

Garfunkel, 1999 +

Katz et al., 1998 *

Katzir et al., 2007 ▼

Kolodner, K., 2007 ●

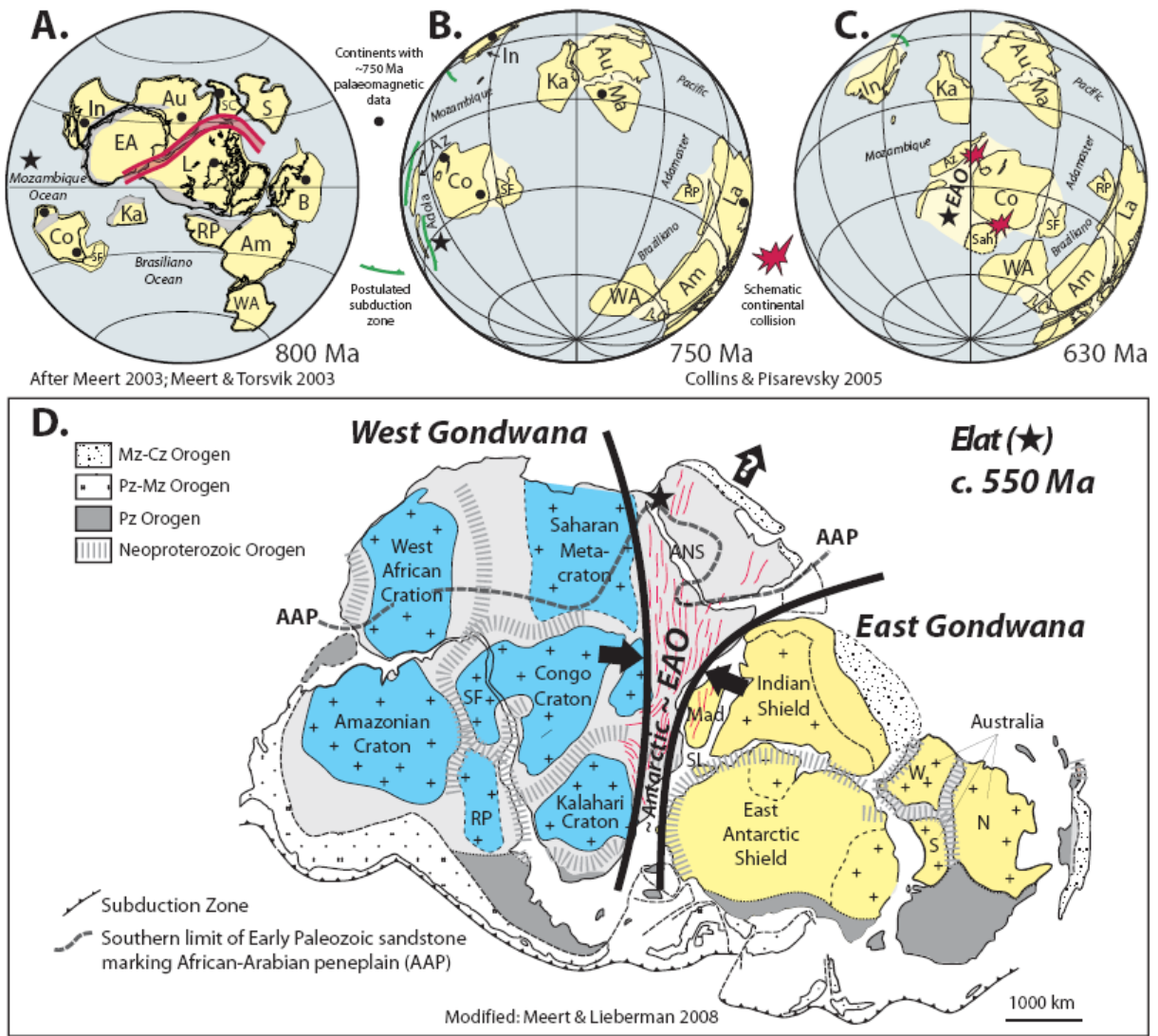
Kroner et al., 1990 ○

Morag and Avigad, 2010, Morag et al., 2011 a, b. △

Stein and Goldstein, 1996 *

Fig. 3- Neoproterozoic basement

איור 3- סלעי המסד הניאופרוטרוזואיים



איור 4 - פלאוגיאוגרפיה גלובלית לניאופרוטרוזויקון.

Fig. 4 - World Paleogeography of the Neoproterozoic. (Miller et al., 2011)



