

האוניברסיטה העברית בירושלים
הפקולטה למתמטיקה ולמדעי הטבע
המכון למדעי כדור הארץ
החוג לגיאולוגיה

**מיפוי קווי חוף של ישראל מתקופות הקרח האחרונות בעזרת נתונים
סייסמיים תלת ממדיים**

**Mapping Israel's Western Paleo-Shorelines From 3D Seismic
Data**

עבודת גמר לתואר מוסמך במדעי הטבע

מוגשת על ידי :

רון אלגון

בהדרכת :

פרופ' אמוץ עגנון

דר' בנימין מדבדב

דצמבר 2019

כסלו תש"ף

הכרת תודה

ראשית ברצוני להודות למדריכי, פרופ' אמוץ עגנון ודר' בנימין מדבדב על ההדרכה הצמודה, הליווי המקצועי, הלימוד וההסברים. על הזכות שניתנה לי ללמוד במכון למדעי כדור"א, לפגוש אנשי מקצועיים ולהכיר כלי מחקר מתקדמים.

לפרופ' יצחק מקובסקי מהחוג למדעים גיאומטריים על שם דר' משה שטראוס בבית הספר למדעי הים על שם ליאון צ'רני באוניברסיטת חיפה על הגישה לנתונים ולמעבדת המחקר בניהולו.

למשה פוליתי על העצות המקצועיות הטובות ועל הנתונים הסיימיים.

תודה רבה לדר' ג'ון הול על התרומה המקצועית, העצות והציוד המתקדם במרכז ניב.

לפרופסור משה רשף, על מסירת קוביית המהירויות של נפח גבריאלה והנתונים הטכניים שלה ועל העזרה המקצועית.

לדר' עמוס שירן, על העזרה עם נתוני הגילים של הקידוחים הגיאוטכניים.

תודה לקרן הדו-לאומית ישראל גרמניה, מענק מספר 1-1280-301.8

לחברי למרכז ניב ובמיוחד לאסנת ברנע ויניב דרבסי על העזרה והעצות המקצועיות והחבריות בתחומים רבים.

תודה גדולה ומיוחדת לאשתי אביגיל ליטוויק אלגון על התמיכה והעזרה ועל כך שלקחה המון על כתפיה בכל תקופת הלימודים והמחקר וכמובן לשלושת ילדי כפיר, רם ויותם שנולדו במהלך תקופת התואר.

תקציר

מיקומו של קו החוף המערבי של ישראל בתקופות הקרחוניות האחרונות מבוסס ברובו על התאמת עקומת מפלס הים הגלובלי לבתימטריה של הים התיכון תוך הנחה כי לא חל בזו שינוי מאז התקופות הקרחוניות האחרונות. לכן, קו החוף ממוקם בעומק האאוסטטי של שיא תקופת הקרח. קו חוף זה לא מופה באופן ממשי בנתונים סייסמיים תלת מימדיים ברזולוציה גבוהה.

הקרחונים שנוצרו במהלך התקופות הקרחוניות האחרונות גרמו לירידת מפלס הים הגלובלי בכ-120 מ' בממוצע וקו חוף המערבי של ישראל נדד מערבה. מפלס הים נשאר במצבו כמה אלפי שנים עד הפשרת הקרחונים שגרמה לעליה חדה במפלס הים.

במחקר זה, פוענחו סקרים סייסמיים תלת מימדיים ברזולוציה גבוהה (בזמן ובעומק) וסקרי ספארקר דו מימדיים ברזולוציה גבוהה הממוקמים מערבית לקו החוף המערבי של ישראל מעתלית בצפון ועד תל אביב מדרום. הפענוח אפשר מיפוי פאליאו-קונטור השייך לאחת מתקופות הקרח האחרונות. הפאליאו-קונטור עובר דרך נקודות ההיצבטות – Pinchouts (הנקודה בה שני אופקים מתמזגים לאופק אחד) לפי הרצפים הסטרטיגרפיים. הפאליאו-קונטור שמופה ושייך ככל הנראה לאחת מתקופות הקרח האחרונות ממוקם במרחק של 14-16 ק"מ מערבית לחוף הנוכח. הפאליאו-קונטור המצא בעומק של כ-130 מטרים מתחת לפני הים מכוסה ב-עד 45 מטרים של סדימנטים ובעומק מים של עד 100 מטרים. קו זה נמצא בהתאמה עם המפלס האיאוסטטי של תקופות הקרח האחרונות. בהנחה שקו זה מהווה את קו החוף של תקופת הקרח האחרונה (LGM), קצב הסדימנטציה במזרח הים התיכון מוערך ב-1-7.0.9 מ"מ לשנה.

