

החברה הגיאולוגית הישראלית
Israel Geological Society



החברה הגיאולוגית הישראלית הכנס השנתי

אילת
מדריך סיורים

18-21 במארס 1996

**כל הזכויות שמורות
ל"אופק" צילומי אויר בע"מ**

עיצוב והפקה דפוס א. מור בע"מ



החברה הגיאולוגית הישראלית הכנס השנתי

אילת

מדריך סיורים

18-21 במארס 1996

תוכן ענינים

1	מערכות שברים צעירים וסיכוני רעידות אדמה באיזור אילת. סיור למערכות השברים של נחל שחורת ומלחת עברונה. רבקה עמית, עזרא זילברמן, יהודה אנזל ונעמי פורת	סיור ב' -
22	הגיאולוגיה של התשתית הפרקמברית בדרום-מזרח גוש רודד. עודד כץ, דב אביגד ואריאל היימן	סיור ג' -
43	דייקים וסלעים מארחים במסיבים של אילת ועמרם. רונית קסל, מרדכי שטיין ועודד נבון	סיור ד' -
55	הגיאולוגיה של שולי הערבה באזור באר אורה. יוסי ברטוב וגדעון שטייניץ	סיור ו' -
72	הצגת שיטות גיאופיסיות - איסוף נתונים ומתודולוגיה אלכס בק	סיור ז' -
	Lithology, structure and volcanic evolution of the Ramat Yotam Caldera, Elat, Southern Israel. Sergiu Peltz and Moshe Eyal	סיור A -
	The Timna Igneous Complex. Gideon Baer and Michael Beyth	סיור E -

מערכות שבירים צעירים וסיכוני רעידות אדמה באזור אילת -סיור למערכות השבירים של נחל שחורת ומלחת עברונה

רבקה אמית, עזרא זילברמן יהודה אנזל*

ונעמי פורת

המכון הגיאולוגי

* האוניברסיטה העברית

סיור ב'

מבוא

הסיור יערך במניפת הסחף של נחל שחורת ובמלחת עברונה. באזור זה מתנהל מחקר בנושא פעילות פלאוסייסמית של מערכת השבירה בערבה הדרומית בפלייסטוקן המאוחר ובהולוקן. מחקר זה הנו חלק מפרוייקט רב שנתי של המכון הגיאולוגי שמטרתו איסוף מידע על ההיסטוריה הפאלאוסייסמית של מערכות השבירים העיקריים בישראל. למחקר בערבה הדרומית שותפים המכון למחקרי נפט וגיאופיסיקה, דר' יהודה אנזל מהאוניברסיטה העברית ודר' יהודה אייל מאוניברסיטת בן גוריון. בסיס הנתונים שיאסף במסגרת המחקר הארצי ישמש לצורך הערכת הסיכון הסייסמי באזורי הארץ השונים.

המחקר הפלאוסייסמי החל לראשונה בארץ לפני כ-10 שנים על ידי פרופ' רן גרסון ותלמידיו והתמקד במערכת השבירה החוצה את מניפת הסחף של נחל שחורת בערבה הדרומית. במסגרת מחקר זה פותחו שיטות עבודה המאפשרות ניתוח של שבירים צעירים המסייטים סדימנטים אלוביאליים רבעוניים באזורים בעלי אקלים ארידי קיצון (Gerson et al. 1993; Amit et al., 1993). המכון הגיאולוגי ממשיך מחקר זה ומרחיבו למערכות שבירה נוספות. בסיור הנוכחי יוצגו תוצאות ראשונות של המחקר אשר החל בשנת 1994.

מטרות המחקר הן: א. קביעת התדירות והעוצמה של רעידות האדמה אשר ארעו בפלייסטוקן המאוחר וההולוקן בערבה הדרומית. ב. איתור הדגם האופייני של הפעילות הסייסמית (characteristic earthquake) בערבה הדרומית על מנת להעריך את סיכוני רעידות האדמה באזור.

יש לציין שבמחקר פלאוסיימי המבוסס על ניתוח לינאמנטים מורפולוגיים ניתן לזהות רק רעידות אדמה השוברות את פני השטח, כלומר רעידות ממגניטודה 6 ומעלה (Bonilla et al., 1984). (Donald and Coppersmith, 1994).

רקע גיאולוגי

אזור הערבה הדרומית מהווה חלק מבקע ים המלח המורכב משקע טופוגרפי מאורך ובו מספר אגנים עמוקים שחלקם מלאים בסדימנטים (אגן אילת-עברונה, אגן יוטבתה וקע סעידין), וחלקם מכוסים במים (אגני מפרץ אילת ואגן ים המלח הצפוני). במרכזם של האגנים היבשתיים בערבה הדרומית התפתחו מלחות (Playa) המהוות את הביטוי המורפולוגי למרכזו של האזור השוקע. ההבדלים הטופוגרפיים בין האגנים נובעים מהבדלים בקצב שקיעתם בתקופת הפלייסטוקן. מפרץ אילת וים המלח מהווים דוגמא לאגנים שקצב שקיעתם עולה על קצב אספקת הסדימנטים.

מערכת האגנים של הערבה הדרומית נחצית על ידי קו שבר ברור בעל מאפיינים סטרוקטורליים של שבר תזוזה אופקית שמאלית (Zak and Freund, 1966; Garfunkel et al., 1981). שבר זה המכונה שבר עברונה (גרפונקל, 1970), הנו הביטוי הצעיר ביותר לתזוזה השמאלית לאורך טרנספורם ים המלח. השבר נמשך לאורך השוליים הצפון מערביים של האגן הצפוני במפרץ אילת (אגן אילת), חוצה את קו החוף באזור שדה התעופה ובתי המלון, חוצה את מלחת עברונה ונמשך בצד המזרחי של הגבול אל השוליים המזרחיים של מלחת יוטבתה. שבר זה מהווה את החלק הדרומי של קטע הטרנספורם הנמשך בין ים המלח למפרץ אילת. לדעת Freund and Zak (1966), הסיט השבר מניפות סחף בצד המזרחי של הערבה בשיעור של כ-600 מ' בפלייסטוקן המאוחר. עדויות להסטה של שוניות אלמוגים מגיל 50-70ka בשיעור של כ-600 מ' נמצאו לאורך שבר זה גם במפרץ אילת (Reches et al., 1987).

נתונים גיאופיסיים מתת הקרקע שנאספו לאורך שבר עברונה (בן גיא ועמיתיו, 1993; Rotstein et al., 1994) מצביעים על קיומה של רצועת גזירה ברוחב כמה מאות מטרים המפרידה בין אזור מורם ממערב, למערכת אגנים עמוקים במזרח. הבלוק המערבי המורם מכוסה על ידי סדימנטים אלוביאליים בעובי מרבי של 200 מ' בעוד שממזרח לו מגיע עובי המילוי ליותר משלושה ק"מ. חתך סיימי בהפרדה גבוהה שנעשה לרוחב רצועת הגזירה, ממלחת עברונה ועד למרכז מניפת הסחף של נחל שחורת (Shtivelman et al., 1995), העלה שבחלקו העליון של המילוי הסדימנטרי של אגן עברונה מתפצלים השברים העיקריים למספר רב של שיברי משנה (flower structure) מפוי מפורט לאורך תוואי הקו הסיימי העלה שלרוב השברים המופיעים בתת-הקרקע הרדוד ביטוי מורפולוגי על פני השטח. שברים אלה מסיטים את מפלטי מניפת הסחף של נחל שחורת ומלחת עברונה בשעורים משתנים. לפיכך, מייצגת מערכת השברים החשופה על פני השטח את השברים הראשיים בעומק וניתן ללמוד ממנה על ההיסטוריה הפלאוסייסמית של טרנספורם ים המלח בערבה הדרומית.

אתרי המחקר

מניפת המסף של נחל שחורת ומלחת עברונה נבחרו כאתרים לבצוע המחקר משלוש סיבות:

1. באזורים אלה יש ביטוי מורפולוגי ברור ושמור היטב של תוואי השברים ומצוקי השבירה.
2. המפלסים והסדימנטים המועתקים באזורים אלה, מייצגים את תקופות הפלייסטוקן המאוחר וההולוקן, ומאפשרים מעקב אחרי השינויים בזמן ובמרחב של הפעילות הטקטונית באזור. 3. שני אתרים אלה מאפיינים את צידה המזרחי וצידה המערבי של רצועת הגזירה של שבר עברונה.

מערכת השברים של מניפת נחל שחורת

מניפת הסחף של נחל שחורת חצויה על ידי מספר רב של העתקים (איור 1). מניפת הסחף ממערב לכביש מאופיינת ע"י מערכת צפופה של שברים נורמליים החוצים מפלסים מגיל פלייסטוקן מאוחר והולוקן. במקומות אחדים יוצרים השברים סדרת בלוקים נטויים למערב (domino structure). מזרחה למניפת הסחף של נחל שחורת, בקרבת מלחת עברונה, מקום בו אותר בתת-הקרע תוואי רצועת הגזירה של שבר עברונה משתנה סגנון השבירה. לאורך קו שבר החוצה מניפה נטושה של נחל עברונה מגיל סוף פלייסטוקן, נמצאו מבני מתיחה (גרנן מקביל לשבר), מבני לחיצה ורצועות גזירה והתמוטטות. קיומן של תופעות לחיצה ומתיחה לסירוגין לאורך קו שבר, אופייניות לשברים בעלי רכיב הסטה אופקי. ניתוח של מערכות סדקי מתיחה משני עברי קו השבירה (Sylvester, 1988) מצביעות על כך שמרכיב התזוזה האופקי לאורך שבר זה הנו שמאלי.

מערכת השברים של מלחת עברונה

מערכת השברים של מלחת עברונה מייצגת את הקצה הצפוני של רצועת הגזירה של שבר עברונה בתחומי ישראל (איור 2). רוב תוואי השבר, שהיה חשוף בין אילת לאזור דקלי הדום לא נשמר עקב עיבוד חקלאי ועבודות תשתית. מלחת עברונה מורכבת ממבני לחיצה ומתיחה היוצרים ליניאמנטים אשר רובם חדים וישרים שכוונם צפון-דרום. ליניאמנטים אלה מייצגים סדרת שברים שעל חלקם נמצאה הסטה אנכית, אך התוואי הישר והחד שלהם אופייני לשברי תזוזה אופקית.

אתרי המחקר מופו בפרוט בעזרת תצלומי אויר ועבודת שדה. נעשה ניתוח מורפו-סטריגרפי של המפלסים אשר כלל ניתוח פדולוגי וסדימנטולוגי. הושם דגש על מיפוי שברים המסיטים מפלסים צעירים לקביעת אורך וכיוון השברים. בניצב למספר שברים נחפרו תעלות ונעשה ניתוח מפורט של החתך משני עברי השבר (Sieh, 1978; Schwartz and Coppersmith, 1986; McCalpin et al., 1994).

סדרה של סמנים סדימנטולוגיים, מורפולוגיים, פדולוגיים וסטרוקטורליים משמשת לאנליזה של סדרת ההסטות שארעו לאורך השבר. קביעת עוצמת רעידות האדמה שהיו קשורות לכל אחת מההסטות מבוססת על אנלוגים מודרניים מכל רחבי העולם, המצביעים על קיומו של קשר אמפירי בין עוצמת רעידת האדמה, אורך קטע השבר שפעל, שעור ההסטה האנכית והאֵפֶרְקִית בכל ארוע וכן שטח מישור השבר שהשתתף בתווה (Donald and Coppersmith, 1994; Bonilla et al., 1984).

שיטות התיארוך אשר שימשו בסיס לקביעת תדירות רעידות האדמה הן:

1. שימוש ברצפי קרקעות אשר התפתחו בתנאי אקלים צחיח קיצון לתיארוך יחסי של מפלסים. גיל הקרקעות כוייל בעזרת תיארוך של קרבון 14 ואתרים פרהיסטוריים הממוקמים על מפלסים אלוביאליים בנחל צין ובמניפת הסחף של נחל צאלים (Begin et al., 1974; Amit and Gerson, 1993; Amit et al., 1986). נמצא שניתן להבחין בחמישה שלבים עיקריים בהתפתחות הקרקע, שכל אחד מהם מייצג פרק זמן מוגדר בין סוף ההולוקן לפלייסטוקן המאוחר. במחקר הנוכחי נבדקו ותוארכו קרקעות על פני המפלסים המורפולוגיים השונים. קרקעות קבורות בחתרן האלוביאלי החשוף בתעלות וביחידות הקולוביום שהצטברו לסירוגין כתגובה לארועים טקטוניים לרגלי מישורי השברים.

2. אנליזה של פחמן 14.

שיטת הזהירה - (Optical Luminescence) שיטה המבוססת על מדידת כמות קרינת הרקע לה היה הסדימנט חשוף בתוך החתך מאז קבורתו. היחידות הסדימנטריות השבורות ויחידות הקולוביום נדגמו וגילם נקבע במעבדת המכון הגיאולוגי (Porat et al., 1994; Porat et al., in press).

4. אנליזה מורפומטרית של מידרון השבר (Scarp degradation modeling) - שיטה אמפירית הקובעת את גיל השבירה בהתאם למידת השינוי בשיפוע מדרון השבר מאז הוצרתו (Nash, 1980; Mayer, 1984; Hanks et al., 1984). מדרונות השברים באזור נחל שחורת נמדדו בדיוק רב בעזרת EDM וגילם נקבע בעזרת מודל ממוחשב המבוסס על משוואת הדיפוזיה (Nash, 1987; Bowman & Gerson, 1986; Enzel et al., 1994; Enzel et al., in press). המחשב את גיל מדרון השבר על סמך שיפועו הנוכחי (Bowman & Gerson, 1986; Enzel and et al., 1994; Enzel et al., in press). בהתבסס על עבודותיהם של (Bowman & Gerson, 1989; Begin (1992); IRSL וגילי ה (Bowman (1989). Begin (1992) - נקבע שטווח מקדם הדיפוזיה המתאים לסדימנטים

באזור המחקר הינו 4×10^{-4} - 1×10^{-4} מקדם הדיפוזיה הנו ביטוי לרגישות של הסלע לתהליכי בלייה וסחיפה באקלים נתון .

אתרי התעלות

במסגרת המחקר הנוכחי נחפרו עד כה שש תעלות, ארבע באתר נחל שחורת ושתיים במלחת עברונה. תעלות T17 ו-T16 נחפרו בניצב לשבר בעל הסטה נורמלית שכוונו צפון דרום. שבר זה יוצר מדרגה מורפולוגית בגובה של מספר מטרים במניפת הסחף הנטושה מגיל פלייסטוקן מאוחר של נחל שחורת. תעלות T18 ו-T19 נחפרו בניצב לשבר החוצה מניפת סחף נטושה צעירה יותר שגילה סוף פלייסטוקן, ויוצר גרבו המקביל לתוואי השבר. תעלות T20 ו-T21 נחפרו בניצב לשנים מהשברים החוצים את מלחת עברונה.

תעלה T17 (איור 3)

תעלה T17 נחפרה במקום בו מועתק המפלט האלוביאלי Qa1 (המפלט העליון) (איור 3) של מניפת נחל שחורת הנטושה בשעור של 3.5 מ'. קרקע הרג שעל גבי המפלט השבור נמצאת בדרגת התפתחות E המאפיינת קרקעות רג מגיל פלייסטוקן מאוחר (80-100ka). גילי OSL של הסדימנט עליו התפתחה הקרקע הם בתחום של 50-80ka והגיל המורפולוגי של המפלט אשר התקבל מהרצת מודל ה SLOPAGE - הינו 80ka.

סיכום הארועים

1. הרבדת פלוביאליט של יחידות 1-6 . גיל יחידה 5 הוא - 107 ± 11.3 ka .
2. ארוע טקטוני שהתאפיין בפעילות של מספר שברים ובהסתות אנכיות קטנות של 50-80 ס"מ. הבלוקים שבין השברים עברו רוטציה והטיה למערב.
3. גידוע של התבליט אשר נוצר בשלב זה והרבדת אלוביום (יחידה 7) מעל מישור הגידוע.
4. נטישת המפלט והתפתחות קרקע רג בוגרת (stage E) בעלת פרופיל בעובי של כ- 1.5-1 מ' הכולל אופק פטרוסאלי (שכבת סדימנט אלוביאלי המלוכדת על ידי מלחים מסיסים אשר נשטפו מפני השטח והצטברו בעומק ממוצע של 80 ס"מ). פרק הזמן הדרוש להתפתחות פרופיל בדרגת התפתחות כזאת (stage E) הוא כמה עשרות אלפי שנה ולפיכך ניתן להסיק שהמפלט ננטש לפני 60-80ka.
5. ארוע שבירה שיצר מדרגה על פני השטח שגובהה המינימלי הינו 1.5 מ'. השבירה גרמה לרוטציה למערב של הבלוק המורס ולהטיה של קרקע הרג שעל הבלוק הירוד כלפי השבר (בניגוד לכוון הצפוי בשבירה נורמלית). ארוע זה לווה בחידוש פעילותם של חלק מהשברים

- שפעלו בשלב הראשון (מס' 2) אך כמות ההעתקה עליהם הייתה קטנה. ההסטה האנכית שחלה על השבר העיקרי בשלב זה היא הגדולה ביותר שנמצאה בתעלה זאת (כ- 2 מ').
6. סדימנטים אלוביאליים ופדוגניים הצטברו לרגלי מדרון. סדימנטים אלה התמוטטו מהחתיך שנחשף ע"י מצוק השבר. חלקים מהאופק הפטרוסאלי שנשמרו בשלמותם מצביעים על תהליך התמוטטות וקבורה מהירים. אימות לתהליך הקבורה המהיר התקבל בעזרת תארוך הקולוביום בשיטת OSL. גיל הקולוביום הנו 61 ± 8.4 ka בדומה לגיל הקרקע על המפלס העליון. יחידת הקולוביום כיסתה את קרקע הרג על הבלוק הירוד בקרבת השבר והתפתחותה נעצרה. הקרקע הקבורה היא בעלת פרופיל בוגר המצביע על חשיפה לתהליכים פדוגניים במשך מספר עשרות אלפי שנה בטרם קבורתה. בהתחשב בזמן שעבר מאז ננטש המפלס (60-80.000 שנה), ובזמן שהיה דרוש להתפתחותה, ניתן להעריך את גיל ארוע השבירה לסוף הפלייסטוקן המאוחר. לאחר שלב זה חלה רגיעה המתבטאת בהתפתחות קרקע על יחידת הקולוביום שהצטברה לרגלי מידרון השבירה.
7. ארוע שבירה נוסף בו חלה העתקה בשעור של כ-1 מ', גרם להרבדת יחידה נוספת של קולוביום (C2) מעל היחידה הקולוביאלית הקודמת (C2).
8. שלב שבירה שיצר רצועה של חלוקים עם אוריינטציה אנכית לאורך מישור השבר. שעור העתקה בשלב זה הנו 20-30 סמ'.

מסקנות

בתעלה T17 ניתן לזהות שתי תקופות של פעילות טקטונית. האחת בתחילת הפלייסטוקן המאוחר (קודם להרבדת יחידה 7 שגילה 60-80.000 שנה) והשנייה החלה ככל הנראה בסוף הפלייסטוקן. שלב הפעילות הצעיר כלל לפחות שני ארועים של השבר הראשי בהם הזריקה מצביעה על מגניטודה העולה על 6 (Donald and Coppermith, 1994). שלב זה היה מלווה בפעילות של שבירי המשנה (C, B) המסיטים את האופק הפטרוסאלי על הבלוק הירוד, כלומר ארועי שבירה אלה מאוחרים להתפתחות קרקע הרג הפלייסטוקנית. החלוקים המסובבים המלווים את מישור השבר לכל אורכו מצביעים על המשך פעילות השבירה גם בהולוקן.

תעלה T16 (איור 4)

תעלה T16 נחפרה בתוך אפיק פעיל כ-30 מ' מצפון לתעלה T17, בהמשכו של אותו קו שבר. מיקום התעלה נקבע בעזרת רדאר חודר קרקע שהצביע על קיומו של קו הפרעה מתחת לאפיק הפעיל. מטרת חפירת תעלה זאת הייתה לבדוק את אופי הפעילות הצעירה של השבר כפי שהיא משתקפת באלוביום הפעיל.

נתונים מתעלות באזור נחל שחורת מצביעים על כך שאפיקי הנחלים התחתרו באפיקיהם לפחות פעמיים. פעם ראשונה עם נטישת המפלס העליון, (Qa1) לפני 50-80,000 שנה, ופעם שניה בסוף הפלייסטוקן כאשר ננטשה מניפת הסחף בה נחפרו תעלות T18 ו-T19 (מפלס Qa3). במשך ההולוקן הצטבר אלוביום באפיקי הנחלים בעובי של 2-3 מ'.

סיכום הארועים

1. הרבדת יחידות Ir-1 באזור בלתי מנוקז (פליה?).
2. ארוע שבירה לאורך שבר C וירידת הבלוק המזרחי בשעור לא ידוע.
3. גידוע של התבליט אשר נוצר כתוצאה מהפעילות הטקטונית.
4. הרבדת יחידה 2 על מישור הגידוע.
5. ארוע שבירה המפעיל מספר שברים אך בעיקר את שבר B עליו נמדדה הסטה העולה על מטר. ארוע זה לווה בהטייה של בלוקים למערב והוא מצביע על מתיחה בכוון מזרח-מערב.
6. התחתרות של אפיקים שזרמו לאורך מדרונות השברים והרבדת יחידה 3.
7. גידוע של החתך והרבדת שכבת חלוקים דקה (יחידה 4) על מישור הגידוע. גידוע זה קשור להתחתרות אפיקי הנחלים בסוף הפלייסטוקן או תחילת ההולוקן.
8. פעילות שבירה תוך כדי הרבדת יחידה 5. ההסטות על השברים קטנות (30-50 סמ'), אך הן משפיעות על כווני התעלות באפיק הפזרות. החתך ההולוקני מורבד בסביבה טקטונית לא יציבה וכתוצאה מכך מורכבת יחידה 5 מסדרה של תעלות (cut and fill structure), שחלקן נשען על מידרונות שברים נמוכים.
9. הרבדת שכבת האלוביום העליונה. החלק העליון של חתך האלוביום עדיין פעיל בזמן שטפונות.
10. מספר סדקים הנמצאים בהמשכם של השברים החשופים בבסיס התעלה חוצים את שכבת האלוביום העליונה. הסידוק מצביע על המשך הפעילות הטקטונית גם בסוף ההולוקן, אם כי בעוצמה נמוכה.

מסקנות

1. הפעילות הטקטונית בתעלה T16 קדמה להולוקן והיא ברובה מגיל פליסטוקן מאוחר.
 2. במשך תקופת ההולוקן הפעילות הטקטונית היתה בעוצמה נמוכה יותר מאשר בתקופת הפליסטוקן אך היא נמשכת לסרוגין לכל אורך התקופה.
- אופי פעילות השבירה בתחתית החתך דומה לזו שזוהתה בתעלה T17 והיא מלווה בהטייה למערב של בלוקים במערכת מאמצי מתיחה שכוונה מזרח-מערב. היחידות הסילטיות-חרסיתיות בסיס החתך הורבדו ככל הנראה באגן חסר ניקוז כגון פליה או ביצה. סביבת השקעה כזאת מאפיינת בדרך כלל את אזור בסיס הניקוז בשולי מניפות הסחף, המייצג את מרכזו של אגן שוקע (Depocenter). עדויות

אלה מצביעות על אפשרות של נדידת מרכז האגן השוקע למזרח במהלך הפלייסטוקן המאוחר. פעילות טקטונית באפיק פעיל מתבטאת ביצירת מבנה של תעלות החוצות אחת את השניה (cut and fill structure). מבנה זה מאפיין אפיקי פזרות הזורמים בסביבה טקטונית יציבה הנחצים בניצב לכיוון הזרימה (Bull, 1977). בתעלה T17 מבנה זה מצוי בחתך המקביל לכיוון הזרימה ומעיד על כך שהאפיקים הוסטו תוך כדי פעילות טקטונית. מניתוח מבנים דומים בתעלות שחשפו סדימנטים הולוקניים שבורים, הסתבר שמידת ההסטה המינימלית המשפיעה על כיוון זרימת האפיקים היא כ-50 סמ'.

תעלה T19 (איור 5)

תעלה זאת נחפרה בניצב למבנה מתיחה (גרבן) שהתפתח לאורך שבר החוצה מניפת סחף נטושה של נחל שחורת ממזרח לכביש (מפלס Qa3). קרקע הרג שהתפתחה על גבי מניפה זאת לאחר נטישתה הנה בעלת דרגת התפתחות האופיינית לקרקעות על מפלסים החשופים 14-20 ka. מכאן ניתן להעריך שהמניפה ננטשה בסוף הפלייסטוקן. השבר חוצה את המניפה בכיוון צפון דרום והוא מרים את החלק הדרומי של המניפה ויוצר מזרון שבר המגיע במרכז המניפה לגובה של כ-2 מ'. ממערב למזרון השבר, בחלק הדרומי של המניפה, תחום הגרבן במערב על ידי שבר נוסף. מדידות של הפרופיל הטופוגרפי בעזרת ה-EDM הראו שהחלק המזרחי המורס של המניפה, עבר קימור קל עקב לחיצה בכיוון צפון-דרום. כלפי שולי המניפה הזריקה דועכת.

סיכום הארועים

הניתוח המפורט מתייחס לסדר הארועים לאורך שבר B.

1. הרבדה פלוביאלית של יחידות 1-2.
2. נטישת המניפה ונדידת האפיק דרומה. תחילת התפתחות קרקע (יחידה 3).
3. הפעילות הפלוביאלית מתחדשת וכתוצאה מכך הורבדה יחידה 4. ארוע זה נגרם ככל הנראה על ידי ירידת חלק מהמניפה כתוצאה מפעילות טקטונית לאורך מערכת השבירה של נחל שחורת החוצה את קודקודה.
4. ארוע טקטוני שגרם ליצירת סדקים פתוחים ברוחב 50-100 סמ' לאורך התוואי של השברים הנוכחיים. עומק הסדקים עולה על עובי החתך החשוף בתעלה והם התמלאו בחומר שהתמוטט מהדפנות. מידת ההסטה האנכית בארוע זה אינה ניתנת לשחזור אך היא מלווה ככל הנראה בשקיעה קלה של האזור בו ממוקם הגרבן. בעקבות ארוע זה ננטשת מניפת הסחף ומתחילה להתפתח עליה קרקע.

5. יחידת קולוביום (יחידה II) מורבדת על המדרון המזרחי של הסדק הפתוח. הדבר מצביע על קיומו של שקע לאורך רצועת סידוק ויתכן אף שקיים מדרון שבר קטן לרגליו מצטברת יחידת הקולוביום.
6. הסטה נוספת על השבר גורמת להרבדת יחידת קולוביום III על יחידה II. מידת ההסטה האנכית בארוע זה היא 10-20 סמ'.
7. תקופה של יציבות בה נגדעות כתוצאה מתהליכים מדרוניים יחידות II,III.
8. ארוע שבירה שלישי גורם לכך שיחידה קולוביאלית נוספת הורבדה (IV) על גבי היחידות הקולוביאליות הגדועות.
9. מידת ההסטה בארוע זה היא כ- 30 סמ'. לרגלי מדרון השבר מורבד סילט הממלא ככל הנראה שקע רדוד שנוצר לאורך קו השבר (יחידה V). יתכן שהתבליט אשר נוצר כתוצאה מהפעילות לאורך השבר טושטש כליל על ידי ההרבדה לאורך מדרון השבר.
10. ארוע טקטוני בו נוצר לראשונה גרבו לאורך השבר. שעור ההעתקה על שבר B היה מעל מטר. שקיעת הגרבו לוותה בהטייה קלה למזרח של הבלוק הירוד. השבירה לוותה בהרבדת יחידת קולוביום (יחידה IV) אשר כיסתה כמעט את כל מדרון השבר.
11. תקופה של יציבות שלווה בהתפתחות קרקע על גבי מדרון השבר ובתוך הגרבו.
12. חידוש הפעילות הטקטונית. הצטברות של יחידות הקולוביום VII, VIII, IX ו-X. בעקבות ארבעה ארועי שבירה. בארועים אלה נמדדו הסטות בשיעור של 20-30 סמ' בכל ארוע. התפתחות קרקעות על כל אחת מיחידות הקולוביום, מצביעה על תקופות יציבות שנמשכו 1000-2000 שנה בין ארוע אחד למשנהו.
13. בתוך הגרבו הורבדו בתקופה זו יחידות 9-11.
14. הרבדת הקולוביום הנוכחי (יחידה IX) אשר הנו דק ובלתי מיוצב ומצביע על אפשרות שהתרחש ארוע נוסף צעיר מאד, שאין לו ביטוי ברור בחתך. בחלק העמוק ביותר של הגרבו, לרגלי מדרון שבר B, הורבדה יחידה סילטית (יחידה 12) באפיק שזרם לרגלי המדרון.

מסקנות:

בתעלה T19 ניתן להבחין בשלושה שלבי פעילות עיקריים.

1. בשלב הראשון נוצרו רצועות גזירה והתמוטטות והוא התאפיין ככל הנראה בעיקר במרכיב תזוה אופקי. שלב זה לוה בהרבדת יחידות קולוביאליות II-VI על שבר B עקב שלושה ארועים טקטוניים. שלב זה לא לוה ביצירת מדרונות שבר גבוהים.
2. שלב יצירת הגרבו. ארוע זה התאפיין בזריקה אנכית של כ-1.5 מ' והנו השלב בו עוצב לראשונה הדגם הסטרוקטורלי הנוכחי של הגרבו.

3. סדרת ארועי שבירה קטנים מאלה שבשלב 2 אשר יצרו את יחידות הקולוביום VII-X על שבר B ועל שברים A ו-C וגרמו להמשך שקיעת הגרבו.
4. הגיל המורפולוגי אשר נובע מתוצאות מודל ה-SLOPAGE אשר הופעל על מדרונות הגרבו מצביע על כך שהיווצרותו ארעה בתקופת ההולוקן המאוחר. הגיל המורפולוגי של שברים אלה הינו 1000-2000 שנה ואף פחות מ-1000 שנה. גילים אלה הינם בין הגילים הצעירים ביותר אשר התקבלו עד כה לגבי השברים בערבה הדרומית.
5. הגילים אשר התקבלו מהאנליזה המורפולוגית צעירים מאלה המתקבלים מניתוח סדימנטולוגי-פדולוגי של רצף יחידות הקולוביום. נושא זה יבחן מחדש לאחר קבלת הגילים של הדוגמאות שנלקחו מהיחידות השונות.

תעלה T18 (איור 6)

תעלה T18 נחפרה באפיק פעיל הזורם מצפון למניפה הנטושה של נחל שחורת. האפיק הפעיל מתחת בגג המניפה הנטושה הנוחתת צפונה אל מתחת למפלטו. באזור זה אותר המשכו של השבר עליו נחפרה תעלה T19. בחתך הסדימנטרי שנחשף בתעלה אותרו שני פרופילים של קרקעות: האחד בסמוך לגג החתך והשני מספר עשרות סנטימטרים מתחת לפרופיל הקרקע העליון. נראה ששני הפרופילים קורלטיביים לאלה שנמצאו במרכז מניפת הסחף בתעלה T19. זרגת השימור הגבוהה של הקרקע העליונה מצביעה על מידת גידוע קטנה של המניפה הנטושה הקבורה מתחת לאפיק הפעיל.

סיכום

1. השבירה בתעלה T18 מאוחרת להרבדת החתך האלוביאלי באפיק ויצירת שני הפרופילי הקרקע.
2. לא ניתן להפריד את ארועי השבירה לשלבים.
3. מישורי השבירה והסידוק מגיעים עד לפני השטח ויוצרים ליניאמנטים שכוונם צפון-דרום בשירתונות לא פעילים. ניתן לזהות לינאמנטים אלה לאורך רצועת הגזירה העיקרית בתעלה.
4. חסרונם של שני פרופילי הקרקע רק לאורך רצועת הגזירה העיקרית מצביע על הרמה בשעור של כמטר. הבלוק המורם הנו צר ומוגבל לרצועת גזירה שרוחבה פחות משני מטרים. אופי הדפורמציה מצביע על לחיצה לאורך רצועת הגזירה.
5. עדשות סילט הורבדו בתעלות רדודת אשר התחתרו לאורך מדרונות השבר. מבני תעלות דומים זוהו בסמוך לשברים בחתך ההולוקני הקבור בתעלה T16.

1. עיקר פעילות השבירה בקטע זה של השבר מאוחרת להתפתחות הקרקע העליונה. מסקנה זאת מאפשרת לבצע קורלציה בין תחילת תהליך הווצרות הגרובן במקביל לקטע הדרומי של השבר, ובין שלב השבירה הראשון בקטע הצפוני. כלומר, עיקר הפעילות הטקטונית הינה הולוקנית.
2. את תהליכי השבירה בקטע זה איפיינו מאמצי לחיצה לעומת משטר של מתיחה בחלקו הדרומי של השבר.
3. תהליכי שבירה בקנה מידה קטן השפיעו גם על האפיק הפעיל.

מלחת עברונה

אזור מלחת עברונה הנו מבנה לחיצה המורם מעל בסיס הניקוז הנמצא כיום ממזרח לגבול ירדן ומנוקז למפרץ אילת. את המלחה חוצים מספר שברים אשר כיוונם הינו צפון-צפון מזרח. שברים אלה הם בעלי תוואי ישר המאפיין שברי תזוזה אופקית, ומרכיב ההעתקה האנכית עליהם אינו גדול. לעומת זאת השברים התוחמים את הבלוק המורם ממזרח, מורכבים ממספר רב של סגמנטים היוצרים דגם מורכב של שבירה אשר שיעור העתקה האנכית עליהם מגיע למספר מטרים. מערכות השברים שיצרו את המבנה הנוכחי הן חלק ממערכת הגזירה של שבר עברונה שפעלה בפלייסטוקן המאוחר (Zak and Freund, 1966; Reches et al., 1987; Garfunkel, 1970; 1981). סדימנט המלחה הנו חולי סילטי בחילופין עם שכבות חרסיתיות ועדשות חלוקים המייצגות אפיקים קדומים. חתך המלחה הקדומה נחשף עקב התחתרות הנחלים הבאים ממערב למבנה המורם. חלקו העליון של חתך המלחה מכיל מספר שכבות גבס אשר חלקן תוצר התגבשות במפלס מי תהום גבוה וחלקן הורבדו באגן סגור שהיה באזור זה בעבר. תפוצת שכבות הגבס מצביעה על כך שבשבר היה באזור אגן ניקוז סגור או סגור למחצה שגבולותיו היו מערבית לבלוק המורם. שתי תעלות נחפרו במלחה. האחת בדרומה בסמוך לברכות החימצון, בניצב לקו שבר היוצר מצוק נמוך (20-50 סמ') החוסם את מניפות הסחף היורדות למלחה ממערב. התעלה השניה נחפרה בצפון המלחה, בניצב לקו שבר החוצה את מרכזה ולאורכו ירוד הבלוק המזרחי בשעור של 100-50 סמ'.

תעלה נוספת מתוכננת להחפר בניצב למערכת השבירה המזרחית של המלחה.

1. שני סגנונות שבירה מאפיינים את רצועת הגזירה של שבר עברונה. השוליים המערביים של רצועת גזירה מאופיינים בשברים נורמלים המלווים ברוטציה של בלוקים לכיוון מערב. במרכז הרצועה השברים הינם בעלי מאפיינים סטרוקטורליים של תזוזה אופקית.
2. עוצמת הפעילות הטקטונית לאורך שבri השוליים המערביים של רצועת הגזירה דועכת מהפליסטוקן העליון להולוקן. עוצמת הפעילות הטקטונית במרכז רצועת הגזירה בהולוקן דומה לזו שאיפיינה את שבri השוליים המערביים בפלייסטוקן העליון
3. בתעלות T16 ו-T17 הממוקמות על אחד מקוי השבר המערביים, עוצמת ההסטות בארוע יחיד אשר הובחנו ותוארכו לגיל פליסטוקן עליון הגיעו לערך מירבי של 1.5 מ'. במשך תקופת ההולוקן ירדה עוצמת ההסטות ונמדדו ערכי הסטות של 0.4-0.5 מ' לארוע. עוצמות ההסטות בתעלות T19 ו-T18 הממוקמות על שברים אשר פעלו רק בתקופת ההולוקן ונימצאים ממזרח לקוי השבר המערביים המיוצגים ע"י תעלות T17 ו-T16, מגיעים לערכים מירביים של 1.20 מ'. בארוע אחד נתונים אלה מצביעים על אפשרות שבתקופת ההולוקן עיקר הפעילות מרוכזת ממזרח לשוליים המערביים של הבקע.
4. החזרתיות של רעידות האדמה במגניטודה מעל 6 במשך 30,000 השנים האחרונות היא 1000-2000 שנה (הערכה מינימלית).
5. מבדיקת קו שבר אחד לאורך של כ-250 מ' נמצא מספר לא זהה של ארועי שבירה. עובדה זו שורה לקיומם של שברים משניים החוצים את קו השבר ומפרידים אותו למקטעים עצמאיים למחצה. הפיזור בזמן ובמרחב של ארועי השבירה מצביע על כך שהפעילות על קו שבר אחד איננה מחייבת פעילות על שברים סמוכים. תופעה זו מחייבת ניתוח פלאוסיסימי של מספר רב של שברים על מנת שניתן יהיה לדייק בהערכת התדירות והמגניטודות של רעידות האדמה באזור זה.
6. אזור מלחת עברונה הורם לאורך מערכת של שבri תזוזה אופקית. קיומו של מבנה לחיצה לאורך שבר תזוזה אופקית שמאלית, מצביע על דרוג שמאלי (left step) של השברים.
7. ההרמה של אזור המלחה גרמה לנזידת בסיס הניקוז מזרחה ולהתחתרות של מערכות הניקוז בבלוק המורם.
8. ברעידת האדמה אשר התחוללה בתאריך 22.11.95 ואשר מוקדה היה 100 ק"מ מדרום לאילת (מגניטודה 6.2) לא ניצפו תזוזות על רצועת הגזירה של שבר עברונה. עובדה זו מעידה שכדי להעתיק את פני השטח באזור עברונה ושחורת מוקד רעידת האדמה במגניטודה מעל 6, חייב להיות באזור זה.

References

- Amit, R. and Gerson, R., 1986. The evolution of Holocene Reg (gravelly) soil in deserts - an example from the Dead Sea region. *Catena*, 13, 59-79.
- Amit, R., Gerson, R. and Yaalon, D.H., 1993, Stages and rate of gravel shattering process by salts in desert Reg soils. *Geoderma*, 57, 295-324.
- Begin, Z.B., 1992, Application of quantitative morphologic dating to paleo-seismicity of the northwestern Negev. *Israel Journal of Earth Sciences*, 41, 95-103.
- Begin, Z.B., Ehrllich, A. and Nathan, Y., 1974, Lake Lisan. the Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Geological Survey of Israel Bulletin*, 63, 30p.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. and Lienkaemper, J.J., 1984, Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74 (6) 2379-2411.
- Bowman, D., Gerson, R., 1986, Morphology of the latest Quaternary surface faulting in the Gulf of Elat region, eastern Sinai. *Tectonophysics* 128, 97-119.
- Bowman, D. and Gross, T., 1989, Neotectonics in the northern Arava. Research Report to the Israel Department of Energy (in Hebrew).
- Bull. W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1(2), 222-270.
- Donald, L., W. and Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84 (4), 974-1002.
- Enzel, Y., Amit, R., Harrison, B. J., Porat, N., 1994. Morphologic dating of fault scarps and terrace risers in the southern Arava, Israel: Comparison to other age - dating techniques and implications for paleoseismicity. *Israel Journal of Earth Sciences*, 43, 91-103.
- Enzel, Y., Amit, R., Porat, N., Zilberman, E. and Harrison, J.B., Estimating the ages of fault scarps in the Arava, Israel. *Tectonophysics*, in press.
- Garfunkel, Z., Zak, I. and Freund, R., 1981. Active faulting in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, 80, 1-26.

- Gerson, R., Grossman, S., Amit, R. and Greenbaum, N., 1993, Indicators of faulting events and periods of quiescence in desert alluvial fans. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, 181-202.
- Hanks, T.C., Buckman, R.L., Lajoie, K.L. and Wallace, R.E., 1984. Modification of wave-cut and fault-controlled landforms. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5771-5790.
- Mayer, L., 1984, Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic dating. *Quaternary Research* 22, 300-313.
- McCalpin, J.P. Forman, S.I. and Lowe, M., 1994, Reevaluation of Holocene faulting at the Kaysville site, Weber segment of the Wasatch fault zone, Utah. *Tectonics*, 13, 1-16.
- Nash, D.B., 1980. Morphologic dating of degraded normal fault scarps. *Journal of Geology*, 88, 353-360.
- Nash, D.B., 1987, SLOPEAGE - A computer program for morphologic dating of scarps. Fenneman-Rich Geographic Laboratories, Department of Geology, University of Cincinnati, Ohio, USA.
- Porat, N., Amit, R. and Wintel, A.G., 1994. IRSL dating of fault related sediments at the Nahal Shehoret alluvial fan, southern Arava, Israel. In: R. Amit, Y. Arkin and F. Hirsch (Editors) *Israel Geological Society Annual Meeting, Nof Ginosar*, 84-85.
- Porat, N., Wintel, A.G., Amit, R. and Enzel, Y., (in press), A late Quaternary Paleoseismic record based on luminescence dating of sediments - The southern Arava, Israel. *Quaternary Research*
- Reches, Z., Erez, J. and Garfunkel, Z., 1987. Sedimentary and tectonic features in the northwestern Gulf of Eilat, Israel. *Tectonophysics*, 14, 169-180.
- Rotstein, Y., Frieslander, U. and Bartov, Y., 1994; Detailed seismic imaging of the Dead Sea Transform in Eilat, Israel. *Inst. Petrol. Res. and Geophys.* 11 p.
- Schwartz, D.p. and Coppersmith, K.J., 1986. Seismic hazards - new trends in analysis using geologic data, in: *Active Tectonics*. National Academy Press, Washington, D.C., 215-230.
- Sieh, K. E., 1978. Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, southern California. *Journal of Geophysical Research* 83, 3907-3939.
- Shtivelman, V., Frieslander, U., Zilberman, E., Amit, R. and Wachs, D., 1995, High resolution seismic reflection survey at the Nahal Shehoret site, southern Arava Valley. IPRG Report K49/146/94, GSI Report TR-GSI/11/95, 3 p.
- Sylvester, A.G., 1988, Strike Slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703.