GEOLOGICAL MAP OF ISRAEL 1:50,000

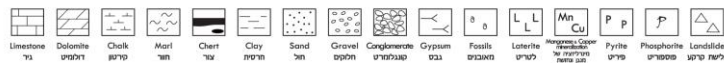
מפה גיאולוגית של ישראל 1:50,000

ELAT SHEET 26-I, II
 JERUSALEM 2012

אילת גליון 26-I, II
 ירושלים 2012

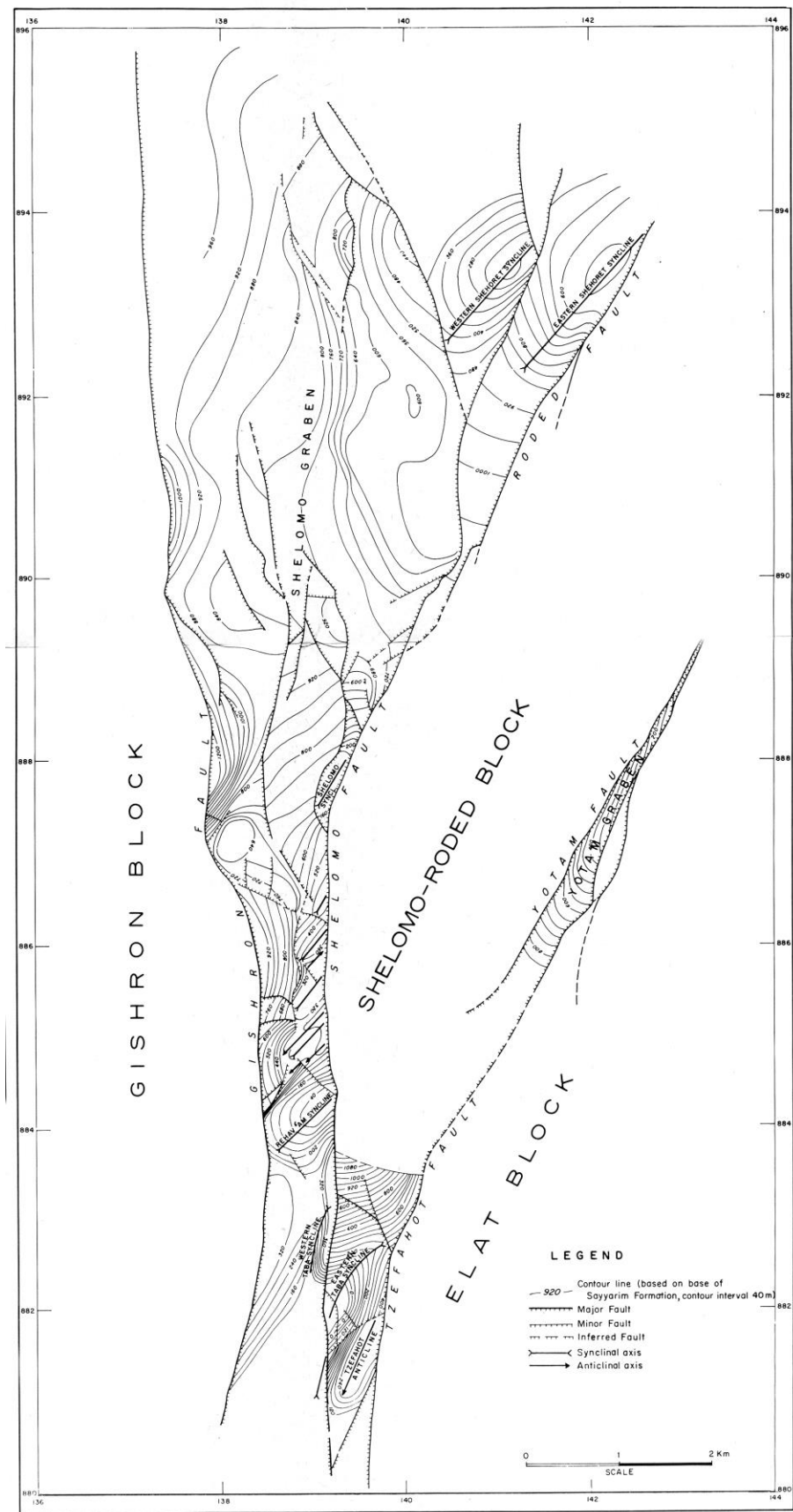
STRATIGRAPHY סטרטיגרפיה

SYSTEM תקופה	SERIES - STAGE סדרה - דרגה	SYMBOL סמל	THICK. מ' עובי מ'	LITHOLOGY מסלע	LITHOSTRATIGRAPHY ליטוסטרטיגרפיה		
					MAPPING UNITS חידויות מפות	GROUP חבורה	
QUATERNARY קוארטרי	HOLOCENE הולוקן	Al	Qbc	2+	Alluvium אלוביום	Beach rocks סלעי חוף	
		Qp	Qsa	2+	Playa deposits משקעי מליחה		Sabkha soils רקיעות סבחה
	PLEISTOCENE פליסטוקן	Q1	Q2	10-30	High terraces טרסות גבוהות	Low terraces טרסות נמוכות	
		Qz	Qgs	10-30 20-30	Zehkha Fm. תצ' זחקה	Gara'ol Formation גוראל	
PLIOCENE פליוקן	Na	Ne	30-50 20-40	Arava Formation תצורת ערבה	Eilat Formation תצורת אילת	DEAD SEA ים המלח	
TERTIARY טרטיורי	NEOGENE נאוגן	MIocene	Nr	50	Raham Conglomerate	SAQIYE סאקיה	
	PALEOGENE פלאוגן	Eocene	Eav	100		AVEDAT עבדת	
		PALEOCENE פלאוקן	Th	50		Taqiye Formation תצורת טקיה	
CRETACEOUS קרטיקן	Upper עליון	MAASTRICHTIAN מאסטריוכט	Kug	70		Ghoreb Formation תצורת ערב	MOUNT SCOPUS הר הזאפוס
		CAMPANIAN קמפן	Kuml	50-70		Mishash Formation תצורת מישאש	
		SANTONIAN סנטון	Kum	80-100		Menuha Formation תצורת מנוחה	
		CONIACIAN קוניאק	Kuz	30		Zihor Formation תצורת ציחור	JUDEA יודה
		TURONIAN טורון	Kuge	113-133		Gerofit Formation תצורת גרופית	
				110		Upper עליון "Yramon Bank" תצורת אילת	
		CENOMANIAN קנומן	Zafit & Yavata members מסטים צפית ויבטחה	66		Lower חתון	
		27			Zafit Fm. תצורת זאפית		
		Lower חתון	ALBIAN אלביאן	80-130		Samar Formation תצורת סמר	KURNUB כורנוב
					45-55		
20-53					Amir Formation תצורת אמיר		
MIDDLE-UPPER תיכון-עליון	CAMBRIAN קמבריון	10-18		Netafim Formation תצורת נטפים	YAM SUF ים סוף		
			60			Variegated Mbr. מרט מנון	
			50			White Mbr. מרט לבן	
			40			Multicolored Mbr. מרט רבבני	
LOWER חתון		0-32		Timna Formation תצורת תנע			
			0-35			Amudel Shelomo Formation תצורת עמודי-שלמה	



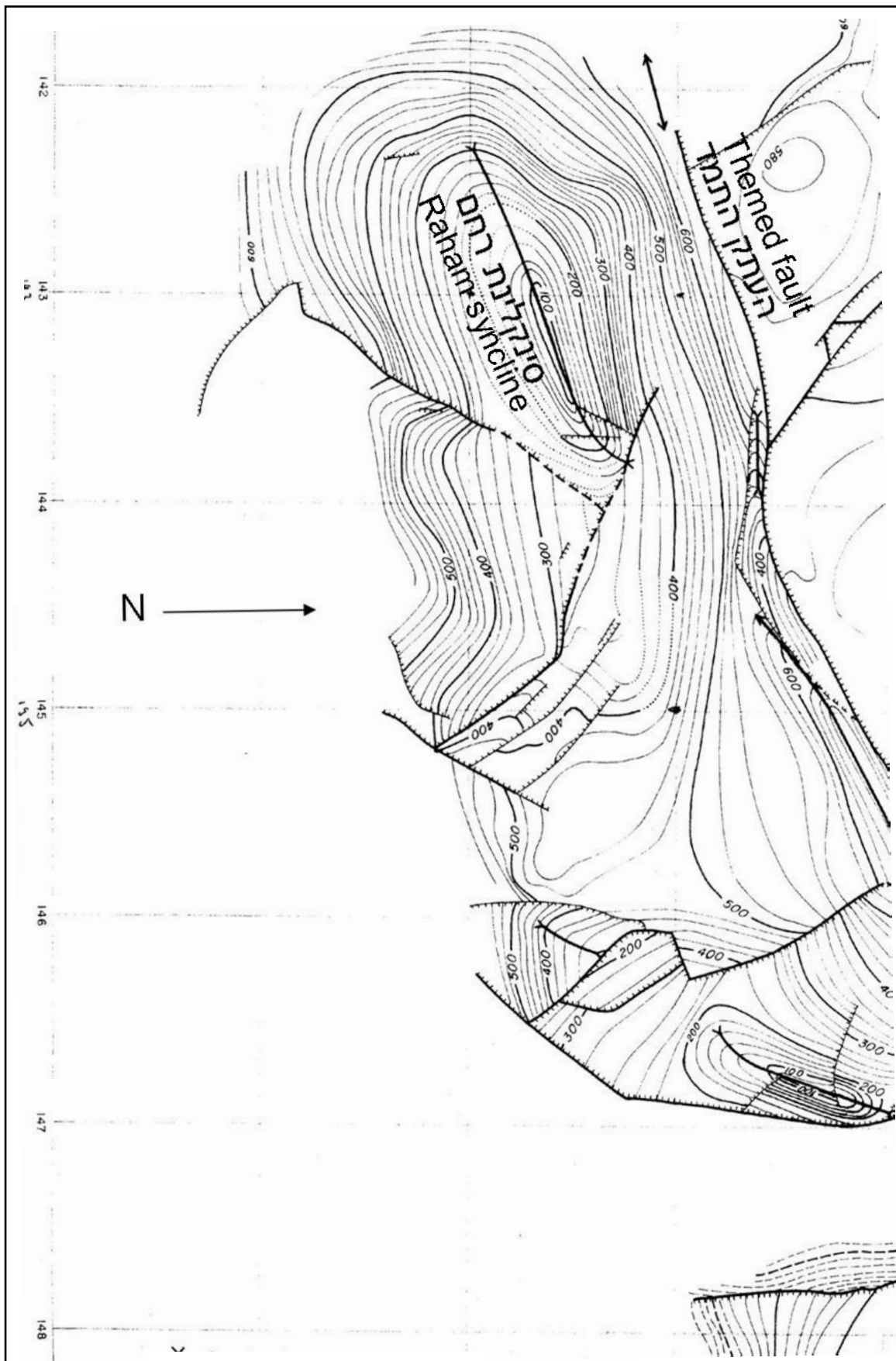
איור 5- העמודה הסטרטיגרפיה של הסלעים הסדימנטריים.

Fig. 5 - Stratigraphic column of the sedimentary rocks.



איור 6- מפה סטרוקטורלית, גג חבורת יהודה, גרברן שלמה וגרברן יותם (אייל, י., 1973).

Fig. 6-Structural map, top Judea, Shelomo and Yotam grabens (Y. Eyal, 1973)



איור 7- מפה סטרוקטורלית נחל רחם, גג חבורת יהודה. בולטים העתק התמד וסינקלינת רחם (ברטוב, 1967).

Fig. 7- Structural map, top Judea, Nahal Raham. Prominent are the Themed Fault and Raham syncline (Bartov, 1967).