הנפחים הסייסמיים פוענחו בעזרת תכנת פטרל (Petrel™) של חברת Schlumberger והחתכים הדו מימדיים פוענחו באמצעות תכנת Paradigm™ של חברת Emerson E&P. הופעלו אטריביוטים דוגמת "RMS AMPLITUDE" בכדי להבליט שינויים באופי הטבעי של המחזירים הסייסמיים ומאפשרים זיהוי טוב יותר של מאפיינים שאינם מוצגים היטב בהצגה רגילה. עקב שינויי צפיפות ברפלקטורים המאפיינים אזורים חופיים האטריביוטים מדגישים את הקווים האפשריים.

בכדי לנסות להעריך את גיל הפאליאו-קונטור, נתונים אלו הושו עם דגימות שנאספו בקידוחים גיאוטכניים מול חופי דור (כ-10 ק"מ מקו החוף וכ-600 מטרים מזרחית לפאליאו-קונטור) בעומקי מים של כ-90 מטרים והניבו גילים של 14 אלף שנים ו-35 אלף שנים בעומק של 28.1 מ' ו-33.7 מ' (מתחת לקרקעית הים) בהתאמה (118.3 ו-123.7 מטרים מתחת לפני הים בהתאמה). גילים אלו תואמים את קצב הסדימנטציה שהוזכר למעלה.

מכיוון שלמעט בגופי מים משוכבים לא מוכר תהליך שאינו חופי השומר על איזובת, המסקנה היא כי הפאליאו-קונטור שמופה בעבודה זו הוא קו חוף קדום הנמצא ברובו באותו טווח עומקים פרט לאזורים שהיו נתונים לתהליכים טקטוניים דוגמת גלישות תת ימיות.

בחינה עתידית של נפחים תלת מימדיים מדרום עשויה לאפשר את הארכת מיפוי הפאליאו-קונטור של תקופת הקרח האחרונה דרומה. באמצעות מיקום קווי חוף קדומים ניתן לייצר מודל אמין של שינויי מפלס הים הקדום ולשחזר תנאים ותהליכים ששררו בתקופה בה מפלס הים התיכון היה נמוך בעשרות מטרים ממפלסו היום במהלך הרביעון המאוחר.

תכן עניינים	
1 מבוא	1
1.1 הקדמה	1
1.2 מפלס הים	1
1.3 תקופות קרח אחרונות	2
1.4 הים התיכון במהלך תקופות הקרח	4
1.5 גיאולוגיה רגיונלית	5
1.5.1 סטרטיגרפיה	5
1.5.2 השקעת סדימנטים	6
1.6 טקטוניקה	8
2 מטרות המחקר	8
3 חשיבות המחקר	8
4 נתונים ושיטות	9
4.1 נתונים	9
4.1.1 נפח גבריאלה (Gabriella)	9
4.1.2 מודל המהירויות של נפח גבריאלה	9
4.1.3 נפח ישראלמקו – צפון מרכז (Isramco – NC)	10
4.1.4 סקרי ספארקר בהפרדה גבוהה	10
4.1.5 נתוני תיארוך גילים	10
4.2 שיטת הרפלקציה הסייסמית	10
4.2.1 סקרי רפלקציה סייסמית תלת ממדיים	11
4.2.2 הפרדה (רזולוציה) סייסמית	11
4.2.3 הפרדה אפקית	11
4.2.4 הפרדה אנכית	11
4.2.5 יתרונות ומגבלות הנתונים (תלת ממדיים ודו ממדיים)	12
4.3 פענוח נתונים	13
4.3.1 מטרות הפענוח	13
4.3.2 חישוב תכונות סייסמיות (אטרבייטים)	13
4.4 מהלך העבודה	17
4.4.1 המרה לעומק	17
4.4.2 פענוח ראשוני	18
4.4.3 פענוח בהפרדה גבוהה	18
4.4.4 פענוח מתקדם בעזרת תכונות סייסמיות ותרומתו	19

19.....	מיפוי אופקים ונקודות היצבטות בחתכים דו-ממדיים בהפרדה גבוהה.	4.4.5
19.....	מתן פרשנות.....	4.4.6
20.....	תוצאות.....	5
20.....	פאליאו-קונטור.....	5.1
21.....	חישוב תכונות סייסמיות.....	5.2
21.....	מיקום קו החוף.....	5.3
22.....	אלמנט חופי.....	5.4
36.....	דיון.....	6
36.....	מחקרים קודמים.....	6.1
38.....	מודלים להיווצרות קו החוף.....	6.2
43.....	מסקנות.....	7
45.....	מקורות.....	

