

המטאמורפיזם והמבנה של דרום מזרח גוש רודד;  
תרומה לחקר היווצרות התשתית הפרקמברית  
של דרום ישראל

עודד כץ



Report GSI / 4 / 97  
Jerusalem, March 1997

משרד התשתיות הלאומיות  
המכון הגיאולוגי

דו"ח GSI / 4 / 97  
ירושלים, אדר ב' תשנ"ז



משרד התשתיות הלאומיות  
המכון הגיאולוגי

# המטאמורפיזם והמבנה של דרום מזרח גוש רודד; תרומה לחקר היווצרות התשתית הפרקמברית של דרום ישראל

עודד כץ

עבודה זו הוגשה כחיבור לקבלת תואר "מוסמך במדעי הטבע" במכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים.  
העבודה נעשתה בהדרכתם של ד"ר דב אביגד ופרופ' אלן מטיוס המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים, וד"ר אריאל היימן המכון הגיאולוגי, ירושלים.



ראשית ברצוני להודות למדריכי די"ר דב אביגד, פרופ. אלן מטיוס ודי"ר אריאל היימן על שעות רבות של לימוד, עצה והדרכה. תודה מיוחדת לדב על ליווי אישי וצמוד בשדה, במעבדה ובמשרד ועל שעות אין ספור של שיחות ודיונים. תודה לדי"ר מיכאל בייט על עזרה והדרכה בשבילי הפרקמבריום.

תודה לחברי לדרך במחלקה לגאולוגיה: קול קרץ', אלון זיו, יוני שקד, יורם כץ, אבי בוזגלו-יורש ונדב לנסקי. שותפות זו הניבה רעיונות רבים, והיתה כר נרחב לדיון וביקורת הדדית. תודה רבה גם למק-עינבל על שעות מחשב רבות, לאבי כץ על עבודות מדוייקות וכן תודות לדניאלה אברמוביץ.

לאנשי המכון הגאולוגי חלק נכבד בעבודה זו. תודה לכולם על נכונות תמידית לעצה והדרכה. תודה ליעקב רפאל על בילוי קבוע ומשותף בשדה, ועל עזרה צמודה בכל נושא ובכל זמן. תודה לבת-שבע כהן ונחמה שרגאי על עזרה בעיצוב השירטוטים ולמיכאל דבורצ'יק על עזרה במעבדת ה-SEM, וכן לשרה ארליך, א. ברזילי, שלמה אשכנזי ואירה פאר. תודה מיוחדת ולדי"ר נעמי פורת ולערבה קאופמן על סיוע בהפרדות מינרלים, לורדה ערד על סיוע בחיפוש ספרות ולבת-שבע על לימוד סודות הגרפיקה במחשב. תודה לדב גינזבורג על הגהה מדוקדקת של העבודה.

תודה לאנשי המחלקה לגאולוגיה על עצה מדעית וסיוע תודה לצוות המזכירות מלי שישה-הלוי, מגי פרקין, בתיה משה וכרמלה לב ולצוות הספרייה זלדה קולודנר, דבי מגן ומרי הנדל על שתמיד האירו פנים ועזרו בכל דרך אפשרית, וכן לדנק שפרנק על עזרה במעבדת האלקטרון-פרוב. תודה לפרופ. צבי גרפונקל, פרופ. אברהם סטרינסקי ושמוליק מרקו על דיונים מדעיים ועצה.

מחקר זה נעשה במסגרת פרויקט 30089 של המכון הגאולוגי, במימון משרד האנרגיה.

לכולם כולם תודה מקרב לב



## תקציר

גוש רוֹדד, הנמצא צפונית מערבית לאילת, הינו אחד ממחשופי התשתית הצפוניים ביותר של השילד הערבי-נובי. היחידה המטאמורפית החשופה בדרום גוש רוֹדד מכילה סלעי שיסט וגנייס שעברו מיגמטיזציה בדרגות שונות וכן גופי אמפיבוליט. סלעי השיסט והגנייס מכילים ביוטיט, פלגיוקלז, קוארץ ופורפירובלסטים של גרנט וקורדיריט המוחלף לפיניט. היחידה המטאמורפית מהווה סלע סביבה לתוכו חדורים מספר דורות של זייקים מטאמורפיים, המכילים אמפיבולים במספר הרכבים: הורנבלנדה, אקטינווליט-הורנבלנדה ואקטינווליט. כלפי צפון חדורה היחידה המטאמורפית על ידי פלוטון קוארץ-דיריטי.

תנאי הלחץ-טמפרטורה של הסלעים המטאמורפיים בדרום גוש רוֹדד מצויים בתחום הפציאס האמפיבוליטי הגבוה. הטמפרטורה הממוצעת שהתקבלה על ידי בדיקת הכימיה של גלעיני מינרלים באמפיבוליט, בקורדיריט-מיגמטיט, בגרנט-מיגמטיט וביוטיט-אמפיבול-שיסט היא  $631 \pm 12^\circ\text{C}$ ,  $659 \pm 21^\circ\text{C}$ ,  $722 \pm 18^\circ\text{C}$  ו-  $643 \pm 6^\circ\text{C}$ , בהתאמה (תרמומטריה על פי חילופי Fe ו- Mg בין גרנט וביוטיט ועל פי חילופי Na ו- Ca בין אמפיבול ופלגיוקלז). טמפרטורה נמוכה יותר נמצאה מבדיקת הכימיה של שולי מינרלים,  $534 \pm 20^\circ\text{C}$  ו-  $595 \pm 20^\circ\text{C}$  באמפיבוליט, בקורדיריט-מיגמטיט, בגרנט-מיגמטיט וביוטיט-אמפיבול-שיסט, בהתאמה. הלחץ המקסימלי, על פי המאסף המטאמורפי הפרוגרדי של סלעי המיגמטיט (קורדיריט+גרנט+ביוטיט), הוא 5 קילובר, המתאים לעומק של 12-15 ק"מ. תרמומטריה של אמפיבול - פלגיוקלז בגבישי הורנבלנדה מהדייקים המטאמורפיים נתנה תוצאה של  $650 \pm 20^\circ\text{C}$ . בגבישי אקטינווליט התקבלה תוצאה נמוכה יותר של  $554 \pm 14^\circ\text{C}$ . הטמפרטורות שהתקבלו מההורנבלנדה של הדייקים המטאמורפיים דומות לטמפרטורות שהתקבלו בסלע הסביבה של היחידה המטאמורפית, ומכאן שיתכן שהדייקים המטאמורפיים וסלע הסביבה עברו מטאמורפוזיס באותו ארוע. לחילופין יתכן, שההורנבלנדה הוא ממקור מגמתי, ואזי הטמפרטורות הנמוכות שהתקבלו מהאקטינווליט של הדייקים המטאמורפיים מציינות שלב רטורגרדי במסלול ה-P-T של גוש רוֹדד. הגרדיינט הגיאותרמלי בזמן שיא המטאמורפוזיס תלול,  $45-55^\circ\text{C}$  לקלומטר. ברומטריה לפי תכולת אלומיניום בהורנבלנדה ותרמומטריה של אמפיבול - פלגיוקלז במספר דוגמאות קוארץ דיריט נתנו תוצאות של 2-3 קילובר (מתאים לעומק של 5-9 ק"מ) ו-  $696 \pm 10^\circ\text{C}$ , ללא הבדל בין גלעין ושוליים.

המבנה המטאמורפי של הסלעים בדרום מזרח גוש רוֹדד כולל פוליאציה ולינאציה. הפוליאציה בסלע הסביבה תת-אנכית ובעלת סטרייק לכיוון צפון מזרח, הלינאציה תת-אופקית. מבנה זה מעיד על דפורמציה הכוללת רכיב התקצרות אופקית. לדייקים שתי צורות הופעה האחת מקבילה למבנה של סלע הסביבה (קונקורדנטית) והשנייה חותכת מבנה זה (דיסקורדנטית). למערכת הקונקורדנטית סטרייק בכיוון צפון מזרח ומבנה מטאמורפי זה לזה של סלע הסביבה. כיוון הדייקים של המערכת הדיסקורדנטית מזרח-מערב. הפוליאציה בהם בעלת מבנה סיגמואידלי המעיד על רכיב תנועה אופקית ועל רכיב תנועה נורמלית לאורך הקירות. הקבוצה הדיסקורדנטית חותכת במספר מקומות את הקבוצה הקונקורדנטית ומסיטה אותה הסטה ימנית בדרך כלל, יחסי חיתוך הפוכים קיימים אף הם. הפלוטון הקוארץ דיריטי מציג במקומות דפורמציה הבאה לידי ביטוי בפוליאציה חלשה וטקסטורה פוליגונלית מקומית, ומציין את דעיכת המטאמורפוזיס העיקרי בגוש רוֹדד.

תיארוך ראשוני בשיטת K-Ar שנעשה על אמפיבול מדוגמת אמפיבוליט וביוטיט מדוגמת מיגמטיט נתן גילים של  $724 \pm 7$  מליון שנה ו-  $715 \pm 9$  מליון שנה, בהתאמה. לפיכך מוצע שהמטאמורפוזיס העיקרי בגוש רוֹדד התרחש לפני כ- 725 מליון שנה. תיארוך שנעשה על ביוטיטים משתי דוגמאות מיגמטיט אחרות נתן גילים צעירים ( $531 \pm 10$  ו-  $446 \pm 10$  מליון שנה), הנובעים כנראה מאיבוד Ar רדיוגני עקב כלוריטיזציה מאוחרת. תיארוך בשיטת U-Pb שנעשה על צירקונים מדוגמת קוארץ דיריט אחת נתן גיל של  $634 \pm 2$  מליון שנה.

סלעי גוש רוֹדד מציגים היסטוריה טקטונו-מטאמורפית ארוכה שהתרחשה ככל הנראה במקביל לשלב הלחמת קשתות האיים והתנגשות היבשות של השילד הערבי-נובי. המסלול הפרוגרדי של המיגמטיטים ביחידה המטאמורפית של דרום גוש רוֹדד חוצה את אחד מקווי הראקציה: ביוטיט + סטארוליט = גרנט +

קורדיריט או ביוטיט + סילמניט = גרנט + קורדיריט, ובטמפרטורות הגבוהות ביותר שהושגו לפני כ- 725 מליון שנה חוצה את קווי ההתכה בנוכחות מים של הרכב גרניטי ויתכן אף הרכב טונליטי. הטמפרטורות הגבוהות, יחסי השדה והטקסטורה של הסלעים המיגמטיטים מציעים שבמקומות עברו סלעים אלה התכה חלקית. אלומינו-סיליקטים לא נמצאו בסלעים המטאמורפיים, עובדה המיוחסת לתכולת אלומניום נמוכה והיווצרות תחת לחצים נמוכים של סלעים אלו. הניתוח הסטרוקטורלי מצביע על קיום של לפחות שני משטרי דפורמציה בהיסטוריה של דרום מזרח גוש רודד: המוקדם קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה ובדייקים הקונקורדנטיים, ומציין התקצרות אופקית. המאוחר קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים הנטויים, ומציין מתיחה ודיקוק. שני שלבי הדפורמציה עשויים ליצג שני פרקים שונים בהיסטוריה של אורוגן, האחד כרוך בדחיסה ועיבוי ואילו השני מעיד על מתיחת האורוגן והתפרקותו. חדירתו של הקוארץ דיורית לפני כ- 634 מליון שנה מציינת את דעיכתו של משטר הדפורמציה הראשון. על סמך מחקרים שנעשו עד כה בגושים של רודד ואילת, נראה שהגושים עברו סדרה דומה של ארועים טקטונו-מטאמורפיים, וכי ניתן להצביע על קורלציה כרונולוגית חלקית של ארועים אלה בין הגושים.

## **תוכן:**

1	1. מבוא
1.1	1.1 השילד הערבי נובי
1.2	1.2 המחשופים הפרקמברים של אזור אילת
1.3	1.3 גוש רוודד
1.4	1.4 עבודות קודמות
1.5	1.5 מטרות העבודה
1.5.1	1.5.1 כללי
1.5.2	1.5.2 פרוט המטרות
2	2. שיטות עבודה
2.1	2.1 עבודת שדה
2.2	2.2 עבודת מעבדה
2.2.1	2.2.1 אנליזה פטרוגרפית וטקסטורלית של סלעים במיקרוסקופ אור מקטב
2.2.2	2.2.2 אנליזה כימית וטקסטורלית של מינרלים באלקטרון פרוב ומיקרוסקופ אלקטרוני סורק (SEM)
2.2.3	2.2.3 שיטות גאותרמוברומטריות
2.2.4	2.2.4 שיטות גאוכרונולוגיות
3	3. גאולוגיה כללית
3.1	3.1 סלעים מטאמורפים
3.2	3.2 סלעים מגמתים
3.3	3.3 סלעים סדימנטרים
4	4. תנאי המטאמורפיזם
4.1	4.1 הקדמה
4.2	4.2 שיטות גאותרמוברומטריות
4.2.1	4.2.1 הקדמה
4.2.2	4.2.2 שיסט גנייס ומיגמטיט
4.2.3	4.2.3 סלע האמפיבולוט
4.2.4	4.2.4 דייקים מטאמורפיים
4.2.5	4.2.5 קוארץ-דיוריט
4.3	4.3 כימוגרפיה בדיאגרמות AFM
4.3.1	4.3.1 הקדמה
4.3.2	4.3.2 כימיה של מינרלים ושדות יציבות של הסלעים בבלוק רוודד
4.4	4.4 כימיה של אמפיבולים
4.4.1	4.4.1 הקדמה
4.4.2	4.4.2 שיסט
4.4.3	4.4.3 סלע האמפיבולוט
4.4.4	4.4.4 דייקים מטאמורפיים
4.4.5	4.4.5 קוארץ-דיוריט

36.....	4.5 סיכום.....
39.....	<b>5. המבנה המטאמורפי של בלוק רודד</b>
39.....	5.1 הקדמה.....
42.....	5.2 המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה.....
42.....	5.2.1 פוליאציה ולינאציה בגנייס ובשיסט.....
42.....	5.2.2 פוליאציה בסלע האמפיבוליט.....
44.....	5.2.3 ניתוח קינמטי.....
45.....	5.3 המבנה המטאמורפי בדייקים המטאמורפיים.....
45.....	5.3.1 הקדמה.....
45.....	5.3.2 דייקים קונקורדנטים.....
47.....	5.3.3 דייקים דיסקורדנטים.....
47.....	5.3.4 יחסי חיתוך בין קבוצות הדייקים.....
47.....	5.3.5 ניתוח קינמטי.....
52.....	5.4 מבנה מטאמורפי בקוארץ דיוריט.....
52.....	5.4.1 עדויות למעוות בקוארץ דיוריט.....
52.....	5.5 המבנה המטאמורפי בדרום מזרח גוש רודד - סיכום.....
53.....	<b>6. מדידות גיל ראשונית בבלוק רודד</b>
53.....	6.1 הקדמה.....
54.....	6.2 היחידה המטאמורפית.....
54.....	6.2.1 שיסט גנייס ומיגמטיט.....
54.....	6.2.2 סלע האמפיבוליט.....
54.....	6.3 קוארץ דיוריט.....
55.....	6.4 סיכום.....
56.....	<b>7. זיון</b>
56.....	7.1 מסלול P-T-D-t.....
56.....	7.1.1 פרוטוליט.....
56.....	7.1.2 מסלול פרוגרדי.....
57.....	7.1.3 מסלול רטרוגרדי.....
59.....	7.2 מנגנון יצירת המיגמטיטים.....
61.....	7.3 יחס מטאמורפיזם (מבנה תרמי) והמעוות (טקטוניקה).....
62.....	7.4 קורלציה בין בלוק רודד ובלוק אילת.....
64.....	7.5 מחשבות לגבי הסביבה הטקטונית המיוצגת על ידי סלעי דרום מזרח גוש רודד.....
66.....	<b>8. ביבליוגרפיה</b>
71.....	<b>נספח 1. תאור פטרוגרפי</b>
71.....	1.1 שיסט גנייס ומיגמטיט.....
71.....	1.1.1 מיגמטיטים משוככים.....

72.....	1.1.2 מיגמטיטים עדשתיים
73.....	1.2 סלע האמפיבוליט
74.....	1.3 דייקים מטאמורפיים
75.....	1.4 קוארץ דיוריט
76.....	<b>נספח 2.</b> חישוב הטמפרטורה בתרמומטר של גרנט-ביוטיט
78.....	<b>נספח 3.</b> אנליזות מייצגות של מינרלים
85.....	<b>נספח 4.</b> אליזות כימיה כללית של דוגמאות סלע מייצגות
86.....	<b>נספח 5.</b> מדריך סיור בדרום מזרח גוש רודד
96.....	<b>נספח 6.</b> לוחות

### רשימת האיורים:

2.....	איור 1. צפון השילד הערבי-נובי והמחשופים הפרקמברים באזור אילת.
5.....	איור 2. מפת מיקום של אזור העבודה ודרכי הגישה.
10.....	איור 3. מפה גאולוגית של דרום מזרח גוש רודד
11.....	איור 4. חתך סכמטי של יחסי השדה בדרום מזרח גוש רודד.
13.....	איור 5. הרכב פלגיוקלו מלויקוזום וממזוזום של מיגמטיט.
18.....	איור 6. חתך דרך גבישי גרנט משתי דוגמאות מיגמטיט.
	איור 7. התנאים המטאמורפיים בדרום מזרח גוש רודד ותנאי התגבשות הפלוטון
19.....	הקוארץ דיוריטי
25.....	איור 8. היטל AFM של הרכב ביוטיט, גרנט ופיניט מסלע הסביבה ביחידה המטאמורפית
26.....	איור 9. היטל AFM של הרכב ביוטיט, גרנט, פיניט וסלע המכיל מאסף זה
29.....	איור 10. בדיקת מקור האמפיבולים מטיפוסי הסלעים השונים בדרום מזרח גוש רודד.
30.....	איור 11. נומנקלטורה של אמפיבולים מטיפוסי הסלעים השונים בדרום מזרח גוש רודד
	איור 12. תכולת הנתרן והאלומניום באמפיבולים מסלע האמפיבוליט, מהשיסט, ומהדייקים
32.....	המטאמורפיים
	איור 13. תנאי הלחץ-טמפרטורה על פי הרכב צמידים של אמפיבול ופלגיוקלו מטיפוסי הסלעים
33.....	השונים בדרום מזרח גוש רודד
40.....	איור 14. הערכת אופי המעוות על פי המבנה המטאמורפי
40.....	איור 15. הגדרת כיוון הגזירה על פי צורת א-סימטריה של ציללי לחץ ורוטציה של פורפירובלסטים
41.....	איור 16. מבנה של מישורי s-c
41.....	איור 17. הערכת היחס בין המטאמורפיזם והמעוות
	איור 18. השלכה סטראוגרפית של האלמנטים הסטרוקטורלים בסלע הסביבה של דרום מזרח
43.....	גוש רודד
	איור 19. השלכה סטראוגרפית של האלמנטים הסטרוקטורלים בסלע הסביבה ובדייקים
46.....	המטאמורפיים בדרום מזרח גוש רודד
	איור 20. יחסי שדה (מבט מפה) של טיפוסי הדייקים השונים וסלע הסביבה של דרום מזרח
48.....	גוש רודד.
	איור 21. יחסי שדה סכמטיים של טיפוסי הדייקים השונים והאלמנטים סטרוקטורלים בסלע
49.....	הסביבה של דרום מזרח גוש רודד
51.....	איור 22. שיחזור אפשרי של היסטורית הדפורמציה בבלוק רודד

- איור 23. מסלול P-T-D-t (Pressure-Temperature-Deformation-time) של סלעי בלוק רוודד ..... 57
- איור 24. מיגמטיזציה של סלע הומוגני ומיגמטיזציה הדרגתית של סלע הטרוגני ..... 60
- איור 25. קורלציה כרונולוגית בין הבלוק של אילת והבלוק של רוודד ..... 63
- איור 26. מסלול הסיור ומספרי התחנות ..... 88

### **רשימת הטבלאות:**

- טבלא 1. סיכום גילי התגבשות ומטאמורפיזם של סלעי גוש אילת ..... 3
- טבלא 2. פרוט דוגמאות מייצגות הנידונות בגוף העבודה ..... 7
- טבלא 3. אתרי דיגום מיגמטיטים ..... 12
- טבלא 4. סיכום התוצאות התרמוברומטריות של סלעי היחידה המטאמורפית ..... 22
- טבלא 5. סיכום התוצאות התרמוברומטריות של הפלוטון הקוארץ דיוריטי ..... 23
- טבלא 6. סיכום מדידות גיל ראשוניות בדרום מזרח גוש רוודד ..... 55

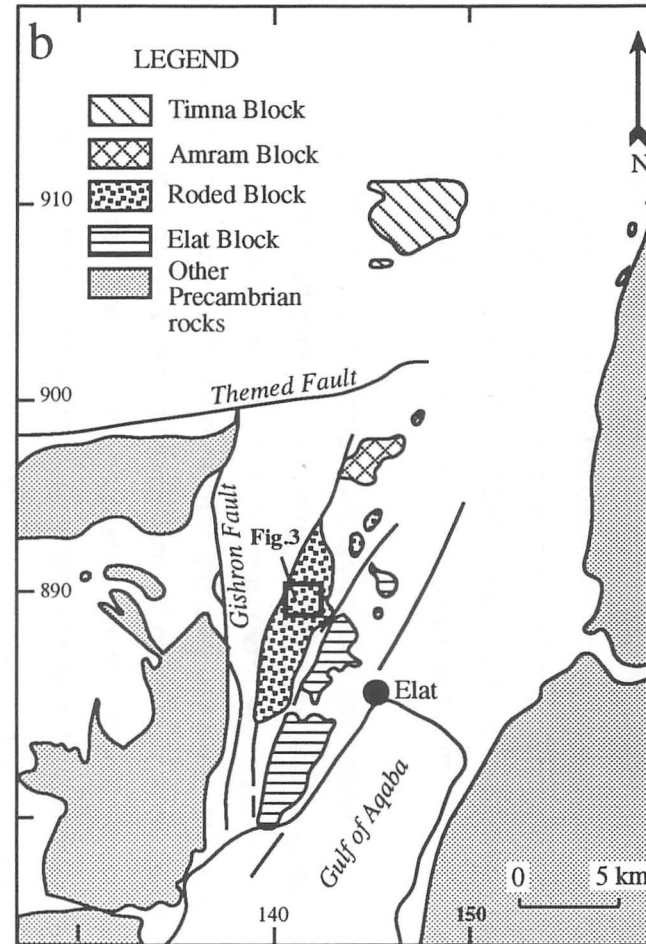
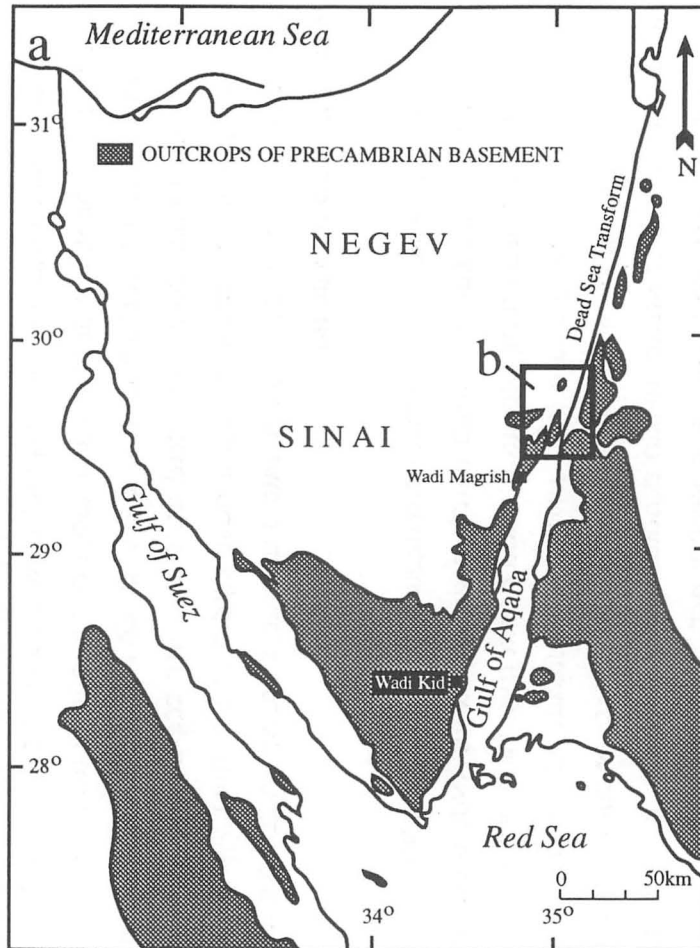
## 1.1 השילד הערבי-נובי

לקראת סוף הפרקמבריום (900 - 550 מליון שנה) התרחש אחד התהליכים המרתקים בהיסטוריה של היווצרות היבשות על פני כדור הארץ. תהליך זה, המוכר כאורוגן המזרח אפריקני (McWilliams, 1981), מהווה את אחת העדויות הראשונות לקיום משטר של טקטוניקת לוחות האופיני לפנרוזואיקון. האורוגן המזרח אפריקני השאיר את חותמו על פני חלקים גדולים של גונדואנלנד וכולל (Stern, 1994): שלב קדום של ביקוע עתיק והיווצרות אוקיאנוס (900 - 850 מליון שנה), הפחתה תוך-אוקיאנית (לפחות בחלקה) שיצרה קשתות וולקניות, ובהמשך הצמדה והלחמה של הקשתות אחת לשנייה (870 - 690 מליון שנה). לאחר מכן התקיים שלב של התנגשות יבשות (750 - 650 מליון שנה) הנחתם בסופו של דבר על ידי פלוטוניזם פוסט טקטוני נרחב (640 - 550 מליון שנה). חוקרים אחרים (למשל: Stein & Goldstein, 1995) סבורים כי היווצרות חלקו הצפוני של האורוגן המזרח אפריקני קשורה בפלטו-אוקיאני, תוצר תמרה (plume) מעטפתית, שהתנגש עם שולי הקרטון האפריקאי.

התשתית הפרקמברית והקרום היבשתי בישראל, כמו גם שאר חלקי השילד הערבי-נובי החשופים בעיקר בסעודיה ובמדבר המזרחי של מצרים, נוצרו באורוגן המזרח אפריקני (Bentor, 1985). למרות המחקר המתמשך, פרקים משמעותיים בהיסטוריה של השילד הערבי-נובי עדיין אינם ברורים. הפלוטוניזם הנרחב שהתרחש בסוף הפרקמבריום, הסתיר חלק מהעדויות לתהליכים שהתרחשו במהלך 300 מליון השנה שקדמו לו והקשה על הבנת התהליכים שעיצבו את השילד במושגים של טקטוניקת הלוחות. מקובל כיום לחשוב שהשילד הערבי-נובי בנוי מספר לוחות המיציגים פרובינציות מגמטיות הקשורות להפחתה, מהן קשתות אוקיאניות ומהן קשתות וולקניות יבשתיות (טיפוס אנדי), שהולחמו אחת לשנייה ולקרטון האפריקאי תוך סגירת אגנים אוקייניים ויצירת תפרים אופיוליטיים (Stoeser & Camp, 1985). חתך הסלעים האופייני בכל לוח מייצג את ההיסטוריה של כלל האורוגן המזרח אפריקני (Stoeser & Camp, 1985): השלב האוקיאני המיוצג על ידי סדימנטים ימיים של שולי יבשת (Kroner et al., 1987). שלב קשתות האיים המיוצג על ידי סלעים פלוטוניים ווולקניים בעיקר בהרכב אנדזיטי וסלעים קלסטיים שנגזרו מהם (Kroner et al., 1987), וכן על ידי סלעים האופייניים לאגני שוליים (back arc basins) (Stern, 1994). סלעי השלב האוקיאני ושלב קשתות האיים עברו מטאמורפוזת בעיקר בפציאס גרינשיסט (Bentor, 1985). אופיו היבשתי של הקרום הערבי-נובי התגבש לאחר הלחמת קשתות האיים ותחילתו של הפלוטוניזם הפוסט טקטוני (Kroner et al., 1987). שלב הפלוטוניזם הפוסט טקטוני מיוצג בתחילתו בסלעים גרינטיים וריוליטים קל-אלקליניים, ואחר מיוצג על ידי סלעים אינטרקרטוניים: גרינטיים וריוליטים אלקליניים וסדימנטים וולקנו-קונגלומרטיים (Bentor, 1985).

## 1.2 המחשופים הפרקמבריים של אזור אילת

מחשופי התשתית של אזור אילת הם מהמחשופים הצפוניים ביותר של השילד הערבי-נובי (איור 1a) (Garfunkel, 1980; Bentor, 1985). המחשופים כוללים מספר בלוקים נפרדים (Bentor, 1961), והם (מדרום לצפון): בלוק אילת, בלוק רודד, בלוק עמרם ובלוק תמנע (איור 1b). בכל בלוק מייצגים הסלעים חלק מההיסטוריה הגאולוגית של הפרקמבריום המאוחר החל בשלב קשתות האיים. ליתוספרה אוקיאנית לא מיוצגת במחשופי התשתית של אזור אילת וסיני, למעט מספר גופים בסיסיים קטנים (Beyth et al., 1978), אשר יתכן שמייצגים תפרים אופיוליטיים (Shimron, 1984). אין התאמה ליתולוגית ברורה של טיפוס הסלעים בין הבלוקים השונים, אך שיוך כל טיפוס סלע לאחד השלבים של התהליך האורוגני המזרח אפריקאי מקשר את הבלוקים לרצף גיאולוגי היסטורי אחד, הוא הרצף של ארועי יצירת הקרום היבשתי של השילד הערבי נובי.



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

גוש אילת הינו מחשוף התשתית אשר בו נעשה המחקר הרב ביותר ( בילסקי, 1982; Shimron, 1972; Garfunkel, 1980 Avigad, 1984; Matthews et al., 1989). בגוש אילת חשופים סלעים המייצגים היסטוריה של כ- 300 מיליון שנה (טבלא 1): שלב קשתות האיים מיוצג כנראה על ידי שיסט אילת שהוא החומר הדטריטי שנגזר מקשת איים שפעלה לפני כ- 800 מיליון שנה (Kroner et al., 1990) ואשר עבר מטאמורפוזה לפני 800 - 780 מיליון שנה (Eyal et al., 1991), ועל ידי הגנייס הגרניטי וגנייס טאבה שהם פלוטונים בהרכב גרניטי וקוארץ דיוריטי אשר חדרו לשיסט אילת לפני 780 - 740 מיליון שנה ואחר עברו מטאמורפוזה (Eyal et al., 1991). לפני כ- 650 מיליון שנה בתום שלב התנגשות היבשות חדרו לתוך סלעי בלוק אילת פלוטון בהרכב גברואי ודיוריטי ודייקים בהרכב אנדזיטי אשר עברו מטאמורפוזה לפני כ- 630 ו- 600 מיליון שנה ליצירת המטאבזיט של שחמון והדייקים השיסטים, בהתאמה (Heimann et al., 1995). שלב הקרטוניזציה, המיוצג בשילד של סיני על ידי פלוטונים קלק-אלקליני נרחב, מיוצג בגוש אילת על ידי גרניט אילת הקלק אלקליני אשר לא תוארך, אך גרניט אום-מלק מסיני הדומה לו תוארך כבן גיל של  $597 \pm 22$  מיליון שנה (בילסקי, 1982). השלב האחרון של התהליך האורוגני המזרח אפריקאי, השלב האינטרקטוני, מיוצג בשילד של אילת על ידי גרניט יהושפט האלקליני, דייקים בהרכבים שונים, וכן קונגלומרט אוטוכטוני וסלעים וולקנים (Garfunkel, 1980).

סלע	שיטה	גיל	אינטרפטציה	מקור	הערות
שיסט אילת	U-Pb בצירקון	820-800	סדימנטציה	2	צירקונים דטריטים שנגזרו מקשת איים. גיל קרור $700^{\circ}\text{C}$
	Rb-Sr whole rock	$800 \pm 43$	סדימנטציה	1	
	הערכה	800-780	מטאמורפיזם	3	הערכה לפי יחסי שדה
הגנייס הגרניטי	U-Pb בצירקון	$744 \pm 5$	התגבשות	2	גיל קרור $700^{\circ}\text{C}$
	הערכה	$< 740$	מטאמורפיזם	4	הערכה לפי יחסי שדה
מטאבאזיט שחמון	U-Pb בצירקון	$642 \pm 8$	התגבשות	2	גיל קרור $700^{\circ}\text{C}$
	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ באמפיבול	$632 \pm 6$	מטאמורפיזם	4	גיל קרור $500^{\circ}\text{C}$
דייקים שיסטים	הערכה	$< 640$ $> 580$	התגבשות	4	הערכה לפי יחסי שדה בין מטאבאזיט שחמון לגרניט אילת
	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ באמפיבול	$596 \pm 6$	מטאמורפיזם	4	גיל קרור $500^{\circ}\text{C}$ . מאטמורפיזם או ארוע הידרותרמלי
גרניט אילת	Rb-Sr whole rock	$597 \pm 22$	התגבשות	1	תוארך על גרניט אום-מלק, סיני
דייקים אנדזיטים וריוליטים	Rb-Sr whole rock	$590 \pm 9$	התגבשות	5	תוארך על דייקים בהרכב דומה מואדי פיראן, סיני

טבלא 1. סיכום גילי התגבשות ומטאמורפיזם, על סמך מדידות רדיומטריות והערכות, של סלעי גוש

אילת. מקורות: (1) בילסקי, 1982; (2) Kroner et al., 1990; (3) Eyal et al., 1991; (4) Heimann

; et al., 1995; (5) Stern & Manton, 1987.

בלוק עמרים בנוי סלעים פלוטונים ווולקנים השייכים לשלב האינטרקרטוני. טיפוס הסלעים הם: גרניט, מונוזדיריט ושפכים ריוליטיים. דייקים פלסיים מאפיים ודולריטיים חודרים את האחרונים (Garfunkel, 1980; קסל, 1995).

בבלוק תמנע הצפוני ביותר חשופים סלעים המייצגים את 100 מליון השנים האחרונות בהיסטוריה של השילד הערבי נובי. פלוטון בהרכב גרניט פורפיר מגיל 625 מליון שנה (Beyth et al., 1994a) מייצג לדעת האחרונים את סוף השלב האורוגני (נחשב כמקבילו של גרניט אום מלק). מגמטיזם בימודלי בהרכב אוליבין נוריט עד אלקלי-גרניט מגיל 610 מליון שנה (Beyth et al., 1994a) ודייקים בהרכב ריוליטי ואנדזיטי מגיל 590 מליון שנה (Stern & Manton, 1987) מייצגים את שלב הקרטוניזציה. דייקים דולריטיים מגיל 540 מליון שנה (Beyth et al., 1994b) מייצגים את השלב האינטרקרטוני.

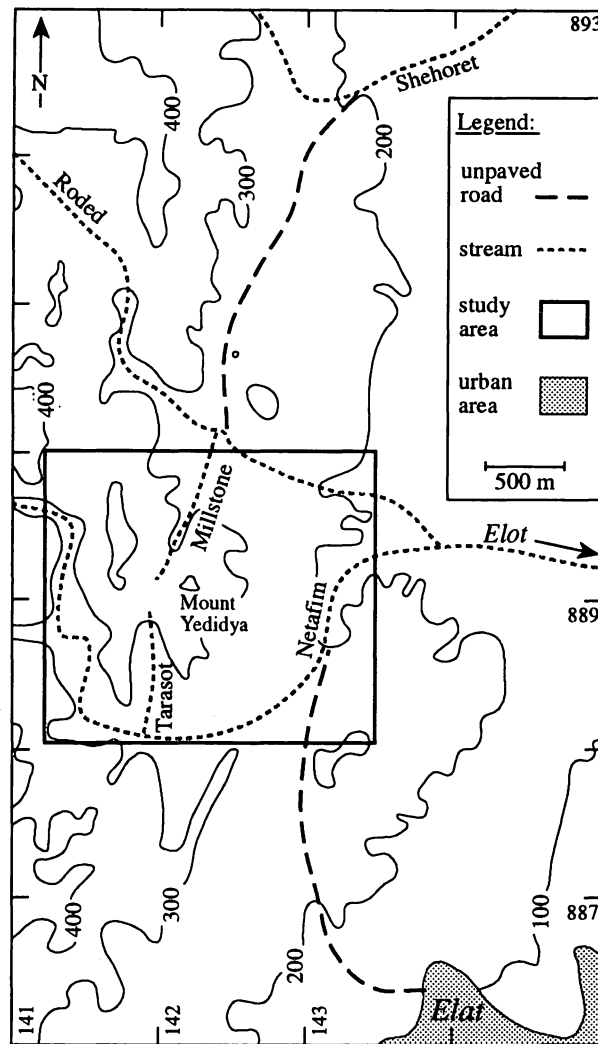
### 1.3 גוש רודד

גוש רודד מצוי מצפון מערב לעיר אילת, ומשתרע על פני שטח של כ- 15 קמ"ר מנחל שחורת בצפון עד הר שלמה בדרום (איור 2). ממזרח וממערב מוגבל גוש רודד על ידי גרנן יותם והגרנן הגדול. אזור העבודה, משתרע על פני שטח של כ- 4 קמ"ר בדרום-מזרח גוש רודד בין נחל רודד ונחל נטפים (איור 2). הטופוגרפיה באזור העבודה תלולה, קודקוד אגן הניקוז הוא הר ידידיה (נ.צ. 14220/88915) המצוי כ- 200 מטר מעל נחל נטפים שמהווה את תחתית האגן. צפון אזור העבודה מנוקז מזרחה על ידי נחל רודד אליו נשפך ואדי מילסטון המנקז את צפון מערב האזור. דרום אזור העבודה מנוקז מזרחה על ידי נחל נטפים אליו נשפך נחל טרסות המנקז את דרום מערב האזור. רוב השטח חשוף מצמחיה למעט אפיקי הנחלים. דרכי הגישה ברכב הן בדרך העפר היוצאת מאילת מערבה ליד מגרש הכדורגל או בדרך העפר לאורך נחל רודד המתפצלת מכביש הגישה לקיבוץ אילות. אין גישה ברכב לתוך שטח העבודה למעט כניסה מוגבלת ברכב רב-מינוע דרך נחל רודד וואדי מילסטון או דרך נחל נטפים ונחל טרסות.

בגוש רודד חשופים סלעים מטאמורפים, מגמטים, וולקנים וסדימנטרים המייצגים היסטוריה פרקמברית ארוכה שהתרחשה במקביל לשלב הלחמת קשתות האיים והתנגשות היבשות (תאור של טיפוס הסלעים בפרק הגיאולוגיה הכללית). היסטוריה זו כוללת מספר ארועים טקטוני-מטאמורפיים אשר הטביעו חותמם על הסלעים החשופים בשטח העבודה.

### 1.4 עבודות קודמות

Bentor (1961), הגדיר שלוש תקופות בהיסטוריה הפרקמברית של אזור אילת המיוצגות על ידי הסלעים המטאמורפיים, הסלעים האינטרוזיביים והסדרה הוולקנו-קונגלומרטית, וחילק את מחשופי התשתית הפרקמברית של דרום ישראל לארבעה גושים (ראה סעיף 1.2). וייסברוד (1961), מיפה לראשונה באופן מפורט את אזור גוש רודד (קני"מ 1:20,000), וערך עבודה פטרוגרפית מקפת שכללה תאור מפורט של כל טיפוסים הסלעים החשופים. Garfunkel (1980), בדק את הפטרולוגיה ויחסי השדה של הסלעים בגוש רודד כחלק מסקירה רחבה יותר של הסלעים הפרקמבריים בדרום ישראל. במסגרת עבודתו זו נלמדו היחסים בין גוש רודד וגוש אילת. הוצע כי שני הגושים המייצגים היסטוריה גיאולוגית דומה, בה דייקים מטאמורפיים מפרידים בין קומפלקס מטאמורפי קדום ופלוטונים לא מטאמורפיים צעירים יותר. ההטרונות של הסלעים בגוש רודד וריבוי הקסנוליטים בהם מלמדים על האפשרות שגוש רודד מייצג קומה עמוקה יותר בקרום. במסגרת סקר הזהב של המכון הגיאולוגי (Bogoch et al., 1990) נאספו נתונים גיאוכימיים, בעיקר על הפלוטון הקוארץ-דיוריטי, והוכנה מפה מפורטת (קני"מ 1:1200) של דרום מזרח מזרח גוש רודד (Avigad, 1990a). נתונים גיאותרמוברומטריים ראשוניים וסקירה של המבנה המטאמורפי נעשתה על ידי Katz et al. (1995). מיפוי ועבודה פטרולוגית באזור הר שלמה הסמוך נעשו על ידי גוטקין (1996). בהר שלמה חדרו מספר רב של דייקים לא מטאמורפיים, מסוף הפרקמבריום, תשתית מטאמורפית הבנויה טיפוסית סלעים הדומים לאלו הנחשפים בדרום מזרח גוש רודד.



איור 2. מפת מיקום של אזור העבודה ודרכי הגישה.

## 5. מטרת העבודה

### 1.5.1 כללי

1. קביעת הדרגה המטאמורפית של סלעי דרום-מזרח גוש רודד והטלת מיגבלות על תנאי היווצרות המיגמטיטים על פי מאספי המינרלים, הרכב המינרלים ושיטות גאותרמוברומטריות.
2. איתור ואיפיון מערכות המבנה בסלעים השונים וברור המשמעות הקינמטית שלהם.
3. קביעת היחס בין המטאמורפיזם (מבנה תרמי) והמעוות (טקטוניקה).
4. תיארוך ראשוני של טיפוסים סלעים עיקריים.
5. שיחזור מסלול ה - P-T-D-t (Pressure, Temperature, Deformation, time).
6. איפיון הסביבה הגאודינמית המיוצגת באזור רודד ונסיון להבין איך התהליכים שעיצבו את גוש רודד מתקשרים לטקטוניקה של השילד הערבי נובי במסגרת האורוגן המזרח אפריקאי.

1. הערכת הטמפרטורה והלחץ (בשיטות גיאותרמוברומטריות) בדוגמאות מטיפוסי הסלעים השונים החשופים בדרום מזרח גוש רודד, תאפשר לאפיין את דרגת הארועים המטאמורפיים שפגעו בסלעי גוש רודד. הבחנה בין מאספים שונים של מינרלים (פרוגרדי, רטוגרדי) והערכה של הטמפרטורה והלחץ בכל מאסף בנפרד, תאפשרנה לאפיין את האבולוציה של המבנה התרמי. בצורה דומה ניתן לאפיין את האבולוציה של המבנה התרמי על ידי הבחנה בין דורות שונים של טיפוסי סלע (לפי יחסי השדה) והערכה של הטמפרטורה והלחץ בכל טיפוס סלע בנפרד.
- מוכרים מספר מנגנונים ליצירת מיגמטיטים (למשל: Mehnert, 1968), חלקם קשורים בהתכה חלקית ואחרים לא מערבים התכה. הערכת הטמפרטורה והלחץ בדוגמאות מיגמטיטים תציב מגבלות על האפשרויות השונות.
2. מתוך המחקר הראשוני והעבודות הקודמות עולה כי באזור גוש רודד נרשמה היסטוריה סטרוקטורלית מורכבת. היסטוריה זו כוללת לפחות שתי פאזות הבאות לידי ביטוי בסלע סביבה בעל פוליאציה אנכית, ובדייקים מטאמורפיים החוצים פוליאציה זו. לימוד מערכות המבנה המטאמורפי (בעיקר פוליאציה ולינאציה), יאפשר לשחזר את סוג הדפורמציה שעברו הסלעים ובאיזה משטר מעוותים נוצרו מבנים אלו: האם מדובר במבני לחיצה ושיטוח או שיש גם מרכיב של גזירה. נקודה זו תיבדק באמצעות לימוד (בשדה ובמיקרוסקופ) של הסטרוקטורות המטאמורפיות תוך התייחסות לקריטריונים מהספרות (למשל: Twiss & Moores, 1992).
3. הגדרת היחס בין גידול המינרלים למעוות (האם המינרלים הם מוקדמים, גדלו תוך כדי או מאוחרים למעוות) תתרום להבנת היחס בין התפתחות המטאמורפיזם לאבולוציה הסטרוקטורלית. כלומר, האם מעבר מטקטוניקה היוצרת פוליאציה אנכית (בשיטת ובגניס) לטקטוניקה היוצרת פוליאציה נטויה (בדייקים המטאמורפיים) מלווה גם בשינוי משטר תרמי. עוד יבדק, האם המיגמטיטים הינם סינ-טקטוניים, או שמדובר בהפרעה תרמלית מאוחרת שפגעה במבנה המטאמורפי הקיים.
4. תיארוך ראשוני, שיעשה בשיטת K-Ar על אמפיבולים וביוטיטים שיופרדו ממספר דוגמאות מסלעי היחידה המטאמורפית ומהקוארץ דיוריט ושיטת U-Pb על צירקונים שיופרדו מהקוארץ דיוריט, יספק מידע על גיל קרור הסלעים בגוש רודד.
5. הקשר בין הפטרולוגיה והמבנה הסטרוקטורלי יוצג בדיאגרמה במרחב P-T (Pressure-Temperature). טיפוסי הסלעים השונים יופיעו בדיאגרמה על סמך מדידות גיאותרמוברומטריות. לימוד היחס בין המטאמורפיזם והמעוות יאפשר להציג את הטקטוניקה (תהליכי קבורה, התרוממות וגזירה) שפעלה בשלבים השונים של ההיסטוריה הגיאולוגית בדרום מזרח גוש רודד. גיאוכרונולוגיה ראשונית תציב מגבלות גיל על הארועים הטקטוניים המיוצגים על ידי הסלעים בגוש רודד.
6. לאור הנתונים שנלמדו עד כאן תאופיין (במידת האפשר) הסביבה הגיאודינמית (במונחי טקטוניקה לוחות) המיוצגת בגוש רודד. יעשה נסיון לברר כיצד מתקשרים (אם בכלל) התהליכים בגוש רודד לפרק כלשהו במעגל האורוגן המזרח אפריקאי (Stern, 1994).

## 2. שיטות עבודה

### 2.1 עבודת שדה

במהלך עבודת השדה נלמדו יחסי השדה בין יחידות הסלע השונות בדרום מזרח גוש רודד, הוגדרו הטקסטורות של הסלעים המטאמורפיים ונמדדו כיוונים של אלמנטים סטרוקטורליים (מישורי פולימציה ולינאציה). באזורי מפתח צוירו מפות סכמטיות ודיאגרמות בלוק שמתארות את יחסי השדה. נדגמו כ- 200 דוגמאות סלע מהן הוכנו שקפים פטרוגרפיים וחומר לאנליזות במעבדה. דוגמאות לצורך תרמוברומטריה וגאכרונולוגיה נדגמו רחוק ככל הניתן מגורמים אפשריים להפרעות תרמליות כגון דייקים, עורקים ושברים. מפתח דוגמאות מייצגות הנדונות בגוף העבודה מופיע בטבלא 2.

מיקום	ליתולוגיה	מספר דוגמא
ראה איור 3	קוארץ דיוריט	OK1
ראה איור 3	קורדיריט-מיגמטיט	OK2
ראה איור 3	גרנט-מיגמטיט	OK9
נ.צ. 14150/88860	ביוטיט-מיגמטיט	OK13
נ.צ. 14150/88860	ביוטיט-מיגמטיט	OK14
ראה איור 3	גרנט-מיגמטיט	OK18
ראה איור 3	קוארץ דיוריט	OK54
ראה איור 3	קוארץ דיוריט	OK63
ראה איור 3	אמפיבול-שיסט	OK67
ראה איור 3	קורדיריט-מיגמטיט	OK71
ראה איור 3	קורדיריט-מיגמטיט	OK109
ראה איור 3	אמפיבוליט	OK112
ראה איור 3	אמפיבוליט	OK122
ראה איור 3	דייק מטאמורפי	OK101
ראה איור 3	דייק מטאמורפי	OK103
ראה איור 3	דייק מטאמורפי	OK105
ראה איור 3	קוארץ דיוריט	OK117
ראה איור 3	ביוטיט-מיגמטיט	OK150
ראה איור 3 OK150	ביוטיט-מיגמטיט	OK191
ראה איור 3 OK150	ביוטיט-מיגמטיט	OK192
נ.צ. 14105/88875	ביוטיט-מיגמטיט	OK193
נ.צ. 14105/88875	ביוטיט-מיגמטיט	OK194
נ.צ. 14120/88875	ביוטיט-מיגמטיט	OK196
ראה איור 3	ביוטיט-מיגמטיט	OK198

טבלא 2. פרוט דוגמאות מייצגות הנידונות בגוף העבודה.

## 2.2 עבודת מעבדה

### 2.2.1 אנליזה פטרוגרפית וטקסטורלית של סלעים במיקרוסקופ אור מקטב

מדוגמאות הסלע שנאספו בשדה הוכנו שקפים בעובי 30 מיקרון לצורך הגדרה פטרוגרפית באמצעות מיקרוסקופ אור מקטב. רוב דוגמאות הסלע עברו הקשייה לפני ניסורן. במיקרוסקופ ניבחנו מרכיבי הסלע, יחסים טקסטורליים בין מינרלים, ועדויות למעוות. אנליזות מודליות נעשו על סמך איורים טקסטורליים.

### 2.2.2 אנליזה כימית וטקסטורלית של מינרלים באלקטרון פרום ומיקרוסקופ אלקטרוני סורק (SEM).

בעבודה זו נעשה שימוש במכשיר אלקטרון פרום מסוג Jeol-JXA-8600 המצויד במערכת EDS מסוג Tracor - Northern של המכון למדעי כדור הארץ שבאוניברסיטה העברית, ובמיקרוסקופ אלקטרוני סורק מסוג Jeol-840 המצויד במערכת EDS מסוג LINK-10000 של המכון הגיאולוגי. הכנת הדוגמאות לעבודה כללה ליטוש שקף פטרוגרפי במישחת יהלום 6 מיקרון ו-1 מיקרון במשך כ-60 דקות וכ-10 דקות, בהתאמה. לאחר מכן ליטוש באבקת אלומיניום 0.3 ו-0.05 מיקרון במשך דקות אחדות, ולבסוף ציפוי הדוגמאות בגרפיט. אנליזות נעשו לצורך הגדרת מינרלים ובחינת היחסים הטקסטורליים של מרכיבי הסלע וכן לצורך בדיקת הרכב המינרלים כבסיס לחישובים תרמוברומטריים. חישוב מחדש של האנליזות להפרדת  $Fe^{2+}$  ו- $Fe^{3+}$  והערכת האקטיביות נעשו בתכנה ax (Holland, per. com., 1993).

### 2.2.3 שיטות גיאותרמוברומטריות

בעזרת שיטות גיאותרמוברומטריות ניתן לשחזר את תנאי הלחץ-טמפרטורה שהתקמו בזמן המטאמורפיזם של סלעים. שיטות גיאותרמוברומטריות מבוססות על התלות הקיימת בין הרכב מינרל או מספר מינרלים לתנאי הלחץ-טמפרטורה בהם נוצרו. בעבודה זו נעשה שימוש נרחב בשיטות אלו. פרוט השיטות מופיע בתחילת פרק תנאי המטאמורפיזם (סעיף 4.1).