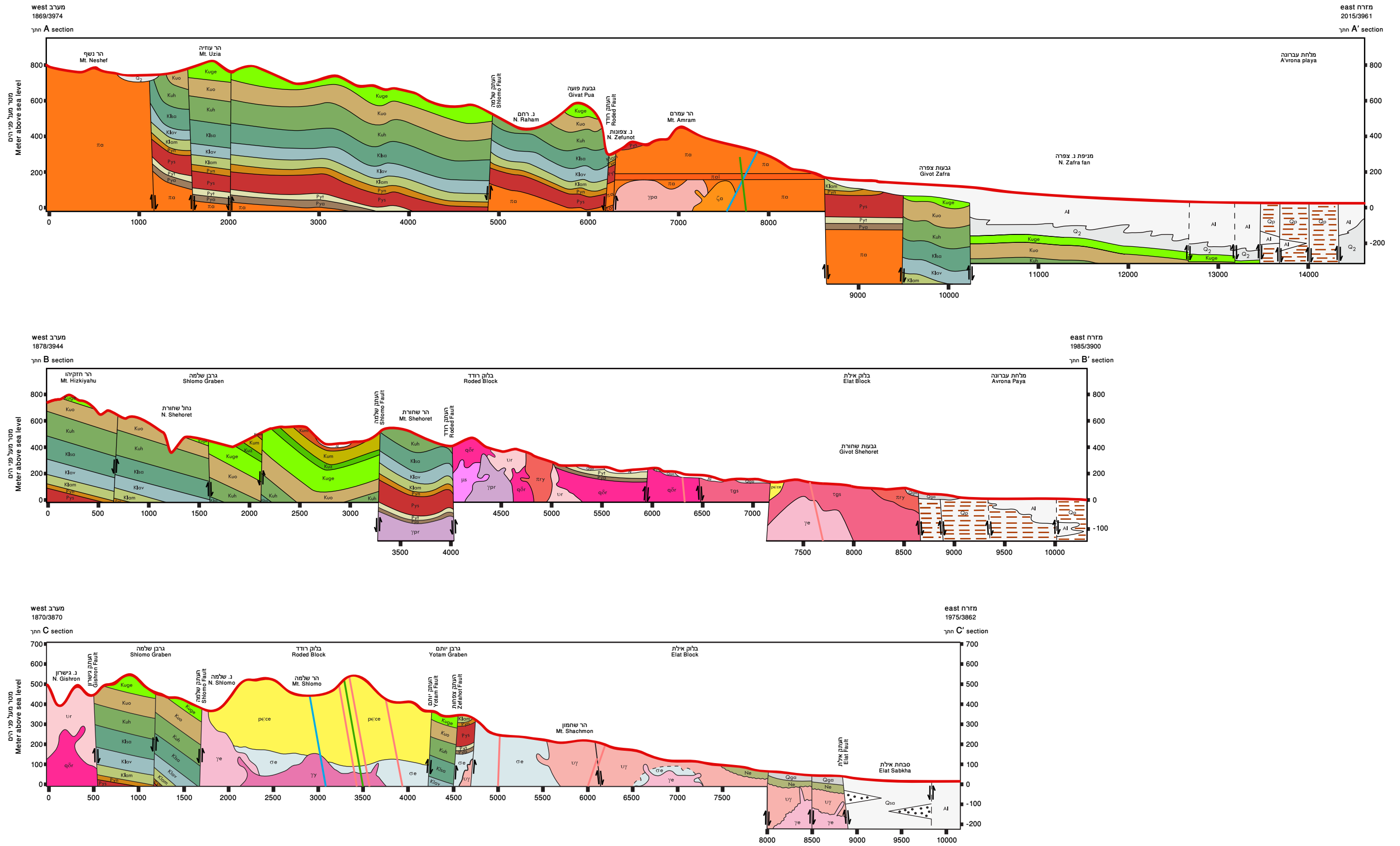


Fig. 8 - Cross sections

איור 8 - חתכי רוחב

Acknowledgment

Fieldwork: Shelomo Ashkenazi, Hanan Ginat, Oded Katz, Amit Mushkin, Yoav Avni, Amihai Sneh, Amit Segev, Dov Avigad, Rivka Amit, Ezra Zilberman, Hallel Lutzki and Raanan Budzin.

Editing: Amihai Sneh, Zeev Lewy, Tuvia Weissbrod, Beverly Katz and also David Soudry, Rami Weinberger, Yhudit Harlavan, Uli Wetzler, Avi Honigstein and Moshe Eyal.

GIS: Alexiy Borshevsky, Rani Calbo, Onn Crouvi, Alexander Varshavsky and Marcelo Rosensaft.

This mapping was carried out as project no. 40236-Elat Sheet geological mapping of the Geological Survey of Israel.

Production of the report Bat-Sheva Cohen, Chana Netzer-Cohen, Nili Almog.

Twelve million m³ of brackish water are pumped annually and are desalinated for the use of the local population. This brackish water is a mix of the fossil salty water from the sandstone aquifer of the Yam Suf and Kurnub groups with fresh renewable water from the alluvial fans (Bein et al., 1993).

7. Previous studies

Numerous geological studies were carried out in the Elat area and not all of them are included here. We refer mainly to those that directly contribute to the map and the explanatory notes. The Elat area was previously mapped by Bentor and Vroman (1955) at 1:100,000 scale; Garfunkel (1970) at 1:50,000 scale; Druckman et al. (1993) at 1:100,000 scale and Garfunkel et al. (2000) at 1:100,000 scale. Specific areas previously mapped in more detail and compiled into the present map are: Y. Eyal (1967), Bartov (1967), Shimron (1972), Mushkin et al. (2003), Amit et al. (1999), Gutkin and Eyal, y. (1998), Avigad (1990), Katz et al. (2002), Katzir et al. (2007), Paz (1997), Peltz and Eyal, M. (1995), Eyal, M. and Peltz (1995), Ginat et al. (1994), Bartov et al. (2002), Weissbrod (1961) and Kagan (2006). Key studies for the understanding of the general structural geology are those of Garfunkel (1970), Y. Eyal (1967, 1973) focusing on the structural map of the Yotam and Shelomo grabens and Bartov (1967) for the structural map of the Be'er Ora area and Themed Fault. The study by Frieslander (2000) is important for the subsurface geology along the Dead Sea Transform and the structural map included. Mushkin et al. (2003) mapped the Amram block. Amit et al. (1999) and Zilberman et al. (2001) mapped the recent faults along the Dead Sea Transform.

Dating of the Neoproterozoic metamorphic and magmatic rocks was done by: Kroner et al. (1990), Stein and Goldstein (1996), Katz et al. (1998), Garfunkel (1999), Beyth and Heimann (!999), Kolodner (2007), Katzir et al. (2007), Be'eri-Shlevin et al.(2009) and Morag et al. (2010, 2011a.b.c).

The maps by Shaw of Southern Palestine (1947) and by Bentor and Vroman (1955) of the Elat Area served as a base map for the subsequent mapping. The study by Bentor (1961) was the pioneering work on the Neoproterozoic metamorphic and magmatic complex. Shimron (1972) presented a structural framework of the metamorphic complex. Papers Avigad et al., (2005, 2009) contributed a lot to the understanding of the Neoproterozoic history of the region. Garfunkel (1980, 1999) analyzed in detail the petrology of the Neoproterozoic rocks and the erosion phases at the Late Neoproterozoic Early Cambrian transition. M. Eyal and Peltz described the Late Neoproterozoic volcanic rocks at the. Weissbrod (1969, 2005) described the stratigraphy of Yam Suf and Kurnub groups and Bartov et al. (1972) summarized the stratigraphy of the Judea and Mt. Scopus groups. Regional magnetic and gravimetric data is presented in Segev et al. (1999).

Change of flow directions of Nahal Amram and its tributaries is an indication for the recent activity of the Arava Fault (Beyth and Mushkin, 2010). The Nizoz Fault (Bartov, 1967) north-east of Mt. Amram displaces the Shehoret Formation and Amram Rhyolite on the east block opposite to the Judea Group on the west block as a marginal structure of the Dead Sea Transform.