רשימת איורים

3.....	איור 1: עקומת מפלס הים הגלובאלי ב-150,000 השנים האחרונות.....
4.....	איור 2: תוצאות הערכה איזוסטטית ראשונית עבור הקמרינה אזור המהווה מיקום קריטי לשליטה בשחלוף המים במיצרי גיברלטר (Rohling et al., 2014).....
5.....	איור 3: מפלס הים מתוך תצפיות ארכיאולוגיות לאורך חופי הים התיכון (Sivan et al., 2001).....
6.....	איור 4: טבלה סטרטיגרפית (Fleischer, 2002).....
7.....	איור 5: מפת מיקום המחקר והסקרים.....
12.....	איור 6: דוגמא להפרדה אנכית בנתונים סייסמיים בעומק.....
13.....	איור 7: היתרונות בשילוב שני הסקרים במחקר.....
17.....	איור 8: מודל היתד (Wedge modeling).....
18.....	איור 9: השוואה בין הנפחים לאחר ההמרה לעומק.....
19.....	איור 10: Instantaneous Phase Attribute.....
20.....	איור 11: מיפוי התחלתי בנפח גבריאלה.....
22.....	איור 12: חתכים מייצגים של אופקי ההשקעה.....
23.....	איור 13: היסטוגרמות מיפוי נקודות קו החוף.....
24.....	איור 14: התפלגות העומקים לאורך קו החוף מצפון לדרום.....
25.....	איור 15: קו החוף כפי שמופה ידנית בנפחים ישראלים וגבריאלה.....
26.....	איור 16: משטח LS בתצוגת תלת ממד על גבי נפח גבריאלה.....
27.....	איור 17: משטח LS בתצוגת מפה.....
28.....	איור 18: קו החוף הקדום ביחס לאיזובת 120- מטרים וקו החוף הנוכחי.....
29.....	איור 19: השוואה בין מיפוי קו החוף הקדום והמשטח התחתון (LS) בנפח ישראלים.....
30.....	איור 20: משטח LS בתצוגת מפה בנפח ישראלים לאחר המרה לעומק.....
31.....	איור 21: משטח LS המאוחד בתצוגת מפה מתוך נפח גבריאלה ונפח ישראלים לאחר המרה לעומק.....
32.....	איור 22: אטריביוט Spectral Decomposition על נפח ישראלים בציר Z בעומק ms176.....
33.....	איור 23: אטריביוט RMS על המשטח העליון בנפח ישראלים (בזמן).....
34.....	איור 24: אטריביוט RMS על המשטח העליון הן בנפח גבריאלה (בעומק) והן בנפח ישראלים (בזמן).....

איור 25:	משטח האלמנט החופי כפי שמופה בנפחים גבריאלה וישראלמקו (לאחר ההמרה לעומק)	35
איור 26:	תיאור אופקי ההשקעה והמאפיינים השונים בחתך בהפרדה גבוהה	36
איור 27:	משטח A מתוך עבודות קודמות	37
איור 28:	תרשים סכמטית של סדר ההשקעה במודל 1	40
איור 29:	תיאור סכמטי של המשטחים הנוצרים כתוצאה משחיקת פני החוף ע"י אנרגיית הגלים בעת עליית המפלס	41
איור 30:	פירוט של המשטחים הסטרטיגרפיים באזור המעבר בין סביבה עם משקעים פלוביאליים לבין סביבה עם משקעים ימיים רדודים	41
איור 31:	סימון סכימטי של מיקום הגילים על גבי חתך IC15SP01	42
איור 32:	השוואת המיפוי של המשטח התחתון למיפוי משטח SB-02	44

טבלאות

טבלה 1:	חלוקה לתקופות של השלבים האיזוטופיים הימיים (MIS) ב-450 אלף השנים האחרונות	2
טבלה 2:	מינוח ממחקרים קודמים למשטחים שמופו בעבודה זו	36
טבלה 3:	חישוב קצבי הסדימנטציה האפשריים לכל תקופת גלציאל	43

1 מבוא

1.1 הקדמה

מיקומו של קו החוף המערבי הקדום של ישראל במהלך תקופות הקרח האחרונות מבוסס ברובו על התאמת מפלס הים הגלובאלי לבתימטריה של הים התיכון תוך הנחה כי זאת לא השתנתה הרבה (Schattner et al., 2010). לכן, ההערכה היתה כי קו החוף הקדום נמצא בעומק האיזוסטטי של שיא תקופות הקרח האחרונות. הנחה זו מפרה את קיומה של איזוסטזיה כתגובה להעמסה של 120 מטרים של מים וזאת בלי לקחת בחשבון סדימנטציה (או בלייה לפי העניין). אילוץ עצמאי למיקומו של קו החוף התקופות הקרח ניתן להשיג ע"י סטרטיגרפיה סייסמית (Catuneanu, 2006).