Zak, I. and Freund, R., 1966, Recent strike slip movements along the Dead Sea Rift. Israel Journal of Earth Sciences, 15 (1), 33-37.

בן-גיא, י., פריזלנדר, א. ורוטשטיין, י., 1993; סקר סייסמי בהפרדה גבוהה באזור עברונה - דו"ח מסכם. המכון למחקרי נפט וגיאופיזיקה, 7 עמ'.

גרפונקל, צ., 1970; הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית. עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית בירושלים, 204 עמ'.

Fig. 1: THE SHEHORET ALLUVIAL FAN
 MAP OF MORPHOLOGICAL SURFACES AND FAULTS

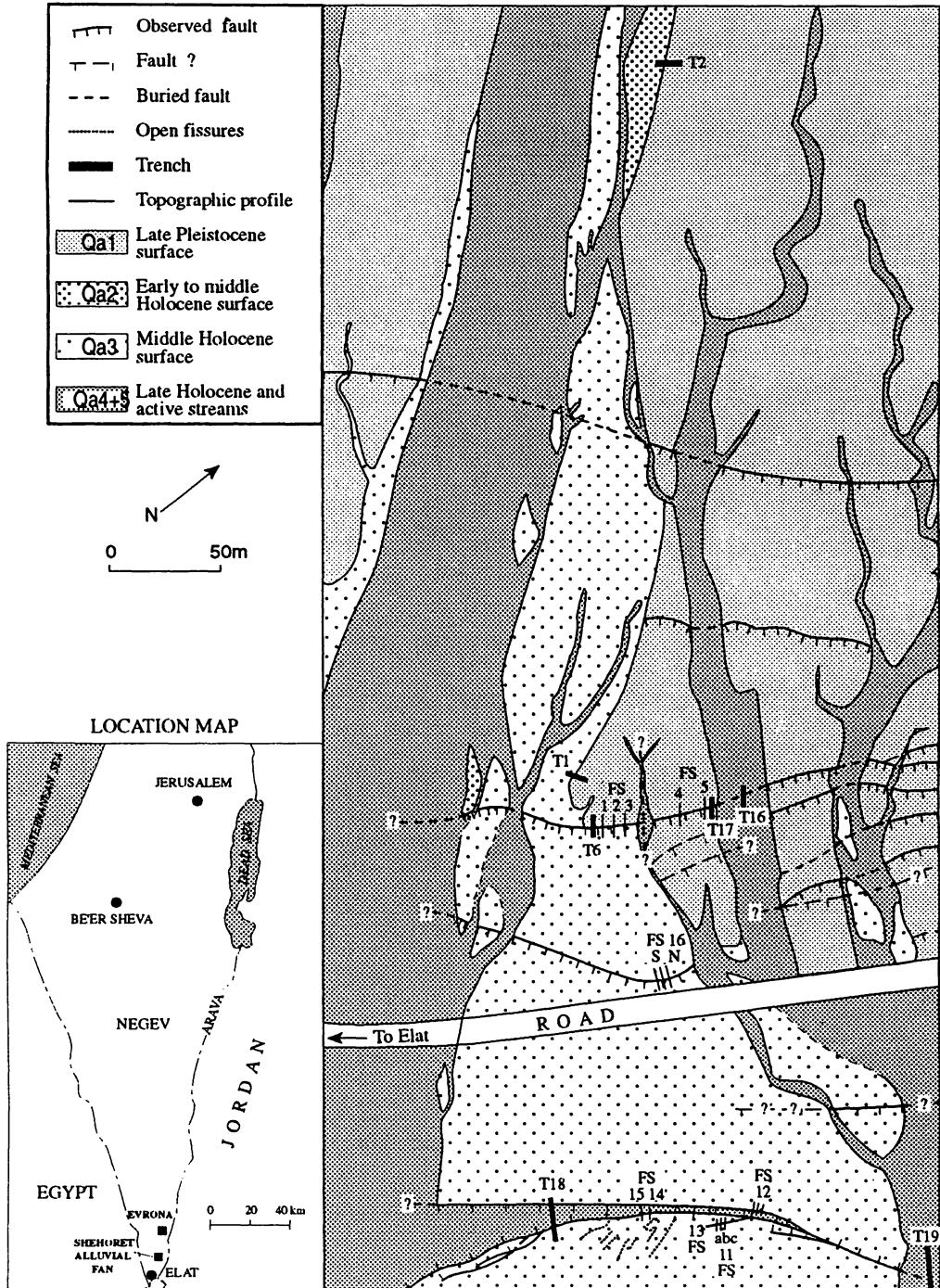


Fig. 2: THE EVRONA PLAYA - MAP OF FAULTS AND LINEAMENTS

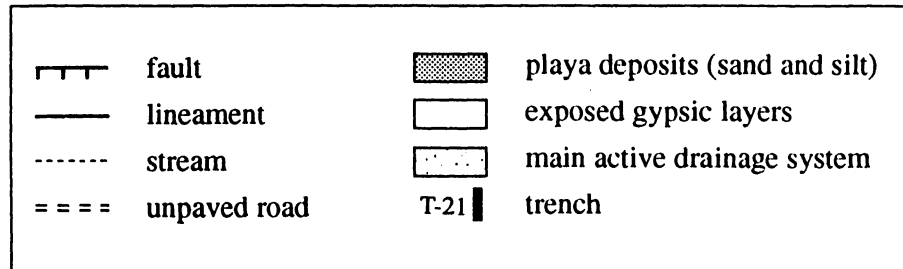
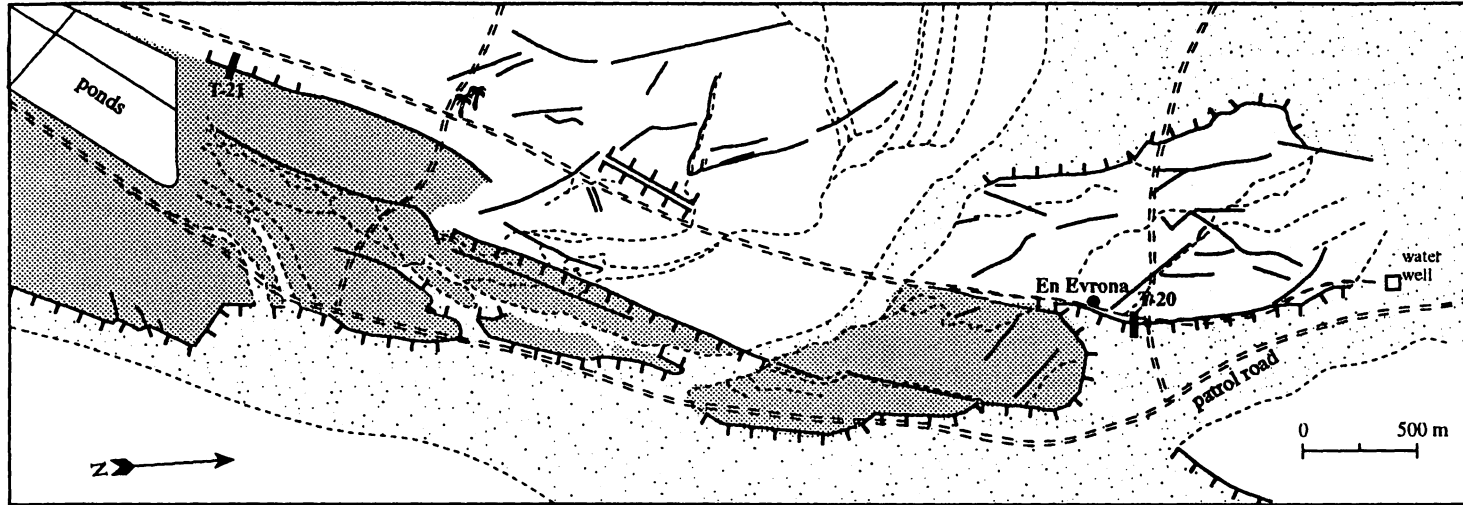


Fig. 3: TRENCH T-17

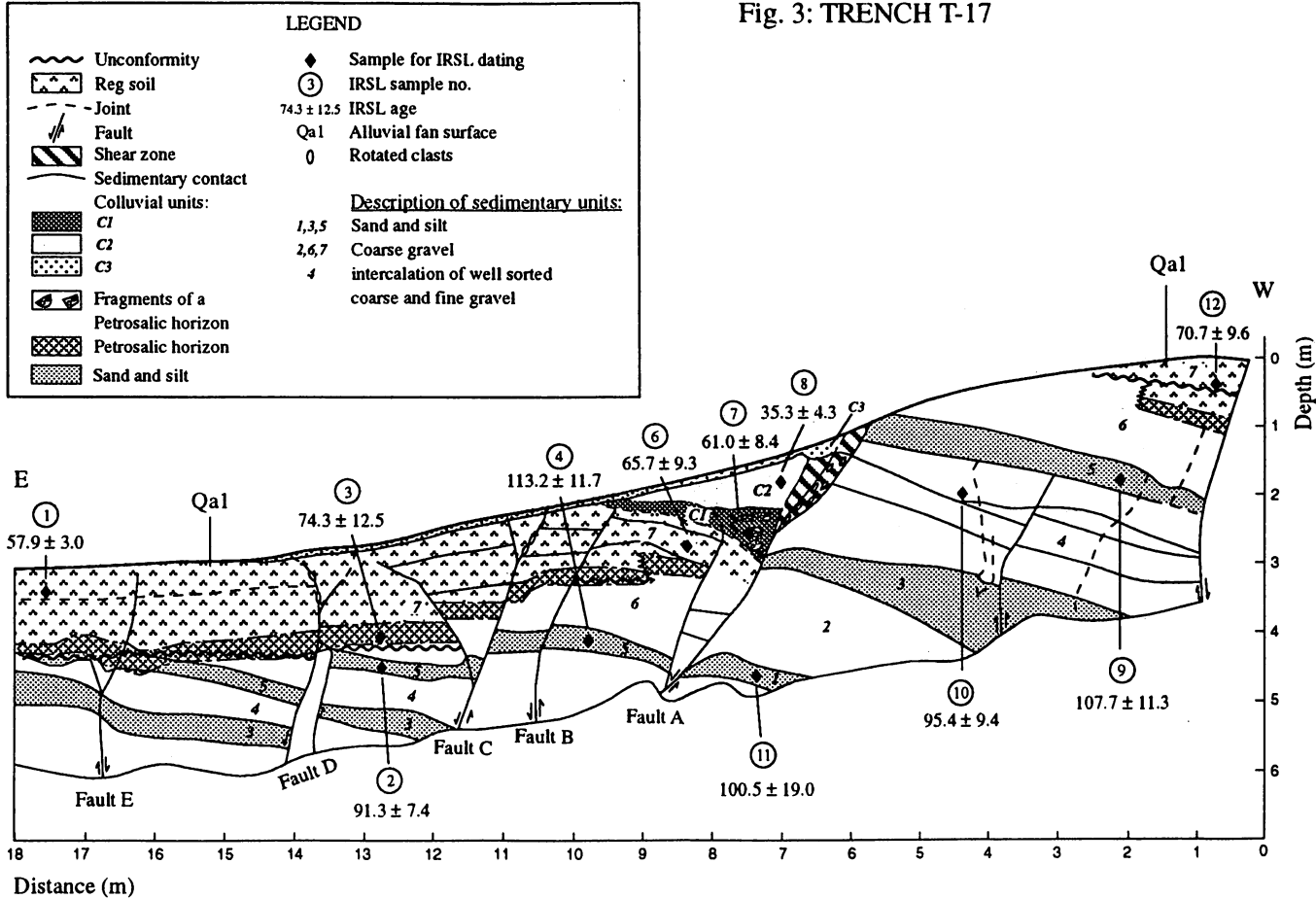


Fig. 4: TRENCH T-16

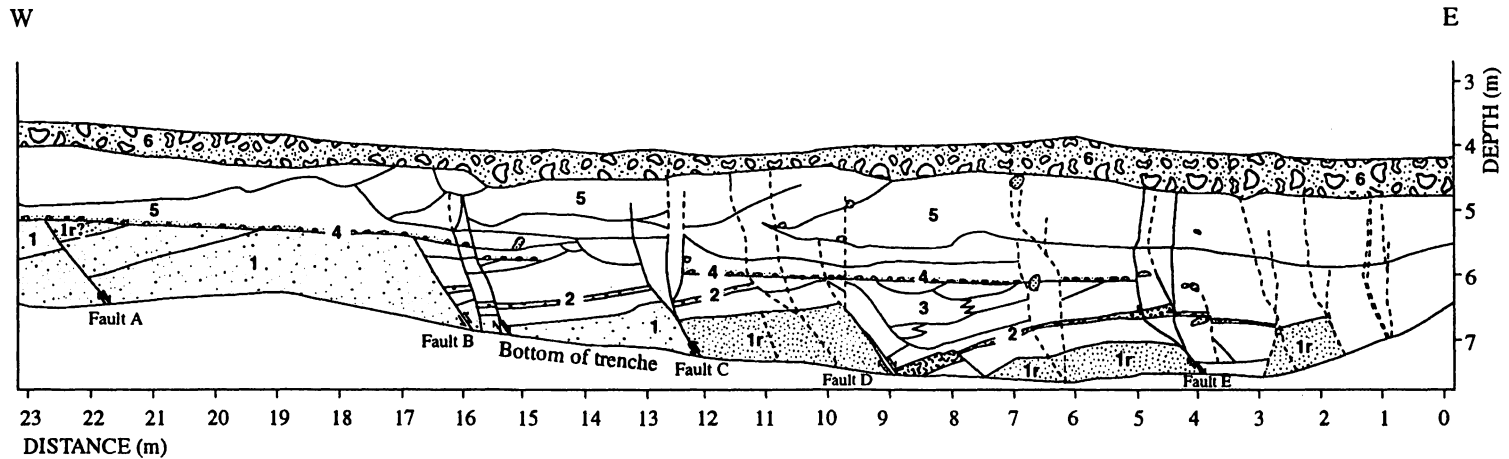
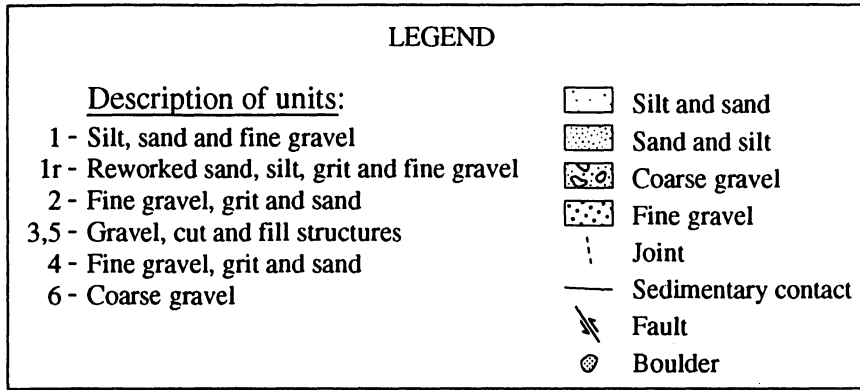
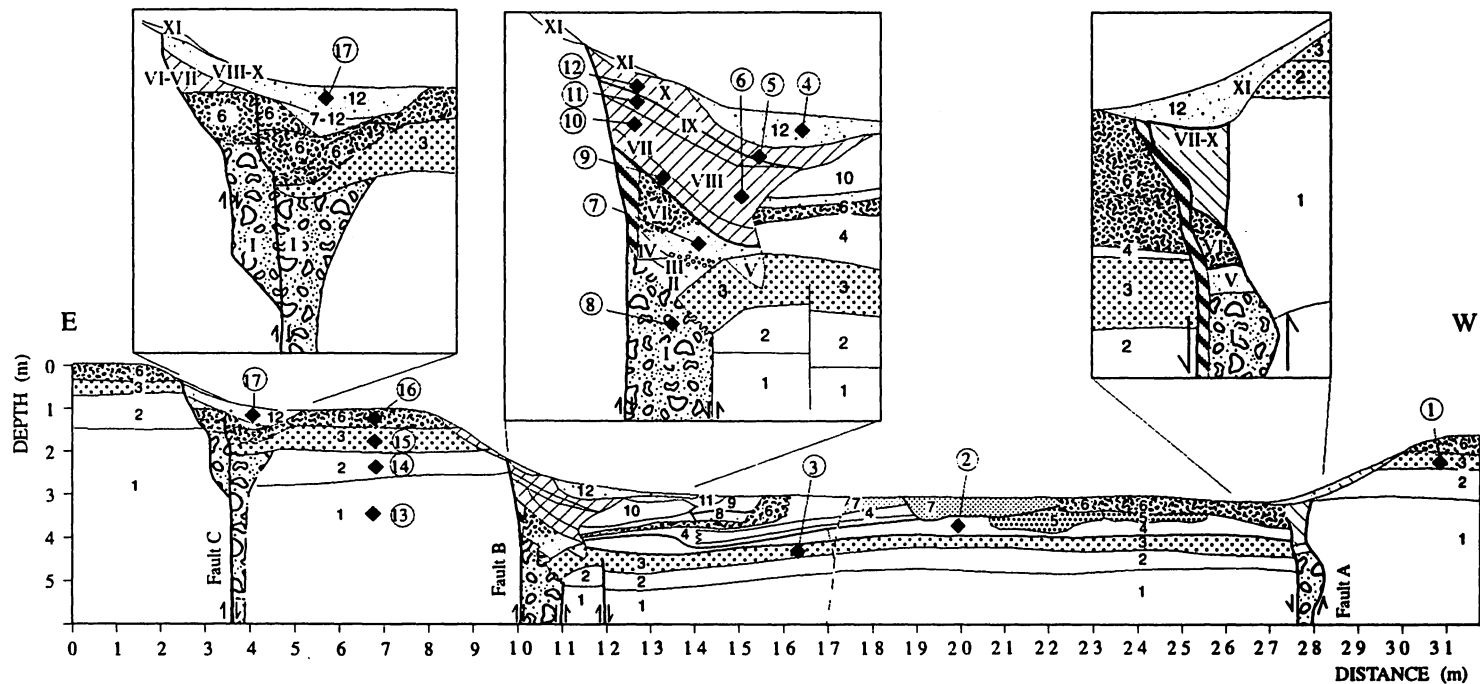


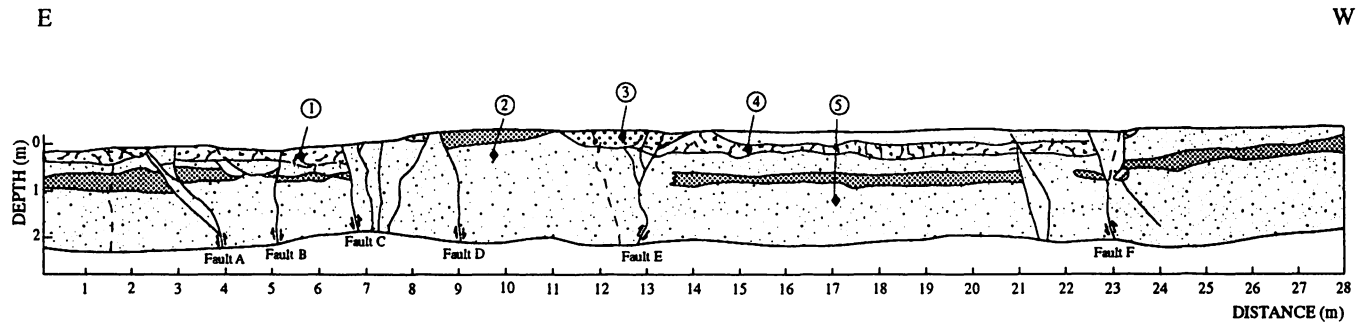
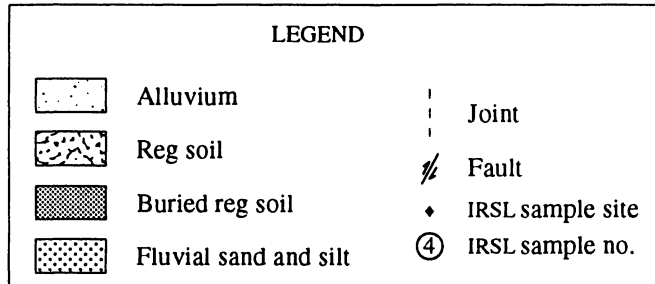
Fig. 5: TRENCH T-19



Description of Alluvial and Colluvial units

1,9	Fine and coarse gravel	8	Silt and fine gravel		Reworked Reg soil		Silt
2,10	Coarse gravel	I	Collapse units		Sedimentary contact		Buried Reg soil
3	Buried Reg soil; gravel, grit and sand	II - IV	Collapse and colluvial units		Joint		Reg soil
4	Coarse to fine gravel, grit and sand	V, 11, 12	Fluvial sand and silt		Fault with rotated gravel along its plane		Collapse units
5	Debris flow unit	VI - IX	Fine gravel, grit and sand change laterally to coarse gravel grit and silt		IRSL sample site		Colluvial units
6	Reg soil; gravel, grit and sand	X	Sand and silt		IRSL sample no.		Debris flow units
7	Sand, silt, fine gravel and fragments of shattered gravel				Shear zone		

Fig. 6: TRENCH T-18



הגיאולוגיה של התשתית הפרקמברית בדרום-מזרח גוש רודד

עודד כץ,^{1,2} דב אביגד,¹ אריאל היימן²

¹המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

²המכון הגיאולוגי, ירושלים.

סיור ג'

א. מבוא

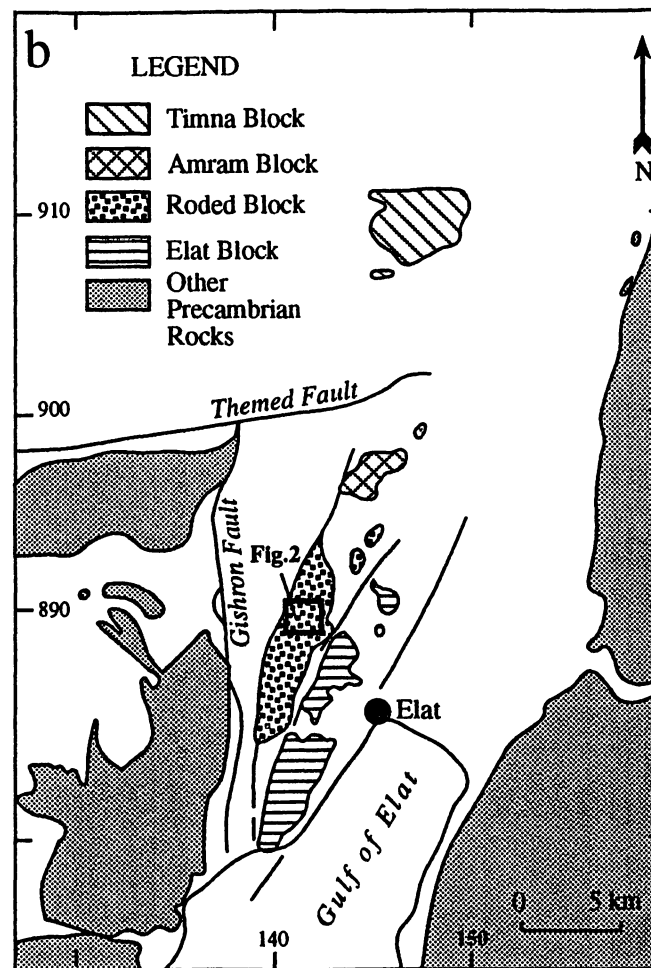
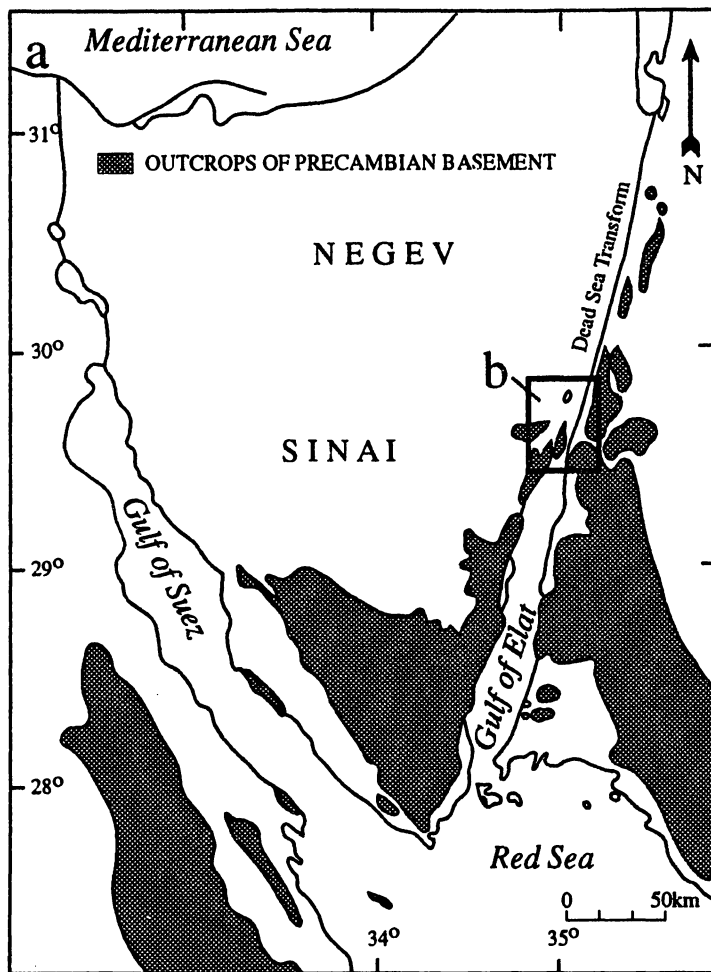
תהליכי היווצרות התשתית הפרקמברית והתפתחות הקרום היבשתי של ישראל, כמו גם היווצרותם של שאר חלקי השילד הערבי-נובי, הם ביטוי לאחד התהליכים המרתקים בהיסטוריה של היווצרות היבשות על פני כדור הארץ. אף על פי כן, ולמרות המחקר המתמשך, פרקים משמעותיים בהיסטוריה של השילד עדיין אינם ברורים. המבנה ה"אירגולרי" של השילד בהשוואה לרצועות הצרות והארוכות המאפיינות את השרשראות הפנרוזואיות, ההשתרעות המונוטונית של מטאמורפיזם מדרגת הגרינשיסט והפלוטוניזם שהתרחש בסוף הפרקמביום והסתיר חלק מהעדויות לתהליכים שהתרחשו במהלך 300 מליון השנה שקדמו לו, הקשו על האינטרפטציה של התהליכים שעיצבו את השילד במושגים של טקטוניקת הלוחות. עדויות מפתח המצביעות על תנועות לטרליות משמעותיות נמצאו בסעודה ובמדבר המזרחי שם מופיעים שרידים של אופיליטים המעידים על סגירה של אגנים אוקייניים, וכן טרסטים גדולים שהסיעו גושי סלעים למרחקים של עשרות קילומטרים. (Bentor, 1985; Stoeser & Camp, 1985; Kroner et al., 1987). חלק מהחוקרים סבור (למשל: Stern, 1994) שהתפתחות השילד כוללת שלב קדום של ביקוע עתיק והיווצרות אוקיאנוס, הפתחה אינטראוקיאנית (לפחות בחלקה) שיצרה קשתות וולקניות, ובהמשך הצמדה והלחמה של הקשתות אחת לשניה. לאחר מכן מתרחש שלב של התנגשות יבשות הנחתם בסופו של דבר על ידי פלוטוניזם פוסט טקטוני המפוזר ברחבי השילד (דעות אחרות ראה למשל: Stein & Goldstein, 1995).

העדויות הגיאולוגיות מראות שמחשופי הפרקמבריום בדרום ישראל (איור 1) מייצגים חלק נכבד מההיסטוריה של השילד. טווח הגילים האבסולוטיים שנמדדו בשיטות שונות על מינרלים וסלעים בעיקר מהגושים של אילת ותמנע משתרעים על פני יותר מ- 200 מליון שנה בין 800 מליון שנה (שיסט אילת: Bielski, 1982; Eyal et al., 1991) ל- 544 מליון שנה (גרניטים ודייקים בתמנע: Beyth, 1994).

החלק העיקרי והקדום של ההיסטוריה עד לשלב הפלוטוניזם הקל-אלקליני שהתרחש בסוף הפרקמבריום (גרניט אילת), מיוצג על ידי תשתית שנפגעה על ידי מטאמורפיזם ודפורמציה באזור דינמי אשר התרחשה בו פעילות טקטונית מלווה במגמטיזם. מעט מאוד ידוע לנו על סביבת היווצרות ואופי התהליכים הטקטוניים אשר עיצבו את הסלעים המטאמורפיים. המחקר המוצג בסיור הנוכחי נועד לברר את המבנה הטקטוני וההתפתחות התרמלית של הסלעים המטאמורפיים בגוש רודד, במטרה לאפשר הבנה טובה יותר של התהליכים הגאודינמיים אשר עיצבו חלק זה של השילד.

סלעי גוש רודד מציגים היסטוריה גיאולוגית שהתרחשה במקביל לשלב הלחמת קשתות-האיים והתנגשות היבשות של השילד. היסטוריה זו כוללת מטאמורפיזם בפציאס אמפיבוליטי גבוה שלווה בלפחות שני ארועי דפורמציה ופלוטוניזם.

הסלעים בגוש רודד נחקרו במספר עבודות: Bentor (1961), ערך סקירה כללית של הפרקמבריום



איור 1. (a) צפון המאסיב הערבי-נובי; (b) המחשופים הפרקמבריים באזור אילת (After Garfunkel, 1980).

בישראל ו- Weissbrod (1961), ביצע לראשונה מיפוי מפורט ועבודה פטרוגרפית מקפת על אזור גוש רודד. Garfunkel (1980), בדק את הפטרולוגיה ויחסי השדה של הסלעים בגוש רודד כחלק מסקירה רחבה יותר של הסלעים הפרקמבריים בדרום ישראל. במסגרת סקר הזהב של המכון הגיאולוגי (Bogoch et al., 1990) נאספו נתונים גאוכימיים, בעיקר על הפלוטון קוארץ-דיוריטי, והוכנה מפה מפורטת של דרום גוש רודד (Avigad, 1990). נתונים גאותרמוברומטריים ראשוניים וסקירה של המבנה המטאמורפי נעשתה על ידי (Katz et al., 1995). מיפוי ועבודה פטרוולוגית באזור הר שלמה נעשו על ידי (Gutkin & Eyal, 1995).

טיפוס הסלע העיקרי הנחשף בגוש רודד הוא פלוטון קוארץ-דיוריטי. הפלוטון חדור לתשתית מטאמורפית הנחשפת בשוליו הדרומיים (אזור נחל נטפים) ובשוליו הצפוניים (אזור נחל שחורת), ובמקומות מכוסה על ידי סלעים וולקניים וסלעים סדימנטריים. דייקים אפנטיים ופורפיריים בהרכב ריוליטי עד בסיסי חודרים לסלעים המטאמורפיים ולקוארץ-דיוריט (איור 2). היחידה המטאמורפית הנחשפת בדרום גוש רודד מכילה בעיקר סלעי שיסט וגנייס אשר מהווים את סלע הסביבה לתוכו חדורים מספר דורות של דייקים מטאמורפיים, וכן גופי אמפיבוליט הנחשפים לאורך המגע עם הקוארץ-דיוריט (איור 3). סלעי השיסט והגנייס עברו מיגמטיזציה בדרגות שונות, ומאופיינים בפוליאציה אנכית בדרך כלל בעלת סטריק בכיוון צפון מזרח (איור 4). לדייקים המטאמורפיים שתי צורות הופעה, האחת קונקורדנטית והשנייה דיסקורדנטית למבנה סלע הסביבה. הפוליאציה תת-מקבילה לקירות הדייקים, ובמקומות בעלת מבנה סיגמואידלי.

מסלול הסיור, בדרום גוש רודד - בין הנחלים נטפים בדרום ורודד בצפון, מתמקד ביחידה המטאמורפית של דרום גוש רודד ובסלעים המגמתים הסמוכים לה (איור 2). במהלך הסיור נדון במשטר התרמלי והטקטוני שמייצגים סלעי גוש רודד, ונסה לאפשר הבנה טובה יותר של תהליכים הגאודינמיים אשר עצבו את הגושים המטאמורפיים והקרום היבשתי בדרום ישראל.

ב. תאור התחנות

תצפית כללית.

תצפית מפיתחת נחל נטפים מאפשרת הבחנה טובה בגוש רודד, ביחידות המרכיבות את הגוש ובחלק המאוחר של מסלול הסיור.

תחנה 1.

1.1. קוארץ-דיוריט רודד בואדי מילסטון (Millstone).

קוארץ-דיוריט רודד חדור ליחידת הסלעים המטאמורפיים של דרום גוש רודד. פלוטון זה חשוף על פני שטח של כ- 10 קמ"ר, מנחל נטפים בדרום עד נחל שחורת בצפון, ומהווה את טיפוס הסלע העיקרי החשוף בגוש רודד (איור 2). פלוטונים בהרכב קוארץ-דיוריטי וסלעים מטא-קוארץ-דיוריטים מוכרים גם במקומות אחרים בשילד הערבי-נובי, וקשורים לשלב של התקבצות קשתות האיים ויצירת השילד (Stern, 1994).

קוארץ-דיוריט רודד הוא סלע הטרונגי, הכולל בתוכו ואריציות דקות וגסות גביש, ומכיל קסנוליטים בהרכב מל-(קוארץ)-דיוריטי. המינרלים העיקריים בקוארץ-דיוריט הם הורנבלנדה, ביוטיט, פלגיוקלז (אנדזין) וקוארץ, והמשניים הם K-פלדספר, ספן, אפטיט, זירקון ובצר. שרידי פירוקסן



LEGEND

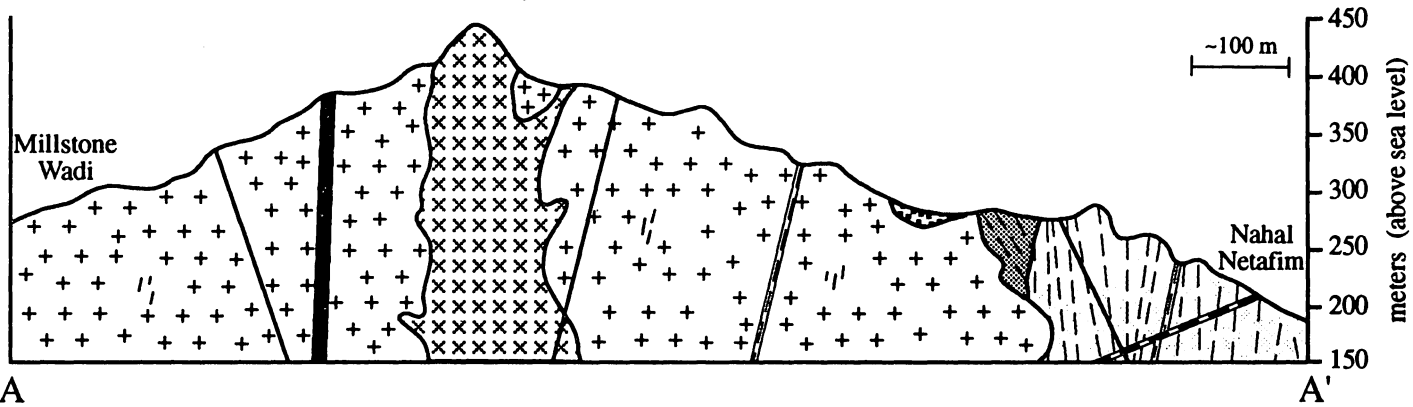
Neogene Gravels	Quartz - Diorite	Dike (Porphyritic) of Acid to Basic Composition	Alluvium
Precambrian Conglomerate	Migmatitic Gneiss	Schist Dike	Elat Granite
Dike of Rhyolitic Composition	Migmatitic Schist	Lineament	Elat Metabasite
Microgranite	Amphibolite	Fault	Station No.

איור 2. מפה גאולוגית של דרום גוש הרודד (After Avigad, 1990).

NW

SE

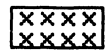
Har Yedidya



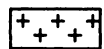
Precambrian
Conglomerate



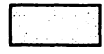
Rhyolitic Dike



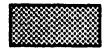
Microgranite



Quartz - Diorite



Migmatite



Amphibolite



Schist Dike

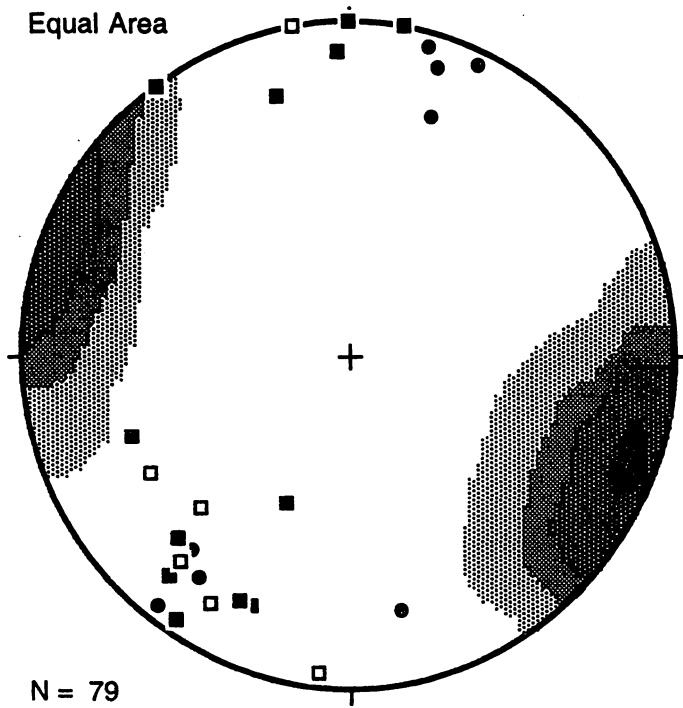


Dike (Porphyritic) of Acid
to Basic Composition



Foliation

איור 3. חתך סכמטי בגוש רודד (A-A' ראה איור 2).



איור 4. השלכה סטראוגרפית של האלמנטים הסטרוקטורליים והדייקים המטאמורפיים בדרום גוש רודד. קונטורים: קטבים למישורי הפוליאציה ביחידה המטאמורפית; עיגול מלא: לינאציה ביחידה המטאמורפית; ריבוע מלא: קוטב לקירות הדייקים המטאמורפיים מהקבוצה הדיסקורדנטית ביחידה המטאמורפית; ריבוע ריק: קוטב לקירות הדייקים המטאמורפיים בקוארץ-דיוריט.

נמצאו בגלעיני האמפיבול.

תרמומטריה לפי שיחלוף Na ו- Ca בין הורנבלנדה ופליגוקלו (Holland & Blundy, 1994) הראתה טמפרטורה של כ-700°C, ואילו ברומטריה לפי תכולת אלומיניום בהורנבלנדה (Hollister et al., 1987) הראתה לחצים של 2 - 3 קילובר (עמקים של 6-10 קילומטר). זירקונים מדוגמת קוארץ-דיריט שנדגמה באזור תחנה 1, תוארכו בשיטת U-Pb על ידי Stern & Manton (1995 - דברים בע"פ). גיל התגבשות שהתקבל הוא 634 ± 2 מליון שנה. מדידות גיל ראשוניות בשיטת K-Ar על המינרלים אמפיבול וביוטיט שהופרדו מאותה דוגמא, מראות גיל דומה. בקוארץ-דיריט רודד קיימות עדויות למעוות חלש המתבטא בפוליאיציה מקומית ואזורים עם טקסטורה פוליגונלית. במקומות מופיעים בתוך הקוארץ דיריט גופים שיסטוזיים בכיוון מזרח-מערב שאורכם מגיע לעשרות מטרים (איור 4), ובחלקם הפוליאיציה בעלת מבנה סיגמואידלי. נראה שגופים אלה הם דייקים מטאמורפיים. המעוות שניכר לעיתים בקוארץ-דיריט ונוכחות הדייקים המטאמורפיים מעידים על כך שהפלוטון הקוארץ-דיריטי הוא קינמטי מאוחר, והתמצק בסוף שלב הדפורמציה. הגיל שנמדד בקוארץ-דיריט ממקם אותו, על פי הסכימה הכרונולוגית של גוש אילת (Heimann et al., 1995), בשלב טקטונו-מטאמורפי פעיל. אף על פי כן נראה שמידת הדפורמציה שעבר הקוארץ-דיריט קטנה, שכן לא הצליחה לפגוע באופיו החד של המגע בין הקוארץ-דיריט והיחידה המטאמורפית (איור 2).

1.2. אתר ארכיאולוגי בואדי מילסטון (Gilat et al., 1993).