4.3 The dextral **Themed Fault** which is part of the Sinai-Negev Shear Zone (Bartov, 1967) strikes west-northeast and extends from Nahal Shani at the west to Be'er Ora at the Arava at the east (Elat and Be'er Ora Sheets). Garfunkel (1970) suggested that it is a reactivated pre-rift marginal Neoproterozoic fault. The Themed Fault in the Elat sheet is accompanied by marginal grabens with blocks of Zihor, Menuha and Mishash formations, and synclines and anticlines parallel to the main fault few hundreds meters in size. The biggest structure is the Raham Syncline south of the Themed Fault. Faults striking north-south like the Nizoz Fault at the east or Neshef Fault at the west are cut by the Themed Fault. The Late Pleistocene Zhiha Formation at Nahal Shani is not affected by the Themed Fault.

5. Landslides and rock collapse

Landslides along the slopes of the rift margins are common as a result of the tectonic activity associated with the Dead Sea Transform and the stratigraphy where rigid dolomite and limestone beds overlie clay units that serve as the lubricant for sliding. The common ones are the Gerofit Formation blocks that slide on top of the Ora Formation shales like along the Mt. Amram cliffs or the basal clays of the Gerofit Formation at the upper Nahal Shehoret. Here a series of dip fractures striking northeast were mapped cutting the Gerofit Formation parallel to the cliffs of Nahal Shehoret tributaries. A massive landslide was observed here at the stream bed. Overlaying the limestone of the Gerofit Formation, dipping 10^0 to southeast, two big blocks of sliding Zihor Formation were mapped. Rock collapse are common like at the upper Nahal Netafim, Nahal Raham and Nahal Shani where huge boulders of limestone of the Zafit Member originally overlaying the marly beds of the En Yorqe'am Member fill the stream. Huge blocks weighting more than 10 tons of the Amudei Shelomo and Shehoret formations were mapped along Nahal Amir.

6. Economic aspects

The geological mapping is a major tool for the sustainable use of natural resources. At the Elat region where desert tourism is a major income the detailed geological map is an important tour guide. The map is also important for planning infrastructure and future development and to estimate and mitigate the high seismic risk of this area along the Dead Sea Transform. Typical examples are the studies of Tahal Engineers (Tahal Engineers, 2002; Israeli and Harash, 1990) and of the Geological Survey (Zilberman et al., 2001) of the Roded and Shahmon sites. The intense solar radiation and the flat vacant plains make the area also an ideal location for the production of solar energy. The elevated topography of the rift margins adjacent to the Elat/Aqaba Gulf is ideal for pump storage which is essential for solar energy and electrical net end users. At the Amram Pillars mainly in the Amir Formation ancient copper mines of the Egyptian and Muslim periods were excavated (Willies, 1991) and traces of gold were found in the rhyolite dykes of Nahal Shehoret and Nahal Roded (Bogosh et al., 1993). The potential of raw material for the construction industry was summarized by Shirav and Segev (1995).

Syncline, between the Roded and Amram blocks plunges eastward and in its north-eastern edge is a recumbent syncline where the dips of both flanks reach 80° .

The young-recent faults were first mapped by Quennel (1958). The general pattern of the active faults along the Dead Sea Transform cross the Arava alluvial fans, the A'vrona Playa and the Elat Sabkha was presented by Garfunkel et al. (1981). These faults displace the Elot and Garof formations (Ginat et al., 1994) and were partly active during the last 10,000 years. It is possible to connect some of the fault activity to historical events (Amit et al., 1999). Amit et al. (1999) concluded that there were at least six earthquake events of magnitude 6 during the last 14,000 years at the A'vrona Playa. During the last 1,000 years a relief inversion occurred in the A'vrona Playa as a result of an uplift of the surface by 1 meter due to a 6.1 magnitude earthquake. This event opened the previously closed drainage system and the A'vrona Playa which is presently drained by Nahal A'vrona to the Elat Sabkha. The present major active faults which can create earthquakes like the one of Nuweiba 22.11.1995, are the Elat Fault and the A'vrona Fault (Tahal Engineering, 2002). Two systems of active faults were defined in detailed geotechnical studies of Tahal Engineers (Israeli and Harash, 1990; Tahal Engineers, 2002) and the Geological Survey (Zilberman et al., 2001) along the alluvial fans of Nahal Roded and southern part of the city of Elat, between Nahal Garof and Nahal Shachmon. The youngest one, striking north-east, was active during the Holocene (year > 11,000) and the Late Pleistocene, and the oldest one striking northwest, was active from the Pliocene-Middle Pleistocene to Late Pleistocene. In the city of Elat the Shachmon Fault was mapped in detail with a fault plane of $\sim 80^{\circ}/300^{\circ}$ and a vertical down throw of 7-10 meters of the western block (Israeli and Harash, 1990). This fault was also detected in the alluvium and was defined as an active fault. South-west of Gevaot Shehoret, the river terraces and the Garof Formation are cut by a north-west striking fault ("Roded Fault"), which was active from Late Pliocene, during the sedimentation of the Garof Formation, to Late Pleistocene (?). Two additional faults, which displace the Garof Formation, were mapped west of Gevaot Shehoret. The entire area between Gevaot Shehoret at the north and the city of Elat at the south is crossed by numerous short faults and lineaments (Zilberman et al., 2001).

The direction of the Amram Block is east-west while the Elat and Roded blocks are elongated in the north-east direction. The boundary faults of the Amram Block are: The Arava Fault in the east, the Roded Fault in the west, A'vrona Fault in the north and Amram Fault in the south. At the center it is separated into two sub-blocks by the Zefunot Fault. Arava and Roded faults are sinistral faults striking north-east and A'vrona, Amram and Zefunot are dextral faults striking east-west. Part of these faults like the Zefunot one, where the north block of Amram Granite Porphyry faces the Amram Rhyolite south block below the Early Cambrian peneplain, are reactivated Neoproterozoic faults. These east-west striking faults like the Amram and Zefunot are a shear zone composed of numerous faults. The expression of this shear is when it crosses the Multicolored Member of the Shehoret Formation at the Amram Pillars or north of Giv'at Bahat. The A'vrona Fault is cut at the northwest corner of Mt. Amram by a north-south sinistral fault with a horizontal throw of 120 meters. Geophysical mapping (Frieslender, 2000) indicates that the Arava Fault at the north-east corner of Mt. Amram sinistrally offsets the A'vrona Fault by 1,138 meters assuming that the Be'er Ora Fault of Frieslender (2000) is the continuation of the A'vrona Fault. The sub-surface saddle between the A'vrona and Yaalon basins is most probably the sub-surface eastward continuation of the Amram Block. The Amram Block is an ancient reactivated east-west block marginal to the major regional Themed Fault. The Mt. Amir Syncline was formed along the tectonic junction between the Roded Block, moving northeast and the east-west trending Amram Block.

The structure of the metamorphic rocks in the **Elat block** is characterized by southward dipping foliation with east-west striking isoclinal folds (Shimron, 1972). These folds vary from isoclinal to kink folds and their size ranges from a few centimeters up to few meters as observed in Nahal Shelomo. It was suggested that these schists are the northern flank of the east-west striking Murach Syncline, which its east-west axis is along Wadi Murach 20 Km south of Elat and that the total thickness of the schists is approximately 10 Km (Eyal, 1980). At Nahal Yael a tectonic contact (thrust?), was mapped between the Elat Schist and the Elat Granitic Gneiss (Avigad, 1984). The foliation of the metamorphic rocks of the **Roded block** is vertical and the strike is north-south with isoclinal folding of a few tens of centimeters in size (Katz et al., 1998).

The Schist dykes intruding the Elat Granitic Gneiss at the Elat Block strike east-west (Shimron, 1972) and thus indicate a north-south extension during intrusion and subsequent parallel shearing. The dominant direction of the rhyolite, andesite and composite dykes in the Elat and Roded blocks is north-south and east-west in the **Amram block**. These directions are an indication of perpendicular extension at the Late Neoproterozoic. Part of the Volcano-Conglomeratic complex at the Roded Block is preserved in east-west striking grabens (Garfunkel, 1999).