### 2.2.4 שיטות גיאוכרונולוגיות

תהליך הכנת הדוגמאות לתיארוך בשיטת K-Ar ובשיטת U-Pb כולל: דגימה בשדה; הכנת שקף פטרוגרפי ולימוד המאסף; טחינה; הפרדת הפרקציה 80-100 mesh (149-177 מיקרון); ניקוי באולטראסוניק (Ultra-Sonic) במשך שעה אחת; שטיפה בחומצת-מלח (0.5 נורמל) במשך שעה אחת, במים מזוקקים, באצטון ובאלכוהול להרחקת האבק הקרבונט והחומר האורגני, ויבוש בתנור בטמפרטורה של  $70^{\circ}C$ ; הפרדת הפרקציה המגנטית נעשתה במפריד מגנטי מתוצרת Frantz Isodynamic; הפרדה בין אמפיבול וביטיט נעשתה על שולחן רוטט; הפרדת הפרקציה הלא מגנטית הכבידה ( $3 <$  גרם/סמ"ק) שמכילה זירקון נעשתה בנוזלים כבדים. הפרקציות המופרדות נבדקו ב-SEM וב-XRD להערכת טיב ההפרדה ועוצמת האלטרציות.

תיארוך בשיטת K-Ar נעשה על ביטיט שהופרד משלוש דוגמאות מיגמטיט ודוגמת קוארץ-דיריט ואמפיבול שהופרד מדוגמת אמפיבוליט ודוגמת קוארץ-דיריט (סה"כ שש דוגמאות). תיארוך בשיטת U-Pb נעשה על צירקון שהופרד מהפרקציה הלא מגנטית הכבידה ( $3 <$  גרם/סמ"ק) של דוגמת הקוארץ דיריט (סה"כ דוגמא אחת).

התיארוך בשיטת K-Ar נעשה במעבדת המכון הגיאולוגי (לפרוט השיטה ראה מור (1986) והיימן (1990)). הערכת תחום השיגאה נעשתה על פי היימן (1990). הפרדת הצירקונים מהפרקציה הכבידה והתיארוך בשיטת U-Pb נעשה על ידי R. J. Stern & W. I. Manton במעבדות אוניברסיטת טקסס בדאלאס (לפרוט השיטה ראה Kroner et al. (1989)).

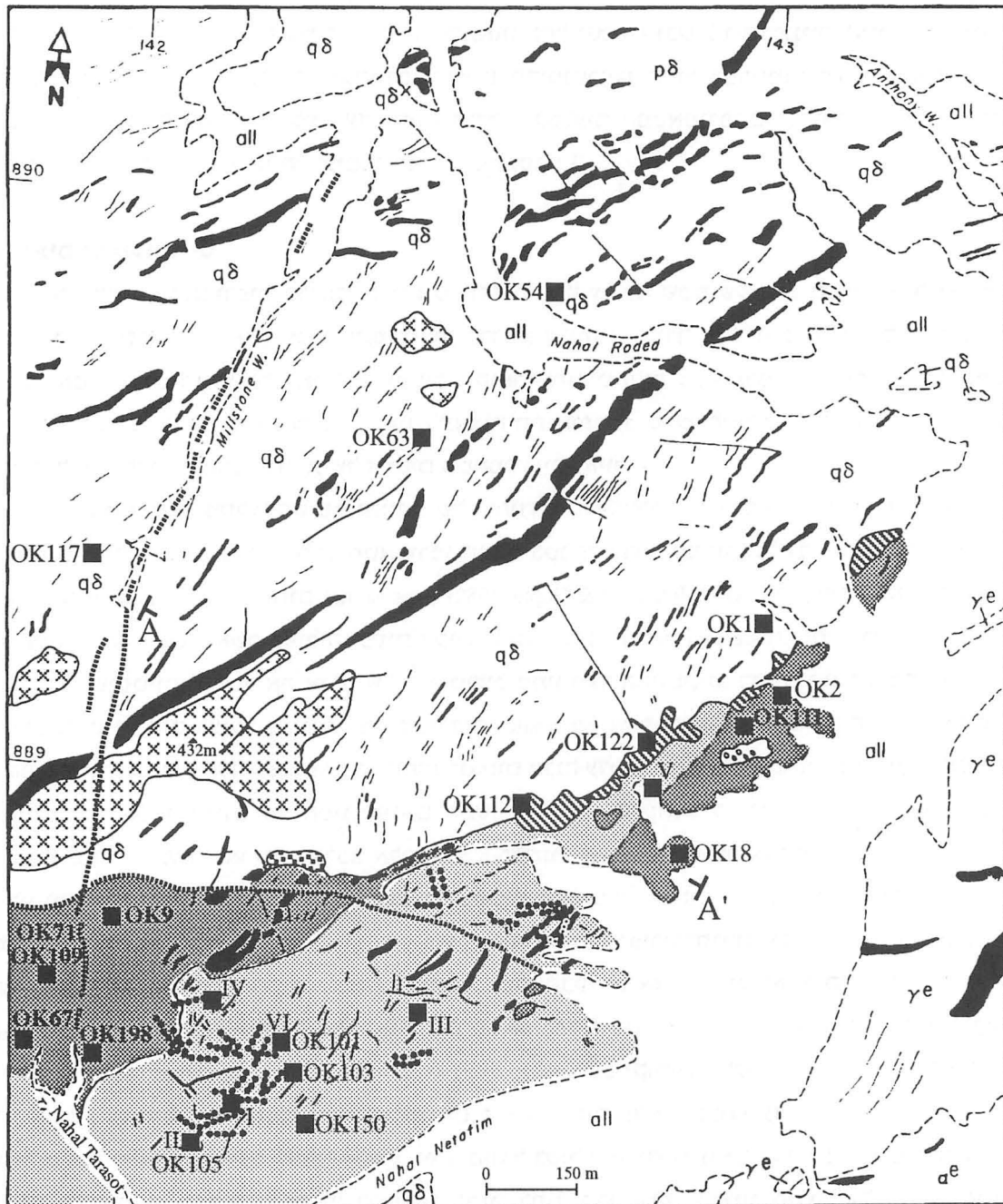
### 3. גיאולוגיה כללית

בגוש רודד חשופים סלעים מטאמורפים, מגמטים, וולקנים וסדימנטרים (איור 3) המציגים היסטוריה פרקמברית ארוכה. עיקר השטח החשוף בבלוק רודד מאוכלס על ידי פלוטון קוארץ-דיוריטי. הפלוטון חדר לתשתית מטאמורפית הנחשפת בשוליו הדרומיים (אזור נחל נטפים) ובשוליו הצפוניים (אזור נחל שחורת), ובמקומות מכוסה על ידי סלעים וולקניים וסלעים סדימנטריים מסוף הפרקמבריום. גרניטים ודייקים אפנטיים ופורפיריים בהרכב ריוליטי עד בסיסי חודרים לסלעים המטאמורפיים ולקוארץ-דיוריט (איור 4). תאור פטרוגרפי מפורט של סוגי הסלעים השונים מופיע נספח 1.

#### 3.1 סלעים מטאמורפיים

היחידה המטאמורפית בדרום מזרח גוש רודד חשופה על פני שטח של כ- 2 קמ"ר (איור 3) ומכילה בעיקר סלעי שיסט וגנייס אשר עברו מיגמטיזציה בדרגות שונות (בעבודה זו יכוננו מיגמטיטים כשם מכליל), וכן גופי אמפיבוליט הנחשפים לאורך המגע עם הקוארץ-דיוריט (לוח 1). המבנה המטאמופי כולל מישורי פוליאציה אנכיים עליהם מפותחת במקומות לינאציה תת-אופקית. סלעי השיסט והגנייס מהווים את סלע הסביבה לתוכו חדרים מספר דורות של דייקים מטאמורפיים (איור 4).

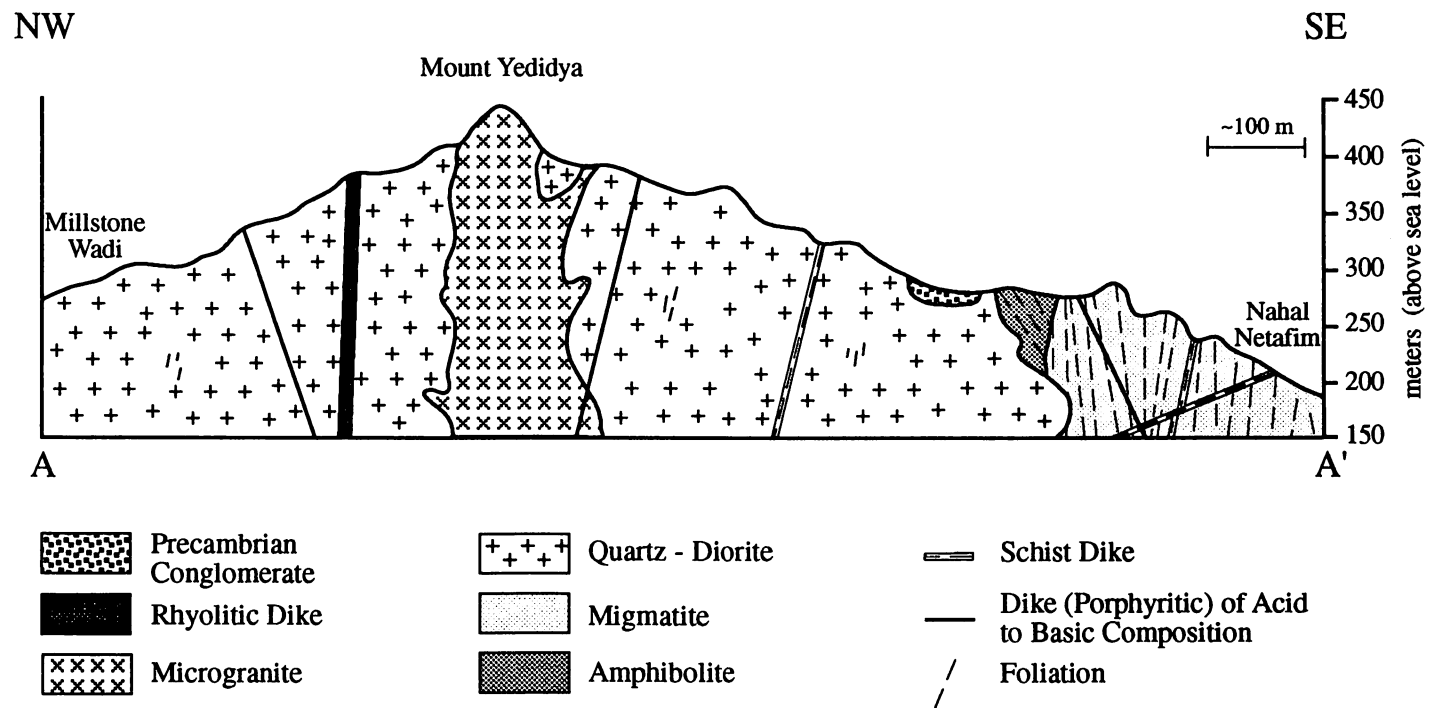
חלקים גדולים מסלעי השיסט והגנייס של היחידה המטאמורפית בדרום מזרח גוש רודד עברו תהליך של מיגמטיזציה. מיגמטיט הוא סלע מטאמורפי הנוצר בטמפרטורות גבוהות על גבול ההתכה. הסלע בנוי לסרוגין נאוזום (neosome), ומזוזום (mesosome) (Johannes & Gupta, 1982). הנאוזום מחולק לאזורים בהירים - לויקוזום (leucosome), אשר בשוליהן פסים דקים כהים - מלנוזום (melanosome). המזוזום מורכב מיחידות גנייסיות או שיסטיות ומשמר את אופיו של הפרוטוליט ממנו נוצר המיגמטיט. בדרום מזרח גוש רודד נחשפים הסלעים המיגמטיטים בעיקר כמיגמטיטים משוכבים (stromatic) אשר מאופיינים בסידור מקביל לשיסטוזיות של הנאוזום והמזוזום (Mehnert, 1968). במקומות לנאוזום מבנה עדשתי, ואזי המיגמטיטים נקראים מיגמטיטים עדשתיים (לוח 4). הנאוזום של המיגמטיטים המשוכבים בנוי לויקוזום בעובי עד 2 מ"מ המכיל בעיקר פלגיוקלז מאוזר (גלעין שאריתי בהרכב אלביט ו-K-פלדספר ושוליים בהרכב אנדיזין (לוח 3)) 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), ומגדירים דרגות מטאמורפיות של אזור הביוטיט אזור הגרנט ואזור הקורדיריט (לוח 2-3). לא מסתמן מערך מרחבי מסודר של האזורים המטאמורפיים השונים. הסלעים נושאי הפורפירובלסטים מופיעים בטלאים (patches). המאסף הרטרורדי מכיל כלוריט שבמקומות מחליף ביוטיט ופיניט המחליף את הקורדיריט. הנאוזום של המיגמטיטים העדשתיים בנוי לויקוזום עדשתי בעובי עד 5 ס"מ ובאורך של מספר 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 התפתח בתוך המיגמטיט המשוכב אשר לא נפגע מתהליך המיגמטיזציה העדשתי ומהווה את המזוזום העדשתי (לוח 4). השוואת הרכב פלגיוקלז בין לויקוזום ומזוזום סמוכים זה לזה ומרוחקים זה מזה משמשת ככלי לבדיקת מעורבות התכה ביצירת מיגמטיטים (למשל: Gupta & Johannes, 1982), כפי שיפורט בהמשך. הרכב גבישי פלגיוקלז ממספר אתרים המרוחקים מאות מטרים זה מזה (טבלא 3), נבדק בפרוב (איור 5). במיגמטיטים המשוכבים הרכב הפלגיוקלז דומה בין לויקוזום ומזוזום סמוכים ( $An_{15-17}$  ו- $An_{17-19}$  באתר 2 בהתאמה,  $An_{29}$  ו- $An_{29}$  באתר 3 בהתאמה,  $An_{18-20}$  ו- $An_{19-21}$  באתר 4 בהתאמה,  $An_{22-23}$  ו- $An_{23}$  באתר 4a בהתאמה), ושונה בין לויקוזום ומזוזום מרוחקים (לויקוזומים:  $An_{15-17}$ ,  $An_{29}$ ,  $An_{18-20}$ ,  $An_{22-23}$  באתרים 2, 3, 4 ו- 4a בהתאמה; מזוזומים:  $An_{17-19}$ ,  $An_{29}$ ,  $An_{19-21}$ ,  $An_{23}$  באתרים 2, 3, 4 ו- 4a בהתאמה). במיגמטיטים העדשתיים הרכב



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	III /OK71 Site/Sample No.

איור 3. מפה גאולוגית של דרום מזרח גוש רודד (after Avigad 1990). עוד מופיעים אתרי דגימה (מספרים) ואתרי מיפוי מפורט של יחסי שדה (ספרות רומיות).



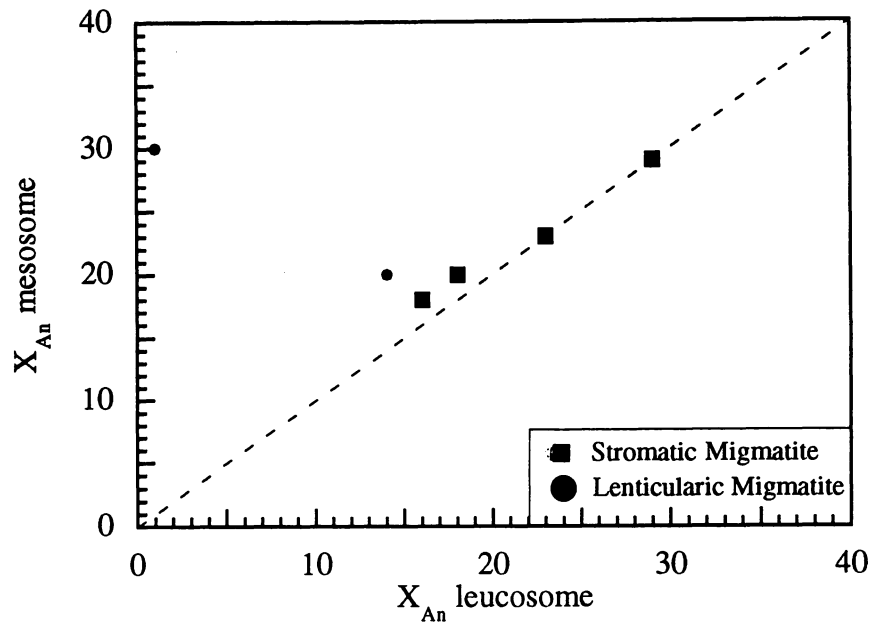
איור 4. חתך סכמטי של יחסי השדה בדרום מזרח גוש רודד (למיקום ראה איור 3).

הפלגיוקלוז באתר 1 שונה באופן משמעותי בין לויקוזום ומזוזום סמוכים ( $An_{01}$  ו- $An_{29-30}$ ) ושונה באופן פחות בולט באתר 4 ( $An_{13-16}$  ו- $An_{18-21}$ ) (איור 5). הגרנט מופיע כפורפירובלסטים בודדים או כמחרוזות של פורפירובלסטים בכיוונית מועדפת, וניכן בשתי צורות הופעה: האחת, גבישים הפאידאמורפים גדולים, פואיקיליטים (poikilitic), המכילים אינקלוזיות של קוארץ, ביוטיט (הממלא גם סדקים בגרנט) ובצר. השניה, גבישים כסנומורפיים קטנים יותר נקיים מאינקלוזיות, אשר במקומות גדלים כנגד קוארץ. הגרנטים מופיעים בעיקר בלויקוזומים והדבר מצביע על האפשרות שהגיעו למקומם זה כקסנוקריסטים. רצועות מלנוקרטיט המכופפות סביב הגרנט מראות א-סימטריה קלה שמקורה בגזירה, ומציעות שגידול הגרנט הינו קדום או בו-זמני לדפורמציה.

אתר מספר	מיקום	מספר דוגמא ותאור
1	OK150 (איור 3)	OK191 לויקוזום עדשתי OK192 מזוזום עדשתי
2	OK198 (איור 3)	OK198 לויקוזום משוכב OK198 מזוזום משוכב
3	נ.צ. 14150/88860	OK14 לויקוזום משוכב OK14 מזוזום משוכב
4	נ.צ. 14105/88875	OK193 לויקוזום עדשתי OK194 לויקוזום משוכב OK194 מזוזום משוכב (מתיחס כמזוזום עדשתי ל- OK193)
4a	נ.צ. 14120/88875	OK196 לויקוזום משוכב OK196 מזוזום משוכב

טבלא 3. אתרי דיגום מיגמטיטים. רוחב לויקוזום ומזוזום במיגמטיט משוכב עד מספר מילימטרים ועל כן דוגמא אחת מכילה את שניהם. המיגמטיט העדשתי רחב יותר (ראה טקסט), ועל כן לדיגום לויקוזום ומזוזום נדרשות שתי דוגמאות. באתר 4 סדרת לויקוזום - מזוזום של המיגמטיט המשוכב משמשת מזוזום עדשתי (ראה טקסט).

סלע האמפיבוליט מופיע במספר גופים שגודלם עשרות עד מאות מטרים רבועים לאורך המגע בין היחידה המטאמורפית והקוארץ-דיריט (איור 3). האמפיבוליט הוא סלע הטרוגני הבנוי חילופין של שכבות שחורות המכילות בעיקר אמפיבול ופלגיוקלוז (אנדזין - לברדוריט), ושכבות ירוקות בהרכב דומה אשר משמרות גם מאסף שאריתי בהרכב בסיסי הכולל פירוקסן (דיאופסיד-אוגיט) ופלגיוקלוז קלצי (לברדוריט - ביטוניט) (לוחות 1 ו-2). במקומות האמפיבוליט מכיל אמפיבול, ביוטיט ופלגיוקלוז קלצי. סלע המקור של גופי האמפיבוליט אינו ברור, השיכוב ההרכבי המופיע לעיתים מלמד על אפשרות של מבנה קומולטי. גוף האמפיבוליט הצפוני ביותר (איור 3) מכיל חלוקים קרבונטיים בהרכב קלציט, טלק, כלוריט ובצר. קסנוליטים של אמפיבוליט במטריקס לויקו-קוארץ-דיריטי מלווים את המגע בין האמפיבוליט והקוארץ-דיריט. המגע בין האמפיבוליט והמיגמטיט אינו חד. נראה שנוצר בשלב קדום בהיסטוריה הגיאולוגית ועבר ארועי דפורמציה אשר טישטשו את אופיו.



איור 5. הרכב פלגיוקלו מלויקוזום וממוזום של מיגמטיט (מיקום אתרים ראה טבלא 3).

נחילים של דייקים מטאמורפיים מוצבים ביחידה המטאמורפית של גוש רודד (וייסברוד, 1961), דייקים אלו מופו לראשונה על ידי Avigad (1990) (איור 3). מבחינים בשתי קבוצות עיקריות (לוח 5), 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: אמפיבול (בקבוצת הדייקים הקונקורדנטית בהרכב אקטינווליט ובקבוצת הדיסקורדנטית מאוזר: גלעין בהרכב הורנבלנדה ואקטינווליט-הורנבלנדה ושוליים בהרכב אקטינווליט), ביוטיט, פלגיוקלו מאוזר (שוליים בהרכב אנדזין וגלעין שאריתי בהרכב K-פלדספר ופלגיוקלו אלביטי) וקוארץ.

### 3.2 סלעים מגמטיים

הסלעים המגמטיים בגוש רודד חשופים על פני שטח של כ- 10 קמ"ר וכוללים: פלוטון בהרכב קוארץ-דיריטי החודר את היחידה המטאמורפית של דרום גוש רודד כלפי צפון; שני טיפוזי גרניט החדורים לתוך הפלוטון הקוארץ-דיריטי (וייסברוד, 1961): 1) גרניט פורפיר, החשוף בחלקו הצפוני של גוש רודד (אזור נחל שחורת); 2) מיקרוגרניט, המופיע כדייקים ומחדרים מאסיביים בקוארץ-דיריטי (איור 3 ו-4) ואף בגרניט פורפיר. מספר להקות דייקים בהרכבים חמוצים עד בסיסיים חדורים לסלעים בחלקו הדרומי של גוש רודד. במסגרת עבודה זו יטופל הקוארץ דיריטי בלבד.

הקוארץ-דיריטי חדור ליחידת הסלעים המטאמורפיים של דרום גוש רודד. נראה כי חדירת הפלוטון התרחשה תוך ניצול המגע בין האמפיבוליט והמיגמטיט. הפלוטון הקוארץ דיריטי נחשף מנחל נטיפים בדרום עד נחל שחורת בצפון, ומהווה את טיפוס הסלע העיקרי החשוף בגוש רודד. הקוארץ-דיריטי הוא סלע הטרוגני, הכולל בתוכו הופעות דקות וגסות גביש, ומכיל קסנווליטים בהרכב מל-(קוארץ)-דיריטי. המינרלים העיקריים הם אמפיבול אשר לעיתים במרכזו מופיע פירוקסן (דיאופסיד-אוגיט) (לוח 2), ביוטיט, פלגיוקלו בהרכב אוליגוקלו, קוארץ וספן. בפלוטון הקוארץ-דיריטי קיימות עדויות למעוות חלש המתבטא בפוליאציה מקומית ואזורים עם טקסטורה פוליגונלית. במקומות מופיעים בתוך הקוארץ דיריטי גופים שיסטוזיים בכיוון מזרח-מערב שאורכם מגיע לעשרות מטרים. נראה שגופים אלה הם דייקים מטאמורפיים.

המיקרוגרניט מופיע כמחדרים מאסיביים וכדייקים בקוארץ-דיוריט (איורים 3 ו-4) ואף בגרניט פורפיר. הסלע בינוני-גביש ומכיל K-פלדספר, פלגיוקלז, קוארץ ומעט מוסקוביט, וכן רצועות קטקלזה בהן שברי-מינרלים צפים בתוך מטריקס קוארצו-פלדספטי מרוסק.

### 3.3 סלעים סדימנטריים

במספר אתרים בגוש רוודד חשוף קונגלומרט פרקמברי (וייסברוד, 1961; Garfunkel, 1980), השייך לסדרה הוולקנו-קונגלומרטית שתוארה על ידי Bendor (1961). בשטח העבודה, בדרום מזרח גוש רוודד, נחשף קונגלומרט פולימיקטי (איורים 3 ו-4) המכיל חלוקים בגדלים שונים בעלי עיגוליות וכדוריות גרועים, אשר נגזרו מסלע הסביבה ומקורם במיגמטיט, בקוארץ דיוריט ובדייקים השונים (לוח 1). החומר המלכד את החלוקים הינו חומר דק ממקור וולקני (וייסברוד, 1961).

### 4.1 הקדמה

במסגרת העבודה ידונו תהליכים המתרחשים במהלך מסלול קבורה וחשיפה של סלעים מטאמורפיים. סלעים מטאמורפיים הם סלעים שעברו שינוי מינרלוגי ו/או טקסטורלי כתגובה לשינוי בתנאים התרמליים ובמשטר הדפורמציה. המינרלים הבונים סלעים אלה עוברים גיבוש מחדש (recrystallization) על מנת להגיע לשיווי משקל בתנאים החדשים, ומכאן שהרכב מינרל יוכל לאפיין את סביבת היווצרותו. במיקרים רבים מאסף מינרלים שהגיע לשיווי משקל בעומק לא עובר גיבוש מחדש מלא על ידי התנאים שמאפיינים את מסלול חשיפת הסלעים ושהייתם בפני השטח. הרכב המינרלים של סלע מטאמורפי ששהה בקומות עמוקות בקרום ואחר חזר לפני השטח משמר אינפורמציה על הקומות העמוקות. באמצעות גיאותרמוברומטרים ניתן לשחזר את תנאי היווצרות מינרל על סמך הרכבו, ולמעשה ללמוד על תנאי הלחץ-טמפרטורה שמאפיינים את סביבת ההיווצרות של הסלע המכיל את המינרל הנבדק. הערכת תנאי המטאמורפיזם בשיטות גיאותרמוברומטריות מקובלת בקרב חוקרים (למשל: Yardley & Barber, 1991). במספר מקומות במרחבי סיני ואילת נעשו עבודות בסלעי התשתית הפרקמברית שכללו גיאותרמוברומטריה למשל: ואדי קיד (Reymer et al., 1984); גוש אילת (Matthews et al., 1989); דרום מזרח הערבה (Jarar, 1995 in press) (איור 1). על סמך עבודות אלו נראה כי תנאי שיא המטאמורפיזם היו בדרך כלל בפציאס אמפיבוליטי. במסגרת עבודה זו נעשה שימוש נרחב בגיאותרמוברומטרים בכדי לאפיין את התנאים המטאמורפיים בהם נוצרו הסלעים של דרום מזרח גוש רווד (פרוט בהמשך).

תנאי המטאמורפיזם מלמדים על המשטר התרמלי השורר בעומק, ומאפשרים לשחזר גרדיינט גיאותרמלי האופייני לסביבה הנחקרת. הגרדיינט הגיאותרמלי נחשב כזיין לסביבה טקטונית, ובכך חשיבותו. גרדיינט תלול (עלייה מהירה של הטמפרטורה עם העומק) קיים בסביבות "חמות" כגון קשתות איים, בעוד שגרדיינט מתון (עלייה מתונה של הטמפרטורה עם העומק) קיים בסביבות "קרורות" כגון אזורי הפחתה. בשילד הערבי נובי הוגדרו אזורים שנחשבים כשרידים של קשתות איים (Stoeser & Camp, 1985), ויתכן שגם אזור אילת, שאופיין בגרדיינט תלול (Matthews et al., 1989) הוא חלק של סביבה כזו (Shimron, 1984). במסגרת העבודה נעשה ניסיון לשפר את הידע על הסביבה הטקטונית בה נוצרו הסלעים בגוש רווד בעזרת איפיון הגרדיינט הגיאותרמלי וכן נעשה מאמץ ללמוד את המשטר התרמי בקרום הפרקמברי.

### 4.2 שיטות גיאותרמוברומטריות

#### 4.2.1 הקדמה

שיטות גיאותרמוברומטריות מבוססות על כיוול כמותי של התלות בלחץ או בטמפרטורה של ראקציות גידול מינרלים, ראקציות שיחלוף יסודות בין מינרלים או איכלוס אתרים כריסטלוגרפיים בתוך מינרל. הדיון יעשה עבור ראקציות שיחלוף, אך מתאים גם לראקציות גידול מינרלים ואיכלוס אתרים. הנחת העבודה היא שעבור ראקציה נתונה הנמצאת בשיווי משקל ובתנאי לחץ וטמפרטורה נתונים, מקדם החלוקה המכתיב את שיחלוף היסודות קבוע. הנחה זו גלומה במשוואה הסטנדרטית של התרמודינמיקה, המציגה את התלות בין הלחץ (P), הטמפרטורה (T) ושיחלוף היסודות בין המינרלים, הבא לידי ביטוי בקבוע שיווי המשקל (K):

$$\Delta H^0(T, P) - T\Delta S^0(T, P) + (P - 1)\Delta V_s + RT \ln K = 0$$

השינויים באנתלפיה ( $\Delta H$ ), באנטרופיה ( $\Delta S$ ) ובנפח הסגולי ( $\Delta V$ ) במצב סטנדרטי (מוצקים טהורים בטמפרטורה T ובלחץ P) קבועים בקרוב עבור ראקציות נתונות, ובאופן מתמטי משמשים כמקדמים. R הוא קבוע הגזים. בתרמומטר אמין שיחלוף היסודות יהיה תלוי בעיקר בטמפרטורה ופחות בלחץ, ובאופן מתמטי במקדם מספרי גדול לטמפרטורה ובמקדם קטן ללחץ ( $\Delta S^0 \gg \Delta V_s$ ). בברומטר אמין התלות תהיה בעיקרה בלחץ ומעטה

בטמפרטורה ( $\Delta S^0 \gg \Delta V_s$ ). ערך  $\Delta H^0$  גדול מעלה רגישות של ראקציה לטמפרטורה. הכיול של ראקציה נתונה לתוצאות מספריות נעשה על ידי מציאת ערכי המישתנים התרמודינמיים ופיתוח ביטוי חשבוני לקבוע שיווי המשקל (K) שיתאר בצורה טובה את אופי שיחלוף היונים. מציאת ערכי המישתנים התרמודינמיים נעשת בניסויי מעבדה על סדרת מינרלים אשר גובשו מחדש בתנאי לחץ וטמפרטורה מבוקרים (Ferry & Spear, 1978), או בצורה אמפירית, על ידי בדיקת יחס היסודות המשתחלפים בסדרת מינרלים אשר תנאי הלחץ או הטמפרטורה נקבעו באופן בלתי תלוי (למשל: Holland & Blundy, 1994; Hollister et al., 1987). מציאת ערכים אלה על סמך ניסויי מעבדה במינרלים בודדים נחשבת מדוייקת יותר מקביעה אמפירית שנעשת בסלעים מהשדה, שכן תנאי הלחץ-טמפרטורה במעבדה נמדדים בצורה מדוייקת יותר מהערכת התנאים הטבעיים (Hodges & McKenna, 1987), זאת על אף שיש קושי לדמות בניסויי מעבדה במינרלים בודדים את השפעת מרכיבי הסלע הנוספים שקיימים בדוגמאות מהשדה. פיתוח ביטוי חשבוני לקבוע שיווי המשקל (K) נעשה על סמך מודלים תאורטיים (למשל: Holland & Blundy, 1994). הכיולים השונים מתאימים לתחום מוגדר של לחצים וטמפרטורות וכן לתחום הרכבים מוגבל. סטייה מתחומים אלו תכניס אי דיוקים בגיאותרמוברומטריה. תוצאות מספריות הן ביטוי של ראקציה השיחלוף ואינן עומדות בפני עצמן. כלומר, השינוי ביחסי היסודות המשתחלפים במינרל הנבדק, הוא המשמעותי ואילו התוצאה המיספרית תלויה בכיול. בכל מקרה, יש לבדוק את התוצאות התרמוברומטריות לאור תצפיות בלתי תלויות (יחסי-שדה, פטורגרפיה, דפורמציה) כדי להבטיח את אמינותן.

באופן מעשי השימוש בשיטות התרמוברומטריות כולל את השלבים הבאים:

1. לימוד פטורגרפי של הדוגמא והגדרת ראקציה שיחלוף יסודות על סמך המאסף הקיים.
2. אנליזה מיקרופורב למדידת ריכוז היסודות המשוחלפים בין מרכיבי הפאזות המינרלוגיות השונות.
3. חישוב תרמודינמי: המקדמים התרמודינמיים והביטוי החשבוני לקבוע שיווי המשקל (K) עבור ראקציות שיחלוף שונות ידועים מהכיולים בספרות (כפי שהוסבר קודם; למשל: Holland & Powell, 1990). מתוך שלושת המשתנים (P, T, K), אחד מדיד (K) - על ידי קביעת יחס ריכוזי היסודות המשוחלפים בין המינרלים (בראקציה), והשניים האחרים (P, T) תלויים זה בזה. תלות הלחץ בטמפרטורה, עבור הרכב נתון (הקובע את K), ניתנת להצגה במרחב P-T. תרמומטר אופטימלי יהיה בלתי תלוי בלחץ ויוצג (עבור הרכב נתון) במרחב P-T כקו מקביל לציר P, ברומטר אופטימלי יוצג בהתאם כקו מקביל לציר T. בתרמומטרים בהם נעשה שמוש בעבודה זו ישנה תלות קטנה בלחץ, ובמרחב P-T יוצגו כקו תת - מקביל לציר P. דוגמא מיספרית לתהליך העבודה בתרמומטר של גרנט ביוטיט מוצגת בנספח 2.

בחישובים גיאותרמוברומטריים קיימים ארבעה מקורות לשגיאה (Hodges & McKenna, 1987):

1. חוסר שיווי משקל מלא של המערכת;
  2. שגיאה אנליטית;
  3. אי דיוק בהערכת המישתנים התרמודינמיים;
  4. אי דיוק בפיתוח הביטוי החשבוני לקבוע שיווי המשקל;
- השגיאה בחישוב גיאותרמוברומטרי בעיקבות חוסר שיווי המשקל איננה ניתנת להערכה כמותית. מניחים כי שוליים של מינרלים במגע נמצאים בשיווי משקל (Spear & Peacock, 1989), וכן כי גלעיני המינרלים משמרים תנאי שיווי משקל. הערכות של לחץ וטמפרטורה הנעשות מאזורי השוליים והגלעין נחשבות כחופשיות ממקור זה של שגיאה. השגיאה האנליטית מקורה במכשיר האלקטרון-פרוב המשמש לקביעת הרכבי המינרלים. ניתן להגדיר שתי שגיאות אנליטיות: האחת היא סטיית המכשיר (precision), כלומר מידת יכולת המכשיר לחזור על תוצאה במדידה חוזרת של אותה הדוגמא (Spear & Peacock, 1989). שגיאה זו היא שגיאה אקראית וגודלה אינו קבוע. השגיאה האנליטית השנייה היא דיוק המכשיר (accuracy), כלומר מידת יכולת המכשיר לספק תוצאה אמיתית (Hodges & McKenna, 1987). מידת דיוק המכשיר יחד עם אי דיוקים בהערכת

המישתנים התרמודינמיים ובפיתוח הביטוי החשבוני לקבוע שיווי המשקל מכניסים לתוצאת המדידה שגיאה חוזרת (systematic) בעלת גודל קבוע בקרוב. השגיאה המלאה בחישוב גיאותרמוברומטרי כוללת את השגיאה האקראית והשגיאה החוזרת.

גיאותרמוברומטריה השוואתית, המערבת הפעלת ברומטר או תרמומטר אחד על מספר דוגמאות סלע על מנת לחשב הבדלי תנאים בין סלעים, יכולה להתעלם מהשגיאה החוזרת (systematic), ונדרשת להתחשב רק בשגיאה האקראית. גיאותרמוברומטריה לקביעת תנאי מטאמורפיזם מוחלטים אינה יכולה להתעלם מהשגיאה החוזרת. כאשר בהפעלת מספר שיטות בלתי תלויות על דוגמת סלע אחת מתקבלת תוצאה דומה, ניתן להסיק על אמינות הכיוליים ועל התאמה אפשרית לתנאים האמיתיים כלומר תחום שגיאה (אקראית וחוזרת) קטן יחסית לתוצאות המדידה.

בעבודה זו יוצגו תוצאות הלחץ או הטמפרטורה כממוצע של מדידות שנערכו בסלע אחד ותחום השגיאה יוצג כסטיית תקן של הממוצעים (standard deviation of the mean), כפי שעשו (Reymer et al. 1984) ו- (Matthews et al. 1989). תחום שגיאה זה מייצג בקרוב את השגיאה האקראית, ומתאים לגיאותרמוברומטריה השוואתית. הערכת השגיאה החוזרת (systematic) המקסימלית תפורט בהמשך ותייצג את מידת הדיוק יחסית לתנאים האמיתיים.

בעבודה זו נעשה שימוש בתרמומטרים ובברומטרים הבאים:

1. תרמומטר של גרנט - ביוטיט (Ferry & Spear, 1978). הראקציה עליה בנוי תרמומטר זה, היא החלפת ברזל ומגנזיום בין מרכיבים של המינרלים גרנט וביוטיט. הכיול נעשה עבור הרכבי גרנט של  $>0.2$   $(Ca+Na)/(Ca+Na+Fe+Mg)$  והרכבי ביוטיט של  $>0.15$   $(Al^{VI}+Ti)/(Al^{VI}+Ti+Fe+Mg)$ . זוגות של מינרלים במגע מועדפים לאנליזה, אך לעיתים החישובים נעשו על סמך אנליזות של זוגות מינרלים לא במגע בהנחה שקיים שיווי משקל בקני"מ של שקף פטרוגרפי. (Ferry & Spear, 1978), מעריכים את תחום השגיאה בתרמומטר זה כ-  $\pm 50^{\circ}C$ , ללא פרוט מלא של גורמי השגיאה. (Spear & Peacock, 1989), מעריכים שבתרמומטר זה גודל השגיאה האנליטית הנובע מסטיית מכשיר האלקטרון פרוב הוא  $\pm 20-30^{\circ}C$  (שגיאה אקראית), ומכאן שההערכה של  $\pm 50^{\circ}C$  (Ferry & Spear, 1978) כוללת בתוכה מרכיב נוסף של שגיאה חוזרת. (Hodges & McKenna, 1978) העריכו את השגיאה המלאה בתרמומטר זה כיותר מ-  $\pm 100^{\circ}C$ . הערכה זו גורמת לתרמומטר לאבד הרבה מערכו ככלי לשיחזור תנאי מטאמורפיזם, ועל כן מציעים האחרונים להשתמש בו ככלי לתרמומטריה השוואתית. בצורה זו רק הסטייה האנליטית (שגיאה אקראית) של מכשיר האלקטרון פרוב מכניסה אי דיוקים, שכן כל השגיאות האחרות פועלות בצורה דומה על הסלעים. (Hodges & Spear, 1982), השוו את תוצאות התרמומטר של גרנט ביוטיט לטמפרטורה שנקבעה בשיטה אחרת, ומצאו התאמה בתוצאות. התאמה בהערכת הטמפרטורות בשיטות שונות ובלתי תלויות מלמדת על כך שהערכת השגיאה של מעל  $\pm 100^{\circ}C$  (Hodges & McKenna, 1987) מוגזמת, ושכנראה תחום השגיאה המלאה (בהכנסת כל גורמי השגיאה) קטן יותר. בעבודה זו נלקח הערך של  $\pm 50^{\circ}C$  כמייצג את תחום השגיאה המלאה (אקראית וחוזרת).

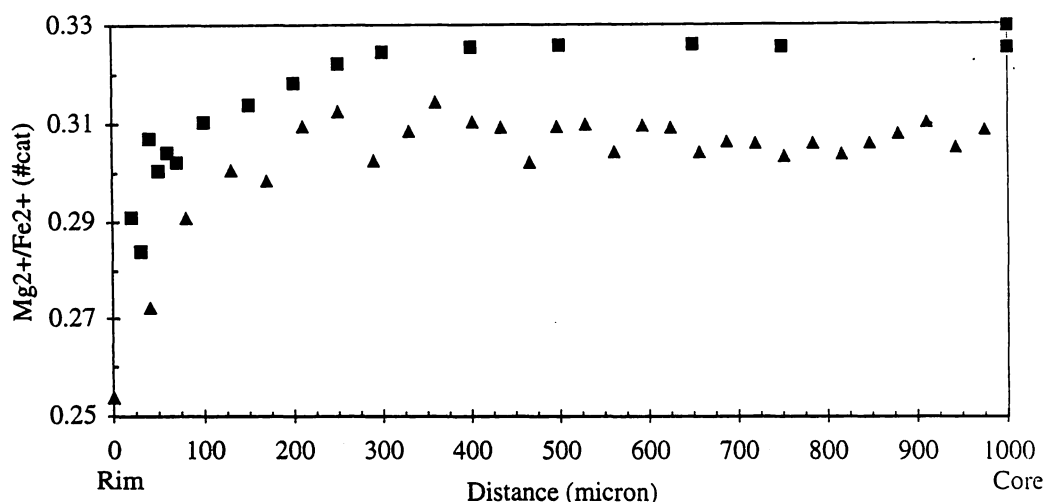
2. תרמומטר של אמפיבול - פלגיוקלז (Holland & Blundy, 1994). הראקציה עליה בנוי תרמומטר זה, היא החלפת נתרן או נתרן וסידן בין מרכיבים של המינרלים אמפיבול ופלגיוקלז. בסלעים בעלי הרכב רווי לסיליקה, הכיול נעשה עבור תחום טמפרטורות של  $900-400^{\circ}C$ , הרכב אמפיבול בו  $Al^{VI} < 1.8$ ,  $Na^A > 0.02$  pfu ותכולת ה-Si היא  $6.0-7.7$  pfu, ופלגיוקלז בהרכב  $An_{90}$ . בסלעים בעלי הרכב תת-רווי לסיליקה, הכיול נעשה עבור תחום טמפרטורות של  $900-500^{\circ}C$ , הרכב אמפיבול בו  $Al^{VI} < 1.8$  pfu,  $Na^{M4} > 0.03$  pfu ותכולת ה-Si היא  $6.0-7.7$  pfu, ופלגיוקלז בהרכב  $An_{10-90}$ . תחום השגיאה הינו  $\pm 40^{\circ}C$ ; הערכת השגיאה נעשתה על ידי השוואת תוצאות הטמפרטורה שנמדדו בתרמומטר זה לטמפרטורה שנקבעה באותן דוגמאות בשיטות בלתי תלויות. הערכת שגיאה זו כוללת בתוכה את כל מרכיבי השגיאה.

3. ברומטר של תכולת אלומניום בהורנבלנדה (Hammerstorm & Zen, 1986; Hollister et al., 1987). ברומטר זה מתבסס על קשר אמפירי בין תכולת האלומניום בהורנבלנדה ובין עומק התמצקות הפלוטון ממנו נדגם ההורנבלנדה. השימוש בברומטר זה מחייב מאסף של הורנבלנדה, ביוטיט, פלגיוקלז ( $An_{25-39}$ ), K-פלדספר, ספן, קוארץ ומגנטיט או אילמניט. הכיול נעשה עבור תחום הלחצים של 2-8 kbar. תחום השגיאה הינו  $\pm 1$  קילובר (Hollister et al., 1987). שגיאה זו נובעת מהשגיאה האנליטית במדידת תכולת האלומניום (שגיאה אקראית) ומאי דיוק הכיול (שגיאה חוזרת), ללא פרוט על התרומה היחסית של כל אחד מגורמי השגיאה.

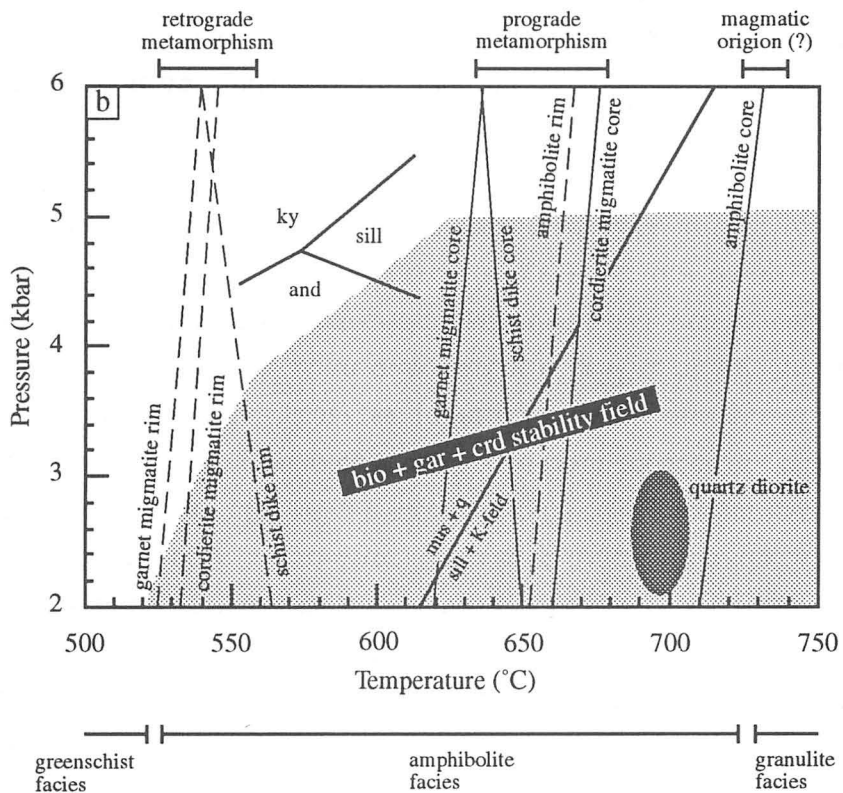
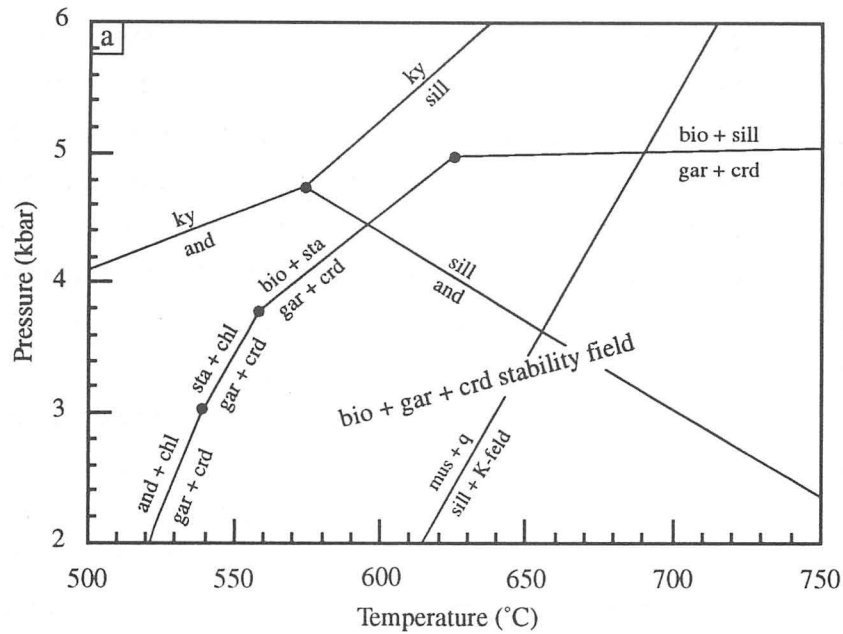
תנאי המטאמורפיזם בגוש רודד שוחזרו בשיטות גאותרמוברומטריות. ביחידה המטאמורפית איפשרו המאספים הקיימים שימוש בתרמומטרים בלבד ואילו ברומטריה נעשתה בשיטה אחרת (ראה להלן). בפלוטון הקוארץ-דיריטי איפשר המאסף המינרלוגי שימוש בתרמומטרים ובברומטרים. תרמומטריה של גרנט - ביוטיט נעשתה בדוגמאות מהסלעים המיגמטיטים. אנליזות מיקרופרום נעשו במרכזי הגבישים ובשוליהם (לוח 2). במרכזי הגבישים הטמפרטורה המוערכת נחשבת כמיצגת את שיא המטאמורפיזם, אך תתכן גם דיפוזיה של יונים תוך קירור. במספר גבישי גרנט נעשה חתך ממרכז הגביש כלפי השוליים. גבישי ביוטיט נקיים מהחלפה לכלוריט נבחרו לאנליזה שכן על סמך שיקולים פטרוגרפיים נראה כי הכלוריטיזציה מאוחרת לשיא המטאמורפיזם. תרמומטריה של אמפיבול - פלגיוקלז נעשתה בדוגמאות מהסלעים המיגמטיטים, מהגופים האמפיבוליטים, מהדייקים המטאמורפיים ומהקוארץ-דיריט. בסלעים המטאמורפיים נעשתה אבחנה בין חישוב הטמפרטורה על סמך אנליזה של גלעיני האמפיבול הבנויים ההורנבלנדה (המיצגים כנראה את תנאי שיא המטאמורפיזם או שארית של מאסף מגמטי), לבין חישוב על סמך שולי האמפיבולים הבנויים אקטינווליט (המיצגים כנראה מטאמורפיזם רטרוגרדי), וכן נעשתה אבחנה בגבישי הפלגיוקלז בין הגלעין האלביטי לבין השוליים האנורטיטיים יותר. החישובים נעשו על סמך השוליים האנורטיטיים, שכן כנראה הגלעין האלביטי הוא שריד של מאסף קדום. ברומטריה לפי תכולת אלומניום בהורנבלנדה נעשתה בדוגמאות מהקוארץ דיריט.

#### 4.2.2 שיסט גנייס ומיגמטיט

בגביש גרנט משתי דוגמאות מיגמטיט (OK71, OK109) נבדק יחס Mg/Fe, מגלעין הגביש עד שוליו. נמצא כי ערך Mg/Fe קבוע בגלעין ויורד בשוליים (איור 6). התנהגות זו מאפיינת שוני בין תנאי גידול המינרל (גלעין) ובין תנאים מאוחרים יותר (שוליים), ובאה לידי ביטוי בטמפרטורות נמוכות יותר בשוליים.



איור 6. חתך דרך גבישי גרנט משתי דוגמאות מיגמטיט, OK71 ריבוע ו-OK109 משולש, (למיקום הדוגמאות ראה איור 3).



איור 7. (a) שדה היציבות של המינרלים האלומוסייליקטים, שדה היציבות של מאסף שיא המטאמורפיזם (ביוטיט, גרנט וקורדיריט) והאיזוגרד השני של הסילמניט; (b) התנאים המטאמורפיים הממוצעים בדרום מזרח גוש רווד כפי שנמדדו על סמך הכימיה של המינרלים (ראה טקסט). קווים רצופים: תנאי הלחץ-טמפרטורה בגלעיני המינרלים. קווים מקוטעים: תנאי הלחץ-טמפרטורה בשולי המינרלים. שדה היציבות של מאסף שיא המטאמורפיזם (ביוטיט, גרנט וקורדיריט) מסומן על ידי אפור בהיר. מספר ראקציות מטאמורפיות חשובות מסומנות על ידי קווים עבים (ראה טקסט). תנאי ההתגבשות של הפלוטון הקוארץ דיוריט מסומנים על ידי אליפסה אפורה כהה. בחלק התחתון מופיעים שדות הפאזיסים המטאמורפיים גרינשיסט, אמפיבוליט וגרנוליט.

בשתי דוגמאות המכילות פורפירובלסטים של גרנט (OK9, OK18) ובארבע דוגמאות המכילות פורפירובלסטים של פיניט (פסאודומורף אחרי קורדיריט) וגרנט (OK2, OK71, OK109, OK111) נבדקו מספר זוגות של גבישי גרנט וביוטיט במגע. הטמפרטורות שהתקבלו בגלעיני המינרלים של הסלעים מכילי הגרנט היא  $631 \pm 12^{\circ}\text{C}$  ומגלעיני המינרלים של הסלעים מכילי הקורדיריט היא  $659 \pm 21^{\circ}\text{C}$  (פרוט בטבלא 4a-b), ומצינויות מטאמורפיזם בפאציאס אמפיבוליטי עליון (איור 7). הטמפרטורות שהתקבלו משולי המינרלים נמוכות מהטמפרטורות בגלעינים  $534 \pm 15^{\circ}\text{C}$  בסלעים מכילי הגרנט ו-  $534 \pm 20^{\circ}\text{C}$  בסלעים מכילי הקורדיריט. לא ברור האם הטמפרטורה הנמוכה המתקבלת מהשוליים מצינת שגידול השוליים נעשה תוך כדי ארוע מטאמורפי נוסף על גבול פאציאס אמפיבוליט - גרינשיסט או שהיא תוצאה של קרור מאוחר שיצר תנאי שיווי משקל חדשים שהשפיעו רק על השוליים שגדלו בארוע המטאמורפי העיקרי.