מפעל להפקת בצר זהב מהתקופה האיסלמית המוקדמת נמצא בואדי מילסטון. לאורך הוואדי נחשפו שרידיהם של 12 מבנים חד-חדריים, 23 בסיסי אוהלים, 5 קברים, 14 אתרי עבודה ובור אחסנה. באתרי העבודה נמצאו מספר רב של אבני ריחיים (millstone), פטישי אבן וסדנים. אבני הריחיים ריבועיות, רוחבן 60-80 ס"מ, גובהן כ-30 ס"מ והרכבן קוארץ-דיריט. נראה שחומר הגלם לתהליך הפקת בצר הזהב היה עדשות ועורקים של קוארץ החדורים לקוארץ-דיריט. התוצר, כפי שנמצא בבור האיכסון, היה אבקה דקה הומוגנית שהכילה בעיקר קוארץ ועד 20 ppm זהב. תהליך הפקת האבקה כלל כרייה ושבירה של חומר הגלם בפטישים ולאחר מכן טחינתו לחומר דק באבני הריחיים. מיצוי הזהב מתוך האבקה נעשה בשטיפה על ידי כמויות גדולות של מים. נראה כי מיצוי זה לא נעשה באתר, אלא באזור חוף מפרץ אילת, שם אספקה סדירה של מים קלה יותר. האתר תוארך, על בסיס חרסים שנמצאו בו, לתקופה שבין המאה השמינית והעשירית לספירה (התקופה האיסלמית המוקדמת). מתוך ממצאים אלו אנו למדים כי כבר בעת העתיקה ניתן היה לאתר בצרים בהם המינרל הכלכלי אינו נראה לעין.

תחנה 2. מיקרוגניט באזור הר ידידיה.

בתצפית מפסגת הר ידידיה ניתן לראות את מחשופי התשתית של אזור אילת. בלוק עמרם בצפון, גוש אילת בדרום-מזרח והר שלמה במערב. כלפי דרום ומזרח מצויה היחידה המטאמורפית של גוש רודד הבנויה שיסט, גנייס ומיגמטיט. אמפיבוליט נראה כלפי מזרח, ומלווה את המגע בין היחידה המטאמורפית של גוש רודד וקוארץ-דיריט רודד. הקוארץ-דיריט נחשף בין הקומפלקס המטאמורפי והגריניט של הר ידידיה.

שני טיפוסים גרניים חדורים לתוך הקוארץ-דיריט של גוש רודד (Weissbrod, 1961): 1) גרניט פורפיר, החשוף בחלקו הצפוני של גוש רודד (אזור נחל שחורת); 2) מיקרוגרניט, המופיע כדייקים ומחדרים מאסיביים בקוארץ-דיריט (איור 3) ואף בגרניט פורפיר ובונה את הפסגה של הר ידידיה, הגבוהה ביותר בדרום גוש רודד.

המיקרוגרניט מכיל K-פלדספר, פלגיוקלו, קוארץ ומעט מוסקוביט. סלע זה הוא המחדר הגרניטי הצעיר ביותר באזור הסיור ומתאים מבחינת זמן הצבתו למגמטיזם האלקליני של תמנע. המיקרוגרניט על פסגת הר ידידיה מאופיין בהופעה של רצועות קטקלזה שמקורן בדפורמציה רדודה יחסית בהן שברי-מינרלים צפים בתוך מטריקס קוארצו-פלדספטי מרוסק. רצועות קטקלזה אינן מוכרות בקוארץ-דיריט המארח ואף לא בסלעים אחרים בסביבה. לא ברור מדוע הקטקלזה מרוכזת במיקרוגרניט. יתכן והתכולה הגבוהה של פילוסיליקטים (מיקות, כלוריט) בקוארץ-דיריט מגדילה את יכולת הזרימה של הסלע ונוצרת בו פוליאציה במקומות, בעוד שהמיקרוגרניט דל הפילוסיליקטים מגיב באותם תנאי לחץ-טמפרטורה באופן פריך.

תחנה 3.

3.1. המגע בין היחידה המטאמורפית והסלעים המגמטיים מדרום להר ידידיה.

דרומה מהר ידידיה נחשף המגע בין המיקרוגרניט והקוארץ-דיריט. המגע אינו חד, וניתן להבחין באפופיזות של הגרניט אל תוך הקוארץ-דיריט. בהמשך נחשף המגע בין הקוארץ-דיריט והסלעים המטאמורפיים. מגע זה, בדומה למגע בין המיקרוגרניט לקוארץ-דיריט, אינו חד, בעל אופי אינטרוזיבי וממוסך על ידי דייקים לא מטאמורפיים מפאת המגמטיזם של סוף הפרקמבריום.

3.2. הסלעים המטאמורפיים של גוש רודד - מפגש ראשון.

היחידה המטאמורפית של דרום גוש רודד בעלת הופעה שיסטוויזית ומכילה ברוב המקומות פורפירובלסטים של גרנט. הפוליאציה ביחידה המטאמורפית אנכית עד תת-אנכית וכיוונה לצפון עד צפון מזרח, כפי שציין גם Garfunkel (1980). לינאציה מפותחת במקומות וכיוונה תת-אופקי (איור 4). המבנה (fabric) המטאמורפי מורכב צברים של גבישי ביוטיט בכיווניות מועדפת, בתוך מטריקס הבנוי קוארץ ופלגיוקלו בטקסטורה פוליגונולית. הפלגיוקלו בהרכב אנזין ומכיל גלעינים רליקטים של K-פלדספר ואלביט. פלגיוקלו בהרכב אלביטי לא מאוזר מופיע לעיתים לצד הפלגיוקלו האנדזיני. חלקים גדולים מהיחידה המטאמורפית של דרום גוש רודד עברו תהליך של מיגמטיזציה, ונוצר בהם מבנה משוכב הכולל סרוגין של שכבות בהרכב מלאנוקרטי עם שכבות בהרכב לויקוקרטי (פרוט בתחנה 7). שינויים בדרגת מיגמטיזציה של סלעי היחידה המטאמורפית באים לידי ביטוי בטווחים קצרים של מטרים אחדים, ומקורם כנראה בפרוטוליט הטרוגני בהרכבו (Johannes, 1988). היחידה המטאמורפית הנחשפת באזור הסיור היא חלק מרצועה נרחבת יותר של מיגמטיטים המשתרעת לאורך גבולו הדרומי של הקוארץ-דיריט, כפי שצינו גם Gutkin & Eyal (1995). מבנה מטאמורפי של סלעים (פוליאציה ולינאציה) הוא תוצאה של מעוות שמקורו טקטוני. ניתוח של המבנים המטאמורפיים בדרום גוש רודד יכול לעזור בהבנת התהליכים הטקטונים שהתרחשו באזור בסוף הפרקמבריום, התהליכים שעדיין לא מוכרים בצורה טובה. פוליאציה אנכית היא על פי רב תוצאה של התקצרות אופקית או גזירה אופקית. סלעי היחידה המטאמורפית לא מכילים עדויות

לגזירה משמעותית, למעט אסימטריה קלה בצללי לחץ (pressure shadows) של גרנטים. לכן, נראה כי המבנה ביחידה המטאמורפית של גוש רודד הינה ביטוי עמוק (דוקטילי) להתקצרות אופקית.

תחנה 3. פורפירובלסטים של גרנט ופיניט בסלעי המיגמטיט בתחתית ואדי טרסות.

מחשופי הסלע בתחתית ואדי טרסות מכילים פורפירובלסטים רבים של גרנט ופיניט (פסאודומורף אחרי קורדיריט), מהיפים שמוכרים באזור גוש רודד. מאסף הגרנט-קורדיריט מייצג את הדרגה המטאמורפית הגבוהה ביותר שנמצאה בסלעי גוש רודד. תרמומטריה לפי גרנט-בייטיט (Ferry & Spear, 1978) על סלע שהכיל מאסף כזה הראתה טמפרטורה של כ-700°C. באזור התחנה מופיעים סביב הפורפירובלסטים צללי-לחץ (pressure shadows), הבנויים קוארץ ופלגיוקלז, ואשר מראים א-סמטריה חלשה. המלאנוזומים מקומטים סביב הפורפירובלסטים של הגרנט, ומציינים שהגרנט פרה-סינקינמטי.

תחנה 4.

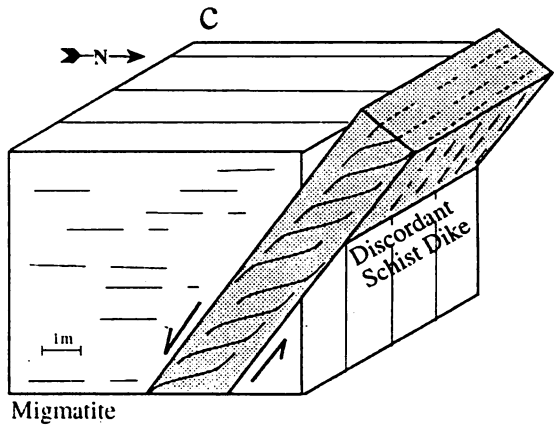
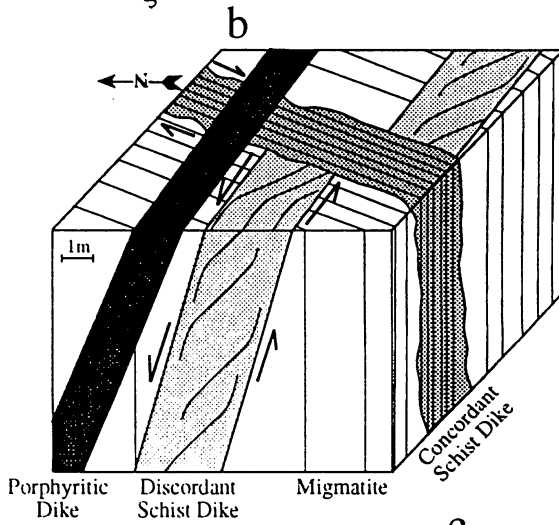
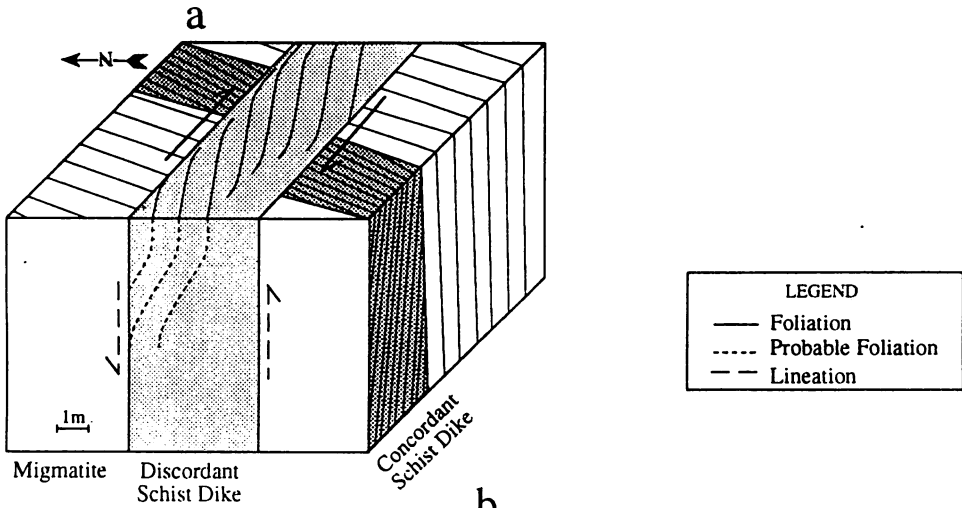
4.1. ההטרוגניות של היחידה המטאמורפית בגוש רודד.

היחידה המטאמורפית בגוש רודד הטרוגנית. רב שטחה מאופיין במבנה של רצועות מקבילות, בעלות עובי של מטרים אחדים והנבדלות זו מזו במידת השיסטוזיות ובעצמת המיגמטיזציה הניכרת בהן. הנמעים בין הרצועות נמשכים לאורך הסטרייק של הפוליאציה. ההטרוגניות במבנה ובמינרלוגיה של היחידה המטאמורפית הינה ירושה של פרוטוליט בעל אופי משוכב. יתכן ופרוטוליט זה הינו רצף וולקנו-סדימנטרי או פלוטוני-סדימנטרי משוכב, בהרכב אנדיזיטי (השיסט) וגריטי (הגנייס). מידת השיסטוזיות ועוצמת המיגמטיזציה מתחזקות ככל שתכולת המלנוקרטים גדלה. הסלע החשוף באתר זה הוא גנייס קוארצו-פלדספטי המכיל מעט מינרלים מלנוקרטיים. בסמוך ניתן להבחין באזור בו הסלע החשוף היא שיסט בעל תחולה גבוהה יותר של מינרלים מלנוקרטיים.

4.2. יחסי שדה בין דייקים מטאמורפיים וסלע הסביבה.

נחילים של דייקים מטאמורפיים מוצבים ביחידה המטאמורפית של גוש רודד (Weissbrod, 1961). מבחינים בשתי קבוצות עיקריות, קבוצה אחת של דייקים מטאמורפיים מקבילה למבנה המטאמורפי של סלע הסביבה (קונקורדנטית) ואחרת חותכת מבנה זה (דיסקורדנטית). סלע הדייק בשתי הקבוצות הינו שיסטוזי, ומכיל כמינרלים עיקריים הורנבלנדה, אקטינווליט, בייטיט, פלגיוקלז (אנדיזין) וקוארץ. בקבוצה הדיסקורדנטית המינרלים המלנוקרטיים מסודרים בצברים המוצבים בכיווניות מועדפת.

תרמומטריה שנעשתה בעזרת צמד המינרלים הורנבלנדה ופלגיוקלז (Holland & Blundy, 1994) הראתה בגלעינים טמפרטורה של 640°C המציינת מטאמורפוזה בפציאס אמפיבוליט עליון. כיוון הדייקים של הקבוצה הקונקורדנטית הוא צפון - דרום (אורך 5). הדייקים מופיעים בדרך כלל בעובי של עד 1 מ' המשתנה באופן חריף לאורך הדייקים. במקומות קירות הדייקים גליים והמגע עם סלע הסביבה אינו חד. ברב המקרים ניתן לעקוב אחרי דייקים אלה למרחק שאינו עולה על עשרה מטרים. הפוליאציה בדייקים הקונקורדנטיים אנכית בקרוב ותת-מקבילה לקירות לכל רוחב הדייק. הלינאציה על מישורי פוליאציה אלו תת-אופקית.



איור 5. (a) יחסי שדה סכמטיים בין דייקים מטאמורפיים וסלע הסביבה באתר N4;
 (b) יחסי שדה סכמטיים בין דייקים מטאמורפיים, דייק פורפירי וסלע הסביבה באתר B4;
 (c) יחסי שדה סכמטיים בין דייק מטאמורפי וסלע הסביבה בתחנה 10.

כיוון הדייקים של הקבוצה הדיסקורדנטית הוא מזרח - מערב (איור 5). הדייקים מופיעים בדרך כלל בעובי של כ- 2 מ' המשתנה לאורך הדייק. קירות הדייקים לאורך כל סגמנט ישרים וניתן לעקוב אחריהם למרחק של עשרות מטרים. הפוליאציה בדייקים הדיסקורדנטיים נטויה עד אנכית ובעלת מבנה סיגמואדלי. הלינאציה על מישורי פוליאציה אנכיים תת-אופקית ועל מישורי פוליאציה נטויים בעלת רכיב down-dip גדול.

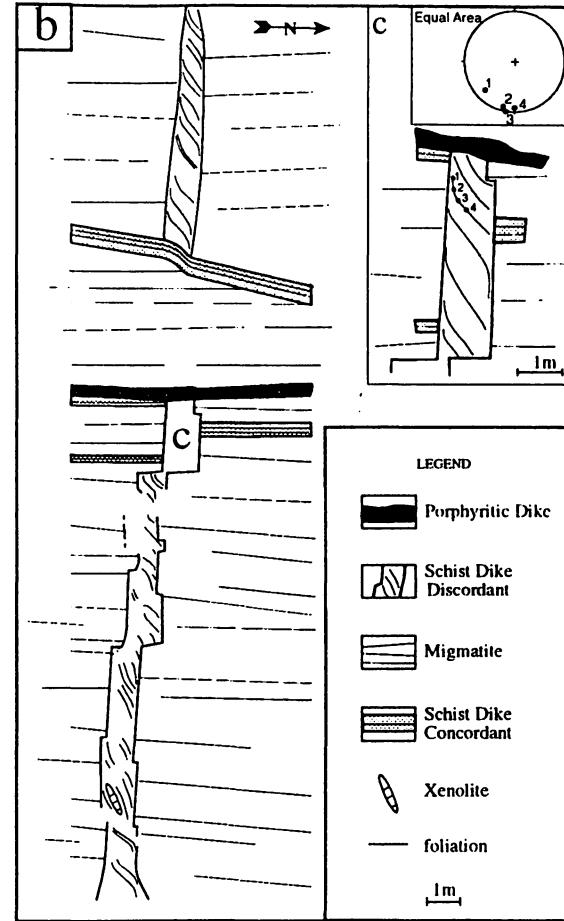
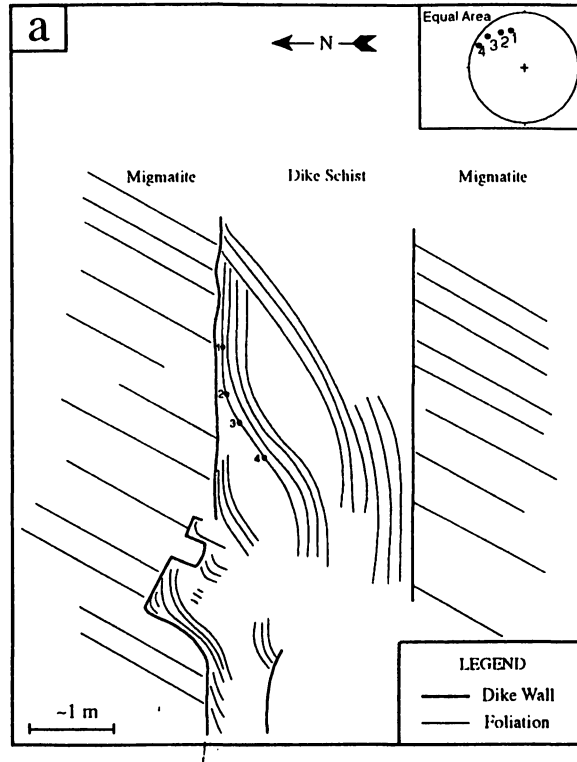
באזור התחנה נחשף דייק מטאמורפי מהקבוצה הדיסקורדנטית. הדייק נחשף לאורך עשרות מטרים, עוביו כ- 3 מטר, וכיוון הסטרייק שלו מזרח - מערב. קירות הדייק אנכיים וחוצים את הפוליאציה של הסלע המארח (איור 6a). סלע הדייק הוא בינוני-גביש ומכיל צברים של מינרלים מלנוקרטיים (ביוטיט, אמפיבול) בתוך מטריקס בטקסטורה פוליגונלית המכיל מינרלים לויקורטיים (קוארץ, פלגיוקלז). הצברים המלנוקרטיים מאורכים בכיווניות מועדפת ויוצרים את הלינאציה של הסלע. במקומות מכיל הדייק עדשות לויקורטיות (קוארץ, פלגיוקלז), פגמטיטיות.

הפוליאציה של סלע הדייק בעלת מבנה סיגמואדלי. ליד קיר הדייק הפוליאציה מקבילה לקיר ובמרכז הדייק היא מופיעה בזווית של עד 40° לקיר (איור 6). הפוליאציה אינה סימטרית: קו פוליאציה המקביל לקיר בצידו האחד של הדייק מופיע בזווית חדה עד סמוך לקיר בצידו השני של הדייק. לאורך הדייק הפוליאציה ניגשת לקיר לסרוגין בזווית חדה ובצורה תת-מקבילה (איור 6). במקומות לאורך קירות הדייק יש שקעים "המוכרים" על ידי הפוליאציה אשר שומרת על מבנה סיגמואדלי בתוך השקעים (איור 6).

יחסי החיתוך של שתי קבוצות הדייקים נבדקו בפירוט במספר אתרים. הקבוצה הדיסקורדנטית חותכת במספר מקומות את הקבוצה הקונקורדנטית ומסיטה אותה בדרך כלל הסטה ימנית (איור 5a). כיוון ההסטה מתאים לכיוון הגזירה לאורך הקירות העולה מהמבנה הסיגמואדלי של הפוליאציה בדייקים. נראה כי חדירת הדייקים הדיסקורדנטיים מאוחרת ליצירת הפוליאציה בסלע הסביבה שכן אחרת קירות הדייקים היו מתקמטים. הפוליאציה בדייקים הדיסקורדנטיים, שהתפתחה אחרי חדירתם, מאוחרת אף היא ליצירת הפוליאציה של סלע הסביבה, בדומה למבנים המוכרים בגוש אילת (Avigad, 1984). יחסים סטרוקטורליים אלה מחייבים מנגנון המאפשר לרכז את המעוות בדייקים הדיסקורדנטיים ללא השפעה על סלע הסביבה.

יחסי חיתוך הפוכים, בהם דייק מהקבוצה הקונקורדנטית חותך דייק מהקבוצה הדיסקורדנטית, מופיעים אף הם (איור 5b). יתכן שהמקרה האחרון, הנדיר יותר בשדה, הוא תופעה מקומית שאינה משקפת את היחסים הכלליים בין קבוצות הדייקים, אך מחייבת בו-זמנית של קבוצות הדייקים השונות.

מתוך האמור לעיל ניתן להסיק כי סלעי גוש רודד מציינים היסטוריה טקטונו-מטאמורפית ארוכה הכוללת לפחות שני ארועי דפורמציה. ארוע הדפורמציה הראשון קשור ביצירת המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה והדייקים הקונקורדנטיים. מבנה מטאמורפי זה כולל מישורי פוליאציה אנכיים עליהם מפותחת לינאציה אופקית ומציין התקצרות אופקית. ארוע הדפורמציה השני קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים. מבנה מטאמורפי זה כולל מישורי פוליאציה סיגמואדלים המציגים במקומות גזירה נורמלית לאורך קירות הדייק ונראה שמציינים תהליכי מתיחה ודיקוק. יתכן ושני שלבי דפורמציה אלו מייצגים שני פרקים שונים בהיסטוריה של אורוגן, האחד כרוך בדחיסה ועיבוי ואילו השני מעיד על מתיחת האורוגן והתפרקותו.



איור 6. (א) יחסי שדה (מבט מפה) של דייק מטאמורפי דיסקורדנטי (המתואר בתחנה 3) וסלע הסביבה. כיוון מישורי הפוליאיציה בדייק נמדד בנקודות 1 - 4 ומוצג בהשלכה סטראוגרפית כקטבים למישורי הפוליאיציה (למעלה מימין); (ב) יחסי שדה (מבט מפה) של דייק מטאמורפי דיסקורדנטי המסיט דייקים מטאמורפיים קונקורדנטיים ונחתך ללא הסטה על ידי דייק מהקבוצה הקונקורדנטית ודייק פורפיר (אתר ג3); (c) כיוון מישורי הפוליאיציה בדייק b נמדד בנקודות 1 - 4 ומוצג בהשלכה סטראוגרפית כקטבים למישורי הפוליאיציה.

תחנה 5. מינרליזציה של Au-As-Cu - תופעות פני שטח.

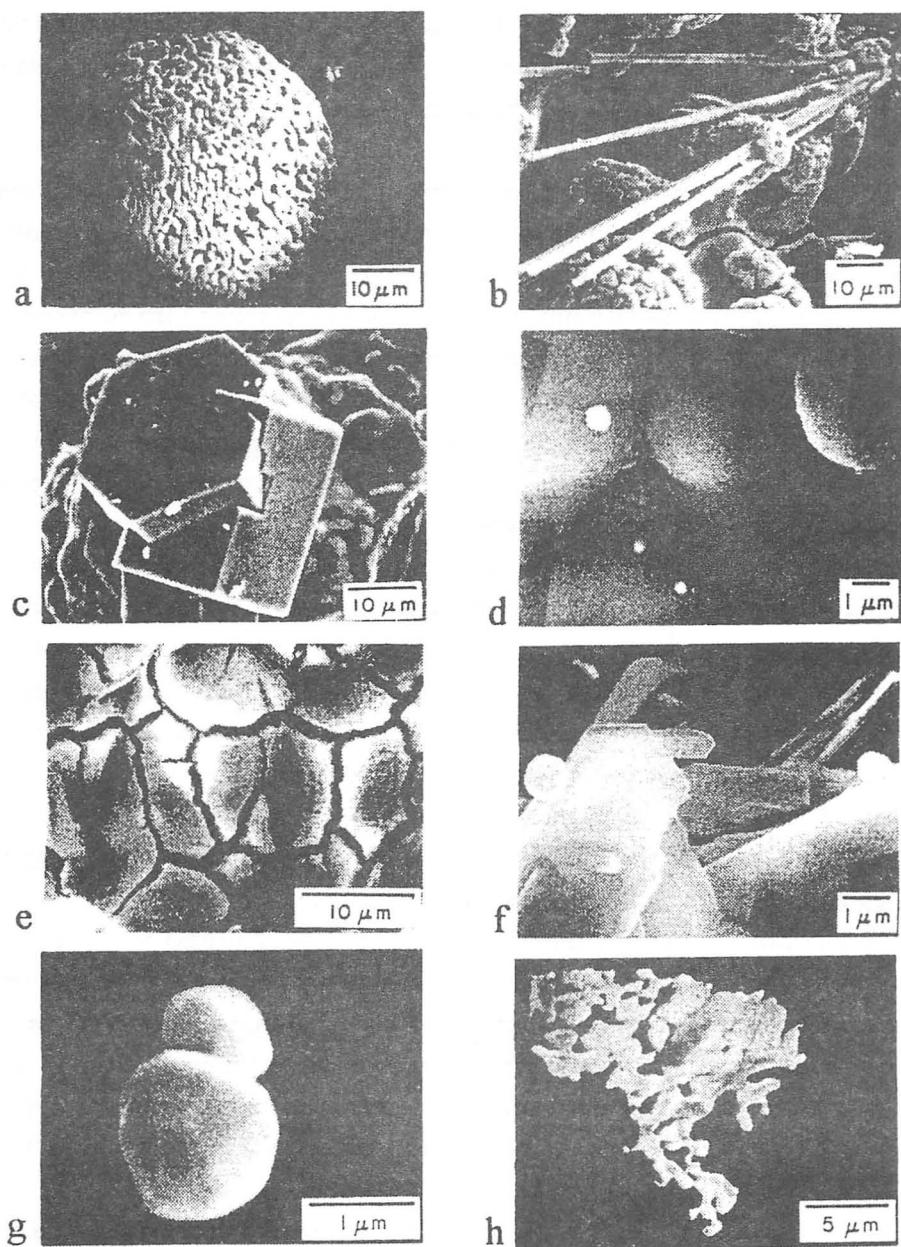
(רון בוגוש, משה שירב, אריה גילת, לודביג הליץ, המכון הגיאולוגי, ירושלים).
במהלך סקר גיאוכימי באזור אילת נתגלתה אנומליה של זהב וארסן בדוגמאות סחף נחלים. גילוי זה הביא לאיתורה של מינרליזציה in situ בסביבות נ.צ. 1423/8887, בין הר ידידה לחלף נטפים (איור 2). המינרליזציה מצוייה בתוך גניס בעל הרכב קוורץ-דיריטי, החצוי על ידי דייקים ריוליטים ובסיסיים. ביטוייה של המינרליזציה על פני השטח הוא באזורים של תחמוצות ברזל בצבע חום-צהוב אופייני, עם מינרלים בצבע ירוק בהיר שהוגדרו כארסנטיים (ראה להלן). הגיאומטריה של כתמי המינרליזציה נשלטת בעיקר על ידי כיוון הפוליזציה של הגניס (צפון-מזרח - דרום-מערב). בין כתמי המינרליזציה סלע הסביבה הינו יחסית טרי. ענרקי קוורץ קטנים חוצים את הגניס ובחלקם מכילים תחמוצות ברזל על פני מישורי סידוק. סולפידים לא אותרו באזור זה אולם עורקי קוורץ המכילים זהב וארסנטיים עם כמויות קטנות של ארסנו-פיריט, כלקופיריט וגלנה מצויים כ- 500 מטרים מדרום-מערב לאתר.

המינרלים שהוגדרו באתר זה הינם משניים ושקעו מתוך נוזלים שהכילו קטיונים ואניונים שמקורם מהמסת בצר ראשוני, gangue וסלע סביבה או כתוצאה מהחלפה ישירה. חלק מן המינרלים מופיעים בצורה אמורפית. שני ארסנטיים הוגדרו: 1. קוניכלציט שהינו חבר בקבוצה האיזוסטרקטורלית של האדליט (adelite); 2. קוניכלציט עשיר עופרת. קיימת שורת solid solutions בין קוניכלציט $\text{CaCuAsO}_4\text{OH}$ - conichalcite לבין דפטיט - $\text{PbCuAsO}_4\text{OH}$ duftite, כאשר הקוניכלציט עשיר העופרת מצוי בשורה זו וקרוב בהרכבו ל-plumbian conichalcite שהוגדר על ידי מחברים אחרים. הקוניכלציט מופיע כאגרנטים ספרואידליים או ככדורונים עגולים בודדים המורכבים מאסופת גבישים להביים (איור 7a), כגבישים דמויי כרובית או מחטים ארוכות (7b). מקבוצת הסולפטיים הוגדרו גבס, בריט ובכמויות מועטות גם אנגלסיט וצלסטיט. כן מופיע אפטיט אידיומורפי (7c). שלש פאזות אמורפיות הוגדרו - תחמוצות ברזל (7d), כריזוקולה (7b) וסיליקט של נחושת, מנגן ברזל וארסן (7e). על פי בדיקות SEM ודיווחים אודות נסיונות מעבדה, נראה כי לפחות באופן חלקי, זהב ובריט גובשו מתוך גל ברזלי, שהכיל את המתכת המתאימה. המורפולוגיה של הזהב המשני באתר המינרליזציה נראית כקשורה למינרל המארח: הוא מופיע כגבישים בגודל של כ- 1μ יחד עם הארסנטיים (7f, 7g) או כ"טיפות" זעירות באסוציאציה עם תחמוצות הברזל (7d). בעורקי ובגופי קוורץ המצויים בסביבה מופיע הזהב כגרגרים שטוחים, דנדריטיים, בגודל של עד 20μ (7h). יש להניח כי הזהב נע כקומפלקס thiosulphate.

תחנה 6. קונגלומרט פרקמברי למרגלות הר ידידה.

עם סיום ההיסטוריה האורוגנית והמטאמורפית מתרחשת תנועה אל פני השטח וחשיפה של הסלעים המטאמורפיים. התנועה אל פני השטח יוצרת תבליט עליו שוקעים סדימנטים יבשתיים. קונגלומרט פרקמברי, פולימיקטי, בדרך כלל אוטוכטוני מופיע במספר אתרים בבלוקים הפרקמבריים באזור אילת, וממלא גרביים שנוצרו על גבי התשתית (Weissbrod, 1961; Garfunkel, 1980). הקונגלומרט תואר על ידי Bentor (1961) כחלק מהסדרה הוולקנו-סדימנטרית המסיימת את ההיסטוריה הפרקמברית של השילד הערבי-נובי.

בדרום גוש רווד, כ- 150 מ' מתחת לפסגת הר ידידה, נחשף קונגלומרט המכיל חלוקים בגדלים שונים בעלי עיגוליות וכדוריות גרועים, אשר נגזרו מסלע הסביבה ומקורם במיגמטיט, בקוארץ דיריט



איור 7: a - ספרואיד הבנוי גבישים להביים של קוניכלציט.
 b - קוניכלציט בצורת מחטים ו"כרובית" על גבי כריזוקולה אמורפי.
 c - גבישי אפטיט אידיומורפיים.
 d - תחמוצת ברזל בוטריודאלית עם "טיפות" זהב.
 e - סיליקט אמורפי המכיל נחושת, מנגן, ברזל וארסן.
 f - גבישי זהב על גבי גבישי קוניכלציט עשיר עופרת.
 g - גבישי זהב בודדים.
 h - זהב דנדריטי מתוך עורק קוורץ.

ובדייקים השונים (איור 3). החלוקים מלוכדים על ידי חומר וולקני. הקונגלומרט מצוי מתחת לפנפלין ומצביע על כך כי האזור עבר ארוזיה חריפה קודם להיווצרות הפנפלין.

תחנה 7. מיגמטיט רודד.

מיגמטיט הוא סלע מטאמורפי הנוצר בטמפרטורות גבוהות על גבול ההתכה. הסלע בנוי לסרוגין נאוזום (neosome), ומזוזום (mesosome) (Johannes & Gupta, 1982). הנאוזום מחולק לאזורים בהירים - לויקוזום (leucosome), אשר בשוליהן פסים דקים כהים - מלנוזום (melanosome). המזוזום מורכב מיחידות גנייסיות או שיסטיות ומשמר את אופיו של הפרוטוליט ממנו נוצר המיגמטיט (איור 8).

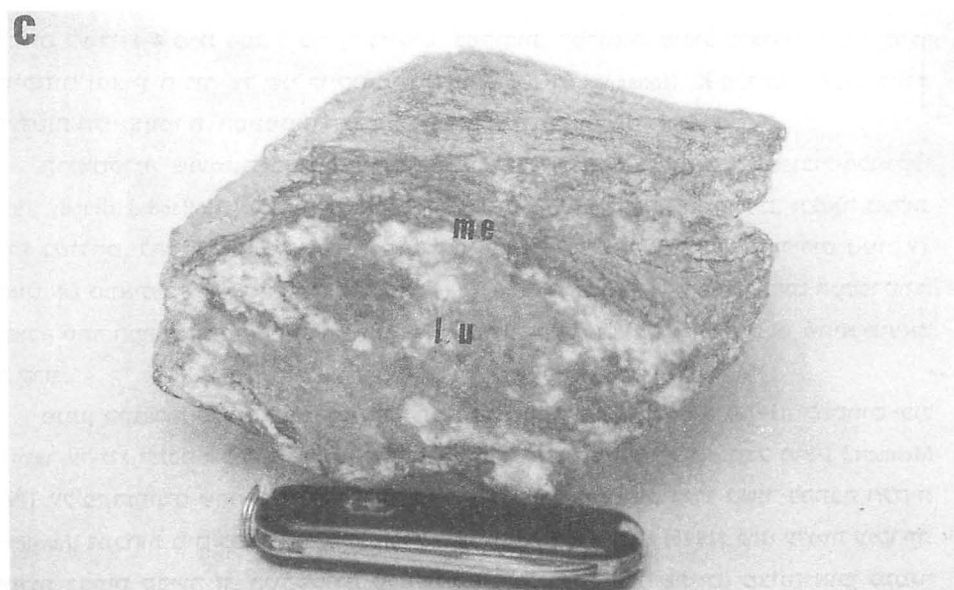
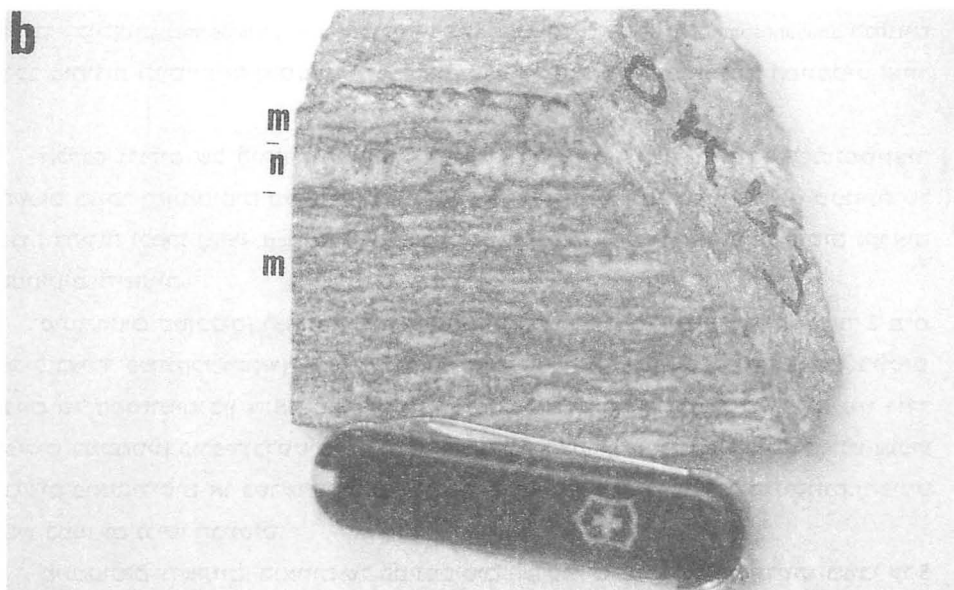
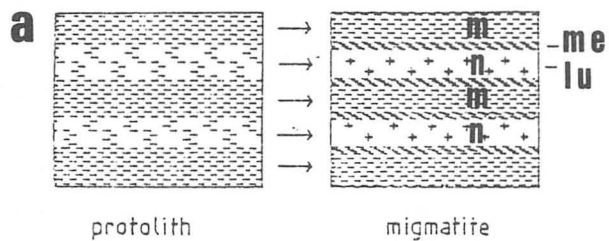
חלקים גדולים של היחידה המטאמורפית בדרום גוש רודד עברו תהליך של מיגמטיזציה ונחשפים בעיקר כמיגמטיטים משוככים (stromatic) אשר מאופיינים בסידור מקביל לשיסטוזיות של שכבות בהירות וכהות (Mehnert, 1968). במקומות לנאוזום מבנה עדשתי, ואזי המיגמטיטים נקראים מיגמטיטים עדשתיים.

מיגמטיטים משוככים: הנאוזום של המיגמטיטים המשוככים בנוי לויקוזום בעובי עד 2 מ"מ המכיל בעיקר פלגיוקלז וקוארץ אשר בשוליו מלנוזום בעובי עד 0.5 מ"מ המכיל בעיקר ביוטיט. עוביים של המזוזומים בין הנאוזומים הללו מגיע ל- 5 מ"מ. באזורים מוגבלים בדרום גוש רודד מופיעים במיגמטיט פורפירובלסטים של גרנט ופיניט (פסאדומורף אחרי קורדיריט). הגרנט מופיע כגבישים פואיקיליטים או כשרשרת של גבישים נקיים מאינקלוזיות בדרך כלל בלויקוזום. הפיניט מופיע במגע עם גבישי הביוטיט.

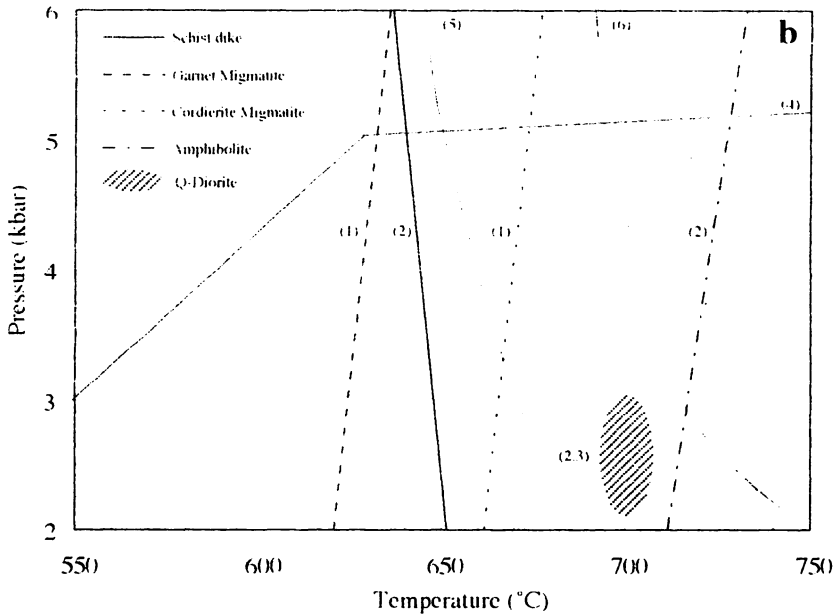
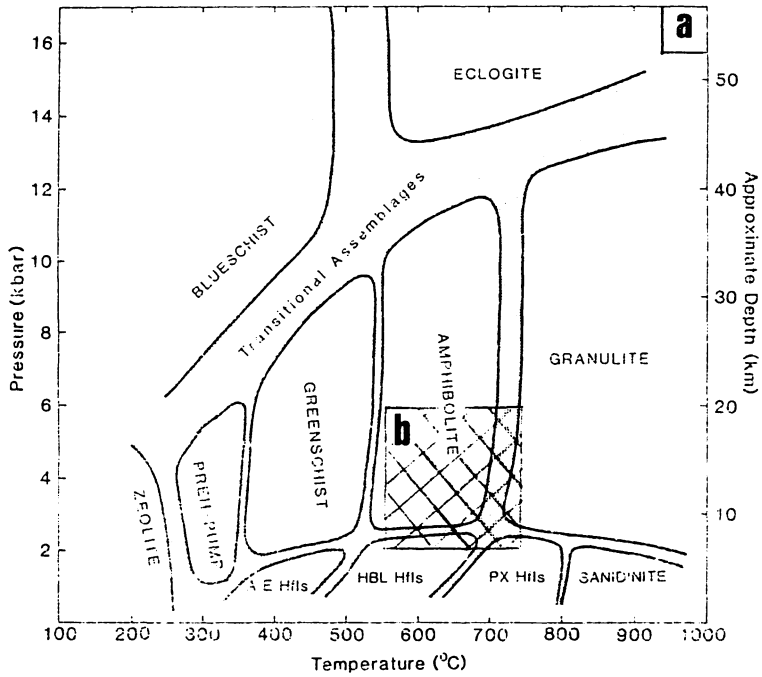
מיגמטיטים עדשתיים: הנאוזום של המיגמטיטים העדשתיים בנוי לויקוזום עדשתי בעובי עד 5 ס"מ ובאורך של כמה עשרות ס"מ המכיל בעיקר פלגיוקלז וקוארץ, אשר מוגבל בשוליו על ידי מלנוזום בעובי 1-4 מ"מ המכיל בעיקר ביוטיט. במקומות, המלנוזום מופיע כרצועות דקות בתוך הלויקוזום ומציין חיבור של שני לויקוזומים (Johannes & Gupta, 1982). K-פלדספר מופיע בחלק מהעדשות הלויקוזומיות. המיגמטיט העדשתי מתפתח בתוך המיגמטיט המשוככ.