The pink, thick morphologically positive rhyolite dykes are a useful marker of horizontal faults like the sinistral faults at Mt. Tzefahot, where these dykes intrude the grey Taba Gneiss.

4.2 The young faults (Figs. 2, 5 and 6): The major structures in the Elat area were developed as a result of the young tectonic activity associated with the rifting of the Dead Sea Transform. These structures are the Gulf of Elat, the Elat Sabkha, Av'rona Playa and the Yotam and Shelomo grabens. The grabens and the step faulting along the margins of the rift are controlled by north-north-east sinistral faults which also have a vertical component. The major faults at the south and central parts of the Elat Sheet are from west to east: the Gishron faults, Shelomo, Tzefahot, Yotam, Roded, Mahzevot and Elat faults (Eyal, Y. 1967). The Yotam, Tzefahot and Mahzevot faults coalesce northward, north of the Yotam Graben, in the subsurface to the north-east striking Arava Fault. (Frieslender, 2000, Fig-2). The calculated amount of the sinistral movements of the Elat and Roded blocks in respect to the Sinai Block west of the Gishron Fault is 8 and 2.5 kilometers respectively (Garfunkel, 1980). Along the Roded Fault and the northern part of Shelomo Fault, northeast plunging synclines and anticline oblique to the faults were mapped, like Shehoret Syncline East and Shehoret Syncline West. Similar structures were mapped along the southwest margins of the Shelomo Fault in the Shelomo Graben: Taba, Rehavam and Shelomo synclines and a series of dense small folds along the Nahal Yehoshafat (Eyal, Y., 1967). The axes of these folds are also trending north-east oblique to the Shelomo Fault. Along Nahal Gishron half domes like the one north of upper Nahal Yehoshafat developed deflecting the direction of the stream. Most probably both the folds and the faults were developed contemporaneously due to northwest southeast stress field. While the Shehoret synclines are broad, the folds of the southern parts of the Shelomo Graben are asymmetric with up to vertical dips of the northern flanks. The reason for this difference is that the Shehoret synclines were developed at an extending segment while the folds south of Nahal Yehoshafat express shortening for up to 30%. Sub-horizontal slickensides like along the Tzefahot, Shelomo and Roded fault planes are common and in upper Nahal Shelomo with rhomb structures indicating sinistral movement. Sub-vertical slickensides are common like at the fault planes of Yotam and Gishron faults. The east-northeast striking Mt. Amir Syncline and Nahal Raham Syncline (Bartov, 1967) are the biggest mapped in the Elat Sheet. The Mt. Amir

penneplain. The **Arava Formation** is a fluvio-lacustrine formation build of conglomerates of Pliocene age, deposited between 4-2 Ma at a relative tectonically stable phase along the margins of the rift after intensive rifting phase that controlled the Miocene-Pliocene drainage pattern (Avni et al., 2001). The Sagi Member of the Arava Formation up to 30 meters was mapped in the Elat Sheet as a conglomerate consisting of boulders of local origin mainly of carbonates and less of chert and rhyolite, rounded and up to 3 meters in diameter. The average imbrication of the boulders indicate westward flow direction. The Arava Formation unconformably overlays the Mt. Neshef rhyolites and the Judea and Mount Scopus groups. The **Zhiha Formation** of Pleistocene age is built of fine-grained sandstone to red clayey-silt and unconformably overlies the Arava Formation (Ginat et al., 2001). Beds of calcitic paleosoils with carbonate concretions formed by pedogenic processes are common in the Zhiha Formation different from the more recent gypsiferous soils. These soils of the Zhiha Formation were developed in close basins along the Pleistocene major rift fault systems when the flow direction in the rivers changed from west toward the east. The calcitic paleosole probably indicate a more humid, semi-arid, climate than the present extreme-arid climate. The thickness of the Zhiha Formation is around 10 meters.

In the rift zone west of Elat at Nahal Shelomo the Miocene Raham Conglomerate was mapped (Garfunkel et al., 1974) and north and south of Elat the Elot and Garof formations (Ginat et al., 1994). The **Raham Conglomerate** is a poorly sorted, coarse conglomerate in which the boulders are rounded-angular and are composed mainly of the Avdat Group with nummulites without magmatic and metamorphic boulders. Avni et al., (2011) suggested the Raham Conglomerate to be of the Eocene age. The **Elot Formation** of Pliocene age is up to 20 meters thick and is built of two units: The lower brown-light red and in places green, well-bedded clayey sandstone with carbonate concretions and the upper medium-grained sandstone with fossil flora roots and pebble beds of magmatic origin. The **Garof Formation** of Pleistocene age is up to 20 meters thick and overlies the Elot Formation with an angular unconformity at the Roland Forest, north of Elat. At the lower part pebbles up to 50 centimeter in diameter are embedded in a sandy matrix and conglomerate in the upper part with a bed of large boulder up to 3 meters in diameter. A white colored desert pavement developed at the top of the Grof Formation. Old **river terraces** (Q₁) were mapped east of N. Gishron and around N. Shelomo and contain diorite boulders transported from an intrusion west of N. Gishron. These terraces represent a drainage pattern pre-N. Gishron and are of Early pleistocene age. The young terraces(Q₂) are part of the recent drainage system dated as Middle Pleistocene to Recent. The dating of six levels of Q₂ terraces was carried out by Porat et. Al., (2010) by the OSL method at Nahal Shehoret alluvial fan east of Gevaot Shehoret. The oldest age was >231,000 and the youngest 14,000 years. The accurate definition and stratigraphy of the river terraces in the Elat Sheet needs additional research.

4. Structure

The structures of the Elat Sheet were classified into three types: 1) The ancient metamorphic/magmatic, 2) the young ones which are of the Dead Sea Transform and it's margins, and 3) the structures related to the Themed east-west dextral fault system.

4.1 The ancient structures of Neoproterozoic age are expressed in the metamorphic fabric or the dyke directions, which are all parts of the evolution of the East African Orogen and the development of the Arabian-Nubian Shield. This tectonic event was terminated by extension, exhumation and peneplanation.

1967). This sandstone bed was previously described as the Sand Member which changes northward to a shaly-marly member where the big oyster *Pycnodonte vesicularis* is common. The sandstone bed was also mapped at the axis of the Mt. Amir syncline close to the Arava Fault. Chalks of marine pelagic origin are typical for the Menuha Formation in central and northern Israel and enriched in clastic sediments from continental origin southward in the Elat area. In the Raham Syncline the Menuha Fm. is presented by white chalk at the lower part and yellow marl at the upper part, total ~ 20 m. thick. The Ostracoda *Limburgina miarensis* of biozone S3 (Lifshitz et al., 1985) of late Santonian was identified (A. Honigstein per. Com.). The overall thickness of this formation ranges from 80 to 100 m. Also fish tooth and phosphatic bones(?). The boundary between the Late Coniacian-earliest Campanian Menuha Fm. and the Campanian Mishash Fm. is at the contact between the second chalk bed and the main chert of the Sayarim Formation of Bartov et al. (1972). The **Mishash Formation** is built of three units: The lower the main chert bed, 25 m thick, the middle soft carbonate rock with phosphorite, 20 m thick and the upper porcelanite with phosphorite on top, 30 m thick. The upper part of the Mishash Formation is marked by concretions of chert and limestone >1 m diameter. These two formations were mapped in the Taba, Rehavam, Shelomo, Shehoret west, Mt. Amir and N. Raham synclines and as small blocks along the north-south faulted at the northern part of the Shelomo Graben. At the Raham Syncline in the white chalk of the Mishash Fm (third chalk (?)) the Ostracoda *Brachycythere beershavansis* and *Ventrocythereis rotunda* of biozone S-5d , early Late Campanian were identified (A. Honigstein per. Com., Lifshitz et al., 1985). Two chert beds with many concretions are exposed at the Rehavam and Shehoret west synclines. These two formations Menuha and Mishash were deposited in very different environment than those of the Judea Group. Sedimentation of the Mt. Scopus Group occurred in an unstable shelf rich in nutrients and organic material while the Judea Group was deposited in a shallow sea poor in nutrients and tectonically stable. The **Gareb Formation** of Maastrichtian age is built of well-bedded yellow-reddish marly chalk with gypsum veins and is up to 70 m thick. It is exposed in the Taba, Rehavam, Shelomo and Shehoret west synclines and in small outcrop at Nahal Netafim at the northern terminus of the Yotam Graben. The **Taqiye Formation** is built of green clay and marl with limonitic nodules with pyrite at the center. The Taqiye Formation was mostly mapped in association with the Gareb Formation. The thickness of both formations ranges from a few meters to a few tens of meters. The boundary between the Gareb and Taqiye formations is the base of the Cenozoic Era and Tertiary System which is characterized by a biological turnover such as the extinction of the dinosaurs. Correlation, isopach and facies maps for the formations of the Judea and Mount Scopus groups for the northern Negev and Sinai are presented by Bartov and Steinitz (1977).