בדוגמת מיגמטיט אחת (OK67) המכילה אמפיבול ופלגיוקלו נבדקו מספר זוגות של מינרלים אלה הנמצאים במגע. התקבלה נטיית טמפרטורה בין גלעין ( $643 \pm 6^{\circ}\text{C}$ ) ושוליים ( $595 \pm 4^{\circ}\text{C}$ ), הדומה לנטייה שהתקבלה מתרמוטריה של גרנט - ביוטיט (בטבלא 4c).

המטאמורפיזם בדרום מזרח גוש רודד התרחש בלחץ מקסימלי של 5 קילובר, המתאים לעומק מקסימלי של 12-15 קילומטר (כתלות בצפיפות עמודת הסלע). הלחץ הוערך על סמך שדה היציבות של המאסף ביוטיט-גרנט-קורדיריט (Powell & Holland, 1990), שכן הסלעים המיגמטיטים לא מכילים מאסף מתאים להערכת לחץ על סמך ראקציות שיחלוף (איור 7).

#### 4.2.3 סלע האמפיבוליט

בשתי דוגמאות של אמפיבוליט (OK112, OK122) נבדקו מספר זוגות של גבישי אמפיבול ופלגיוקלו במגע. הטמפרטורה שהתקבלה מגלעיני אמפיבול היא  $722 \pm 18^{\circ}\text{C}$ , והיא מצינת מטאמורפיזם בפאציאס אמפיבוליטי עליון על גבול הפאציאס הגרנווליטי. לחילופין, הטמפרטורה הגבוהה יכולה להצביע על האפשרות שהגלעין בעל הרכב מגמטי שאריתי, דהיינו מייצג טמפרטורת קרור של גוף האמפיבוליט. טמפרטורה נמוכה יותר התקבלה משולי האמפיבול-  $662 \pm 20^{\circ}\text{C}$ , ונראה שהיא מצינת מטאמורפיזם בפאציאס אמפיבוליטי. הטמפרטורות שהתקבלו משולי המינרלים בסלע האמפיבוליט דומות לטמפרטורות שהתקבלו מגלעיני המינרלים בסלע המיגמטיט (בטבלא 4d). יתכן ששולי האמפיבולים באמפיבוליט רשמו את הארוע המטאמורפי העיקרי שנבדק בגלעיני המינרלים בסלע המיגמטיט, ומכאן שגלעיני המינרלים בסלע האמפיבוליט הם ממקור מגמטי. לא נמצא מאסף מטאמורפי בסלע האמפיבוליט המאפשר את הערכת הלחץ ישירות מסלעים אלה. הגופים האמפיבוליטיים מציגים במקומות מבנה מטאמורפי הדומה למבנה של הסלעים המיגמטיטיים (ראה פרק מבנה). נראה כי סלע האמפיבוליט עבר את ארוע המטאמורפיזם העיקרי יחד עם הסלעים המיגמטיטיים, על כן ניתן להכליל את סלע האמפיבוליט תחת הערכת הלחץ שנעשתה עבור הסלעים המיגמטיטיים.

#### 4.2.4 דייקים מטאמורפיים

בדוגמא אחת של דייק קונקורדנטי (OK103) ובשתי דוגמאות של דייק דיסקורדנטי (OK101, OK105) נבדקו מספר זוגות של גבישי אמפיבול ופלגיוקלו במגע. בדייק הקונקורדנטי נבדקו גבישי אמפיבול בהרכב אקטינווליט, ובדייקים הדיסקורדנטיים נבדקו גבישי אמפיבול מאוזרים: גלעין בהרכב הורנבלנדה, שוליים בהרכב אקטינווליט-הורנבלנדה ואקטינווליט. הטמפרטורה שהתקבלה מגלעיני המינרלים היא  $650 \pm 20^{\circ}\text{C}$  (בטבלא 4e), ומצינויות מטאמורפיזם בפאציאס אמפיבוליטי עליון או לחילופין מצביע על כך שהגלעין משמר הרכב מגמטי. טמפרטורה נמוכה יותר התקבלה משולי המינרלים -  $554 \pm 14^{\circ}\text{C}$ , ויתכן שהיא מצינת מטאמורפיזם רטורגדי בגבול פציאס אמפיבוליט - גרינשיסט או שהיא תוצאה של קרור מאוחר שיצר תנאי שיווי משקל חדשים.

יחסי השדה של הדייקים המטאמורפיים מסובכים (מופיעים ביחידה המטאמורפית ובקוארץ-דיריט).

על כן תוצאות הערכת הלחץ שנעשו בסלעים המיגמטיטיים וקוארץ-דיוריט (ראה להלן) יוצרות מיגבלות מקסימום ומינימום, בהתאמה.

#### 4.2.5 קוארץ-דיוריט

בשלוש דוגמאות של קוארץ-דיוריט (OK1, OK54, OK63) נבדקו מספר זוגות של גבישי אמפיבול ופלגיוקלז במגע, וכן נבדקה תכולת האלומיניום באמפיבולים הללו. בדוגמת קוארץ-דיוריט נוספת (OK117) נבדקה תכולת האלומיניום באמפיבולים. הטמפרטורה שהתקבלה מגלעיני המינרלים ומשוליהם דומה -  $690 \pm 19^\circ\text{C}$  ו-  $701 \pm 11^\circ\text{C}$ , בהתאמה (בטבלא 5a). הלחץ שהתקבל מגלעיני המינרלים ומשוליהם דומה אף הוא - kbar  $2.9 \pm 0.2$  ו-  $2.9 \pm 0.2$  kbar, בהתאמה. לחץ זה מציין עומק גיבוש של 5-9 קילומטר. בדוגמא OK117 לא נעשתה אבחנה בין גלעין לשוליים והלחץ שהתקבל הוא  $2.7 \pm 0.1$  kbar, המציין עומק דומה (טבלא 5b). על פי הדמיון בתנאי הלחץ-טמפרטורה בין גלעיני המינרלים לשוליהם נראה כי תנאים אלו לא השתנו תוך גידול המינרלים. יתכן ואופיו ההטרוגני של הפלוטון הקוארץ-דיוריטי ניכר גם על פי הברומטריה. דוגמא OK54 ודוגמאות OK1 ו-OK63 נותנת לחצים שווים על פי תחום שגיאה מקסימלי של 1 kbar, אך קיימת מגמה של ריכוז המדידות באזור ה- 2 kbar בדוגמא OK54 ובאזור ה- 3 kbar בדוגמאות OK1 ו-OK63 (טבלא 5b). קיימת אפשרות שדוגמאות אלה שנידגמו מאזורים שונים ברחבי הפלוטון (איור 3) מיצגות אזורים שהתגבשו בעומקים שונים.

## a. gar-migmatite

Sample No.	T (°C) Rim	T (°C) Core
OK9	541	608
	487	
	522	
OK18	585	647
		637
Average	<b>534</b>	<b>631</b>
SDOM	20	12

## b. crd-migmatite

Sample No.	T (°C) Rim	T (°C) Core
OK2	561	631
	513	761
	547	
OK71	611	685
		674
OK109	482	592
	485	620
OK111	553	651
	518	
Average	<b>534</b>	<b>659</b>
SDOM	15	21

## c. bio-amph-schist

Sample No.	T (°C) Rim	T (°C) Core
OK67	601	634
	603	655
	586	641
	584	
	582	
	589	
	612	
	605	
Average	<b>595</b>	<b>643</b>
SDOM	4	6

## d. amphibolite

Sample No.	T (°C) Rim	T (°C) Core
OK112	713	755
	691	743
OK122	658	717
	653	673
	595	
Average	<b>662</b>	<b>722</b>
SDOM	20	18

## e. schist dike

Sample No.	T (°C) Rim	T (°C) Core
OK101	575	621
		624
		658
		629
OK105	560	748
	607	620
	619	
OK103	571	
	516	
	496	
Average	<b>554</b>	<b>650</b>
SDOM	14	20

טבלא 4. סיכום התוצאות התרמוברומטריות של סלעי היחידה המטאמורפית בדרום מזרח גוש רווד. חישוב הטמפרטורה עבור לחץ של 4 kbar בשתי דוגמאות גרנט מיגמטיט (a), בארבע דוגמאות גרנט-קורדיריט מיגמטיט (b), בדוגמא אחת ביוטיט-אמפיבול שיסט (c), בשתי דוגמאות אמפיבוליט (d) ובשלוש דוגמאות דייקים מטאמורפיים (e). כל צמד מינרלים שנמדד בפרוב מצויין בשורה נפרדת. למשל, בסלע האמפיבוליט נמדדו בסך הכל חמש מדידות, שתיים בדוגמא OK112 ושלוש ב- OK122. תחום השגיאה מוצג כסטיית תקן הממוצעים (SDOM).

a

Sample No.	T (°C) Rim	P (kbar) Rim	T (°C) Core	P (kbar) Core
OK1	734	2.7	739	3.3
		3.7		3.3
	716	2.8		3.5
		3.6		3.3
		2.4		2.5
				2.8
OK54	683	2.5	692	2.3
	664	1.7	741	2.1
OK63	718	2.9	647	2.9
	689	3.3	629	-
			694	-
Average	<b>701</b>	<b>2.9</b>	<b>690</b>	<b>2.9</b>
SDOM	11	0.2	19	0.2

b

Sample No.	OK1	OK54	OK63	OK117
P (kbar)	2.7	2.5	2.9	2.2
	3.7	1.7	3.3	2.9
	2.8	2.3	2.9	2.7
	3.6	2.1		2.7
	2.4			3.3
	3.3			2.6
	3.3			2.4
	3.5			
	3.3			
	2.5			
	2.8			
	3.0			
	Average	<b>3.1</b>	<b>2.1</b>	<b>3.0</b>
SDOM	0.1	0.2	0.2	0.1

טבלא 5. סיכום התוצאות התרמוברומטריות של הפלוטון קוארץ דיוריטי. חישוב הטמפרטורה והלחץ בגלעין ושוליים של שלוש דוגמאות קוארץ דיוריטי (a). חישוב הלחץ נעשה ללא תלות בטמפרטורה (ראה טקסט) והטמפרטורה חושבה עבור הלחץ המוערך. (b) הצגת חישוב הלחץ בארבע דוגמאות קוארץ דיוריטי ללא הפרדה לגלעין ושוליים. תחום השגיאה מוצג כסטיית תקן הממוצעים (SDOM).

### 4.3 כימורפיה בדיאגרמות AFM

#### 4.3.1 הקדמה

ראקציות המטאמורפיזם של סלעים פליטים ניתנות לתאור במערכת הכוללת את המרכיבים הכימיים העיקריים של סלעים אלו ( $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ ), ונקראת מערכת KFMASH (על פי האות הראשונה של המרכיבים העיקריים). מרכיבים נוספים כמו  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ו- C מצויים בסלעים פליטיים, אך בדרך כלל לא משפיעים בצורה משמעותית על הראקציות (Yardley, 1989). לצורך תאור גרפי על דיאגרמת הרכבים ידרש פישוט של המערכת. סלעים פליטים מכילים ברוב המיקרים קוארץ ומים, ועל כן התאור הגרפי יצמצם לטטרהדרון בעל הרכב קודקודים של  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ו-  $\text{K}_2\text{O}$ . הטלה של הרכב המינרל מפאזה אלומו-אשלגנית הקיימת בסלעים (מוסקוביט או K-פלדספר), תאפשר תאור של המערכת הפליטית במשולש הרכבים בעל קודקודים  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . משולש הרכבים זה הוצע לראשונה על ידי Thompson (1957), ונקרא היטל AFM (AFM projection). נקודות בתוך משולש AFM מייצגות הרכבים של סלעים או מינרלים. קווי חיבור בין נקודות (tie-lines) מתארים מאספי מינרלים הקיימים בדוגמת סלע, ומגדירים שדות יציבות.

המאסף הפליטי של גוש אילת מכיל קוארץ ומוסקוביט. הרכבי המינרלים ושדות היציבות של האזורים המטאמורפיים ביוטיט, גרנט וסטארוליט-קורדיריט-סילמנט תוארו בהיטל AFM על ידי Matthews et al. (1989). הרכב המינרלים ביוטיט וגרנט שונה בין האזורים המטאמורפיים. המאסף המטאמורפי של סלעי גוש רודד כולל קוארץ ומעט מוסקוביט. עדויות להתכה מלמדות על נוכחות מים כפאזה נפרדת, ועל כן ניתן לתאר את הרכבי המינרלים והסלעים בדיאגרמת AFM היטל מוסקוביט.

#### 4.3.2 כימיה של מינרלים ושדות יציבות של הסלעים בבלוק רודד

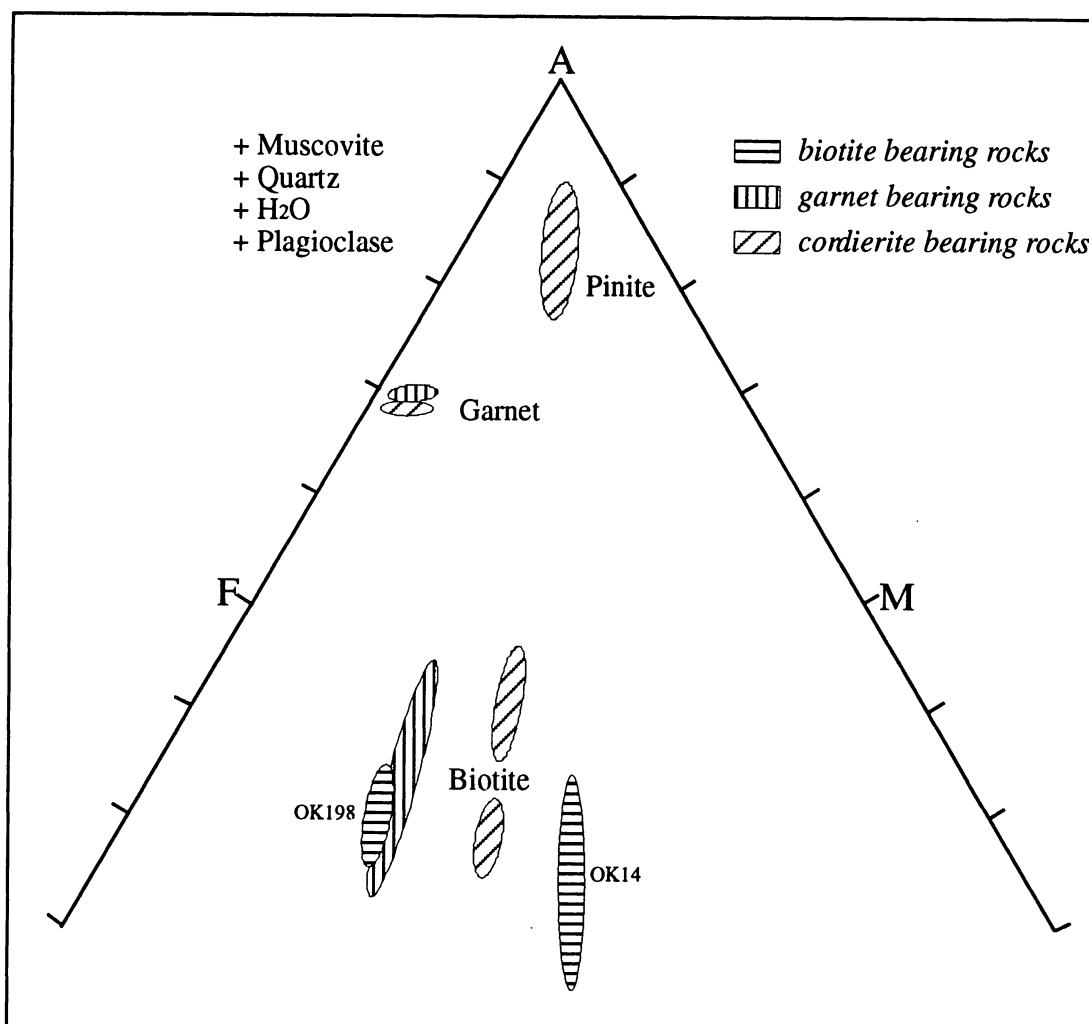
באזור העבודה בדרום-מזרח גוש רודד הוגדרו שלושה טיפוסים של סלעים מטאמורפיים על פי המאסף המינרלוגי: סלעים מכילי ביוטיט, סלעים מכילי גרנט וסלעים מכילי קורדיריט, המינרלים המיציגים את טיפוסים הסלעים השונים הם: ביוטיט, ביוטיט-גרנט וביוטיט-גרנט-פיניט (פסאודומורף אחרי קורדיריט), בהתאמה. אין לטיפוסי המאספים השונים השתרעות מסודרת במרחב ולא הוגדרו איזוגרדים המיציגים את הופעת הגרנט או הפיניט. נראה כי המאספים השונים נובעים מהרכבים שונים של הסלעים ולא מטמפרטורות שונות ( $631 \pm 12$  בסלעים מכילי הגרנט ו-  $659 \pm 21$ °C בסלעים מכילי הקורדיריט).

הרכב מספר גבישי ביוטיט משתי דוגמאות של סלעים מכילי ביוטיט (OK14, OK198), שתי דוגמאות של סלעים מכילי גרנט (OK9, OK18), ושלוש דוגמאות של סלעים מכילי קורדיריט (OK2, OK109, OK111), הושלכו על דיאגרמת AFM (איור 8). גבישי הביוטיט בכל דוגמא הם בעלי ערך F-M אחד בקרוב וערך A משתנה. קיים שוני בהרכב הביוטיט בין דוגמאות של סלעים מכילי ביוטיט מאזורים שונים (ביוטיט מ-OK14 עשיר מגנזיום יחסית לביוטיט מ-OK198). שוני זה מציין אופי הטרוגני של הסלע. הביוטיט מהסלעים מכילי הגרנט בעל הרכב הנמצא קרוב יותר לקודקוד F יחסית להרכב הביוטיט מהסלעים מכילי הקורדיריט.

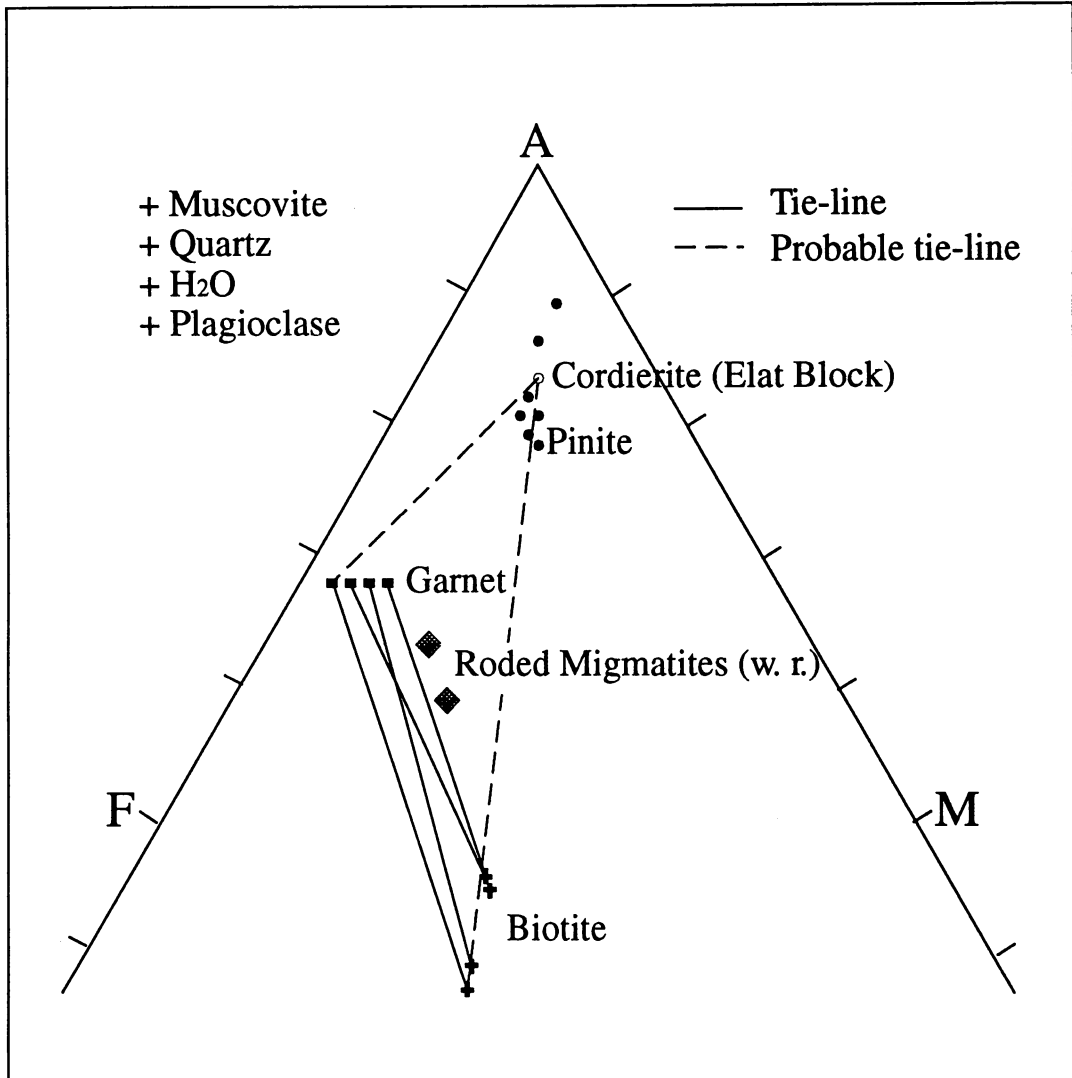
הרכב מספר גבישי גרנט משתי דוגמאות של סלעים מכילי גרנט (OK9, OK18) ושלוש דוגמאות של סלעים מכילי קורדיריט (OK2, OK109, OK111) הושלכו בדיאגרמת AFM (איור 8 ו-9). הגרנט מהסלעים מכילי הגרנט בעלי ערך F-M אחד וערך A מעט גדול מהגרנט מהסלעים מכילי הקורדיריט.

הרכב מספר גבישי פיניט מדוגמא אחת של סלע מכילי קורדיריט (OK111) והרכב גביש קורדיריט אחד מהשיסט הפליטי של גוש-אילת (Matthews et al., 1989) הושלכו על דיאגרמת AFM (איור 10). גבישי הפיניט בעלי ערך F-M אחד וערך A משתנה. מתוך הדמיון בין הרכב גבישי הפיניט מגוש-רודד והרכב הקורדיריט של גוש-אילת, נראה שהפיניט של גוש רודד מייצג את הקורדיריט אותו החליף אחרי שיא המטאמורפוז. קווי חיבור בין הרכב הגרנט, הביוטיט והקורדיריט מגדירים את שדה היציבות של מאסף שיא המטאמורפיזם הנ"ל.

הרכב כללי (whole-rock) של שתי דוגמאות סלע מכיל קורדיריט (OK109, OK111) הושלך על דיאגרמת AFM (איור 9). הרכב הסלעים נופל, כמצופה, בתוך שדה היציבות של ביוטיט-גרנט-קורדיריט. חסרונו של הסילמניט שאמור להופיע בסלעים פליטיים שעברו מטאמורפוזה בפציאס אמפיבוליטי (Yardley, 1989) מוסבר על ידי תכולת אלומיניום נמוכה, הבאה לידי ביטוי בערכי A נמוכים הנופלים מתחת לקו החיבור גרנט-קורדיריט (איור 9). המאסף ביוטיט-גרנט-קורדיריט הוא תוצר של מספר ראקציות (Powell & Holland, 1990) המערבות במגיבים: אנדלוזיט וכלורייט, סטארוליט וכלורייט, ביוטיט וסטארוליט וסילמניט וביוטיט ליצירת גרנט וקורדיריט (איור 7). נראה כי מסלול המטאמורפיזם הפרוגרדי בגוש רווד עובר דרך אחת מהראקציות  $bio+sta = gar+crd$  או  $bio+sill = gar+crd$ . ראקציות המערבות כלורייט במגיבים, פחות סבירות שכן ההרכב הכללי של הסלעים בעל יחס מגנזיום לברזל נמוך, ובהיטל AFM נמצא קרוב יותר לקודקוד הברזל (F).



איור 8. היטל AFM של הרכב ביוטיט, גרנט ופיניט מסלע הסביבה ביחידה המטאמורפית.



איור 9. היטל AFM של הרכב ביוטיט (פלוס), גרנט (ריבוע שחור סגור) ופיניט (עיגול סגור) והרכב כללי של דוגמאות סלע המכילות מאסף זה (מעוין אפור). קורדיריט משיסט אילת (Matthews et al., 1989) (עיגול פתוח). מינרלים במגע מסומנים על ידי קווי חיבור (tie lines) רצופים, מינרלים מאותה דוגמת סלע מסומנים על ידי קווי חיבור מקוטעים.

## 4.4 כימיה של אמפיבולים

### 4.4.1 הקדמה

הרכב הכימי של גבישי אמפיבול מלמד על מקור הגבישים, ועל ההיסטוריה המטאמורפית שעברו הגבישים. איזור במינרלים בכלל, ואמפיבולים בפרט, יכול להעיד על שינויים בתנאים שהתרחשו במשך גידול הגביש (הגלעין משמר תנאים מוקדמים והשוליים מציינים תנאים מאוחרים), ויכול לעזור בשיחזור מסלול הלחץ-טמפרטורה שעברו הסלעים המכילים את המינרל המאזור (למשל: Laired & Albee, 1981). התנאים המוקדמים המשומרים על ידי גלעין המינרל אינם בהכרח תנאים מקסימליים שכן יתכן שהגלעין עבר דרגה מסוימת של שינוי לפני שנותק מהמערכת על ידי השוליים.

הרכב Ca-אמפיבולים יכול לתת מושג האם מקור האמפיבול מגמטי או מטאמורפי (Leake, 1971). בטמפרטורות נמוכות קיימת נטיה של השריג הגבישי להעדיף התפלגות קטיונים מסודרת. תכולת  $Al^I$  (אוקטהדרלי) גבוהה בשריג יוצרת התפלגות קטיונים מסודרת, ולכן אמפיבולים שהתגבשו בסביבה מטאמורפית (טמפרטורות נמוכות) נוטים לתכולת  $Al^I$  (אוקטהדרלי) גבוהה בשריג יחסית לאמפיבולים שהתגבשו בסביבה מגמטית (טמפרטורות גבוהות).  $Al^{VI+3}$  נכנס לשריג בעיקר במקומו של ברזל דו-ערכי  $Fe^{2+}$ . הפיצוי החשמלי על החלפה זו הוא החלפה של  $Al^{IV+3}$  (טטרהדרלי) במקום  $Si^{4+}$ , ומכאן שבאמפיבולים ממקור מטאמורפי גם תכולת  $Al^{IV}$  גבוהה יחסית לאמפיבולים ממקור מגמטי (איור 2 אצל Leake, 1971). בדיקה נוספת של מקור אמפיבול יכולה להעשות על פי תכולת ה-Si במרחב Ca+Na+K כנגד Si (Leake, 1971). מבחן אמפירי של הרכב אמפיבולים בעיקר בסלעים דיורטיים הראה שתכולת ה-Si באמפיבולים ממקור מגמטי דיורטי וגבראי לא תעלה על 7.3 ו-7.0 (מספר קטיון בחצי יחידת תא), בהתאמה, ואילו תכולת ה-Si באמפיבולים פוסט-מגמטיים (תוצרי החלפת פירוקסן בתנאי סב-ליקווידוס) היא 7.1 - 7.5 (איור 4 Leake, 1971). מבחן תכולת ה-Al מתאים לבדיקת האמפיבולים מסלע השיסט של דרום מזרח גוש רודד, ואילו מבחן תכולת ה-Si מתאים לבחינת האמפיבולים מסלעי האמפיבוליט, הדייקים המטאמורפיים והקוארץ דיורטי. Laired & Albee (1981), מראים בצורה כמותית שניתן לשחזר מסלול מטאמורפיזם של סלעים מכילי Na-Ca-אמפיבולים. תכולת Na ו-Al (אוקטהדרלי וטטרהדרלי) באמפיבולים עולה תוך עליית הדרגה מטאמורפית: מאקטינווליט באזור הביטיט ( $>450^{\circ}C$ ) אשר כמעט אינו מכיל Na ו-Al להורנבלנדה באיזור הסילמניט (טמפרטורה גבוהה) ולגלאוקופן באזור הקיאניט (לחץ גבוה) המכילים ערכים גבוהים יותר של Na ו-Al. ה-Al מאכלס אתרים אוקטהדרלים בעיקר במקום Fe ו-Mg ואתרים טטרהדרלים במקום Si, ואילו ה-Na נכנס בעיקר במקום Ca וכפיצוי חשמלי על כניסת Al טטרהדרלי. ההחלפות הנ"ל מוצגות במרחב  $Na/(Na+Ca)$  כנגד  $Al/(Al+Si)$ , כאשר ההתקדמות לאורך האלכסון הראשי ( $x=y$ ) מציינת עליה בדרגה המטאמורפית. ערכי Na גבוהים מציינים עליה בלחץ וערכי Al מציינים עליה בטמפרטורה. ניתן להעריך את הלחץ בו התרחש מסלול המטאמורפיזם על ידי בדיקת הרכב האמפיבול והרכב הפלגיוקלו המצוי עימו בשיווי משקל. הרכב הפלגיוקלו נעשה אנורטיטי יותר תוך עליית הדרגה המטאמורפית: בדרגה נמוכה הפלגיוקלו אלביטי ( $An_{03}$ ); עם עליית הדרגה המטאמורפית הפלגיוקלו הופך אוליגוקלזי ( $An_{16}$ ); הרווח ההרכבי (peristeritic gap) נסגר בהמשך עליית הדרגה המטאמורפית (Yardley, 1989). בסדרת מטאמורפיזם של לחץ נמוך מתרחש המעבר בפלגיוקלו לפני המעבר אקטינווליט - הורנבלנדה, בסדרת מטאמורפיזם של לחץ גבוה מתרחש המעבר בפלגיוקלו לאחר המעבר אקטינווליט - הורנבלנדה ובסדרת מטאמורפיזם של לחץ בינוני מתרחש המעבר בפלגיוקלו במקביל למעבר אקטינווליט - הורנבלנדה (Laired & Albee, 1981).

במסגרת עבודה זו נבדקו הפטרוגרפיה, הנומנקלטורה (לפי Leake (1978)), המקור האפשרי (לפי Leake (1971)), הדרגה המטאמורפית (לפי Laired & Albee (1981)) והתרמומטריה (לפי Holland & Blundy (1994)) של אמפיבולים משתי דוגמאות של אמפיבוליט (OK112, OK122), דוגמא אחת של שיסט (OK67), שלוש דוגמאות של דייקים מטאמורפיים (OK103 - קונקורדנטי, OK101 ו-OK105 - דיסקורדנטיים) וארבע דוגמאות של קוארץ-דיורטי (OK1, OK54, OK63, OK117). נעשה נסיון ללמוד מתוך הכימיה של האמפיבולים על ההיסטוריה

המגמטית-מטאמורפית של סלעי דרום-מזרח גוש רווד, ועל הקשר בין המקור (מגמטי או מטאמורפי), הנומנקלטורה והדרגה המטאמורפית של גלעין ושולי המינרלים. חשוב לציין, שארבע אנליזות אלה מייצגות פנים שונות של שינוי בערכי Al, Na ו-Ca באמפיבולים ואינן בלתי תלויות.

#### 4.4.2 שיסט

שש עשרה אנליזות של אמפיבולים מאוזרים מדוגמא אחת של ביוטיט-אמפיבול שיסט (OK67) נעשו במיקרופורב (שש אנליזות בגלעין ועשר בשוליים). דוגמא זו מייצגת מחשוף יחיד של ביוטיט-אמפיבול-שיסט בסלע הסביבה של היחידה המטאמורפית של דרום מזרח גוש רווד. על פי הקריטריונים של Leake (1971) האנליזות של האמפיבולים נופלות בתחום המטאמורפי (איור 10a).

באמפיבולים המאוזרים קיימת מגמה של עליית המרכיב האקטינווליטי מהגלעין כלפי השוליים (איור 11a). האמפיבולים בגלעיני הגבישים בהרכב מגנזיום-הורנבלנדה ובשולי הגבישים בהרכב מגנזיום-הורנבלנדה ואקטינווליט-הורנבלנדה.

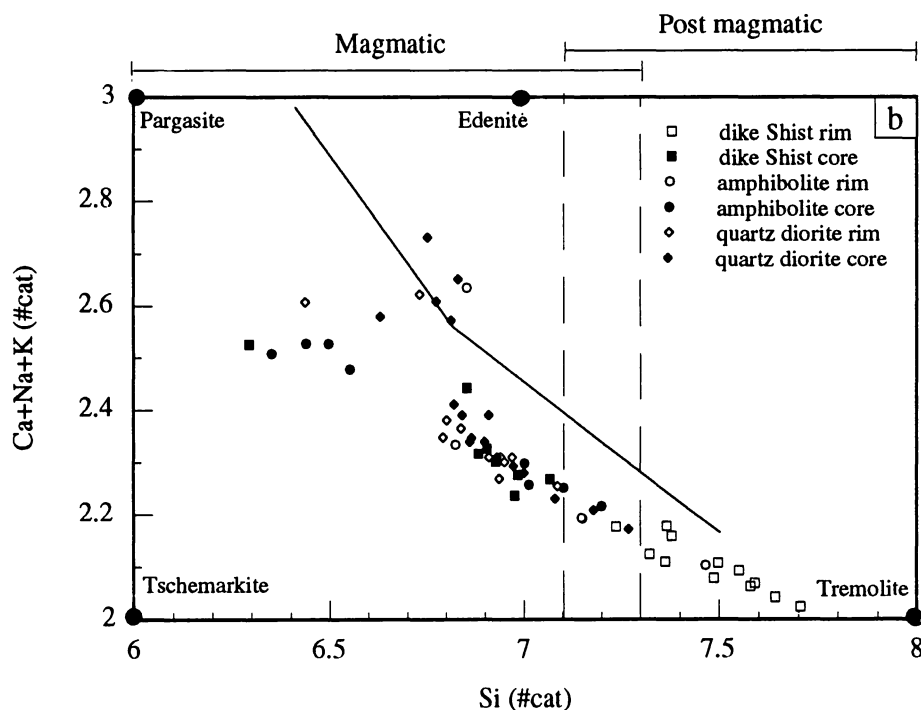
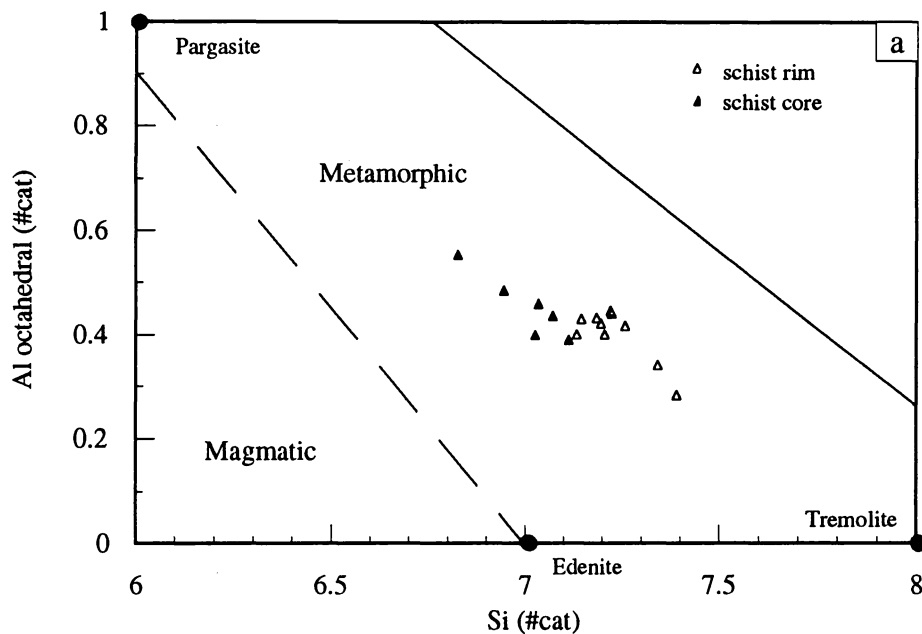
גלעיני האמפיבולים בעלי תכולת Na ו-Al גבוהה משוליהם (איור 12a). נראה כי קיימת מגמה של ירידת הדרגה המטאמורפית מגלעיני האמפיבול כלפי שוליהם. מגמה של ירידת הדרגה המטאמורפית מגלעין לשוליים מוכרת גם בביוטיט-גרנט שיסט המצוי באסוציאציה עם הביוטיט-אמפיבול שיסט.

לתרמומטריה בשיטת אמפיבול - פלגיוקלז (Holland & Blundy, 1994) נבדקו אחד עשר זוגות של גבישי אמפיבול - פלגיוקלז. קיימת מגמה של ירידת טמפרטורה באמפיבולים מגלעין לשוליים (איור 13a). הגלעינים מציגים טמפרטורות גבוהות מ- $630^{\circ}\text{C}$  והשוליים מציגים טמפרטורות בדרך כלל נמוכות מ- $600^{\circ}\text{C}$ . על פי הכימיה של האמפיבולים נראה כי סלע השיסט בדרום מזרח גוש רווד עבר היסטוריה מטאמורפית הכוללת שני ארועים: בארוע המוקדם התגבש אמפיבול בהרכב מגנזיום-הורנבלנדה בטמפרטורות של כ- $650^{\circ}\text{C}$ . הארוע המאוחר התרחש בדרגה מטאמורפית נמוכה יותר ובטמפרטורות נמוכות מ- $600^{\circ}\text{C}$ , וגרם לעליית המרכיב האקטינווליטי באמפיבולים. נראה שהמגנזיום-הורנבלנדה המשורין בגלעינים נפגע בארוע המאוחר בצורה חלשה שיצרה את השוני בין האנליזות של הגלעינים, ואילו השוליים עברו החלפה משמעותית יותר עד אקטינווליט-הורנבלנדה. הופעת אמפיבולים בכל רצף הרכבי הביניים בין שני מרכיבי הקצה (הורנבלנדה ואקטינווליט-הורנבלנדה) מצינת שהאיזור אינו תוצאה של אי מסיסות הרכבית (miscibility gap), הנובעת מהתרחשות ראקצית המעבר מהורנבלנדה לאקטינווליט עמוק בתוך שדה היציבות של אקטינווליט (Laird & Albee, 1981). אי מסיסות הרכבית באמפיבולים איננה קיימת במטאמורפיזם בלחצים נמוכים מלחצים ברוביאנים (Hynes, 1982), ולפי כך נראה כי סדרת מטאמורפיזם זו התרחשה בלחצים נמוכים מלחצים ברוביאנים ( $> 6 \sim$  kbar). סדרת מטאמורפיזם של לחצים בינוניים עד נמוכים עולה גם לפי הקריטריונים של Laird & Albee (1981), על סמך הימצאות פלגיוקלז בהרכב אוליגוקלז במאסף יחד עם אמפיבול בהרכב אקטינווליטי.

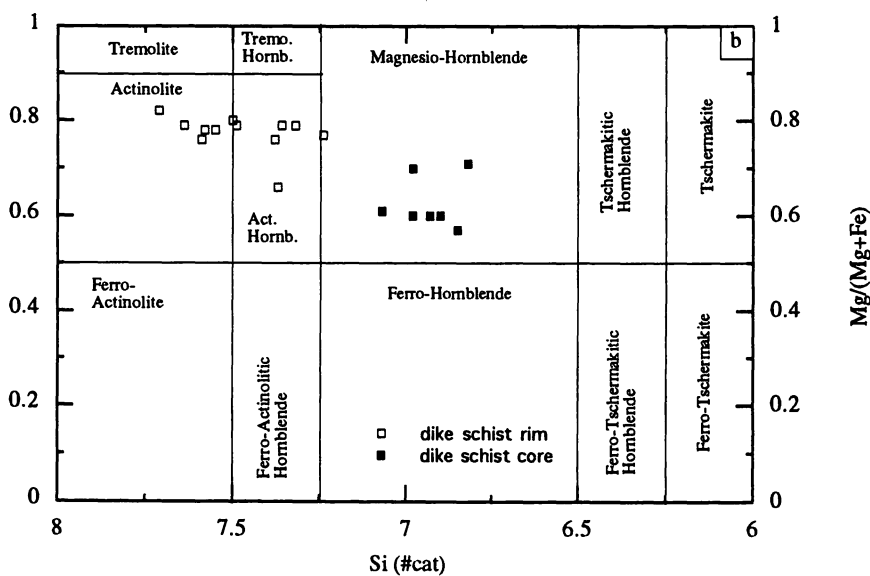
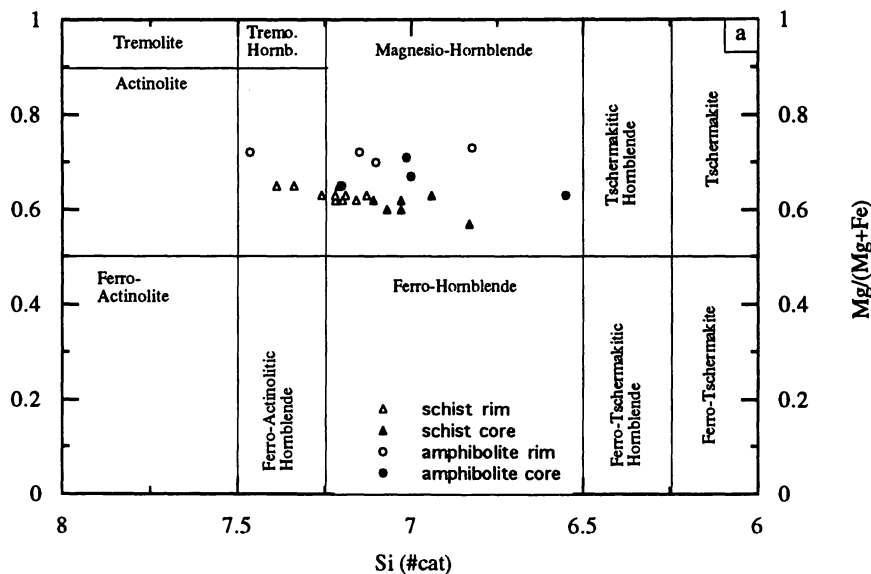
#### 4.4.3 סלע האמפיבוליט

אחת עשרה אנליזות של אמפיבולים מאוזרים משתי דוגמאות של אמפיבוליט (OK112, OK122) נעשו במיקרופורב (שבע אנליזות בגלעין, וארבע בשוליים). על פי הקריטריונים של Leake (1971), האנליזות של הגלעינים נופלות בתחום של אמפיבולים מגמתיים והאנליזות של השוליים נופלות בתחום האמפיבולים המטאמורפיים (איור 10b). לא ברור האם הגלעינים אכן מציגים שארית של מאסף בהרכב מגמטי, שכן בחלק מהאמפיבולים שנדגמו מגופי האמפיבוליט קיימים גלעינים שאריתיים בהרכב פירוקסן שיתכן ומציגים את המאסף המגמתי והאמפיבולים הם תוצר של החלפת הפירוקסנים.

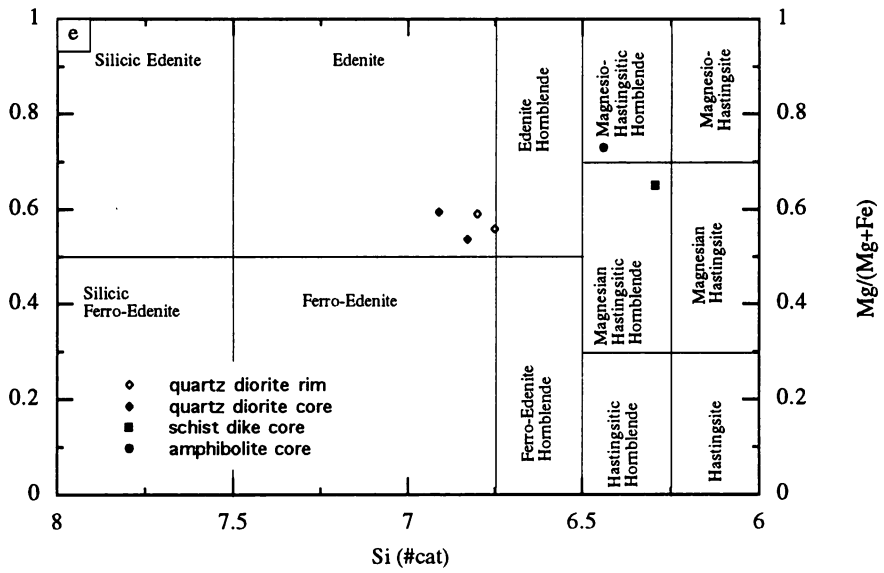
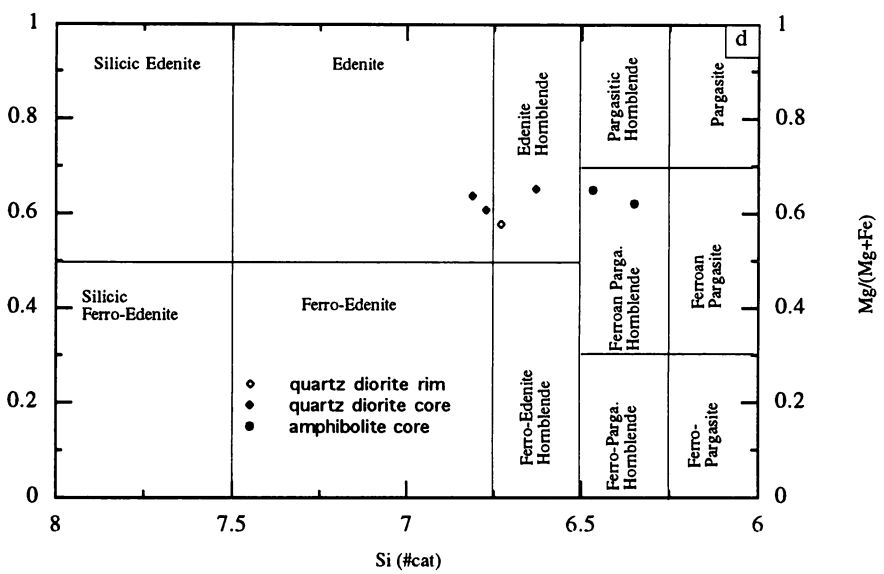
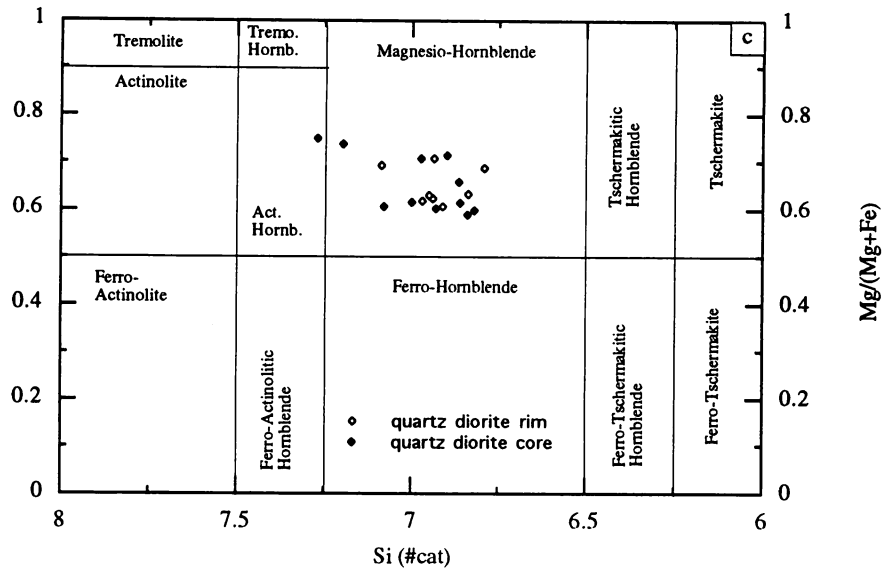
באמפיבולים המאוזרים קיימת מגמה של עליית המרכיב האקטינווליטי מהגלעין כלפי השוליים



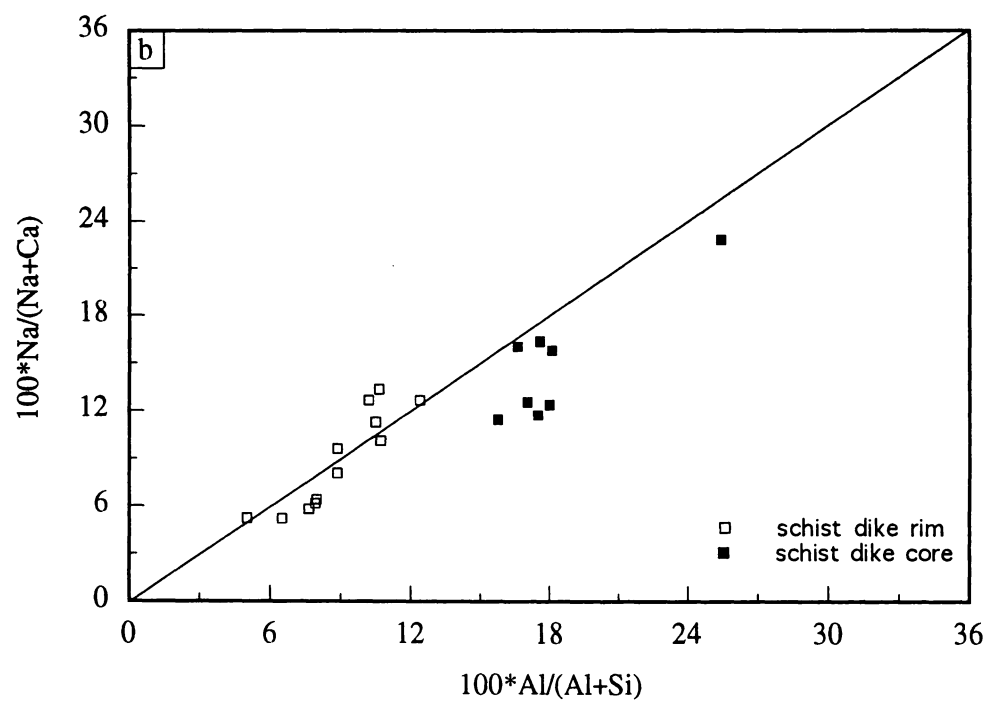
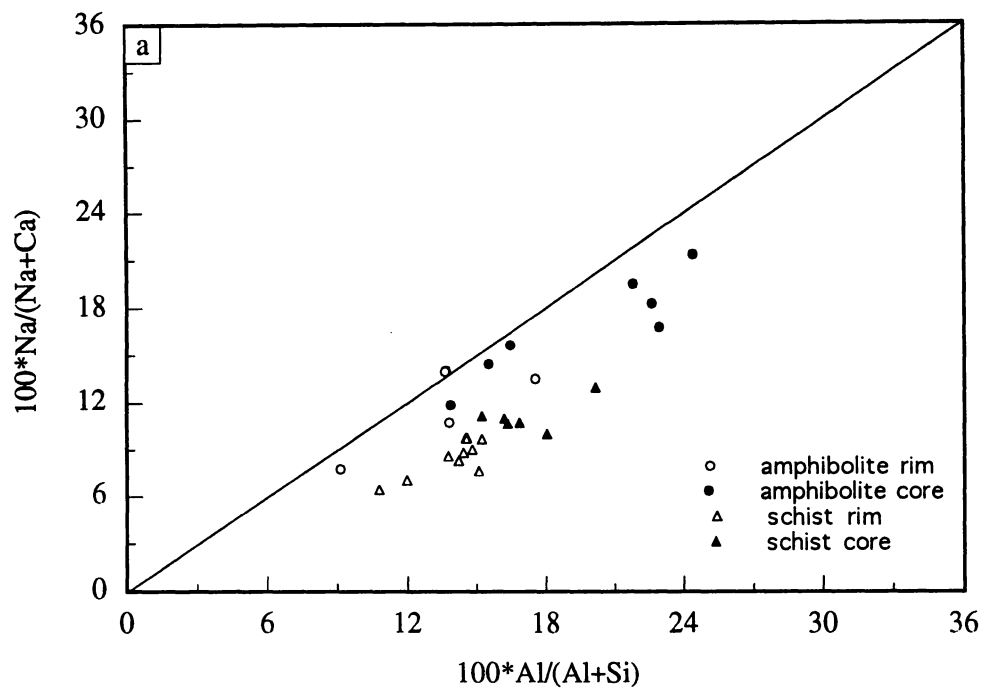
איור 10. בדיקת מקור האמפיבולים מטיפוסי הסלעים השונים בדרום-מזרח גוש רווד. מרכיבי הקצה טצמרקייט, פרגזיט, אדניט וטרימוליט מופיעים כעיגולים סגורים גדולים. (a) בדיקת מקור האמפיבולים בשיסט, קו רצוף: גבול עליון להרכב אפשרי של אמפיבולים; קו מקוטע: הפרדה בין שדה האמפיבולים המגמטיים והמטאמורפיים; (b) בדיקת מקור האמפיבולים בסלע האמפיבוליט, בדייקים המטאמורפיים ובקוארץ דיוריט, קו רצוף: גבול עליון להרכב אפשרי של אמפיבולים; קו מקווקו שמאלי: תחום תחתון של שדה האמפיבולים הפוסט מגמטיים; קו מקווקו ימני: תחום עליון של שדה האמפיבולים המגמטיים.