תרמומטריה שנעשתה בשיטות גרנט-ביוטיט (Ferry & Spear, 1978) ואמפיבול-פלגיוקלז (Holland & Blundy, 1994) מצביעה על טמפרטורה של כ- 640°C בגלעיני המינרלים, וכמאה מעלות פחות בשוליים. לחץ של עד 5 קילובר הוסק על פי המאסף ביוטיט + גרנט + קורדיריט (איור 9). תנאים אלו מתאימים לפציאס אמפיבוליטי גבוה (Powell & Holland, 1990). לא ברור האם הטמפרטורה הנמוכה יותר המתקבלת מהשוליים מציינת ארוע נוסף על גבול פאציאס גרינשיסט או שהיא תוצאה של קרור.

מנגנון היווצרות סלעים מיגמטיטים לא תמיד ברור (למשל: Amit & Eyal, 1976). לויקוזום יכול להיווצר על ידי התכה של הפרוטוליט או על ידי דיפרנציאציה מטאמורפית במצב מוצק (Mehnert, 1968). על פי הנתונים שהוצגו עד כאן נראה כי תהליך יצירת מיגמטיט רודד קשור בהתכה חלקית (anatexis), בנוכחות מים כפאזה חופשית, כפי שצינו גם Gutkin & Eyal (1995). שתי עדויות עיקריות עומדות בבסיס קביעה זו: הטקסטורה של הלויקוזומים (בעיקר העדשתיים) מציגה אופי מגמטי (גבישים כסנומורפיים ומגעים משוננים בין גבישים), ומצביעה על מעורבות התכה בתהליך יצירת המיגמטיט. שדה הלחץ-טמפרטורה, שחושב עבור סלעי מיגמטיט רודד, מאפשר התכה של סלעים בהרכב גריטי וטונלית במים כפאזה חופשית. מקור אפשרי למים הוא הפלוטון הקוארץ-דיריטי



איור 8. (a) תאור סכמטי של התפתחות מבנה מיגמטיטי (Johannes, 1988). m = מזוזום, n = נאוזום, me = מלנוזום, lu = לויקוזום; (b) מיגמטיטים משוכבים; (c) מיגמטיטים עדשתיים.



איור 9. (a) דיאגרמת הפציאסיים המטאמורפיים (Yardley, 1989); (b) שדה הלחץ-טמפרטורה של סלעי גוש רודד. (1) הערך הממוצע של התרמומטריה לפי גרנט-ביוטיט בגלעיני מינרלים ($\pm 50^{\circ}\text{C}$); (2) הערך הממוצע של התרמומטריה לפי הורנבלנדה-פלגיוקלו בגלעיני מינרלים ($\pm 40^{\circ}\text{C}$); (3) הערך הממוצע של הברומטריה לפי תכולת אלומיניום בהורנבלנדה בגלעיני מינרלים (± 1 קילובר); (4) שדה היציבות של קורדיריט, (5 ו-6) טמפרטורת התכה (בנוכחות מים) של סלעים גרניטים וסלעים תונליטים בהתאמה (Johannes, 1985).

המתגבש. חסרון של K-פלדספר בלויקוזום, הנחשב כציין למיגמטיזציה במצב מוצק (Mehnert 1968), מוסבר בסלע מקור בהרכב תונליטי בקרוב אשר מכיל מעט אשלגן (מבטל בכך את האפשרות הגרניטית) ובטמפרטורות שלא היו גבוהות דיין על מנת לאפשר התכה של ביוטיט. היחידה המטאמורפית של גוש רודד מכילה סלעים אשר לא עברו מיגמטיזציה חזקה (גנייס ושיסט). סלעים אלו אינם מכילים אשלגן ויכולים ליצג את הפרוטוליט של המיגמטיטים בגוש רודד.

במסגרת העבודה הנוכחית נעשה ניסיון לתארך ולברר את ההיסטוריה התרמלית של המיגמטיטים באמצעות קביעת גיל (בשיטת K-Ar) על ביוטיט שהופרד משתי דוגמאות מנחל נטפים וביוטיט מדוגמא אחת מאתר 4א. הגילים שהתקבלו הם כ- 700, 535 ו- 435 מליון שנה, בהתאמה. התוצאה של 700 מליון שנה יכולה להצביע על גיל המטאמורפיזם, אך יכולה גם להיות גבוהה מידי כתוצאה מ- Excess Argon. ההצערה בגילים משקפת דרגות כלוריטיזציה גדולות שנצפו בדיקת SEM ו- XRD. מקור הכלוריטיזציה בארוע מאוחר, יתכן דבוני, בדומה לתהליכים שנצפו בגוש אילת (למשל: Heimann et al. (1995)).

תחנה 8. סלע אמפיבוליטי באזור המגע של היחידה המטאמורפית והקוארץ-דיריט.

האמפיבוליט מופיע במספר גופים שגודלם עשרות עד מאות מטרים רבועים לאורך המגע בין היחידה המטאמורפית והקוארץ-דיריט (איור 2). קסנווליטים של אמפיבוליט במטריקס לויקו-קוארץ-דיריטי מלווים את המגע בין האמפיבוליט והקוארץ-דיריט, ומצביעים על חדירה של הקוארץ-דיריט לאמפיבוליט. המגע בין האמפיבוליט והמיגמטיט אינו מופיע בצורה חדה בשדה. במקומות באמפיבוליט פוליאציה בעלת סטרייק בכיוון צפון מזרח הדומה לכיוון הפוליאציה בשאר היחידה המטאמורפית. בואריאציות דקות-גביש מורכב האמפיבוליט משכבות שחורות המכילות בעיקר אמפיבול ופלגיוקלו (אנדזין - לברדוריט), ושכבות ירוקות בהרכב דומה אשר משמרות מאסף שאריתי בהרכב גבראי הכולל דיאופסיד ופלגיוקלו קלצי (לברדוריט - ביטוניט). בואריאציות הגסות-גביש האמפיבוליט מכיל אמפיבול, ביוטיט ופלגיוקלו קלצי. גוף האמפיבוליט הצפוני ביותר מכיל חלוקים קרבונטיים בהרכב קלציט, טלק, כלוריט וצבר.

תרמומטריה של הורנבלנדה ופלגיוקלו (Holland & Blundy, 1994) הראתה טמפרטורה של כ- 735 °C בחלק הגבוה של הפציאס האמפיבוליטי על גבול הפציאס הגרנוליטי (איור 8). ככל הנראה סלע האמפיבוליט הוצב כדייק או לקוליט של חומר בסיסי בתוך סלעי גוש רודד ונפגע בארוע המטאמורפי העיקרי שהביא ליצירת המיגמטיט. מאוחר יותר חדר הקוארץ-דיריט ליחידה המטאמורפית כנראה תוך ניצול המגע בין האמפיבוליט והמיגמטיט.

בדיקת גיל בשיטת K-Ar על אמפיבולים שהופרדו מסלע האמפובוליט הראתה תוצאה של 730 ± 12 מליון שנה. המטאמורפיזם העיקרי בגוש אילת תוארך בשיטת Rb-Sr ל- 650 ± 10 (Bielski, 1982).

תחנה 9. דייק מטאמורפי בתוך הקוארץ - דיריט.

דייק מטאמורפי בעובי של כחצי מטר מוצב בתוך הסלע הקוארץ-דיריטי לא רחוק מהמגע עם היחידה המטאמורפית. הפוליאציה מודגשת ליד קירות הדייק ויוצרת מבנה סיגמואידלי במימד האנכי. הדייק מוסט על שבר שמאלי צעיר שכיוונו צפון-דרום ומופיע בשנית מצידו הנגדי של הערוץ. דייקים מטאמורפיים המוצבים בתוך הקוארץ-דיריט מוכרים במקומות נוספים בגוש רודד. כיוון

הדייקים האלה בדרך כלל מזרח מערב, כיוון הדומה לכיוון הדייקים הדיסקורדנטיים בסלעים המטאמורפיים (איור 4). הדפורמציה שפגעה בדייקים המטאמורפיים מרוכזת בהם ולא פגעה בקוארץ דיוריט. יחסי השדה והדפורמציה בין הדייק והקוארץ-דיוריט דומים ליחסי השדה והדפורמציה בין הדייקים הדיסקורדנטיים וסלע הסביבה ביחידה המטאמורפית הסמוכה (כפי שמתואר בתחנה 4). נראה כי הדייקים הללו מרכזים לתוכם מעוות באופן מעדף, בגלל תכונותיהם המכניות. המצאותם של דייקים מטאמורפיים בתוך הקוארץ דיוריט מצביעה על כך שהינו קינמטי מאוחר.

תחנה 10

10.1. פורפירובלסט גדול של גרנט.

גביש גרנט נדיר בגדולו בעל קוטר של כ- 30 ס"מ מופיע בתוך סלע היחידה המטאמורפית באזור המגע בין היחידה המטאמורפית והקורץ-דיוריט. הגרנט פואיקליטי וכולל אינקלוזיות של קוארץ ופלגיוקלז בטקסטורה פוליגונלית.

10.2. דייק מטאמורפי מהקבוצה הדיסקורדנטית.

דייק מטאמורפי בעובי מטרים אחדים מוצב בתוך הסלע המיגמטיטי. מישורי הפוליאציה נוחתים כלפי דרום בזווית תלולה וחותכים את המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה (איור 4). לינאציה בכיוון מורד הדיפ (down-dip) מפותחת על משורי הפוליאציה (איור 4) ומציינת גזירה בכיוון זה. לפוליאציה בדייק מבנה סיגמואידלי המעיד על תנועה נורמלית בשלבים המאוחרים של ההיסטוריה הטקטונו-מטאמורפית של גוש רודד. יתכן שתנועה זו מייצגת ביטוי עמוק (דוקטילי) למתיחה והידקקות הקרום עם סיום השלב האורוגני.

ג. מקורות

- Amit, O. and Y. Eyal, The genesis of Wadi Magrish migmatites (NE Sinai).. Contrib. Mineral. Petrol., 59, 95-110, 1976.
- Avigad, D., Deformation and metamorphism of the schistose dikes in the Elat area. M.Sc. thesis. Hebrew University, 85 pp., 1984.
- Avigad, D., A Geological map of east-central part of the Roded area.. Isr. Geol. Surv., 1990.
- Bentor, Y. K., Petrographical outline of the Precambrian in Israel, Bull. Res. Counc. Isr., 10G, 17-64, 1961.
- Bentor, Y. K., The crustal evolution of the Arabo-Nubian massif with special reference to the Sinai peninsula, Precambrian Research, 28, 1-74, 1985.
- Beyth, M., R. Stern, R. Altherr, S. Peltz and A. Heimann, Petrochemistry of doleritic dikes from Mount Timna, southern Israel: Implication for plate tectonics setting., Geological Survey Of Israel Current Research, 9, 24-26, 1994.
- Bielski, M., Stages in the evolution of the Arabo-Nubian massif in Sinai. Ph.D Thesis. Hebrew University, Jerusalem, 154 pp., 1982.
- Bogoch, R., A. Gilat, D. Avigad, E. Zohar, M. Shirav and L. Helicz, The Millstone gold anomaly. Roded prospect area: summary and evaluation, Isr. Geol. Surv. Rep., GSI/47/90, 1990.

- Eyal, Y., M. Eyal and A. Kroner, Geochronology of the Elat terrain, metamorphic basement and its implication for crustal evolution of the NE part of the Arabian-Nubian shield, *Isr. Jour. Earth Sci.*, 40, 5-16, 1991.
- Ferry, J. M. and F. S. Spear, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-118, 1978.
- Garfunkel, Z., Contribution to the geology of the Precambrian of the Elat area, *Isr. Jour. Earth Sci.*, 29, 25-40, 1980.
- Gilat, A., M. Shirav, R. Bogosh, L. Helicz, U. Avner and D. Nahlieli, Significance of gold exploitation in the Early Islamic period, Israel., *Journal of Archaeological Science*, 20, 429-437, 1993.
- Gutkin, V., and Y. Eyal, Geological mapping of Mount Shelomo area, Elat, Israel Geological Society, Annual Meeting., *Zikhron Ya'aqov*, 45, 1995.
- Heimann, A., Y. Eyal, M. Eyal and K. A. Foland, Thermal events and low temperatures alteration in the Precambrian schistose dykes and their host rocks in the Elat area, southern Israel: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, in *Physics and Chemistry of Dykes*, edited by G. Bear and A. Heimann, 281-292, A. A. Balkema/Rotterdam/Brookfield, 1995.
- Holland, T. and J. Blundy, Non ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447, 1994.
- Holland, T. I. B. and R. Powell, An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$, *J. Metamorph. Geol.*, 8, 89-124, 1990.
- Hollister, L. S., G. C. Grissom, E. K. Peters, H. H. Stowell and V. B. Sisson, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutones, *American Mineralogist*, 72, 231-239, 1987.
- Johannes, W., The Significance of experimental studies for the formation of migmatites, in *Migmatites*, edited by J. Ashworth, 36-85, Blackie, 1985.
- Johannes, W., What control partial melting in migmatites?, *J. Metamorph. Geol.*, 6, 451-465, 1988.
- Johannes, W. and L. N. Gupta, Origin and evolution of a migmatite, *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 114-123, 1982.
- Katz, O., D. Avigad and A. Matthews, The petrology and the metamorphic structure of southern Roded block, the Elat area, southern Israel: Preliminary results, Israel Geological Society, Annual Meeting., *Zikhron Ya'aqov*, 56, 1995.
- Kroner, A., R. Greiling, T. Reischmann, I. M. Hussein, R. J. Stern, S. Durr and M. Zimmer, Pan African crustal evolution in the segment of the northern Africa, in *Proterozoic Lithospheric Evolution*, edited by A. Kroner, 235-257, Publication No. 0130 of the International Lithospheric Program, 1987.
- Mehnert, K. R., *Migmatites and the origin of granitic rocks*, 393 pp., Elsevier, Amsterdam, 1968.

- Stein, M. and S. L. Goldstein, From plume head to continental lithosphere, in: Anderson, D. L., Hart, S. R., and Hofmann, A. W., Eds., Plume 2, Terra Nostra 3/1955, 129-132. Alfred Wegner Stiftung, Bonn, 1995.
- Stern, R. J., Arc assembly and continental collision in African orogen: Implication for the consolidation of Gondwanaland, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 319-351, 1994.
- Stoeser, D. B. and V. E. Camp, Pan-African microplate accretion of the Arabian shield, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 817-826, 1985.
- Weissbrod, T., Mapping and petrography of the Roded massif, M.Sc Thesis. Hebrew University, Jerusalem, 1961.
- Yardley, B. W. D., An introduction to metamorphic petrology, 248 pp., Longman Group UK, 1989.

דייקים וסלעים מארחים במסיבים של אילת ועמרם

רונית קסל, מרדכי שטיין ועודד נבון

המכון למדעי כדה"א האוניברסיטה העברית, ירושלים

מבוא

מטרת הסיוור היא להכיר את יחידות הסלע הבונות את השלב האחרון במסיבים הקריסטליניים של אילת ועמרם ולהשליך מהופעתם בשדה והרכביהם הכימיים על הפטרוגניזה של הליתוספירה היבשתית באזור.

יצירת השילד הערבי-נובי מייצגת את אחד האירועים הגדולים של בניית קרום יבשתי בהיסטוריה של כדה"א. ההיסטוריה של השילד כוללת ארבע פאזות מאגמתיות עיקריות (Bentor, 1985):
 I: (900 ~ מ.ש.) - התפרצות וולקנים בהרכב בסיסי בסביבה אוקיינית. פאזה זו מוכרת בעיקר מסעודיה ומצרים. Stein and Goldstein (1995) טוענים כי החתכים בסעודיה מייצגים oceanic plateau שנוצר בעליית פלוס מעטפת. בסיני ובדרום הנגב אין ייצוג לפאזה זו.
 II: (650-870 מ.ש.) - הווצרות סדרות סלעים קלק-אלקליניים בעיקר בהרכב אנדזיטי-טונליטי. סלעים מפאזה זו חשופים בעיקר בחלקים הדרומיים של השילד, אולם הם נחשפים גם בסיני ובאילת (לדוגמא: שיסט אילת, גניס פיורד, גניס טבה, גניס גרניטי אילת). מרבית החוקרים קושרים פאזה זו לסביבה של קשת איים (סכום ב Stern, 1994).
 III: (600-630 מ.ש.) - הווצרות בתוליטים קלק-אלקליניים, בעיקר בהרכב גרניטי-דיוריטי. סלעי פאזה זו בונים כ-70% מהשטח החשוף בצפון השילד (סיני, מצרים). בדרום הנגב מיוצגת פאזה זו על ידי גרניט אילת וגרניט פורפירי תימנע. לקראת סוף פאזה זו התרחשה התרוממות ובעקבותיה ארוזיה רבה שיצרה אי התאמה מרחבית (חמת-עבדו).
 IV: (540-590 מ.ש.) - התפרצות וחדירה של סלעים אלקליניים בהרכבים שונים (בזלות, אנדזיטים, מונזוניטים, דציטים, ריוליטים וגרניטים). פאזה זו מאופיינת בחדירת דייקים רבים ובהופעת חתכים וולקנו-קלסטיים המורבדים בגרנים, המעידים על התרחשות המגמתים בתנאי מתיחה. בדרום הנגב מיוצגת הפאזה הרביעית על ידי גרניט תימנע, גרניט יהושפט, ריוליט עמרם, איגנימבריט אילת ונשף, ובהופעת דייקים רבים. סלעי הפאזה הרביעית והפטרוגניזה שלהם עומדים במרכז הסיוור הנוכחי.

הפעילות המגמתית בשילד הערבי-נובי מסתיימת תוך כדי שבירה, סדימנטציה וולקנו-סדימנטרית וארוזיה רגיונלית היוצרת את הפנפליין. מעל הפנפליין מושקע החתך הפנרוואי. אירועי ההתרוממות הצעירים שליוו את פתיחת ים-סוף הביאו לחשיפת השילד ולעיבוד פני האזור כפי שהם מוכרים כיום.

הקרום היבשתי באזור השילד הערבי-נובי נוצר בתהליכים הקשורים בהתפתחות סביבות הפחתה, פעילות קשתות איים ואקראציה של סגמנטים קרומיים שונים. בזמן זה עוברת הליתוספירה היבשתית שינויים כימיים הקשורים בפעילות ההפחתה. המעבר מהפאזה השלישית לאחרונה בסביבות 600 מ.ש. מלווה בשינוי באופי המגמתים מקלק-אלקליני לאלקליני, ובשינוי באופי הפעילות הטקטונית מאקראציה קרומית ולחיצה בשולי יבשת פעילים למתיחה ויצירת מאגמות בסביבה תוך לוחית. סלעי הפאזה האחרונה מאפשרים לנו ללמוד על הרכב איזורי המקור מהם ניגזרו בליתוספירה ובכך הם מספקים מיגבלות חשובות על הרכב הליתוספירה היבשתית ודרך התפתחותה. נושא זה עומד במוקד הסיוור במסיבים של עמרם ואילת. אנו נבחן את טיפוס הסלעים השונים בשדה, ונסקור את האינפורמציה הגיאוכימית שהתקבלה מהם על מנת לבנות את התמונה הפטרוגנטית וההשלכות לנושא ההרכב וההתפתחות של הליתוספירה.

דייקים במסיב אילת

קומפלקס אילת, מצפון מערב לעיר אילת, מורכב משני מסיבים: אילת ורודד (ציוור 1). מסיב אילת נחלק לשני חלקים, המופרדים ע"י גרנן יותם. החלק המיזרחי יותר נמשך מטאבה בדרום ועד נחל רודד בצפון ומוגבל במיזרח ע"י הסדימנטים הצעירים הממלאים את הערבה. החלק המערבי של מסיב אילת, ממערב לגרנן יותם, מוגבל בדרומו ע"י שבר יהושפט, בצפונו במסיב רודד, ובמערב בשבר נטיפים. מסיב אילת בנוי מסלעים שנוצרו בפאזות השניה, השלישית והרביעית. יחידות הסלע והסטרטיגרפיה של מסיב אילת מסוכמים בטבלה 1. במהלך הסיוור ניבחנו את סלעי הדייקים המופיעים במסיב אילת. דייקים בהרכבים שונים חשופים בכל מסיב

אילת וחודרים את כל סלעי התשתית הפרהקמברית באזור. ישנם חלקים במסיב המאופיינים בנחילי דייקים וישנם איזורים "שקטים" בהם נחשפים דייקים מעטים בלבד. רוחבם של הדייקים נע בתחום של 0.5-20 מ.

בשדה ניתן לחלקם שלוש קבוצות: דייקים מאפיים, דייקים פלסיים ודייקים מורכבים. הדייקים המאפיים בלויים יחסית ויוצרים נוף שלילי. הדייקים הפלסיים טריים יותר ובולטים בנוף. הדייקים המורכבים בנויים משולים צרות בהרכב מאפי ומרכז רחב בהרכב פלסי. הדייקים השונים מאופיינים בקירות גלים ובנויים מסגמנטים - "קרניים", המתחברים בחלקם. סגמנטים כאלה מאפיינים חדירה אנכית של דייקים לסלע המארח (Baer et al. 1993). הדייקים במסיב אילת מופיעים בשני כוונים עיקריים: דייקים בכון N-S הנחצים ע"י דייקים בכון NE-SW. לקבוצת הדייקים הראשונה הרכב קלק-אלקליני ולקבוצה השנייה הרכב תולאיטי (ציון 2).

דייקים וסלעים מארחים במסיב עמרם

מסיב עמרם מצוי מצפון למסיב אילת בהמשכו של בלוק רודד, אולם אין ביניהם רצף של סלעים פרהקמבריים. מסיב עמרם יוצר גוש מורם המופרד מהסדימנטים הפנרוזואיים המקיפים אותו בשברים שכוונם צפ-דר' ומז-מז' מע'. בקע נטיפים מפריד בינו לבין הסלעים הוולקניים של הרי נשף. דייקים פלסיים ומאפיים ספורים, הדומים לאלה שבמסיב אילת חוצים את ריולית ומונוניט עמרם. כמו כן, שני דייקים דולריטים (בהרכב בזלתי) חשופים בכון E-W, וחוצים את שאר הדייקים במסיב. הסטרטיגרפיה של מסיב עמרם מסוכמת בטבלה 1.

1. הגיאוכימיה של הדייקים הקלק-אלקליניים (כוון N-S)

- המאפיינים הגיאוכימיים והמינרלוגיים החשובים של הדייקים הקלק-אלקליניים הם:
- א. אחוזו הסיליקה נע בתחום של 53% עד 77%. כל הדייקים מכילים קוורץ נורמטיבי.
 - ב. הדייקים המאפיים מאופיינים במינרלוגיה הידרטית (בעיקר הורנבלנדה ומעט ביוטיט).
 - ג. לכל הדייקים הקלק-אלקליניים פרופיל REE דומה (ציון 3). פרופיל ה- LREE תלול ופרופיל ה- HREE כמעט אופקי ($(Er/Yb)_n = 1-1.2$).
 - ד. הדייקים מראים יחסים דומים של Nb/Th (טבלה 2).
 - ה. הדייקים המאפיים ביותר בקבוצה זו מכילים ריכוזים גבוהים, יחסית, של יסודות קומפטבילים, כגון Ni (עד 120 ppm), Cr-1 (עד 407 ppm), וריכוזים גבוהים של Sr (עד 800 ppm), Ba (עד 711 ppm), ו-LREE (עד 40 ppm La).
 - ו. ריכוזי ה- V, ה- Cr- וה- Ni יורדים לערכים נמוכים בערכי סיליקה נמוכים יחסית.

ניתוח

1. היחס הדומה של Nb/Th בדייקים המאפיים והפלסיים בקבוצה הקלק-אלקלינית מעיד על התפתחות ממגמה שניגורה ממקור אחיד. מסקנה זאת ניתמכת בהרכבים האיזוטופיים הדומים של סלעים מאפיים ופלציים הבונים דייק מורכב (Stern and Voegeli, 1995).
2. הריכוז הגבוה של Ni ו-Cr בדייקים המאפיים מצביע על מקור פרידוטיטי.
3. הפרופיל המתון של HREE מצביע על כך שגרנט לא היה מרכיב חשוב בסלעי המקור. העדר אנומלית Eu והריכוזים הגבוהים של Sr מצביעים על כך שפרקציונציה של פלגיוקלאז לא היתה מרכיב חשוב בהוצרות הדייקים. נראה אם כן שהמגמות הראשוניות שיצרו את הדייקים הקלק אלקליניים ניגזרו מסלע מקור פרידוטיטי בעומק היציבות של הספינל בליטוספירה היבשתית.
4. הנוכחות המסיבית של אמפיבול מעידה על מאגמות הידרטיות שנגזרו ככל הנראה ממקור הידרטי.
5. הירידה המהירה בריכוזי היסודות הקומפטבילים במעבר מהמאגמות המאפיות לפלסיות מעידה על התפתחות במסלול של גיבוש חלקי (סילוק מינרלים מאפיים).
6. פירוקסן התגבש ראשון ממגמה ראשונית בזלתית אנדזיטית, אך במגמות האנדזיטיות המינרל העיקרי שהתגבש היה אמפיבול. פלגיוקלאז הצטרף למאסף המיתגבש במגמות האנדזיטיות החמוצות.

2. הגיאוכימיה של הדייקים התולאיטים (כוון NE-SW ו-NW-SE)

- המאפיינים הגיאוכימיים והמינרלוגיים העיקריים של הדייקים התולאיטים הם:
- א. אחוזו הסיליקה בקבוצה NE-SW נע בין 47% ל-77%, ובקבוצה NW-SE הוא 43-49%. לסלעים מקבוצה זו טקסטורות דולריטיות, לכן הדייקים קרויים דולריטים. רוב הדייקים מקבוצות אלה הם קוורץ נורמטיביים.
 - ב. הדייקים מאופיינים בירידה חזקה בריכוזי יסודות קומפטבילים. למשל ריכוז Ni יורד מ-117 ppm לערכים הקרובים לגבול המדידה (כבר ב-56% SiO₂). מיספר המגנזיום (Mg#) מראה ירידה מקבילה.

ג. הדייקים המאפיים מראים ערכי Nb/Th (בסביבות 10) הגבוהים משמעותית מאלה שנמדדו בקבוצה הקלק-אלקלינית (טבלה 2).

ד. פרופיל העפרות הנדירות דומה לזה של הדייקים הקלק-אלקליניים (ציור 3) אולם הדייקים התולאיטים מראים ריכוזים גבוהים יותר של REE.
ה. הדייקים המאפיים מאופיינים במינרולוגיה אנהידרטית (אוליבין, פירוקסן ופלגיוקלאז).

ניתוח

1. היחס האחד של Nb/Th מעיד על היגורות הדייקים ממקור אחד השונה מזה של הדייקים הקלק-אלקליניים.
2. בדומה לדייקים הקלק-אלקליניים, ריכוז ה Ni הגבוה מעיד על סלע מקור פרידוטיטי.
3. העדר הפרקציוניציה ב HREE והעדרות אנומליות Eu מצביע על יצירת המאגמות הראשוניות מקבוצה זו באיזור יציבות הספינל, בליתוספירה היבשתית. נוכחות פירוקסן והעדר אמפיבול במאסף המתגבש מצביע על תנאים אנהידרטים.
4. נוכחות הפירוקסן, כמרכיב ראשון שהתגבש מהמאגמה התולאיטית, הצטרפות פלגיוקלאז בשלב מתקדם וההתגבשות המאוחרת של האוליבין מעידים על כך שהמאגמות המאפיות הותכו ועברו את שלבי הגיבוש בעומק בינוני.

סיכום - פטרונגיה של הדייקים

1. המאגמות הבונות את הדייקים ניגזרו מהליתוספירה היבשתית מעומק היציבות של ספינל (60-40 ק"מ). מתוך שקולים גיאוכימיים (יחסי Nb/Th בשתי הקבוצות) אנו מציעים כי הדייקים התולאיטים ניגזרו מאזורים עמוקים יותר של הליתוספירה מאשר הדייקים הקלק-אלקליניים.
2. ההרכב הכימי של שתי סדרות הדייקים הוא תוצאה של תהליכי פרקציוניציה בעומקים שונים של הליתוספירה והקרומ היבשת.

השלכות להרכב והתפתחות הליתוספירה היבשתית

ההבדלים העיקרים בהרכבים בין קבוצות הדייקים נראים במאגמות המאפיות ביותר. טבלה 2 מראה יחסי יסודות קורט אי-קומפטבילים בקבוצות הדייקים השונות. בטבלה מסודרות קבוצות הדייקים לפי סטרטיגרפית השדה, ועומקי יצירת המאגמות הראשוניות מוערכים עפ"י התנהגות ה HREE כפי שהוסבר בסעיף הקודם. השימוש ביחסי יסודות הקורט האי-קומפטביליים ללימוד הרכב סלעי המקור נובע מכך שיחסים אלה (בדומה להרכבים איזוטופיים) אינם מושפעים מתהליכי התכה, אולם יכולים לשקף מציאות פאזות מסוימות בסלעי המקור, אשר מעדיפות יסודות קורט אי-קומפטביליים מסוימים (ובכך משפיעות על שוני היחסים). הטבלה מציגה גם יחסי יסודות קורט בבזלות אלקליות מהחתך הפנרוזואי, אשר מראות עדות לכך שהן ניגזרו מאיזור היציבות של הגרנט, (עמוק יותר בליתוספירה היבשתית, ראה Stein and Hofmann, 1992).

ניסקור עתה את התנהגות יחסי יסודות הקורט המופיעים בטבלה 2. אנו רואים כי יחסי Nb/Th ו- Ce/Pb יורדים בחתך הליתוספירי, מאיזור המקור של הבזלות האלקליות, לאיזור המקור של הדייקים הקלק-אלקליניים. יחסי Ba/La ו- Rb/La עולים בחתך הליתוספירי. יחסי Th/U אינם משתנים.

אנו מציעים מודל מטהסומאטי-כרומוטוגראפי להסבר התנהגות יחסי יסודות הקורט בדייקים, בבזלות הפנרוזואיות ובסופו של דבר בליתוספירה הערבית-נובית. עפ"י מודל זה תקופת פעילות ההפחתה בשילד הערבי-נובי היתה מלווה בהוצרות פאזות הידרטיות-מטהסומטיות בחלקים עמוקים של הליתוספירה אשר הרחיקו לתוכן סלקטיבית Nb. כתוצאה מכך התדלדל ה Nb יחסית ל Th, Rb, Ba, Pb ו- REE בתמיסות העולות בליתוספירה. הדייקים הקלק-אלקליניים דוגמים איזורים רדודים יותר בליתוספירה (איזור יציבות הספינל) בהם נוצרות פאזות הידרטיות (כמו אמפיבול), המתעשרות סלקטיבית ב Rb, Ba ו Pb יחסית ל REE, ולכן הם מראים יחסים גבוהים יותר של Ba/La, Rb/La ו- Pb/Ce בהשוואה לבזלות הפנרוזואיות. הבזלות הפנרוזואיות והדייקים התולאיטים דוגמים כנראה מקור עמוק יותר בליתוספירה המועשר ב Nb ומדולדל יחסית ב- Rb, Ba, Pb.

הסלעים הפלסיים במסיב עמרם והקשר להוצרות גרניטים מטיפוס A

מסיב עמרם בנוי רובו ככולו מסלעים וולקניים פלסיים בהרכב ריוליטי (ריוליט עמרם), ומסלעים פלוטונים בהרכב גרניטי-סיאניטי עד קוורץ מונוזוניטי (מונוזוניט עמרם וגרניט עמרם). שתי קבוצות הסלעים ודייקים בעלי אפיוניות תולאיטית נופלים על קו רציף בדיאגרמת השתנות של Nb לעומת SiO₂ (ציור 4). התנהגות זאת מציעה התפתחות הסדרה ממגמות אם תולאיטיות, בתהליך של גיבוש חלקי.

הסלעים הפלסיים ממסיב עמרם (ומתמנע - ראה Beyth et al. 1994) מאופיינים בכימיה של גרניטים מטיפוס A. אלה הם גרניטים הנוצרים בסביבות טקטוניות תוך לוחיות (בניגוד לגרניטים שנוצרים בגבולות הפחתה, מטיפוסים I ו-S). גרניטים מטיפוס A הינם גרניטים רדודים, הנימצאים באסוציאציה קרובה עם

סלעים מאפיים (במסיב עמרם- באסוציאציה עם דייקים בזלתיים). גרניטים אלה הם לרוב הומוגניים וחסרי

קסנוליטים. מינרלוגית, הגרניטים הם אנהידרטים ומכילים בעיקר פלדספר אחד וקוורץ בטקסטורה גרפיטית. הם מאופיינים בריכוזים גבוהים של REE, HFSE, Rb וריכוזים נמוכים של Ni, Mg, Ca, Al, Cr. דיאגרמה 4 מציגה כי המונוזוניטים והריוליטים-גרניטים ממסיב עמרם חשיבות רבה לגבי הבנת הווצרות גרניטים מטיפוס A. דיאגרמה 4 בזלתי-תולאיטי). מאגמות אלה ניגזרו מסלע מקור פרידוטיטי בליתוספירה, כנראה כתוצאה מהמעבר לתנאי מתיחה בשלהי האורוגן הפאן אפריקני בשילד הערבי-נובי.

תחנות הסיוור

תחנה 1. דייקים אנדזיטים, ריוליטים ומורכבים בגרניט אילת.
הגדה הדרומית של נחל רודד, מעט מזרחית למפגשו עם נחל נטפים.
נ.צ. 1438.8893

גרניט אילת בונה את גדתו הדרומית של נחל רודד ונחשף גם במספר מחשופים קטנים במרכז הנחל וממערב למפגש עם נחל נטפים. רחוק יותר, מדרום ניתן להבחין בגוש הכהה יותר של הסלעים המטמורפים. גרניט אילת שייך לקבוצת הגרניטים הקלק-אלקליניים, הבונה את רוב שטח השילד החשוף בסיני (לדוגמא: גרניט אום מלק). בתוליטים גרניטים אלה שייכים לפאזה השלישית בהיסטוריה של השילד. הם התמקמו בסביבות 600-620 מ"ש. מיעוט סמני דפורמציה בגרניט אילת (בעיקר החשכות גליות ופוליגונציה של גבישי הקוורץ) וחשיפת הגרניט בשולי המבנה האנטיקלינלי של איזור הקמפוס, מציעים חדירה בשלבים המאוחרים של האירוע הקינמטי לאחר האירוע המטמורפי העיקרי בצפון השילד (שמרון 1792, גרפונקל 1970).

גרניט אילת מראה טקסטורה אקויגרנולרית, עם גבישים בגודל 2-4 mm. המינרלים העיקריים הם קוורץ, פלגיוקלאז, פלדספר אשלגני ופרטיט. ביוטיט ומוסקוביט מופיעים בכמויות קטנות וזרקון, בצר ואפטיט מופיעים כמינרלים נלווים. על פי הכמויות היחסיות של פלגיוקלאז ואלקל-פלדספר הסלע הוא גרניט דיוריטי עד מונוזוניטי. מציאות שתי מיקות מעידה על הרכב פראלומי.

גרניט אילת, כמו גם שאר סלעי המסיב, חדור על ידי מספר רב של דייקים. בגדה הדרומית של נחל רודד נחשפים מספר דייקים. הדייקים הכהים יותר אנדזיטים בהרכבם. הדייקים האדומים - ריוליטים. הדייקים חדורים בכיוון צפון-דרום בערך (010).

הדייקים האנדזיטים מאופיינים בטקסטורה הולוקריסטלינית, גלמרופורירית (במקומות מופיעות טקסטורות אפניטיות). פנוקריסטים של אמפיבול, פלגיוקלאז וביוטיט מהווים כ 20-30% מנפח הסלע וגודלם בדרך כלל 0.2-2 mm. האמפיבול והביוטיט מראים דרגות שונות של החלפה לکلורית. לעיתים הם מראים כיוונית מועדפת. המטריקס מורכב מגבישים של פלדספר, אמפיבול, ביוטיט וקוורץ. הדייקים הפלסיים מאופיינים גם הם בטקסטורה הולוקריסטלינית וגלמרופורירית. פנוקריסטים של קוורץ, אלקל-פלדספר, פלגיוקלאז והורנבלנדר (מוחלף לکلורית) מהווים עד 30% מנפח הסלע המטריקס בנוי קוורץ, פלדספר, בצר ומעט ביוטיט.

נמשיך בהליכה מזרחה ודרומה אל מעבר לפינת המחשוף ונגיע לדייק עבה יותר בעל שולים כהים ותווך אדום. זהו דייק מורכב ששוליו בזלתיים ואמצעו ריוליטי (ראה טבלה 3). המגע בין שני האיזורים חד, אך בדרך כלל אין יחסי קירור ונראה כי שני ההרכבים זרמו יחד והופרדו בגלל הפרשי הצמיגויות. אנליזה כימית העלתה כי שני ההרכבים דומים לאלו המופיעים בדייקים שאינם מורכבים.

כיוון הדייק המורכב 070 והוא חוצה את הדייקים שכיוונם צפון דרום. הוא שייך לפאזה מאוחרת של דייקים שכיוונם הכללי צפון-מזרחה דרומית. אנליזות כימיות מראות הבדלים מובהקים בין שתי הפאזות. בעוד הרכבי המאגמות של הקבוצה העתיקה נופלים בתחום הקלק-אלקליני, נופלים הרכבי הקבוצה השנייה בתחום התולאיטי (ציור 2). הבדל חשוב נוסף הוא בריכוזי ה Nb הגבוהים משמעותית בקבוצת הדייקים התולאיטים.

תחנה 2. תצפית כללית על מסיב עמרם וסביבתו

הדרך לתחנה הסיסמולוגית בנחל עברונה

נ.צ. 1477.8978

הסלעים המאגמתיים של מסיב עמרם נחשפים במרכזו של כעין חצי מכתש החושף גם את החתך הפליאוזואי והמזוזואי של איזור אילת. אבני החול הכהות שבונות את גבעת ניצוץ שייכות לתצורת שחורת הקמברית. בבסיס הגבעה מחשופים קטנים של סלעי תשתית. המשך החתך נחשף בגבעה הרחוקה יותר (מצפ'-מז' לגבעת ניצוץ). הגבעה נחצית על ידי שבר בולט. משמאלו נחשפות תצורות אמיר, עברונה וסמר החוליות ותצורת חצרה הימית. מימינו מגיע החתך עד לתצורת גרופית. בצוקי עברונה ניתן להבחין גם בתצורת ציחור, מנוחה ומישאש. מדרום נחשפים סלעים דומים במבנה הסינקלינלי של הר אמיר וגבעת בהט.

החתך הפרהקמברי-קמברי שבמרכז המכתש מופרד משאר החתך ע"י שברים שכיווניהם העיקריים: צפון-דרום ומזרח-מערב. גבעת עמרם בנויה מסלעים אקסטרוזיביים ריוליטים ושפכי טופים (Eyal and Eyal, 1995). בואדי שבין גבעת עמרם לבין עמודי עמרם נחשפים שני דייקים דוליטיים (בייט, אינפורמציה בע"פ; קסל 1995), המקבילים זה לזה. כיוונם בערך E-W. רחבם מגיע 50 מטר, והם חשופים-באופן לא רצוף על פני כקילומטר. הדייקים הדוליטיים מאופיינים בשולים רחבים דקי גביש בצבע חום ירקרק ובמרכז דק גביש ובלי יותר בצבע שחור. דייקים דומים לאלו נמצאו בהר תמנע (Baer and Beyth, 1990). הם מייצגים את גופי המחדר הצעירים ביותר בהיסטוריה של השילד הערבי-נובי באיזור, וחוצים את כל שאר הדייקים והוולקנים הצעירים. לא נספיק לראותם במהלך הסיור הנוכחי.

הר עמרם מתנשא מצפון לגבעת עמרם ומופרד ממנה בשבר בכיוון מזרח-מערב. באיזורים הנמוכים מופיעים מספר מחשופים של מונזוניט עמרם (וירצבורגר, 1959; גרפונקל, 1970) מעליהם מתנשאים מצוקים של גרניט פורפיר וריוליט עמרם. במספר מקומות ניתן להבחין בסלעי תצורת שחורת המוצבים מעל משטח אי התאמה (הפנפליין) או במשטח עצמו שנתר לאחר שהבליה הסירה את אבן החול. בסיור נכנס בנחל עברונה, נעפיל אל הר עמרם ונרד אל מפל "העמק הנעלם" ואל נחל צפונות.

תחנה 3. ריוליט עמרם

בנחל עברונה, למרגלות הכניסה לתחנה הסיסמולוגית.