3.2.5 Avedat Group of Eocene age is built of four formations: Mor, Nizana, Horsha and Matred. The Eocene rocks are exposed in the Nahal Shelomo, Rehavam and Taba synclines are built of well bedded white chalk with chert interbeds and limestone concretions up to 1 m in diameter. The Eocene rocks are up to 100 m thick at Nahal Taba (Eyal, 1967) and they are most probably the equivalent of the Mor Formation of Early to Middle Eocene. At Nahal Shelomo syncline the top of this formation is truncated by the Raham Conglomerate.

3.3 The young clastic rocks (previously called the Upper Clastic Unit) of Miocene-Pliocene-Pleistocene age were deposited as a result of the rifting. At the northwest rift margins at the Shaham planes and Nahal Shani the Arava Formation (Avni et al., 2001) and the Zehiha Formation (Ginat, 1997, 2001) were mapped overlying the Oligocene

carbonate platform belt (Ramon-Judea) to the north. Relative sea-level fluctuations temporarily turned the basin into a lagoon with brackish-water during influx of runoff water with plants, or hypersaline conditions depositing dolomite and gypsum. The Ora Formation is up to 108 m thick and is divided to three members: The lower member is built mainly of green to gray shales with gypsum veins and thin beds of yellow nodular limestone with Early Turonian ammonites. The middle member is known as the fossiliferous dolostone Vroman Bank in the Makhtesh Ramon area. Among the common fossils are the Turonian ammonite genus *Choffaticeras* and the gastropod *Tylostoma Cossoni* of Early and Middle Turonian. The upper member is built of red and green beds of shale, a 5 m thick massive gypsum bed and thin beds of limestone and dolostone. The soft morphology and the red and green shales with the gypsum bed are good mapping markers. Complete sections of the Ora Formation are found at Nahal Shelalgon, the eastern part of Nahal Shani, at the axis of the Mt. Amir syncline and north of Maale Elat. Along some faults the shales like at upper Nahal Shelomo, Nahal Shani and between Nahal Gishron and Nahal Yehoshafat are folded into diapir structures as a result of faulting along the margins of the Dead Sea Transform and the Themed Fault. West of Mt. Amram the shale of the Ora Formation comprise the lubricant for the eastward sliding of big massive blocks of the Grofit Formation. The **Gerofit Formation** of Late Turonian age is 130 m thick and built of gray, finely crystallized limestone precipitated in a shallow sea. The lower part is built of limestone interbedded with green clay. Disharmonic structure and block rotation like at Mt. Yoachaz, attest to horizontal shearing along the rift margins. The middle part of the formation is built of a white chalky limestone rich in ostracoda and foraminifera. This upper part is composed of well-bedded limestone and dolostone with thin beds of chert and chert nodules and a common crustaceae burrows. The upper part forms a brown distinct cliff above the soft white carbonate. The rudist, *Hippurites* of Turonian age occurs at the top of the Grofit Formation at the upper part of Nahal Shehoret indicating upward shallowing during the deposition of the formation. The Gerofit Formation forms planes at the northern parts of the Shelomo Graben, Mt. Shehoret and at the structures along the Shelomo, Gishron and Yotam faults and at the Mt. Amir syncline. The inclined Gerofit Formation often slides over the shale of the Ora Formation, which tend to cover the contact between these two formations and inferred contact are used on the map. The **Zihor Formation** of Late Turonian-Coniacian age was mapped by Bartov (1967) as the Eteq Formation. It forms a light red-brown distinctive unite, up to 30 m thick, overlying the light brown-grayish limestone of top Gerofit Formation. It is built of limestone, marl and dolostone rich in fossils such as stromatoporoids and oyster beds. A one meter thick massive brown bed of clastic dolomite forms the base of the Zihor Formation at the upper part of Nahal Shehoret. Here at the top of the formation underlying the chalk of the Menuha Formation marl with oncolites (Lewy, 1972) of about 1 cm in diameter and the Coniacian ammonite *Heterotissotia neoceratites* were found. The Zihor Formation is mapped in the Taba, Rehav'am, Shelomo and Mt. Amir synclines and at Nahal Raham and upper Nahal Shehoret.

3.2.4 Mount Scopus Group is built of four formations: Menuha, Mishash, Gareb and Taqiye. The Menuha and Mishash formations were integrated by Bartov et al. (1967) into the Sayyarim Formation. The **Menuha Formation** is built of two chalk units, the lower 20 m thick and the upper 25 m thick. Occuring in between are (from bottom to top) sandstone beds, 10 m of dolostone beds and 20 m of marl and in places chert beds with phosphorite. The sandstone unit thins northward from 45 m at the Taba syncline, down to 25 m at the Shelomo Syncline and to 10 m at Nahal Raham (Bartov et al., 1972; Eyal,

the Netafim Formation are missing in the Timna Valley (Segev et al., 1992). The dark-brown color, which is very distinctive on the airphotos, is typical for the Yam Suf Group.

3.2.2 The Kurnub Group (previously called the Hatira Formation) of the Lower Cretaceous period is composed of the Amir, A'vrona and Samar formations. The **Amir Formation** is built of white friable, fine to medium-grain quartz kaolinitic sandstone with recumbent cross-bedding, trace fossils and tidal channels (Weissbrod and Sneh, 1997) covered by a typical yellow-brown patina. The age of the Amir Formation is between about Late Barremian to Early Aptian and its thickness is around 50 m. The **A'vrona Formation** up to 70 m thick, and is built of medium to coarse-grained sandstones with quartz pebbles of 5-10 cm in diameter. It is characterized by rounded cliffs and caves and large-scale cross bedding. Nodules of sulfidic copper mineralization with secondary green mineralization coating are common at the top of the Amir Formation and the base of the Avrona Formation. Copper mineralization was also found along fractures and was mined in ancient times at Amudei Amram. The **Samar Formation** of middle Albian to Late Albian age is 80 to 130 m thick and is built of quartz sandstone of fine to medium grain-size with lateritic beds. The Kurnub Group is of alluvial origin and forms the soft geomorphological unit below the carbonate cliffs of the Judea Group. The Kurnub Group outcrops along the margins of Mt. Amram, Nahal Shani, southern Mt. Shehoret, along Nahal Netafim and north and south of Nahal Gishron.

During Late Barremian-Albian times the southern margins of the Tethys Sea transgressed over the Arabian-Nubian continent in pulses evidenced by shallow marine sediments in between terrestrial clastics. Since the Early Cenomanian the sea covered the Elat region and gradually progressed southwards into Sinai (Egypt).

3.2.3 The Judea Group of Cenomanian-Coniacian age comprises four marine formations: Hazera, Ora, Gerofit and Zihor which were described by Bartov et al. (1972). The **Hazera Formation**, which is 120 m thick, is divided into four members which are map able at the Mt. Amir syncline. The lower Hevyon Member forms a light brown dolomite cliff 30 meters thick with an up to 10 m thick yellow glauconitic-dolomitic-sandstone bed at the base unconformably overlying the Samar Formation. The En Yorqe'am Member, 30 m thick, is built of a green marl and clayey limestone rich in bivalves, gastropods and echinoderms. The gray limestone with chert nodules and *Nerinea* of the Zafit Member forms a 30 m high cliff. The double cliff of the lower Hevyon Member and the upper Zafit Member with the marly En Yorqe'am Member in between is an important marker for geological mapping. The assignment of the members of the Hazera Formation described above and shown on the map assumes a particular correlation with the type section of this formation. However, another correlation (Arkin et al., 1967) is also possible. The section in the Elat area may also be interpreted to comprise only the Zafit, Avnon and Tamar members (i.e. what is shown as Hevyon may actually be the Zafit member, etc.). More study is needed to resolve this uncertainty.