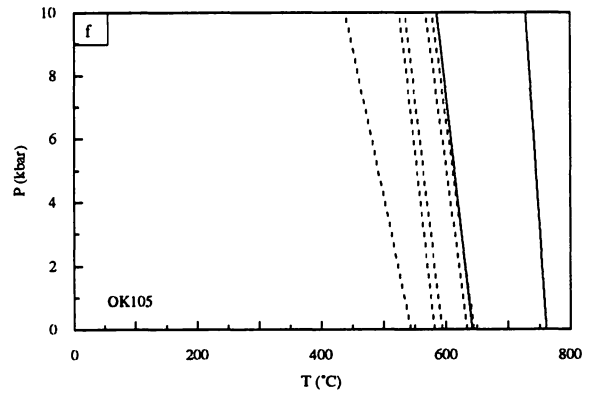
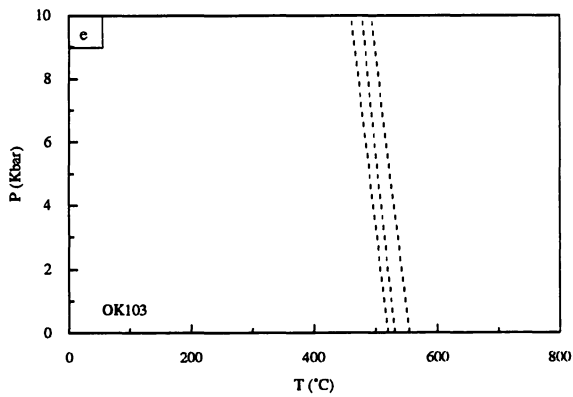
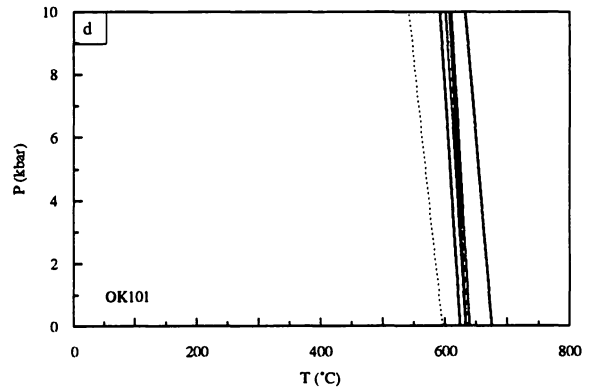
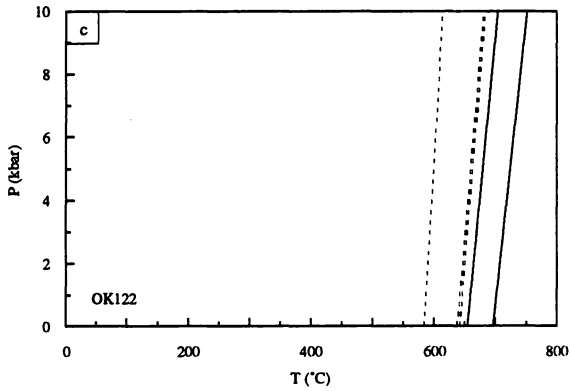
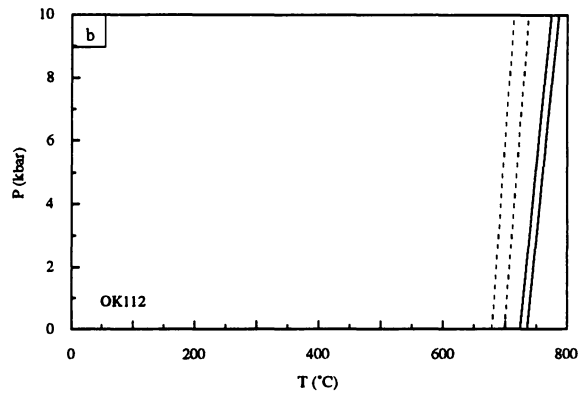
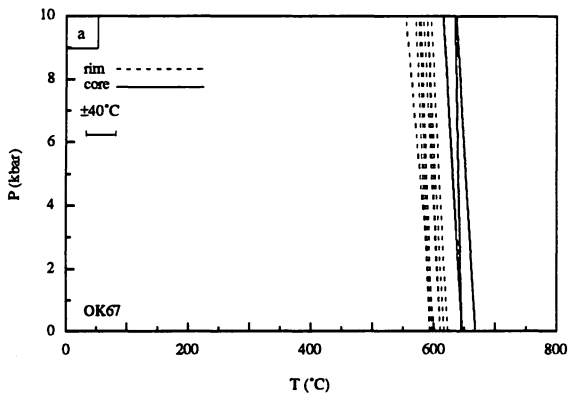
איור 11. נומנקלטורה של אמפיבולים מטיפוסי הסלעים השונים בדרום-מזרח גוש רודד. (a) נומנקלטורה של אמפיבולים מסלעי היחידה המטאמורפית (מופיעים עוד ב-d ו-e); (b) נומנקלטורה של אמפיבולים מהדייקים המטאמורפיים (דוגמא נוספת מופיע ב-e); (c) נומנקלטורה של אמפיבולים מהפלוטון הקוארץ - דיוריטי (מופיעים עוד ב-d ו-e); (d) נומנקלטורה של אמפיבולים מסלע האמפיבוליט ומהפלוטון הקוארץ - דיוריטי; (e) נומנקלטורה של אמפיבולים מהדייקים המטאמורפיים, מסלע האמפיבוליט ומהפלוטון הקוארץ - דיוריטי.



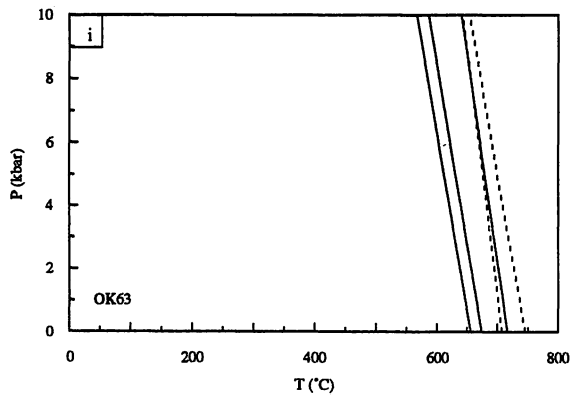
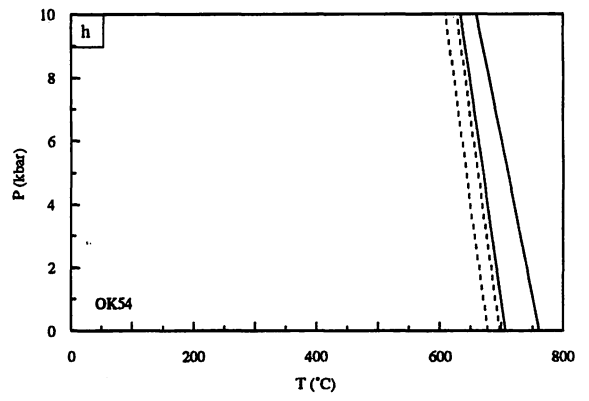
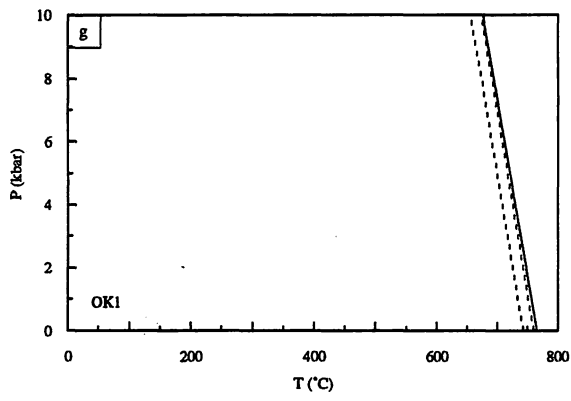
איור 11. המשך.



איור 12. תכולת הנתרן והאלומניום באמפיבולים מסלע האמפיבוליט (a), מהשיסט (a), ומהדייקים המטאמורפיים (b).



איור 13. תנאי הלחץ-טמפרטורה על פי הרכב צמדים של אמפיבול ופלגיוקלז מטיפוסי הסלעים השונים בדרום מזרח גוש רודד. (a) שיסט; (b-c) סלע האמפיבוליט; (d) דייק דיסקורדנטי נטוי; (e) דייק קונקורדנטי; (f) דייק דיסקורדנטי אנכי; (g-i) קוארץ דיוריט. מספרי הדוגמאות מופיעים בפינה השמאלית התחתונה של כל גרף.



איור 13. המשך.

(איור 11a, d-e). האמפיבולים בגלעיני הגבישים בהרכב הורנבלנדה (Pargasitic, Magnesian) ו- (Magnesian-Hastingsitic), האמפיבולים באזורי הביניים בהרכב מגנזיום-הורנבלנדה והאמפיבולים בשולי הגבישים בהרכב מגנזיום-הורנבלנדה ואקטינווליט-הורנבלנדה.

גלעיני האמפיבולים בעלי תכולת Na ו- Al גבוהה משוליהם (איור 12a). נראה כי קיימת מגמה של ירידת הדרגה המטאמורפית מגלעיני האמפיבול כלפי שוליהם.

לתרמומטריה בשיטת אמפיבול - פלגיוקלו (Holland & Blundy, 1994) נבדקו תשעה זוגות של גבישי אמפיבול ופלגיוקלו. קיימת מגמה של ירידת טמפרטורה באמפיבולים המאזורים מהגלעין לשוליים (איור 13b-c). הגלעינים מציגים בדרך כלל טמפרטורות גבוהות מ-700°C והשוליים מציגים בדרך כלל טמפרטורות נמוכות מ-700°C.

נראה כי סלעי אמפיבוליט עברו היסטוריה גיאולוגית המורכבת לפחות משני ארועים: בארוע המוקדם התגבש אמפיבול בהרכב הורנבלנדה בטמפרטורות גבוהות מ-700°C יתכן שזהו שלב של התקררות חומר מגמתי. הארוע המאוחר התרחש בדרגה מטאמורפית נמוכה יותר ובטמפרטורות נמוכות מ-700°C, והשאר את חותמו על האמפיבולים בעוצמה מישתנה. נראה שההורנבלנדה המשורין בגלעין נפגע בצורה הפחותה ביותר, ואילו ההורנבלנדה באזורי הביניים ואקטינווליט-הורנבלנדה בשוליים נפגעו בצורה משמעותית יותר. על פי הקריטריונים של Laird & Albee (1981), הימצאות פלגיוקלו בהרכב אוליגוקלו ולברדוריט בסלע האמפיבוליט יחד עם אמפיבול בהרכב הורנבלנדה אשר לעיתים מכיל רכיב אקטינווליטי מעיד על סדרת מטאמורפוזם שהתרחשה בלחצים נמוכים ויתכן אף לחצים בינוניים.

#### 4.4.4 דייקים מטאמורפיים

ארבע אנליזות של אמפיבולים מדוגמא אחת של דייק מטאמורפי קונקורדנטי (OK103) ושש עשרה אנליזות של אמפיבולים מאזורים משתי דוגמאות של דייקים מטאמורפיים דיסקורדנטיים (OK101 ו-OK105) נעשו במיקרופורב (שמונה אנליזות בגלעין ושמונה בשוליים). לא ברור בצורה חד-משמעית האם גלעיני האמפיבולים מציגים שארית של מאסף מגמתי או שהם תוצר של ארוע מטאמורפי. על פי הקריטריונים של Leake (1971) נראה כי האנליזות המיצגות את הגלעינים נופלות בתחום המגמתי והאנליזות של השוליים נופלות בתחום המטאמורפי (איור 10b).

האמפיבולים בדייקים הקונקורדנטיים הם בהרכב אקטינווליט. גלעיני האמפיבולים בדייקים הדיסקורדנטיים בהרכב הורנבלנדה (Magnesian ו- Magnesian Hastingsitic), והשוליים בהרכב אקטינווליט-הורנבלנדה ואקטינווליט (איור 11b, e). באמפיבולים המאזורים קיימת מגמה של מעבר מהורנבלנדה בגלעין לאקטינווליט בשוליים. נראה כי האקטינווליט-הורנבלנדה הוא החלפה בלתי מושלמת של הורנבלנדה. גלעיני האמפיבולים בדייקים הדיסקורדנטיים בעלי תכולת Na ו- Al גבוהה משוליהם וגבוהה מהאמפיבולים בדייק הקונקורדנטי (איור 12b). נראה כי קיימת מגמה של ירידת הדרגה המטאמורפית מגלעיני האמפיבול כלפי שוליהם.

לתרמומטריה בשיטת אמפיבול - פלגיוקלו (Holland & Blundy, 1994) נבדקו שלושה זוגות של גבישי אמפיבול ופלגיוקלו בדייק הקונקורדנטי ושלושה עשר זוגות בדייקים הדיסקורדנטיים. קיימת מגמה של ירידת טמפרטורה באמפיבולים המאזורים מהגלעין לשוליים (איור 13d-f). הגלעינים מציגים טמפרטורות גבוהות מ-600°C (תוצאה אחת אנומלית של מעל 750°C), השוליים מציגים טמפרטורות בדרך כלל נמוכות מ-600°C. על פי הרכב האמפיבולים בדייקים המטאמורפיים בדרום מזרח גוש רודד נראה שדייקים אלה עברו היסטוריה גיאולוגית בעלת שני ארועים לפחות. המוקדם יצר את ההורנבלנדה בגלעיני האמפיבול, בטמפרטורות גבוהות מ-600°C, לא ברור האם הגלעינים מציגים שארית מגמתית או ארוע מטאמורפי בדרגה גבוהה מהארוע שיצר את שולי המינרלים. הארוע המאוחר יצר רקריסטליזציה של האמפיבולים בשדה היציבות של

אקטינווליט, בטמפרטורות נמוכות מהטמפרטורות בשלב התגבשות גלעינים. רקריסטליזציה זו פגעה בעוצמה שונה באמפיבולים. בחלקה יצרה החלפה מלאה לאקטינווליט (כמו בדייק הקונקורדנטי), ובחלקה יצרה החלפה חלקית עד אקטינווליט-הורנבלנדה. לא ברור מה רמת הפגיעה בגלעיני האמפיבול, והאם הם מייצגים תנאים מקסימליים. על פי הקריטריונים של Laired & Albee (1981), הימצאות פלגיוקלו בהרכב אוליגוקלו בסלע הדייק יחד עם אמפיבול בהרכב אקטינווליטי מעיד על סדרת מטאמורפיזם שהתרחשה בלחצים בינוניים עד נמוכים.

#### 4.4.5 קוארץ-דיוריט

עשרים ושמונה אנליזות של אמפיבולים מארבע דוגמאות קוארץ-דיוריט (OK1, OK54, OK63, OK117) נבדקו במיקרופרום (שש עשרה אנליזות בגלעין, שתיים עשרה בשוליים). על פי הקריטריונים של Leake (1971), רב האנליזות של האמפיבולים נופלות בתחום המגמתי ומיעוטן בתחום הפוסט-מגמטי (איור 10b). אם זאת, נראה כי האמפיבול מיצג מאסף פוסט-מגמטי אשר התגבש בטמפרטורות נמוכות מהליקווידוס כתוצר החלפה של פירוקסן ולא ישירות מהמגמה (אמפיבולים בעלי גלעין בהרכב פירוקסן נצפו בדוגמאות קוארץ-דיוריט), כפי שמתאר Haslam (1968).

גבישי האמפיבול בקוארץ-דיוריט אינם מאוזרים, אך קיימים הבדלים הרכביים בין אמפיבולים שנדגמו במקומות שונים ברחבי הפלוטון הקוארץ-דיוריטי. הבדלים אלה באים לידי ביטוי הן בנומנקלטורה (איור 11c-e) והן בתרמוברומטריה (איור 13g-i) ומדגישים את אופיו ההטרוגני של הפלוטון. דוגמא OK1 מורכבת ממגנזיום-הורנבלנדה ואדניט, דוגמאות OK54 ו-OK63 מורכבות ממגנזיום-הורנבלנדה ואקטינווליט-הורנבלנדה ודוגמא OK117 מורכבת מאדניט ואדניט-הורנבלנדה. הטמפרטורה שנבדקה בשיטת אמפיבול - פלגיוקלו (Holland & Blundy, 1994) דומה בכל הדוגמאות והלחצים שנבדקו לפי תכולת אלומיניום בהורנבלנדה (Hollister et al., 1987) שונים בין הדוגמאות (פורט בסעיף 4.1).

מתוך הרכב האמפיבולים בקוארץ-דיוריט ניתן ללמוד על ההטרוגניות של הפלוטון, אך לא על ארועים בהיסטוריה הגיאולוגית שלו. נראה כי הפלוטון מכיל אזורים בעלי הרכבים מעט שונים ואזורים שהתגבשו בעומקים שונים.

#### **4.5 סיכום**

על פי יחסי השדה ושיחזור תנאי המטאמורפיזם ניתן להגדיר שני שלבים תרמליים בהיסטוריה הגיאולוגית של דרום מזרח גוש רודד: שלב מוקדם המיוצג על ידי סלעי היחידה המטאמורפית (שיסט, גניס מיגמטיט ואמפיבוליט), ושלב מאוחר המיוצג על ידי הקוארץ-דיוריט. חדירה ומטאמורפיזם של דייקים התרחשו כפי הנראה בשני השלבים.

סלעי היחידה המטאמורפית של דרום מזרח גוש רודד עברו מטאמורפוזת בפאזיס אמפיבוליטי גבוה, ולאחר מכן נרשמה בהם טמפרטורה נמוכה יותר. הטמפרטורה הנמוכה מיצגת מטאמורפוזת בפאזיס אמפיבוליטי נמוך על גבול פאזיס הגרינשיסט או שלב של קרור אשר יצר תנאי שיווי משקל חדשים שהשפיעו רק על השוליים. גלעיני המינרלים בגרנט-מיגמטיט, בקורדיריט-מיגמטיט, באמפיבול-שיסט ובדייקים המטאמורפיים מציגים טמפרטורה של כ-650°C, ושוליהם מציגים טמפרטורה של כ-550°C (איור 7). ירידת הדרגה המטאמורפית בין תנאים מוקדמים המיוצגים על ידי הגלעינים ותנאים מאוחרים המיוצגים על ידי השוליים באה לידי ביטוי גם בכימיה של האמפיבולים. הטמפרטורות שנרשמו בסלע האמפיבוליט לא מתאימות לטמפרטורות שנרשמו בסלעים האחרים ביחידה המטאמורפית. יתכן והטמפרטורות הגבוהות שנרשמו על ידי גלעיני המינרלים בסלע האמפיבוליט (מעל 700°C) מייצגות טמפרטורות מגמטיות, שכן על פי הרכב האמפיבולים בגלעיני המינרלים נראה שהם מייצגים אמפיבולים מגמטיים. שולי האמפיבולים בסלע האמפיבוליט בעלי הרכב המתאים לאמפיבולים מטאמורפיים ונרשמה בהם טמפרטורה של כ-650°C. טמפרטורה זו מתאימה

לטמפרטורות הגלעיניים בשאר סלעי היחידה המטאמורפית וכפי הנראה נרכשה בארוע המטאמורפיזם העיקרי שפגע בסלעי דרום מזרח גוש רודד. האמפיבול בדייקים המטאמורפים בעלי תבנית איזור דומה לאמפיבולים בסלע האמפיבוליט: גלעין בהרכב מגמטי ושוליים בהרכב מטאמורפי. יתכן שהטמפרטורות שנרשמו בגלעיני המינרלים הן טמפרטורות קירור מגמטיות, ואילו הטמפרטורות בשוליים הן טמפרטורות המייצגות את התנאים המטאמורפיים הרטרוגרדים. כלומר, חדירת הדייקים התרחשה לאחר שיא המטאמורפיזם. הלחץ המקסימלי ששרר בזמן המטאמורפיזם הוא 5 kbar המתאים לעומקים של 12-15 קילומטר. תוצאה דומה התקבלה גם בהערכה על פי אינקלוזיות נוזלים שנעשתה בדוגמאות מיגמטיט מאזור הר שלמה הסמוך על ידי גוטקין (1996). נוכחות הקורדיריט מעידה על מסלול מטאמורפיזם של לחצים נמוכים (Yardley, 1989). המאסף המטאמורפי באמפיבול-שיסט המכיל אוליגוקלז ואקטינווליט, מציין מטאמורפיזם בלחצים בינוניים עד נמוכים ואינו סותר את ההערכות האחרות. הגרדיינט הגיאותרמי המשוחזר מתוצאות אלה הוא תלול,  $45-55^{\circ}\text{C}$  לקילומטר. גרדיינט המציין עליה מהירה של הטמפרטורה עם העומק והמתאים לסביבות טקטוניות "חמות".

הפלוטון הקוארץ דיוריטי בעל אופי הטרוגני, מכיל אזורים שהתגבשו תחת לחצים של 2 kbar ו-1 kbar המתאימים לעומקים של 6 ו-9 קילומטר. עומק התגבשות הפלוטון רדוד מעומק המטאמורפיזם של סלעי היחידה המטאמורפית, ועל כן מציין תנועה אל פני השטח. על פי הכימיה של האמפיבולים והימצאות אמפיבולים בעלי גלעין בהרכב פירוקסון, נראה שלפחות חלק מהאמפיבולים הינם פוסט-מגמטיים וגדלו במסלול הקרור של הפלוטון הקוארץ-דיוריטי בטמפרטורה של  $700^{\circ}\text{C}$ .

הפרוטוליט של סלעי דרום מזרח גוש רודד בנוי מסדרה הטרוגנית הכוללת סלעים בהרכב גרניטי (סלע הגניסי) והרכב פליטי דל אשלגן ועשיר נתרן וסידן (סלע השיסט) אשר לתוכה חדור סלע בהרכב בסיסי (אמפיבוליט). פרוטוליט זה נקבר והתחמם לתנאי פאציסי אמפיבוליטי גבוה ומתפתח בו מאסף מטאמורפי של ביוטיט-גרנט-קורדיריט. נראה שמקור המאספים המטאמורפיים הנוספים המופיעים ביחידה המטאמורפית (ביוטיט, ביוטיט-גרנט, ביוטיט-אמפיבול) הוא הרכב כימי שונה ולא תנאי לחץ-טמפרטורה שונים. תנאי הלחץ-טמפרטורה ששוחזרו עבור סלעי דרום-מזרח גוש רודד נמצאים בסביבת האיזוגרד השני של הסילמיט ( $\text{mus} + \text{q} = \text{K-fld} + \text{sill}$ ). איזוגרד זה מציין מעבר משדה היציבות של מוסקוביט לשדה היציבות של K-פלדספר (איור 7). נראה כי ראקציה האיזוגרד השני של הסילמיט לא התרחשה בצורה משמעותית הן בגלל תכולת מוסקוביט נמוכה של הסלע (כפי שתואר בפרק הפטרוגרפיה) והן בגלל תנאי לחץ-טמפרטורה גבוליים ביחס לראקציה הנ"ל. חסרונם של ה-K-פלדספר מוסבר בהתרחשות מועטה של הראקציה האיזוגרד השני של הסילמיט, ובהחלפה של מעט ה-K-פלדספר שיתכן והיה קיים למוסקוביט אחרי המעבר חזרה לשדה היציבות של מוסקוביט במסלול הקירור. חסרונם של הסילמיט מוסבר בתכולת אלומיניום נמוכה (ראה דיון בדיאגרמות AFM) ובאי יציבותו בתנאי לחץ נמוך השוררים בשדה היציבות של מאסף שיא המטאמורפיזם ( $\text{bio} + \text{gar} + \text{crd}$ ). תנאי הלחץ-טמפרטורה המקסימליים המשוחזרים מאפשרים התכה בנוכחות מים כפאזה חופשית של סלעים בהרכב גרניטי ואולי אף סלעים בהרכב טונליטי (Johannes, 1985), יתכן שהתכה זו היתה מעורבת ביצירת המיגמטיטים (כפי שיפורט בהמשך). נראה שסלע האמפיבוליט משמר מאסף שאריתי מגמטי. במסלול הרטרוגרדי נרשם ארוע מטאמורפי נוסף או שלב קרור בתנאי פאציסי אמפיבוליטי נמוך על גבול פאציסי הגרינשיסט תוך גיבוש מאסף רטרוגרדי הכולל כלורית ופיניט וכן חדירתו של הפלוטון הקוארץ-דיוריטי. הדייקים המטאמורפיים חודרים באופן רציף או בצורה אפיזודית משלב שיא המטאמורפיזם ולאורך המסלול הרטרוגרדי. על פי הרכב האמפיבולים בדייקים המטאמורפיים לא ניתן לקבוע בודאות האם גלעיני המינרלים מייצגים שארית מגמתית או גידול תוך מטאמורפיזם. במידה והגלעינים מייצגים שארית מגמטית אזי השוליים מייצגים גידול בשלב המטאמורפי הרטרוגרדי ומכאן שהדייקים המטאמורפיים חדרו במסלול הקרור לאחר שיא המטאמורפיזם.

שיחזור התנאים המטאמורפיים נעשה הן במערכת הברזל-מגנזיום של גרנט-ביוטיט והן במערכות הנתרן-סידן והאלומיניום-צורן של אמפיבול-פליגוקלז ואמפיבול. התוצאות שהתקבלו במערכות השונות משתלבות

בינן לבין עצמן ובינן לבין יחסי השדה, ומעידות על כך שהשגיאה החוזרת (systematic) בחישובים אינה גדולה.  
על כן ניתן להתייחס לתוצאות כשיחזור אמין של תנאי המטאמורפיזם.

## 5. המבנה המטאמורפי של בלוק רוזד

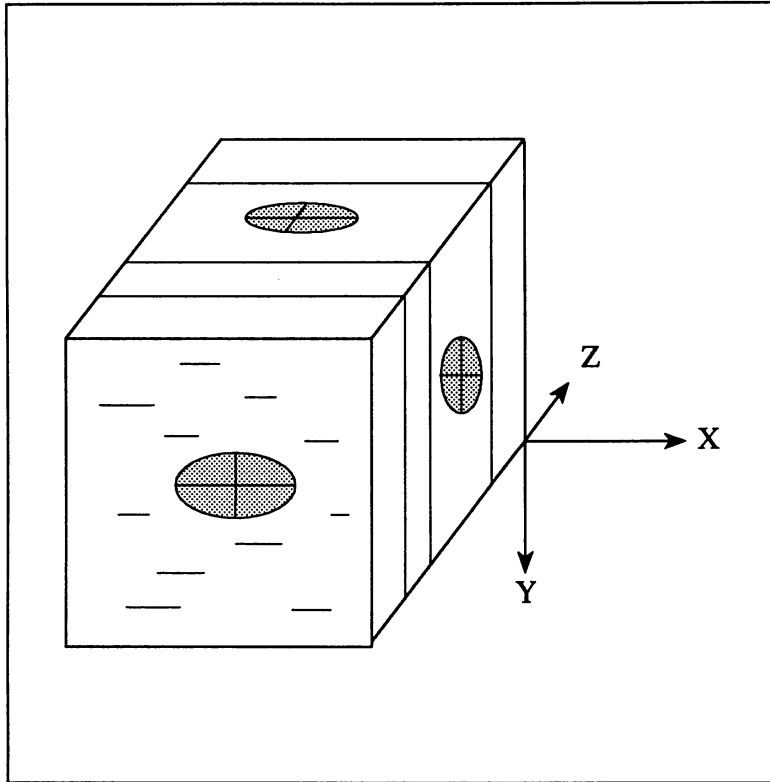
### 5.1 הקדמה

מבנה (fabric) מטאמורפי הוא מעוות המתפתח כתגובה דוקטילית של סלע למאמץ. לימוד המיבנים המטאמורפיים מאפשר להעריך את אופי המעוות המעורב ביצירת המבנה (למשל: Simpson, 1986). מישורי פוליאציה בדרך כלל מקבילים למישור השיטוח (plane of flattening), מישור המכיל את הצירים  $x$  (התארכות מירבית) ו-  $y$  של אליפסואיד המעוות (איור 14), ואילו כיוון הלינאציה בדרך כלל מקבילה לציר-  $x$  (Twiss & Moors, 1992). הגדרת כיוון מעוות הגזירה, אם ישנו, (איור 15) נעשת על פי צורת א-סימטריה של ציללי לחץ ורוטציה של פורפירובלסטים (מפורט אצל Simpson & Schmid (1983) ו-Simpson (1986)). מבנה של מישורי  $s-c$  (מישורי פוליאציה וגזירה, בהתאמה) יכול ללמד הן על כיוון והן על עוצמת הגזירה (איור 16). ככל שעוצמת הגזירה גדלה הזווית בין מישור  $s$  ומישור  $c$  קטנה (Twiss & Moors, 1992).

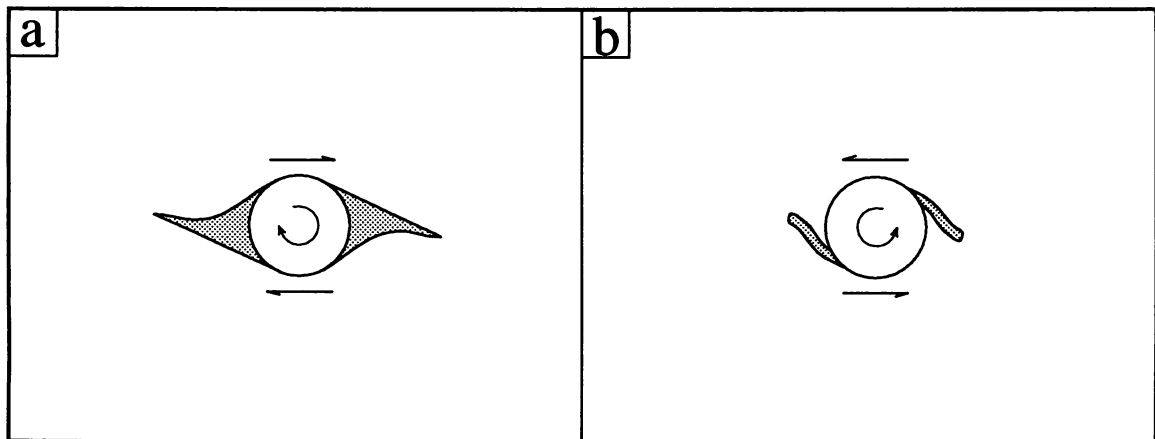
אחת המטרות העיקריות בלימוד המבנה המטאמורפי בסלעים היא להבין את הקשר בין המבנה מטאמורפי והסביבה הטקטונית בה הוא נוצר. על מנת לקבוע את הסביבה הטקטונית בה נוצר מבנה מטאמורפי מסויים נדרשת עבודה מפורטת על שטחים גדולים, שכן לא ניתן להסיק ממחשוף מוגבל בהשתרעותו (מספר קילומטרים ריבועים) מסקנה בעלת משמעות נרחבת כסביבה טקטונית במונחים של טקטוניקת לוחות (המשתרעת על מאות עד אלפי קילומטרים ריבועים). אף על פי כן מקובל בקרב חוקרים, על סמך עבודה רבה שנעשתה על מחשופים מטאמורפיים נרחבים כמו השילד הערבי-נובי (למשל: Stern, 1994) והאורוגן הציקלדי (למשל: Avigad, 1990b), לקשור מבנים מטאמורפיים מסויימים לסביבות טקטוניות מוגדרות. פוליאציה שטוחה מתפתחת באזורי התנגשות יבשות ואזורי הפחתה היוצרים שבירה הפוכה (thrust), אזורי גזירה גדולים (Avigad & Garfunkel, 1991) ואזורי מתיחה, ואילו פוליאציה תלולה מאפיינת אזורי התקצרות אופקית ו/או אזורי גזירה אופקית (Leloup & Kienast, 1993). הסקת מסקנות ממבנה מטאמורפי לגבי הסביבה הטקטונית בה נוצר חייבת להיות מגובה בתצפיות נוספות כגון הרכב כימי של הסלעים (Beyth et al., 1994a) ושיחזור תנאי לחץ-טמפרטורה (Matthews et al., 1989).

על הקשר בין ההיסטוריה התרמלית וההיסטוריה הטקטונית ניתן ללמוד מהיחסים בין מאספי מינרלים למבנה מטאמורפי. Yardley (1989), קובע על פי מישורי פוליאציה בקרבת פורפירובלסט האם תנאי הלחץ-טמפרטורה שהפורפירובלסט מייצג שלטו לפני (pre), תוך כדי (syn) או לאחר (post) הטקטוניקה שיצרה את מישורי הפוליאציה. פוליאציה המקומטת סביב פורפירובלסט (איור 17) מציינת שהפורפירובלסט קדום להתפתחות הפוליאציה. McLellan (1983), קובע על פי השוואה של הבגרות טקסטורלית (מידת ריפוי (annealing) הגבישים) בין לויקוזום ומזוזום האם מיגמטיט קדום או מאוחר לטקטוניקה. מיגמטיט שנוצר לאחר הטקטוניקה יכול לויקוזום ומזוזום שונים טקסטורלית שכן דפורמציה לא תשפיע על צורת הגבישים. מיגמטיט שנוצר לפני או תוך כדי הטקטוניקה יכול לויקוזום ומזוזום דומים טקסטורלית שכן הדפורמציה תיקבע את צורת הגבישים. מבנה מטאמורפי יכול לשמר עדויות למספר דורות של מעוות. בניית המבנה המטאמורפי חייבת להיות הפרדה בין הדורות השונים של המעוות בכדי לאפשר הבנה של ההיסטוריה הגיאולוגית.

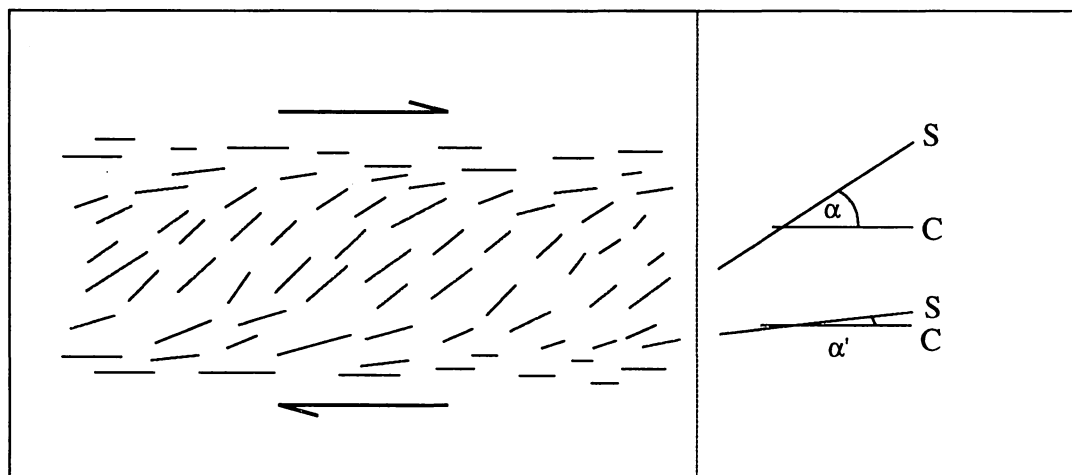
במסגרת עבודה זו נעשה ניסיון לנתח את המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה ביחידה המטאמורפית בדרום מזרח גוש רוזד, וכן את המבנה בדייקים המטאמורפיים. הבנת התפתחות המבנה תשפר, במיגבלות שהוזכרו, את הידע על הסביבה הטקטונית בה נוצרו הסלעים של דרום מזרח גוש רוזד.



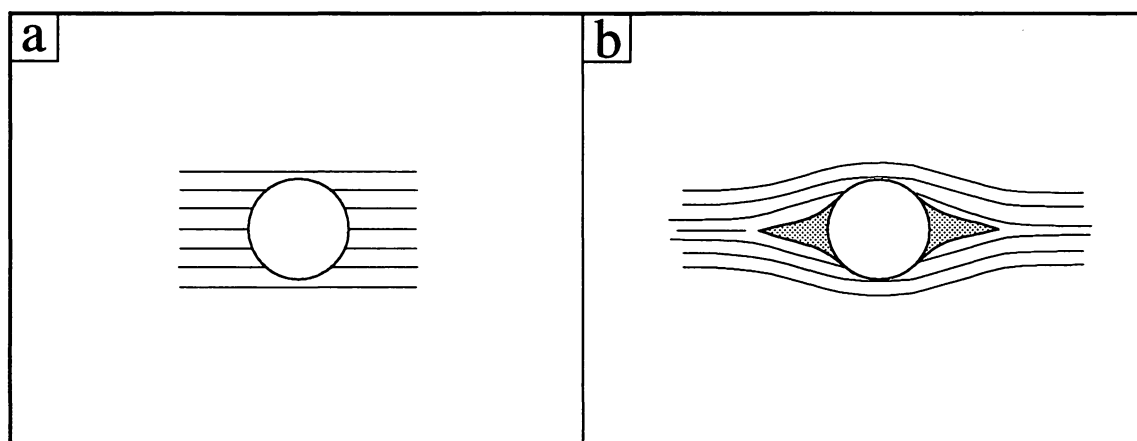
איור 14. הערכת אופי המעוות על פי המבנה המטאמורפי. מישורי פולינאציה (קווים רצופים) מקבילים למישור השיטוח (plane of flattening), מישור הניצב לציר z (כיוון ההתקצרות) והמכיל את הצירים x (התארכות מירבית) ו-y של אליפסואיד המעוות (המסומן באפור). כיוון הלינאציה (קווים קצרים) מקביל לכיוון ציר - x.



איור 15. (a-b) הגדרת כיוון הגזירה (מסומן בחיצים) על פי צורת א-סימטריה של ציללי לחץ (pressure shadows) (מסומנים באפור) ורוטציה של פורפירובלסטים (מסומנים בלבן) (after Simpson, 1986).



איור 16. מבנה של מישורי s-c. מישורי הפוליאציה (s) והגזירה (c) מסומנים על ידי קווים שחורים המייצגים גבישי ביוטיט, כיוון הגזירה מסומן בחיצים. ככל שעוצמת הגזירה גדלה, הזווית בין מישור s ומישור c קטנה ( $\alpha > \alpha'$ ).



איור 17. הערכת היחס בין המטאמורפיזם והמעוות. (a) פורפירובלסט פוסט-טקטוני; (b) פורפירובלסט סינ או פרטקטוני (מקרא כמו באיור 15).

## 5.2 המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה (שיסט, גנייס ואמפיבוליט).

### 5.2.1 פוליאציה ולינאציה בגנייס ובשיסט

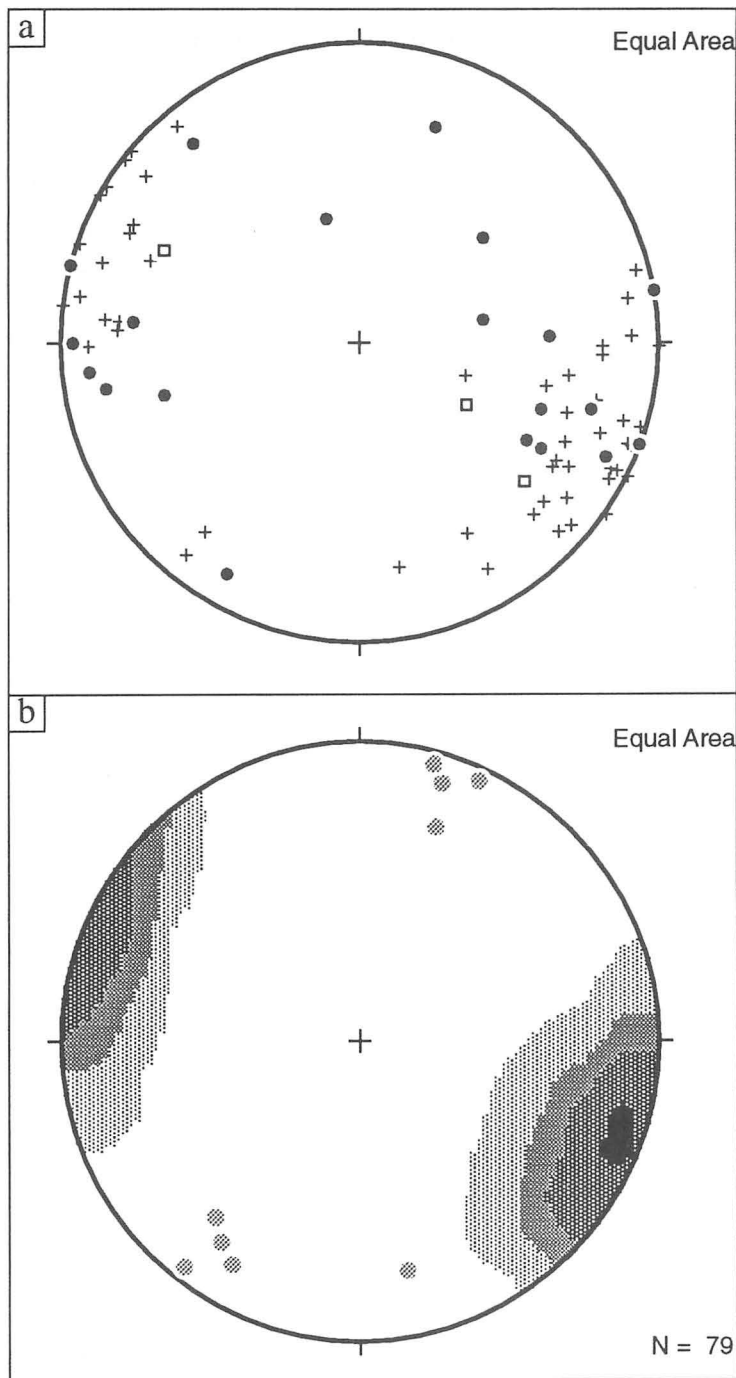
המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה בדרום מזרח גוש רודד כולל פוליאציה ולינאציה (מבנה L-S (Flinn, 1965)). הפוליאציה נוצרת מסידור בכיוונית מועדפת של ביוטיט (מישור 001) לסרוגין עם שכבות המכילות פלגיוקלז וקוארץ בטקסטורה פוליגונלית. הלינאציה על מישורי הפוליאציה מתקבלת מסידור בכיוונית מועדפת של גבישי פלגיוקלז מאורכים, ומפותחת באזורים מוגבלים בלבד. רב שטחה של היחידה המטאמורפית מאופיין במבנה של רצועות מקבילות בעלות עובי של מטרים אחדים הנבדלות אחת מהשניה במידת הפוליאציה אשר עולה עם עליית כמות הביוטיט בסלע. המופע הגנייסי מכיל עד 15% ביוטיט והפוליאציה בו ניכרת פחות מהמופע השיסטי המכיל עד 35% ביוטיט. המגעים בין הרצועות נמשכים לאורך הסטרייק של הפוליאציה. נראה כי השיכוב ההרכבי שיוצר את הרצועות הינו ירושה מסלע המקור, ומישורי הפוליאציה התפתחו בתהליך המטאמורפי. במקומות הפוליאציה מקומטת לקמטים א-סימטריים הדוקים אשר המישור הצירי שלהם תת מקביל למישורי הפוליאציה (לוח 4). הקמטים מופיעים בגודל סנטימטרים אחדים עד עשרות סנטימטרים במספר אתרים מכיל סלע הסביבה פורפירובלסטים של גרנט ופיניט. חלק מהגרנטים נקיים מאינקלוזיות ומופיעים בדרך כלל במחרוזות של כמה גבישים המסודרים במקביל ללינאציה. גרנטים אחרים פואיקיליטים, הפוליאציה מקומטת סביבם וכן נוצרים מאחוריהם ציללי לחץ אשר במקומות מראים א-סימטריה קלה המציינת מרכיב של גזירה. פיניט מופיע ביחד עם ביוטיט המסודר בהתאמה מלאה למבנה. על פי היחסים הסטרוקטורלים של הפורפירובלסטים (לוח 3) וכן על פי המצאות ביוטיט מקומט במלנוזם של המיגמטיט העדשתי נראה כי המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה מתפתח סינ או פוסט שיא המטאמורפיזם. אולם, שוני בבגרות הסטרוקטורלית בין מזוזום ולויקוזום במיגמטיט (בעיקר העדשתי) מצביע על מיגמטיזציה פוסט טקטונית.

76 מדידות של כיוון מישור הפוליאציה (57 בגנייס ו- 19 בשיסט) ו- 9 מדידות של כיוון לינאציה (7 בגנייס ו- 2 בשיסט) נעשו בדרום מזרח גוש רודד (איור 18). הפוליאציה במופע הגנייסי, המייצג את עיקר השטח החשוף ביחידה המטאמורפית, תת-אנכית (80% ממדידות הדיפ הראו נטיה של  $70^{\circ}$ - $90^{\circ}$ ) וכיוון הסטרייק שלה לצפון-מזרח (75% מהמדידות הראו כיוון סטרייק של  $000^{\circ}$  -  $040^{\circ}$  ו- 85% הראו כיוון של  $000^{\circ}$  -  $060^{\circ}$ ). כיוון הדיפ לצפון מערב ודרום מזרח ומציין מבנה של קימוט אנכי הדוק. הפוליאציה במופע השיסטי, המייצג בעיקר את אזור מעלה נחל טרסות (איור 3), מתונה יותר מהפוליאציה בגנייס (65% מהמדידות הראו נטיה של  $50^{\circ}$ - $80^{\circ}$  ו- 85% מהמדידות הראו נטיה של  $50^{\circ}$ - $90^{\circ}$ ) וכיוון הסטרייק בעל התפלגות כיוונים גדולה מצפון-מערב עד צפון-מזרח (75% מהמדידות נתנו כיוון סטרייק של  $050^{\circ}$ - $330^{\circ}$ ) הלינאציה היא תת-אופקית ( $05^{\circ}$ - $25^{\circ}$ ).

### 5.2.2 פוליאציה בסלע האמפיבוליט

הפוליאציה בגופי האמפיבוליט מופיעה במקומות ומתקבלת מסידור מקביל של שכבות הנבדלות אחת מהשניה בהרכבן (כפי שפורט בפרק המבוא) (לוח 1). נראה ששיכוב זה מקורו בפרוטוליט, אשר במהלך המטאמורפיזם שינה את כיוונו. אזורים בגופי האמפיבוליט, אשר לא קיים בהם שיכוב הרכבי מקורי זה, לא ניכרת בהם פוליאציה משמעותית.

שלוש מדידות של כיוון מישור הפוליאציה נעשו בסלע האמפיבוליט (איור 18). הפוליאציה בסלע האמפיבוליט נטויה ( $34^{\circ}$ - $62^{\circ}$ ), וכיוון הסטרייק שלה לצפון מזרח ( $025^{\circ}$ - $040^{\circ}$ ). כיוון זה דומה לכיוון העיקרי ביחידה המטאמורפית, ומכאן שסלע האמפיבוליט עבר את הארוע המטאמורפי העיקרי כחלק מהיחידה המטאמורפית, אליה חדר כדייק או לקוליט קודם לארוע המטאמורפי העיקרי.



איור 18. השלכה סטראוגרפית של האלמנטים הסטרוטורלים בסלע הסביבה של דרום מזרח גוש רודד. (a) קטבים למישורי הפוליאציה בגנייס (פלוס), בשיסט (עיגול סגור), בסלע האמפיבוליט (ריבוע פתוח). (b) קטבים למישורי הפוליאציה בסלע הסביבה (פרוט איור 18a) מסומנים בקונטורים (צבע כהה יותר מסמן ריכוז קטבים גדול יותר), כיוון ונטיית הלינאציה בסלע הסביבה מסומן בעיגול אפור.

### 5.2.3 ניתוח קינמטי

המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה בדרום מזרח גוש רודד מאופיין במישורי פוליאציה אנכיים וכולל קמטים הדוקים בעלי מישור צירי אנכי. הניתוח הסטרוקטורלי, על פי המבנה המטאמורפי החשוף כיום, מצביע על משטר דפורמציה המאופיין באלטיפסואיד מעוות בעל מישור שיטוח (מישור  $xy$ ) אנכי וציר התארכות מירבית (ציר  $x$ ) אופקי. ההתקצרות (ציר  $z$ ) אופקית בניצב להתארכות המירבית. פוליאציה אנכית מתפתחת במשטרים טקטוניים של גזירה אופקית או לחיצה אופקית. סלע הסביבה בדרום מזרח גוש רודד לא מכיל עדויות לגזירה משמעותית, למעט א-סימטריה קלה של ציללי לחץ אחרי פורפירובלסטים של גרנט. מכאן, נראה שהמבנה של הסלע הינו ביטוי דוקטילי, לאזור של התקצרות אופקית.

## 5.3 המבנה המטאמורפי בדיוקים המטאמורפיים

### 5.3.1 הקדמה

נחילים של דיוקים מטאמורפיים מוצבים ביחידה המטאמורפית של גוש רודד (וייסברוד, 1961; Avigad, 1990a; כץ וחבריו, 1996). מבחינים בשתי קבוצות עיקריות (לוח 5): קבוצה אחת של דיוקים מטאמורפיים מקבילה למבנה המטאמורפי של סלע הסביבה (קונקורדנטית) ואחרת חותכת מבנה זה (דיסקורדנטית). המבנה המטאמורפי בדיוקים כולל פוליאציה ולינאציה המפותחת בדרגות שונות (מבנה L-S (Flinn, 1965)). הפוליאציה בשתי קבוצות הדיוקים נוצרת מסידור בכיוונית מועדפת של ביוטיט (מישור 001) ואמפיבול לסרוגין עם שכבות המכילות פלגיוקלו וקוארץ בטקסטורה פוליגונית. הלינאציה נוצרת מסידור על מישורי הפוליאציה של אמפיבול בכיוונית מועדפת המאוגד בצברים עם ביוטיט. לינאציה זו באה לידי ביטוי בעיקר בדיוקים של הקבוצה הדיסקורדנטית.