מספר מחקרים זיהו את אי ההתאמה של ההצפה (טרנסגרסיה) שבאה לאחר שיא התקופה הקרחונית האחרונה (Schattner et al., 2015; Hübscher et al., 2016; Lazar et al., 2016; Arnon, 2017), אך אלו לא זיהו במדויק את מיקומו של קווי החוף. היתרון של נתונים סייסמיים תלת ממדיים בהפרדה גבוהה הוא בכך שניתן בעזרתם לבחון את קווי החוף שמקורם הוא בניתוח של חתכים סייסמיים דו ממדיים. כיפות הקרח בקווי הרוחב הגבוהים שנוצרו במהלך תקופות הקרח האחרונות גרמו לירידה איזוסטטית במפלס הים של כ-120 מטרים, ירידה זו גרמה לנסיגתו מערבה של קו החוף המערבי של ישראל. מפלס הים נשאר במצבו הנמוך (Low Stand – LST) עד אשר הפשרת קרחונים גרמה לעליה חדה במפלס הים.

במחקר זה פוענחו נתונים סייסמיים תלת ממדיים (חלקם בזמן וחלקם בעומק) יחד עם נתונים סייסמיים דו ממדיים בהפרדה גבוהה (בזמן), תוצאות הפענוח אפשרו מיפוי של פאליאו-קונטורים ואופקים מערבית לחופי ישראל בים התיכון.

1.2 מפלס הים

מפלס הים היחסי נמדד בשינוי היחסי שבין משטח הים ומשטח היבשה. מפלס הים מושפע על ידי כמה גורמים המשתנים במשך זמן ההשפעה שלהם כאשר ככל שהסדר גבוה יותר כך תדירות האירועים פוחתת (Catuneanu, 2006);

- אירועים מסדר ראשון: טקטוניקת הלוחות - ביקוע והיווצרות של יבשות על - 200-400 מליון שנים.
- אירועים מסדר שני: שינויי נפח במרכזי ההתפשטות אוקייניים - 100-10 מליון שנים.
- אירועים מסדר שלישי: פעילות טקטונית בתוך הלוח - 10-1 מליון שנים.

• אירועים מסדר רביעי/חמישי: שינוי בנפח האוקיינוסים כתוצאה משינויים במסילת כדור"א (שינויים באליפטיות המסלול של כדור"א סביב השמש או שינויים בנטיית ציר הסיבוב של כדור"א סביב עצמו) - 1-0.01 מיליון שנים (תקופות קרח, מחזורי מילנקוביץ').

אחד הגורמים מסדר רביעי המשפיעים על מפלס הים בתקופות קרחוניות ותקופות בין קרחוניות הוא שיחלוף המים בין האוקיינוסים לבין משטחי הקרח היבשתיים. עלייה (התקרחנות) או ירידה (הפשרה) בנפח של משטחי הקרח היבשתיים גורמת לשינוי נפח המים ומפלס האוקיינוסים. עליית המפלס מכבידה על אגני ההשקעה של האוקיינוסים המשתפלים בהתאם ותנועות מאסה אלו גורמות לשינוי בשדה הכובד ובגיאואיד של כדור"א (Lambeck and Purcell, 2005).

1.3 תקופות קרח אחרונות

ב-450 אלף השנים האחרונות של הרביעון המאוחר אירעו מספר אירועי התקרחנות והפשרה (הנקראים "שלב איזוטופי ימי" - Marine Isotopic Stage – MIS), שגרמו לנסיגה ועלייה של מפלס הים בעולם. במהלך תקופות הקרח נוצרו משטחי קרח יבשתיים באזורי הקטבים וכתוצאה מכך מפלס הים הגלובלי ירד. כמות הירידה כמו גם משך הזמן בו הים היה במצבו הנמוך ביותר השתנו בכל תקופה (טבלה 1). בתקופות הקרח האחרונות, כתוצאה מירידת המפלס ב-120 מטרים קו החוף המערבי של ישראל נדד מערבה בכמה קילומטרים, דבר זה אירע פעמיים ב-140 אלף השנים האחרונות (אירועים 1, 2):

1. לפני כ-140 אלף שנים (MIS-6).