The upper Yotvata Member is built of white to gray well-bedded limestone at the lower parts, paper limestone at the middle and white limestone with the ammonite *Neolobites Vibrayeanus* indicative of the Late Cenomanian. A thin red-brown limonitic-dolomite bed at the top of the Yotvata Member marks the top Hazera Formation. During the Late Cenomanian-Early Turonian elongated shallow basins striking northeast-southwest developed in the Negev (Freund, 1962). The biggest basin is in the Elat area with a water depth of 50 to 100 m where the **Ora Formation** (previously called Ora Shales) was deposited. The basin was situated between the coast to the south and the elevated

The result of the geochronological studies indicate two possible major breaks in the Neoproterozoic magmatic activity: ~60 million years break is between the metamorphic rocks and the calc alkaline intrusions and the second ~55 million years is between the rhyolite, andesite and composite dykes and the dolerite dyke.

3.2 The sedimentary rocks (Fig. 4). The pre-Dead Sea Transform sediments, from Cambrian to Eocene, consist in the Elat area of five groups: Yam Suf, Kurnub, Judea, Mount Scopus and Avdat.

3.2.1 Yam Suf Group: The lower, Cambrian part of the sedimentary section comprises four formations: Amudei Shelomo, Timna, Shehoret and Netafim, which were described by Weissbrod (1969, 2005) and Segev (1986). They onlap the Early Cambrian peneplain for example, at Mt. Amram. A paraconformity, a stratigraphic gap, of 380 million years separates between the Aptian Amir Formation and the Cambrian Netafim Formation. This gap is the result of erosion of approximately 2,500 m of mainly lower Paleozoic and less upper Paleozoic and lower Mesozoic rocks as a result of three uplift events (Weissbrod, 1995; Kohn et al., 1992; Vermeesch et al., 2009). This paraconformity is well exposed in the north at Givat Yokheved and at the southwest margins of Mt. Amir syncline. The sand of Yam Suf Group must have been transported several thousand kilometers before deposition from south to north Gondwana (Morag et al., 2011c). Avigad et al., (2005) suggested that the vast sheet of mature Cambro-Ordovician sand blanket of north Africa and Arabia are essentially of first order cycle sediments derived from the Neoproterozoic basement. The **Amudei Shelomo Formation** of Early Cambrian age is composed of sub-arkosic sandstones and conglomerates filling a moderate relief, which was formed along a drainage pattern aiming north and northwest (Karcz and Key, 1966). The base of this formation around Nahal Shehoret and Nahal Gishron is built of a dark-brown silty-clay bed a few meters thick. The Amudei Shelomo Formation was mapped at the southern margins of Mt. Amram, at the southeast margins of the Mt. Amir syncline, south-east of Nahal Shehoret, at Nahal Shani the Red Canyon and at Nahal Gishron. The **Timna Formation** is exposed in the Timna basin to the north and the Elat basin to the south which are separated by the east-west trending Mt. Amram and Mt. Neshef ridges (Segev, 1984). The formation was divided into the Hakhilil and Sasgon members. The lower Hakhilil Member is built of silt and sandstone with rhyolitic breccia at the base, and the upper Sasgon Member is built of three lithofacies: dolomite, sand and clay (Segev, 1986). The dolomite at the Elat basin is dolomitic thrombolite. The sand is sub-arkosic with sandy columnar stromatolites (Soudry and Weissbrod, 1995). The age of the Timna Formation is Early Cambrian (Parnes, 1971) forming a transgressive-regressive cycle. This formation is exposed at the Netafim pass, at the northern margins of Mt. Amram and is associated with the Amudei Shelomo Formation. A full section of the Timna Formation with dolomite and limestone beds, manganese nodules and mud cracks occurs in Nahal Amir close to the junction with Nahal Shehoret. The **Shehoret Formation** is built of silt and sandstone deposited in a coastal environment. The formation was divided into three members along the margins of the Mt. Amir syncline: the lower sub-arkosic multicolored Member, 30-40 m thick, the White Member of sub-arkosic sandstones with *Skolithus* of maximum thickness of 52 m, and the upper Variegated Member up to 60 m thick built of red to brown clay alternating with white sub-arkosic to silt beds (Weissbrod, 2005). The **Netafim Formation**, 20 m thick is built of fine-grained sandstone deposited in a tidal environment, unconformably overlying the Shoehorned Formation. The upper members of the Shehoret Formation and

al., 2004) of the low, greenschist, metamorphic facies and 705 Ma (Morag, et al, 2011) mark the end of the metamorphic events.

3.1.2 The calc alkaline intrusions, the Shahmon Metabasite in the Elat block 640-644 Ma (Kroner et al., 1990; Morag et al., 2011), Roded Granite Porphyry, 642 Ma (Morag et al., 2011), Roded Quartz Diorite, 634 Ma (Stein and Goldstein, 1996; Katz et al., 1998) and Elat Granite, 630 Ma (Beeri-Shlevin et al., 2009) in the Elat and Roded blocks mark the cratonization, post-collision phase of the orogen. Some foliation was observed in the Shahmon Metabasite, Roded quartz Diorite and in the Elat Granite. Eyal, M. et al., (2004) suggested that the Elat Granite is composed of two plutons; the one on the eastern margins of Mt. Shahmon is metamorphic and is therefore distinguished by them as the Shahmon Granitic Gneiss.

The intrusions of the alkaline granites such as the Amram, Shahmon and Yehoshafat granites, 608 Ma (Be'eri-Shelvin et al., 2009; Morag et al., 2011), is accompanied by rhyolite dykes, 609 Ma (Morag and Avigad, 2010), andesite and composite dykes which mark the extension phase (Beyth et al., 1994). In places such as the "Dyke Country" at Mt. Shelomo the dykes form 85% of the outcrop (Gutkin and Eyal, Y. 1998). The Shahmon Granite intrudes the Quartz Diorite Roded in numerous small intrusions (Bentor, 1961).

3.1.3 The volcano-conglomeratic event is the final major magmatic event in the Elat area, represented by the Amram Rhyolites, basalts, andesites and conglomerates of the Mapalim Formation in the Roded block (Paz, 1997, Weissbrod, 1965), andesites and trachytes at Gevaot Shehoret (Peltz and Eyal, 1995), acid volcanic rocks at the Yotam Caldera (Eyal and Peltz, 1994), the basalt and andesite volcanic rocks in Mt. Shelomo in the Elat block, hypabyssal shallow intrusions of the Amram Monzonite and Amram Quartz Syenite (Mushkin et al., 2003).

The Roded Conglomerate, the Mapalim Formation and the Elat Conglomerate in Mt. Shelomo (Gutkin and Eyal, 1998), dated at about 590 Ma (Morag et al., 2011), are the products of a major erosion phase in which 12,000 m of the section were removed (Garfunkel, 1999). Garfunkel (1970) interpreted this occurrence at N. Shelomo as a graben because of the knife-sharp contact between the sediments and enclosing granites, the far travelled origin of the sediment and absence of local detritus. The Elat Conglomerate is a product of cohesive debris flows while the Roded Conglomerate and the Mapalim Formation are fluvial sediments (Kagan et al., 2010). Rhyolite, andesite and composite dykes 585 Ma. of age (Katzir et al., 2007) intrude these conglomerates. A petrologic study of these dykes intruding the Elat Granite at Mt. Shahmon was done by Kessel et al. (1998). The Neoproterozoic basement is truncated by a peneplain and the youngest dolerite dyke below it is of 532 Ma age (Beyth and Heimann, 1999) and was mapped in the Elat Sheet at the southern part of Mt. Amram. Identical ages were reported from the dolerite intrusions in the Zenifim Formation (Weissbrod, 2005). This Early Cambrian peneplain was formed by erosion of 2,000 m of the section (Garfunkel, 1999) and by chemical weathering. At the junction of Nahal Amir and Nahal Shehoret the Roded Granite Porphyry was altered to kaolinite, suggested by Sandler et al., (2011) to be a relict of a thick lateritic section which was removed before the sedimentation of the conglomerates of the Early Cambrian Amudei Shelomo Formation. Avigad and Gvirtzman (2009) suggested that the lowering down of the Arabian-Nubian Shield to sea level at Early Cambrian was significantly accelerated by post-delamination cooling and thermal subsidence during the last stages of down wear when erosion slows down.