ניתן להתייחס אל דיוקים המוצבים בתוך סלע סביבה כאל לוח אינקומפטנטי העובר מעוות בתוך קומפטנטי (Talbot, 1982). כאשר דיוק המוצב במקביל לכיוון צירי המעוות הראשיים ( $x y z$ ) עובר התארכות בכיוון ציר ה- $x$  והתקצרות בניצב לו (כיוון  $z$ ) נוצרת פוליאציה במקביל למישור  $xy$ , ללא רוטציה של הדיוק. דיוק שאינו מוצב במקביל לכיוון צירי המעוות הראשיים יעבור תוך כדי מעוות דומה רוטציה לכיוון מישור  $xy$ . הרוטציה של הדיוק תגרום למאמצי גזירה לאורך קירות ולרוטציה אנטיטטית של אלמנטים פנימיים בדיוק. המבנה שיתפתח הוא פוליאציה נטויה לקירות והסטות של אלמנטים לאורכם. פוליאציה נטויה יכולה להיווצר על ידי רוטציה של פוליאציה קיימת (גזירה פשוטה) או בצורה ישירה על ידי התלכדות של רכיב הרוטציה עם רכיב שינוי האורך (גזירה טהורה) ליצירה של פוליאציה נטויה.

מבנה סיגמואידלי של הפוליאציה בדיוק מעיד על גרדיינט של המעוות לרוחב הדיוק (Twiss & Moores, 1992), כאשר הגזירה מקסימלית ליד קיר הדיוק (פוליאציה תת-מקבילה לקיר) ומינימלית במרכז הדיוק (פוליאציה בזווית מקסימלית לקיר). מוכרים שני סוגי מבנים סיגמואידלים: מבנה  $z$  המעיד על גזירה שמאלית לאורך קירות הדיוק ומבנה  $s$  המעיד על גזירה ימנית לאורך הקירות ומקורם ברוטציה של הדיוק עם נגד כיוון השעון, בהתאמה (איור 6, Talbot, 1982).

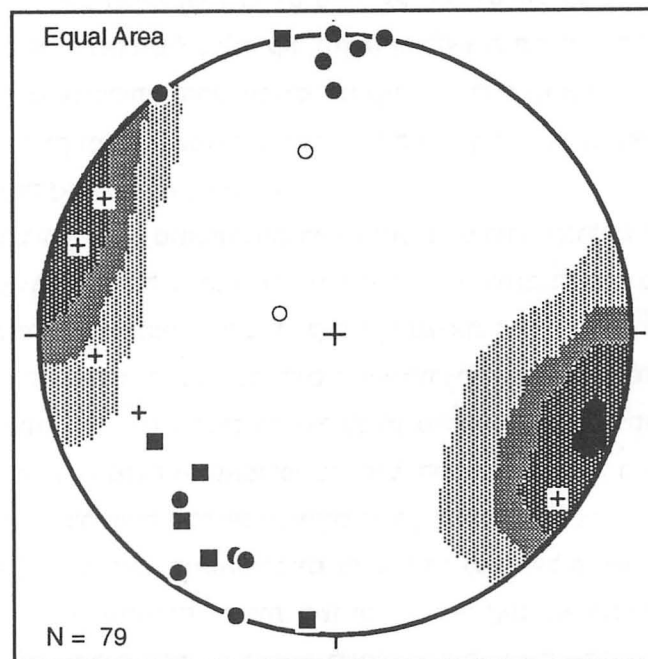
באזור אילת מוכרים דיוקים מטאמורפיים בגוש אילת ובגוש רודד. הפוליאציה בדיוקים המטאמורפיים בגוש אילת (Avigad, 1984) מקבילה ברוב המקרים לקירות לכל רוחב הדיוק. במקומות אחדים התפתח בדיוקים מבנה סיגמואידלי. הפוליאציה במרכז דיוקים אלו נמצאת בזווית מקסימלית של  $15^\circ$  לקיר הדיוק, ובשולי הדיוקים מקבילה לקירות. המבנה בדיוקים המטאמורפיים של גוש אילת התפתח בדרך כלל ללא רוטציה של הדיוקים. כיוון הדיוקים מקביל בקירוב לכיוון מישור  $xy$  של אליפסואיד המעוות המייצג את משטר הדפורמציה בו התפתח המבנה המטאמורפי בדיוקים. התפתחות המבנה בדיוקים המציגים פוליאציה סיגמואידלית היתה מעורבת ברוטציה קלה של הדיוקים לכיוון מישור  $xy$  של אליפסואיד המעוות.

ניתוח קינמטי של הדיוקים המטאמורפיים בגוש רודד נעשה על פי שני אלמנטים סטרוקטורליים הפוליאציה והלינאציה. נראה שהמבנה בדורות השונים של הדיוקים לא התפתח תחת אותו משטר של דפורמציה, ומכאן שניתוח המבנה בדיוקים יאפשר לשחזר שלבים שונים בהיסטוריה הטקטונית של דרום מזרח גוש רודד.

### 5.3.2 דיוקים קונקורדנטיים

כיוון הקירות, כיוון הפוליאציה וכמות נטיית הלינאציה נמדדו בחמישה דיוקים קונקורדנטיים. כיוון הדיוקים מהקבוצה הקונקורדנטית בדרך כלל צפון-מזרח ( $340^\circ - 035^\circ$ ), כיוון המקביל לסטרייק של המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה (איור 19), קירות הדיוקים תת-אנכיים ( $60^\circ - 83^\circ$ ). הדיוקים מופיעים בדרך כלל בעובי של עד 1 מ' המשתנה באופן חריף לאורך הדיוקים. במקומות קירות הדיוקים גליים והמגע עם סלע הסביבה אינו חד. ברב המקרים ניתן לעקוב אחרי דיוקים אלה למרחק שאינו עולה על עשרה מטרים.

הפוליאיציה בדיוקים הקונקורדנטיים אנכית בקרוב ותת-מקבילה לקירות לכל רוחב הדיוק. לא נמצאה פוליאיציה במבנה סיגמואידלי. הלינאיציה על מישורי פוליאיציה אלו תת-אופקית. על פי הגליות של קירות הדיוק וכיוון הפוליאיציה המקביל לקירות נראה כי המבנה המטאמורפי בדיוקים הקונקורדנטיים התפתח ללא רוטציה כאשר הדיוקים היו בכיוון מקביל בקירוב למישור  $xy$  של אליפסואיד המעוות. הלינאיציה בדרך כלל תת אופקית ומציינת אליפסואיד מעוות בעל ציר  $x$  (התארכות מירבית) אופקי.



איור 19. השלכה סטראוגרפית של האלמנטים הסטרוקטורלים בסלע הסביבה ובדיוקים המטאמורפיים בדרום מזרח גוש רודד. קטבים למישורי הפוליאיציה בסלע הסביבה (קונטורים); פרוט באיור 18), קטבים לקירות הדיוקים המטאמורפיים מהקבוצה הקונקורדנטית ביחידה המטאמורפית (פלוס), קטבים לקירות הדיוקים המטאמורפיים מהקבוצה הדיסקורדנטית האנכית והנטויה ביחידה המטאמורפית (עיגול סגור ופתוח, בהתאמה), קטבים לקירות הדיוקים המטאמורפיים בקוארץ דיוריט (ריבוע סגור).

### 5.3.3 דייקים דיסקורדנטיים

כיוון הקירות, כיוון הפוליאציה וכמות נטיית הלינאציה נמדדו בארבעה עשר דייקים דיסקורדנטיים. קיימות שתי קבוצות של דייקים דיסקורדנטיים, האחת בעלת כיוון כללי למזרח ( $115^\circ - 035^\circ$ ) וקירות תת אנכיים ( $70^\circ - 90^\circ$  ב- 95% מהמידות) והשניה מאופיינת בקירות נטויים (איור 19). שתי קבוצות דייקים אלה חותכות את המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה (לוח 5). הדייקים מופיעים בדרך כלל בעובי של כ- 2 מ'. קירות הדייקים לאורך כל סגמנט ישרים וניתן לעקוב אחריהם למרחק של עשרות מטרים. הפוליאציה בדייקים הדיסקורדנטיים אנכית בקבוצה הראשונה ונטויה בקבוצה השנייה, ובעלת מבנה סיגמואדלי. ליד קיר הדייק הפוליאציה מקבילה לקיר ובמרכז הדייק היא מופיעה בזווית של עד  $40^\circ$  לקיר (איור 20). הפוליאציה אינה סימטרית: קו פוליאציה המקביל לקיר בצידו האחד של הדייק מופיע בזווית חדה עד סמוך לקיר בצידו השני של הדייק (איור 20a). לאורך הדייק הפוליאציה ניגשת לקיר לסרוגין בזווית חדה ובצורה תת-מקבילה (איור 20a). במקומות לאורך קירות הדייק יש שקעים "המוכרים" על ידי הפוליאציה אשר שומרת על מבנה סיגמואידלי בתוך השקעים (איור 20a-b). הלינאציה על מישורי פוליאציה אנכיים תת-אופקית ועל מישורי פוליאציה נטויים בעלת רכיב גדול במורד הדיפ (down-dip).

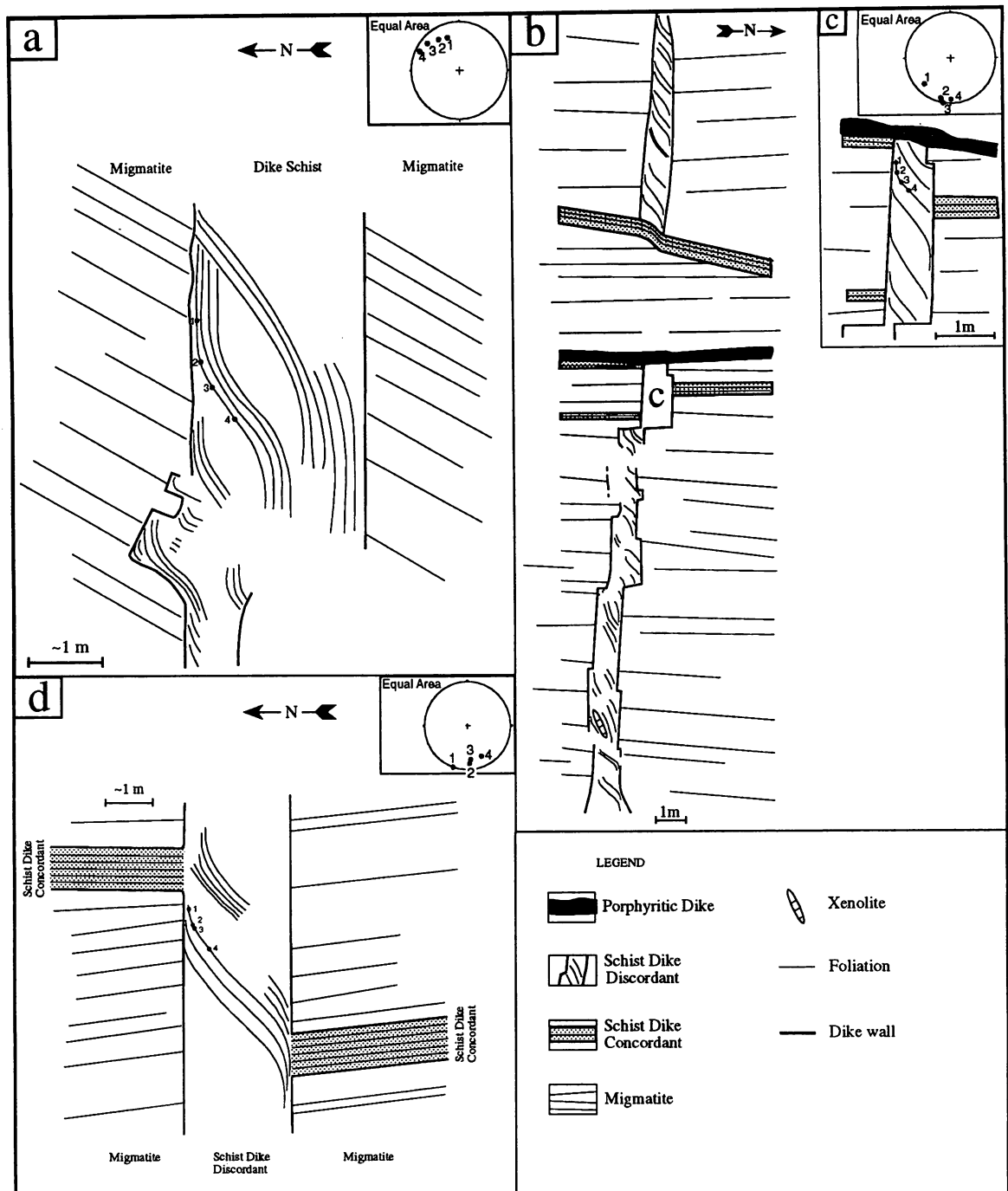
על פי מבנה הסיגמואידלי של הפוליאציה נראה כי המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים התפתח תוך רטציה של הדייקים לכיוון מישור xy של אליפסואיד המעוות. בכל קטע נתון של הדייק עיקר הגזירה מתבצע בקרבת קיר אחד בלבד כפי שעולה מצורת הסרוגין בה הפוליאציה ניגשת לקיר. על פי כיוון הסיגמואידליות (s או z) נראה כי בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים קיים רכיב גזירה אופקי וכנראה גם רכיב גזירה אנכי (איור 21a-b), ובדייקים הדיסקורדנטיים הנטויים קיים רכיב גזירה נורמלי (איור 21c-d). לא ניתן לקבוע חד-משמעית האם המבנה הסיגמואידלי של הפוליאציה נוצר על ידי רטציה של פוליאציה קיימת או יצירה ישירה של פוליאציה סיגמואידלית. הלינאציה התת אופקית בדייקים האנכיים מציינת התארכות אופקית המתאימה לכיוון הגזירה לאורך הקירות שמתקבל מהמבנה הסיגמואידלי של הפוליאציה וכיוון הסטות של אלמנטים לאורך הקירות. הלינאציה, בעלת הרכיב הגדול במורד הדיפ (down-dip), בדייקים הנטויים מציינת התארכות במקביל לכיוון הדיפ ומתאימה לכיוון הגזירה הנורמלי לאורך הקירות שמתקבל על פי המבנה הסיגמואידלי של הפוליאציה. התאמה סטרוקטורלית זו בין הפוליאציה והלינאציה מעידה על כך שהתפתחו תחת אותו משטר דפורמציה.

### 5.3.4 יחסי חיתוך בין קבוצות הדייקים

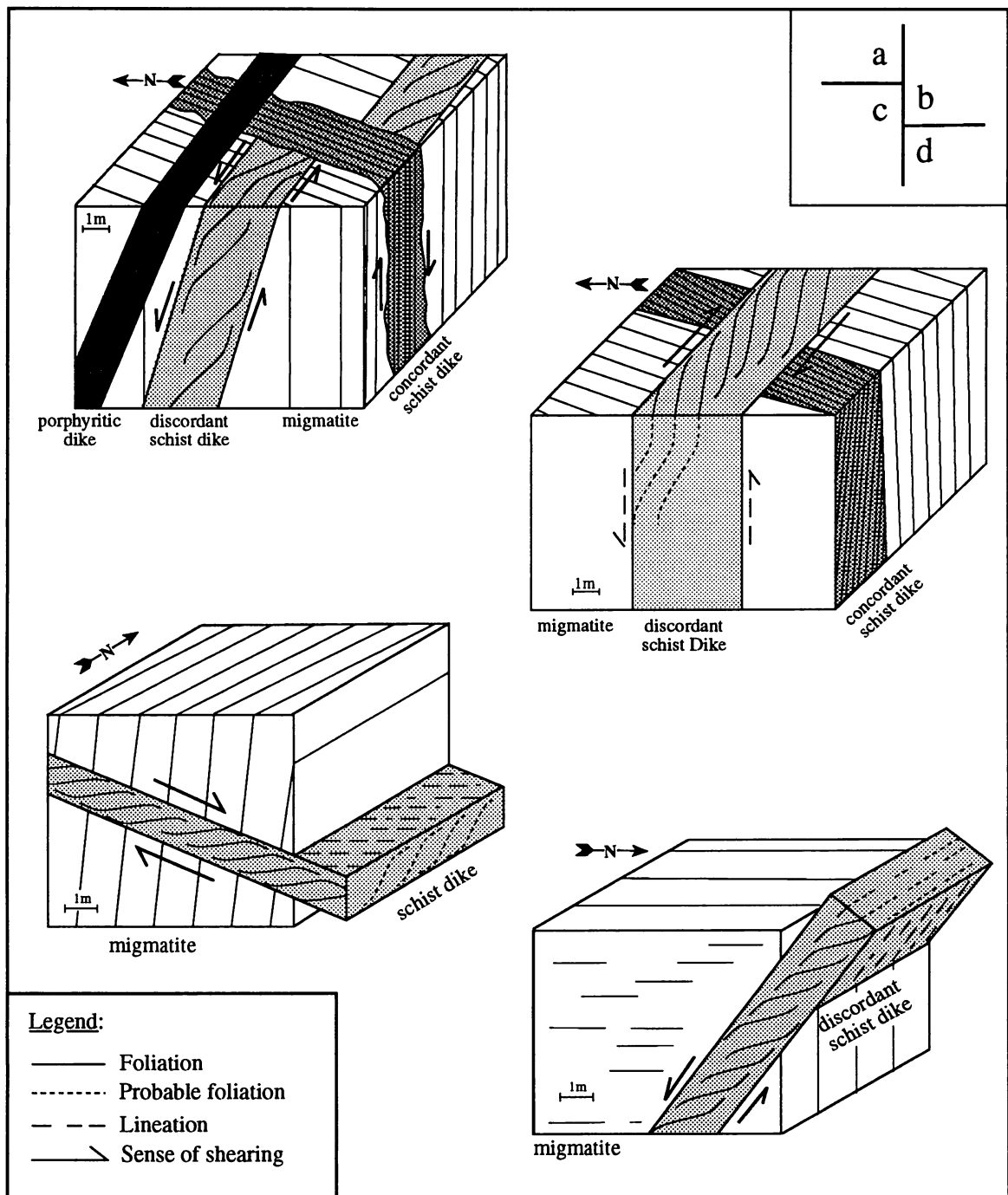
יחסי החיתוך של שתי קבוצות הדייקים נבדקו בפירוט במספר אתרים (איור 21). הקבוצה הדיסקורדנטית (האנכית) חותכת במספר מקומות את הקבוצה הקונקורדנטית ומסיטה אותה בדרך כלל הסטה ימנית. כיוון ההסטה מתאים לכיוון הגזירה לאורך הקירות העולה מהמבנה הסיגמואידלי של הפוליאציה בדייקים. יחסי חיתוך הפוכים, בהם דייק מהקבוצה הקונקורדנטית חותך דייק מהקבוצה הדיסקורדנטית, מופיעים אף הם. יתכן שהמקרה האחרון, הנדיר יותר בשדה, הוא תופעה מקומית שאינה משקפת את היחסים הכלליים בין קבוצות הדייקים, ויש אפשרות שבמקומות מקורה בסגמנטציה של הדייק הקונקורדנטי בזמן חדירתו.

### 5.3.5 ניתוח קינמטי

חדירת הדייקים הדיסקורדנטיים מאוחרת ליצירת הפוליאציה בסלע הסביבה ובדייקים הקונקורדנטיים שכן אחרת קירות הדייקים היו מתקמטים. מכאן, שהפוליאציה בדייקים הדיסקורדנטיים, שהתפתחה תוך כדי או אחרי חדירתם, מאוחרת אף היא ליצירת הפוליאציה בסלע הסביבה. התפתחות הפוליאציה בדייקים הדיסקורדנטיים (שכנראה היתה מלווה ברטציה של הדייקים) לא פגעה בסלע הסביבה. יחסים סטרוקטורלים אלה יכולים להתקבל באחת משתי האפשרויות הבאות: (א) הדייקים הדיסקורדנטיים מהווים אזור גזירה המרכזי לתוכו את כל המעוות כד שסלע הסביבה לא עובר מעוות (Twiss & Moores, 1992); (ב) סלע הסביבה



איור 20. יחסי שדה (מבט מפה) של טיפוסים הדייקים השונים וסלע הסביבה של דרום מזרח גוש רודד (מיקום האתרים איור 3). (a) יחסי שדה בין סלע הסביבה ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי אנכי באתר IV, כיוון מישורי הפוליאציה בדייק נמדד בנקודות 1-4 ומוצג בהשלכה סטראוגרפית כקטבים למישורי הפוליאציה (למעלה מימין); (b) יחסי שדה בין סלע הסביבה, דייקים מטאמורפיים קונקורדנטיים ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי אנכי באתר III; (c) יחסי שדה בין סלע הסביבה, דייקים מטאמורפיים קונקורדנטיים ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי אנכי באתר III, כיוון מישורי הפוליאציה בדייק נמדד בנקודות 1-4 ומוצג בהשלכה סטראוגרפית כקטבים למישורי הפוליאציה (למעלה מימין); (d) יחסי שדה בין סלע הסביבה, דייקים מטאמורפיים קונקורדנטיים ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי אנכי באתר II, כיוון מישורי הפוליאציה בדייק נמדד בנקודות 1-4 ומוצג בהשלכה סטראוגרפית כקטבים למישורי הפוליאציה (למעלה מימין).

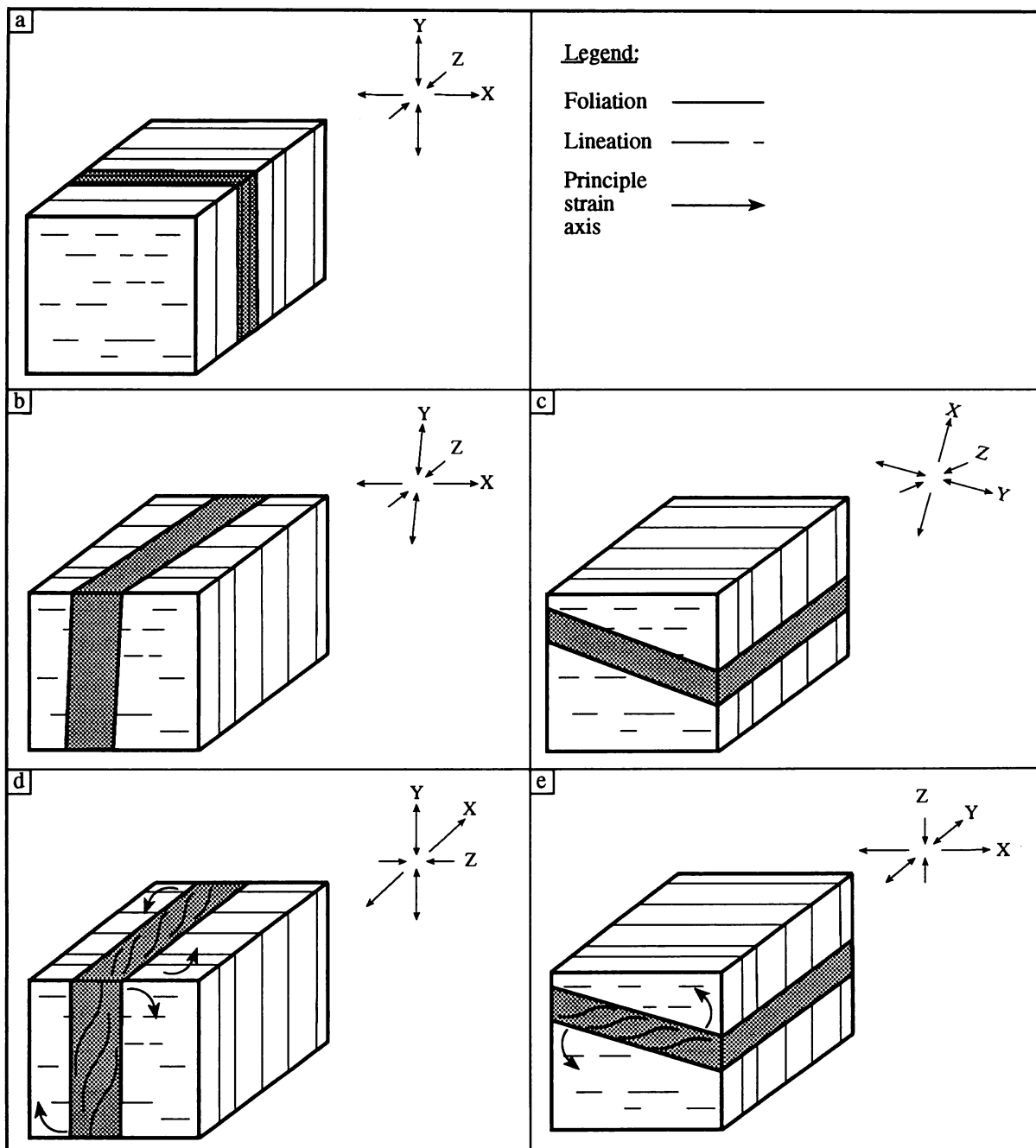


איור 21. יחסי שדה סכמטיים של טיפוסים השונים והאלמנטים הסטרוקטורליים בסלע הסביבה של דרום מזרח גוש רודד (מיקום האתרים איור 3) ושיחזור כיוון התנועה לאורך קירות הדייקים. (a) יחסי שדה בין סלע הסביבה, דייק מטאמורפי קונקורדנטי, דייק מטאמורפי דיסקורדנטי אנכי ודייק פורפירי באתר I; (b) יחסי שדה בין סלע הסביבה, דייק מטאמורפי קונקורדנטי ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי אנכי באתר II; (c) יחסי שדה בין סלע הסביבה ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי נטוי באתר VI (לוח 5 תמונה 3); (d) יחסי שדה בין סלע הסביבה ודייק מטאמורפי דיסקורדנטי נטוי באתר V.

עובר מעוות שלא בא לידי ביטוי ביצירת אלמנטים סטרוקטורליים (Talbot, 1982). בסלע הסביבה בדרום-מזרח גוש רודד קיימת היכולת לפתח מבנה מטאמורפי, כפי שבא לידי ביטוי בפוליאציה האנכית. נראה איפוא, כי אם סלע הסביבה היה עובר מעוות בארוע שיצר את הפוליאציה בדיוקים המטאמורפיים היה מתפתח בו מבנה מטאמורפי. מכאן, שהאפשרות הראשונה סבירה יותר, כלומר הדיוקים המטאמורפיים מהווים אזור גזירה שריכוז לתוכו את כל המעוות הזמין ואילו סלע הסביבה התנהג כגושים ריגידיים.

הניתוח הסטרוקטורלי, על פי המבנה המטאמורפי החשוף כיום, מצביע על קיום של לפחות שני משטרי דפורמציה בהיסטוריה של דרום מזרח גוש רודד: המוקדם קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדיוקים הקונקורדנטיים (כחלק מסלע הסביבה) ובדיוקים הדיסקורדנטיים האנכיים, ומאופיין באליפסואיד מעוות בעל מישור שיטוח (מישור  $xy$ ) אנכי וציר התארכות מירבית (ציר  $x$ ) אופקי. המאוחר קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדיוקים הדיסקורדנטיים הנטויים ומאופיין באליפסואיד מעוות בעל מישור שיטוח אופקי וציר התארכות מירבית אופקי.

המבנים המטאמורפיים בדיוקים השונים מציגים קטעים מתוך מסלול הדפורמציה. איפיון אליפסואידי המעוות של מבנים אלו, כפי שפורט בפרק זה, מאפשר לשחזר מסלול דפורמציה סביר עבור סלעי דרום מזרח גוש רודד, אשר מוצג כאן כפתרון אפשרי (אך לא יחיד). מסלול הדפורמציה כולל חמישה שלבים (איור 22), אשר שלושה מהם ( $a$ ,  $d$  ו- $e$ ) שוחזרו על סמך תצפיות השדה בטיפוסי הדיוקים השונים. שני השלבים הנוספים ( $b$  ו- $c$ ) שוחזרו על סמך הערכה. יצירת המבנה המטאמורפי בדיוקים הקונקורדנטיים, חדירת הדיוקים הדיסקורדנטיים משתי הקבוצות והתפתחות המבנה המטאמורפי בדיוקים הדיסקורדנטיים האנכיים התרחשו במשטר מעוותים בו כיוון ההתקצרות המירבי ( $z$ ) אופקי. שני צירי המעוות הראשיים הנוספים ( $x$  ו- $y$ ) דומים בגודלם, כך שכיוון ההתארכות המירבית ( $x$ ) לסרוגין אופקי ואנכי. תחת כיוון התארכות מירבית אופקי התרחשה התפתחות המבנה המטאמורפי בדיוקים הקונקורדנטיים (איור 22a), חדירת הדיוקים הדיסקורדנטיים האנכיים (איור 22b) והתפתחות המבנה המטאמורפי בהם במצב בו אין הקבלה בין כיוון הדיוקים לכיוון צירי המעוות הראשיים (איור 22d). התפתחות הפוליאציה הסיגמואידלית בדיוקים הדיסקורדנטיים האנכיים יכולה להתרחש בשני אופנים: (א) חדירת הדיוקים תוך התפתחות המבנה הסיגמואידלי; (ב) חדירת הדיוקים התרחשה למן השלבים המוקדמים של ההיסטוריה הגיאולוגית ואף התפתחה בהם פוליאציה קונקורדנטית, בשלב מאוחר בעיקבות שינוי בכיוון צירי המעוות הדיוקים עברו רוטציה לקבלת המבנה הסיגמואידלי. תחת כיוון התארכות מירבית אנכי התרחשה חדירת הדיוקים הדיסקורדנטיים הנטויים (איור 22c). השינוי בכיוון ההתארכות יכול לנבוע מהוספת נפח משמעותי של חומר מגמטי (דיוקים) לאורך ציר ההתארכות עד רוויה והפיכת כיוון זה לכיוון התקצרות (Dicker, 1969). המעבר למשטר המעוותים שיצר את המבנה המטאמורפי בדיוקים הדיסקורדנטיים הנטויים מצריך שינוי מהותי במשטר המעוותים: מעבר מכיוון התקצרות אופקי לכיוון התקצרות אנכי ( $y$  ו- $z$  מתחלפים ו- $x$  נשאר אופקי). חוסר הקבלה בין הדיוקים וצירי המעוות הראשיים יצר מבנה פוליאציה סיגמואידלי (איור 22e).



איור 22. שיחזור אפשרי של היסטורית הדפורמציה בבלוק רודד. (a) התפתחות המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה ובדייקים הקונקורדנטיים; (b-1 c) חדירת הדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים והנטויים, בהתאמה; (d-1 e) התפתחות המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים והנטויים, בהתאמה. כיוון צירי המעוות הראשיים: x, y, z.

## 5.4 המבנה המטאמורפי בקוארץ-דיריט

### 5.4.1 עדויות למעוות בקוארץ-דיריט

בפלוטון הקוארץ-דיריטי קיימות עדויות למעוות חלש המתבטא בפוליאציה מקומית ואזורים עם טקסטורה פוליגונונית. Garfunkel (1980), ייחס את הפוליאציה לתוצאה של זרימה ואת הטקסטורה הפוליגונונית כירושה מהפרוטוליט. במקומות מופיעים בתוך הקוארץ דיריט גופים שיסטוזיים בכיוון כללי מזרח-מערב שאורכם מגיע לעשרות מטרים, הפוליאציה בהם תלולה עד אנכית ובחלקם בעלת מבנה סיגמואידלי (לוח 5). נראה שגופים אלה הם דייקים מטאמורפיים. כיוונם של גופים אלה נמדד בחמישה מקומות ונמצא דומה לכיוון הדייקים הדיסקורדנטים האנכיים ביחידה המטאמורפית (איור 19). על פי הפטרוגרפיה, יחסי השדה וכיוונם של הדייקים המטאמורפיים בקוארץ-דיריט נראה שהם שיכים לקבוצת הדייקים הדיסקורדנטיים מהיחידה המטאמורפית. היחסים הסטרוקטורלים בין הדייקים המטאמורפיים והפלוטון הקוארץ-דיריטי בו הם מוצבים, דומים ליחסים הסטרוקטורלים בין הדייקים הדיסקורדנטים וסלע הסביבה ביחידה המטאמורפית: מבנה מטאמורפי שהתפתח בדייקים ללא פגיעה בסלע המארח. נראה שהדייקים היוו אזורי גזירה שריכוזו לתוכם את כל המעוות הזמין. הפוליאציה הסיגמואידלית שניכרת בהם אינה מפותחת בצורה משמעותית כמו הפוליאציה המפותחת בדייקים של היחידה המטאמורפית. יתכן שהדבר מצביעה על כך שדפורמציה שפגעה בפלוטון הקוארץ-דיריטי היתה מעטה.

### 5.5 המבנה המטאמורפי בדרום-מזרח גוש רודד - סיכום

סלעי גוש רודד מציינים היסטוריה טקטונו-מטאמורפית ארוכה הכוללת לפחות שני משטרי דפורמציה:

1. משטר הדפורמציה הראשון קשור ביצירת המבנה המטאמורפי של סלע הסביבה והדייקים הקונקורדנטיים, וכן קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים. מבנה מטאמורפי זה כולל בסלע הסביבה ובדייקים הקונקורדנטיים מישורי פוליאציה אנכיים עליהם מפותחת לינאציה אופקית ללא עדויות לגזירה משמעותית, ובדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים מישורי פוליאציה סיגמואידלים המציגים רכיב גזירה אופקי וכנראה גם רכיב גזירה אנכי. נראה שהמבנים המטאמורפיים הללו מציינים התקצרות אופקית. המעוות שניכר לעיתים בקוארץ-דיריט ונוכחות דייקים, השייכים כנראה לקבוצה הדיסקורדנטית האנכית, מעידים על כך שהפלוטון הקוארץ-דיריטי הוא קינמטי מאוחר, והתמצק בסוף שלב הדפורמציה הראשון. נראה שמידת הדפורמציה שעבר הקוארץ-דיריט קטנה, שכן היא לא הצליחה לפגוע באופיו החד של המגע בין הקוארץ דיריט והיחידה המטאמורפית (איור 3).

2. משטר הדפורמציה השני קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים הנטויים. מבנה מטאמורפי זה כולל מישורי פוליאציה סיגמואידלים המציגים בחלק מהדייקים גזירה נורמלית לאורך קירות הדייק. נראה שמבנה זה מציין תהליכי מתיחה ודיקוק.

שני שלבי הדפורמציה עשויים ליצג שני פרקים שונים בהיסטוריה של אורוגן, האחד כרוך בדחיסה ועיבוי ואילו השני מעיד על מתיחת האורוגן והתפרקותו. מיקומו, ברצף ההיסטוריה הגיאולוגית, של המעבר ממשטר דפורמציה של התקצרות אופקית למשטר דפורמציה של מתיחה ודיקוק אינו ברור. ביחידה המטאמורפית משתנה משטר הדפורמציה לאחר התפתחות המבנה בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים המתרחשת תחת משטר של התקצרות אופקית, ולפני התפתחות המבנה בדייקים הדיסקורדנטיים הנטויים המתרחשת תחת משטר של מתיחה ודיקוק. חדירת הפלוטון הקוארץ דיריטי מתרחשת תוך דעיכת ההתקצרות האופקית.

## 6. מדידות גיל ראשונית בבלוק רודד

### 6.1 הקדמה

שעוני דעיכה רדיואקטיבית מתבססים על הערכת כמות יסוד האב הרדיואקטיבי בזמן אפס לעומת הכמות הרצנטית של יסוד הבת, וחשוב, על פי קבוע דעיכה ידוע, כמה זמן דרוש להיווצרות כמות זו של יסוד הבת. הערכת כמות יסוד האב נעשת על ידי מדידת איזוטופ יציב בעל יחס כמותי ידוע לאיזוטופ האב הרדיואקטיבי. זמן אפס, הזמן בו מתחיל השעון הרדיומטרי לעבוד, הוא הזמן אשר ממנו והלאה המערכת נשארת סגורה, כלומר, אין כניסה או יציאה של יסוד הבת או האב אל המינרל. מערכות בטמפרטורה גבוהה, אינן סגורות, ויסוד הבת לא מצטבר. במערכות שעוברות קירור קיימת טמפרטורה אשר ממנה והלאה המערכת נסגרת ויסוד הבת נשמר. טמפרטורה זו נקראת טמפרטורת סגירה (closure temperature), והיא בעלת ערך אופייני עבור שעונים רדיומטרים שונים, ועבור מינרלים שונים בשעון רדיומטרי מסויים. כך למשל במערכת K-Ar טמפרטורת הסגירה של ביוטיט היא  $300^{\circ}\text{C}$  ושל אמפיבול היא  $500^{\circ}\text{C}$ . פרוט של טמפרטורות הסגירה בשעונים הרדיומטרים השונים ניתן למצוא אצל Dodson & McClelland-Brown (1985). שגיאות במדידות גיל יכולות להגרם מהימצאות ראשונית בזמן סגירת המערכת או מכניסה מאוחרת של יסוד הבת בצורה לא רדיוגנית (excess), או מבריחה של יסוד הבת בתהליכים מטאסומטיים בטמפרטורה נמוכה מטמפרטורת הסגירה (למשל דיפוזיה).

הגיל המתקבל בשעון רדיומטרי מתאר את הזמן שעבר מאז שהמערכת התקררה בפעם האחרונה אל מתחת לטמפרטורת הסגירה. קביעת גיל בשעון רדיומטרי מסויים על פי מינרלים שונים (או על פי מינרל אחד במספר שעונים) תלמד על ההיסטוריה התרמלית של הסלע ממנו הופרדו המינרלים. בצורה זו ניתן להעריך טמפרטורה של ארועי חימום על פי טמפרטורות הסגירה של השעונים שאופסו והשעונים שלא נפגעו. שיחזור ההיסטוריה התרמלית של סלעים בשיטה זו נקרא תרמוכרונומטריה (למשל: Faure, 1986).

גיאוכרונולוגיה של מינרלים מופרדים מחייבת עבודה פטרוגרפית מפורטת. תופעות של איזור ואלטרציות גורמות למספר פאזות של גיבוש במינרל בודד, ועלולות לגרום לכך שגביש מסויים יהיה מורכב מאזורים שונים בעלי גיל שונה. לפיכך מדידת גיל של מינרל מאזור עלולה לתת גיל ממוצע של זמן גידול הגלעין וזמן גידול השוליים. אי הכרה מלאה של הפאזות הנמדדות יכולה להוביל לאינטרפטציה לא נכונה של התוצאות.

עבודה גיאוכרונולוגית רבה נעשתה בסלעי גוש אילת (בילסקי, 1982; Eyal et al., 1990; Kroner et al., 1995; Heimann et al., 1991) וכן במחשופי התשתית של סיני (בילסקי, 1982; Halpern & Tristan, 1981). בילסקי (1982), תיארכה בשיטת Rb-Sr את שיא המטאמורפיזם באזור אילת ל-650 מליון שנה. Heimann et al. (1995) סיכמו את העבודה הגיאוכרונולוגית שנעשתה בסלעי בלוק אילת (לפרוט שיטות התיארוך ראה טבלא 1): השיסט של אילת מייצג את החומר הדטריטי שנגזר מקשת איים שפעלה לפני כ-800 מליון שנה, ועבר מטאמורפוזה לפני 800 - 780 מליון שנה. שני ארועים פלוטוניים בהרכב גרניטי עד קוארץ דיוריטי ובהרכב גברואי, דיוריטי ואנדזיטי התרחשו לפני 780 - 740 מליון שנה ו-660 - 640 מליון שנה, בהתאמה. פאזה מטאמורפית עקבה אחרי כל אחד מהארועים ליצירת הגנייס הגרניטי וגנייס טאבה בארוע הראשון ומטאבזיט שחמון והדייקים השיסטים בארוע השני. שלב הקרטוניצייה מיוצג בסלעי הבלוק של אילת על ידי גרניט אילת אשר לא תוארך, אך גרניט אום-מלק מסיני הדומה לו תוארך כבן גיל של  $22 \pm 597$  מליון שנה (בילסקי, 1982).

במסגרת עבודה זו תוארכו בשיטת K-Ar ביוטיטים שהופרדו משלוש דוגמאות מיגמטיט ומדוגמא אחת של קוארץ-דיוריט ואמפיבוליט שהופרדו מדוגמא אחת של אמפיבוליט ומדוגמא אחת של קוארץ-דיוריט. צירקונים מדוגמא אחת של קוארץ-דיוריט תוארכו בשיטת U-Pb (באדיבותם של R. J. Stern & W. I. Manton). הפרקציות המופרדות נבדקו ב-SEM וב-XRD על מנת לבדוק את טיב ההפרדה ואת רמת הכלוריטיזציה בביוטיטים. טמפרטורת הסגירה של ביוטיט לגבי ארגון היא כ- $300^{\circ}\text{C}$  והיא

נמוכה מזו של אמפיבול בכ-  $200^{\circ}\text{C}$  (Dodson & McClelland-Brown, 1985). לפיכך, במערכות בלתי מופרעות, המתקררות לאט, גיל הביטיט אמור להיות נמוך מגיל האמפיבול. במדידת גיל, בשיטת K-Ar, בדוגמת אמפיבולים המכילה כמות קטנה של ביטיט, עלול להתקבל גיל שהוא תוצר עירבוב בין גילי המינרלים. הביטיט, המכיל אשלגן פי 30 יותר מאשר האמפיבול, יתרום לתוצאה בצורה משמעותית, והגיל שיתקבל יהיה חסר משמעות גיאולוגית. במצב הפוך, בו דוגמת ביטיט מכילה כמות קטנה של אמפיבול, תרומת האמפיבול לגיל תהיה זניחה, שכן תכולת האשלגן בו קטנה יחסית לתכולת האשלגן בביטיט. מדידת גיל על גבישי ביטיט שעברו כלוריטיזציה ניכרת תתן, אף היא, גיל חסר משמעות גיאולוגית. עליה של המרכיב הכלוריטי בגבישי ביטיט גורמת לשינוי היחס בין אשלגן וארגון. תכולת האשלגן בשריג הגבישי תפחת מ-  $10\% \text{K}_2\text{O}$  בביטיט שעבר כלוריטיזציה מעטה עד-  $2\% \text{K}_2\text{O}$  בביטיט שעבר כלוריטיזציה משמעותית. תכולת הארגון הרדיוגני הנמצא בשריג במקום האשלגן ( $^{40}\text{K}$ ) תפחת אף היא, שכן הארגון אינו יציב מבחינה אנרגטית.

## 6.2 היחידה המטאמורפית

### 6.2.1 שיסט, גנייס ומיגמטיט

סלע המיגמטיט תוארך על ידי ביטיט שהופרד ממזוזום ומלנוזום סמוכים (OK13 ו-OK14, בהתאמה) שנדגמו באזור מפגש נחל מפלים ונחל נטפים (נצ 14140/88900), ומלנוזום נוסף (OK150) שנדגם במרכז היחידה המטאמורפית (איור 3). רמת ההחלפה של הביטיט לכלוריט כפי שנבדקה ב- SEM וב- XRD (טבלא 6) היא הקטנה ביותר ב- OK13 ( $10.5\% - 7.5\% \text{K}_2\text{O}$  בשריג), בינונית ב- OK14 ( $9\% - 8.5\% \text{K}_2\text{O}$  בשריג) והמשמעותית ביותר ב- OK150 (עד  $5\% - 2.5\% \text{K}_2\text{O}$  בשריג). הגילים שהתקבלו בשיטת K-Ar הם  $532 \pm 10$ ,  $715 \pm 9$  ו-  $446 \pm 10$  מליון שנה בדוגמאות OK13, OK14 ו-OK150, בהתאמה (תחומי שגיאה על פי היימן (1990)). ניתן להבחין שככל שרמת ההחלפה לכלוריט גבוהה יותר הגיל המתקבל נמוך יותר (טבלא 6). נראה כי הגיל המקסימלי שהתקבל (מסביב ל- 715 מליון שנה) הוא הגיל הקרוב ביותר לגיל המטאמורפיזם, אם כי גם דוגמא זו נפגעה קלות מההחלפה לכלוריט.

### 6.2.2 סלע האמפיבוליט

סלע האמפיבוליט תוארך על ידי דוגמא אחת (OK122) שנדגמה ממרכז גוף אמפיבוליטי. טיב ההפרדה נבדק ב- SEM וב- XRD. הגיל שהתקבל בשיטת K-Ar הוא  $724 \pm 7$  מליון שנה (טבלא 6). גיל זה מציין את הפעם האחרונה שהסלע, במהלך התקררותו, שהה בטמפרטורה של  $500^{\circ}\text{C}$ .

## 6.3 קוארץ-דיוריט

סלע הקוארץ-דיוריט תוארך על ידי דוגמא אחת (OK117) שנדגמה ממערב לואדי מילסטון (איור 3). הדוגמא הופרדה לפרקציה לא מגנטית וכבדה ( $3 < \text{גרם/סמ"ק}$ ) שהכילה צירקון, ספן ואפטיט, ופרקציה מגנטית וקלה ( $3 > \text{גרם/סמ"ק}$ ). צירקונים מהפרקציה הכבדה הופרדו ותוארכו בשיטת U-Pb על ידי R. J. Stern & W. I. Manton מאוניברסיטת טקסס, דאלאס. הדוגמא הכילה פרקציה של צירקונים אחידה במורפולוגיה שלה. ביטיטים ואמפיבולים הופרדו מהפרקציה הקלה ותוארכו בשיטת K-Ar. רמת החלפה לכלוריט ורמת ההפרדה נבדקה ב- SEM וב- XRD. נמצאה הפרדה טובה של אמפיבולים ומעט זיהום של הביטיטים על ידי אמפיבולים. רמת ההחלפה של גבישי הביטיט לכלוריט נמוכה ( $9\% \sim \text{K}_2\text{O}$  בשריג). הגילים שנמצאו הם:  $634 \pm 2$ ,  $617 \pm 11$  ו-  $647 \pm 20$  מליון שנה על פי הצירקונים האמפיבולים והביטיטים, בהתאמה (טבלא 6). הקוארץ-דיוריט מייצג פרק מאוחר בהיסטוריה התרמלית של גוש-רווד, נראה שחדירתו אל הקומפלקס המטאמורפי התרחשה לפני כ- 635 מליון שנה.

### יחידה מטאמורפית

סוג הסלע	שיטה	מס' דוגמא	מינרל	מס' מדידות	כלוריטיזציה	גיל (מ.ש.)	מעבדה
מיגמטיט	K-Ar	OK13	ביוטיט	2	*	715±9	מכון גיאולוגי
	K-Ar	OK14	ביוטיט	5	**	532±10	מכון גיאולוגי
	K-Ar	OK150	ביוטיט	3	***	446±10	מכון גיאולוגי
אמפיבוליט	K-Ar	OK122	אמפיבול	3	-	724±7	מכון גיאולוגי

### סלעים מגמטיים

קוארץ דיוריט	U-Pb	OK117	צירקון		-	634±2	S & M U.T.D
	K-Ar	OK117	אמפיבול	2	-	617±11	מכון גיאולוגי
	K-Ar	OK117	ביוטיט	2	*	647±20	מכון גיאולוגי

טבלא 6. סיכום מדידות גיל ראשוניות בדרום מזרח גוש רודד. הערכת עוצמת הכלוריטיזציה (ראה טקסט): ללא כלוריטיזציה (-); כלוריטיזציה מועטה (\*); כלוריטיזציה בינונית (\*\*); כלוריטיזציה נרחבת (\*\*\*).

### 6.4 סיכום

גיל המטאמורפיזם בדרום מזרח גוש רודד נקבע כ- 720 מליון שנה, על סמך מדידות באמפיבולים ובביוטיטים. גיל זה מציין את הפעם האחרונה שהסלע שהה בטמפרטורה של 500°C ו- 300°C, בהתאמה. טמפרטורות שיא המטאמורפיזם גבוהה יותר (כ- 650°C, ראה פרק תרמוברומטריה), ומכאן שתקיימה מוקדם יותר בהיסטוריה הגיאולוגית. מטאמורפיזם מגיל דומה מוכר בגוש-אילת (Heimann et al., 1995, <740 Ma.). הקוארץ-דיוריט מציין את דעיכתה של הלחיצה האופקית לפני כ- 635 מליון שנה, במהלך התנועה לעבר פני השטח. הדיוקים המטאמורפיים מופיעים בסלעי היחידה המטאמורפית וכן בקוארץ-דיוריט ונראה שחדרו בצורה רצופה או אפיזודית לאורך מסלול הקרוו.

התוצאות שהוצגו בעבודה זו הן תוצאות ראשוניות בלבד. הבנה תרמוכרונולוגית מקפת של סלעי גוש רודד דורשת עבודה מפורטת נוספת בשיטות נוספות. כך למשל שיטת  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  תאפשר הפרדת ארועי פתיחת שעונים גיאוכרונולוגיים מאוחרים. בעיות כמו השתלבותו התרמוכרונולוגית של הפלוטון הקוארץ-דיוריטי אשר לא איפסה את השעונים הרדיומטרים ביחידה המטאמורפית שבמגע ישיר איתו, או השפעת הארוע התרמלי הדבוני (הרלבן, 1991; Heimann et al., 1995) לא נידונו כאן בהרחבה. נראה שהביוטיט בסלע המיגמטיט עבר כלוריטיזציה משמעותית אשר גרמה לבריחת ארגון רדיוגני ולגילים צעירים יותר. הביוטיט בקוארץ-דיוריט עבר כלוריטיזציה מעטה אשר נראה שלא השפיע על היחס אשלגן - ארגון ועל כן הגילים שהתקבלו במערכות ה-K-Ar וה-U-Pb דומים.

**7.1 מסלול P-T-D-t (Pressure-Temperature-Deformation-time)**

סלעי גוש רודד מייצגים היסטוריה טקטונו-מטאמורפית שהתרחשה בסביבה של קרום יבשתי מתהווה במקביל לשלב הלחמת קשתות האיים והתנגשות היבשות של השילד הערבי-נובי (על פי הכרונולוגיה של Stern (1994) איור 9). במחשוף סלעים זה, המוגבל בשטחו, ניתן לצפות במחזור אורוגני פרקמברי המתעד תהליכי יצירה וחשיפה של תשתית מגמתית-מטאמורפית לאורך כ- 200 מליון שנה. הסלעים החשופים משמרים עדויות על אופי פני השטח לפני האורוגנזה (סלע המקור של היחידה המטאמורפית), עדויות על מסלול קבורה והתחממות (מטאמורפיזם פרוגרדי בפאציאס אמפיבוליטי, התקצרות ועיבוי), עדויות על תנועה לעבר פני השטח (מטאמורפיזם רטורגרדי על גבול פאציאס גרינשיסט, פלוטוניזם ומעבר לדפורמציה פריכה שמתרחשים לאחר התנגשות היבשות) ולבסוף עדויות על חשיפה מחדש (קונגלומרט פרקמברי).