נ.צ. 1460.8983

המצוק שמדרומו בנוי מסלע מאגמתי אדום המכיל פנוקריסטים של פלדספר אשלגני וקוורץ במטריכס דק. הטקסטורה והצבע דומה לזו שראינו בדייקים הריוליטיים. זהו ריוליט עמרם. וירצבורגר (1959) הבחין בין ריוליט עמרם. או קוורץ פורפיר ריוליטי, לבין גרניט עמרם, או גרניט פורפיר עמרם. באיזור זה קשה להבחין בין השנים. ככלל, הריוליט טקסטורה הולוקריסטלינית פורפירית. לעיתים ניתן להבחין בבעות ובטקסטורות זרימה. קוורץ ואלקלי פלדספר מופיעים כגבישים סבהדרלים עד אאוהדרלים בגודל גרר של 1-2 mm. האלקלי-פלדספר מוחלף במידות שונות לסריציט ולעיתים בעל שולים מבורזלים, לעיתים מופיעים גבישי ביוטיט. המטריקס בנוי גבישים בגודל 10-50 μm . אך במקומות נראית טקסטורה קריפטו-קריסטלינית או ספרוליטית.

תחנה 4. שברים צעירים, הפנפליין, תצפית על נחל צפונות.

בעליה מנחל עברונה לאוכף

מ.נ.צ. 1447.8979 ל.נ.צ. 1447.8981

בעליה לאוכף נבחין בשברים בכיוונים כלליים NS ו EW המציבים את התשתית הקריסטלינית מול אבני החול או סלעי תצורת שחורת מול אבני חול צעירות יותר.

בסוף העליה (נ.צ. 1446.8981) נבחין במגע בין סלעי תצורת שחורת לבין סלעי התשתית. אבני החול הורבדו על גבי תבליט קדום.

בנקודת התצפית על נחל צפונות (נ.צ. 1447.8980) אנו עומדים על משטח הפנפליין. ניתן לראות משטחים דומים

הנחשפים משני צידי הוואדי. בנוסף, ניתן להבחין במספר דייקים החוצים את גרניט עמרם. הגרניט הוא בעל

טקסטורה פורפירית עם פנוקריסטים של פלדספר וקוורץ בתוך מטריקס קריסטליני הבנוי מגבישים בגודל של 0.1-0.4 mm. הופעתו בשטח והרכבו הכימי דומים לאלה של ריוליט עמרם. ההבדל העיקרי ביניהם הוט בגודל גבישי המטריקס.

תחנה 5. מונזוניט עמרם

אפיק נחל צפונות

מ.נ.צ. 1447.8979 ל.נ.צ. 1452.8972

באפיק מתגלה סלע יחסית פריך השונה מגרניט עמרם. הפנוקריסטים הם עדין אלקלי-פלדספר וקוורץ, אולם כמותם גדולה יותר, בנוסף להם מכיל הסלע כמות גדולה יותר של מינרלים כהים (כלורית ובצרים) והמטריקס מגובש היטב. על פי הפרופורציות של הפלדספרים השונים הסלע הוא גרניט-סיאניטי. עם ההתקדמות במרד הוואדי נעשה ההבדל בינו לבין ריוליט עמרם, הנחשף בקירות הוואדי, ברור יותר, ויתכן גם כי הרכבו משתנה למונזוניט. המונזוניט נחשף באפיק הוואדי, אך המגע בינו לבין גרניט עמרם תלול ונראה שהמונזוניט נחדר בידי הגרניט. ב.נ.צ. 1449.8976 מתרחב גוף המונזוניט ומחשופיו עולים לגובה של כ 150 מטר מעל קרקעית הוואדי. התרחבות נוספת מצויה באיזור המפגש עם הוואדי שמנקו את צפון גבעת עמרם. מחשופים נוספים של מונזוניט מצויים למרגלות הר עמרם מצידו הצפוני-מזרחי.

תחנה 6. השבר המזרחי

גבעות צפרה במוצא נחל צפונות

נ.צ. 1467.8967

שתי הגבעות הבהירות בנויות מסלעי תצורת גרופית. מחשוף קטן של אבן חול מצפון מערב להן יושב על קו השבר עצמו.

מקורות:

וירצבורגר א. (1959) הגיאולוגיה והפטרורגפיה של הרי עמרם. עבודת גמר האוניברסיטה העברית, ירושלים.
גרפונקל צ. (1970) הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית. דוקטורט, האוניברסיטה העברית ירושלים.
קסל ר. (1995) הגיאוכימיה של דייקים והסלעים המארחים מהפאזה האחרונה במסיבים של אילת ועמרם, דרום ישראל. עבודת גמר האוניברסיטה העברית, ירושלים.
שימרון א. א. (1972) ההיסטוריה הסטרוקטורלית והמטמורפית של האיזור הפרהקמברי של אילת. דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

- Baer, G. and M. Beyth (1990) Mechanism of dyke segmentation in fractured host rock. in: Parker, A.J., Rickwood, P.C., and Tucker, D.H. (Eds). p. 3-11, Balkema, Rotterdam.
- Baer, G., M. Beyth and Z. Reches (1993) The mechanics of the dike emplacement into Precambrian basement rocks, Timna igneous complex, Israel. Ann. Meeting, Genosar.
- Bentor, Y. (1985) The crustal evolution of the Arabian-Nubian Massif with special reference to the Sinai Peninsula., Precam. Res., 28, 1-74.
- Beyth, M., R. Stern, R. Altherr, and Kroner, A. (1994a) The late Precambrian Timna igneous complex, southern Israel- Evidence for comagmatic monzodiorite "sanukitoid" and alkali granite magma. Lithos, 31, 103-124
- Beyth, M., R. Stern, R. Altherr, M. Peltz and A. Heiman (1994b) Petrochemistry of dolerite dykes from Mount Timna, southern Israel: Implications for plate tectonic setting, GSI current report, 9, 24-26.
- Eyal, Y. (1980) The geological history of the Precambrian metamorphic rocks between Wadi Twaiba and Wadi Um-Mara, NE Sinai, Israel J. Earth Sci., 29, 53-66.
- Eyal, Y. and M. Eyal (1995) in: Dykes in the Elat area, Hiemann, A. and Baer, G. Eds. Geological Survey of Israel, GSI/17/95.

- Stein M. and Hofmann A.W. (1992) Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere ?
Earth and Planet Sci Lett. 114, 193-209.
- Stein, M. and S. L. Goldstein (1995) From plume head to continental lithosphere, in: Anderson, D.L., Hart, S.R., and Hofmann, A.W., Eds., *Plume 2, Terra Nostra 3/1995* p. 129-132. Alfred Wegener Stiftung, Bonn.
- Stern, R. J. (1994) Arc assembly and continental collision in the neoProterozoic east African orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 319-351.
- Stern, R. J. and D. Voegeli (1995) Late Neoproterozoic (570 Ma) composite dykes from the northern Arabian-Nubian Shield: Petrogenetic perspectives on contemporaneous mafic and felsic igneous activity, in: Agnon, A. and Baer, G. *Third international dyke Conference, Jerusalem.*

Table 1. Main stratigraphic units of Elat and Amram Massives

Phase	Elat Massif	Amram Massif
IV	Mafic, felsic, and composite dykes Yehoshafat Granite	Doleritic dykes Mafic, felsic, and composite dykes Amram rhyolite Amram Granite Amram monzonite
III	Elat Granite	
II	Elat Amphibolite Elat Granitic Gneiss Elat Schist	

Table 2. Trace element ratios (normalized to primitive mantle)

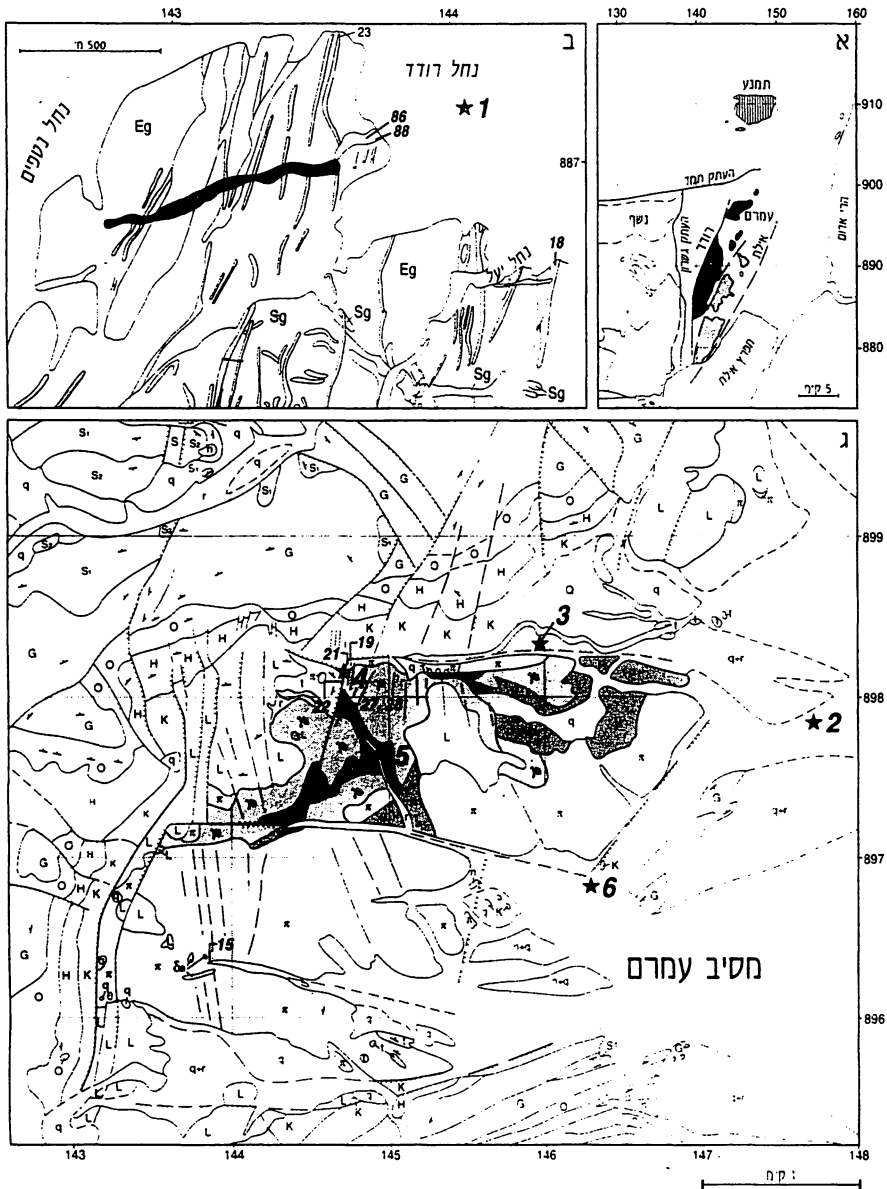
depth	rock type	Nb/Th	Th/U	Ce/Pb	Ba/Rb	Ba/La	Rb/Th
Spinel 40-60 km	calc-alkaline dykes	1 to 2	1	0.3 to 0.5	0.7 to 1.3	2.5 to 3	0.8 to 2.1
	Tholeiitic dykes	1 to 1.3	1	0.1 to 0.3	1.3 to 1.5	1 to 2	1.1 to 2.5
Garnet > 60 km	Phanerozoic alkali basalts	1.3	1	2.8	1.1	1.3	0.8

Table 3. Selected chemical analyses

Sample	rket20	rket23	rket38	rket88	rket86	rkam28	rkam21	rkam22	rkam15
Lithology	Elat	andesitic	rhyolitic	basaltic	rhyolitic	Amram	Amram	basaltic	doleritic
	granite	dyke	dyke	rim*	center*	monzonit	rhyolite	dyke	dyke
affinity**	CA (III)	CA (IV)	CA (IV)	TH (IV)	TH (IV)	TH (IV)	TH (IV)	TH (IV)	TH (IV)
SiO2	75.02	58.30	71.21	47.76	69.21	67.22	73.79	47.67	46.58
TiO2	0.08	0.75	0.18	3.40	0.54	0.76	0.23	2.30	6.47
Al2O3	14.95	17.79	12.23	13.61	12.63	12.43	10.94	14.76	13.79
Fe2O3	0.32	1.43	1.68	3.43	2.64	3.18	1.31	2.38	2.00
FeO	0.38	3.86	2.00	9.27	3.15	3.79	1.57	6.43	10.21
MgO	0.12	2.21	0.47	3.58	0.77	0.96	0.27	5.28	5.08
CaO	0.82	3.72	0.94	5.88	1.01	1.37	0.45	8.62	8.14
Na2O	4.67	4.96	3.99	4.08	2.50	3.16	1.33	3.06	3.07
K2O	3.82	2.37	3.89	0.91	6.15	5.17	7.12	1.37	1.45
P2O5	0.08	0.50	0.04	0.50	0.04	0.10	0.04	0.50	0.10
H2O(+)	0.41	2.30	1.42	6.15	2.13	2.31	1.13	6.81	3.26
total	100.7	98.2	98.1	98.6	100.8	100.4	98.2	99.2	100.2
#Mg	0.36	0.51	0.30	0.41	0.30	0.31	0.24	0.59	0.47
V	11	91	10	270	9	14	5	197	198
Cr	3<	6	8	3<	2<	4<	2<	85	18
Co	0	12	3	35	8	4	1<	40	49
Ni	3<	1<	2	14	2	3	3	51	79
Zn	30	78	55	151	140	81	30	147	337
Ga	23	20	22	34	26	26	26	22	31
Rb	135	61	108	26	157	118	161	19	30
Sr	216	406	50	205	62	98	17	723	593
Y	5	16	41	43	49	36	62	33	44
Zr	49	160	378	231	428	383	547	288	297
Nb	11	7	16	20	37	26	40	20	35
Ba	346	621	577	184	235	850	119	651	536
Pb			6.4	10.9	15.3	29.2	18.9	19.1	969.5>
Th			12.8	3.5	8.6	9.0	12.3	2.8	4.2
U			5.4	4.9	4.9	2.2	2.2	0.6	0.2<
La	7.8					41.7	62.5		44.3
Ce	12.9					82.2	129.0		90.0
Nd	7.3					56.9	80.0		68.0
Eu	0.3					3.1	1.1		3.6
Gd	1.3					7.6	12.0		10.3
Dy	0.9					6.4	14.4		7.7
Yb	0.7					3.6	4.9		2.8

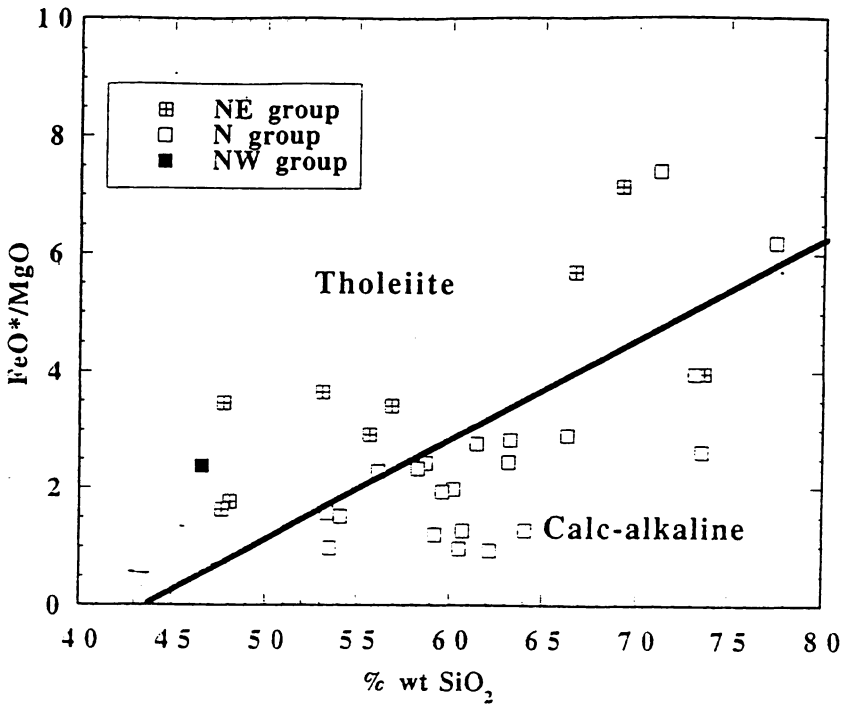
* center and rim of a composite dyke

** CA = calc-alkaline ; TH= tholeiite; roman numerals are stratigraphical phases of Table 1

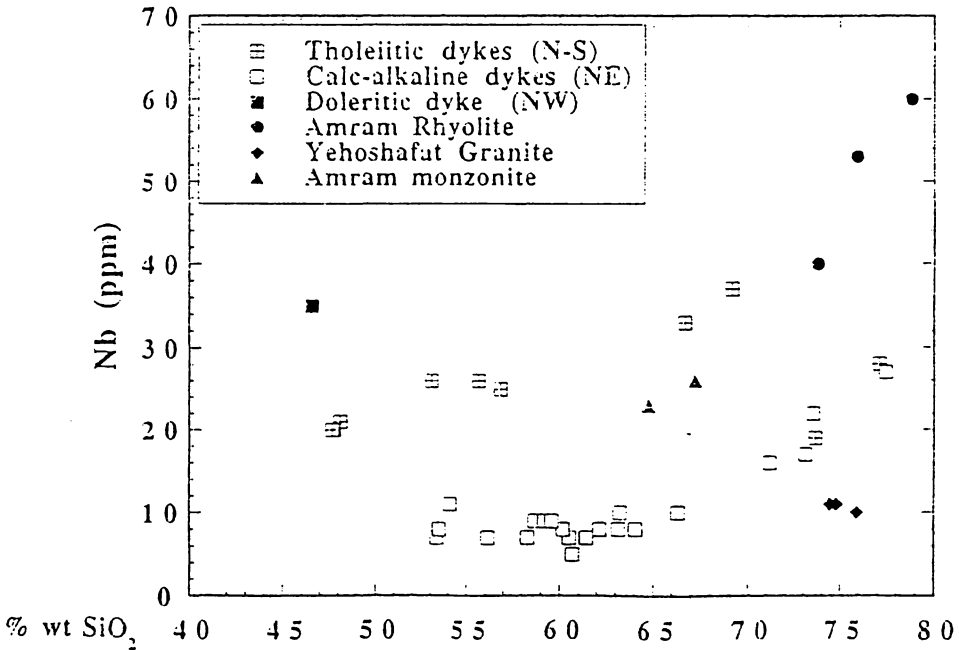


ציור 1. המסיבים הפרהקמבריים בדרום הנגב ומיקום תחנות הסיור

- א. מיקום המסיבים הפרהקמבריים בדרום הנגב (אילת, רודד, עמרם, תימנע, נשף. אחרי גרפונקל 1970).
 - ב. נפיצות הדייקים בחלקו הצפוני של מסיב אילת (במפגש הנחלים רודד-נטפים, תחנה 1 בסיוור). הדייקים חדורים בגרניט הקלק-אלקליני של אילת (Eg) ובשיט אילת (Sg) בשני כוונים עיקריים: דייקים קלק-אלקלינים N-S, ודייקים תולאיטים NE-SW, (אחרי שימרון 1972).
 - ג. נפיצות הסלעים הפרהקמבריים במסיב עמרם. יחידות הסלע העיקריות הן ריוליט עמרם (מ), גרניט עמרם (χa), ומונוזויט עמרם (מ ו z), (אחרי גרפונקל 1970). אנו נבקר בחלקו הצפוני של המסיב (מהתחנה הסייסמית לנחל צפונות, תחנות 2-6 בסיוור). בחלקו הדרומי של המסיב באזור עמודי עמרם נחשפים דייקים דולריטים (דוגמא 15 והואדי שממזרח לה).
- * תחנות בסיוור, מספרים = מספרי דוגמאות (טבלה 3).

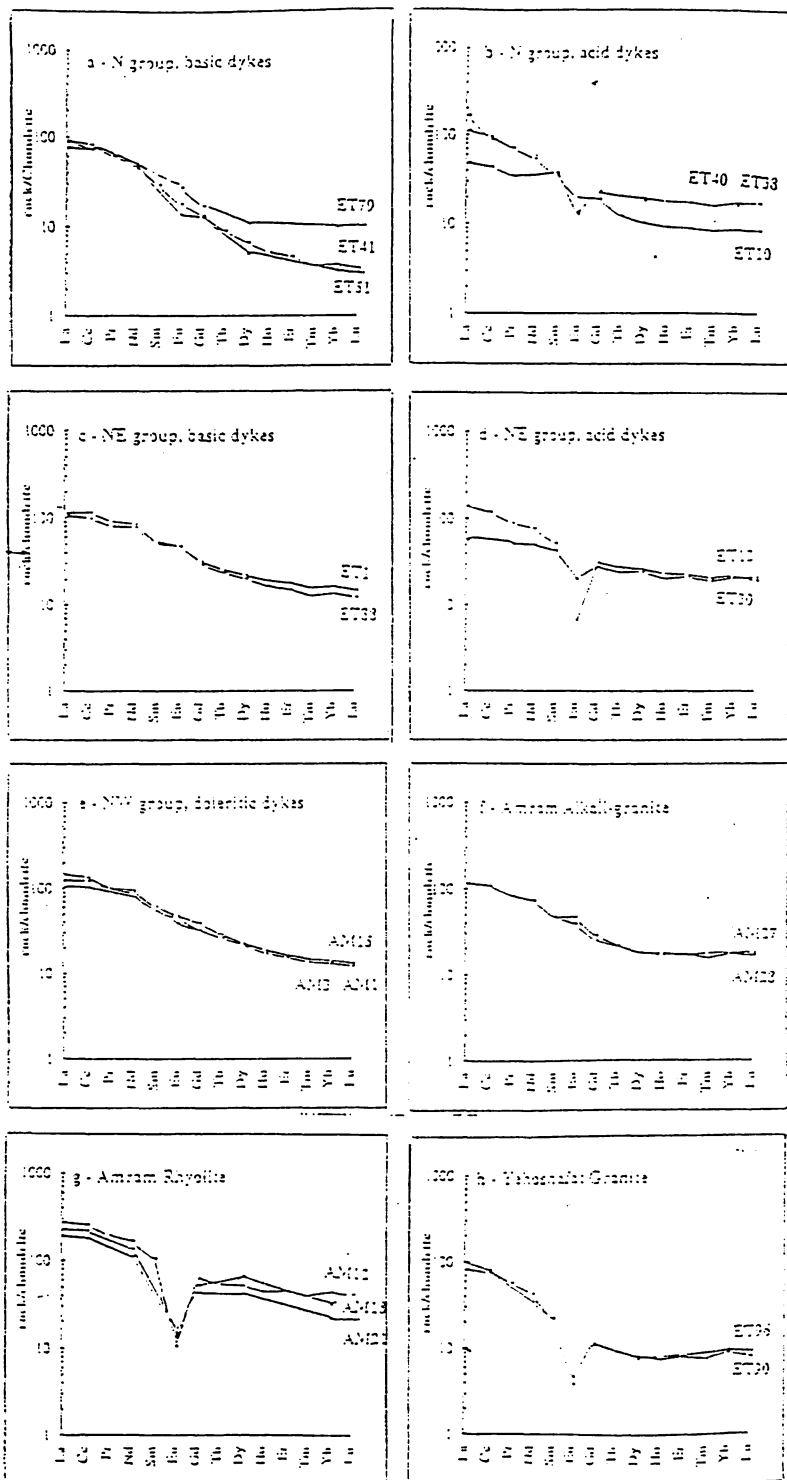


צור 2. הרכבי הדייקים מהמסיבים של אילת ועמרים בדיאגנזה המפרידה בין מגמות הקל-אלקליניות ותולאיטיות. הדייקים העתיקים יותר, החדורים בכונן צפ-דרי נופלים בשדה הקל-אלקליני. הדייקים החדורים בכונן צפ-מזר-דר-מזר נופלים בשדה התולאיטי. הדייקים הדולריטים בדרום מסיב עמרים נופלים גם הם בשדה התולאיטי.



צור 4. השתנות ריכוזי ה Nb בסלעי המסיב.

שימו לב להבדלים הברורים בין קבוצת הדייקים הקל-אלקליניים והדייקים התולאיטים. האחרונים מראים ריכוזי Nb גבוהים יותר. ניתן לראות מגמה רציפה בהתפתחות ריכוזי Nb במהלך הפרקציוניזיה מסלעים מאפיים לפלסיים בכל אחת מהקבוצות.



ציור 3. נפיצות REE בסלעי המסיבים.

שימו לב לנקודות הבאות: (1) HREE מראים תבנית שטוחה בכל הסלעים. תצפית זאת מצביעה על הווצרות המאגמות בעומק היציבות של ספינל בליתוספירה. (2) אנומליות שליליות של Eu בריוליטים. התצפית זאת מצביעה על פרקציונציה משמעותית של פלדספר בהווצרות מאגמות אלה.

הגיאולוגיה של שולי הערבה באזור באר אורה

י. ברטוב, וג. שטייניק¹

א. פריזלנדר²

¹ המכון הגיאולוגי, ירושלים

² המכון למחקרי נפט וגיאופיסיקה, חולון

סיור ו'

מטרת הסיור היא להכיר את הגיאולוגיה של אזור נחל רחם, נחל עתק ובאר אורה, ומאפייניו הבולטים ולהציג תוצאות חדשות על המבנה התת-קרקעי. יחודו של האזור בהיותו ממוקם בשולי הערבה, ונתון להשפעת המאורעות הטקטוניים אשר עיצבו חלק זה של הבקע, והמצאותו בקטע המזרחי של שבר תמד, הנמנה על רצועת הגזירה של הנגב - מרכז סיני. כמה מהסיבוכים הטקטוניים כאן נובעים מצרוף שני האלמנטים האלה. ניכרת גם השפעת עוביו הקטן של החתך הסדימנטרי, הגורם להחרפה במידת ההענות של השכבות למאמצים בתשתית. החתך הסטרטיגרפי החשוף (נסקר אצל Bartov et al. 1972) אופייני לדרום הנגב (ציורים 1, 2). רוב השטח מכוסה בשכבות מגיל קנומן-סנון של תצורות חצרה, אורה, גרופית, ציחור וסיירים. האחרונות מעוררות ענין מיוחד בשל תופעות מיוחדות לאזור זה, לעומת חתכים מוכרים בנגב הצפוני והמרכזי (תצורות מנוחה ומישש). בנקודה אחת חשופים גם סלעים של חבורת עבדת מגיל איאוקן, ומעליהם מונחות באי התאמה שכבות של קונגלומרט רחם, האקוילנטי לקונגלומרט הבסיס של תצורת חצבה (Garfunkel., 1974) et al, ומצוי גם במספר מועט של מקומות דרומה יותר, באזורי נחל טבה, נחל שלמה וגבעת רחבעם (אייל, 1967; גרפונקל, 1970) ובמזרח סיני.

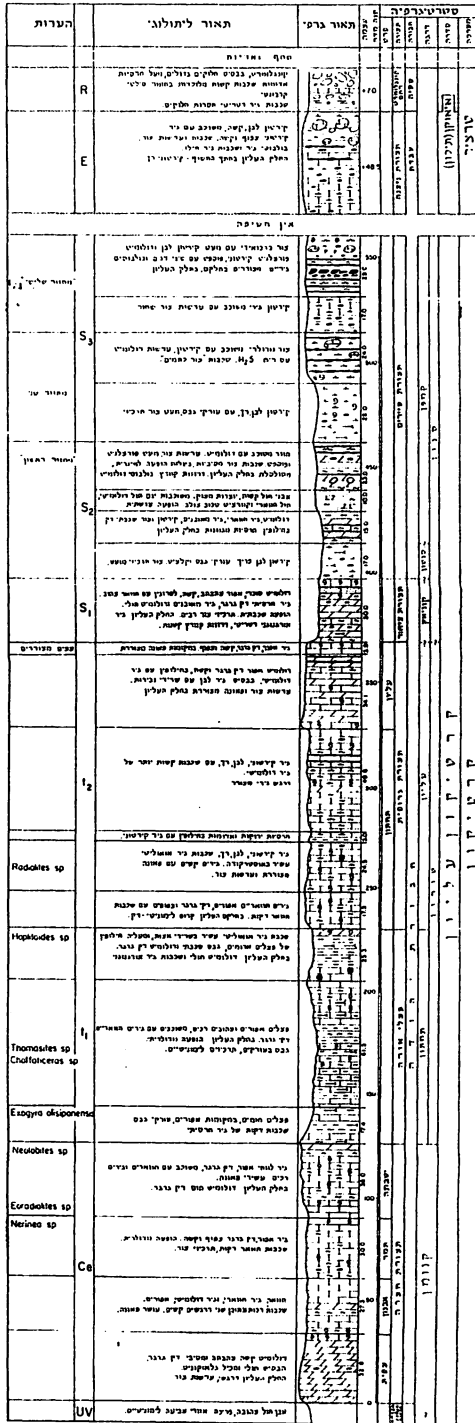
בשנים האחרונות בוצעו מספר סקרים של רפלקציה סיסמית אשר הביאו להבנה טובה יותר של מבנה הערבה והמהויים השלמה למיפוי ולניתוח הסטרוקטורלי של האזור.

מבנה (ציור 3 ו-4)

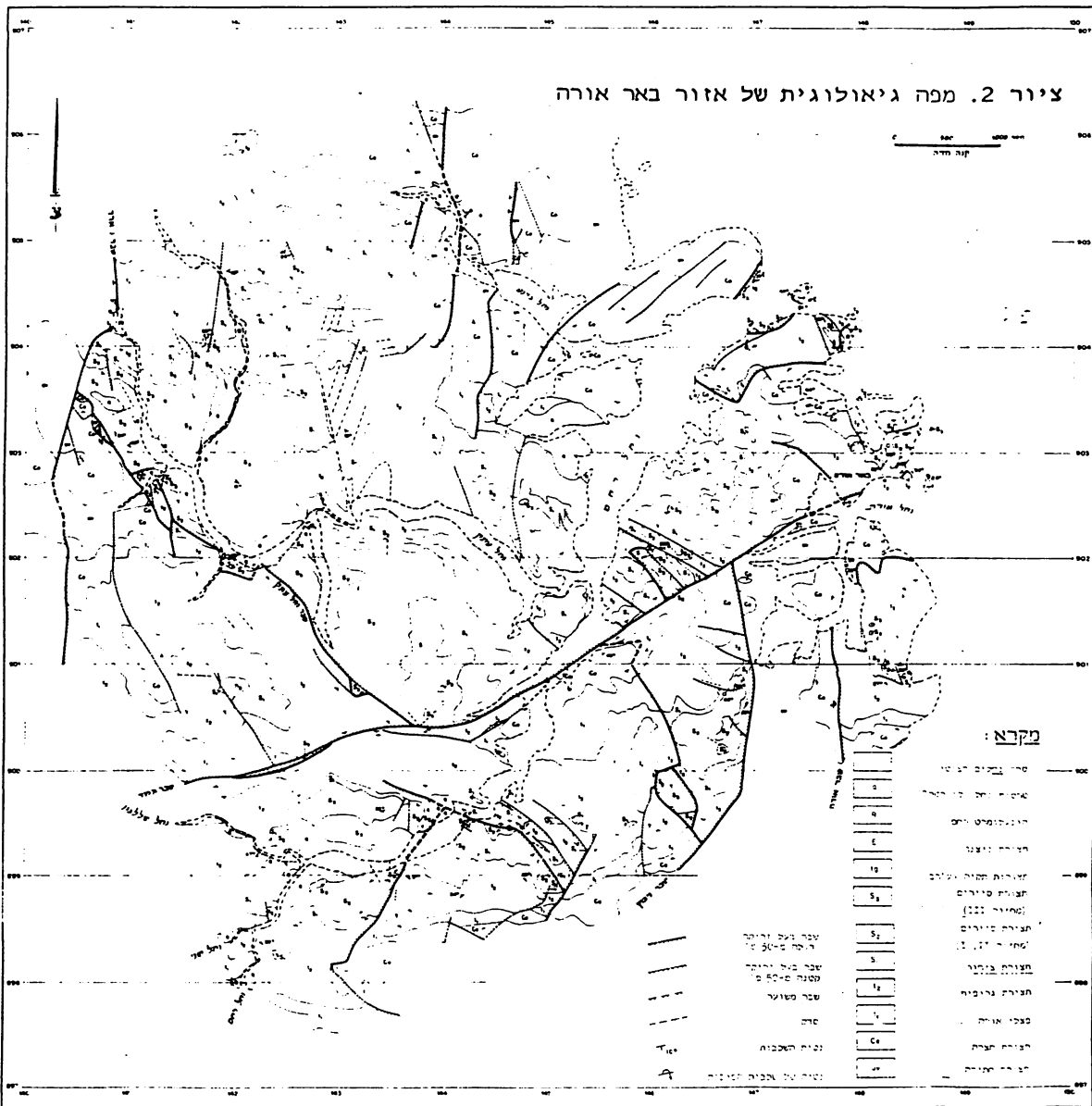
א. שולי הערבה

בשוליים המזרחיים של האזור בולטת כפיפה אל עבר הערבה, בנטיה כללית המגיעה ל-25 מעלות. אזור הכפיפה מוגבל ל-2-1 הק"מ המזרחיים ביותר של שטח המיפוי, משני צדיו של שבר תמד, והוא נמשך גם בתת הקרקע של שולי הערבה. מזרחה לשבר תמד ישנה מערכת העתקים בכיוון צפון-דרום, של שבר ניצוץ ושבר אורה, המלווים בגרבינים צרים בכיוון זה. מצפון להעתק תמד אין למערכת השברים הזו המשך על פני השטח, אולם בתת הקרקע מוכרים שברים בכיוון דומה (שבר תמנע). המבנה של תת הקרקע בערבה נלמד בסדרה של חתכי רפלקציה סיסמית שנערכו באזור (ציור 4),

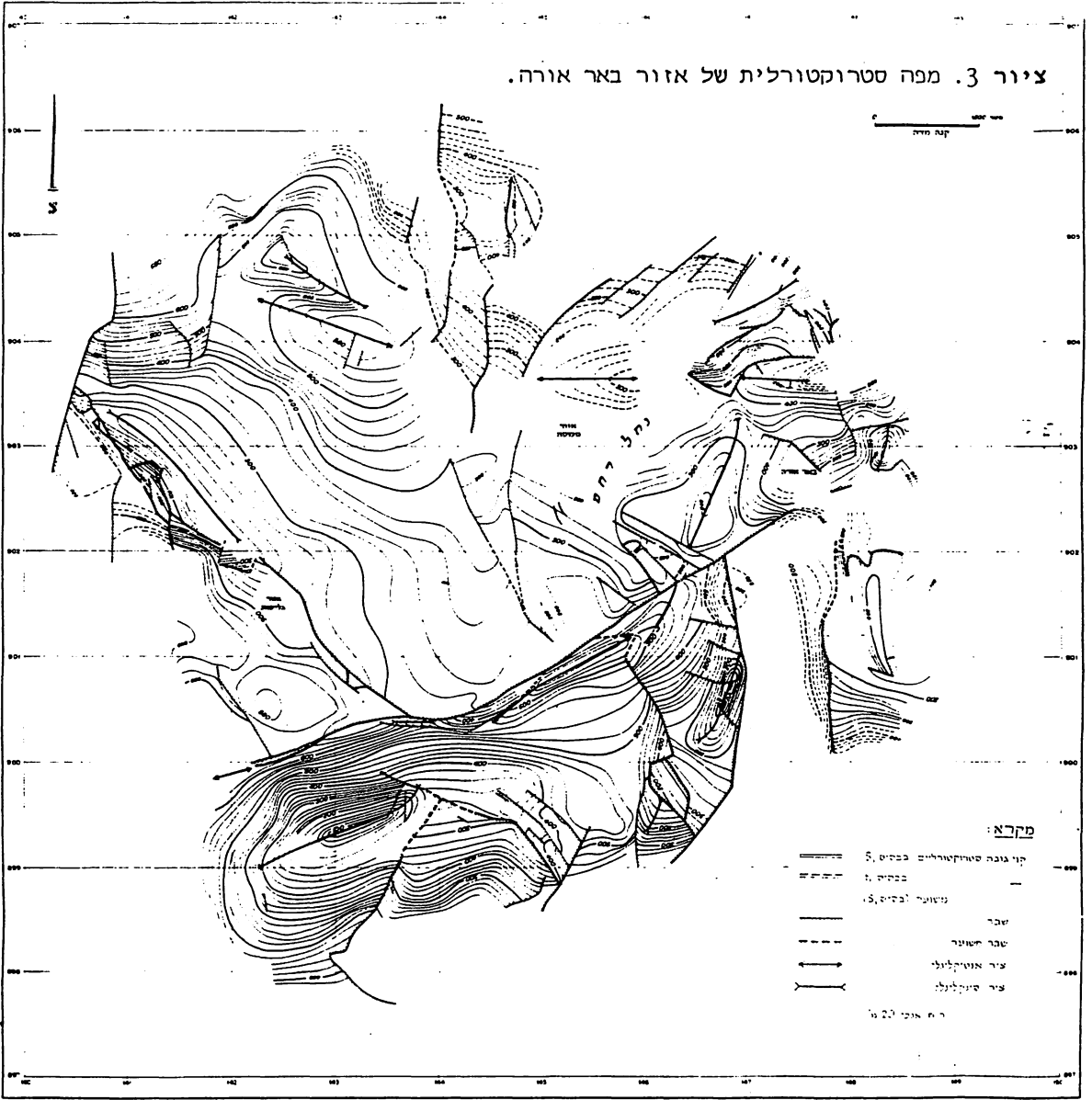
ציור 1. חתך עמודי באזור באר אורה.



ציור 2. מפה גיאולוגית של אזור באר אורה



ציור 3. מפה סטרוקטורלית של אזור באר אורה.



תוך בקרה המבוססת על נתוני קידוחים עמוקים (עד 1000 מ') שנעשו על ידי מכרות נחושת תמנע לצרכי פרוספקציה.

על גבי החתכים הסייסמיים (לדוגמא מובא כאן חתך SP 2206 הנמשך מבאר אורה מזרחה עד לגבול הבין-לאומי - ציור 5) זוהה שבר הגבול המערבי של הבקע ("שבר תמנע") העובר מזרחית לקו המחשופים, והנמשך לדרום-דרום-מערב לעבר שבר יותם. שבר זה נמצא בדרוג לשבר אילת, המהווה גבול מערבי לבקע הערבה באזור העיר אילת.

נסית השכבות מזרחה ניכרת היטב בכל החתכים הסייסמיים באזור אילת, לפיכך ניתן לקבוע בברור שהנטייה אל עבר הבקע הנראית בסלעים החשופים, נמשכת גם בתוכו, ממזרח לשבר הגבול המערבי.

ב. שבר תמד

שבר תמד חוצה את חצי האי סיני בכיוון מזרח-מערב, מאזור מפרץ סואץ ועד הערבה. בקרבת הערבה, דרומית לבאר אורה, הוא פונה לכיוון N60E. זריקתו הסטרטיגרפית 0-150 מ' באזור באר אורה (ציור 3), והיא גדלה לשעור של כ-1 ק"מ באזור נחל שני - הרי נשף.

בתחומי סיני הובחנו לאורך שבר זה עדויות לתנועה אופקית ימנית בשיעור של 0.3-0.5 ק"מ (ברטוב, 1974), המתבססת על הסטות של דייקים בזלתיים מיוקניים ותזוזות של קצות מבנים אנטיקלינליים. גיל התנועה על השבר מאוחר לראשית המיוקן (ברטוב, 1974). השבר בדרך כלל תלול מאד, והוא מלווה בתופעות של דולומיטיזציה אפיגנטית ומינרליזציה ברזלית (המצויות הן בנחל רחם ובחשם א טריף במזרח סיני) לאורך השבר מוצאים מבנים משניים של אנטיקלינות וסינקלינות צרות, כדוגמת סינקלינת רחם, ובהרבה מקומות מצוי גם אזור ריסוק רחב.

ג. גרבן פתח נחל הרחם

הגרבן שבפתח נחל רחם, מדרום להר הכליל, הוא המקום הסטרוקטורלי הנמוך ביותר באזור הסיור. רחבו כ-500 מ', ובתוכו מצוי בלוק נטוי המורכב מחבורת עבדת וקונגלומרט רחם. המקומטים לסינקלינה צרה. מידת הנטייה של הקונגלומרט קטנה מזו של סלעי חבורת עבדת, ונראה שעוד בטרם שקע הקונגלומרט עבר האזור אירוע של קמוט ושכירה. המשכו של הגרבן לערבה אותר בקידוחי פרוספקציה לנחושת ובחתכים סייסמיים. במעלה נחל רחם נפגשים שברי השוליים של הגרבן ויוצרים מעין טריז, אשר מעבר לקדקדו נמצא מבנה אנטיקלינלי. שברי השוליים הם נורמליים: תצורת סיירים מועתקת בצד הצפוני כנגד תצורת חצרה, ובצד הדרומי כנגד תצורת גרופית.