3. Stratigraphy

The Elat area comprises three major rock sequences: 1) The Neoproterozoic metamorphic and magmatic basement; 2) the sedimentary rocks from Cambrian to Eocene and 3) the young clastics and playa deposits accreted during the evolution of the Dead Sea Transform since the Miocene. The Early Cambrian peneplain separates between the first two sequences (Beyth and Heimann, 1999) and the Oligocene erosion surface between the second and the third sequences (Avni et al., 2011).

3.1 The metamorphic and magmatic rocks (Bentor, 1961; Garfunkel, 1980, Fig. 3) were mapped at the Elat, Roded and Amram blocks as part of the northern margins of the Arabian-Nubian Shield. These rocks formed during more than 300 million years of the Neoproterozoic crustal evolution (Beeri-Shlevin et al., 2009; Kolodner, 2007; Kroner et al., 1990; Morag et al., 2011). The oldest rock association was mapped at the Roded and Elat blocks and the youngest at Mt. Amram (Mushkin et al., 2003). The U-Pb dating and Hf isotopic analysis of single detrital zircons from the Late Neoproterozoic Elat Conglomerate bear evidence for two major magmatic cycles, island-arc magmatism peaked at ~800 Ma and post-collisional granitoids and volcanics invented the amalgamated arc crust peaked at 610-630 Ma. The results of the Hf isotopic analysis are in line with the overall juvenile character of the Arabian-Nubian Shield with some contamination of older crust (Morag et al., 2012).

3.1.1 The metamorphic rocks of the Elat block are built of the metapelitic and metapsammitic Elat Schist, 800-813 Ma of age (Kroner et al., 1990). The metamorphic minerals in the schist are biotite, garnet, staurolite, cordierite, andalusite and silimelite (Shimron, 1972). The Elat Schist is intruded by the quartz-diorite Taba Gneiss, 782-790 Ma (Morag et al, 2011; Kroner et al., 1990) and by the Elat Granitic Gneiss, 740-744 Ma of age (Kolodner, 2007; Kroner et al., 1990). Garfunkel (1980, 1999) suggested the existence of two orogenic phases separated by 50 million years. Two metamorphic phases are distinguished in the Elat metamorphic association, the amphibolitic, medium to high temperature and low pressure facies and the amphibolite-greenschist facies (Morag and Avigad, 2010). The mineralogic association suggests temperatures of 580 to 660 C⁰ and pressures between 4.6 to 3.8 Kbar (Matthews et al., 1989).

The metamorphic rocks of the Roded block are comprised of the Roded Migmatites and Roded Schists, 800 Ma old (Morag et al., 2011). The metamorphic amphibolitic facies suggests temperatures up to 650 C⁰ and pressure between 4 to 5 Kbar. The peak of the metamorphic event was pre-750 Ma (Katz et al., 1998). The Roded Migmatites of Mt. Shelomo developed from the Roded Schist by metamorphic segregation while the protolite of the Roded Gneiss was most probably magmatic (Gutkin and Eyal, Y. 1998). At Nahal Netafim the metamorphic rocks form a belt at the east and south margins of the younger plutonic rocks of the Roded Quartz Diorite.

The metamorphic rocks of the Elat and Roded blocks represent an event of subduction, formation of island arcs, erosion of the arcs, deposition of the erosion products and metamorphism of these sediments. This event took place between ~800 Ma (the age of the zircons in the schists), to 780-790 Ma (the age of the zircons in the Taba Gneiss; Eyal et al., 1991). The schists were intruded by quartz dioritic and granitic plutons after the first metamorphic event and metamorphosed like the Elat Granitic Gneiss. The andesitic magnesium-rich schist dykes (Garfunkel, 1970; Shimron, 1972; Avigad, 1984; Katz et

1. Introduction

Three major processes controlled the geological and geomorphological evolution of the Elat area: 1) The creation of the Arabian-Nubian Shield during the Neoproterozoic as part of the East African Orogen and the enclosure of the Mozambique Ocean between the east and west Gondwana plates; 2) Accumulation of the Cambrian to Eocene sedimentary sequence on the Arabian Plate at the southeast margins of the paleo-Tethys and Tethys Sea; 3) The Miocene to Recent evolution of the Dead Sea Transform, a sinistral fault, which is the plate boundary between the Arabian Plate to the east and the African Plate to the west.

The stratigraphy and structure of the well-exposed rocks in the extreme arid desert climate of the Elat area document the evolution of these three processes and thus make the geology of the Elat Sheet so unique.

Therefore the extensive research done in the Elat area has turned this region into a field laboratory for geoscience students. The Elat Sheet geological map was prepared as part of the 1: 50,000 scale geological mapping project of the Geological Survey of Israel and is based on previous maps updated by field work during the present study. This most recent effort of very detailed mapping was carried out on a 1:10,000 average scale using GIS and orthophoto as the base map.

2. Geomorphology

The eastern part of the Elat Sheet comprises the up-to 1,000 meters deep structural basins of the southern Arava (Frieslander, 2000) and the Gulf of Aqaba/Elat with a water depth of up to 1,500 m (Sade et al., 2008). The geomorphological expression of these depressions on land are the Avrona playa, Elat sabkha and the alluvial fans of the rivers draining eastward. The ephemeral rivers (wadis) draining into the southern Arava and the gulf are from south to north: Taba and its tributary Gishron, Shelomo, Garof, Shahmon, Netafim, Roded with its tributary Yael, Shehoret, Amram, Zefunot, A'vrona with its tributary Nizoz, and Raham with its tributaries Shelalgon, Shani and Uzia. Most of these rivers are incising at their upper parts, the sedimentary rocks of the Shelomo Graben on the west the metamorphic-magmatic rocks of the Roded and Elat blocks to the southeast and Amram Block at the north. The topographic elevation in the east ranges from sea level to +40 m in the A'vrona playa. The elevation in the west ranges from 700 m at Mt. Shelomo to more than 800 m at Mt. Hizkyhu and Mt. Neshef. This sharp difference in east-west relief which spans less than 15 km is the major reason for the canyon morphology of these ephemeral rivers. Changes of stream direction as at Mt. Amram (Beyth and Mushkin, 2010), of the Shehoret and Roded rivers (Weissbrod and Sneh, 1990) and the "capture" of the Gishron by the Yehoshafat River (Eyal, Y. 1967) were controlled by the young Pliocene, Pleistocene and Holocene tectonic activity of the Dead Sea Transform and its margins. Garfunkel (1970) presented a detailed study of the young stages of the evolution of the rift margins in the southern Arava (Figs. 1&2).

List of Contents

1. Introduction.....	1
2. Geomorphology.....	1
3. Stratigraphy.....	2
4. Structure.....	8
5. Landslides and rock collapse.....	11
6. Economic aspects.....	11
7. Previous studies.....	12
8. References.....	

List of data in the CD attached:

1. Photos, kmz-selected photos in Google Earth.
2. Station description, kmz- Field station description in Google Earth.
3. Geology, kmz- Geology in Google Earth.
4. The geology of the Elat Sheet-PP presentation.
5. Three geological cross sections.
6. The geological map of the Elat Sheet.

This map is dedicated to Prof. Yakov Bentor who was our teacher and a pioneer in the geological research of the Elat area.

* Attached is a cd



Ministry of Energy and Water Resources
Geological Survey of Israel

The Geology of the Elat Sheet

Explanatory Notes

Beyth, M.,⁽¹⁾ Eyal, Y.⁽²⁾ and Garfunkel Z.⁽³⁾

(1) The Geological Survey of Israel

(2) The Department of Geology and Environmental Sciences, Ben- Gurion University

(3) Earth Sciences Institute, The Hebrew University, Jerusalem

Report No. GSI/22/2011

Jerusalem, October, 2011

Updated March 2013