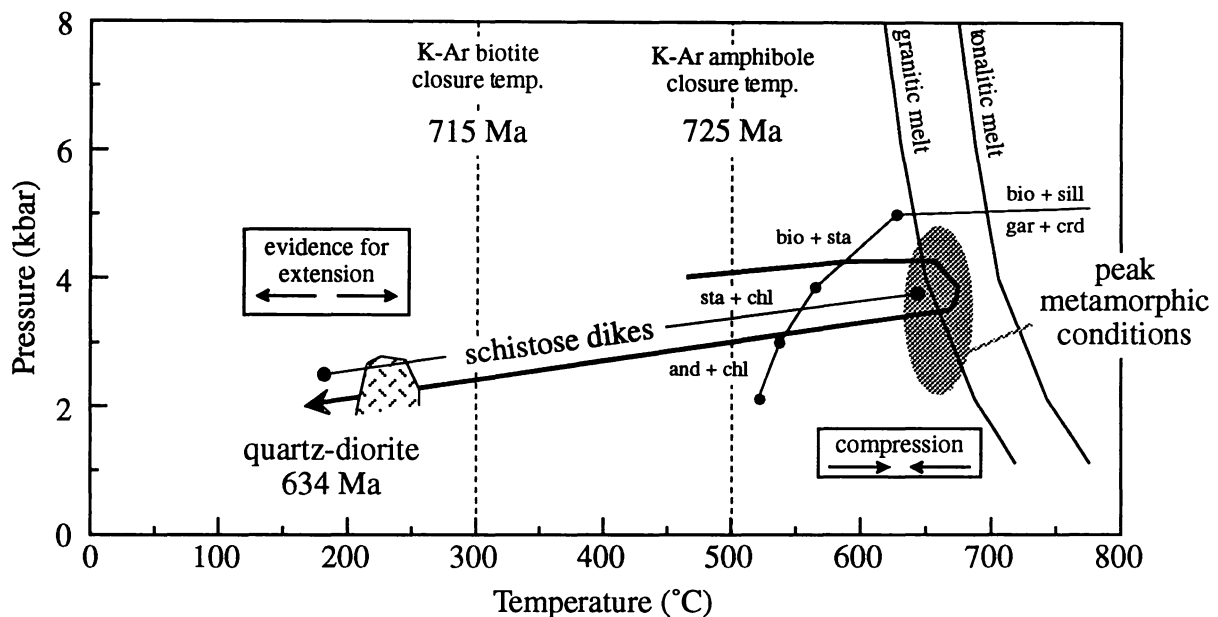
**7.1.1 פרוטוליט**

מקור סלעי היחידה המטאמורפית של גוש רודד בפרוטוליט הטרוגני הכולל סלעים בהרכב פליטי - פסמיטי (סלע השיסט) ובהרכב גרניטי (סלע הגנייס), אשר לתוכם חזור סלע (יתכן דייק או לקוליט) בהרכב בסיסי עד אולטרה-בסיס (סלע האמפיבוליט). אופיו הסדימנטרי של השיסט אינו חד משמעי. במקומות הוא בעל שיכוב מקורי (מעלה נחל טרסות), אך ברוב שטח העבודה שיכוב זה אינו מופיע. נראה שמאסף המינרלים של סלע המקור כלל ביוטיט, פלדספר (אוליגוקלו, אלביט ו-K-פלדספר) וקוארץ. מאסף זה מופיע בסלע המטאמורפי כמינרלים הפאידאמורפים גדולים יותר מהמטריקס הפוליגונילי, וכגלעינים שאריתיים במינרלים המטאמורפיים. מדידות תרמומטריות בסלע האמפיבוליט הראו כי גלעיני המינרלים מציגים טמפרטורה של מעל  $700^{\circ}\text{C}$ . נראה שמקור טמפרטורה זו במאסף מגמטי שאריתי שנשמר בגלעיני המינרלים. מאסף זה כולל פירוקסן (דיאופסיד-אוגיט), אמפיבול (הורנבלנדה), פלגיוקלו (ביטוניט - לברדוריט) וכרומיט ומלמד על אופי הבסיסי של הסלע. מקור החלוקים הקרבונטים אינו ברור. סלע האמפיבוליט מכיל סידן, יתכן והחלוקים הקרבונטיים הם למעשה תרכיזי סידן שנוצרו במהלך המטאמורפיזם. לחלופין, הם יכולים להיות חלוקים קרבונטיים שנאספו על ידי סלע האמפיבוליט במהלך חדירתו.

**7.1.2 מסלול פרוגרדי**

במהלך המסלול הפרוגרדי התרחשו קבורה וחימום של הפרוטוליט (איור 23). המסלול הפרוגרדי מאופיין בסדרת מטאמורפיזם של לחצים נמוכים (bucan type) עד תנאי פאציאס אמפיבוליטי, בשדה היציבות של ביוטיט + גרנט + קורדיריט. הטמפרטורה המקסימלית אליה הגיעו הסלעים היא כ-  $650^{\circ}\text{C}$ , כפי שנמדדה בגלעיני המינרלים במיגמטיט ובדייקים המטאמורפיים וכן בשולי המינרלים בסלע האמפיבוליט. הלחץ המקסימלי אליו הגיעו הסלעים הוא כ- 5 kbar, כפי שהוערך על סמך מאסף שיא המטאמורפיזם. לחצים אלה מתאימים לעומק של 12-15 קילומטר. השגת תנאי שדה היציבות של ביוטיט + גרנט + קורדיריט מכתובה מעבר דרך אחת מהראקציות הגובלות שדה זה (איור 23). הראקציות הסבירות הן  $\text{bio+sill} = \text{gar+crd}$  או  $\text{bio+sta} = \text{gar+crd}$ . ראקציות המערבות כלוריט במגיבים,  $\text{sta+chl} = \text{gar+crd}$  או  $\text{and+chl} = \text{gar+crd}$ , פחות סבירות שכן הרכב הסלעים הכללי הוא בעל יחס מגנזיום לברזל נמוך. K-פלדספר וסילמניט האופייניים למאספים מטאמורפיים שנוצרו בתנאי פאציאס אמפיבוליטי (איור 7), אינם מצויים ביחידה המטאמורפית של דרום מזרח גוש רודד. חסרונו של ה-K-פלדספר מוסבר בהתרחשות מועטה של ראקציה האיזוגרד השני של הסילמניט. מעט ה-K-פלדספר שיתכן ונוצר בראקציה זו הוחלף חזרה למוסקוביט במסלול הקירור. חסרונו של הסילמניט מוסבר בתכולת אלומיניום נמוכה של הסלעים, ובאי יציבותו בתנאי הלחץ הנמוך השוררים בשדה היציבות של מאסף שיא המטאמורפיזם.

תנאי שיא המטאמורפיזם הושגו בעומקים לא גדולים (12-15 קילומטר) ומציינים סביבה חמה בעלת גרדיינט טמפרטורות תלול של 45-55 °C לקילומטר. בתנאים אלה מתאפשרת התכה בנוכחות מים של סלע בהרכב גרניטי ויתכן אף בהרכב תונליטי. מכאן, יתכן שיצירת המיגמטיטים קשורה בהתכה (ראה להלן). בסביבה זו שולט משטר דפורמציה הכולל התקצרות אופקית היוצר בסלע הסביבה ובדייקים הקונקורדנטיים פוליאציה אנכית, ללא גזירה משמעותית, ובדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים פוליאציה סיגמואידלית בעלת רכיב גזירה אופקי. מדידות גילי קרור מאמפיבולים וביוטיטים מסלעי היחידה המטאמורפית מצביעות על כך שתנאי שיא המטאמורפיזם הושגו לפני כ- 730 מליון שנה.



איור 23. מסלול P-T-D-t (Pressure-Temperature-Deformation-time) של סלעי בלוק רוודד (חץ שחור עבה). תנאי שיא המטאמורפיזם מסומנים על ידי אליפסה אפורה, קווי ההתכה והאיזוגרד של שדה הביוטיט-גרנט-קורדיריט מסומנים בקווים דקים, דייקים מטאמורפיים מסומנים בקו הנחתם בעיגול והקוארץ-דיריט מסומן בקווים אלוכסוניים. סימון הדייקים המטאמורפיים והקוארץ דיריט מציין את מיקומם הכרונולוגי על מסלול הקרור ולא את תנאי ה-P-T. משטר דפורמציה וגילים ראה טקסט.

### 7.1.3 מסלול רטרוגרדי

במהלך המסלול הרטרוגרדי מתרחשת תנועה אל פני השטח המלווה בקרור (איור 23), וכן חדירה של דייקים מטאמורפיים ופלוטון קוארץ דיריטי. התנועה לכיוון פני השטח באה לידי ביטוי ביחידה המטאמורפית בדפורמציה בעלת רכיב נורמלי (מבנה סיגמואידלי של הפוליאציה בדייקים המטאמורפיים הנטויים), ובקוארץ-דיריט בלחצים הנמוכים המתקבלים בברומטריה (2-3 kbar המציינים 6-9 קילומטר).

הקירור בא לידי ביטוי בטמפרטורה הנמוכה שנמדדה בשולי המינרלים במיגמטיט ובדייקים המטאמורפיים (כ- $550^{\circ}\text{C}$ ), וכן במאסף הרטורגדי הכולל פניט, כלוריט ואקטינווליט. לא ברור האם הטמפרטורה הנמוכה מייצגת מטאמורפיזם בפאציאס אמפיבוליטי נמוך על גבול פאציאס הגרינשיסט או שלב של קרור אשר יצר תנאי שיווי משקל חדשים שהשפיעו רק על שולי המינרלים. ירידת הטמפרטורה באה לידי ביטוי גם בהרכב האמפיבולים מסלעי השיסט, האמפיבוליט והדייקים המטאמורפיים. קיימת מגמה של ירידה בתכולת הנתרן והאלומיניום בין גלעיני האמפיבולים ושוליהם, וכן מגמה של עליית המרכיב האקטינווליטי.

קיימות מספר תצפיות בדייקים המטאמורפיים היכולות ללמד על המסלול הרטורגדי:

א. הדייקים המטאמורפיים מוצבים הן ביחידה המטאמורפית המייצגת את שיא המסלול הפרוגרדי, והן בפלוטון הקוארץ-דיוריטי שהתגבש בשלב מאוחר של מסלול הקרור.

ב. הרכב גלעיני האמפיבולים בדייקים המטאמורפיים מלמד על אפשרות שהגלעינים בנויים חומר שאריתי בהרכב מגמטי.

ג. במדידות התרמומטריות הראו גלעיני המינרלים בדייקים המטאמורפיים טמפרטורות גבוהות (כ- $650^{\circ}\text{C}$ ) היכולות להתפרש כמאסף מטאמורפי פרוגרדי או כשרידים של חומר ממקור מגמטי. טמפרטורות השוליים נמוכות יותר, כ- $550^{\circ}\text{C}$ .

ד. על פי מדידות הגיל הראשוניות, נראה שתנאי הטמפרטורה שנרשמו בשולי המינרלים התקיימו בשלב מוקדם של מסלול הקרור (גיל האמפיבול, המציין  $500^{\circ}\text{C}$ , הוא כ- 725 מליון שנה), זמן ארוך לפני חדירת הפלוטון הקוארץ דיוריטי (כ- 634 מליון שנה).

על פי התצפיות הניל, קיימות שלוש אפשרויות למסלול החדירה והמטאמורפיזם של הדייקים המטאמורפיים:

1. חדירת הדייקים המטאמורפיים התרחשה משלב שיא המטאמורפיזם ולכל אורך מסלול הקרור. נדרש הסבר להימצאות מאסף מטאמורפי פרוגרדי בדייקים שחדרו במהלך מסלול הקרור. מאסף מטאמורפי של טמפרטורה גבוהה יכול להתפתח בדייקים ללא צורך בחימום סלע הסביבה על ידי מעבר תמיסות הידרותרמליות בתוך הדייק (כהן, 1995). סלע העובר מטאמורפיזם מועד להיווצרות דפורמציה (Yardley, 1989). יתכן וזהו ההסבר להתפתחות המבנה בדייקים הדיסקורדנטיים אשר אינו בא לידי ביטוי בסלע הסביבה הן ביחידה המטאמורפית והן בקוארץ דיוריטי, כפי שהוצע ליצירת המבנה המטאמורפי בדייקים השיסטויים של גוש אילת (כהן, 1995; Avigad, 1984).

2. חדירת הדייקים המטאמורפיים התרחשה בשלב מאוחר, לאחר חדירת הקוארץ דיוריטי. הטמפרטורות הגבוהות שנרשמו בגלעיני האמפיבולים מקורן בטמפרטורות קירור של המאסף השאריתי מגמטי. הטמפרטורה המטאמורפית (הנמוכה יותר), בשולי המינרלים, התפתחה לאחר קירור סלע הסביבה. יתכן כתוצאה של מעבר תמיסות הידרותרמליות בתוך הדייקים.

3. חדירת הדייקים המטאמורפיים יכולה להיות אפיזודית. ארוע ראשון של חדירת דייקים לסלע הסביבה ביחידה המטאמורפית התרחש מוקדם בהיסטוריה הגיאולוגית, וארוע נוסף התרחש לאחר חדירת הקוארץ דיוריטי. הגלעין מציין טמפרטורה מגמטית או מטאמורפית, והשוליים מציינים טמפרטורה מטאמורפית שיתכן ומקורה במעבר תמיסות הידרותרמליות.

במהלך המסלול הרטורגדי התרחש מעבר ממשטר טקטוני אורוגני של התקצרות אופקית למשטר טקטוני פוסט אורוגני של מתיחה ודיקוק. המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה ובדייקים הקונקורדנטיים (פוליאציה אנכית), וכן בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים (פוליאציה סיגמואידלית בעלת רכיב גזירה אופקי) התפתח במשטר של התקצרות האופקית. במקומות המבנה הסיגמואידלי של הפוליאציה בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים כולל רכיב גזירה אנכי, היכול להעיד על מעורבות תנועה נורמלית ביצירת הפוליאציה בדייקים אלה. הלינאציה בדייקים אלה תת-אופקית, ועל כן נראה שהתנועה הנורמלית שמעורבת ביצירת המבנה בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים אינה משמעותית. המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים הנטויים (פוליאציה

סיגמואידלית) מעיד על מעורבות של תנועה נורמלית בהתפתחות המבנה, ומציין מעבר למשטר של מתיחה ודיקוק. הפלוטון הקוארץ דיוריטי אשר אינו מכיל עדויות לדפורמציה חזקה, ומציין אף הוא את דעיכת משטר ההתקצרות האופקית. המעבר ממשטר אורוגני של לחיצה למשטר של מתיחה בשילד הערבי-נובי מתוארך על ידי Beyth et al. (1994a), לתחום שבין 625 ו-610 מליון שנה, ועל ידי קסל (1995) למעבר בין מגמטיזם קלק-אלקליני לאלקליני בגיל צעיר ל-600 מליון שנה. מגבלת זמן למעבר ממשטר אורוגני של לחיצה אופקית למתיחה בגוש רודד יכולה להעשות באופן כללי בלבד. ביחידה המטאמורפית המעבר בין המשטרים הטקטוניים התרחש לאחר יצירת המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים האנכיים ולפני יצירת המבנה המטאמורפי בדייקים הדיסקורדנטיים הנטויים. הקוארץ דיוריטי לא מראה עדויות משמעותיות למעוות הנובע מלחיצה. על כן נראה שלפני כ-634 מליון שנה (גיל חדירת הפלוטון הקוארץ דיוריטי) התרחשה כבר דעיכה של משטר הלחיצה האופקית, ומאוחר יותר התפתח משטר המתיחה.

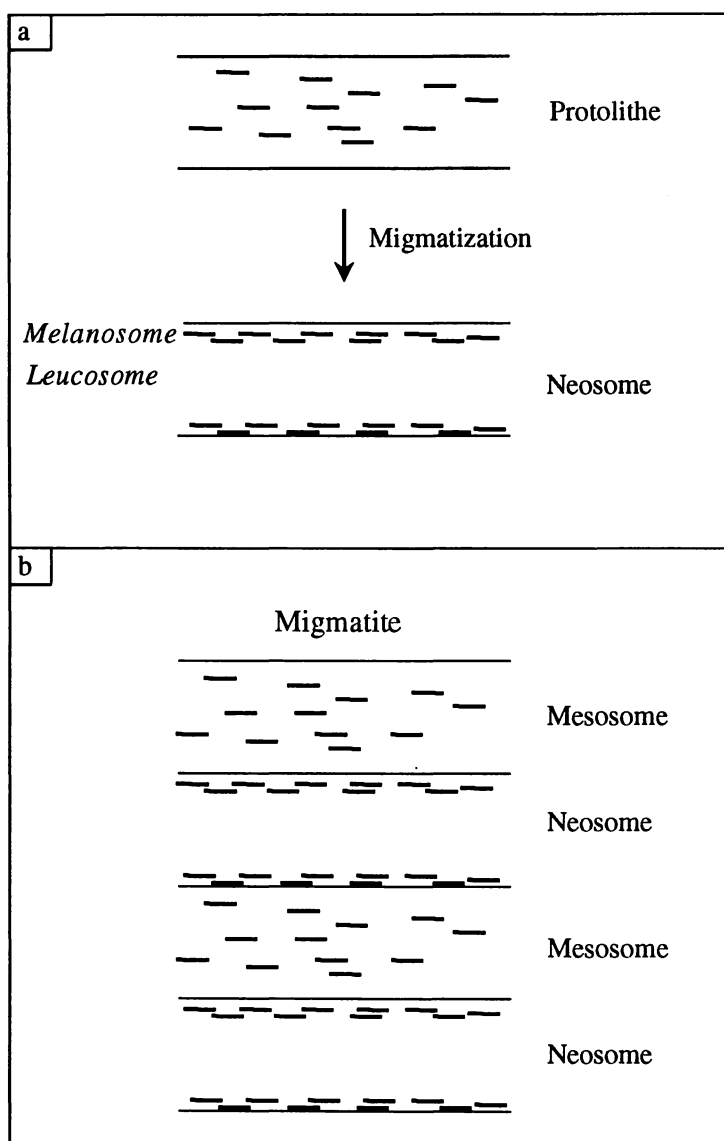
## 7.2 מנגנון יצירת המיגמטיטים

מיגמטיט הוא סלע מטאמורפי הנוצר בטמפרטורות גבוהות על גבול ההתכה וניכך במבנה סרוגין של שכבות לויקוקרטיים ומלנוקרטיים. היווצרות סלעים מיגמטיטים יכולה להיות קשורה בהתכה או בתהליכים במצב מוצק (Mehnert, 1968). במקרה הראשון מקור הלויקוזום בהתכה מקומית (anatexis) (למשל: Johannes & Gupta, 1982) או כניסה של נתך ממקור חיצוני (למשל: Weber, 1986), ובמקרה השני ההפרדה נעשית בצורה מכאנית על ידי מיגרציה דיפרנציאלית של הפאזות השונות (דיפרנציאציה-מטאמורפית) (למשל: Blom, 1988) או על ידי ראקציות מטאסומטיות עם פאזה נוזלית החולפת בסלע (למשל: Babcock, 1989). ניתוח הטקסטורה הפטרוגרפיה, הרכב המינרלים ותנאי הלחץ-טמפרטורה של המיגמטיט יכול להטיל מיגבלות על מנגנון היווצרות המיגמטיט. כימיה של REE משמשת אף היא למטרה דומה (למשל: Johannes et al., 1995), אך לא תבוא לידי דיון בעבודה זו. כאשר פרוטוליט הטרונגי עובר מיגמטיזציה (איור 24), חלקים ממנו יפגעו (חלקים אלה נקראים נאוזום) ותוצר בהם הפרדה ללויקוזום ומלנוזום וחלקים אחרים בהרכב שונה או בטקסטורה שונה לא יפגעו (חלקים אלה נקראים מזוזום). בהשתפרות תנאי המיגמטיזציה (עליית טמפרטורה, התגברות מעוות) חלקים נוספים יפגעו, תהליך זה נקרא Layer by layer migmatization (Johannes & Gupta, 1982; Johannes, 1986).

מנגנון היווצרות סלעים מיגמטיטים, כלומר מנגנון היווצרות ההפרדה הטקסטורלית בין מינרלים לויקוקרטיים למלנוקרטיים (לווחיים על פי רוב), אינו ברור בכל המיקרים (למשל: Amit & Eyal, 1976). מוכרים מספר קריטריונים להבחנה בין מנגנוני יצירת מיגמטיטים:

1. קריטריונים של טקסטורה. טקסטורה פוליגונלית היא טקסטורה מטאמורפית המציינת סלע שעבר מעוות, והיא אופיינית ללויקוזום שנוצר בתנאי סב-סולידוס. לויקוזום המכיל מינרלים (קוארץ ופלגיוקלז) כסנומורפיים, יחסית גדולים, מציין מעורבות של התכה בהיווצרות המיגמטיט.
  2. הרכב פלגיוקלז. הרכב פלגיוקלז דומה בלויקוזום ומזוזום סמוכים אופיני למיגמטיט שנוצר בתנאי סב-סולידוס (Mehnert, 1968), אך יכול להיווצר גם על ידי התכה וגיבוש מחדש במערכת סגורה בתנאי שיווי משקל (Johannes, 1988).
  3. נוכחות K-פלדספר. K-פלדספר המצוי בלויקוזום נחשב כציון של מיגמטיזציה המערבת התכה (Mehnert, 1968), אך חסרונו יכול להתפרש גם כמיגמטיזציה בתנאי התכה רוויה למים (Conard, 1988; Whitney, 1994) או התכה של פרוטוליט טונליטי (אינו מכיל K-פלדספר) בטמפרטורה שאינה גבוהה מספיק להתכת ביוטיט, שתשחרר אשלגן לנתך.
  4. תנאי המטאמורפוזם. על מנת ליצור התכה נדרשת טמפרטורה גבוהה ובמקרים רבים גם נוכחות מים (Johannes, 1985), דיון מפורט להלן.
- התכה של סלעים בהרכב גרניטי וטונליטי מתרחשת בתנאי פאציאס אמפיבוליטי רק בנוכחות מים

כפאזה חופשית (כ-  $650^{\circ}\text{C}$  וכ-  $720^{\circ}\text{C}$ , בהתאמה) (Johannes, 1985). נראה כי כמות המים הדרושה ליצירת פאזה חופשית אינה גדולה. נדרשת כמות של כ- 10% מישקלי מים בנתך גרניטי הנמצא בלחץ של כ- 5 קילובר על מנת להגיע לרוויה (איור 4. אצל Wyllie et al., 1976). ברוב הסלעים המיגמטיים מהווה החלק הלויקוזומי (בעל המראה המגמטי) כ- 20% מנפח הסלע (Johannes, 1984). ליצירת המראה המגמטי בלויקוזום נדרשים לעבור התכה כ- 30% - 40% מנפחו בלבד (Johannes, 1984), מכאן שנפח הנתך מכלל הסלע ביצירת סלעים מיגמטיים הוא 6% - 8%. כמות המים הנדרשת להתכה רוויה למים בלחץ של כ- 5 קילובר היא 10% מנפח הנתך, וכ- 1% בלבד מנפח הסלע (Johannes, 1984).



איור 24. (a) מיגמטיזציה של סלע הומוגני; (b) מיגמטיזציה הדרגתית של סלע הטרוגני.

עצמת המיגמטיזציה (כמות יחסית של התכה חלקית) ומיקומה במרחב נשלטים על ידי כמות ומיקום המים הזמינים (Johannes, 1988). מקור המים בסביבות מטאמורפיות יכול להיות פלוטונים גרניטים המכילים עד 1.5% מישקלי מים או פלוטונים אחרים. בתהליכי התכה או גיבוש יתרכזו המים בפאזות מותכות (Wyllie et al., 1976) שיכולות לנדוד מעלה וליצור חזית רוויה למים. מכאן, שניתן להצביע על תלות בין הרכב הסלע, הדפורמציה בו, ויכולת יצירת המיגמטיטים: סדקים, המתפתחים טוב יותר בהרכבים דלי ביוטיט, מאפשרים מעבר נוזל למים, כמו גם סלע הבנוי גבישים קטנים (תוצר של דפורמציה) שיצור בקלות רשת התכה שתעביר מים ביעילות.

נראה כי תהליך יצירת המיגמטיט העדשתי בדרום מזרח גוש רודד קשור בהתכה חלקית (anatexis), בנוכחות מים כפאזה חופשית, כפי שציינו גם Gutkin & Eyal (1995). המיגמטיט המשוכב מכיל עדויות פחות חזקות להתכה ונראה שנוצר בעיקר בתהליכים במצב מוצק.

שתי עדויות עיקריות עומדות בבסיס קביעה זו: הטקסטורה של הלויקוזומים (בעיקר העדשתיים) מציגה אופי מגמטי (גבישים כסנומורפיים ומגעים גליים בין גבישים), שדה הלחץ-טמפרטורה, שנמדד בדרום מזרח גוש רודד, מאפשר התכה של סלעים בהרכב גרניטי ואולי אף בהרכב טונליתי בנוכחות מים כפאזה חופשית (איור 23). חסרון ה-K-פלדספר ברוב הלויקוזום העדשתי מוסבר בסלע מקור בהרכב טונליתי בקרוב אשר מכיל מעט אשלגן ובטמפרטורות שלא היו גבוהות דיין על מנת לאפשר התכה של ביוטיט. עוד יתכן שחסרון ה-K-פלדספר נובע מהתכה רוויה למים של סלע מקור בהרכב גרניטי.

תהליך המיגמטיזציה דורש טמפרטורה גבוהה ונוכחות מים. תמיסות הידרותרמליות יכולות לספק את החום הדרוש (כפי שמציעה גם כהן, 1995) והמים הדרושים לתהליך. מקור תמיסות אלה יכול להיות פלוטון המתגבש בקומה נמוכה יותר של הקרום. בהנחה שעיקר ההתכה נעשתה ביצירת המיגמטיטים העדשתיים כמות המים הזמינים לא צריכה להיות גדולה שכן המיגמטיטים העדשתיים מהווים פחות מ-20% מנפח הסלע. אזורים בסלעי היחידה המטאמורפית שעברו מיגמטיזציה משמעותית הפוליאציה בהם מפותחת היטב. נראה כי סלע בעל פוליאציה מפותחת היטב הוא נוזל למעבר תמיסות הידרותרמליות הן בגלל אופיו המשוכב והן בגלל הקטנת גודל הגביש כתוצאה מהדפורמציה.

היחידה המטאמורפית של דרום מזרח גוש רודד מכילה סלעים אשר לא עברו מיגמטיזציה חזקה (גנייס ושיסט). סלעים אלו הטרוגניים, אינם מכילים K-פלדספר ונראה שמהווים את הפרוטוליט ממנו נוצרו המיגמטיטים. נראה כי תהליך המיגמטיזציה התרחש לאחר התפתחות המבנה המטאמורפי. ההטרוגניות של המבנה המטאמורפי מנציחה את עוצמת המיגמטיזציה. אזורים בעלי פוליאציה מפותחת היטב נוחים לחדירת תמיסות הידרותרמליות ולהתפתחות מיגמטיזציה. אזורים בעלי פוליאציה חלשה מקשים על מעבר התמיסות והתפתחות מיגמטיזציה.

### 7.3 יחס בין המטאמורפיזם (מבנה תרמי) והמעוות (טקטוניקה)

היחס בין המטאמורפיזם והתפתחות המבנה המטאמורפי בדרום מזרח גוש רודד מורכב. ההטרוגניות של המיגמטיזציה נובעת מהטרוגניות קדומה של המבנה המטאמורפי. כלומר, המיגמטיזציה, המציינת את שיא המטאמורפיזם בדרום מזרח גוש רודד, פוסט טקטונית (מתרחשת לאחר יצירת המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה). מסקנה דומה מציע השוני בגרות הסטרוקטורלית בין מזוזום ולויקוזום סמוכים (פרוט בפרק המבנה המטאמורפי). לעומת זאת היחסים הסטרוקטורלים של הפורפירובלסטים בסלע הסביבה (ציללי לחץ אחרי גרניטים ושכבות מלנוקרטיות מקומטות סביב גרניטים) מלמדים כי המבנה המטאמורפי בסלע הסביבה התפתח במשך או מיד לאחר שיא המטאמורפיזם. יחסים דומים קיימים בדיוקים המטאמורפיים מהקבוצה הדיסקורדנטית האנכית. מאסף שיא המטאמורפיזם מוצב בכיוונית מועדפת (לינאציה תת-אופקית) שהתפתחה תחת משטר מעוותים שיצר את הפוליאציה האנכית בסלע הסביבה (פרוט בפרק המבנה). על פי התצפיות

הני"ל, נראה כי התפתחות המבנה המטאמורפי הקשור בלחיצה אופקית והתפתחות תנאי שיא המטאמורפיזם מתרחשים בסמיכות. המבנה התפתח כאשר מאסף שיא המטאמורפיזם כבר קיים, ואילו המיגמטיזציה התרחשה כאשר המבנה המטאמורפי כבר נרכש על ידי הסלעים.

#### 7.4 קורלציה בין בלוק רווד לבלוק אילת

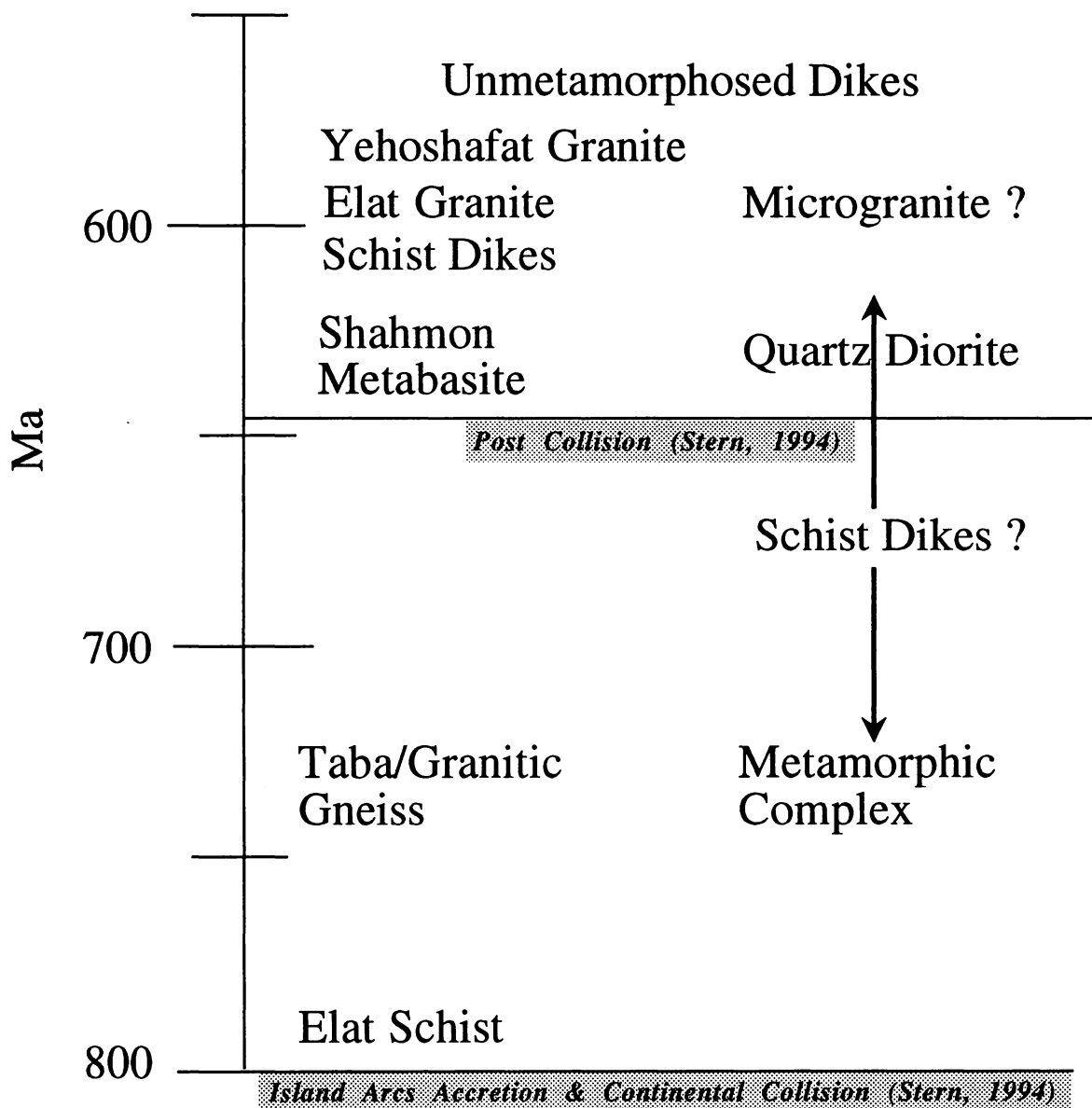
בגושים של רווד ואילת חשופים סלעים מטאמורפיים החדורים על ידי פלוטונים קינמטים מאוחרים (כפי שציין גם Garfunkel (1980). אין התאמה ליתולוגית בין טיפוסי הסלעים בגושים השונים, אם כי שני הגושים מציינים סביבה טקטונית חמה. המבנה המטאמורפי אינו דומה בין שני הגושים למעט כיוון הדייקים המטאמורפיים.

ניתן להצביע על התאמה גאוכרונולוגית חלקית בין הגושים של רווד ואילת (איור 25): במקביל לשלב התקבצות והלחמת קשתות האיים (Stern, 1994) מתוארכים בגוש אילת שני ארועים מטאמורפיים ב- 800 ו- >740 מליון שנה (Eyal et al., 1990) (פרוט שיטות מדידת הגיל בטבלא 1). המטאמורפיזם העיקרי בגוש רווד מתוארך ל- <720 מליון שנה, גיל המתאים לארוע המטאמורפי השני של גוש אילת. במקביל לשלב התנגשות היבשות (Sten, 1994) מתוארכת בגוש של אילת חדירת מטבזיט שחמון ל- 640 מליון שנה (Kroner et al., 1990). המטאבזיט עבר מטאמורפיזם בארוע המטאמורפי שלישי של גוש אילת שתוארך ל-  $632 \pm 6$  מליון שנה (Heimann et al., 1995). חדירת הקוארץ-דיריט לסלעי גוש רווד מתוארכת ל-  $634 \pm 2$  מליון שנה, גיל המתאים לארוע המטאמורפי השלישי של גוש אילת. אופיו המטאמורפי של מטבזיט שחמון, אינו חד משמעי. הופעת השדה שלו מצביעה על האפשרות שהוא קומולט שעבר מעט דפורמציה (Stern, דברים בע"פ), ומכאן שניתן להצביע על פלוטוניזם מגיל דומה בבלוקים של אילת ורווד. בדייקים המטאמורפיים של גוש אילת נרשם גיל של  $596 \pm 6$  מליון שנה (Heimann et al., 1995), גיל היכול לייצג מטאמורפיזם או פתיחה הידרותרמלית של שעוני הגיל (Heimann et al., 1995). ההתאמה בין הדייקים המטאמורפיים של גוש אילת וגוש רווד קשה, שכן מיגבלות הגיל עבור הדייקים המטאמורפיים בגוש רווד רחבות, נראה שהדייקים חודרים משלב שיא המטאמורפיזם ועד לאחר חדירת הקוארץ-דיריט (<720 - >634 מליון שנה), וכן היסטורית הדפורמציה בהם מסובכת. יתכן שהדייקים משני הגושים שיכים לאותה פאזה ועברו דפורציה דומה, אך קביעה זו דורשת מחקר נוסף. ההיסטוריה הפריקמברית בשני הגושים מסתיימת בחדירה של פלוטונים גרניטיים (הגרניטים של אילת ויהושפט בגוש אילת והמיקרוגרניט והגרניט פורפיר בגוש רווד) ודייקים פורפירים ואפניטים בהרכבים שונים.

על סמך המחקרים שנעשו עד כה בגושים של אילת ורווד, נראה שהגושים עברו סדרה דומה של ארועים טקטונו-מטאמורפיים, והם מייצגים תנאים מטאמורפיים של סביבה חמה בעומקים רדודים. מאידך, קיימת אי התאמה בכיוון המבנים המטאמורפיים, וכן אי התאמה בטיפוסי הסלעים המייצגים את השלבים השונים של התפתחות השילד הערבי-נובי: שלב קשתות האיים מיוצג בגוש של רווד על ידי פלוטוניזם טונליטי (סלע הסביבה של היחידה המטאמורפית), ובגוש של אילת על ידי פלוטוניזם גרניטי (הגרניט וקוארץ דיריטי (גרניט טאבה). הפלוטוניזם המאוחר יותר מיוצג בגוש של רווד על ידי פלוטון קוארץ דיריטי, ובגוש של אילת על ידי סלע בהרכב בסיסי יותר (מטבזיט שחמון).

*Elat Block*  
(Heimann et al., 1995)

*Roded Block*  
(This work)



איור 25. קורלציה כרונולוגית בין הבלוק של אילת (Heimann, 1995) והבלוק של רווד (עבודה זו).

## 7.5 מחשבות לגבי הסביבה הטקטונית המיוצגת על ידי סלעי זרום מזרח גוש רודז

ההתנהגות הטקטונית של הלוחות נקבעת במידה רבה על ידי הבדלים בכושר הציפה בין הליתוספירה והאסטנוספירה, וכן על ידי הבדלים אלו בין הליתוספירה היבשתית והאוקיאנית (Kroner, 1981). על מנת ליצור הפחתה, נדרש מצב בו לוח מאבד מכשר הציפה שלו, כלומר, צפיפותו עולה ביחס לחומר שמתחתיו. כאשר מתפתח מבנה בו חומר צפוף נמצא מעל חומר פחות צפוף נוצרת אי יציבות גרביטטיבית והפחתה של החומר הצפוף מתחת לחומר הפחות צפוף (Davies, 1992).

בארכיאן (>2500 מיליון שנה) שפיעת החום מפני כדור הארץ היתה גדולה פי 2-3 מערכה הנוכחי (Kroner, 1981). הליתוספירה בכללותה צפה ללא כל אי-יציבויות גרביטטיביות וללא התפתחות של אזורי הפחתה. מאז הארכיאן קיימת מגמה של ירידה בשפיעת החום והתעבות של הליתוספירה (Kroner, 1981). Kroner (1981), מציע כי מגמה זו היא הגורם המכריע הקובע את אופי טקטוניקת הלוחות. בפרוטרוזואיקון התחתון (2500 - 1200 מיליון שנה) רב שפיעת החום התרחשה דרך הליתוספירה האוקיאנית הדקה יחסית, וכך היא נשארה חמה ובעלת ציפה חיובית. שפיעת החום הנמוכה דרך הליתוספירה היבשתית יחד עם תכולה גבוהה של יסודות רדיואקטיביים בקרום היבשתי יצרו קרום יבשתי בעל ציפה חיובית אשר מתחתיו ליתוספירה מעטפתית בעלת ציפה שלילית. במבנה זה התפתחו אזורי הפחתה אינטרקונטיננטיים (אזור הפחתה מטיפוס A (Kroner, 1981)) בהם התרחשה משיכה מטה של החלק התחתון הבלתי יציב של הליתוספירה. בפרוטרוזואיקון העליון (1200 - 600 מיליון שנה) עם המשך הקרור ועיבוי הליתוספירה התרחש מעבר לאזורי הפחתה בגבולות לוחות (אזור הפחתה מטיפוס B (Kroner, 1981)) בהם מופחתת ליתוספירה אוקיאנית בעלת ציפה שלילית מתחת לליתוספירה יבשתית. במספר פרובינציות מטאמורפיות מתקופת הפרוטרוזואיקון העליון מופיעים אופיולטיים, שרידים של קשתות איים וסלעים שנוצרו בלחצים גבוהים וטמפרטורות נמוכות המצביעים על קיום מחזור אורוגני, הכולל הפחתה מטיפוס B, כפי שהוא מוכר בפרוטרוזואיקון (Willson cycle plate tectonics). בפרובינציות אחרות קיימות עדויות לאזורי הפחתה מסוג A המצביעות על קיום מחזור אורוגני תוך לוחי הכולל הפחתה והתעבות תחת התקצרות אופקית (ensialic plate tectonics). נראה שהמעבר ל"משטר ווילסוני" של טקטוניקת לוחות כפי שהוא מוכר כיום והתעבות הליתוספירה הושלמו רק בפרוטרוזואיקון (Kroner, 1981).

Kroner (1979), מציין על סמך העדויות הגיאולוגיות לאורך חזית האורוגן המזרח אפריקאי כי שני המשטרים הטקטוניים (אורוגנה תוך לוחית ואורוגנה בגבול לוחות) התקיימו במקביל במשך כ-500 מיליון השנה של הארוע הפאן אפריקאי, ולמעשה תקופה זו היא תקופת המעבר בין שני המשטרים הטקטוניים. ההיסטוריה של האורוגן המזרח אפריקאי כוללת שלב של סגירת אגן אוקיאני והתנגשות יבשות, כאשר קו התפר נמשך לאורך חופה המזרחי של אפריקה. העדויות לאורך קו התפר (Stern, 1994) כוללות: בצפון, בשילד הערבי נובי, התקבצות והלחמה של קשתות איים, ובדרומו, במזרח טנזניה ובסרי לנקה, מחשופי סלעים גרנוליטיים שנוצרו בלחץ מקסימלי של 9 kbar (המציין עומק של 25 קילומטר) וטמפרטורה מקסימלית של 850°C (Maboko et al., 1985; Kroner, 1991). נדירותם של סלעי בלושיסט ואקלוגיט בשילד הערבי נובי המאפיינים באורוגנים פרוזואים סביבה של התנגשות יבשות ויצירת טופוגרפיה משמעותית, ואי מציאת עדויות לסגירת אגן אוקיאני (אופיולטיים) באזור טנזניה מציבה בסימן שאלה את איפיון הסביבה הטקטונית של חזית האורוגן המזרח אפריקאי במונחים פרוזואים של מחזור ווילסון. יתכן כי בדרום האורוגן המזרח אפריקאי לא התקיים כלל אגן אוקיאני, כפי שמציינים Kroner (1979) ו-Stern (1994), והתהליכים הטקטוניים היו תוך לוחיים, ואילו בצפון האורוגן המזרח אפריקאי, בשילד הערבי נובי, התפתח ונסגר אגן אוקיאני ב"משטר ווילסוני". יתכן והקרום בשילד הערבי נובי בשלב סגירת האגן האוקיאני לא הגיע לעובי פרוזואי. ניתן ללמוד על עובי הקרום בשילד הערבי נובי לפי מחשופי הסלעים הגרנוליטיים של מזרח טנזניה. גרנוליטיים אלה נוצרו בעומק 25 קילומטר (כפי שפורט קודם). עומק זה יכול לציין את בסיס הקרום, ומכאן שזהו קרום נורמלי בעל גרדיינט טמפרטורות של כ-30°C לקילומטר. אך יתכן והוא מציין בסיס של חתך מוכפל בחזית אורוגן, ואז עובי הקרום הוא כ-15 קילומטר וגרדיינט הטמפרטורות תלול (כ-60°C לקילומטר). אפשרות זו

מסבירה את חוסר הימצאות סלעי לחץ גבוה וטמפרטורות נמוכות, האופייניים לסביבות הפחתה פנרוזואיות, וכן את חוסר העדויות לטופוגרפיה משמעותית בשילד הערבי-נובי. קו התפר של חזית האורוגן המזרח אפריקני מציג איפוא, מעבר בין שני טיפוסים ההפחתה: בצפון הפחתה מטיפוס B בגבול לוחות, אך יתכן כי הקרום דק שכן עדויות לסלעי לחץ גבוה נדירות. בדרום הפחתה מטיפוס A שכן לא קיימות עדויות לסגירת אגן אוקיאני. העדויות היכולות לתת מיגבלות על הסביבה הטקטונית אותה מייצגים הסלעים בדרום מזרח גוש רודד אינן רבות. על פי מבנה השילד הערבי נובי נראה כי הסביבה הטקטונית ווילסונית וקשורה לאגן אוקיאני נסגר (כפי שפורט קודם). היחידה המטאמורפית מייצגת שלב אורוגני של סגירת האגן האוקיאני (מבנה מטאמורפי המציין לחיצה אופקית), כפי שעולה גם מהשוואת גיל היחידה המטאמורפית ( $>725$  מיליון שנה) לגילים של Stern (1994). גרדיינט טמפרטורות תלול ( $45-55^{\circ}/\text{km}$ ) בשיתוף משטר של התקצרות אופקית יכול לציין סביבה טקטונית של קשת מגמטית יתכן מסוג אנדי (andian type). הדייקים המטאמורפיים הדיסקורדנטיים והפלוטון הקוארץ דיוריטי קשורים בדעיכת התכנסות הלוחות והתפתחות משטר טקטוני פוסט אורוגני של מתיחה והידקקות. מעבר למשטר דפורמציה של מתיחה באזורים אורוגניים יכול להתרחש כתוצאה מהתפרקות האורוגן (Dewey, 1988).

## 8. ביבליוגרפיה

- בילסקי, מ., שלבים בהתפתחות המסיב הערבי נובי בדרום סיני, עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 154 עמ', 1982.
- גוטקין, ו., מיפוי גיאולוגי של אזור הר שלמה, עבודת מוסמך, אוניברסיטת בן גוריון בנגב, באר שבע, 1996.
- היימן, א., התפתחות בקע ים המלח ושוליו בצפון ישראל בפליאוקן ובפלייסטוקן, עבודת דוקטורט, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 82 עמ', 1990.
- הרלבן, י., גיאוכרונולוגיה של מינרלי החרסית בחתך הפלאוזואי בדרום ישראל, עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 1991.
- ויסברוד, ט., מיפוי ופטרוגרפיה של מסיב רווד, עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 64 עמ', 1961.
- כהן, ב., אינטראקציה נוזל-סלע בעת המטאמורפוזה של הדייק שיסטים בקומפלקס המטאמורפי באילת, עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 103 עמ', 1995.
- כץ, ע., ד. אביגד, א. היימן, הגיאולוגיה של התשתית הפרקמברית בדרום מזרח גוש רווד, סיור, החברה הגאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, אילת, 22-42, 1996.
- קסל, ר., הגיאוכימיה של הדייקים והסלעים המארחים מהפאזה האחרונה במסיבים של אילת ועמרם, דרום ישראל, עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים, 99 עמ', 1995.
- 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.*, 1990a.
- Avigad, D., The geodynamic evolution of the Cycladic massif (Aegean Sea Greece) - A contribution to the study of continental collision, Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem, 131 pp., 1990b.
- Babcock, R. S. and P. Misch, Origion of the Skagit migmatites, North Cascades Range, Washington Statc, *Contrib Mineral Petrol*, 101, 485-495, 1989.
- Bentor, Y. K., Petrographical outline of the Precambrian in Israel, *Bull. Res. Council. 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., H. Grunhagen and A. Zilberfarb, An ultramafic rock in the precambrian of eastern Sinai, *Geol. Mag.*, 115, 373-378, 1978.
- Beyth, M., R. J. Stern, R. Altherr and A. Kroner, The late precambrian Timna igneous complex, southern Israel: Evidence for comagmatic-type sanukitoid monzodiorite and alkali granite magma, *Lithos*, 31, 103-124, 1994a.
- Beyth, M., R. Stern, R. Altherr, S. Peltz and A. Heimann, Petrochemistry of doleritic dykes from Mount Timna, Southern Israel: Implication for plate tectonics setting., *Geological Survey of Israel Current Research*, 9, 24-26, 1994b.
- Blom, K. A., Subsolidus migmatitization in high-grade meta-tuffs (Kurkijarvi, Southwest Finland), 21, 263-278, 1988.

- 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.
- Clemens, J. D. and D. Vielzeuf, Constraints on Melting and Magma Production in the Crust., *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287-306, 1987.
- Conard, W. K., I. A. Nicholls and V. J. Wall, Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the Origin of Silicic Magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand and Other Occurrences, *J. Petrol.*, 29, 765-803, 1988.
- Davies, G. S., On the emergence of plate tectonics, *Geology*, 20, 963-966, 1992.
- Dewey, J. F., Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, 7, 1123-1139, 1988.
- Dicker, T., Geology of central Yizre'el valley, *Isr. J. Earth Sci.*, 18, 39-69, 1969.
- Dodson, M. H. and E. McClelland-Brown, Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion, in *The chronology of geological record*, edited by N. J. Snelling, 315-325, Blackwell, London, 1985.
- 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.
- Faure, G., *Principles of Isotopic Geology*, pp., John Wiley & Sons, Inc., 1986.
- 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.
- Flinn, D., On the symmetry principle and the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.*, 102, 36-45, 1965.
- 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. Bogoch, 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.
- Gupta, L. N. and W. Johannes, Petrogenesis of a stromatic migmatite (Nelaug, Southern Norway), *J. Petrol.*, 23, 548 - 567, 1982.
- Gupta, L. N. and W. Johannes, Genetic model for stromatic migmatites of the Rantasalmi-Sulkava area, Finland, *J. Petrol.*, 27, 521-539, 1986.
- Gutkin, V., and Y. Eyal, Geological mapping of Mount Shelomo area, Elat, Israel Geological Society, Annual Meeting., *Zikhron Ya'aqov*, pp. 45, 1995.
- Halpern, M. and N. Tristan, Geochronology of the Arabian-Nubian shield in southern Israel and eastern Sinai, *Jour. Geol.*, 89, 639-648, 1981.
- Hammerstorm, J. M. and E. Zen, Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71, 1297-1313, 1986.
- Haslam, H. W., The crystallization of intermediate and acid magmas at Ben Nevis, Scotland, *J. Petrol.*, 9, 84-104, 1968.
- 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.
- Hodges, K. V. and L. W. McKenna, Realistic propagation of uncertainties in geologic thermometry, *American Mineralogist*, 72, 671-680, 1987.

- Hodges, K. V. and F. S. Spear, Geothermometry, geobarometry and the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire, *Am. Mineral.*, 67, 1118-1134, 1982.
- 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 K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-C-H<sub>2</sub>-O<sub>2</sub>, *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.
- Hynes, A., A comparison of amphiboles from medium- and low pressure metabasites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 119-125, 1982.
- Johannes, W., Beginning of Melting in the Granite System Qz-Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O, *Contrib Mineral Petrol*, 86, 264-273, 1984.
- 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.
- Johannes, W., F. Holtz and P. Moller, REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis, *Lithos*, 35, 139 - 152, 1995.
- 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'akov, 56, 1995.
- Kroner, A., Pan-African mobile belts as evidence for a transitional tectonic regime from intraplate to plate margin orogeny, *Geol. Mijnbouw*, 58, 231-240, 1979.
- Kroner, A., Precambrian plate tectonics, in *Precambrian plate tectonics*, edited by A. Kroner, 57-90, Elsevier, Amsterdam, 1981.
- Kroner, A., African linkage of Precambrian Sri Lanka, *Geologische Rundschau*, 80, 429-440, 1991.
- Kroner, A., M. Eyal and Y. Eyal, 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, 1990.
- 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.
- Kroner, A., W. Compston and I. S. Williams, Growth of early Archaean crust in ancient gneiss complex of Swaziland as revealed by single zircon dating, *Tectonophysics*, 161, 271-298, 1989.
- Laird, J. and A. L. Albee, Pressure temperature and time indication in mafic schist: their application to reconstruction the polymetamorphic history of Vermont, *American Journal of Science*, 281, 127-175, 1981.
- Leake, B. E., On aluminous and edenitic hornblendes, *Mineralogical Magazine*, 38, 389-407, 1971.