ד. מערכת הסינקלינות

בסמוך לאזורי שכירה ראשיים, הוכר מספר רב של סינקלינות, חלקן אי סימטריות, והאחרות סימטריות למדי. בכל הסינקלינות רמת החשיפה דומה, והיא מגיעה לאותו פרט של תצורת סיירים (גג המחזור שני, בהפרשים קטנים ממבנה למבנה). הדבר מעיד על קיום פאזה אירוזיבית רגיונלית שקדמה ליצירת הסינקלינות, ואשר הסירה את השכבות בכל האזור עד לאותו מפלס סטרטיגרפי. במערכת הסינקלינות עצמה הולכים המבנים ומתנמכים סטרוקטורלית כלפי מזרח, יחד עם הכפיפה

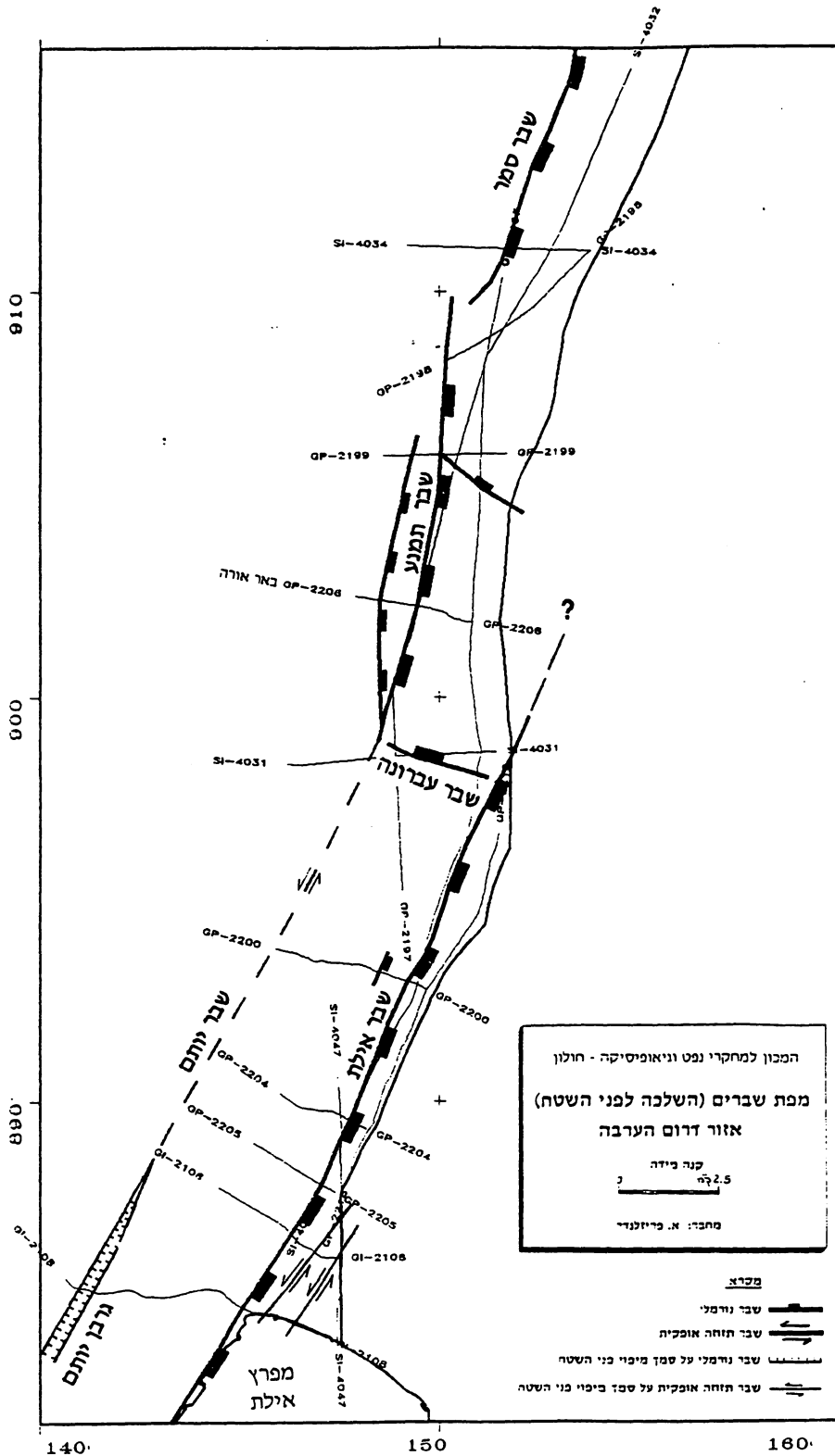
אל הערבה, ולפיכך נראה שהם קדומים לבקע. מאחר והוכר גם הקשר בין הסינקלינות לשברים הראשיים, (שבר חמד ושבר נחל עתק) הרי שהכפיפה לערבה מאוחרת ליצירת השברים.

ה. קמטים דיסהרמוניים (ציורים 6, 7)

באזור מספר רב של מבנים דיסהרמוניים, בגדלים שונים, ובהם מבני קימוט חריפים, המלווים בשברים קטנים והמוגבלים לקטעי חתך קבועים, באזורים המועדים לקמוט דיסהרמוני יש חילופין מחזוריים בין סלעים קשיחים ורכים, כגון חרסיות משוככות עם גירים או שכבות ביניים של צור. קטעי החתך המועדים לתופעות אלה הן השכבות העליונות של תצורת חצרה, החלק התחתון של תצורת גרופית, והחלק התחתון של תצורת סיריס. לרוב המבנים הגדולים בשטח ישנה נטייה לדיסהרמוניות: במקומות רבים הסלעים שמעל פצלי אורה יוצרים קמטים, ואילו הסלעים הנמוכים ביותר בחתך שבורים, או שהם מקומטים בקמטים בעלי ממדים שונים. תופעה זו מכבידה על המפוי הסטרוקטורלי, משום שלא ברור אם מבנים הנצפים בחלקי חתך נמוכים הם בעלי ביטוי דומה גם באזורים הגבוהים יותר, ולהיפך. בכמה מקומות נשענות התופעות הדיסהרמוניות על שברים, או ששברים הקשורים בהן נכנסים אל מישורי שיכוב. המבנה המוכר ביותר הוא מבנה "יד השטן" שנחל רחס (תחנה מס' 2). בכמה מקומות מקבלת התופעה ממדים גדולים, והדבר גורם להעלמותן של יחידות עבות למדי. קמטים דיסהרמוניים מוכרים גם באזורים נוספים לאורך הבקע, והם בולטים במיוחד באזור אילת, ממעלה גרופית ועד נביעות בסיני. אין עדויות ישירות בדבר גילם, אך מאחר והם נמצאים בדרך כלל בקרבת ההעתקים הגדולים ובשולי הסינקלינות, נראה שהם בני גיל קרוב לגיל השבירה העיקרית.

ו. לוח זמנים לפעילות קאינוזואית

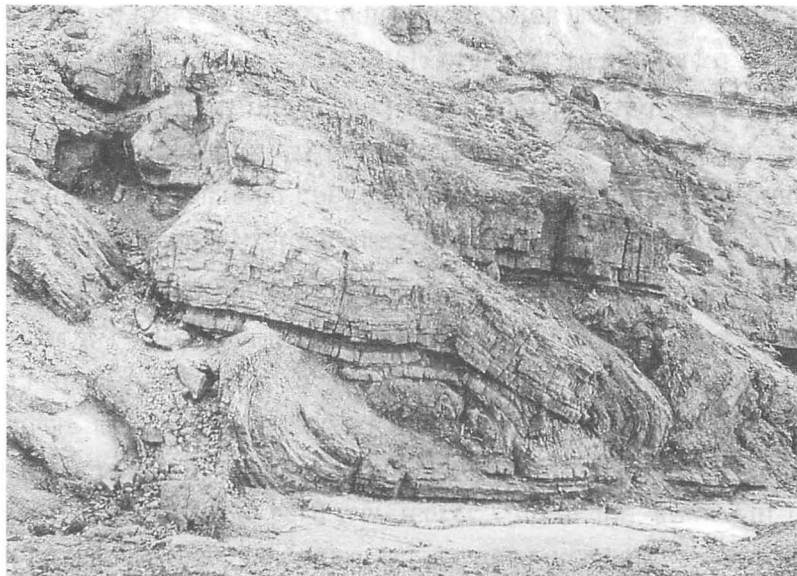
האירוע הטקטוני המוקדם ביותר המוכר כאן, הוא האירוע של הסית השכבות ושבירתן, קודם להשקעתו של קונגלומרט רחס. בשל מיעוט המחשופים אין בידנו נתונים מספיקים על אירוע זה אך ייתכן שבשלב זה נוצר גרובן פתח נחל רחס לפחות בחלקו. פאזה אירוזיבית עוקבת הביאה להסרתן של השכבות הצעירות לתצורת סיריס על פני רוב השטח, למעט בגרובן הנ"ל, אשר חזר ופעל גם אחרי השקעת קונגלומרט רחס. אירוע עוקב הוא יצירתו של שבר תמד, המאוחר להשקעת קונגלומרט רחס (על פי עדויות ממזרח סיני) והשייך לפאזה השבירה של חגורת הגזירה נגב-מרכז סיני. יחד עמו נוצרו שברים נוספים, שלוו בקימוט שהביא ליצירת הסינקלינות הגדולות. נראה שאירוע השבירה היה ממושך למדי, שכן משיקולים גיאומורפולוגיים ניתן להראות שקיימים מספר דורות של שברים, כמה מהם, כדוגמת שבר נחל עתק, צעירים מן האחרים. כפיפת השכבות אל הערבה הוא אירוע מאוחר יחסית, שלוהו בשבירה אינטנסיבית בכיוון צפון-דרום. בכפיפה של המבנים הסינקלינליים (אלו הקרובים לערבה הם הנמוכים סטרוקטורלית) וב"משיכה" לצפון מזרח של שבר תמד.



ציור 4. קווי הרפלקציה הסיסמית והשבירים העיקריים בדרום הערבה.



ציור 6. מבנה דיסהרמוני בנחל עתק ("אצבע אלהים") בחלק התחתון של תצורת גרופית.



ציור 7. מבנה דיסהרמוני בקרבת נחל רחם (נ.צ. 1498/8986) בחלק התחתון של תצורת גרופית. שכבה קרועה מוסטת ע"י שבר אופקי המביא להכפלת החתך.

תחנות הסיוור

תחנה מס' 1 - גרבן פתח נחל רחם

במרכז הגרבן מצוי גוש מבודד של סלעי תצורת ניצנה מגיל איאוקן תיכון. עובי חלקו החשוף כ-50 מ' (ציור 8) והוא בנוי קירטון וגיר קירטוני קשה, עם שכבות ביניים של צור שחור ובולבוסי צור, בנטיה של עד 44 מעלות. מחשוף קטן נוסף של יחידה זו מצוי בצפון הגרבן, בקרבת הר חכליל. בקרבת מקום נקדחו באפיק הואזי כ-175 מ' של חבורת עבדת. מעל שכבות תצורת ניצנה מונח קונגלומרט רחם בנטיה של כ-30 מעלות. בחלק התחתון מצויים גושים גדולים, אשר נראה שלא עברו הובלה, ובמעלה החתך החלוקים קטנים יותר. רוב החלוקים מקורם משכבות איאוקניות, ומיעוטם מסלעי קנומן-טורון. המטריקס עשוי שבבים קטנים של גיר וצור, והצמנט חווארי, ולעיתים חולי. קיימות שכבות חוואריות החסרות חלוקים לגמרי. רוחב הגרבן באזור זה הוא כ-500 מ', ומידת ההעתקה של השברים המגבילים אותו מצפון כ-300 מ' ויותר. כיוונו הכללי של השבר הדרומי הוא N60E, והוא מעתיק את שכבות הצור המסיבי של תצורת סיירים אל מול סלעי תצורת גרופית (כ-90 מ'). שברי השוליים של הגרבן נפגשים כנראה בתוך אפיקו של נחל רחם, וממערב לנקודת הפגישה מצוי מבנה אנטיקלינלי שאינו קשור במבנה הגרבן.

תחנה מס' 2 - מעלה אורה

בנקודה זו (נ.צ. 1468/1903) נצפה למערב, לעבר המבנים של שולי מסיב תמנע, ולמזרח, לעבר שולי הבקע והערבה, והשברים הצעירים שבשוליה המזרחיים. מן האוכף של מעלה אורה נספס אל רכס אורה שמדרומו, ונלך על הרכס עד לנ.צ. 1466/9025. הדרך עוברת בחלק העליון של פצלי אורה (שכבות הגבס, המרסיות האדומות ואופקי החול) ואח"כ בתצורות גרופיות, ציחור וסיירים (חלק תחתון). לאורך הרכס ניתן לראות את השינויים בעובי היחידה החולית שבחלק העליון של המחזור הראשון של תצורת סיירים, המופיעה כאן במעין עדשות. בכמה מקומות ניכרת היטב אי ההתאמה הזוויתית שבסיס שכבות אלה, הגודעות את השכבות שתחתיהן. בנ.צ. 14665/90272 נמצא "דייק" של דולמיט (ציור 13), החוצה את השכבות שמתחת לעדשת החול שבמחזור הראשון של תצורת סיירים. גובהו של ה"דייק" הוא כעשרים מטרים. הוא מתדקק, במעין יתד, כלפי מטה, עד שהוא נעלם. גבולותיו חדים אך מראים מעין "סלסול" של גלונים. הוא בנוי דולומיט אפור, כהה וצפוף, ונחצה ע"י עורקים של קלציט וקוורץ. מוצאים בתוכו גם מרכיבים דטריטיים של קוורץ, פלדספר, פוספוריט ושברי פאונה. נראה שה"דייק" הוא ביטוי לסדק בקרקעית הים, שהתמלא בסדימנט. תופעות דומות דווחו מאותו מקום סטרטיגרפי, ובהרכב ליתולוגי זהה, מאזורי תמד ואבו זנימה בסיני. מרכס אורה נצפה גם לעבר הקטע המזרחי של שבר תמד העובר באוכף של רכס אורה. באזור האוכף (ציור 14) הבלוק הצפוני הוא המורד. בקרבת ההעתק יש עיוות חריף של השכבות העליונות של פצלי אורה, המועתקות כנגד תצורת ציחור וחלקה העליון של תצורת גרופית. במבט למזרח נראה ההעתק כשהוא נמשך לחלק הדרומי של חוות באר אורה. ברכס המאורך, דרכו עובר ההעתק, נראה את גג תצורת חתירה ומעל את שכבות בסיס תצורת חצרה, מועתקים כנגד החלק התחתון של תצורת גרופית.



ציור 8. ה"אי" בנחל רחם. בשמאלו שכבות תצורת ניצנה. ברקע-שבר השוליים הצפוני של גרבן פתח נחל רחם והמורדות הדרומיים של הר חכליל.



ציור 9. המבנה הדיסהרמוני בנחל רחם, בחלק התחתון של תצורת גרופית.

תחנה מס' 3 - "יד השטן"

ב.נ.צ. 1458/9028, בגדה המזרחית של נחל רחס, חשוף בחלק התחתון של תצורת גרופית מבנה אופייני למבנים הדיסהרמוניים (ציור 9). משתתפות במבנה שכבות של גיר העוברות קמוט ושבירה, כאשר לכל אחת מהן התנהגות שונה: חלקן נקרע, חלקן מוסט אנכית, וחלקן עבר קמוט. שכבות החרסית מראות מבנים של זרימה, ועובין אינו מיצג עוד את העובי המקורי. בכמה מקומות ישנה התרכזות של החרסיות, הגורמת לקמוט בשכבות הגיריות, ובמקומות אחרים שכבות החרסית נעדרות לחלוטין. המבנה נמצא בקצהו של שבר אנכי העובר מעליו בסלעי תצורת גרופית, ובהגיעו לאזור בו נחשף בסיס התצורה הוא נעשה שטוח יותר, עד שהוא נכנס אל בין השכבות. תופעה זו של התמתנות נטית מישורי השברים בקרבת בסיס תצורת גרופית מוכרת גם במקומות נוספים באזור.

תחנה מס' 4 - הסינקלינה והשבר של נחל עתק

תצפית אל המבנה מ.נ.צ. 1428/9023.

שבר נחל עתק מופה לאורך כ-4 ק"מ, בכיוון N45W. הוא מתפצל משבר תמד באזור חציתו אל נחל רחס. השבר בדרך כלל נורמלי או אנכי, ושיעור ההעתקה עליו הוא כ-200-450 מ', רוחב אזור השבירה כ-300 מ'. הוא בנוי מעין "פרוסות" של קטעי חתך המופרדים ביניהם בשברים (ציור 10). בסינקלינת נחל עתק, שצירה מקביל לשבר, יש נטיות חריפות באגף הדרום-מערבי שבקרבת ההעתק (עד 55 מעלות), ואילו האגף הצפון מזרחי שלה מתון למדי (כ-11 מעלות). בקמוט משתתפות שכבות החל מתצורת גרופית וכלה בתצורת סיירים. ב.נ.צ. 1405/9038 מסתיים המבנה הסינקלינלי בשבר המסתעף משבר נחל עתק (ציור 11).

תחנה מס' 5 - "הדייק" בתצורת סיירים

בשכבות הצור הסנוני (בתצורות מישש וסיירים) מפותחות סטרוקטורות דיאגנטיות יחודיות לסלעי צור. מוכרות שלוש קבוצות של סטרוקטורות בעלות תפוצה רחבה: סטרוקטורות הטרונגנית ("ברקציות"), סטרוקטורות לינאריות וקמטים של צור. שני הסוגים הראשונים, הם בעלי גיל דיאגנטי זהה. שני הסוגים האחרים - הסטרוקטורות הלינאריות והקמטים - מצטיינים בכיווניות אחידה בקנ"מ רגיונלי, ממזרח סיני דרך ישראל ירדן. התופעות תוארו בפרוט אצל Steinitz, 1970. ההתפתחות המרשימה ביותר של סטרוקטורות דיאגנטיות לינאריות בצור הסנוני בארץ מצויה בפרט העליון של תצורת סיירים בנחל עתק (נ.צ. 1412/9028, ציור 12). עקב גודלן הן מקבלות כאן אופי של "דייקים" המתפתחים משכבת צור המצויה באסוציאציה עם שכבות פורצלניט, צור, פוספט ושכבות גיר בולבוסי.

"דייקי הצור" חשופים על גבי משטח נטוי מעט, שגודלו כ-50X50 מטר. על פני השכבה הם נראים כמערכת מקבילה של בליטות מאורכות ורכסונים בעלי אמפליטודה של כ-0.5 מטר ואורך עד כ-10 מטר. במבט על השכבה הם נראים מאורגנים ב-en echelon. חתכים מקבילים לשכוב מלמדים שיש



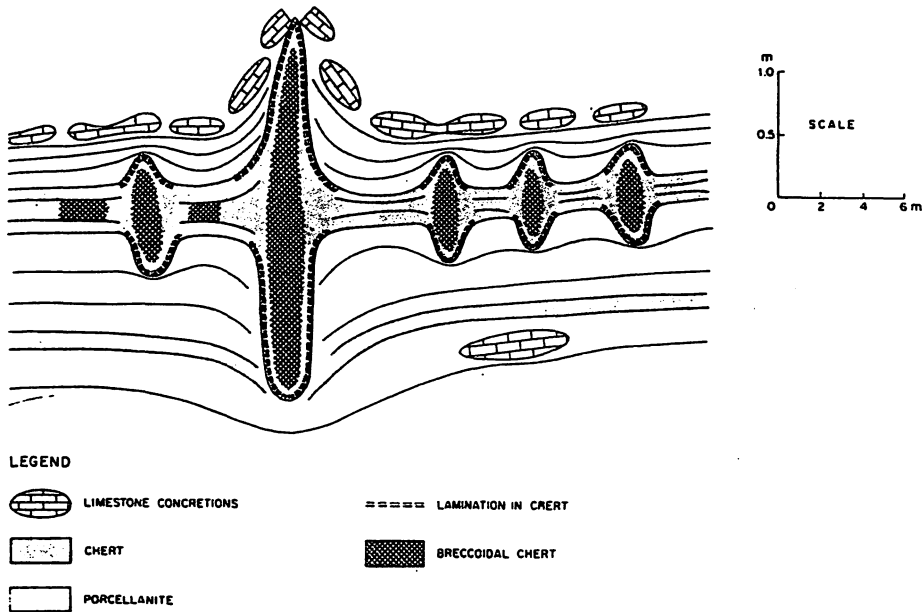
ציור 10. שבר נחל עתק ודרום סינקלינת נחל עתק. החיצים מצביעים על מישורי השבר השונים, היוצרים מבנה של "פרוסות".



ציור 11. שבר נחל עתק במבט לדרום, והקצה המערבי של סינקלינת נחל עתק. השברים המסומנים בחיצים (1) ו-(2) הם שברים משניים של שבר נחל עתק, והשבר (3) הוא השבר התוחם את הסינקלינה במערבה. (נחל ארד).

להם מבנה פנימי מקביל גם הוא, הניכר בפסים של צור בהיר וכהה. פני השטח החיצוניים של ה"דייקים" מכוסים ב"קווים" (סטריאציות) המקבילות לכוון ה"דייק".

בחתכים אנכיים, בניצב ל"דייקים", ניכרת למינציה מעוותת באזורים החיצוניים של הגוף ובמקביל לשוליו. חלקו הפנימי של ה"דייק" מורכב ברובו מצור "ברכואידי" ו"מרוסק" המלוכדים ע"י צור. מבין ה"דייקים" שבאתר ישנו אחד שאורכו מגיע לכ-40 מטר וגובהו לכ-4 מטר. הוא מעוות וחדר הן את השכבות שמתחתיו והן את אלה שמעליו. מעל, ובסמיכות לשכבת הצור המעוותת הזו, מצויה שכבת בולבוסי גיר, שהגדולים ביניהם הם בעלי קוטר של 1 מטר ועובי של 0.5-0.7 מטר, והם מונחים תמיד במקביל לשכוב הכללי. בקרבת ה"דייק" הגדול, הבולבוסיים מוסטיים, מורמים, ונטויים יחסית לשכבתיות. במקרה אחד נראה שהוא בקע וחדר לתוך שני בולבוסיים המונחים ממש לאורכו. יחסי השדה מעידים בצורה חד משמעית ששכבת הגיר הבולבוסי, ויתכן שאף שכבות אחרות, עברו ליתפיקציה (חלקית לפחות) לפני הדפורמציה בשכבות הצור. הדפורמציה הינה מקומית, ונובעת מעיוותים בשכבת הצור שחדרה בכח לשכבת הסמוכות. יחסי השדה מצביעים על זרימה מקומית, בקנה מידה גדול, של הסדימנט הצורני. לא נמצאה עדות לתנועה לטרלית מסיבית של כלל חבילת הצור במקום זה, וניתן לצפות רק בתנועה מקומית, סימטרית, אנכית בעיקרה.



ציור 12. סכמה של היחסים הסטרוקטורליים ב"דייק" הצור הגדול בנחל עתק (בניצב לכיוון הדייק). שים לב לחדירת הדייק בין בולבוסי הגיר.

תחנה מס' 6 - מבנה "אצבע אלהים" וקניון נחל עתק

ב.נ.צ. 141/904, בקצה המעלה המקביל לקניון נחל עתק, נמצא מבנה דיסהרמוני המכונה בשם "אצבע אלהים" (ציור 6). מקומו הסטרטיגרפי זהה לזה של "יד השטן" (תחנה 3, ציור 9). גם מבנה זה אינו נמשך במעלה החתך. נראית כאן אנטיקלינה בעלת אמפליטודה של כ-10 מ', ולצידה סינקלינה הבנויה שני גלים. בקרבת המבנה נמצא שבר הפוך העובר (ליד הדרך), במגמה של צפון-דרום.

תחנה מס' 7 - שבר תמד

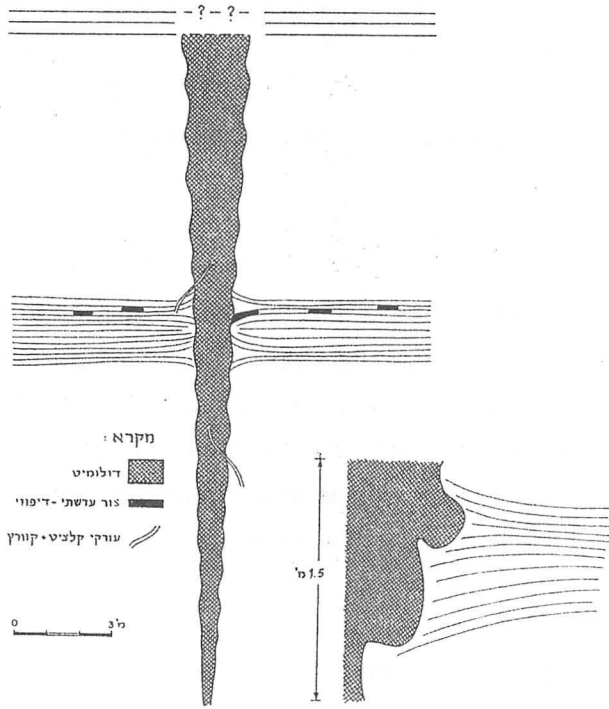
התחנה ממוקמת באזור חציתו של שבר תמד את נחל רחם, באזור נ.צ. 1452/9009. מזרחית לנחל רחם מצוי מבנה אנטיקלינלי, הנשען על השבר מזרחי, והבולט בסלעים הקשים של תצורת חצרה ובדולומיטיזציה שבקרבת ההעתק. באוכף שממזרח לנחל, בו חוצה השבר את הר אורה, יש אזור ריסוק ברוחב של כ-100 מ'. במבט לעבר ההעתק שממערב לנחל רחם, נראה מבנה סינקלינלי צר, המלווה אותו באזור המפגש עם שבר נחל עתק. מערבה מכאן קטנה זריקתו הסטרטיגרפית של שבר תמד, והוא מלווה בדרומו בקמט אנטיקלינלי צר, המפריד בינו לבין סינקלינת רחם.

תחנה מס' 8 - סינקלינת רחם

המבנה הסינקלינלי הרחב ביותר המצוי באזור באר אורה הוא סינקלינת רחם (ציור 5) הנשענת בצפונה על שבר תמד, ובדרומה על מורדותיו של מסיב עמרם. גם במבנה זה משתתפות שכבות מפצלי אורה ועד תצורת סיירים. דוגמא לדיסהרמוניות של בסיס המבנה נמצא ב.נ.צ. 1438/8986 (ציור 7). במקום זה ניתן לאמוד את מידת התנועה האופקית על גבי מישור השכבה, בשל האפשרות לזהות את קצוות השכבות הקרועות.

מתוך סינקלינת רחם ניתן להגיע לשבר תמד ב.נ.צ. 1426/9003. במקום זה, בשני צידי השבר, חשוף החלק הגבוה של פצלי אורה, והשכבות מראות עיוות ניכר, המתבטא בעיקר בשכבות הגבס והחרסית. בנוסף מצוי כאן גרובן צר המלווה את אזור השבר, ובו סלעים של תצורת סיירים (גג מחזור ראשון) כשהם נטויים מאד (עד אנכיים) ויוצרים סינקלינה צרה, שצירה מקביל לשבר. בתוך סינקלינת רחם חשופות שכבות של תצורת סיירים, המאפשרות לעקוב אחרי כמה מן התופעות האופייניות לתצורה זו באזור אילת: עדשות חול ודייקים דולומיטיים.

מבנה דייקים של דולומיט (סכימתי)



שולי דייק דולומיט עם גלונים "תלויים"

ציור 13. מבנה סכמטי של דייק דולומיט.



ציור 14. שבר תמד מזרחית לאוכף רכס אורה. ניכר העיוות בשכבות העליונות של פצלי אורה בקרבת השבר (המסומן בחץ).

- אייל, י., 1967. הגיאולוגיה של הסלעים הסדימנטריים באזור נחל שלמה-נחל נטפים. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- ברטוב, י., 1967. הגיאולוגיה של אזור באר אורה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני - בעיות סטרוקטורליות ופליאוגיאולוגיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- גרפונקל, ז., 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של דרום הערבה. חיבור לשם קבלת תואר דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- פריזלנדר, א., 1995. תת הקרקע בערבה הדרומית - תוצאות מסקרים סייסמיים. דוח ממנ"ג 846/257/92 (C).
- שטייניץ, ג., 1967. בעיות פטרולוגיות בתצורת מישש בנגב הדרומי. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.
- Bartov, Y., Eyal, Y., Garfunkel, Z. and Steinitz, G., 1972. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography of southern Israel. *Isr. J. Earth-Sci.* 21:69-97.
- Garfunkel, Z., Bartov, Y., Eyal, Y. and Steinitz, G., 1974. Raham Conglomerate: new evidence for Neogene tectonism in the southern part of the Dead Sea Rift. *Geol. Mag.* 111(1):55-64.
- Steinitz, G., 1970. Chert "Dike" structure in Senonian chert beds, southern Negev, Israel. *Jour. Sed. Petr.* 40:1241-1254.

הצגת שיטות גיאופיזיות - איסוף נתונים ומתודולוגיה

אלכס בק
המכון למחקרי נפט וגיאופיזיקה, חולון

במהלך הסיור תוצגנה מספר שיטות גיאופיזיות במספר תחנות אשר תמוקמה בקרבת גוף מגמתי אשר חלקו חשוף על פני השטח וחלקו כנראה נמשך אל תת הקרקע ומכוסה סדימנטים צעירים. הכוונה היא להתמקד בהפעלת מספר שיטות שונות ובלתי תלויות לשם מיפוי סטרוקטורלי, מגעים בין שכבות, תכונות פיסיקליות שונות וכו'.

ברור שרוב השיטות מחייבות מערך אינטנסיבי של עיבוד נתונים ופיענוח לשם הצגת מודל תת הקרקע, אך לא מין הנמנע שאפשר יהיה להציג ממצאים ראשוניים בשטח ובוודאי להתייחס לדרך הייחודית של איסוף נתונים בכל שיטה כולל הסבר מתודולוגיה. בכל תחנה נעצור ונראה הצגת תכלית של תהליך איסוף הנתונים, יוצגו ממצאים ראשוניים ותוצגנה דוגמאות של עבודות מחקר קודמות שנעשו ע"י הממנ"ג באותה שיטה גיאופיזית.

השיטות הגיאופיזיות שתוצגנה בתחנות השונות במהלך הסיור:

ראדאר חודר קרקע (GPR):

שיטה המאפשרת הדמאה (imaging) של תת הקרקע עד לעומק של כ-30 מטר באמצעות שידור וקליטה של גלים אלקטרומגנטיים בתדר של 100 MHz-1000 MHz תלוי בסוג האנטנה. עומק החדירה, כמו גם הרזולוציה מושפעים מהתדר העצמי של האנטנה והתכונות החשמליות של תת הקרקע.

נציג בשטח את מכשיר ההקלטה ו-4 סוגי אנטנות ונדגים כיצד מתבצע חתך ראדאר באמצעות אנטנה הצמודה לפני השטח. במקביל נוכל להתבונן בזמן אמת בצג צבעוני המציג ממצאי הסקר בקצב התקדמות האנטנה לאורך החתך. קיימת אפשרות לבצע תהליכי עיבוד נתונים כבר בשלב עבודת האיסוף ע"י תוכנה ייעודית המוצמדת למכשיר ההקלטה.

גלאי מתכות EM-61:

אמצעי הנחשב מן הטובים מסוגו בעולם. גולת הכותרת של פעילותו בשנת 1995 היתה שילובו ותרומתו המכרעת באיתור מטוסו של הנווט ערן כהן ז"ל במצרים. נציג את המכשיר, נכיר את תכונותיו ונראה כיצד ניתן לאתר מתכות, לוא דווקא פרומגנטיות. המכשיר נייד, נוח מאוד לתפעול ע"י אדם אחד ומאפשר סריקה מהירה של תאי שטח גדולים בקצב של 3-4 ק"מ בשעה. עומק החדירה מגיע עד לכדי כ-3.5 מטר.

רפרקציה סייסמית:

שיטה המבוססת על ערוך גלים סייסמיים P או S באמצעות מקור אנרגיה (בעוצמה נמוכה יחסית) וקליטת גלי רפרקציה ע"י מערך של גיאופונים (אופקיים או אנכיים) במספר מצומצם, המפוזרים לאורך חתך באורך הקצר מד"כ מ-250 מטר.

נציג את מערך איסוף הנתונים על רכיביו השונים ונציג את אופן הפעלת התהליך בשלביו השונים.

תוצגנה רשומות שדה שונות אשר יאפשרו להסביר את המטודולוגיה הכרוכה בסקר רפרקציה.

יוצגו גם איסוף נתונים של גלי P וגם של גלי S ונלמד להכיר את ההבדלים בין סוגי הגלים ואת ההשלכות לגבי יחס המהירויות של גלי P ו-S בהקשר עם תכונות פיסיקליות של התווך.

פרק נוסף בתחנה זו של רפרקציה סייסמית יתיחס לאפשרויות הגלומות בגיאופן תלת רכיבי אשר באמצעותו ניתן למדוד מהירויות גלי P ו-S בקידוחים.

רפלקציה סייסמית - הפרדה גבוהה מאוד

תחנה זו מן הסתם תמוקם קרוב מאוד לרפרקציה סייסמית כיוון שהאמצעים, מכשיר הקליטה גיאופונים ולעיתים גם מקור אנרגיה, דומים ואף זהים. הדבר המיוחד מבחינת איסוף הנתונים הוא האינטנסיביות הרבה של העבודה הנדרשת לשם ביצוע חתך רפלקציה: הרבה מאוד הפעלות של מקור אנרגיה ליצירת חזרתיות וחפיפה רבה של המידע הגיאופיסי המוקלט בכל קובץ הנרשם במכשיר ההקלטה. בתחנה זו נסביר את הפעילות הנדרשת במהלך איסוף הנתונים ונציג הסבר תאורטי קצר של שיטת ה-CDP.

מערך עיבוד הנתונים הכרוך בחתך רפלקציה הוא מורכב וארוך יותר מזה שברפרקציה ולכן, לשם הדגמה והמחשה של ממצאי חתך רפלקציה להפרדה גבוהה מאוד, יוצגו מספר חתכים מעבודות קודמות שביצע הממנ"ג.

גרביטציה ומגנטיזם:

מגנטומטר, קל, נייד, פשוט ויש רק להקפיד להסיר כל אביזר מתכתי בעת ביצוע הסקר. הסיבה העיקרית שכוונה אותנו לפארק תמנע היתה מקומם של גופים מגנטיים. המגנטומטר מאפשר גלוי ומיפוי, גם כאשר אלו חומקים אל תת הקרקע ונדגים זאת בשטח. יוצגו ממצאי סקר מגנטיזם באתר. באותה הזדמנות נציג את הגרבימטר, שיטת איסוף הנתונים באמצעותו, הבעיות המיוחדות בארגון סקר גרביטציה, מגבלות וכמובן ממצאים וחשיבותם במיפוי שברים וגופים מגנטיים.

שיטות אלקטרומגנטיות:

TDEM השיטה מבוססת על השראת זרם אל תת הקרקע ויצירת שדה מגנטי. זה, בהשפעת תכונות תת הקרקע, יוצר שדה מגנטי שניוני הנקלט באמצעות המערכת ומאפשר למפות מגעים בין שכבות ליתולוגיות כולל במקרים מסוימים חללים תת קרקעיים.

תהליך איסוף הנתונים פשוט יחסית, קל לתפעול ע"י צוות קטן ומשך הזמן הנדרש למדידה בכל אתר הוא קצר. ננסה באמצעות השיטה להדגים מיפוי גוף מגמתי באתר ונציג ממצאים מסקרים שבוצעו ע"י הממנ"ג.

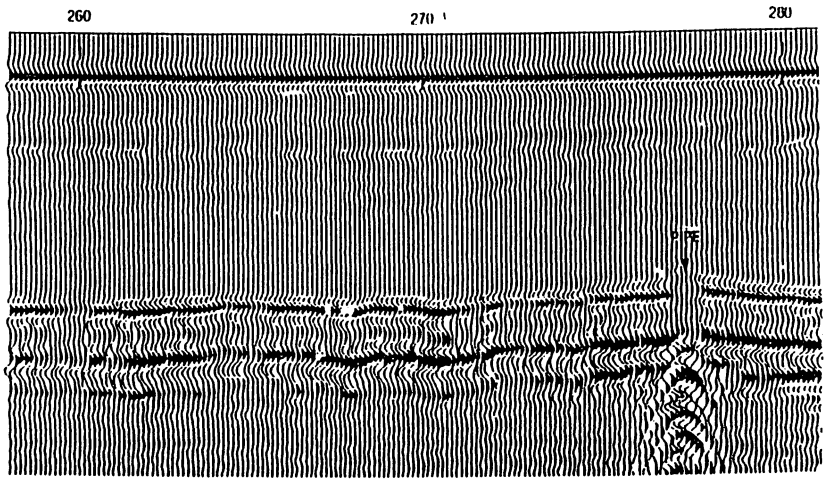
:GPS

הממנ"ג יציג בתחנה זו את אחת המערכות הייחודיות כיום בארץ המאפשרת מדידה גיאודטית באמצעות לווינים בזמן אמת וברמת דיוק של 1 ס"מ. יוצג גם כיצד ניתן לקבוע שתי קואורדינטות שונות לרגליו של גיאולוג מצוי: קואורדינטות XYZ של רגל שמאל ושניות ספורות לאחר מכן קואורדינטות XYZ של רגלו הימנית!

מדידת זעזועים:

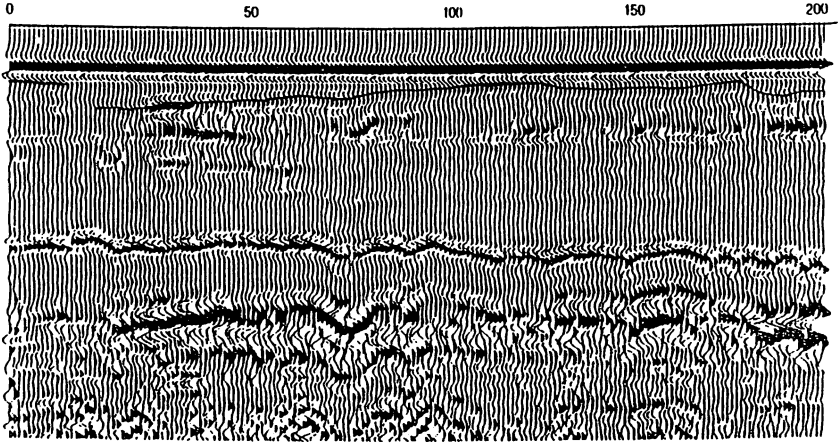
ה"מרגל" שחזר מירושלים ודווח באמצעות הטלפון על פעילות פצועים בתת הקרקע. מקור בכיר בממנ"ג יחשוף את שיטות הפעלתו ויציג ממצאים אשר עשויים לשמש עדות קבילה בערכאות.

118. C. 10000 Nov 13, 1963 14:17 North Star 21, 1964 13:19
 10000 NOV 13, 1963 14:17 NORTH STAR 21, 1964 13:19
 10000 NOV 13, 1963 14:17 NORTH STAR 21, 1964 13:19



שרטוט מס' 1. חתכי ראדאר לאורך כביש; עד לעומק כ-1 מ'.