- Leake, B. E., Nomenclature of amphiboles, *Mineralogical Magazine*, 42, 533-563, 1978.
- Leloup, P. H. and J. R. Kienast, High-temperature metamorphism in a major strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River, people's republic of China, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 118, 213-234, 1993.
- Maboko, M. A. H., N. A. I. M. Boelrijk, H. N. A. Prime and E. A. T. Verdurmen, Zircon U-Pb and biotite Rb-Sr dating of the Wami River granulites, Eastern Granulites, Tanzania: Evidence for approximately 715 Ma old granulites-facies metamorphism and final pan african cooling approximately 475 Ma ago, *Precambrian Research*, 30, 361-378, 1985.
- Matthews, A., A. P. S. Reymer, D. Avigad, J. Cochlin and S. Marco, Pressure and temperature of Pan-African high-grade metamorphism in the Elat association, NE Sinai., *Isr. Jour. Earth Sci.*, 38, 1-17, 1989.
- McLellan, E. L., Contrasting texture in metamorphic and anatectic migmatites: an Example From the Scottish Caledonides, *J. Metamorphic Geol.*, 1, 241-262, 1983.
- McWilliams, M., Paleomagnetism and precambrian tectonic evolution of Gondwana, in *Precambrian plate tectonics*, edited by A. Kroner, 649-687, Elsevier, Amsterdam, 1981.
- Mehnert, K. R., *Migmatites and the origin of granitic rocks*, 393 pp., Elsevier, Amsterdam, 1968.
- Nordstrom, D. K. and J. L. Munoz, *Geochemical Thermodynamics*, 493 pp., Blackwell Scientific Publications, 1994.
- Powell, R. and T. Holland, Calculated mineral equilibria in the pelite system , KFMASH (K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O), 75, 367-380, 1990.
- Reymer, A. P. S., A. Matthews and O. Navon, Pressure-temperature conditions in the Wadi Kid metamorphic complex: implication for the pan-african event in SE Sinai, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 336-345, 1984.
- Shimron, A. E., The Precambrian structural and metamorphic history of the Elat area, Ph.D. thesis, Hebrew University, 244 pp., 1972.
- Shimron, A. E., Evolution of the Kid Group, southeast Sinai Peninsula: Thrusts, melanges and implications for accretionary tectonics during the late proterozoic of the Arabian-Nubian Shield, *Geology*, 12, 242-247, 1984.
- Simpson, C., Determination of movement sense in mylonites, *Journal of geological education*, 34, 246-260, 1986.
- Simpson, C., and S. M. Schmid, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1281-1288, 1983.
- Spear, F. S. and S. M. Peacock, *Metamorphic pressure-temperature-time paths*, Short course in geology: vol 7, American geophysical union, Washington D.C., 1989.
- 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.
- Stern, R. J. and W. I. Manton, Age of Feiran basement rocks, Sinai: implications for late Precambrian crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield, *J. Geol. Soc. London*, 144, 569-575, 1987.
- Stoeser, D. B. and V. E. Camp, Pan-African microplate accretion of the Arabian shield, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 817-826, 1985.

- Talbot, C. J., Obliquely foliated dikes as deformed incompetent single layers, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 450-460, 1982.
- Thompson, J. B., The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists, *Am. Mineral.*, 42, 848-858, 1957.
- Twiss, R. J. and E. M. Moores, *Structural Geology*, 532 pp., W. H. Freeman and Company, New York, 1992.
- Weber, C. and P. Barbey, The Role of Water, Mixing Processes and Metamorphic Fabric in the genesis of the Baume Migmatites (Ardeche, France), *Contrib Mineral Petrol*, 92, 481-491, 1986.
- Whitney, D. L. and A. J. Irving, Origin of K-Poor Leucosome in a Metasedimentary Migmatites Complex by Ultrametamorphism Syn-Metamorphic Magmatism and Subsolidus processes, 32, 173-192, 1994.
- Wyllie, P. J., W. L. Huang, C. R. Stern and S. maaloe, Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences, *Can. J. Earth Sci.*, 13, 1007-1019, 1976.
- Yardley, B. W. D., *An introduction to metamorphic petrology*, 248 pp., Longman Group UK, 1989.
- Yardley, B. W. D. and J. P. Barber, Melting reactions in the Connemara schists: The role of water infiltration in the formation of amphibolite facies migmatites, *American Mineralogist*, 76, 848-856, 1991.

## נספח 1. תאור פטרוגרפי של טיפוסים הסלעים

### 1.1 שיטת גנייס ומיגמטיט

#### 1.1.1 מיגמטיטים משוככים

##### הגדרת שדה

הנאזוזום של המיגמטיטים המשוככים בנוי לויקוזום בעובי עד 2 מ"מ המכיל בעיקר פלגיוקלו וקוארץ אשר בשוליו מלנוזום בעובי עד 0.5 מ"מ המכיל בעיקר ביוטיט. עוביים של המזוזומים בין הנאזוזומים הללו מגיע ל- 5 מ"מ. באזורים מוגבלים בדרום גוש רודד מופיעים במיגמטיט פורפירובלסטים של גרנט ופיניט (פסאדומורף אחרי קורדיריט), ומגדירים דרגות מטאמורפיות של אזור הביוטיט אזור הגרנט ואזור הקורדיריט (לוח 2-3). לא מסתמן מערך מרחבי מסודר של האזורים המטאמורפיים השונים. הסלעים נושאי הפורפירובלסטים מופיעים בטלאים (patches). המאסף הרטרוגרדי מכיל כלוריט שבמקומות מחליף ביוטיט ופיניט המחליף את הקורדיריט.

##### מינרלים עיקריים

###### ביוטיט

הביוטיט מופיע כגבישים כסנו-הפאיאמורפיים בגודל עד 1 מ"מ. במזוזומים, מצוי הביוטיט בכיווניות מועדפת ומהווה עד 30% מהסלע. בלויקוזומים, הביוטיט מצוי בכיווניות מועדפת חלקית ומהווה עד 5% מהסלע ובמלנוזומים, הוא יוצר צברים כיווניים, מאורכים, רב-גבישיים ומהווה עד 80% מהסלע. פריזמות של מוסקוביט וגבישי פיניט חותכים את גבישי הביוטיט. כלוריטיזציה בעצמה משתנה פוגעת בגבישי הביוטיט.

###### פלגיוקלו

פלגיוקלו המהווה 25% - 40% מהסלע שתי צורות הופעה: במזוזום, הוא מופיע כגבישים כסנומורפיים בגודל של כ- 0.5 מ"מ בטקסטורה פוליגונלית (עם הקוארץ), ואילו בלויקוזום, הוא מופיע כגבישים כסנומורפיים בגודל 1.5 - 3 מ"מ. גבישי הפלגיוקלו מאוזרים: גלעין שאריתי בהרכב אלביט ( $An_{02-08}$ ) ו- K-פלדספר, ושוליים בהרכב אוליגוקלו ( $An_{18-30}$ ). במקומות ה- K-פלדספר השאריתי חסר ברובו או בכללו, והפלגיוקלו לא מציג תבנית איזור קונצנטרית. גבישים בהרכב אלביטי ואוליגוקלזי ללא איזור קיימים אף הם.

###### קוארץ

לקוארץ המהווה 25% - 55% מהסלע שתי צורות הופעה: במזוזום, הוא מופיע כגבישים כסנומורפיים בגודל של כ- 0.5 מ"מ בטקסטורה פוליגונלית, ובמלנוזום, הוא מופיע כגבישים כסנומורפיים בגודל 1.5 - 3 מ"מ אשר חלקם מסודרים בכיווניות מועדפת. הקוארץ, מופיע גם כאינקלוזיות בתוך ביוטיט וגרנט.

###### גרנט

הגרנט מהווה עד 5% מהסלע ומופיע כפורפירובלסטים בודדים או כמחרוזות של פורפירובלסטים בכיווניות מועדפת. הגרנט ניכר בשתי צורות הופעה: האחת, גבישים הפאיאמורפיים גדולים (עד 5 מ"מ) פואיקיליטים (poikilitic) המכילים אינקלוזיות של קוארץ, ביוטיט (הממלא גם סדקים בגרנט) ובוצר. השניה, גבישים כסנומורפיים קטנים יותר נקיים מאינקלוזיות, אשר במקומות גדלים כנגד קוארץ. הגרנטים מופיעים בעיקר בלויקוזומים והדבר מצביע על האפשרות שהגיעו למקומם

זה כקסנוקריסטים. רצועות מלנוקרטיות המכופפות סביב הגרנט מראות א-סימטריה קלה שמקורה בגזירה, ומציעות שגידול הגרנט הינו קדום או בו-זמני לדפורמציה.

פיניט

הפיניט (פסאודומוסף אחרי קורדיריט) מופיע כפורפירובלסטים הפאיידאמורפים בגודל של עד 1 מ"מ, בסמיכות לגבישי ביוטיט. הפיניט מכיל מוסקוביט וכלורייט בטקסטורה סיבית, אינקלוזיות של ביוטיט קוארץ ובצר ומהווה עד 2% מהסלע.

#### מינרלים נילווים

מוסקוביט, ספן, אפטיט, צירקון, כסנוטים ובצר.

#### 1.1.2 מיגמטיטים עדשתיים

##### הגדרת שדה

הנאוזום של המיגמטיטים העדשתיים בנוי לויקוזום עדשתי בעובי עד 5 ס"מ ובאורך של מספר 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. K-פלדספר מופיע בחלק מהעדשות הלויקוזומיות. המיגמטיט העדשתי התפתח בתוך המיגמטיט המשוכב אשר לא נפגע מתהליך המיגמטיזציה העדשתי ומהווה את המזוזום העדשתי (לוח 4).

#### מינרלים עיקריים

ביוטיט

הביוטיט מופיע בעיקר במלנוזום כגבישים הפאיידאמורפיים בגודל עד 1.5 מ"מ, המסודרים ברצועות, ומהווה 80 - 85% מהמלנוזום. כיוון הגבישים בדרך כלל תת-מקביל לכיוון הרצועה. במקומות בודדים נראה שהגבישים מקומטים. ניכרת החלפה לכלורייט בעוצמות שונות.

פלגיוקלז

לפלגיוקלז שתי צורות הופעה: במלנוזום, הוא מופיע כגבישים כסנומורפיים בגודל של כ- 0.5 מ"מ, מהווה כ- 15% מהרצועה המלנוקרטית ומציג איזור דומה במתכונתו לאיזור המתואר במיגמטיטים המשוכבים. בלויקוזום הוא מופיע כגבישים כסנומורפיים בגודל 1.5 - 3 מ"מ ומהווה 25% - 40% מהסלע.

קוארץ

הקוארץ מופיע בלויקוזום כגבישים כסנומורפיים בגודל עד 4 מ"מ ומהווה 60% מהלויקוזום.

K-פלדספר

ה-K-פלדספר מופיע בחלק מהלויקוזומים כגבישים כסנומורפיים בגודל עד 4 מ"מ ומהווה 20% מהלויקוזום.

## 1.2 סלע האמפיבוליט

### הגדרת שדה

האמפיבוליט מופיע במספר גופים שגודלם עשרות עד מאות מטרים רבועים לאורך המגע בין היחידה המטאמורפית והקוארץ-דיוריט (איור 3). האמפיבוליט הוא סלע הטרוגני בעל הופעות דקות וגסות גביש. במופע הדק-גביש מורכב האמפיבוליט משכבות שחורות המכילות בעיקר אמפיבול ופלגיוקלז, ושכבות ירוקות בהרכב דומה אשר משמרות מאסף שאריתי בהרכב בסיסי הכולל פירוקסן ופלגיוקלז קלצי. במופע הגס-גביש האמפיבוליט מכיל אמפיבול, ביוטיט ופלגיוקלז קלצי. גוף האמפיבוליט הצפוני ביותר מכיל חלוקים קרבונטיים בהרכב קלציט, טלק, כלוריט ובצר.

### מינרלים עיקריים

#### אמפיבול

במופע הדק-גביש מצוי האמפיבול כגבישים כסנו-הפאידאמורפיים בגודל של כ- 0.5 מ"מ בטקסטורה פוליגונלית, וגבישים כסנומורפיים בגודל של 1.0 - 1.5 מ"מ. בשכבות השחורות האמפיבול בדרך כלל מאוזר: גלעין בהרכב הורנבלנדה ושוליים בהרכב אקטינווליט-הורנבלנדה, מכיל אינקלוזיות של פלגיוקלז ובצר ומהווה כ- 85% מהסלע. גבישים לא מאוזרים בהרכב אקטינווליט הורנבלנדה מצויים אף הם. בשכבות הירוקות האמפיבול מאוזר במתכונת דומה לזו של השכבות השחורות ומהווה כ- 50% מהסלע. במקומות במרכז גבישי האמפיבול (בעיקר האמפיבול האקטינווליטי) מופיע פירוקסן. במופע הגס-הגביש מצוי האמפיבול כגבישים כסנו-הפאידאמורפיים בגודל של 1.0 - 1.5 מ"מ, בהרכב אקטינווליט ואנטופיליט ומהווה כ- 50% מהסלע.

#### פירוקסן

הפירוקסן מופיע ברצועות הירוקות כגבישים כסנומורפיים בגודל של כ- 0.3 מ"מ בטקסטורה פוליגונלית, ומהווה כ- 30% מהסלע. הפירוקסן בהרכב דיאופסיד - אוגיט, ובדי"כ מהווה גלעין של גביש אמפיבול. הפירוקסן מכיל אינקלוזיות של אמפיבול וניכרת בו אקסולוציה של בצר Fe-Ti (אילמניט).

#### פלגיוקלז

הפלגיוקלז מופיע בעיקר כגבישים כסנומורפיים בגודל של כ- 0.2 מ"מ בטקסטורה פוליגונלית ומעט כגבישים כסנומורפיים בגודל עד 2 מ"מ, ומהווה כ- 15% מהסלע. הגבישים מאוזרים, בשכבות השחורות שוליים בהרכב אנדזין ( $An_{27-31}$ ) וגלעין שאריתי בהרכב אלביטי יותר ( $An_{13-18}$ ) ו-K-פלדספר. בשכבות הירוקות הפלגיוקלז מאוזר בצורה דומה, אך הרכבו אנורטיטי יותר, אנדזין - לברדוריט ( $An_{44-54}$ ). במקום אחד נמצא פלגיוקלז בהרכב ביטוניטי ( $An_{80}$ ).

### מינרלים נילווים

ספן, אפטיט, בצר Fe-Ti (אילמניט) ובצר Cr-Ti (כרומיט). הבצרים מופיעים בדרך כלל כאינקלוזיות בתוך הספן.

### 1.3 דייקים מטאמורפיים

#### הגדרת שדה

נחילים של דייקים מטאמורפיים מוצבים ביחידה המטאמורפית של גוש רודד. מבחינים בשתי קבוצות עיקריות (איור 3), 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: אמפיבול, ביוטיט, פלגיוקלז וקוארץ.

#### מינרלים עיקריים

##### אמפיבול

האמפיבול מהווה כ- 10% מהסלע ומופיע בשתי צורות: גבישים כסנו-הפאידאמורפיים בגודל של כ- 0.2 מ"מ בטקסטורה פוליגונומלית עם הפלגיוקלז והקוארץ, ופנוקריסטים כסנומורפיים בגודל כ- 1 מ"מ (אך עד 5 מ"מ) בגידול הדדי עם ביוטיט בצברים רב גבישיים. האמפיבול בקבוצת הדייקים הקונקורדנטית בהרכב אקטינווליט, ובקבוצת הדייקים הדיסקורדנטית מאוזר: גלעין בהרכב הורנבלנדה - אקטינווליט-הורנבלנדה ושוליים בהרכב אקטינווליט.

##### ביוטיט

גבישי הביוטיט כסנו-הפאידאמורפיים, גודלם עד 1 מ"מ והם מהווים כ- 15% מהסלע. הביוטיט מופיע בכיווניות מועדפת בתוך המטריקס הפוליגונומלי, ובגידול הדדי עם אמפיבול בצברים.

##### פלגיוקלז/קוארץ

גבישים כסנומורפיים בגודל של כ- 0.2 מ"מ המצויים בטקטורה פוליגונומלית ומהווים כ- 75% מהסלע. הפלגיוקלז מאוזר: שוליים בהרכב אנדזין ( $An_{69-71}$ ) וגלעין שאריתי בהרכב K-פלדספר ופלגיוקלז אלביטי ( $An_{90}$ ) ואינו מראה תאום.

#### מינרלים נילווים

ספן, אפטיט, אפידוט, צירקון ובצר.

### הגדרת שדה

הקוארץ-דיוריט חדור ליחידת הסלעים המטאמורפיים של דרום גוש רודד, ומהווה את טיפוס הסלע העיקרי החשוף בגוש רודד. הקוארץ-דיוריט הוא סלע הטרוגני, הכולל בתוכו הופעות דקות וגסות גביש, ומכיל קסנוליטיים בהרכב מל-(קוארץ)-דיוריטי. המינרלים העיקריים הם אמפיבול, ביוטיט, פלגיוקלז, קוארץ וספן. במקומות מופיעים בתוך הקוארץ דיוריט גופים שיסטוזיים בכיוון מזרח-מערב שאורכם מגיע לעשרות מטרים. נראה שגופים אלה הם דייקים מטאמורפיים.

### מינרלים עיקריים

#### אמפיבול

גבישי האמפיבול כסנו-הפאידיאמורפיים, גודלם עד 3 מ"מ והם מהווים 10% - 15% מסלע. האמפיבול בהרכב מגנזיום-הורנבלנדה ואדניט, מכיל אינקלוזיות של ביוטיט, קוארץ ובצר, ונמצא בגידול הדדי עם ביוטיט. במספר מקומות האמפיבול בעל גלעין פירוקסני (דיאופסיד-אוגיט).

#### ביוטיט

גבישי הביוטיט כסנו-הפאידיאמורפיים, גודלם 2-3 מ"מ והם מהווים 10% - 15% מסלע. הביוטיט בעל הופעה סיבית, מוחלף בדרגות שונות לכלוריט ונמצא בגידול הדדי עם אמפיבול.

#### פלגיוקלז

הפלגיוקלז מהווה 45% - 55% מהסלע ובעל שתי צורות הופעה: גבישים כסנמורפיים בגודל של 1.5 - 1 מ"מ בטקסטורה פוליגונלית עם הקוארץ, וגבישים הפאידיאמורפיים בגודל 3 - 4 מ"מ העוברים פרגמנטציה בשוליים. הפלגיוקלז בהרכב אוליגוקלז (An<sub>19-24</sub>) ו הוא עובר החלפה לסריציט.

#### קוארץ

הקוארץ מהווה 15% - 25% מהסלע והוא בעל שתי צורות הופעה: רוב הגבישים כסנמורפיים, גודלם של 0.5 - 1 מ"מ ומופיעים בטקסטורה פוליגונלית עם הפלגיוקלז, במקומות מופיעים גבישים הפאידיאמורפיים בגודל 2 - 3 מ"מ העוברים פרגמנטציה בשוליים.

#### ספן

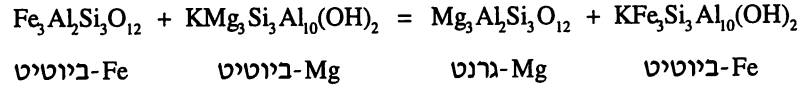
גבישי הספן כסנו-הפאידיאמורפיים, בעלי גודל של עד 3 מ"מ ו הם מהווים כ-2% מסלע. הספן מופיע בדרך כלל בקרבת המינרלים המלנוקרטיים.

### מינרלים נילווים

K-פלדספר, אפידוט, אפטיט, צירקון ובצר.

## נספח 2. חישוב הטמפרטורה בתרמומטר של גרנט ביוטיט.

הראקציה עליה בנוי תרמומטר זה היא:



להלן שלבי החישוב:

1. מדידה באלקטרון פרוב של הרכב גלעיני גרנט וביוטיט במגע (מדוגמא OK109).  
להלן התוצאות:

oxide	garnet core		biotite core	
	wt%	cations	wt%	cations
SiO2	38.98	3.035	36.00	2.738
TiO2	0.00	0.000	1.92	0.110
Al2O3	21.52	1.975	18.04	1.617
Cr2O3	0.00	0.000	0.00	0.000
FeO	31.98	2.082	16.38	1.046
MnO	1.38	0.091	0.00	0.000
MgO	5.63	0.653	12.29	1.393
CaO	1.70	0.142	0.13	0.011
Na2O	0.00	0.000	0.07	0.010
K2O	0.00	0.000	7.75	0.753
totals	101.19	7.978	92.57	7.677

2. חישוב מחדש של התחמוצות ומספרי הקטיונים בתוכנת ax95 (Holland per. com., 1993).  
להלן התוצאות:

oxide	garnet core		biotite core	
	wt%	cations	wt%	cations
SiO2	38.98	3.035	36.00	2.738
TiO2	0.00	0.000	1.92	0.110
Al2O3	21.52	1.975	18.04	1.617
Cr2O3	0.00	0.000	0.00	0.000
Fe2O3	0.00	0.000	1.81	0.104
FeO	31.98	2.082	14.75	0.938
MnO	1.38	0.091	0.00	0.000
MgO	5.63	0.653	12.29	1.393
CaO	1.70	0.142	0.13	0.011
Na2O	0.00	0.000	0.07	0.010
K2O	0.00	0.000	7.75	0.753
totals	101.19	7.978	92.77	7.673

3. חישוב תלות הטמפרטורה בלחץ על פי המשוואה הסטנדרטית של התרמודינמיקה (מישוואה 1).

$$\Delta H^0(T, P) - T\Delta S^0(T, P) + (P - 1)\Delta V_s + RT \ln K = 0 \quad (1) \text{ מישוואה}$$

חילוץ הטמפרטורה:

$$T = \frac{\Delta H^0(T, P) + (P - 1)\Delta V_s}{\Delta S^0(T, P) - R \ln K} \quad \text{מישוואה (1a)}$$

4. המקדמים התרמודינמיים (אנתלפיה  $\Delta H$ ), אנטרופיה  $\Delta S$ ) נפח הסגולי  $\Delta V$ ) במצב סטנדרטי מתוך Ferry & Spear (1978). R הוא קבוע הגזים.

$$R = 8.314 \text{ J/K}; \Delta V_s = 0.2385 \text{ J/bar}; \Delta S^0 = 19.51 \text{ J/K}; \Delta H^0 = 52,108 \text{ J}$$

5. ערכו של קבוע שיווי המשקל (K) נקבע על פי יחס ריכוז תחמוצות או יחס מספרי הקטיון של המגנזיום והברזל בגרנט ובביוטיט.

$$K = \frac{(X_{Mg} / X_{Fe})_{gar}}{(X_{Mg} / X_{Fe})_{bio}} \quad \text{מישוואה (2)}$$

$$K = \frac{(0.653 / 2.082)_{gar}}{(1.393 / 0.938)_{bio}} \quad \text{מישוואה (2a)}$$

$$K = 0.211 \quad \text{מישוואה (2b)}$$

5. חישוב תלות הטמפרטורה בלחץ נעשה על ידי הכנסת ערכי המישתנים התרמודינמיים וערך קבוע שיווי המשקל למישוואה 1a. החישובים נערכו בגליון עבודה של תכנת Microsoft Excel.

6. התוצאה מוצגת במרחב P-T כקו תת-אנכי המציג את תלות הטמפרטורה בלחץ עבור ההרכב הנבדק (איור 7). קריאת טמפרטורה תעשה על ידי קביעת ערך הלחץ באופן בלתי תלוי וחיתוך בין ערך הלחץ והקו של התרמומטר הנדון.

**Appendix 3. Representative electron microprob analyses of minerals from south-eastern Roded Block.**

Samp.#	OK14 bio bearing rocks				OK198 bio bearing rocks				OK9 gar bearing rocks				OK18 gar bearing rocks				
	Gar		Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core				
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat			
	<b>SiO2</b>	36.580	2.974	37.380	3.000	37.370	3.005	37.510	3.029								
	<b>TiO2</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
	<b>Al2O3</b>	20.720	1.986	20.710	1.960	20.970	1.988	20.880	1.988								
	<b>FeO</b>	31.310	2.129	31.760	2.132	30.100	2.024	29.750	2.009								
	<b>Fe2O3</b>	1.100	0.067	0.650	0.039	0.040	0.002	0.000	0.000								
	<b>MnO</b>	6.080	0.419	4.450	0.303	8.670	0.591	7.910	0.541								
	<b>MgO</b>	2.720	0.330	3.920	0.469	2.640	0.316	2.810	0.338								
	<b>CaO</b>	1.110	0.097	1.130	0.097	0.860	0.074	0.850	0.074								
	<b>Total</b>	<b>99.62</b>	<b>8.00</b>	<b>100.00</b>	<b>8.00</b>	<b>100.65</b>	<b>8.00</b>	<b>99.71</b>	<b>7.98</b>								
<b>Bio</b>																	
		Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat		
	<b>SiO2</b>	37.030	2.781	35.540	5.380	35.640	2.727	35.060	2.693	34.110	2.623	33.910	2.636	35.120	2.176	35.190	2.696
	<b>TiO2</b>	2.470	0.140	1.390	0.160	3.010	0.173	3.230	0.187	1.020	0.059	1.310	0.077	0.450	0.026	1.920	0.111
	<b>Al2O3</b>	17.480	1.548	18.990	3.390	18.520	1.671	18.480	1.674	18.860	1.710	18.510	1.697	20.030	1.826	19.120	1.727
	<b>FeO</b>	13.400	0.842	15.270	1.935	19.830	1.269	19.860	1.276	17.820	1.146	16.800	1.093	0.000	0.000	20.050	1.285
	<b>Fe2O3</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.500	0.202	3.300	0.193	19.040	1.231	0.000	0.000
	<b>MnO</b>	0.160	0.010	0.300	0.039	0.240	0.016	0.360	0.023	0.400	0.026	0.340	0.022	0.310	0.020	0.340	0.022
	<b>MgO</b>	13.630	1.525	14.700	3.319	8.310	0.948	8.480	0.971	10.290	1.179	10.600	1.228	9.080	1.046	8.720	0.996
	<b>CaO</b>	0.040	0.003	0.030	0.006	0.080	0.007	0.000	0.000	0.040	0.003	0.120	0.010	0.050	0.046	0.010	0.001
	<b>Na2O</b>	0.090	0.013	0.060	0.019	0.150	0.022	0.120	0.018	0.100	0.015	0.120	0.018	0.100	0.015	0.090	0.013
	<b>K2O</b>	9.400	0.902	5.410	1.044	9.090	0.888	9.190	0.902	8.280	0.813	7.610	0.756	9.460	0.934	9.910	0.970
	<b>Total</b>	<b>93.70</b>	<b>7.76</b>	<b>91.69</b>	<b>15.29</b>	<b>94.87</b>	<b>7.72</b>	<b>94.78</b>	<b>7.74</b>	<b>94.42</b>	<b>7.78</b>	<b>92.62</b>	<b>7.73</b>	<b>93.64</b>	<b>7.32</b>	<b>95.35</b>	<b>7.82</b>

Appendix 3. contin.

Samp.#	OK2 crd bearing rocks				OK71 crd bearing rocks				OK109 crd bearing rocks				OK111 crd bearing rocks			
	Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	36.930	2.960	37.470	2.994	38.750	3.012	38.420	2.999	39.100	3.036	38.980	3.035	38.860	3.057	38.340	3.016
<b>TiO2</b>	0.150	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.080	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.080	0.005
<b>Al2O3</b>	21.070	1.991	21.330	2.009	21.430	1.965	21.830	2.008	21.750	1.991	21.520	1.975	21.480	1.992	21.720	2.014
<b>FeO</b>	33.600	2.252	33.010	2.206	33.250	2.161	31.690	2.069	34.170	2.219	31.980	2.082	33.440	2.200	32.680	2.150
<b>Fe2O3</b>	1.190	0.072	0.040	0.002	0.200	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MnO</b>	3.140	0.213	2.560	0.173	1.470	0.097	1.520	0.100	1.520	0.100	1.380	0.091	3.160	0.211	2.140	0.143
<b>MgO</b>	3.410	0.407	4.420	0.526	5.430	0.629	5.860	0.682	4.300	0.498	5.630	0.653	3.330	0.390	4.740	0.556
<b>CaO</b>	1.120	0.096	1.030	0.088	1.500	0.125	1.530	0.128	1.500	0.125	1.700	0.142	1.140	0.096	1.070	0.090
<b>Total</b>	<b>100.61</b>	<b>8.00</b>	<b>99.86</b>	<b>8.00</b>	<b>102.03</b>	<b>8.00</b>	<b>100.93</b>	<b>7.99</b>	<b>102.34</b>	<b>7.97</b>	<b>101.19</b>	<b>7.98</b>	<b>101.41</b>	<b>7.95</b>	<b>100.77</b>	<b>7.97</b>
<b>Bio</b>	Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	35.200	2.677	35.620	2.667	36.560	2.758	36.990	2.767	36.300	2.742	36.000	2.738	36.420	2.709	36.720	2.730
<b>TiO2</b>	2.360	0.135	3.250	0.183	1.400	0.079	1.410	0.079	1.610	0.091	1.920	0.110	2.870	0.161	2.580	0.144
<b>Al2O3</b>	19.300	1.730	19.200	1.695	19.100	1.699	18.810	1.659	18.200	1.621	18.040	1.617	18.880	1.656	18.760	1.645
<b>FeO</b>	16.270	1.035	17.140	1.073	15.570	0.982	16.550	1.035	13.450	0.850	14.750	0.935	17.030	1.060	17.140	1.066
<b>Fe2O3</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.640	0.150	1.810	0.104	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MnO</b>	0.170	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.240	0.015	0.240	0.015
<b>MgO</b>	11.280	1.278	11.010	1.229	12.270	1.379	12.130	1.352	12.940	1.457	12.290	1.393	11.400	1.264	11.340	1.257
<b>CaO</b>	0.000	0.000	0.010	0.001	0.130	0.011	0.020	0.002	0.150	0.012	0.130	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Na2O</b>	0.240	0.035	0.240	0.035	0.270	0.039	0.200	0.029	0.150	0.022	0.070	0.010	0.170	0.025	0.160	0.023
<b>K2O</b>	9.070	0.881	9.120	0.872	8.000	0.771	8.710	0.832	7.180	0.693	7.750	0.753	8.960	0.851	9.150	0.869
<b>Total</b>	<b>93.89</b>	<b>7.78</b>	<b>95.59</b>	<b>7.76</b>	<b>93.30</b>	<b>7.72</b>	<b>94.82</b>	<b>7.76</b>	<b>92.62</b>	<b>7.64</b>	<b>92.76</b>	<b>7.67</b>	<b>95.97</b>	<b>7.74</b>	<b>96.09</b>	<b>7.75</b>

Appendix 3. contin.

Samp.#	OK67 schist				OK112 amphibolite				OK122 amphibolite				OK1 quartz-diorite			
	Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	49.960	7.260	48.560	7.114	49.070	7.102	43.670	6.440	52.640	7.466	43.760	6.351	46.960	6.952	46.860	6.930
<b>TiO2</b>	0.440	0.048	0.650	0.072	0.840	0.091	1.770	0.196	0.090	0.010	1.820	0.199	0.810	0.090	1.010	0.112
<b>Al2O3</b>	6.760	1.158	7.390	1.276	6.670	1.138	11.030	1.918	4.480	0.749	11.980	2.050	7.680	1.340	7.700	1.342
<b>FeO</b>	12.960	1.575	13.020	1.596	10.710	1.296	13.250	1.634	10.620	1.259	12.030	1.461	1.372	0.153	1.055	0.117
<b>Fe2O3</b>	1.980	0.217	2.880	0.318	3.060	0.333	3.530	0.392	2.660	0.284	4.220	0.461	13.546	1.677	14.790	1.829
<b>MnO</b>	0.340	0.042	0.480	0.060	0.300	0.037	0.370	0.046	0.000	0.000	0.820	0.101	0.270	0.034	0.300	0.038
<b>MgO</b>	12.620	2.733	12.040	2.629	13.740	2.964	10.640	2.339	15.260	3.226	11.060	2.392	13.020	2.874	12.610	2.780
<b>CaO</b>	11.970	1.864	11.550	1.813	12.680	1.967	12.400	1.959	12.670	1.926	11.940	1.760	11.860	1.881	11.690	1.852
<b>Na2O</b>	0.620	0.175	0.800	0.227	0.840	0.236	1.380	0.395	0.590	0.162	1.790	0.504	1.130	0.324	1.190	0.341
<b>K2O</b>	0.220	0.041	0.270	0.050	0.260	0.048	0.920	0.173	0.080	0.014	0.790	0.146	0.520	0.098	0.610	0.115
<b>Total</b>	<b>97.87</b>	<b>15.11</b>	<b>97.64</b>	<b>15.16</b>	<b>98.17</b>	<b>15.21</b>	<b>98.96</b>	<b>15.49</b>	<b>99.09</b>	<b>15.10</b>	<b>100.21</b>	<b>15.43</b>	<b>97.17</b>	<b>15.42</b>	<b>97.82</b>	<b>15.46</b>
<b>Plg</b>	Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	56.910	2.574	57.510	2.587	57.860	2.558	48.710	2.200	66.710	2.871	62.640	2.723	60.980	2.735	62.220	2.758
<b>TiO2</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Al2O3</b>	26.580	1.417	26.560	1.409	27.820	1.450	33.520	1.785	22.110	1.122	24.810	1.272	24.110	1.275	23.880	1.248
<b>FeO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.370	0.012	0.000	0.000
<b>Fe2O3</b>	0.230	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.210	0.007	0.280	0.009	0.280	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MnO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MgO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.001	0.020	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>CaO</b>	8.790	0.426	9.020	0.435	9.070	0.430	16.680	0.807	2.550	0.118	5.680	0.265	4.310	0.207	4.880	0.232
<b>Na2O</b>	6.500	0.570	6.300	0.550	6.450	0.553	2.310	0.202	10.540	0.880	8.690	0.733	8.890	0.773	8.710	0.749
<b>K2O</b>	0.090	0.005	0.120	0.007	0.050	0.003	0.030	0.002	0.170	0.009	0.060	0.003	0.200	0.011	0.250	0.014
<b>Total</b>	<b>99.10</b>	<b>5.00</b>	<b>99.51</b>	<b>4.99</b>	<b>101.26</b>	<b>5.00</b>	<b>101.48</b>	<b>5.00</b>	<b>102.36</b>	<b>5.01</b>	<b>102.16</b>	<b>5.01</b>	<b>98.86</b>	<b>5.01</b>	<b>99.94</b>	<b>5.00</b>

Appendix 3. contin.

Samp.#	OK54 quartz-diorite				OK63 quartz-diorite				OK117 quartz-diorite				OK101 schist dike			
	Rim		Core		Rim		Core		-		-		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	48.050	6.936	48.580	6.973	46.730	6.791	50.160	7.179	41.430	6.773	41.950	6.730	49.690	7.367	47.410	6.926
<b>TiO2</b>	0.550	0.060	0.770	0.083	0.920	0.101	0.630	0.068	1.410	0.173	1.570	0.189	0.270	0.030	0.760	0.084
<b>Al2O3</b>	7.570	1.288	7.400	1.252	7.960	1.364	5.460	0.921	7.040	1.358	6.970	1.317	5.060	0.884	8.540	1.471
<b>FeO</b>	9.910	1.196	10.230	1.228	10.480	1.274	9.370	1.122	1.390	0.171	2.170	0.262	12.170	1.509	13.690	1.673
<b>Fe2O3</b>	5.210	0.566	4.260	0.461	5.670	0.620	4.530	0.488	14.610	1.998	13.880	1.863	2.490	0.278	2.980	0.327
<b>MnO</b>	0.420	0.051	0.340	0.041	0.230	0.028	0.510	0.062	0.420	0.058	0.540	0.074	0.290	0.036	0.280	0.035
<b>MgO</b>	13.480	2.900	13.950	2.984	13.000	2.815	14.780	3.153	10.070	2.453	10.630	2.543	13.040	2.881	11.380	2.478
<b>CaO</b>	12.220	1.890	11.950	1.838	12.220	1.903	12.390	1.900	11.430	2.002	11.650	2.003	11.910	1.892	12.110	1.896
<b>Na2O</b>	0.930	0.260	1.220	0.340	1.060	0.299	0.780	0.216	1.290	0.408	1.350	0.421	0.740	0.213	0.890	0.252
<b>K2O</b>	0.640	0.118	0.630	0.115	0.790	0.146	0.510	0.093	0.950	0.198	0.970	0.198	0.380	0.072	0.820	0.153
<b>Total</b>	<b>98.98</b>	<b>15.27</b>	<b>99.33</b>	<b>15.32</b>	<b>99.06</b>	<b>15.34</b>	<b>99.12</b>	<b>15.20</b>	<b>90.04</b>	<b>15.59</b>	<b>91.68</b>	<b>15.60</b>	<b>96.04</b>	<b>15.16</b>	<b>98.86</b>	<b>15.30</b>
<b>Plg</b>	Rim		Core		Rim		Core						Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat					Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	62.710	2.767	62.140	2.756	64.320	2.802	63.350	2.787					62.780	2.802	63.150	2.776
<b>TiO2</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Al2O3</b>	23.930	1.245	23.610	1.234	23.440	1.204	23.450	1.216					22.810	1.200	23.540	1.220
<b>FeO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Fe2O3</b>	0.000	0.000	0.230	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000					0.170	0.006	0.190	0.006
<b>MnO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MgO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					0.000	0.000	0.000	0.000
<b>CaO</b>	4.610	0.218	4.880	0.232	3.920	0.183	4.390	0.207					4.080	0.195	4.670	0.220
<b>Na2O</b>	8.660	0.741	8.980	0.772	9.550	0.807	9.120	0.778					8.900	0.770	8.990	0.766
<b>K2O</b>	0.320	0.018	0.220	0.012	0.150	0.008	0.170	0.010					0.250	0.014	0.190	0.011
<b>Total</b>	<b>100.23</b>	<b>4.99</b>	<b>100.06</b>	<b>5.01</b>	<b>101.38</b>	<b>5.00</b>	<b>100.48</b>	<b>5.00</b>					<b>98.99</b>	<b>4.99</b>	<b>100.73</b>	<b>5.00</b>

Appendix 3. contin.

Samp.#	OK103 schist-dike				OK105 schist-dike				OK109 crd bearing rocks				
<b>Amp</b>					Rim		Core		<b>Pinite</b>	Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	
<b>SiO2</b>	54.160	7.590	54.810	7.642	55.170	7.705	42.250	6.294	47.280	5.179	52.840	5.563	
<b>TiO2</b>	0.270	0.028	0.410	0.043	0.000	0.000	1.460	0.164	0.000	0.000	0.000	0.000	
<b>Al2O3</b>	3.980	0.658	3.230	0.531	2.470	0.407	12.210	2.144	31.510	4.069	32.400	4.021	
<b>FeO</b>	9.550	1.119	8.360	0.975	7.300	0.853	10.850	1.352	2.300	0.210	0.960	0.085	
<b>Fe2O3</b>	0.830	0.088	1.010	0.106	1.740	0.183	4.760	0.533	0.640	0.053	0.000	0.000	
<b>MnO</b>	0.000	0.000	0.470	0.056	0.350	0.041	0.390	0.049	0.000	0.000	0.000	0.000	
<b>MgO</b>	16.960	3.542	17.650	3.668	18.450	3.840	11.160	2.478	3.250	0.531	1.300	0.204	
<b>CaO</b>	12.650	1.899	12.780	1.909	12.820	1.918	11.640	1.858	0.000	0.000	0.020	0.002	
<b>Na2O</b>	0.480	0.130	0.390	0.105	0.390	0.106	1.900	0.549	0.250	0.053	0.170	0.035	
<b>K2O</b>	0.220	0.039	0.160	0.028	0.000	0.000	0.620	0.118	9.910	1.386	7.960	1.070	
<b>Total</b>	<b>99.10</b>	<b>15.09</b>	<b>99.27</b>	<b>15.06</b>	<b>98.69</b>	<b>15.05</b>	<b>97.24</b>	<b>15.54</b>	<b>95.14</b>	<b>11.48</b>	<b>95.65</b>	<b>10.98</b>	
<b>Plg</b>	Rim		Core		Rim		Core						
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat					
<b>SiO2</b>	67.080	2.900	61.590	2.696	63.840	2.792	63.180	2.773					
<b>TiO2</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
<b>Al2O3</b>	21.650	1.104	25.070	1.294	23.430	1.208	23.880	1.235					
<b>FeO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
<b>Fe2O3</b>	0.000	0.000	0.300	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000					
<b>MnO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
<b>MgO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
<b>CaO</b>	1.700	0.079	6.320	0.296	4.850	0.227	4.880	0.229					
<b>Na2O</b>	10.820	0.907	8.300	0.704	8.770	0.744	8.640	0.735					
<b>K2O</b>	0.410	0.023	0.170	0.010	0.190	0.011	0.170	0.010					
<b>Total</b>	<b>101.66</b>	<b>5.01</b>	<b>101.75</b>	<b>5.01</b>	<b>101.08</b>	<b>4.98</b>	<b>100.75</b>	<b>4.98</b>					

Appendix 3. contin.

Samp.#	OK14 stromatic leucosome				OK191 lenticularic leucosome				OK193 lenticularic leucosome				OK194 stromatic leucosome			
	Rim		Core		-		-		Rim		Core		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	61.830	2.706	68.400	2.961	68.940	2.988			64.280	2.815	67.530	2.943	63.570	2.806	66.210	2.965
<b>TiO2</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Al2O3</b>	25.130	1.296	20.270	1.034	19.700	1.007			23.010	1.188	20.760	1.067	22.850	1.189	20.030	1.026
<b>FeO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Fe2O3</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.170	0.005			0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MnO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MgO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			0.000	0.000	0.010	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>CaO</b>	6.180	0.290	0.800	0.037	0.210	0.010			4.050	0.190	0.860	0.040	3.890	0.184	0.710	0.033
<b>Na2O</b>	8.190	0.695	11.640	0.977	11.720	0.985			9.260	0.786	11.030	0.932	9.680	0.829	11.750	0.990
<b>K2O</b>	0.250	0.014	0.030	0.002	0.150	0.008			0.200	0.011	0.250	0.014	0.190	0.011	0.100	0.006
<b>Total</b>	<b>101.58</b>	<b>5.00</b>	<b>101.14</b>	<b>5.01</b>	<b>100.89</b>	<b>5.00</b>			<b>100.80</b>	<b>4.99</b>	<b>100.44</b>	<b>5.00</b>	<b>100.18</b>	<b>5.02</b>	<b>98.80</b>	<b>5.02</b>

Samp.#	OK14 stromatic mesosome				OK192 lenticularic mesosome				OK195 stromatic mesosome				OK194 stromatic mesosome			
	Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat	Wt %	Cat
<b>SiO2</b>	62.030	2.717	66.230	2.901	61.780	2.707	66.800	2.913	63.030	2.810	69.400	2.974	63.800	2.791	68.270	2.949
<b>TiO2</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Al2O3</b>	24.770	1.279	21.380	1.104	25.000	1.291	20.950	1.077	22.430	1.179	20.420	1.032	23.520	1.213	20.650	1.051
<b>FeO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Fe2O3</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MnO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>MgO</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>CaO</b>	6.240	0.293	1.780	0.084	6.260	0.294	2.140	0.100	4.360	0.208	0.540	0.025	4.320	0.202	0.920	0.043
<b>Na2O</b>	8.260	0.701	10.320	0.877	8.220	0.698	10.790	0.912	9.170	0.793	11.470	0.953	9.230	0.783	11.490	0.962
<b>K2O</b>	0.170	0.010	0.710	0.040	0.250	0.014	0.040	0.002	0.270	0.015	0.120	0.007	0.200	0.011	0.070	0.004
<b>Total</b>	<b>101.47</b>	<b>5.00</b>	<b>100.42</b>	<b>5.01</b>	<b>101.51</b>	<b>5.00</b>	<b>100.72</b>	<b>5.00</b>	<b>99.26</b>	<b>5.01</b>	<b>101.95</b>	<b>4.99</b>	<b>101.07</b>	<b>5.00</b>	<b>101.40</b>	<b>5.01</b>

Appendix 3. contin.

Samp.#	OK196 stromatic leucosome				OK198 stromatic leucosome		OK112 amphibolite				
Plg	Rim		Core		Wt %	Cat	Prx	Rim		Core	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat				Wt %	Cat	Wt %	Cat
SiO2	63.460	2.763	68.110	2.948	64.830	2.828	54.610	1.985	54.590	1.983	
TiO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.090	0.002	
Al2O3	24.110	1.238	20.550	1.049	22.790	1.172	0.290	0.012	1.030	0.044	
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	5.720	0.174	7.310	0.222	
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.390	0.038	0.380	0.011	
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.290	0.009	0.210	0.006	
MgO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.280	0.773	13.950	0.755	
CaO	4.930	0.230	1.100	0.051	3.620	0.169	25.400	0.989	24.430	0.951	
Na2O	8.980	0.758	11.420	0.958	9.730	0.823	0.280	0.020	0.360	0.025	
K2O	0.290	0.016	0.060	0.003	0.160	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	
<b>Total</b>	<b>101.77</b>	<b>5.01</b>	<b>101.24</b>	<b>5.01</b>	<b>101.13</b>	<b>5.00</b>	<b>102.26</b>	<b>4.00</b>	<b>102.35</b>	<b>4.00</b>	

Samp.#	OK196 stromatic mesosome				OK198 stromatic mesosome		OK122 amphibolite				
Plg	Rim		Core		Wt %	Cat	Chromite	-		-	
	Wt %	Cat	Wt %	Cat				Wt %	Cat	Wt %	Cat
SiO2	64.120	2.804	66.130	2.921	64.670	2.818	0.000	0.000	0.000	0.000	
TiO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.540	0.016	0.350	0.010	
Al2O3	23.680	1.221	20.490	1.067	22.890	1.176	0.780	0.036	2.590	0.118	
Cr2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.890	0.457	27.150	0.828	
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	31.080	1.008	30.550	0.986	
Fe2O3	0.000	0.000	0.230	0.008	0.000	0.000	50.570	1.476	35.620	1.034	
MnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.230	0.008	0.750	0.025	
MgO	0.040	0.003	0.080	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
CaO	2.950	0.138	0.810	0.038	3.730	0.174	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na2O	9.290	0.788	11.400	0.977	9.950	0.841	0.000	0.000	0.000	0.000	
K2O	0.940	0.052	0.460	0.026	0.240	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	
<b>Total</b>	<b>101.02</b>	<b>5.01</b>	<b>99.60</b>	<b>5.04</b>	<b>101.48</b>	<b>5.02</b>	<b>98.09</b>	<b>3.00</b>	<b>97.01</b>	<b>3.00</b>	

Appendix 4. Representative whole rock chemical analyses of major rock types from south eastern Roded Block.

	amphibolite			schist, gneiss and migmatite							*	schist dikes						q-diorite	**	**	
	Samp. #	OK112	OK104	OK106	OK107	OK109	OK110	OK111	OK114	OK115	OK108	OK99	OK100	OK101	OK103	OK105	OK116	OK117	OK98	OK118	
major elements (%wt)	SiO <sub>2</sub>	45.4	69.8	63.9	54.5	55.4	64.6	61.0	70.1	67.0	51.0	56.4	56.4	58.9	60.1	57.5	56.5	67.2	53.1	58.5	
	TiO <sub>2</sub>	1.7	0.2	0.4	0.4	1.1	0.7	0.9	0.2	0.7	1.1	0.9	0.9	1.3	0.9	0.8	1.0	0.6	1.0	0.9	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.5	15.7	11.3	7.4	19.3	15.7	17.6	15.8	14.8	14.0	16.0	16.0	15.4	15.4	14.2	14.3	15.3	15.2	14.1	
	FeO	12.0	2.3	5.8	8.8	9.0	4.3	6.5	2.2	4.9	7.8	5.4	5.9	5.8	4.8	5.7	7.0	3.1	7.6	5.9	
	MnO	0.19	0.05	0.13	0.25	0.21	0.07	0.10	0.06	0.07	0.15	0.07	0.09	0.09	0.07	0.08	0.14	0.05	0.14	0.10	
	MgO	10.3	0.6	6.7	13.9	3.6	3.4	3.3	0.8	2.0	9.1	6.8	6.7	3.9	5.2	7.2	5.9	1.9	7.4	6.2	
	CaO	14.3	2.8	4.0	8.3	3.5	3.3	3.1	2.3	1.6	5.4	4.9	5.0	5.4	4.9	7.1	5.8	3.1	6.9	6.1	
	Na <sub>2</sub> O	1.2	4.0	1.7	0.7	2.8	3.6	3.5	4.2	3.3	0.6	3.9	3.8	3.8	3.5	3.6	3.7	4.2	3.7	3.4	
	K <sub>2</sub> O	0.9	2.0	1.4	0.7	1.6	1.7	2.0	2.1	2.0	1.4	1.6	2.1	1.5	1.2	1.5	1.5	1.9	1.3	1.4	
	LOI	1.3	1.0	3.3	3.1	1.4	1.4	1.0	1.2	2.4	7.2	2.2	1.5	2.2	2.6	2.4	1.6	1.5	1.9	1.3	
	Total	97.8	98.5	98.7	98.1	97.9	98.8	99.0	99.0	98.8	97.8	98.2	98.4	98.3	98.6	100.0	97.5	98.9	98.3	97.9	
	Mg#	94	21	88	97	70	63	63	25	52	96	76	76	65	73	78	74	45	78	77	
	CO <sub>2</sub>	0.51	0.18	0.95	0.55	0.18	0.29	0.11	0.29	0.18	1.58	0.18	<0.1	0.44	0.62	0.59	0.62	0.48	0.15	0.15	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.3	0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1	0.3	<0.1	<0.1	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.4	0.1	0.3	0.3	
SO <sub>3</sub>	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0		
	Samp. #	OK112	OK104	OK106	OK107	OK109	OK110	OK111	OK114	OK115	OK108	OK99	OK100	OK101	OK103	OK105	OK116	OK117	OK98	OK118	
trace elements (ppm)	Ag	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	10	>10	
	Ba	538	599	295	107	490	524	729	714	620	498	726	976	586	403	561	369	816	576	714	
	Be	1.2	2	1.1	0.6	1.7	1.4	1.5	2.2	1.1	1.7	1.3	1.5	1.9	1.9	1.5	2.2	1.7	2.2	1.3	
	Cd	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10
	Ce	24.0	12	5	25	48	46	61	28	29	56	60	33	53	34	29	30	19	59	34	
	Co	71	7	26	48	29	19	22	6	16	37	38	35	27	29	35	35	15	37	30	
	Cr	916	175	525	810	253	216	200	104	179	923	276	358	155	317	405	289	156	400	327	
	Cu	96.0	14.0	0.0	0.0	31.0	11.0	12.0	0.0	11.0	59.0	0.0	51.0	37.0	13.0	44.0	1.4	23.0	121.0	1.7	
	Eu	1.7	0.8	0.9	1.0	1.8	1.2	1.6	1.0	1.0	1.8	1.2	1.0	1.8	1.1	0.8	17.0	1.0	2.1	18.0	
	La	16.0	16	7	9	26	20	32	20	20	26	37	24	27	17	17	1029	16	25.0	758.0	
	Mo	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	
	Nb	10.0	>10	>10	>10	10	10	10	10	13	>10	>10	>10	10	>10	>10	>10	>10	>10	>10	
	Ni	439	13	133	212	70	76	47	17	36	238	213	157	80	146	239	162	27	212	143	
	Pb	0	18	0	0	20	19	18	15	17	0	11	20	13	20	14	0	19	14	11	
	Sr	297	316	212	58	397	506	527	411	306	172	996	983	819	718	715	593	498	836	853	
	V	217	8	97	180	134	73	89	8	64	173	112	117	126	87	116	120	48	148	114	
	Y	17	15	97	180	32	19	26	10	7	14	8	10	14	12	11	13	8	19	14	
Yb	2	1	1	9	4	2	3	1	1	2	1	1	1	1	1	2	1	2	1		
Zn	92	62	74	115	119	68	103	48	153	95	82	87	113	75	74	119	46	145	78		

\* xenolithe in the metamorphic complex

\*\* xenolithe in the quartz diorite

### הגיאולוגיה של התשתית הפרקמברית בדרום-מזרח גוש רודד

עודד כץ,<sup>1,2</sup> דב אביגד,<sup>1</sup> אריאל היימן<sup>2</sup>

<sup>1</sup>המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

<sup>2</sup>המכון הגיאולוגי, ירושלים.