119. C. 10000 Nov 13, 1963 14:17 North Star 21, 1964 13:19
 10000 NOV 13, 1963 14:17 NORTH STAR 21, 1964 13:19
 10000 NOV 13, 1963 14:17 NORTH STAR 21, 1964 13:19

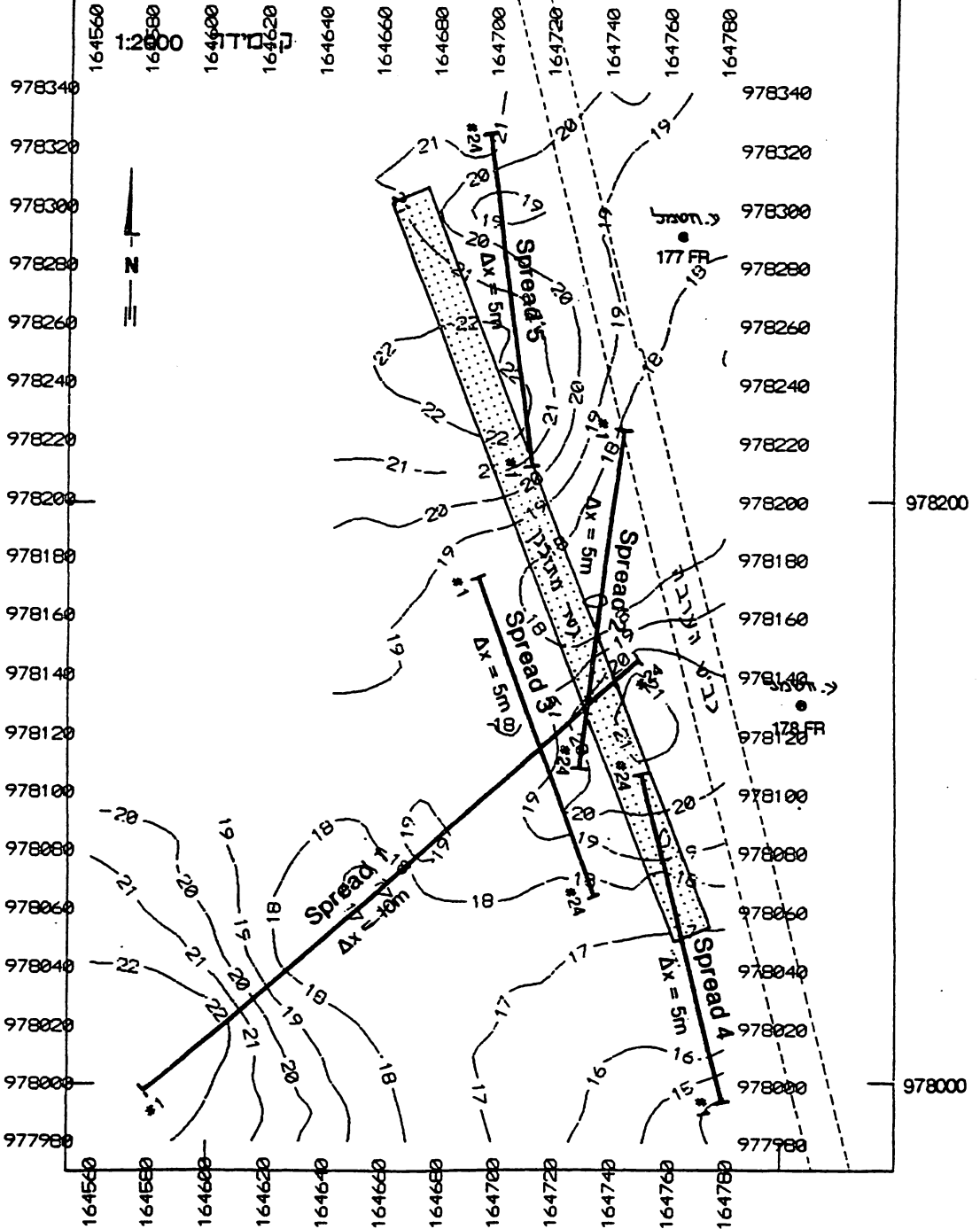


164600

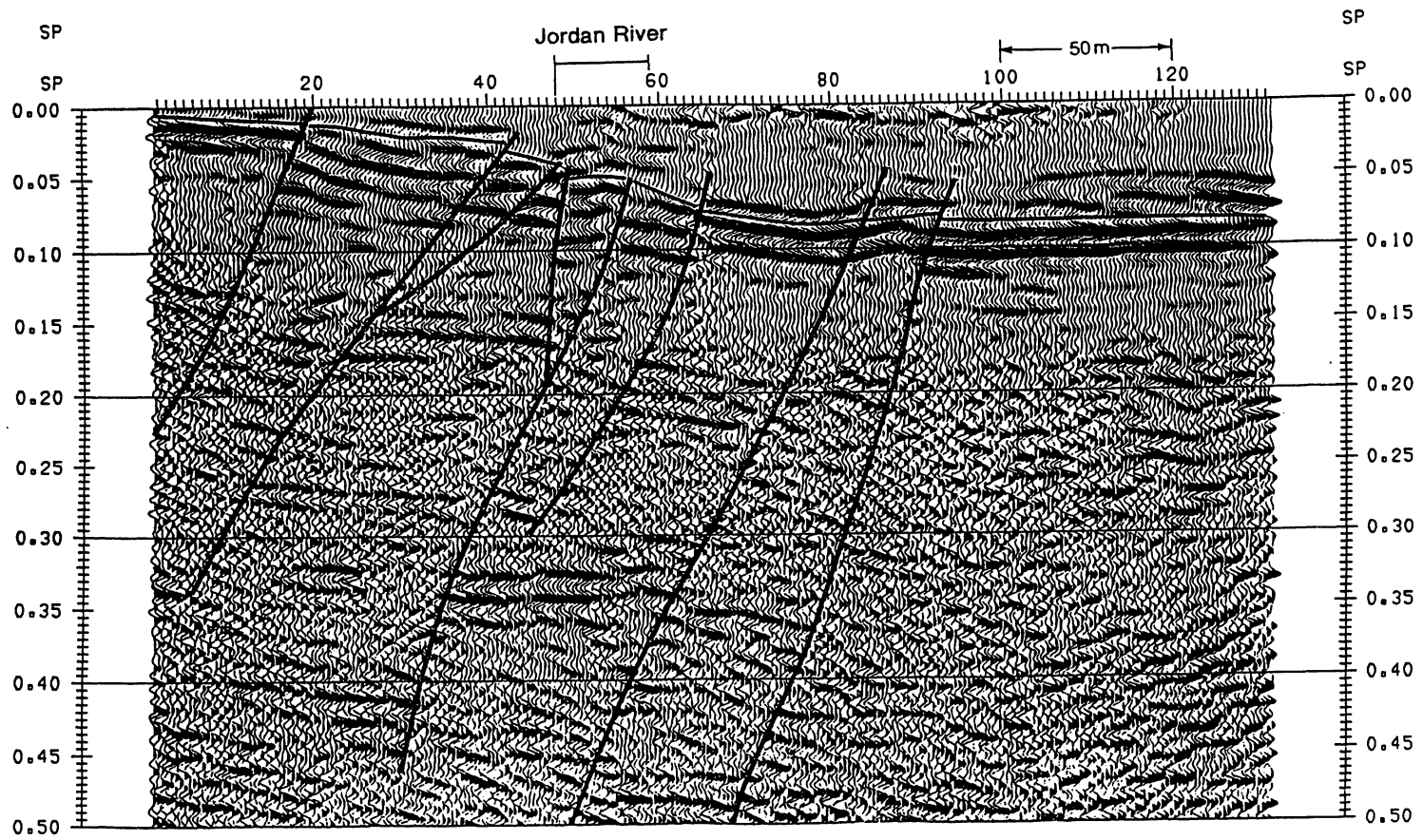
164800

978400

THICKNESS OF THE UPPER LAYER (m.)

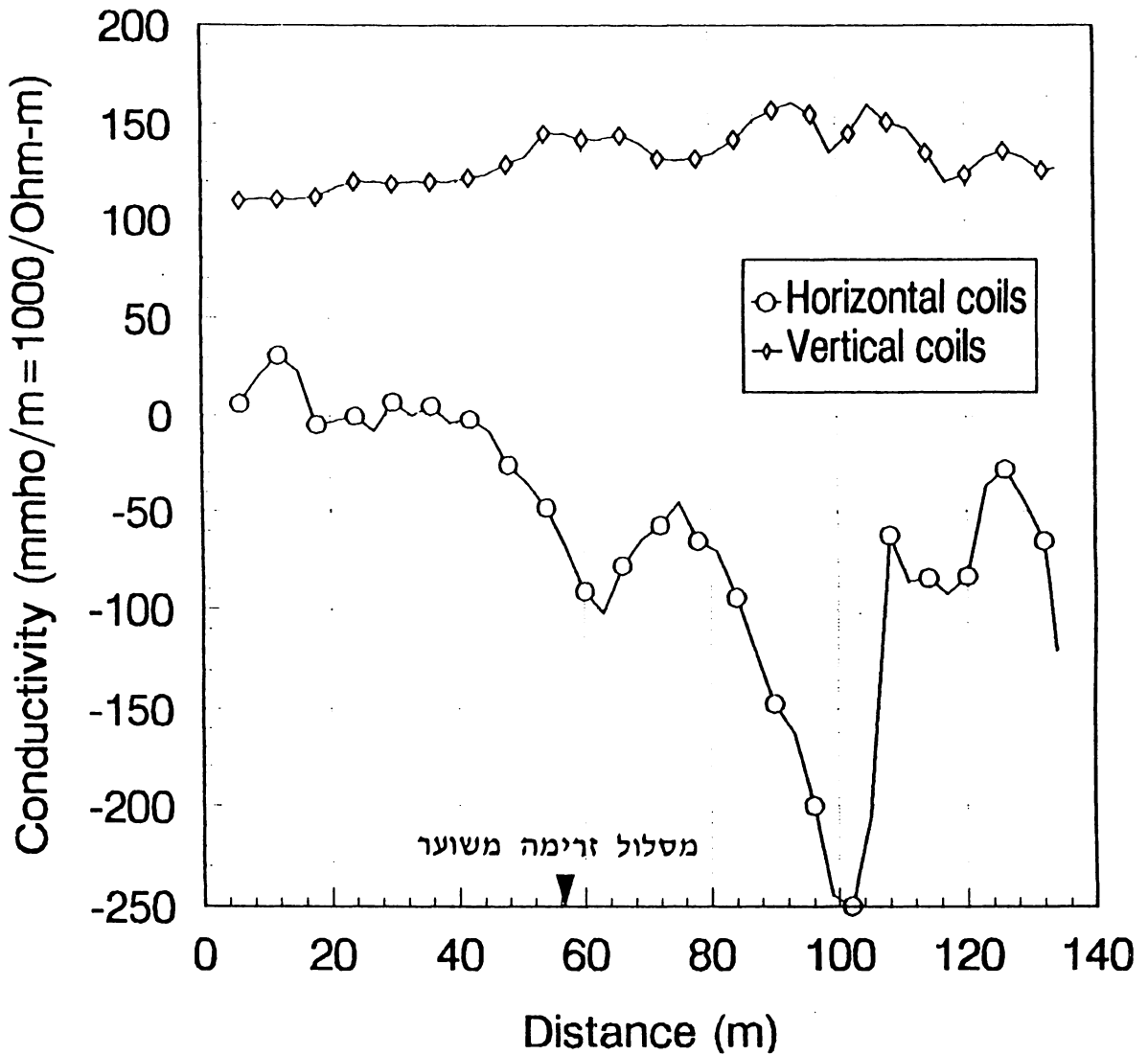


שרטוט מס' 2. מפת איוופד; עובי קרקע מעל סלע. בוצע במסגרת תכנון גשר
באמצעות רפרקציה סייסמית.



שרטוט מס' 3. חתך רפלקציה בהפרדה גבוהה, בוצע

FDEM PROFILE 003 (Newe-Zohar)



שרטוט מס' 4. מדידות FDEM באזור שפך זהר.

- Beyth, M., Stern, R., Altherr, R., Peltz, S., and Heimann, A., 1994b. Petrochemistry of doleritic dykes from Mount Timna, southern Israel: implications for plate tectonic setting. *Geol. Surv. Curr. Res.* 9: 24-26.
- Eyal, Y. and Reches, Z., 1983. Tectonic analysis of the Dead Sea Rift region since the Late Cretaceous based on mesostructures, *Tectonics*, 2: 167-185.
- Friz-Topfer, A., 1991. Geochemical characterization of Pan-African dyke swarms in southern Sinai: from continental margin to intraplate magmatism. *Precambrian Research*, 49: 281-300.
- Marco, S., Ron, H., Matthews, A., Beyth, M. and Navon, O., 1993. Chemical remanent magnetism related to the Dead Sea Rift: Evidence from Precambrian igneous rocks of Mt. Timna, southern Israel. *J. Geophys. Res.* 98: 16,001-16,012.
- Schurmann, H.M.E., 1966. *The Precambrian Along the Gulf of Suez and the Northern Part of the Red Sea*, E. J. Brill, Leiden, Netherlands, 404 pp.
- Shafranek, D., 1978. Dykes in the south eastern part of the Precambrian massif of Sinai, The Hebrew Univ. of Jerusalem, (in Hebrew, with English summary), M.Sc. thesis, 99 pp.,
- Shpitzer, M., Beyth, M., and Matthews, A., 1992. Igneous differentiation in the Late Precambrian plutonic rocks of Mt. Timna. *Isr. J. Earth Sci.*, 40: 17-27.
- Stern, R. and Gottfried, D., 1986. Petrogenesis of a Late Precambrian (575-600 Ma) bimodal suite in Northeast Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92: 492-501.
- Stern, R. and Voegeli, D.A., 1987, Geochemistry, geochronology and petrogenesis of Late Precambrian (590 Ma) composite dyke from the Northeastern Desert of Egypt. *Geol. Rundsch.*, 76: 325-341.
- Vail, J.R., 1970. Tectonic control of dykes and related irruptive rocks in eastern Africa, In: T.N. Clifford and I.G. Gass (Editors), *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 337-354
- Zlatkine, A. and Wurzbarger, U. 1957. Eruptive rocks of Timna (Negev), *Bull. Geol. Surv. Isr.*, 14: 41 pp.

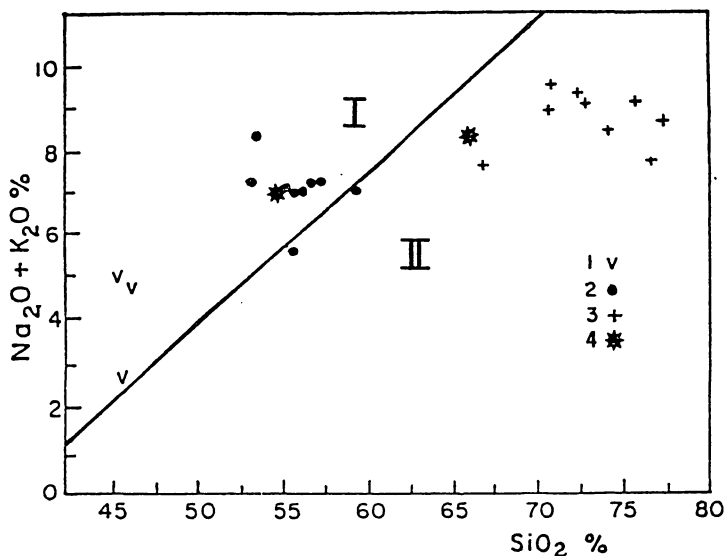


Fig. 5. Total Alkali vs. silica (TAS) diagram showing the distribution of Mt. Timna dyke rocks in alkaline (I) and subalkaline (II) fields. 1-dolerite; 2-andesite; 3-rhyolite; 4-the two components of the composite dyke of stop 11.

REFERENCES

- Baer, G. and Beyth, M., 1990. A mechanism of dyke segmentation in fractured host rock. In: A. J. Parker, P. C. Rickwood, and D. H. Tucker (Editors), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, pp. 3-11, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Baer, G., Eyal, Y., Eyal, M., Weinberger, R., Beyth, M., Becker, A., Summer, N.S., and Teutsch, N., 1995. Early Cretaceous radial dykes and sills in Makhtesh Ramon and Precambrian dyke swarms in the Timna and Elat areas, southern Israel. In: Heimann, A. and Baer G. (Editors), *Dykes in Israel and their tectonic and magmatic setting*, Third International Dyke Conference, excursion guidebook, 79-146.
- Bentor, Y.K., 1961. Petrographical outline of the Precambrian in Israel. *Bull. Res. Council. Isr., Sect. G*, 10, 19-63.
- Beyth, M., Henkel, J., and Geerken, R., 1993. Applying image processing techniques and reflectance measurements combined with detailed field work for analysing TM data of an arid area, southern Israel and southern Jordan. *Geol. Surv. Israel Report, GSI/25/93*. 29 p.
- Beyth, M. and Peltz, S., 1992. Petrology and major element geochemistry of dykes at Har Timna, southern Israel. *Geol. Surv. Report GSI/13/92*, 36 p.
- Beyth, M., and Reichman, T., 1996. The age of the quartz monzodiorite, the youngest plutonic intrusion in the Timna Igneous Complex. *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Elat* (abstract).
- Beyth, M., Shpitzer, M., and Matthews, A., 1990. The magmatic rocks of Mt. Timna. *Geological field excursions in the Elat area*, *Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting*, 27-33 (In Hebrew).
- Beyth, M., Stern, R., Altherr, R. and Kroner, A., 1994a. The Late Precambrian Timna igneous complex, Southern Israel: Evidence for comagmatic-type sanukitoid monzodiorite and alkali granite magma. *Lithos*, 31: 103-124.

Stop 8: Quartz monzodiorite intruding the porphyritic granite

A quartz monzodioritic body, which contains xenoliths of all the abovementioned plutonic rocks intrudes the calc-alkaline porphyritic granite. This intrusion is younger than a N-S trending rhyolite/andesite dyke, but older than the ENE-trending dykes (which were dated in Egypt as 590 Ma (Stern and Voegeli, 1987)). According to a modal analysis this quartz monzodiorite has an affinity to granodiorite. The age of the quartz monzodiorite is 599 Ma (Beyth and Reichman, 1996).

Stop 9: A young ESE-striking dextral fault

Three generations of young faults were mapped in Mt. Timna. NW-striking normal faults are cut by the NE-striking sinistral fault of Nahal Alakhson (Fig. 1); this fault is cut on the NE margin of Mt. Timna by an ESE-striking dextral fault which belongs to the youngest faulting phase in the region and probably crosses the Dead Sea rift. In this station two basaltic-andesitic dykes are seen displaced dextrally by about 100 m along this fault (Beyth et al., 1993).

Stop 10: An ENE-striking dyke swarm along the northern boundary fault of Mt. Timna

An ENE-striking dyke swarm is exposed along the main Timna Park road, close to its junction with the Arches road. The swarm consists of 10 - 20 individual dykes, 0.2 - 8 m thick. The swarm is confined to a distance of about 100 m of an ENE-striking fault along which the TIC was uplifted relative to the Cambrian sedimentary rocks (Fig. 1). The fault is thus younger than the Precambrian rocks, and is probably of Tertiary age, related to the Dead Sea Rift. However, the close association between the dyke swarm and this fault suggests that the fault was also active during the Late Precambrian, and was rejuvenated later.

Stop 11: An ENE-striking composite dyke, east of Solomon's Pillars

The dyke is composed of a rhyolitic core and andesitic margins. The contact between the two units is diffusive, suggesting that the two were formed contemporaneously. A few hundred meters northeast of this stop the two units split to a rhyolitic dyke with andesite on one margin and a separate andesitic dyke. All other composite dykes in Timna are also rhyolitic at their cores and andesitic at their margins (Fig. 5). In some cases the contacts are diffusive, as they are here; in other cases the rhyolites show intrusive contacts into the andesites; locations where andesitic dykes crosscut the rhyolites are also found. These variable relationships suggest that the two rock types are of the same age, and were most likely formed from a common parent magma by fractional crystallization.

Stop 3: The northwestern termination of section 4

Section 4 terminates about 200 m upstream (Fig. 3a); the next section of the dyke (section 3) strikes N60°E, and is 1.5 to 10 meters thick (Fig. 2). The transition between the two sections is characterized by a zone of highly zigzagging dyke walls. The strikes of the individual wall segments at this location are grouped into the two orientation populations mentioned above, plus a population of roughly N-striking walls. Reconstruction of the walls of this section to their preintrusion position by matching an andesitic dyke on both sides of the doleritic dyke entails dilation normal to the NW striking dyke walls only, with no shear component.

Stop 4: Observation point north of the doleritic dyke

About 700 m north of stop 3, we reach an observation point over Mt. Timna and the surrounding areas. To the NE is the Dead Sea Rift; to the north, in a downfaulted block, the prominent rock type is an altered olivine-norite with a green lawn-like color. A pink ENE-striking rhyolitic dyke, forming a conspicuous ridge, cuts the northern part of the olivine-norite outcrop. The olivine-norite is surrounded by grey diorite and monzodiorite and further to the NE, by pink alkali syenite. Calc-alkaline porphyritic granite (yellowish) intruded by N-striking rhyolitic dykes is seen in the NW. A small outcrop of Early Cambrian sandstone is seen overlying the Late Precambrian peneplain unconformably.

Stop 5: Altered olivine-norite

The altered olivine-norite outcrop is located about 300 m north of stop 4, in the downfaulted block. Its general appearance is of yellow stains in a greenish matrix. The stains are interbedded chlorite and smectite; the green matrix is composed of well-crystallized chlorite, with minor talc. A paleomagnetic study (Marco et al., 1995) shows that the alteration of the olivine norite is of Tertiary age, most likely related to hydrothermal processes at the Dead Sea Rift margins. Copper mineralization in altered amphibole-monzodiorite is found at the southern margins of this outcrop.

Stop 6: Amphibole monzodiorite and fresh olivine-norite

About 100 m from the previous stop, along the main trail, large amphibole anhedral crystals (a few cm in size) are observed within the monzodiorite host rock. Downslope one may also observe exfoliated boulders of olivine-norite in an altered matrix.

Stop 7: Propagation and flow indicators in ENE-striking dykes

About 300 m NW of the previous stop, within a narrow gorge, several ENE-striking rhyolitic and andesitic dykes are exposed. Steps and vertical terminations in the andesitic dykes suggest subhorizontal propagation. Corrugations in the form of subhorizontal fingers and grooves are observed along the rhyolitic dyke, at its contact with an andesitic dyke. These fingers are interpreted as indications of marginal magma flow directions. The two dykes seem to be composite, however, the flow structures along the rhyolitic dyke indicate a slight time difference between the emplacement of the two.

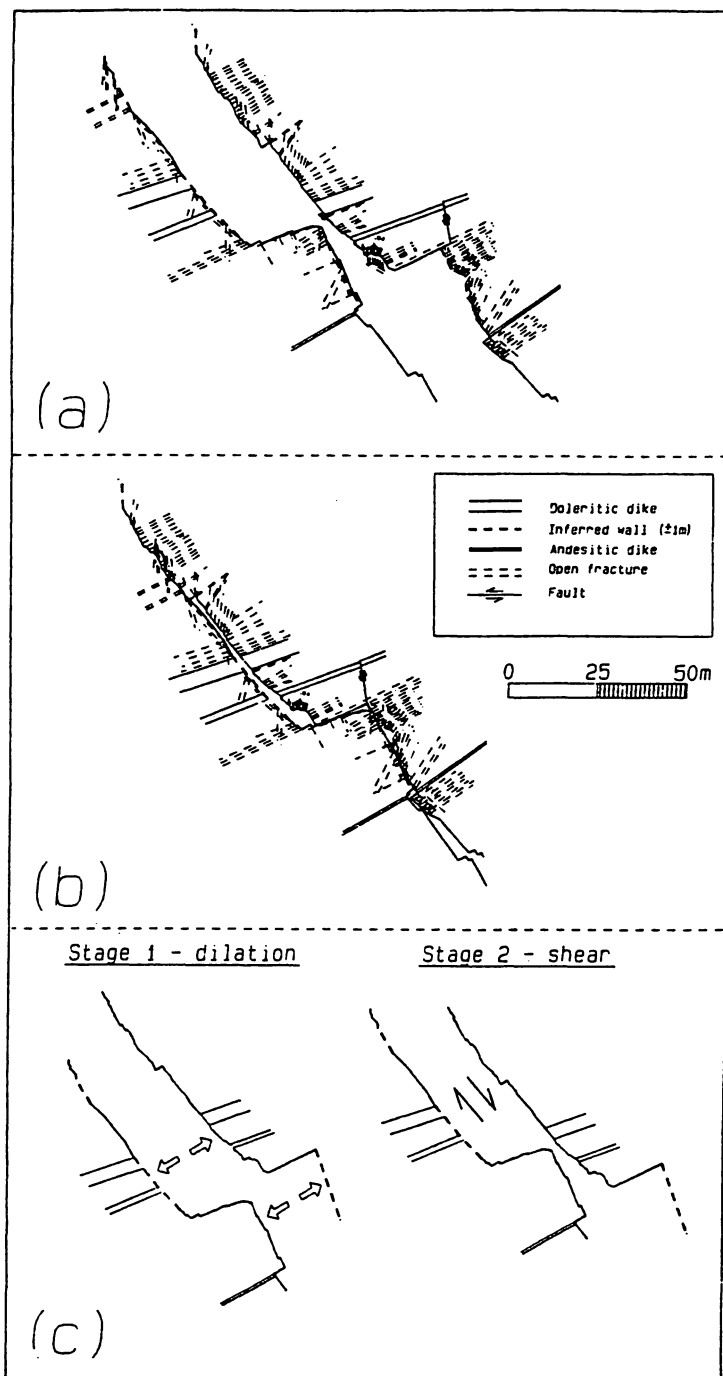


Fig. 4. Detailed map of the central part of section 4 of the doleritic dyke showing the relations between the dyke walls and adjacent structures. (a) Walls at present geometry. (b) Reconstructed to the preintrusion position. (c) Two stages of wall displacement: stage 1, wall-normal dilation; stage 2, wall-parallel shear.

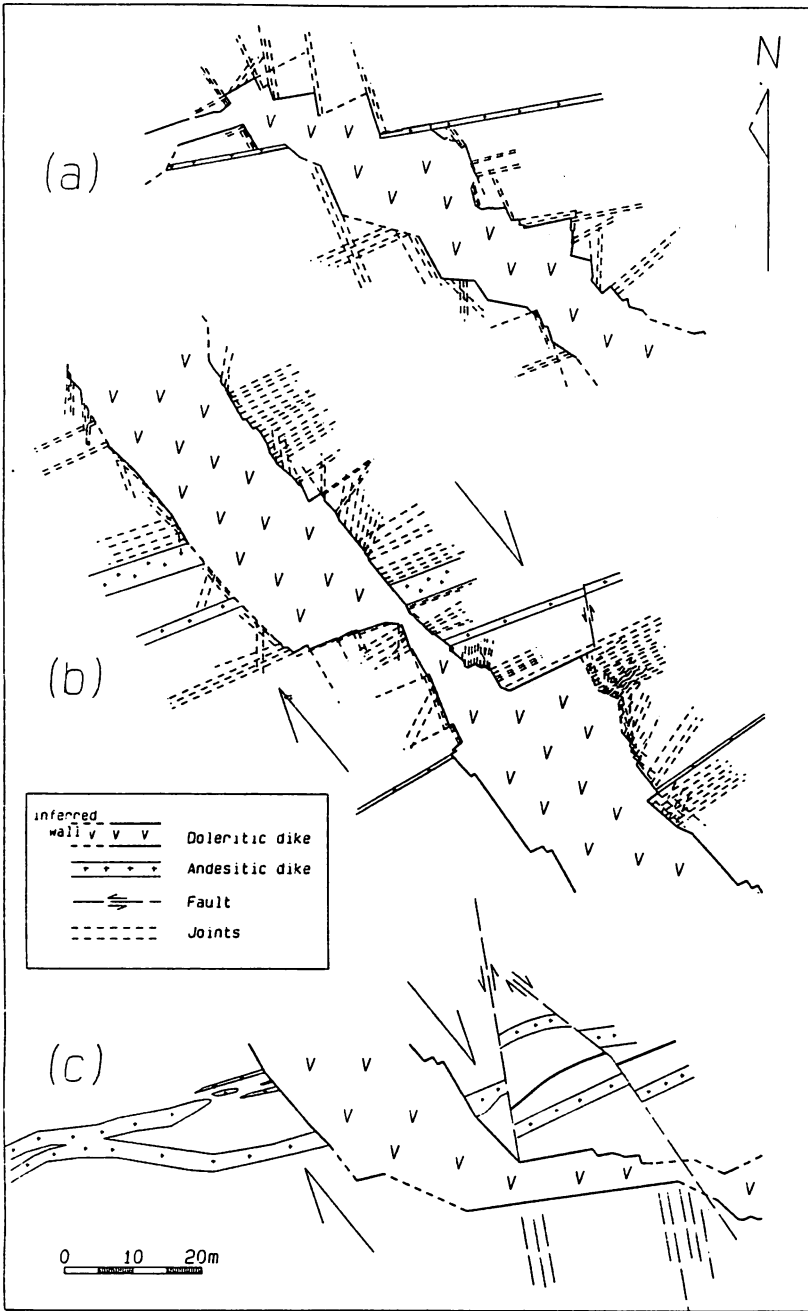


Fig. 3. Maps showing the field relations between the dyke walls and adjacent structures in sections 4 and 5. (a) Northwestern end of section 4. (b) Central part of section 4. (c) Section 5 and southeastern part of section 4.

similarly abundant close to the andesitic dykes as away from them. The shorter wall segments of the doleritic dyke form along these joints and along the walls of the andesitic dykes. Half way up section 4, the dyke narrows abruptly to about 5 meters; the thickness change occurs along an ENE-striking wall segment (Fig. 3b). Twenty meters upstream, the dyke widens back to about 25 meters. The thickness change is again associated with a 20 m long ENE-striking wall segment. A pair of andesitic dykes is seen along the northeastern doleritic dyke wall. These dykes are dextrally displaced by about 20 meters, and are observed upstream in the southwestern wall. Reconstruction of the walls of section 4 to their preintrusion position (Fig. 4a, b) by matching the two andesitic dykes on both sides of the doleritic dyke entails dilation normal to the NW-striking dyke walls, followed by dextral shear along these walls (Fig. 4c). The absence of shear structures along other sections of the dyke, and the occurrence of other $N40^{\circ}W$ striking right-lateral faults in Timna, which have been correlated with the Tertiary Dead Sea stress field (Eyal and Reches, 1983), suggest that the shear could be due to young faulting unrelated to dyke emplacement.

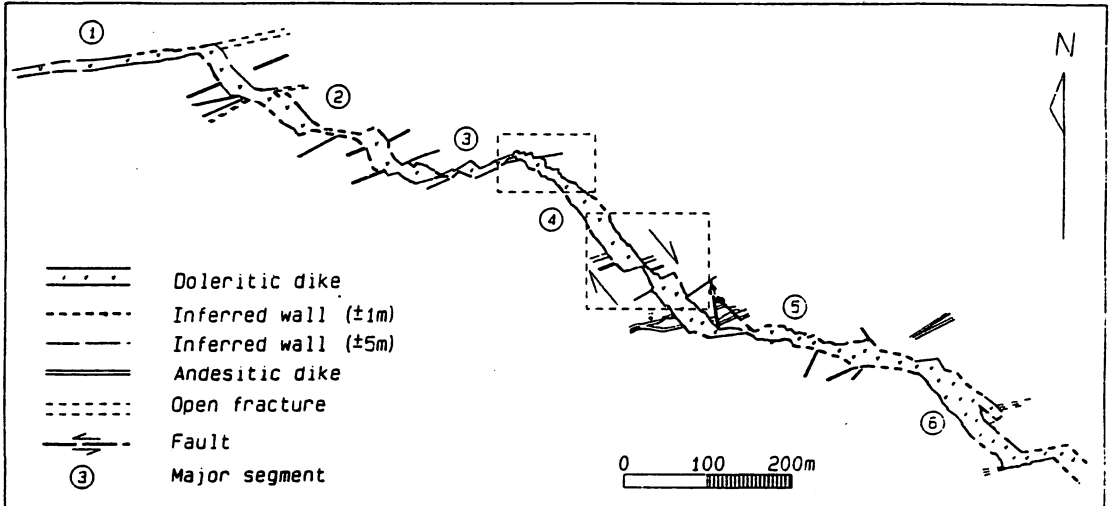


Fig. 2. A map of the southeastern part of the NW-trending doleritic dyke.

The ENE-trending rhyolitic and andesitic dykes are about 590 Ma old (Stern and Gottfried, 1986), are characterized by high-K affinities, and are chemically volcanic-arc type, similar to the A-type granite. Geochemically, the andesitic dykes range from basaltic andesite to trachyandesite and as they are enriched in K, some may be classified as shoshonite and latite. The doleritic dyke is 543 Ma old, transitional between alkali basalt and tholeiite and is rich in Ti, Nb, and Ta. On a "spider diagram", the patterns of the doleritic dyke show no depletion in Nb (Beyth et al., 1994b), such as are commonly found for other dyke rocks from the TIC and elsewhere in the Arabian Nubian Shield (Friz-Topfer, 1991). When plotted on a tectonic discriminant diagram, it lies within the intraplate field. Thus, the Mt. Timna dykes probably indicate transformation of the subcontinental mantle from an arc-like geochemical signature to an intraplate signature.

EXCURSION STOPS

The excursion to Mt. Timna includes a traverse by foot from south to north (stops 1 to 9), crossing the main dyke swarms and host rock suites. The excursion focuses on the relationships between the major dyke swarms, the mechanics of dyke emplacement in fractured rocks, and on the country rocks and the young faults in the region. Stops 10 and 11 will be reached by bus.

Stop 1: Section 5 of the doleritic dyke

The doleritic dyke is about 2.3 km long; only its southeastern part (1.4 km long) was studied in detail due to poor exposures elsewhere (Baer and Beyth, 1990). The general trend of this portion is N60°-70°W and it can be divided into six major sections (Fig. 2): sections 2, 4 and 6 which strike N30°-50°W and sections 1, 3 and 5 which strike N60°-85°E. Dyke thickness varies from 1.6 m to 32 m; the greater thicknesses correspond to the NW striking sections.

Climbing up a narrow wadi from the water pools of the Timna copper mine, we cross a few ENE-striking andesitic dykes and reach section 5 of the doleritic dyke (Fig. 3c). The host rock is alkali granite. The strike of the doleritic dyke here is N80°E, and its thickness varies from 4 to 8 meters. The dyke rock is weathered and the host rock walls at the contacts with the dyke are covered by a brownish-black crust that facilitates the identification of the contacts. Subhorizontal slickenside-like striations are seen on some of these walls. The dyke contact is composed of individual wall segments of two major orientations: long walls striking N80°E, and short walls striking N40°W.

Stop 2: Thickness variations within section 4

Section 5 terminates westwards (upstream), where the strike of the dyke changes abruptly to N40°W (Fig. 3). The dyke thickness also changes markedly and is about 25 meters from this point northwestwards. Several points should be noticed while walking upstream along this section of the dyke: (1) The doleritic dyke crosses several N50°-70°E striking andesitic dykes and one composite dyke (rhyolitic center and quartz-latitic margins), which dip to the SE. (2) The doleritic dyke walls are zigzagged, forming tens of short wall segments, grouped into similar orientation populations as in section 5, only that in section 4 the longer walls strike N20°-60°W, whereas the shorter walls strike N50°-90°E. (3) The ENE-striking dykes are accompanied by parallel joints, that are

GEOLOGICAL MAP OF HAR TIMNA M. BEYTH

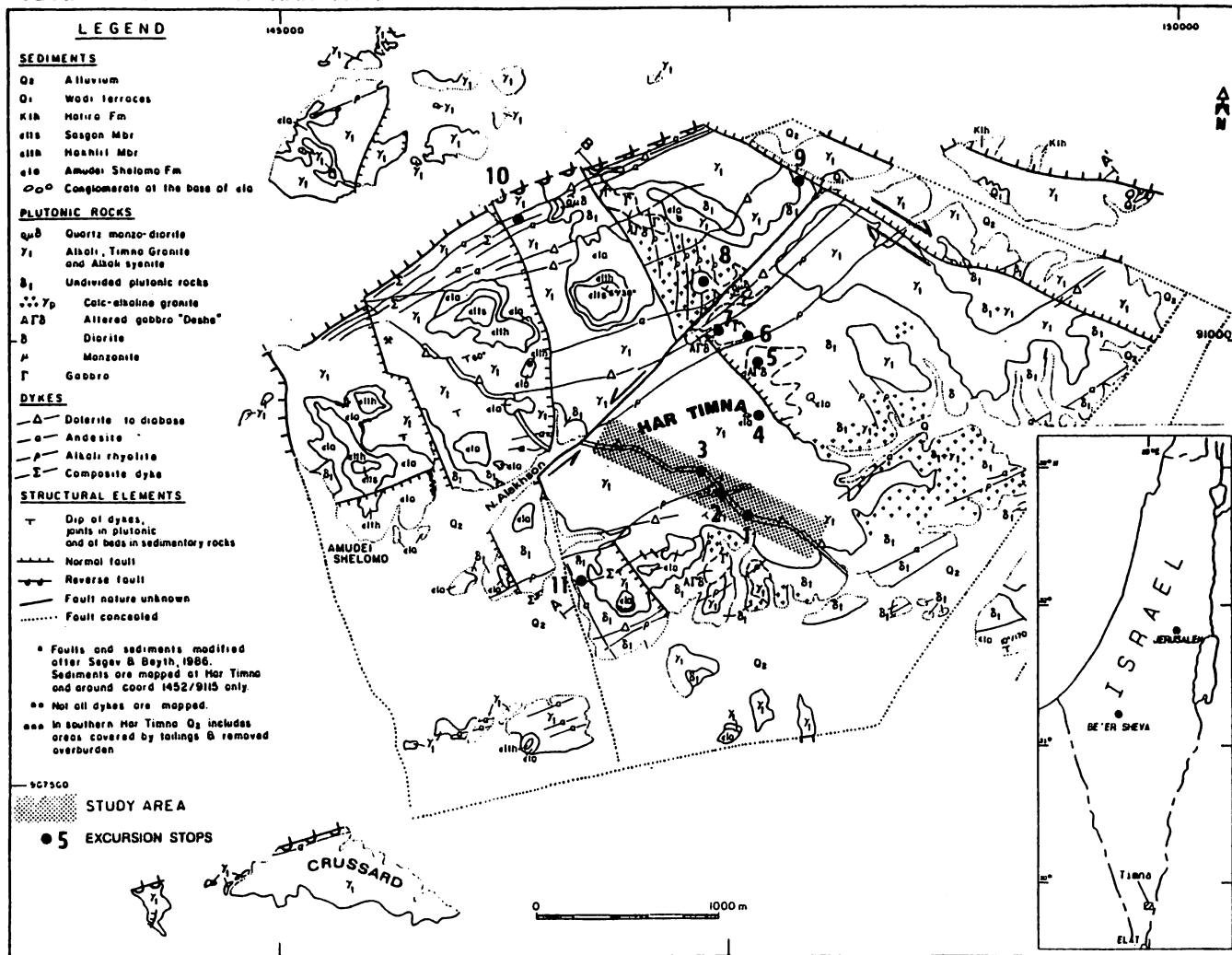


Fig. 1. Location map and excursion stations, Mt. Timna (modified after: Beyth et al., 1990; Beyth et al., 1993).

THE TIMNA IGNEOUS COMPLEX

FIELD TRIP E

G. Baer and M. Beyth

Geological Survey of Israel, Jerusalem, 95501

This guide is an update of the 1990 GSI meeting excursion guide (Beyth et al., 1990) and is based mostly on the 1995 Third International Dyke Conference, post-conference excursion guide (Baer et al., 1995).

Introduction

Mount Timna is an uplifted block at the western margin of the Dead Sea Rift (Fig. 1), exposing plutonic and hypabyssal rocks of Late Precambrian age. The block is bounded by faults and is also crossed by several NW, ENE, and E trending faults. The Timna Igneous complex (TIC) marks the NE edge of the Arabian-Nubian Shield (ANS), and was formed during the last stages of shield evolution (620-540 Ma) when the region was subjected to an extensional phase, accompanied by potassium rich, bimodal magmatism (Stern and Gottfried, 1986). Plutonic rocks in Timna include alkali and calc-alkali granites, syenite, monzodiorite, diorite, and olivine-norite (Bentor, 1961; Zlatkine and Wurzbürger, 1957; Beyth et al., 1994a). Hypabyssal rocks include rhyolitic, andesitic, and doleritic dykes (Beyth and Peltz, 1992), arranged in three dominant systems of decreasing relative age: N-trending rhyolites and andesites, ENE-trending rhyolites and andesites, and NW trending dolerites. Dykes of the two older systems, and in particular, the ENE trending dykes, are relatively thin (< 10 m) and form regional swarms, while the younger dolerite is relatively thick (ca 30 m) and does not form a swarm. All three systems are abundant in other Precambrian outcrops south of Timna, in the Elat and Sinai regions (e.g., Shafranek, 1978), and extend as far west as the Eastern Desert in Egypt (Schurmann, 1966), and as far east as northern Saudi Arabia (Vail, 1970).

Geochemical, geochronological and isotopic studies (Beyth et al., 1994a) suggest that the alkali granite was formed 610 Ma ago by fractional crystallization from a monzodioritic magma in a magmatic cell, located within the 625 Ma old porphyritic granite. The monzodiorite and the andesitic dykes of the TIC are mantle-derived and have a REE pattern and other chemical characteristics similar to the Dokhan andesites from northeastern Egypt and the Archean sanukitoids from Canada. The alkali granite, like the rhyolitic dykes is a typical post-orogenic, borderline A-type granite with a strong negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.058-0.38$), ϵNd (610 Ma) of +3.9 and high potassium (4.68-6.6%). The porphyritic granite is an I-type granite with a small positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.02-1.16$) and ϵNd (625 Ma) of +5.6 to +5.9 which is significantly different from those of the alkali granite and monzodiorite.

A younger body of quartz monzodiorite, which contains xenoliths of all the abovementioned plutonic rocks was mapped at the center of the TIC (Shpitzer et al., 1992). This intrusion is younger than a N-S trending rhyolite/andesite dyke, but older than the ENE-trending dykes. According to a modal analysis this monzodiorite has an affinity to granodiorite. Age determination of the quartz monzodiorite by single zircon $^{207}Pb/^{206}Pb$ evaporation analysis (14 grains) yields 599.3 ± 2.0 Ma. This age was interpreted as the age of the intrusion (Beyth and Reichman, 1996).

- Le Maitre, R. W. (ed), 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publ., London, 193 pp.
- Newhall, C. G. and Melson, W. G., 1983. Explosive activity associated with the growth of volcanic domes. *J. Volc. Geoth. Res.*, 56:175-203.
- Peltz, S. and Eyal, M., 1992. Volcanology and petrology of the Ramat Yotam Caldera. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/10/92*, 44 pp.
- Peltz, S. and Eyal, M., 1994. Ash flows and cooling units associated with the Garof Tuff Member. Ramat Yotam Caldera, Elat, southern Israel. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/14/94*, 44 pp.

REFERENCES

- Bentor, Y. K., 1985. The crustal evolution of the Arabo-Nubian Massif with special reference to the Sinai Peninsula. *Precambrian Res.* 28: 1-74.
- Bentor, Y. K. and Vroman, A., 1955. The geological map of the Negev. 1:100,000, Sheet 24: Elat. *Isr. Geol. Surv.*
- Bentor, Y. K. and Eyal, M., 1987. The geology of southern Sinai, its implication for the evolution of the Arabo-Nubian Massif. *Israel Acad. Sci. Humanities, Jerusalem*, 484 pp.
- Bielski, M., 1982. Stages in the evolution of the Arabian-Nubian Massif in Sinai. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 155 pp. (in Hebrew, English abstr.).
- Druckman, Y., Weissbrod, T and Garfunkel, Z., 1993. Geological Map of Israel. Sheets Yotvata and Elat, scale 1:100,000. *Isr. Geol. Surv.*
- Eyal, Y., 1973. The tectonics of the Shelomo and Yotam grabens, Elat, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 22:165-184.
- Eyal, M., Bartov, Y., Shimron, A.E. and Bentor, Y.K., 1980. Sinai geological map, scale 1:500,000. *Geol. Surv. Isr.*
- Eyal, M. and Peltz, S., 1992. Evolution of the Ramat Yotam Caldera. *Isr. Geol. Soc., Ann. Meet., Abst.*, pp. 39-40.
- Eyal, M. and Peltz, S., 1994. The structure of the Ramat Yotam Caldera, southern Israel: A deeply eroded ash-flow caldera. *Isr. J. Earth Sci.* 43:81-90.
- Garfunkel, Z., 1970. Tectonics of the western margins of the southern Arava. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 204 pp. (in Hebrew, English abstr.).
- Garfunkel, Z., 1980. Contribution to the geology of the Precambrian of the Elat Area. *Isr. J. Earth Sci.*, 29:29-40.
- Gass, I. G., 1977. The evolution of the Pan-African crystalline basement in N.E. Africa and Arabia. *J. Geol. Soc. London* 134: 129-138.
- Irvine T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8: 523-548.
- 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 implication for crustal accretion rates. *Geology* 18:545-548.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: H. H. Hess and A. Poldervaart (eds), *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, Vol. 2.* Interscience, New York, pp. 623-688.