#### 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 בסעודיה ובמדבר המזרחי שם מופיעים שרידים של אופיוליטים המעידים על סגירה של אגנים אוקייניים, וכן טרסטים גדולים שהסיעו גושי סלעים למרחקים של עשרות קילומטרים. (Bentor, 1985; Stoesser & Camp, 1985; Kroner et al., 1987). חלק מהחוקרים סבור (למשל: Stern, 1994) שהתפתחות השילד כוללת שלב קדום של ביקוע עתיק והיווצרות אוקיאנוס, הפחתה 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: בילסקי, 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 ההיווצרות ואופי התהליכים הטקטוניים אשר עיצבו את הסלעים המטאמורפים. המחקר המוצג בסיור הנוכחי נועד לברר את המבנה הטקטוני והתפתחות התרמלית של הסלעים המטאמורפים 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 בישראל וייסברוד (1961), ביצע לראשונה מיפוי מפורט ועבודה פטרוגרפית מקפת על אזור גוש רודד.

Garfunkel (1980), בדק את הפטרולוגיה ויחסי השדה של הסלעים בגוש רווד 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 רווד (Avigad, 1990). נתונים גאותרמוברומטריים ראשוניים וסקירה של המבנה המטאמורפי נעשתה על ידי (Katz et al., 1995). מיפוי ועבודה פטרולוגית באזור הר שלמה נעשו על ידי (Gutkin & Eyal, 1995).

טיפוס הסלע העיקרי הנחשף בגוש רווד הוא פלוטון קוארץ-דיוריטי. הפלוטון חדר 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 3). היחידה המטאמורפית הנחשפת בדרום גוש רווד מכילה בעיקר סלעי שיסט וגנייס אשר מהווים את סלע הסביבה לתוכו חדרים מספר דורות של דייקים מטאמורפיים, וכן גופי אמפיבוליט הנחשפים לאורך המגע עם הקוארץ-דיוריט (איור 4). סלעי השיסט והגנייס עברו מיגמטיזציה בדרגות שונות, ומאופיינים בפוליאציה אנכית בדרך כלל בעלת סטריק בכיוון צפון מזרח (איור 18). 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 רווד - בין הנחלים נטפים בדרום ורווד בצפון, מתמקד ביחידה המטאמורפית של דרום גוש רווד ובסלעים המגמתים הסמוכים לה (איור 26). במהלך הסיור נדון במשטר התרמלי והטקטוני שמייצגים סלעי גוש רווד, וננסה 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 רווד, ביחידות המרכיבות את הגוש ובחלק המאוחר של מסלול הסיור.

### **תחנה 1.**

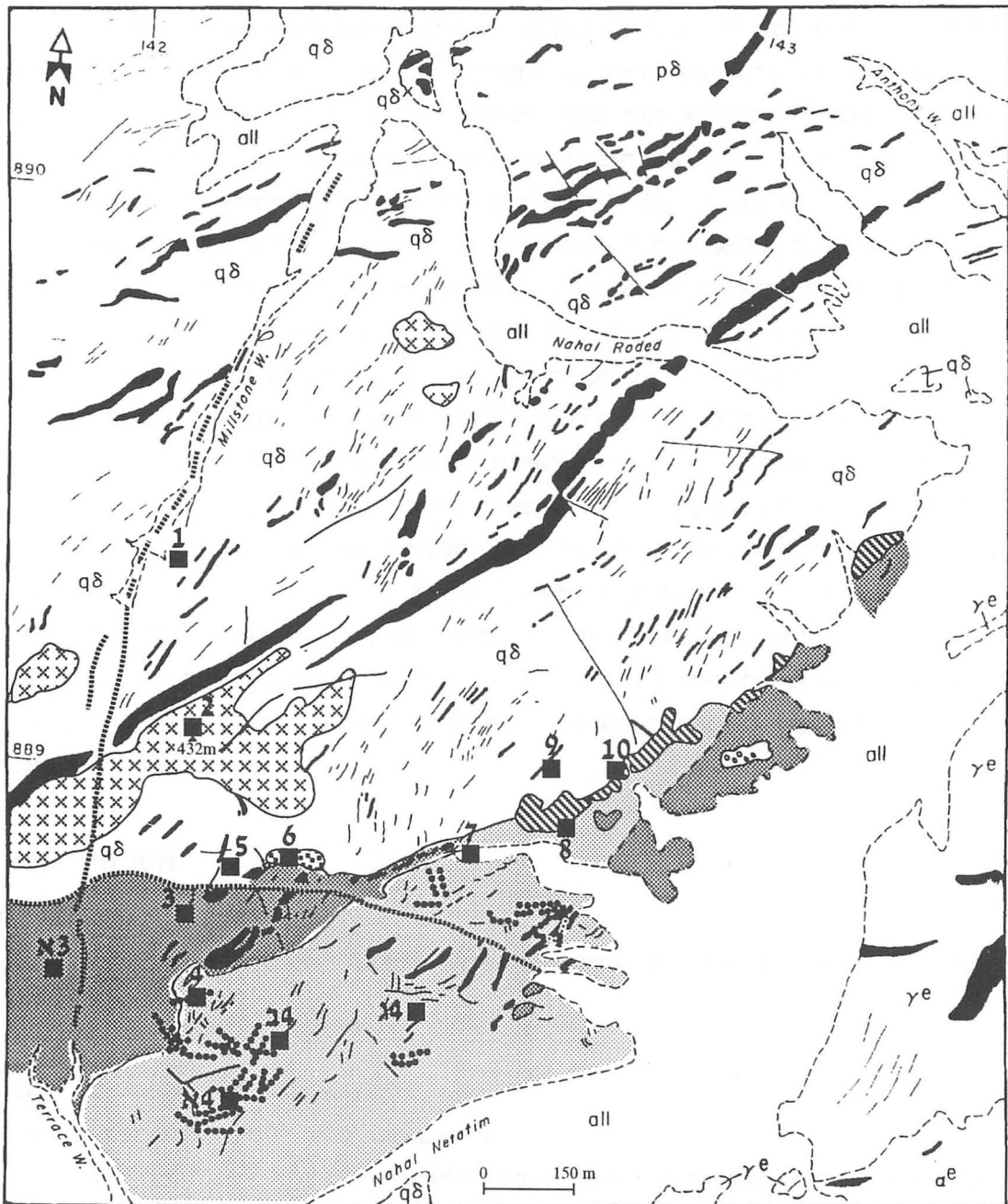
#### **1.1. קוארץ-דיוריט רווד בואדי מילסטון (Millstone).**

קוארץ-דיוריט רווד חדר ליחידת הסלעים המטאמורפיים של דרום גוש רווד. 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 רווד (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 (Stem, 1994).

קוארץ-דיוריט רווד הוא סלע הטרוגני, 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 נמצאו בגלעיני האמפיבול.

תרמומטריה לפי שיחלוף Na ו- Ca בין הורנבלנדה ופלגיוקלז (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-דיוריט שנדגמה באזור תחנה 1, תוארכו בשיטת U-Pb על ידי Stern & Manton (1995 - דברים בע"פ). גיל התגבשות שהתקבל הוא  $634 \pm 2$  מליון שנה. מדידות גיל ראשוניות בשיטת



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 26. מסלול הסיור ומספרי התחנות. גאולוגיה על פי Avigad (1990a).

K-Ar על המינרלים אמפיבול וביוריט שהופרדו מאותה דוגמא, מראות גיל דומה. בקוארץ-דיריט רודד קיימות עדויות למעוות חלש המתבטא בפוליאיציה מקומית ואזורים עם טקסטורה פוליגונית. במקומות מופיעים בתוך הקוארץ דיריט גופים שיסטוזיים בכיוון מזרח-מערב שאורכם מגיע לעשרות מטרים (איור 19), 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 טקטוני-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 3).

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

מפעל להפקת בצר זהב מהתקופה האיסלמית המוקדמת נמצא בואדי מילסטון. לאורך הואדי 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. מיקרוגרניט 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 והגרניט של הר ידידיה. שני טיפוסים גרניט חדורים לתוך הקוארץ-דיריט של גוש רודד (וייסברוד, 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, פלגיוקלז, 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 פוליאיציה במקומות, בעוד שהמיקרוגרניט דל הפילוסיליקטים מגיב באותם תנאי לחץ-טמפרטורה באופן פריך.

### תחנה 3.

#### 3.1. המגע בין היחידה המטאמורפית והסלעים המגמטיים מזרום להר יזידיה.

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

#### 3.2. הסלעים המטאמורפיים של גוש רודד - מפגש ראשון.

היחידה המטאמורפית של דרום גוש רודד בעלת הופעה שיסטוזית 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 18). המבנה (fabric) המטאמורפי מורכב צברים של גבישי ביוטיט בכיוונית מועדפת, בתוך מטריקס הבנוי קוארץ ופלגיוקלו בטקסטורה פוליגונונית. הפלגיוקלו בהרכב אנדזין ומכיל גלעינים רליקטים של K-פלדספר ואלביט. פלגיוקלו בהרכב אלביטי לא מאזור 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 הטרונגי בהרכבו (Johannes, 1988). היחידה המטאמורפית הנחשפת באזור הסיור היא חלק מרצועה נרחבת יותר של מיגמטיטים המשתרעת לאורך גבולו הדרומי של הקוארץ-דיוריט, כפי שציינו 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 הטקטוניים שהתרחשו באזור בסוף הפרקמבריום, תהליכים 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 3א. 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-ביוטיט (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 ופלגיוקלו, ואשר מראים א-סמטריה חלשה. המלאנוזומים מקומטים סביב הפורפירובלסטים של הגרנט, ומציינים שהגרנט פרה-סינקינמטי.

### תחנה 4.

#### 4.1. ההטרונגיות של היחידה המטאמורפית בגוש רודד.

היחידה המטאמורפית בגוש רודד הטרונגית. רב שטחה מאופיין במבנה של רצועות מקבילות, בעלות עובי של מטרים אחדים והנבדלות זו מזו במידת השיסטוזיות ובעצמת המיגמטיזציה הניכרת בהן. המגעים 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 אנדזיטי (השיסט) וגרניטי (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 הוא 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 (וייסברוד, 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, ביוטיט, פלגיוקלז (אנדזין) וקוארץ. בקבוצה הדיסקורדנטית המינרלים המלנוקרטיים מסודרים בצברים המוצבים בכיוונית מועדפת.

תרמומטריה שנעשתה בעזרת צמד המינרלים הורנבלנדה ופלגיוקלז (Holland & Blundy, 1994) הראתה בגלעינים טמפרטורה של  $640^{\circ}\text{C}$  המציינת מטאמורפוזה בפציאס אמפיבוליט עליון.

כיוון הדייקים של הקבוצה הקונקורדנטית הוא צפון - דרום (איור 19). 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.

כיוון הדייקים של הקבוצה הדיסקורדנטית הוא מזרח - מערב (איור 19). הדייקים מופיעים בדרך כלל בעובי של כ- 2 מ' המשתנה לאורך הדייקים. 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 20a). סלע הדייק הוא בינוני-גביש ומכיל צברים של מינרלים מלנוקרטיים (ביוטיט, אמפיבול) בתוך מטריקס בטקסטורה פוליגונולית המכיל מינרלים לויקוקרטיים (קוארץ, פלגיוקלז). הצברים המלנוקרטיים מאורכים בכיוונית מועדפת ויוצרים את הלינאציה של הסלע. במקומות מכיל הדייק עדשות לויקוקרטיים (קוארץ, פלגיוקלז), פגמטיטיות.

הפוליאציה של סלע הדייק בעלת מבנה סיגמואדלי. ליד קיר הדייק הפוליאציה מקבילה לקיר ובמרכז הדייק היא מופיעה בזווית של עד  $40^{\circ}$  לקיר (איור 20). 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 20). במקומות לאורך קירות הדייק יש שקעים "המוכרים" על ידי הפוליאציה אשר שומרת על מבנה סיגמואדלי בתוך השקעים (איור 20).

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 21b). 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. הפוליאיציה בדיוקים הדיסקורדנטיים, שהתפתחה אחרי חדירתם, מאוחרת אף היא ליצירת הפוליאיציה של סלע הסביבה, בדומה למבנים המוכרים בגוש אילת (Avigad, 1984). יחסים סטרוקטורליים אלה מחייבים מנגנון המאפשר לרכז את המעוות בדיוקים הדיסקורדנטיים ללא השפעה על סלע הסביבה. יחסי חיתוך הפוכים, בהם דייק מהקבוצה הקונקורדנטית חותך דייק מהקבוצה הדיסקורדנטית, מופיעים אף הם (איור 21a). יתכן שהמקרה האחרון, הנדיר יותר בשדה, הוא תופעה מקומית שאינה משקפת את היחסים הכלליים בין קבוצות הדיוקים, אך מחייבת בו-זמנית של קבוצות הדיוקים 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 והדיוקים הקונקורדנטיים. מבנה מטאמורפי זה כולל מישורי פוליאיציה אנכיים עליהם מפותחת לינאיציה אופקית ומציין התקצרות אופקית. ארוע הדפורמציה השני קשור ביצירת המבנה המטאמורפי בדיוקים הדיסקורדנטיים. מבנה מטאמורפי זה כולל מישורי פוליאיציה סיגמואידלים המציגים במקומות גזירה נורמלית לאורך קירות הדיק 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.

#### 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 ידידיה לנחל נטפים (איור 3). המינרליזציה מצוייה בתוך גנייס בעל הרכב קוורץ-דיריטי, החצוי על ידי דיוקים 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 הפוליאיציה של הגנייס (צפון-מזרח - דרום-מערב). בין כתמי המינרליזציה סלע הסביבה הינו יחסית טרי. עורקי קוורץ קטנים חוצים את הגנייס 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 האיזוסטרוקטורלית של האדלית (adelite); 2. קוניכלציט עשיר עופרת. קיימת שורת solid solutions בין קוניכלציט - conichalcite  $\text{CaCuAsO}_4\text{OH}$  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 כאגרטים ספרואידליים או ככדורונים עגולים בודדים המורכבים מאסופת גבישים להביים (איור 7a אצל כץ וחבריו, 1996), כגבישים דמויי כרובית או מחטים ארוכות (7b). מקבוצת **סולפטיים** הוגדרו גבס, בריט ובכמויות מועטות גם אנגלסיט וצלסטיט. כן מופיע אפטיט אידיומורפי (7c). שלש פאזות אמורפיות הוגדרו - **תחמוצות ברזל** (7d), **פריזוקולה** (7b) ו**סיליקט** 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-1  $\mu$  יחד עם הארסנטיים (7f, 7g) או כ"טיפות" זעירות באסוציאציה עם תחמוצות

הברזל (7d). בעורקי ובגופי קוורץ המצויים בסביבה מופיע הזהב כנגררים שטוחים, דנדריטיים, בגודל של עד  $20 \mu$  (7h). יש להניח כי הזהב נע כקומפלקס thiosulphate.

#### תחנה 6. קונגלומרט פרקמברי למרגלות הר יזידיה.

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 (וייסברוד, 1961; Garfunkel, 1980). הקונגלומרט תואר על ידי Bentor (1961) כחלק מהסדרה הוולקנו-סדימנטרית המסיימת את ההיסטוריה הפרקמברית של השילד הערבי-נובי. בדרום גוש רודד, כ- 150 מ' מתחת לפסגת הר יזידיה, נחשף קונגלומרט המכיל חלוקים בגדלים שונים בעלי עיגוליות וכדוריות גרועים, אשר נגזרו מסלע הסביבה ומקורם במיגמטיט, בקוארץ דיורית ובדייקים השונים. החלוקים מלוכדים על ידי חומר וולקני. הקונגלומרט מצוי מתחת לפנפליין ומצביע על כך כי האזור עבר ארוזיה חריפה קודם להיווצרות הפנפליין.

#### 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 24). חלקים גדולים של היחידה המטאמורפית בדרום גוש רודד עברו תהליך של מיגמטיזציה ונחשפים בעיקר כמיגמטיטים משוככים (stromatic) אשר מאופיינים בסידור מקביל לשיסטויות 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 פלגיוקלו 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 פלגיוקלו 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 המשוכב.

תרמומטריה שנעשתה בשיטות גרנט-ביוטיט (Ferry & Spear, 1978) ואמפיבול-פלגיוקלו (Holland & Blundy, 1994) מצביעה על טמפרטורה של כ-  $640^{\circ}\text{C}$  בגלעיני המינרלים, וכמאה מעלות פחות בשוליים. לחץ של עד 5 קילובר הוסק על פי המאסף ביוטיט + גרנט + קורדיריט (איור 7). 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 הלוקוזומים (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 גרניטי וטונליתי בנוכחות מים כפאזה חופשית. מקור אפשרי למים הוא הפלוטון הקוארץ-דיוריטי המתגבש. חסרון של K-פלדספר בלוקוזום, הנחשב כציין למיגמטיזציה במצב מוצק (Mehner 1968), מוסבר בסלע מקור בהרכב טונליתי 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 נסיון לתארך ולברר את ההיסטוריה התרמלית של המיגמטיטים באמצעות קביעת גיל (בשיטת K-Ar) על ביוטיט שהופרד משתי דוגמאות מנחל נטפים וביוטיט מדוגמא אחת מאתר 4a. הגילים שהתקבלו הם כ- 535,700 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. ההצעה בגילים משקפת דרגות כלוריטיזציה גדלות שנצפו בבדיקת 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-דיוריטי.**

האמפיבוליטי מופיע במספר גופים שגודלם עשרות עד מאות מטרים רבועים לאורך המגע בין היחידה המטאמורפית והקוארץ-דיוריטי (איור 3). קסנוליטים של אמפיבוליט במטריקס לויקו-קוארץ-דיוריטי מלווים את המגע בין האמפיבוליט והקוארץ-דיוריטי, ומצביעים על חדירה של הקוארץ-דיוריטי 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 - לברדורטי), ושכבות ירוקות בהרכב דומה אשר משמרות מאסף שאריתי בהרכב גברואי הכולל דיאופסיד ופלגיוקלו קלצי (לברדורטי - ביטוניט). בואריאציות הגסות-גביש האמפיבוליט מכיל אמפיבול, ביוטיט ופלגיוקלו קלצי. גוף האמפיבוליט הצפוני ביותר מכיל חלוקים קרבונטיים בהרכב קלציט, טלק, כלורטיט ובצר.

תרמומטריה של הורנבלנדה ופלגיוקלו (Holland & Blundy, 1994) הראתה טמפרטורה של כ- 735°C בחלק הגבוה של הפציאס האמפיבוליטי על גבול הפציאס הגרנוליטי (איור 7). ככל הנראה סלע האמפיבוליט הוצב כדייק או לקוליט של חומר בסיסי בתוך סלעי גוש רודד ונפגע בארוע המטאמורפי העקרי שהביא ליצירת המיגמטיט. מאוחר יותר חדר הקוארץ-דיוריטי ליחידה המטאמורפית כנראה תוך ניצול המגע בין האמפיבוליט והמיגמטיט.

בדיקת גיל בשיטת K-Ar על אמפיבולים שהופרדו מסלע האמפובוליט הראתה תוצאה של  $724 \pm 7$  מליון שנה. המטאמורפיזם העיקרי בגוש אילת תוארך בשיטת Rb-Sr ל-  $650 \pm 10$  (בילסקי, 1982).

#### **תחנה 9. דייק מטאמורפי בתוך הקוארץ - דיוריטי.**

דייק מטאמורפי בעובי של כחצי מטר מוצב בתוך הסלע הקוארץ-דיוריטי 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 רווד. כיוון הדייקים האלה בדרך כלל מזרח מערב, כיוון הדומה לכיוון הדייקים הדיסקורדנטיים בסלעים המטאמורפיים (איור 19). הדפורמציה שפגעה בדייקים המטאמורפיים מרוכזת בהם ולא פגעה בקוארץ דיריט. יחסי השדה והדפורמציה בין הדייק והקוארץ-דיריט 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 דיריט 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-דיריט. 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 21d). לינאציה בכיוון מורד הדיפ (down-dip) מפותחת על משורי הפוליאציה (איור 21d) ומציינת גזירה בכיוון זה. לפוליאציה בדייק מבנה סיגמואידלי המעיד על תנועה נורמלית בשלבים המאוחרים של ההיסטוריה הטקטונו-מטאמורפית של גוש רווד. יתכן שתנועה זו מייצגת ביטוי עמוק (דוקטילי) למתיחה והידקקות הקרום עם סיום השלב האורוגני.

**לוח 1. טיפוסים הסלע העיקריים בדרום מזרח גוש רודז**

1. תמונה 1. שיסט ממעלה נחל טרסות. ניתן להבחין בשיכוב מקורי של סלע השיסט.
2. תמונה 2. גנייס הטרוגני. הגנייס במרכז התמונה (מתחת לעיפרון) בעל פוליאציה חלשה, ובשולי התמונה (מימין ומשמאל לעיפרון) בעל פוליאציה מפותחת הייטב. כיוון הפוליאציה מקביל לעיפרון.
3. תמונה 3. סלע האמפיבוליט. ניתן להבחין בחלוק קרבונטי (מרכז התמונה מתחת לעיפרון השחור).
4. תמונה 4. סלע האמפיבוליט. ניתן להבחין בשיכוב הרכבי: אזורים עשירי אמפיבול בצבע שחור ואזורים מכילי פירוקסן בצבע ירוק בהיר (מעל הפטיש) (גם לוח 2 תמונה 5).
5. תמונה 5. קסנוליטים של סלע האמפיבוליט בקוארץ-דיורית.
6. תמונה 6. קונגלומרט פרקמברי. ניתן להבחין בחלוקים אנגולריים של השיסט (מתחת לעיפרון).

**לוח 2. מאספי מינרלים של טיפוסים הסלעים העיקריים. תמונות במיקרוסקופ אופטי.**

1. תמונה 1. צמד אמפיבול (am) - פלגיוקלו (pl) מדוגמת קוארץ דיורית. אנליזות פרוב בקרבת המגע ובמרכזי הגבישים משמשות לתרמומטריה של השוליים והגלעין. תמונה תחת מקטבים צלובים. הקו השחור כ- 0.1 מ"מ.
2. תמונה 2. צמד גרנט (gt) - ביוטיט (bi) מדוגמת שיסט. אנליזות פרוב בקרבת שולי הגבישים ובמרכזם משמשות לתרמומטריה. תמונה תחת מקטבים צלובים. הקו השחור כ- 0.25 מ"מ.
3. תמונה 3. אמפיבול (am) בעל גלעין בהרכב פירוקסן (py) מדוגמת קוארץ דיורית. תמונה תחת מקטבים צלובים. הקו השחור כ- 0.25 מ"מ.
4. תמונה 4. צבר של גבישי ביוטיט בכיווניות מועדפת (מרכז התמונה) במטריקס של קוארץ ופלגיוקלו בטקסטורה פוליגונלית. צברים אלו יוצרים את מבנה הלינאציה בדייקים השיסטים. הקו השחור כ- 0.25 מ"מ.
5. תמונה 5. שיכוב הרכבי בין אזורים עשירי אמפיבול (am) ואזורים מכילי פירוקסן (py) מסלע האמפיבוליט. תמונה תחת מקטבים צלובים. הקו השחור כ- 0.25 מ"מ.
6. תמונה 6. טקסטורות במיגמטיט. לויקוזום המכיל גבישי קוארץ כסנומורפיים (מרכז התמונה), ומזוזום המכיל גבישי ביוטיט בכיווניות מועדפת וקוארץ ופלגיוקלו (חלק שמאלי עליון וימני תחתון של התמונה). תמונה תחת מקטבים צלובים. הקו השחור כ- 0.25 מ"מ.

**לוח 3. תופעות טקסטורליות ומינרלוגיות בסלע הסביבה של יחידה המטאמורפית. תמונות במיקרוסקופ אופטי ובאלקטרון פרוב.**

1. תמונה 1. פוליאציה הנוצרת על ידי גבישי ביוטיט (bi) מקומטת סביב פורפירובלסט של גרנט פואיקיליטי (gt). מאחורי הגרנט ניתן להבחין באזור משולש של צללי לחץ (p.s.) אשר אינו מראה עדויות לגזירה. הקו השחור כ- 0.25 מ"מ.
- 2 ו- 4. גביש פואיקיליטי של פיניט (pi). הקו השחור כ- 0.25 מ"מ. תמונה 4 תחת מקטבים צלובים.
3. תמונה 3. גביש של פיניט (מרכז התמונה) בתוך צבר של גבישי ביוטיט (גבישים פריזמטים בהירים בשולי התמונה). תמונה באלקטרון פרוב.
5. תמונה 5. גביש מאזור של פלגיוקלו (מרכז התמונה). גלעין שאריתי בהרכב K-פלדספר (kf) ואלביט (ab) ושוליים בהרכב פליוקלו אוליגוקלזי (ol). תמונה באלקטרון פרוב.

#### לוח 4. סלע המיגמטיט

1. תמונה 1. מיגמטיט עדשתי. ניתן להבחין בלויקוזום עדשתי (luc) ובמלנוזום הגובל אותו (mel).
2. תמונה 2. הופעת שדה של סלע המיגמטיט. ניתן להבחין בשני טיפוסים המיגמטיט: המשוכב (מתחת לידית הפטיש) והעדשתי (בשוליים הימניים של התמונה).
3. תמונה 3. מיגמטיט עדשתי. ניתן להבחין בלויקוזום עדשתי (luc) ובמלנוזום הגובל אותו (mel).
4. תמונה 4. מיגמטיט משוכב. ניתן להבחין בלויקוזום (luc) ובמלנוזום הגובל אותו (mel), וכן באזור רחב יותר (בין שני החיצים) שנפגע פחות בתהליך המיגמטיזציה (mes).
5. תמונה 5. פורפירובלסטטים של גרנט היוצרים צללי לחץ (מימין לחלקו העליון של העיפרון).
6. תמונה 6. קמטים א-סימטריים בעלי מישור צירי אנכי (מתחת לעיפרון).

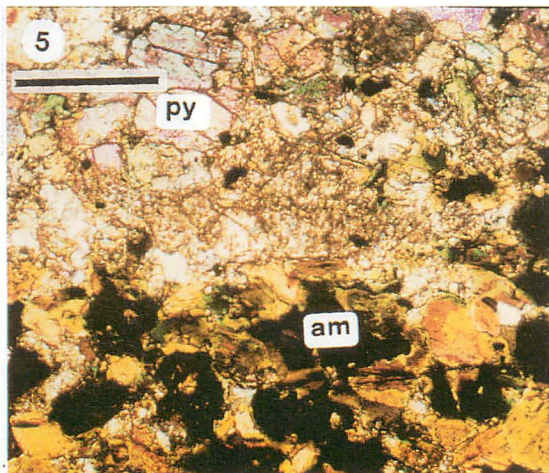
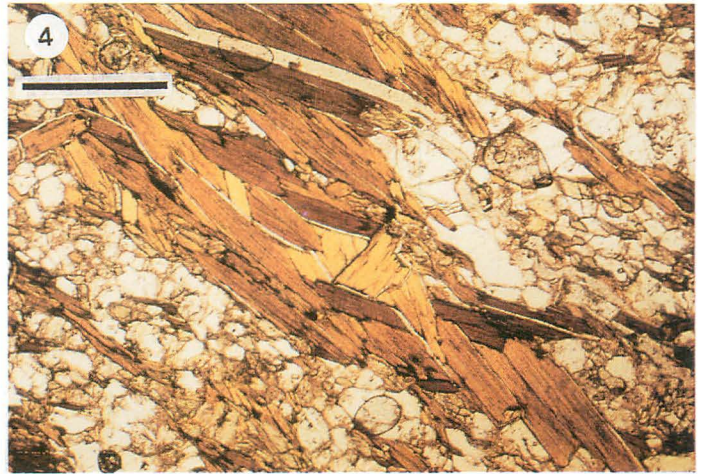
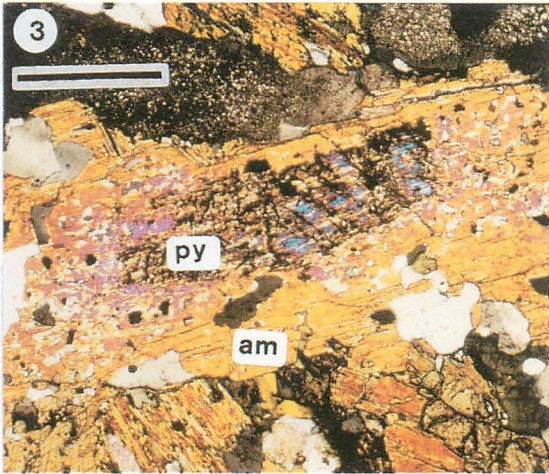
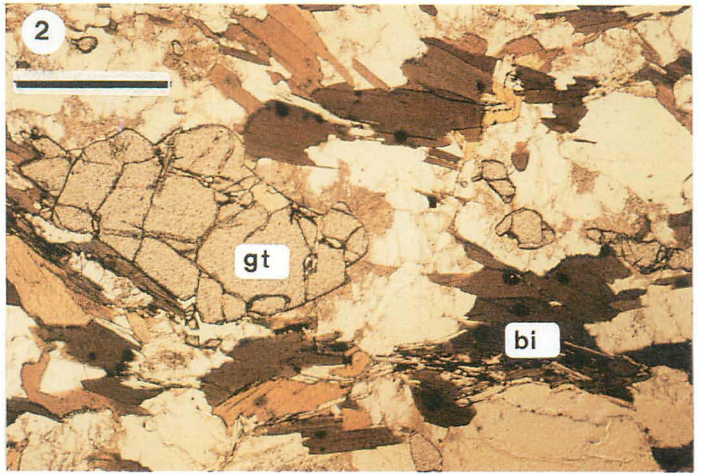
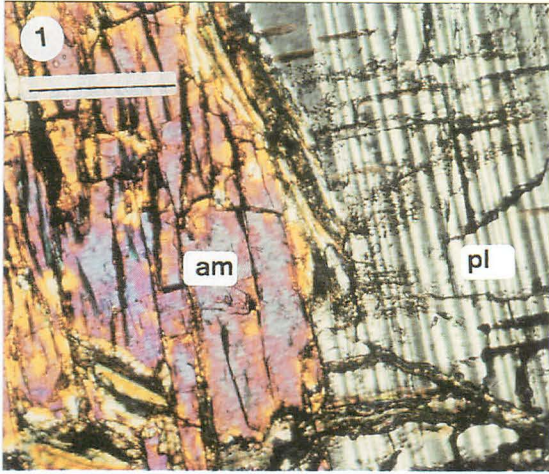
#### לוח 5. יחסי השדה של טיפוסים הדייקים השיסטים וסלע הסביבה

1. תמונה 1. דייק קונקורדנטי (di) המוצב בסלע הגנייס (c.r.).
2. תמונה 2. דייק דיסקורדנטי אנכי (di) המוצב בסלע הגנייס (c.r.).
3. תמונה 3. דייק דיסקורדנטי נטוי (di) המוצב בסלע הגנייס (c.r.).
4. תמונה 4. פוליאציה סיגמואידלית בדייק דיסקורדנטי אנכי (di) המוצב בסלע הגנייס (c.r.).
5. תמונה 5. דייק דיסקורדנטי (di) המוצב בקוארץ דיוריט (q.d.).

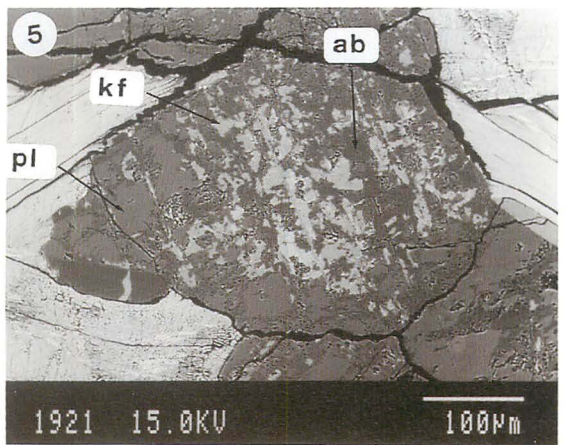
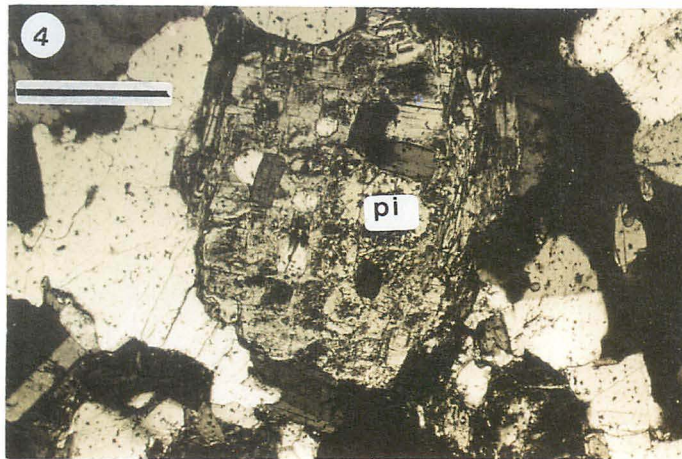
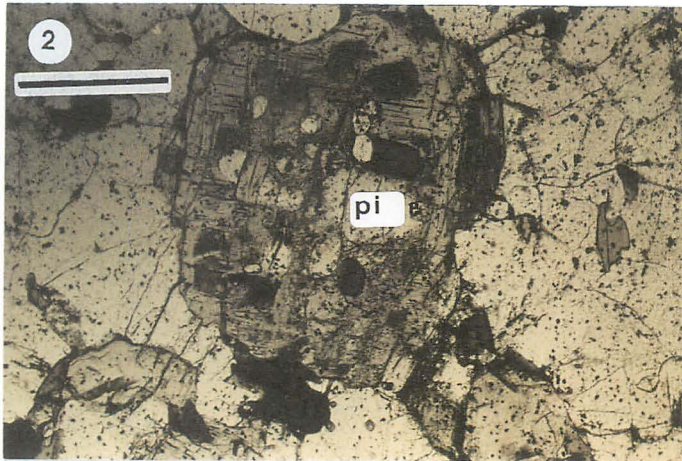
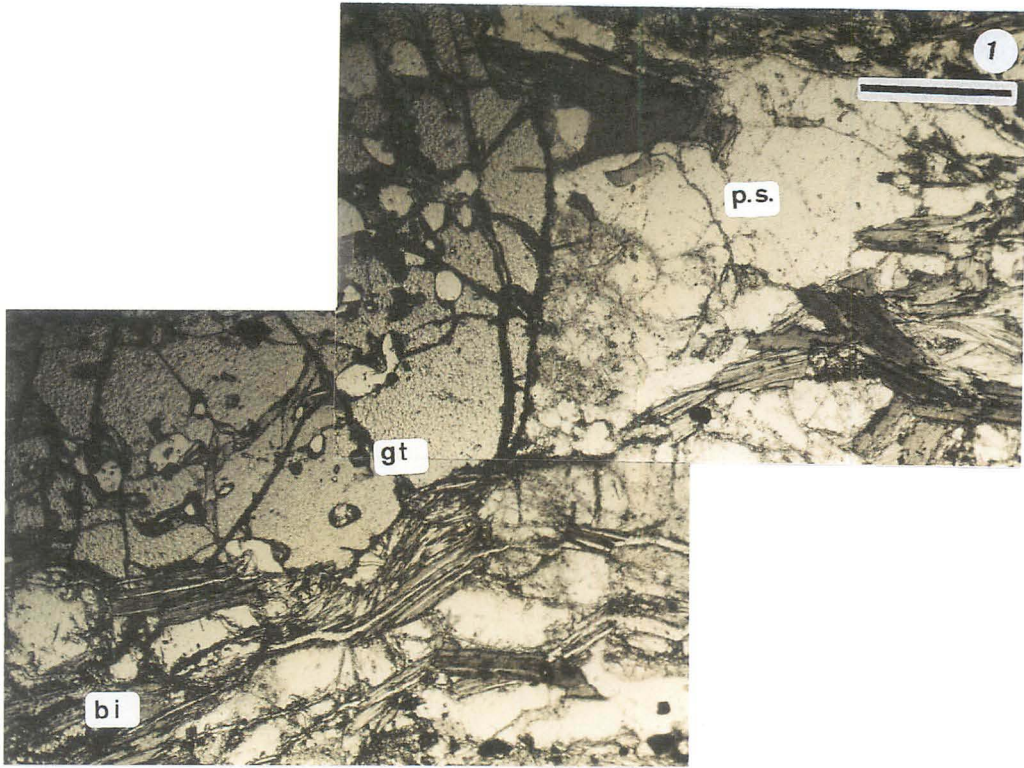
# Plate 1



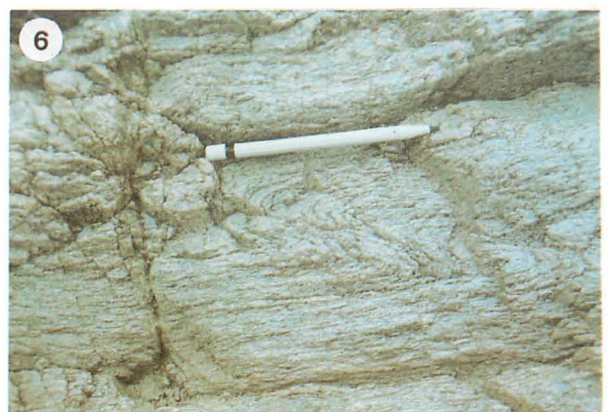
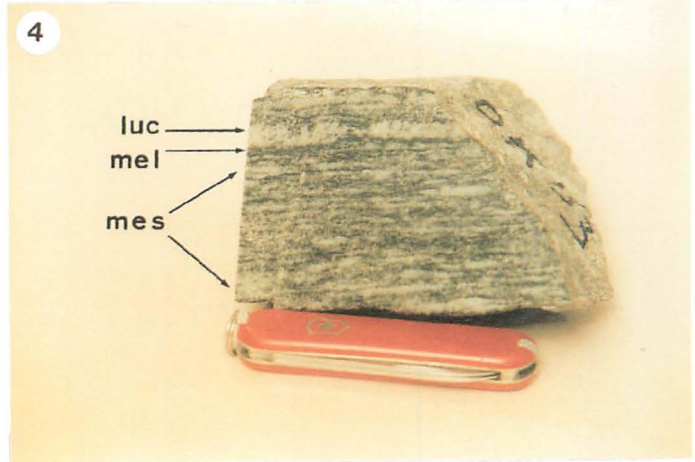
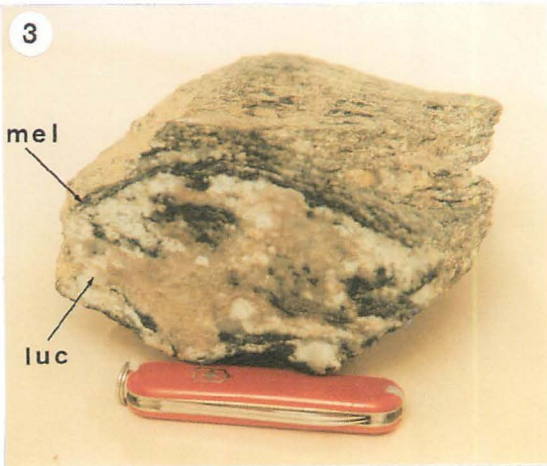
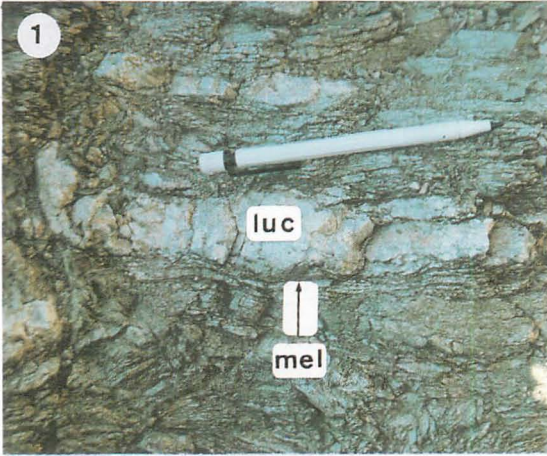
# Plate 2



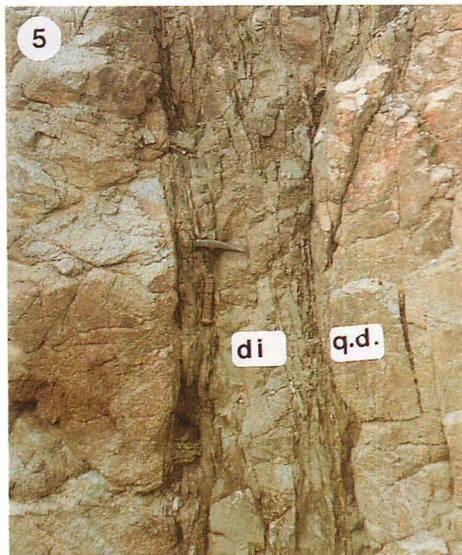
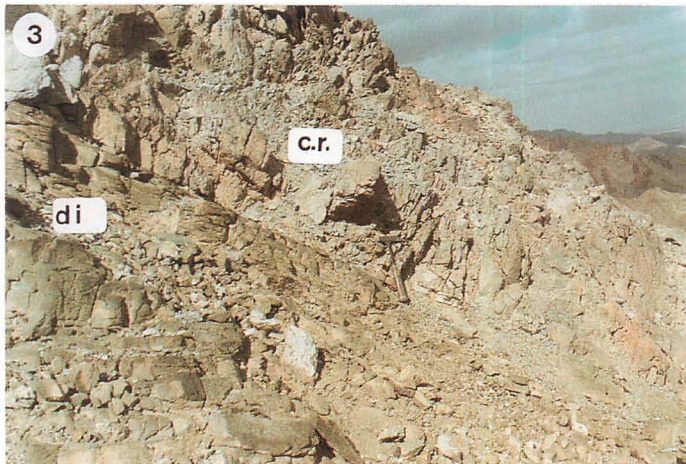
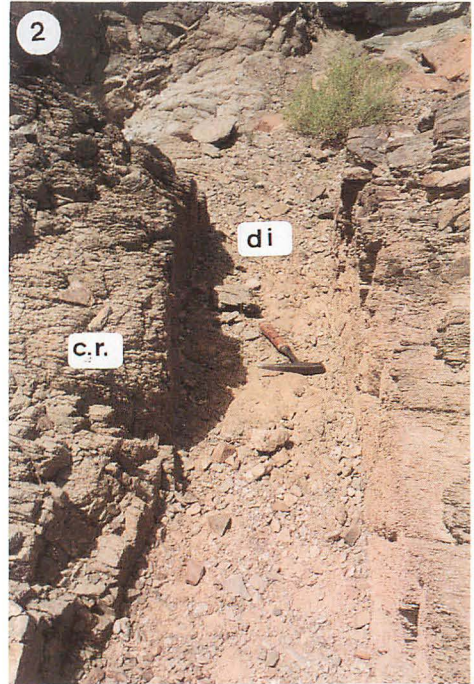
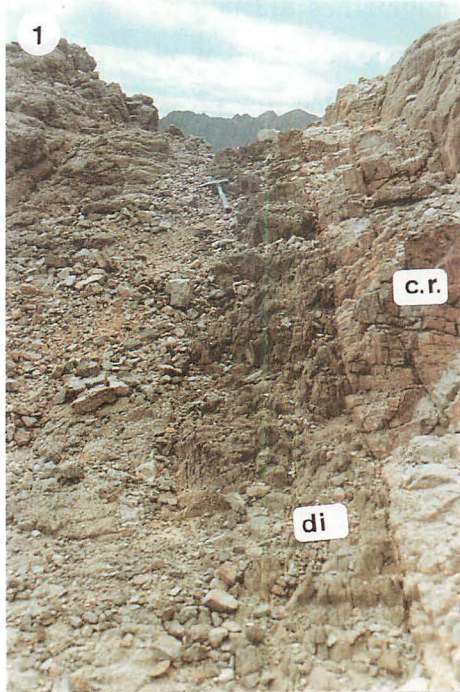
# Plate 3



# Plate 4



# Plate 5



allowed water-saturated melting of granitic and possibly tonalitic poroliths (fig 23). The magmatic textures of some parts of the migmatites are consistent with partial melting and thus, it seems that the genesis of the migmatites did involve limited melting. However metamorphism in both blocks of Elat and Roded occurred at relatively high structural levels with high geothermal gradients consistent with the low pressure metamorphic path of an island arc regime. Geochronologic correlation of the main magmatic - metamorphic events in those two blocks can be concluded (fig 25).

foliation is banded around garnet porphyroblasts which reveal in places slightly asymmetric pressure shadows. The lineation is subhorizontal. The vertical foliation is a result of horizontal shortening or horizontal shearing. Indications for significant lateral shearing were not found in south-eastern Roded block, so it seems that the Roded block country rock represents the deep part of a horizontal shortening zone. The metamorphic sequence is cut by a series of metamorphosed dikes with strike directions that are concordant and discordant to the metamorphic structure of the country rock (fig 19). The concordant dikes strike to the north-east, and are parallel to the strike of the metamorphic foliation structure in the country rock. The dike walls are sub-vertical. The foliation in the concordant dikes is vertical and parallel to the dike wall through out the dike width. The lineation is subhorizontal. The discordant dikes can be divided to two series. The first strike east - west and characterized by vertical dike walls. The foliation in this series is vertical and sigmoidal. Sigmoidality of the foliation suggests both vertical and horizontal displacements (fig 20, 21). The second dike series strike in various directions and is characterized by inclined dike walls. The foliation in this series is inclined and sigmoidal. Sigmoidality of the foliation suggests a normal displacement. The lineation is subhorizontal in the vertical series and shows a significant down dip component in the inclined series. The cross cutting relations of the schist dikes were carefully analysed in selected places (fig 21). The vertical discordant series cut the concordant series in places and generally offset them right laterally. The offset direction agrees well with the offset direction along the dike wall according to the sigmoidal structure of the foliation. Opposite cross cutting relations, in which concordant schist dike cut discordant schist dike, rarely exist. The slightly deformed quartz dioritic pluton marks the end of the major metamorphic phase in the Roded block.

Preliminary K-Ar dating on amphiboles from one amphibolite sample and biotites from one migmatite sample gave ages of  $724 \pm 7$  Ma and  $715 \pm 9$  Ma, respectively (corresponding to closure temperatures of  $500^\circ\text{C}$  and  $300^\circ\text{C}$ ), suggesting that the major metamorphic phase in Roded block took place at about 725 Ma. Biotites from two other samples of migmatite gave unreasonably young ages ( $531 \pm 10$ ,  $446 \pm 10$  Ma) which are interpreted to be a consequence of late chloritization. U-Pb dating on zircons from one sample of the quartz diorite yielded a crystallization age of  $634 \pm 2$  Ma (kindly performed by R. J. Stern and W. I. Manton, University of Texas at Dallas).

The Roded block probably represents metamorphism and plutonism in an environment of accreting island arcs and continental collision. The tectono-metamorphic history of the Roded block includes several stages of magmatism, metamorphism and deformation (fig 23). The early stage (ca 725 Ma) is characterized by a high temperature metamorphism (amphibolite facies) at shallow crustal levels, and horizontal shortening that resulted in a penetrative vertical foliation. The later stage, is characterized by cooling, intrusion of quartz dioritic pluton (ca 635 Ma) and intrusion and metamorphism of intermediate dikes. The metamorphism in the dikes was accompanied by a localized ductile deformation with a horizontal and a normal sense of motion suggesting horizontal extension. It is possible that the two deformation regimes are two episodes in a cycle of an orogen. The first is the compression and thickening stage and the second is the decompression and decay of the orogen. The high temperature conditions of greater than  $650^\circ\text{C}$  deduced from the peak metamorphic minerals may have

## Abstract

The Roded block, located north-west of the city of Elat, is one of the northern most exposures of the Arabo-Nubian Shield (fig 1, 2). The main rock type in the Roded block is a quartz-dioritic pluton that intrudes a metamorphic basement that outcrops to the north and south (fig 3, 4). The metamorphic rocks of the south eastern Roded comprise amphibolites and a layered sequence of partially migmatized schists and gneisses containing biotite, plagioclase, quartz and rarely amphibole with garnet and/or cordierite (altered to pinite) porphyroblasts. Aluminum-silicates are notably absent in the migmatites due to the relatively low aluminum content of the rocks. The metamorphic sequence is cut by several generations of metamorphosed schist dikes, with various strike directions that are concordant and discordant to the metamorphic structure of the country rock. The schist dikes contain a variety of amphibole minerals: hornblende, actinolite-hornblende and actinolite.

The pressure-temperature conditions of the Roded block metamorphic rocks reached those of the upper amphibolite facies (fig 7). Maximum temperatures deduced from the chemistries of mineral cores in the amphibolites, cordierite-migmatites, garnet-migmatites and amphibole-schist are  $722\pm 18^{\circ}\text{C}$ ,  $659\pm 21^{\circ}\text{C}$ ,  $631\pm 12^{\circ}\text{C}$  and  $643\pm 6^{\circ}\text{C}$ , respectively, as determined by thermometry based on Mg/Fe exchange between garnet and biotite and Na and Ca exchange between amphibole and plagioclase. Temperatures deduced from mineral rims are systematically lower than those determined from the cores  $662\pm 20^{\circ}\text{C}$ ,  $534\pm 15^{\circ}\text{C}$ ,  $534\pm 20^{\circ}\text{C}$  and  $595\pm 4^{\circ}\text{C}$  in the amphibolites, cordierite-migmatites, garnet-migmatites and amphibole-schist, respectively, and represent either a younger metamorphic event in the lower amphibolite - greenschist facies, or retrograde ionic re-equilibration during the cooling and uplift of the complex. The rim temperatures in the amphibolites are similar to the core temperatures of the migmatite, and it is possible that the mineral cores are of magmatic origin and the rims formed in the peak metamorphic conditions. The maximum pressure conditions reached by the metamorphic rocks were less than 5 kbar (corresponding to 12-15 km depth), as suggested by the peak metamorphic assemblage of the migmatites (biotite+garnet+cordierite). The results point to high geothermal gradient,  $45\text{-}55^{\circ}/\text{km}$ . Thus, it appears that the prograde path of the Roded block migmatites crossed the biotite + staurolite = cordierite + garnet reaction or the biotite + sillimanite = cordierite + garnet reaction, and at the highest temperature of the metamorphism, crossed the water-saturated granitic and possibly tonalitic melting curves. Aluminum in hornblende barometry and amphibole - plagioclase thermometry indicate that the pressure-temperature conditions of the quartz dioritic pluton are 2-3 kbar (corresponding to 5-9 km depth) and  $696\pm 10^{\circ}\text{C}$ , with no differences between cores and rims conditions (fig 7). Amphibole - plagioclase thermometry on the schist dikes indicates  $650\pm 20^{\circ}\text{C}$  in the hornblende grains, and lower temperatures of  $554\pm 14^{\circ}\text{C}$  in the actinolites (fig 7). The hornblende temperatures are similar to the peak temperatures in the metamorphic country rock, and thus it is possible that the schist dikes and the country rock are co-metamorphic. Alternatively, the hornblende could be of magmatic origin. The lower temperatures given by the actinolites in the schist dikes mark a retrograde stage of the P-T path of the Roded block.

The metamorphic fabric of Roded Block rocks include foliation and lineation. The foliation in the country rock is subvertical and strikes to the north-east (fig 18). In places the



The Metamorphism and the Structure of the South  
Eastern Roded Block  
Contribution to the Precambrian Basement  
Evolution Research

Oded Katz

This work submitted as a M.Sc.Thesis in the Institute of Earth Sciences, The Hebrew University, Jerusalem. Under the supervision of Dr. Dov Avigad and Prof. Alan Matthews Institute of Earth Sciences, The Hebrew University, Jerusalem and Dr. Ariel Heimann Geological Survey, Jerusalem