We reach stop 5 by bus following the road from the Container Farm Elat to Mizpe Elat, about 1.2 km (Fig. 1).

Stop 5. Compact and vesicular rhyolite. The northwestern corner of the Mizpe Elat volcanic dome (MEVD).

Though most of the MEVD was covered by clastic deposits of the subsequent explosive phase, little of their original surface morphology was preserved. Thus we have the opportunity to examine the top vesicular zone of the lava dome and the transitional layers to the compact rhyolite. In thin section the rock is pheno-andesitic with a devitrified matrix and sporadic phenocrysts and microcrysts of plagioclase. The chemical analysis (P-1303 in Table 1) and the plot in the TAS diagram (Fig. 7) reveal a rhyolitic rock.

The contact between the vesicular and the dense zone is often sharp. The top vesicular zone is a sequence of alternating millimetric layers of compact brownish-grayish rhyolite with vesicular or amygdular layers. Gas cavities are frequently elliptical, others have been flattened by flow. Maximum vesicle diameter is approximately 20 mm.

The abundance of gas cavities varies markedly within the dome. Eastward, in the central part, the spongy rhyolite consists of more spherical vesicles which are of increased size (up to 2-3 cm diameter). Some of them are filled with quartz (initial opal) and calcite.

The vesiculation is the result of the growth and rise of gas bubbles in the upper zone of the viscous rhyolitic dome. The presence of a vesicular rim reveals the importance of gases in the latest stage of the evolution of the MEVD. It also reveals that the viscous lava reached the surface. It's difficult to state (Williams, 1932 in Newhall and Melson, 1983), if the dome grew by extrusion and piling up of multiple viscous lava flows (exogenous) or by expansion from within (endogenous), or if there are gradations between the two types.

Stop 6. Southern Hatabor Hanozel volcanic area lookout.

From the location of stop 5, looking north we see the northernmost part of the Yotam Graben and the Hatabor Hanozel extracaldera area. Exposed on the southern slope of the hill is the complete volcanic section, about 100 m thick. The changes in lithology from base to the top, which are beautifully revealed by changes in the color of the different deposits, will be discussed here.

Stop 4. Exposures of Garof Tuff, megafiamme-rich and lithic-rich, inside the RYP

a. Garof Tuff, megafiamme-rich

In an excavated outcrop on the northwestern slope of the "Observatory hill" the Garof megafiamme-rich ignimbrite is clearly seen. The brownish colored tuff exhibits typical eutaxitic structure, and fluidal-eutaxitic and rheomorphic microstructure (stretching, molding, double molding). It commonly contains megafiamme (10-20% of the rock) with beautiful fray-like (fiamme') ends. Its length is commonly 12-20 cm but a few "super megafiamme" 60 cm in length (P-350 in Tab. 1) are also present. The microscopic study reveals a dense glassy material completely devitrified, with a few plagioclase crystals. The internal pumice structure was eliminated, yielding a platy texture, in places with frayed ends; it exhibits a large devitrified matrix, and sporadic euhedral plagioclase phenocrystals (0.5-3 mm in diameter). The matrix of the tuff is completely devitrified, consisting of microgranular aggregates of quartz and feldspar; plagioclase (An₁₀₋₃₀) dominates forming subhedral laths. Fragments of alkali feldspar, quartz and opaque crystals as well as the accessory zircon are common. The matrix is crystal-enriched compared to the collapsed pumices (fiamme).

b. Garof Tuff, lithic-rich

The stop is located on the southern slope of the CFH, about 1 km north of location 4a (Fig.1).

The tuff encountered in the CFH area exhibits structural-textural peculiarities similar to those of the fiamme-rich ignimbrite, but differs in its abundance (60%) of the lithic fragments which frequently reach more than 15 mm in diameter. Petrotypes of the lithics are: 1) volcanic rocks (60%): vitrophyre fully opacified, latite andesite, andesite, pyroxene-hornblende andesite, 2) subvolcanic rocks (27%), namely microgranular andesites; 3) gneiss, granitic gneiss, quartz monzodiorite, monzonite and diorite (13%). Note the sporadic presence of clasts (1-4 mm) representing air-fall tuffs of the Shelomo phase (vitric tuff and crystal-lithic tuff). Also note the open cavities within the fiamme and matrix, the high vesicularity and the high vapor-phase mineralization of the whole rock.

These ignimbrites so rich in lithic fragments constitute the lower part of the CFH volcanic section. The upper part is a welded fiamme-rich tuff, exhibiting a medium degree of devitrification, vesiculation and vapor-phase mineralization. A rhyolitic dyke cuts the ignimbritic sheet (P-774 in Tab. 1).

a partially hydrated matrix including perlitic cracks; the core comprises: a) country rocks, namely pyroxene andesite, basaltic andesite, leucoandesite, latite and diorite, indicating precaldera magmatism within the caldera itself; b) granite and gneiss from the basement; c) an association of massive quartz, chalcedony and calcite mixed with various amounts of hematite and goethite, deposited from the hydrothermal solutions. Reddish-brown banded quartz also occurs in the rims of the ejecta. Fractures and cavities filled with quartz and chalcedony are common.

2) the perlitic ash-flow tuffs, spatially and genetically closely related to the vent. The hydration of the glassy components was due to mineralized fluids active in the vent area. As a consequence, favorable conditions occurred for the contraction of silicic glass and for the generation of spheruloidic concentric (onion-like) cracks. The perlitic tuffs are commonly of a brown color with a reddish shade when enriched by goethite and limonite. The perlitization increases progressively towards the central vent area. The pearls surround the lithics, inside the fiamme, and the matrix. SEM study revealed that after the hydration, precipitation of silicic material associated with Zr, P and Ce took place in the pore spaces created.

Hydrothermal alteration was accompanied by enrichment in Cu (80-125 ppm), Pb (127-138 ppm) Zn (151-188 ppm)(arithmetical means in unaltered STM: Cu=17ppm; Pb=31 ppm; Zn=57 ppm; for more data consult Peltz and Eyal, 1992). If common hydrothermal metallic minerals existed, they were leached by secondary processes. The abundance of limonite may be considered as an indication regarding the presence of pyrite and/or marcasite. The abundance of Mn minerals impregnating the matrix and as cavity and crack filling reflect the rich content in Mn of some hydrotherms.

From this stop we return to the bus by foot, about 0.4 km, following the track along the slope of the hill. This track offers the opportunity to examine a few representative types of the Garof ignimbrite: 1) brownish welded tuff, microfiamme-rich, highly vesiculated and highly oxidized (major-element analysis of sample P-189, in Table 1); 2) pinkish tuff showing rheomorphic structures, high devitrification and vapor-phase crystallization, open cavities; 3) vitric-crystal tuff representing a rare case in the volcanic section of the GTM. This ignimbrite is interpreted as an air-fall ash elutriated from the eruptive column as a large cloud above the ash flow.

We reach the next stop located inside the CFP (Fig.1), about 2 km further, by bus.

Walking along the arcuate channel of the RFZ toward the west, the relations between the Garof Tuff and the Taba Gneiss can be observed. Note the position of the Taba Gneiss at a higher topographic level compared to the Garof Tuff, as a consequence of the collapse of the Garof Volcano.

As we walk along the RFZ to Stop 2, the floor of the channel exposes the ash-flow components of the STM (P-118, in Table 1).

Stop 2. Lithology and structure of a segment of the RFZ

This stop provides an opportunity to view the lithology and the structure of the RFZ in detail. We see here from SW to NE (Fig. 8): 1) **the outer ring fault zone** marked by a segment about 1.2 m thick of highly powderish argillic-limonitic material; 2) the next segment which is about 15 m thick is **the intra-ring fault zone**, which comprises Shelomo welded tuff locally perlitized with hydrothermal veins (quartz and calcite). Inside the intra-ring fault zone there is a narrow elliptic area 10/1.5 m with Shelomo ignimbrite, highly brecciated, crushed to a very fine-grained material, and a few vent-ejecta (for more details regarding the vent-ejecta, see the next stop); 3) **the inner ring fault zone** seen on the southern slope of the hill is differentiated by a limonitic segment up to 1.5 m thick, consisting of highly crushed tuff.

Walking northwestward along the RFZ we reach the next stop where we will examine a rare example of explosion breccia of the Taba Gneiss (coarsely brecciated in a 0.5-1 m wide zone). The brecciation may be associated with the eruption vent and the eruption fissure, located in the vicinity (Fig. 4).

Stop 3. Eruption vent and the associated hydrothermal alterations

Here we examine the "EVb" vent, the most representative of the four vents exposed along the RFZ (Fig. 4). The vent is elliptical, 25/12 m. The walls are of perlitic Shelomo Tuff in the western and southwestern part and of Garof Tuff in the northern and northeastern part. The floor is composed of a highly crushed limonitic-argillic material, including vent-ejecta and veins with quartz and calcite.

The following notable aspects will be examined:

1) **the vent-ejecta**, so abundant inside the vent area, are up to 50 mm in diameter and well rounded. They exhibit a concentric texture: the rim comprises a glassy ash-flow tuff with

Stop 1. View of RYC western border

From the southern slope of the RYH at an elevation of 220 m above sea level we can view: a) the actual relief of the inside caldera and extracaldera areas and have an overview of the northwestern corner of the Ramat Yotam Graben; b) in front of us, an arcuate channel representing a segment of the RFZ. Observe the totally different morphology of the Taba Gneiss, the Garof Tuff and the Shelomo Tuff, constituting the two walls of the channel. We descend on the slope of the hill, to the RFZ across the Garof Tuff sheet.

TABLE: Major element analyses of representative samples. Ramat Yotam Caldera and Mizpe Elat (Analyst, Sara Ehrlich, GSI)

Sample	P-112	P-169	P-315	P-350	P-774	P-1303
SiO ₂	75.0	70.5	71.2	70.8	76.9	71.2
TiO ₂	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4
Al ₂ O ₃	12.0	14.0	15.2	15.0	11.3	14.4
Fe ₂ O ₃	3.6	4.8	3.5	3.1	2.2	2.7
MnO	< 0.05	0.06	0.17	0.18	< 0.05	0.15
MgO	0.9	0.4	0.2	0.3	0.4	0.3
CaO	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.5
Na ₂ O	3.3	3.9	5.3	5.7	3.5	4.0
K ₂ O	2.9	4.8	3.9	4.5	3.4	5.9
LOI	1.6	0.9	0.4	0.7	1.2	0.5
Sum	100.0	100.2	100.5	100.9	99.7	100.0

P-112, Shelomo Tuff, the southwestern segment of the RFZ.

P-169, Garof Tuff, the southwestern slope of the RYH.

P-315, Garof Tuff, the northern part of the RYH inside the CFP.

P-350, Garof Tuff, megafiamme, the northern part of the RYH inside the CFP.

P-774, Dyke, the eastern slope of the CFH.

P-1303, Mizpe Elat volcanic dome, the northwestern corner.

The volcanic section of Mizpe Elat and Hatabor Hanozel extracaldera areas

The section includes two units. The lower unit is a rhyolitic volcanic dome, with an exposed thickness of about 50 m. In most of the area the dome was eroded and subsequently covered by rhyolitic volcanoclastics. In a few places a thin bed of mixed sandstone or mixed microconglomeratic sandstone overlies the eroded dome. The upper unit is a volcano-sedimentary complex about 20 m thick at Mizpe Elat and about 60 m at Hatabor Hanozel. This complex comprises alternations of fine and coarse silicic tuffs, volcanic epiclastics and mixed epiclastics. Hatabor Hanozel preserves at the top of the complex about a 30 m thick deposit consisting of rhyolitic welded tuffs and rhyolitic flows.

Parts of the volcanics of the extracaldera areas, namely the rock constituting the domes, are correlative with the Mahzevot and Garof ignimbrites in their respective petrography and chemistry.

CHEMICAL CLASSIFICATION

The total alkali-silica (TAS) diagram classifies the RYC ignimbrites and dyke rocks and the Mizpe Elat and Hatabor Hanozel dome rocks according to the IUGS recommendations (Le Maitre et al., 1989).

The distribution of 40 analyzed samples (analyst, S. Ehrlich) on the TAS diagram indicates that all the rocks plot in the rhyolite field (Fig. 7). The Shelomo tuffs are distributed in part in the subalkaline/ calc-alkaline field, whereas another part occupies the tholeiitic field. The dyke rocks plot in the tholeiitic field. Most of the Mizpe Elat and Hatabor Hanozel rocks show subalkaline and calc-alkaline affinities.

EXCURSION STOPS

We proceed by vehicle from the hotel to the Ramat Yotam Plain, about 3 km westward along the Elat-Mizpe Ramon highway. Continuing southwest along the route to the "Mizbale Elat" about 1.2 km, we arrive at the northeastern corner of the Yotam Hills. We traverse the northern border of the hills in an east-west direction about 1.4 km by vehicle and about 0.4 km on foot and reach the western border of the caldera.

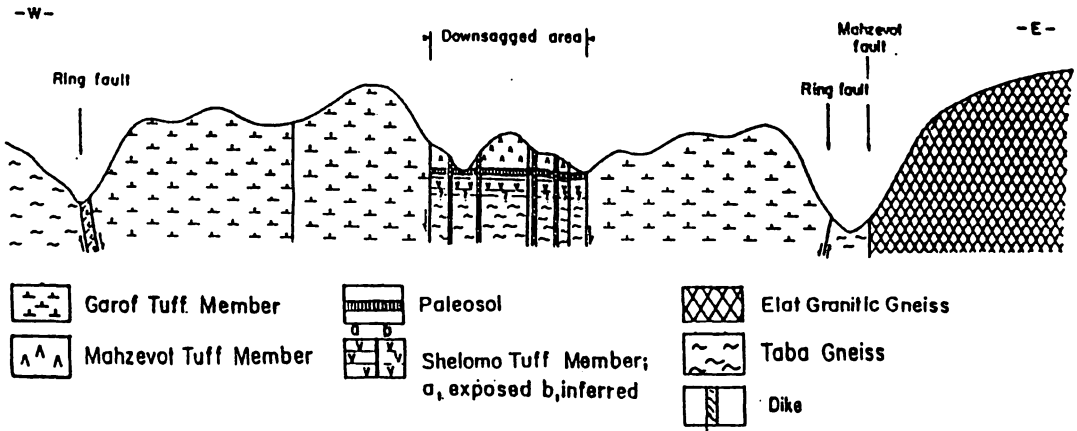


Figure 5. W-E cross-section, near the southern boundary of the Ramat Yotam Caldera, representing the main structural units.

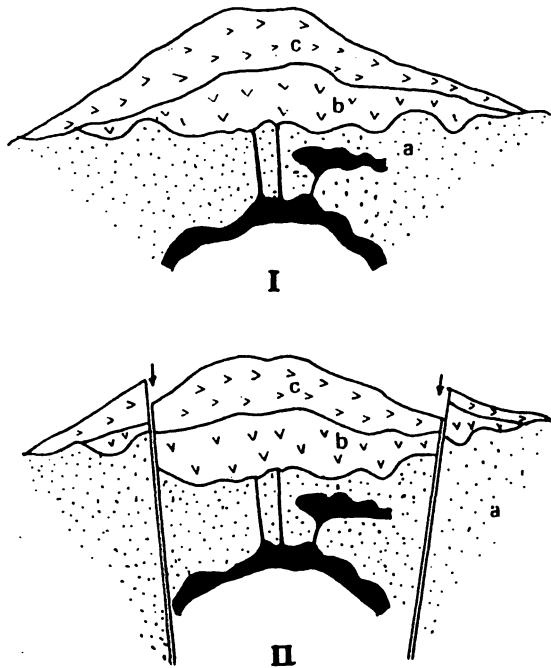


Figure 6. Stages of Ramat Yotam volcanism. I, Precaldera stage; II, Caldera stage: a - prevolcanic basement; b - Shelomo Tuff and Mahzevot Tuff members; c - Garof Tuff Member.

representing volcanic rocks (pre-Garof Tuff volcanism), and also plutonic and metamorphic rocks of the basement. Notably, the volcanic rocks are mainly andesites and latite andesites. Of the lithic fragments, only granite and gneiss are exposed at the surface, around the RYC. All GTM ignimbrites have a completely devitrified matrix. A shard structure of the matrix is evident only in a few cases with cusped, discoidal and lunate aspects. In the case of the more dense welding, platelike shards with parallel alignments are present. Vapor-phase crystals were encountered, filling vesicles of the fiamme and/or matrix. Post-cooling cracks and open cavities are filled with vapor-phase minerals (tridymite and cristobalite actually represented by quartz).

The air-fall tuffs are generally fine-grained, massive rocks. They are composed of fragments of plagioclase and quartz (0.5-1.5 mm), set in a glassy, moderately devitrified matrix.

Alteration of the RYC tuffs. The tuffs have undergone a complex history of devitrification, vapor-phase crystallization and fumarolic/hydrothermal alteration. The alteration was most extensive within the vents, less so along the faults and the contact between dykes and tuffs. Mainly in the RFZ the tuffs are altered to a powder-like consistency and comprise montmorillonite, kaolinite, illite, chlorite and goethite. Irregular cracks filled with quartz and calcite are commonly present. The highly altered vents and surrounding rocks are enriched in Zn, Cu and Pb.

Ramat Yotam volcanism consists of two main stages: (I) precaldera stage and (II) caldera stage (Eyal and Peltz, 1992). From older to younger the precaldera volcanic phases are: Shelomo, Mahzevot and Garof. The climax of the Garof phase, was a voluminous eruption emptying the magma chamber, thus removing the support at the roof of the chamber and causing collapse and caldera formation (Fig. 6).

The simple composition (rhyolitic-rhyodacitic) and cooling zonation of the flow units may be related to a source consisting of a single volcano. We have no indication regarding the location of the eruption center. We assume that the source area of the Garof ignimbrite was north-northeast of the RYP (Peltz and Eyal, 1994). The ash flows moved toward the southwest, as shown by the decreasing amount and size of lithics from the CFH (40-60% with 50 mm diameter) to the southwestern area of Ramat Yotam Hill (up to 30%, with 5-20 mm diameter)(Figs. 3 and 4).

eruption fissures are characterized by the same features as the vents. Two types are distinguished, one occupying the entire width of the RFZ and up to 100 m in length (Fig. 4), and the other occupying a narrow 1.5 m section of the intra-ring fault zone and up to 10 m in length.

Representative exposures of the the northwestern segment of the RFZ including eruption vents and fissures are examined in this field trip.

Petrography of the RYC tuffs

The **Shelomo Tuff Member** consists of an association of silicic ash-flow and ash-fall tuffs about 20 m thick, covered by an apparent paleosol bed of about 0.5 m. In the RFZ this unit is exposed between the Taba Gneiss and the GTM (Fig. 4).

The ash-flow tuffs consist of a highly welded devitrified matrix (50-70%), phenocrysts (10-25%), and lithics (5-25%). The matrix shows conspicuous flowage of the collapsed pumice (6-12%) and stretched shards, and reveals low-medium degrees of crystallization to microspherulitic growth of quartz and feldspar. The juvenile and accidental phenocrysts are composed of plagioclase, and to a lesser extent, alkali feldspar, quartz, biotite, and Fe-Ti oxides.

The lithics are volcanic, subvolcanic, plutonic and metamorphic fragments of various compositions.

The fallout component comprises varieties of vitric, lithic and lapilli tuff. The crystals (9-19%) are alkali feldspar, plagioclase, quartz and biotite; the lithic fragments (9-60%) are latite, andesite, vitrophyre, ignimbrite, granite and gneiss.

The **Garof Tuff Member**, which is approximately 200 m thick, is the main rock unit inside the caldera volcanics; it was eroded from the extracaldera area (Fig. 4). The base of the unit is not exposed and there is no evidence relating to the missing part of the section between the exposed upper part of MTM and the lower part of GTM. The Garof sheet contains 17 simple cooling units and 23 ash flows, with variations in thickness, welding, crystallization and alteration, fiamme and lithic fragment concentrations (Peltz and Eyal, 1994).

This unit comprises silicic welded ash-flow tuffs and fine-grained air-fall tuffs. Plagioclase, alkali feldspar, quartz, and magnetite are the principal minerals, with accessory zircon and apatite. The fiamme are pheno-andesitic with a devitrified glassy matrix and sporadic plagioclase phenocrystals. The Garof Tuff contains up to 30% lithic fragments

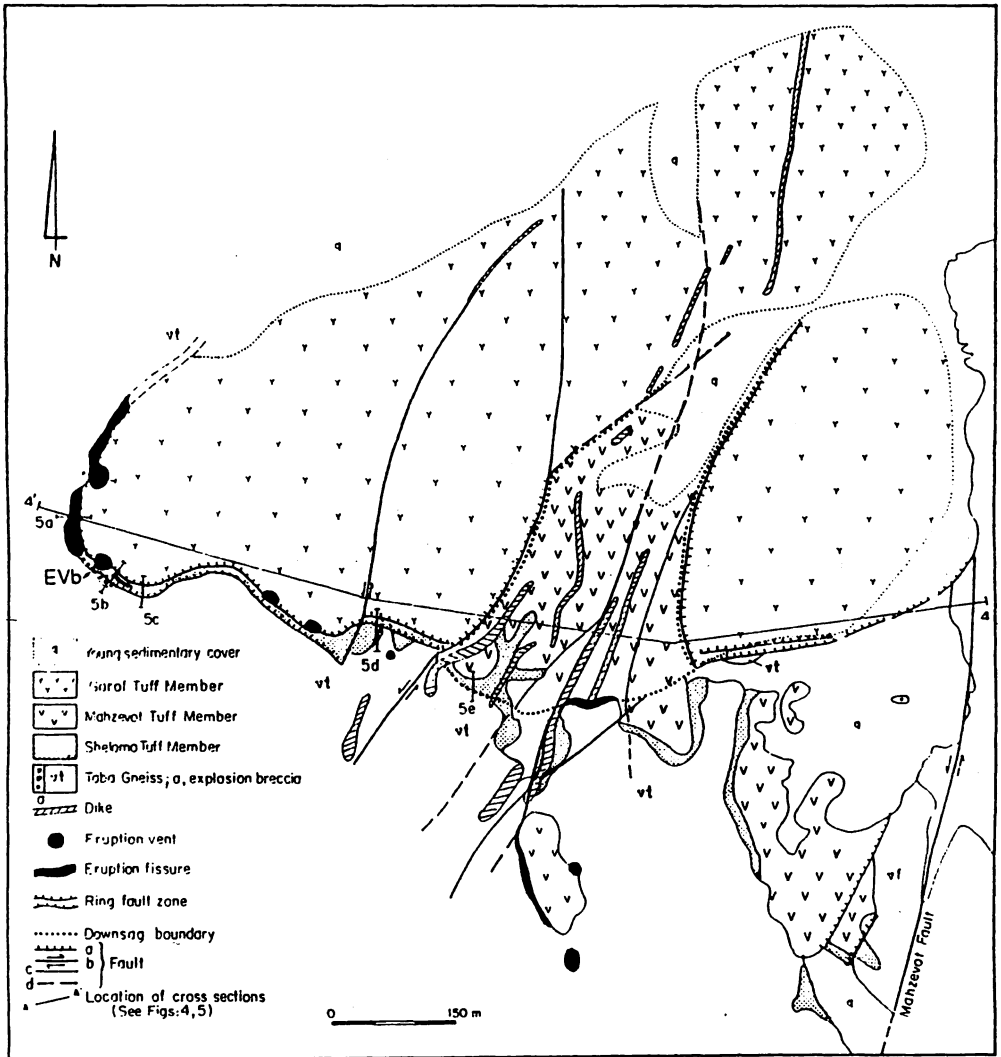


Figure 4. Volcano - tectonic details of the southwestern part of the Ramat Yotam Caldera.

inside-caldera area comprises three morphostructural areas (Figs. 3 and 4): (1) the Container Farm Plain (CFP), including the northern part of the caldera, mostly covered by recent deposits; (2) the Ramat Yotam Hills (RYH) at the southern part of the caldera; and (3) the downsagged area, which forms an elongated shallow depression in the eastern part of the RYH, separated by N-S trending faults. A number of other N-S faults displace the caldera rim and the inside-caldera west and east to the downsagged area (Figs 4 and 5).

The volcanic rocks of the RYC constitute the Yotam Caldera Formation, which is part of the Katharina Group. Three members were distinguished, from oldest to youngest; (A) Shelomo Tuff Member (STM), (B) Mahzevot Tuff Member (MTM), and (C) Garof Tuff Member (GTM).











Representative exposures of STM and GTM located in the CFP and RYH are examined in this field trip.

Structure of the border area

1) **The ring fault zone** is exposed for about 1200 m along the southern part of the caldera as arcuate segments 150 m to 200 m long. Most of the ring fault zone comprises the following units: i) **the outer ring fault** places STM rocks in lateral contact with the Taba Gneiss (Figs. 4 and 5). We estimate the displacement along the outer ring fault to be a few tens of meters. The fault plane clearly dips toward the caldera. At many places along the exposed fault plane the Taba Gneiss is coarsely brecciated in a 0.5-1 m wide zone. Adjacent to the fault, in a zone a few tens of centimeters wide, the STM rocks are crushed to a very fine-grained powdery material and altered by late hydrothermal activity. ii) **the inner ring fault** parallels the outer ring fault and places GTM against STM rocks. A zone about 1 m wide of highly brecciated and altered rocks separates the STM from the GTM. Generally, the GTM unit near the fault dips gently toward the caldera center. iii) **the intra-ring fault** zone is 4-19 m wide and comprises the area between the two ring faults. It contains only STM rocks with a maximum thickness of about 5 m. The STM flows within this zone always dip towards the caldera center.

2) **Eruption vents and fissures** are located every few hundred meters along the RFZ (Fig. 4). Four vents 60-250 m apart, are exposed along the ring fault zone. They are elliptical with individual dimensions of 19/18, 25/12, 11/8, and 16/8 m (Fig. 4). All vents are characterized by highly-altered powdery tuffs and the presence of well-rounded ejecta. The

LEGEND

-  Young sedimentary cover
-  Paleo-Cenozoic sediments
-  Silicic volcanic rocks
-  Elat Granite
-  Elat Granitic Gneiss
-  Taba Gneiss
-  Hatabor Hanozel
-  Mizpe Elat
-  Container Farm Hill
-  Ramat Yotam Hills

0 600 m

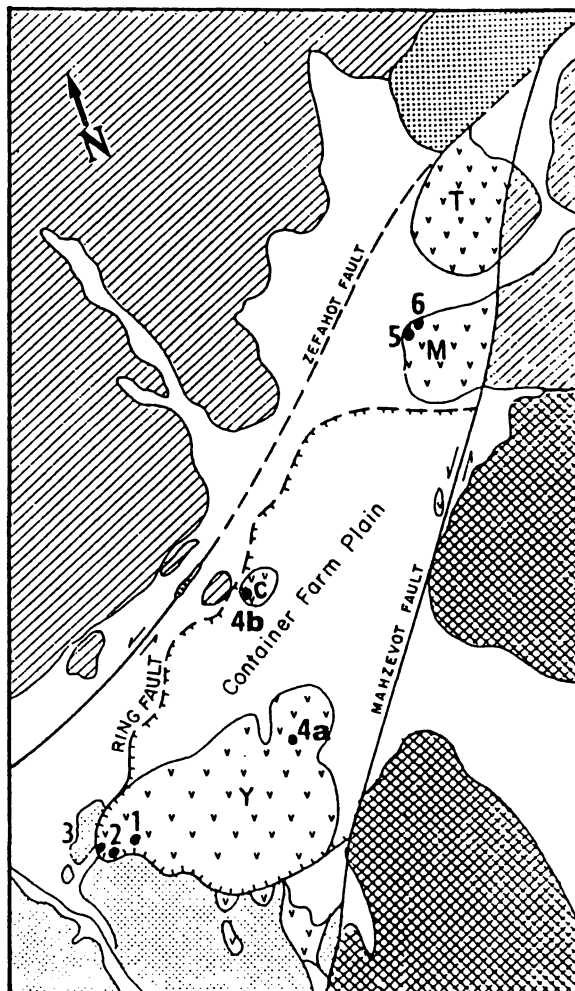


Figure 3. The volcanic areas in the Ramat Yotam Graben. Excursion stops as indicated.

GEOLOGICAL SETTING

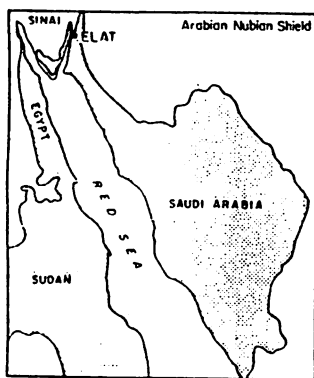
The Precambrian volcanic rocks of the Elat region belong to the Katharina Group defined in southern Sinai, which is part of the alkaline magmatic stage (580-540 Ma) including volcanics, conglomerates and granitic plutons (Gass, 1977; Bentor, 1985; Eyal et al., 1980; Bentor and Eyal, 1987).

The RYP is a tectonic depression, filled with Pleistocene and recent deposits, bordered by the Mahzevot Fault (Garfunkel, 1970) to the east and the Zefahot Fault (Eyal, 1973) along the west (Figs. 2 and 3). The country rocks include the quartz-dioritic Taba Gneiss (south), the Elat Granitic Gneiss (southwest), the Elat Granite (northeast, west and northwest), and Lower Cretaceous (Samar Formation, according to Druckman et al., 1993) sedimentary deposits (north and northeast) (Fig. 3).

Garfunkel (1970) estimated the amount of sinistral displacement along the Zefahot and Mahzevot faults as 8 km and 0.3 km, respectively; Eyal (1973) could document only 3 km horizontal displacement along the Zefahot Fault. The presence of the Elat Granite west of the Container Farm Hill (C in Fig. 3) and on both sides of the Zefahot Fault, as well as the mismatch of the rock units all along the Mahzevot Fault (Fig. 2), indicates that the main horizontal displacement occurred along the latter. Therefore we suggested (Eyal and Peltz, 1994) a horizontal displacement of about 3 km along the Zefahot Fault, in accordance with Eyal (1973), and a 5-6 km displacement to the north of the eastern part of the RYC, along the Mahzevot Fault (Fig. 2). Restoration of the assumed 6 km of sinistral displacement along the Mahzevot Fault will bring the volcanics of Giv'at Shehoret (Fig. 2) to just northeast of the RYP. Based on this displacement, the initial diameter for the inside-caldera was about 2x3 km.

STRUCTURE LITHOLOGY AND VOLCANIC EVOLUTION

Three stages of development can be discerned in the RYC: (1) precaldera volcanism, mainly preserved within the caldera; (2) caldera collapse; and (3) post-caldera volcanic activity, represented by eruption vents and fissures located along the ring fault and outside the caldera (Fig. 4). Three morpho-structural volcanic units can be distinguished in the RYC: (A) the inside-caldera area; (B) the ring fault zone (RFZ); and (C) the extracaldera area. The



LEGEND

PHANEROZOIC SEDIMENTS

- Young sedimentary cover q
- Paleo- Cenozoic sediments s

ALKALINE STAGE

KATHARINA GROUP

- Silicic volcanic rocks π
- Elat Conglomerate e

ALKALINE INTRUSIVES

- Amram Granite T_a
- Yehoshafat Granite T_y

CALC ALKALINE STAGE

CALC-ALKALINE INTRUSIVES

- Elat Granite T_e
- Roded Quartz Diorite qδ

ISLAND ARC STAGE

- Elat Granitic Gneiss v_e
- Roded Quartz Dioritic Gneiss v_r
- Taba Gneiss v_t
- Metabasites u
- Flt Schists σ

Fault —

Ramat Yotam Caldera π π

Road =

0 5 km

PRECAMBRIAN

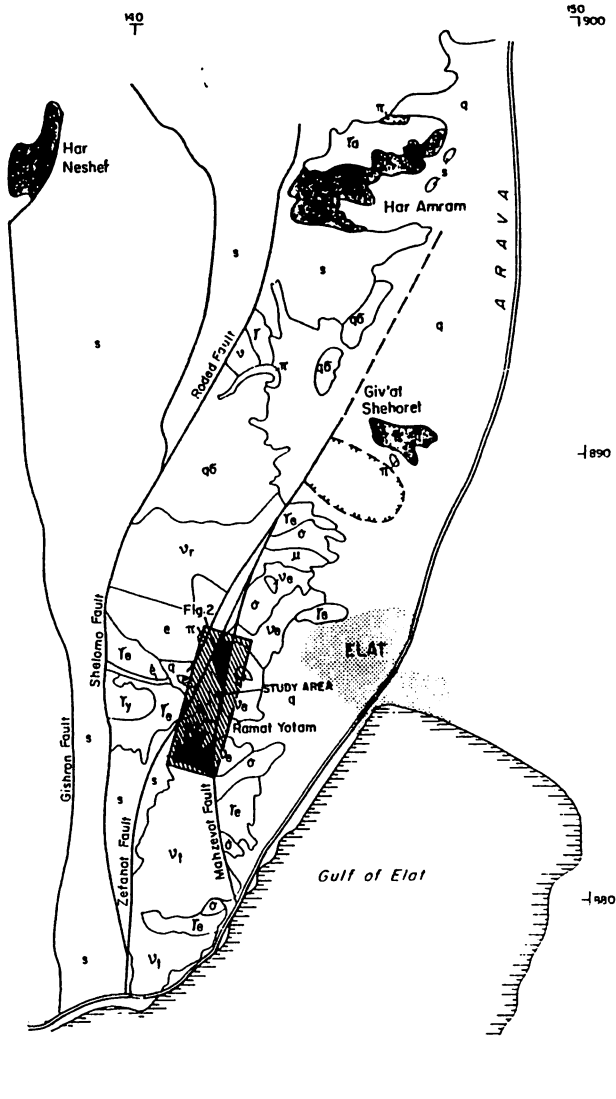


Figure 2. Simplified geological map of the Elat area (after Bentor and Vorman, 1955; Garfunkel, 1970; Eyal, 1973; Kroner et al., 1990).
 Insert: outline of the Arabian Nubian Shield.

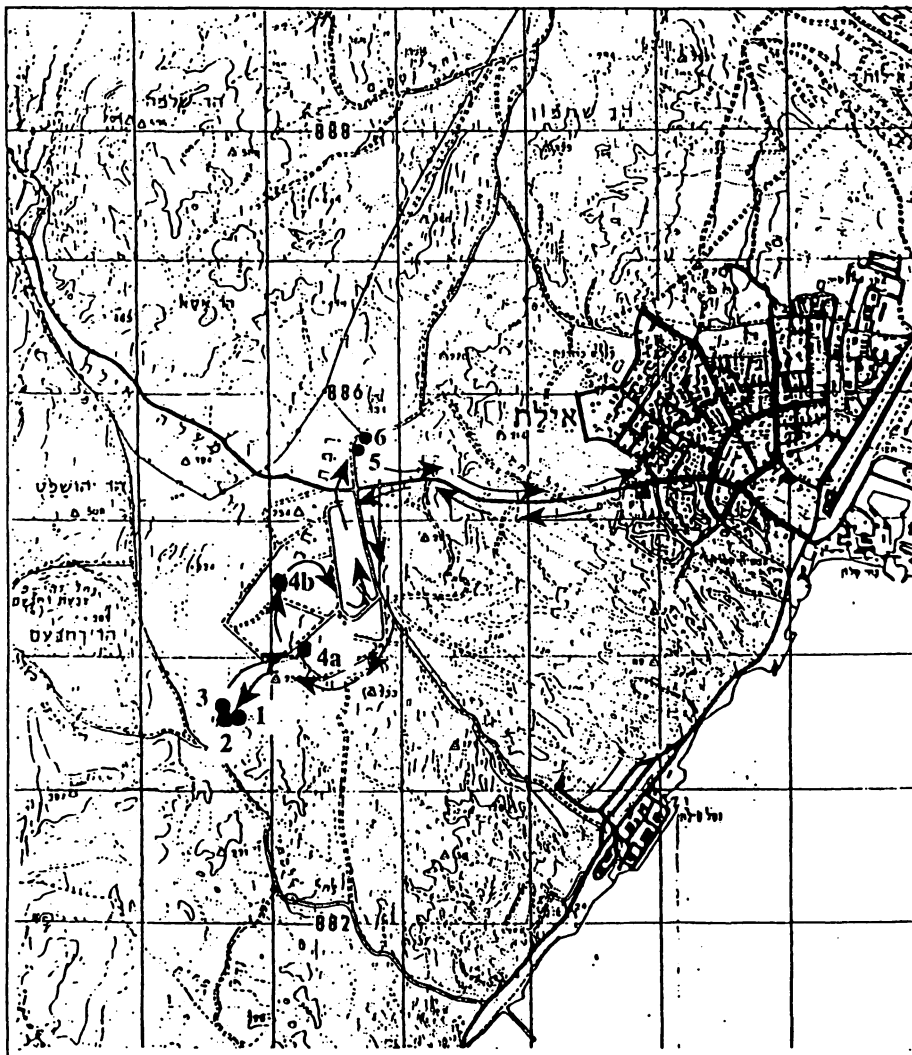


Figure 1. Location Map of field trip stations.

LITHOLOGY, STRUCTURE AND VOLCANIC EVOLUTION OF THE RAMAT YOTAM CALDERA. ELAT, SOUTHERN ISRAEL

FIELD TRIP A

Sergiu Peltz¹ and Moshe Eyal²

¹ Geological Survey of Israel, 30 Malkhe Yisrael Street, Jerusalem

² Department of Geology, Ben-Gurion University of the Negev, Beer Sheva

INTRODUCTION

The purpose of this excursion is to examine the structure and lithology of representative areas of the Ramat Yotam Caldera. In addition an overview of the extracaldera areas of Mizpe Elat and Hatabor Hanozel and a brief examination of the Mizpe Elat volcanic dome will be made. For the location of the field trip stations see Figure 1.

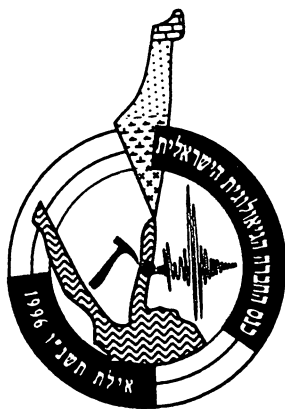
The Ramat Yotam volcanic area is located in the Ramat Yotam Plain (RYP), about 2 km west of the town of Elat. It is the southernmost representative of the silicic Late Precambrian volcanic field of Elat, remnants of which are exposed in the Giv'at Shehoret, Har Amram and Har Nešhef areas (Fig. 2). It is part of the Late Precambrian crystalline basement of southern Israel, which is the northernmost component of the Sinai Massif at the northern margin of the Arabian-Nubian Shield (Fig. 2).

The Ramat Yotam Caldera (RYC) is located in the southern and central parts of the RYP (Fig.3), but the remnants of the structural elements and the constituent lithologic units are exposed only in the extreme southernmost part of the RYP. Located north of the RYC are two complex volcanic areas, namely Mizpe Elat and Hatabor Hanozel (Fig. 3).

The Ramat Yotam volcanic area has been studied by the authors since 1990 to gain a more comprehensive understanding of the Late Precambrian volcanism in southern Israel. In the southern part of Ramat Yotam, Garfunkel (1970; 1980) noted the presence of a volcanic neck; he suggested that the neck was the source of the dacitic or rhyodacitic ignimbrites found further north. An Rb-Sr isochron yielded an age of about 545 Ma for the tuffs of the Elat area (Bielski, 1982).

תוכן ענינים

1	מערכות שברים צעירים וסיכוני רעידות אדמה באיזור אילת. סיור למערכות השברים של נחל שחורת ומלחת עברונה. רבקה עמית, עזרא זילברמן, יהודה אנזל ונעמי פורת	סיור ב' -
22	הגיאולוגיה של התשתית הפרקמברית בדרום-מזרח גוש רודד. עודד כץ, דב אביגד ואריאל היימן	סיור ג' -
43	דייקים וסלעים מארחים במסיבים של אילת ועמרם. רונית קסל, מרדכי שטיין ועודד נבון	סיור ד' -
55	הגיאולוגיה של שולי הערבה באזור באר אורה. יוסי ברטוב וגדעון שטייניץ	סיור ו' -
72	הצגת שיטות גיאופיסיות - איסוף נתונים ומתודולוגיה אלכס בק	סיור ז' -
	Lithology, structure and volcanic evolution of the Ramat Yotam Caldera, Elat, Southern Israel. Sergiu Peltz and Moshe Eyal	סיור A - 1
	The Timna Igneous Complex. Gideon Baer and Michael Beyth	סיור E - 21



**ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY
ANNUAL MEETING
ELAT**

**FIELD TRIPS
GUIDEBOOK**

18-21 March 1996

**כל הזכויות שמורות
ל"אופק" צילומי אויר בע"מ**

עיצוב והפקה דפוס א. מור בע"מ



ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY
ANNUAL MEETING
ELAT
FIELD TRIPS GUIDEBOOK

18-21 MARCH 1996