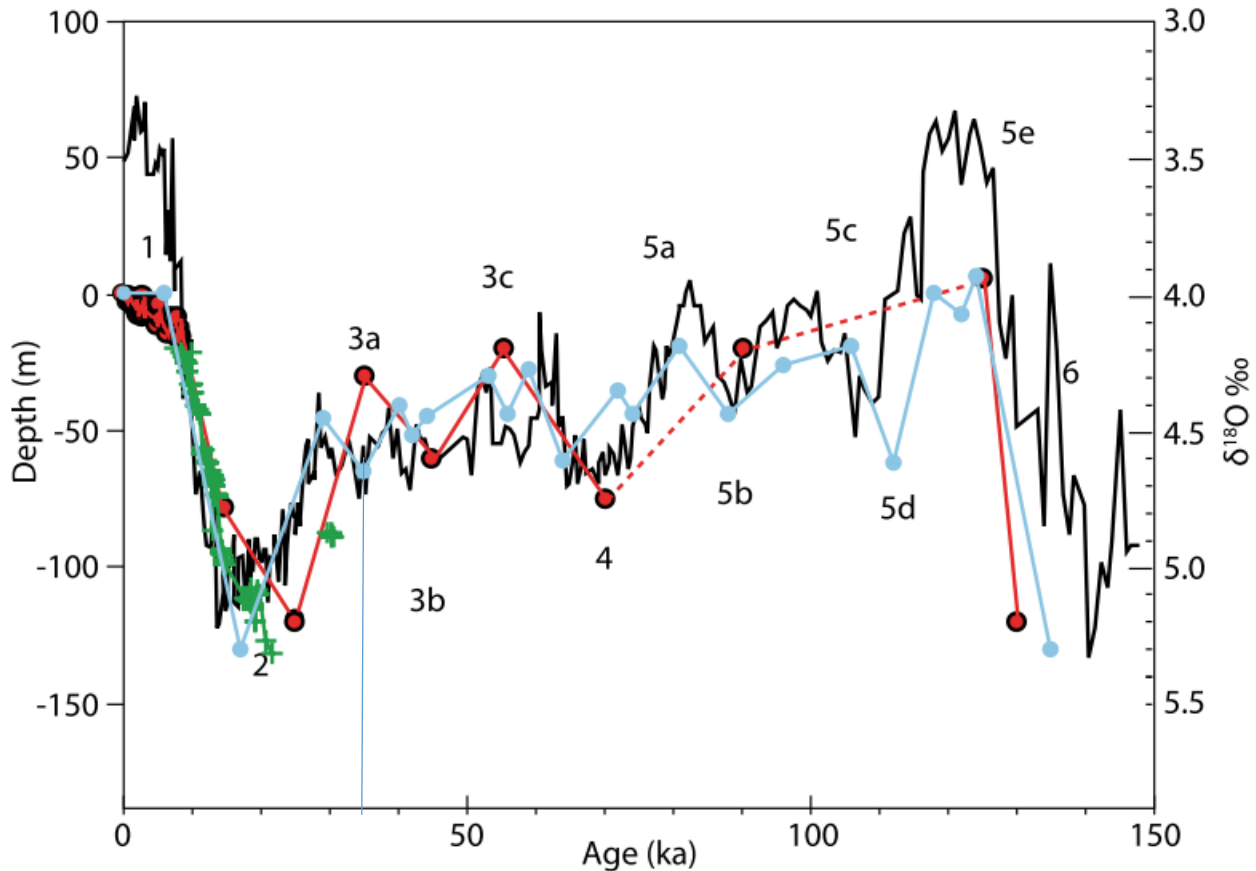
2. לפני כ-26 אלף שנים (MIS-2).

תקופת הקרח האחרונה ארעה לפני כ-26-33 אלף שנים ונמשכה כ-7.5 אלף שנים במהלכה ירד מפלס הים בכ-120 מ' בממוצע. הפשרת הקרחונים בהמיספירה הצפונית לפני כ-20 אלף שנים גרמה לעליה חדה במפלס הים. עלייה חדה נוספת נגרמה כתוצאה מהפשרת הקרחונים במערב אנטרקטיקה לפני כ-14.5 אלף שנים (Clark et al., 2009).

Summary of glacial stages over the last 140 Kyear			
The event	Sea level (m) relative to the current sea level	Time (thousands of years)	MIS
Glaciation peak	-5±120	7±130/130	6
Deglaciation peak & partial glaciation (in stages a-e)	5e' 5±6 – 5b' 5±20 –	123-71 5e 5±125 – 5b 10±90 –	5
Continuation of glaciation	-5±75 מ'	10±57/70	4
Partial deglaciation (in few stages)	3c' 5±20 – 3b' 5±60 – 3a' 5±30 –	29 3c 10±55 – 3b 10±45 – 3a 7±35 –	3

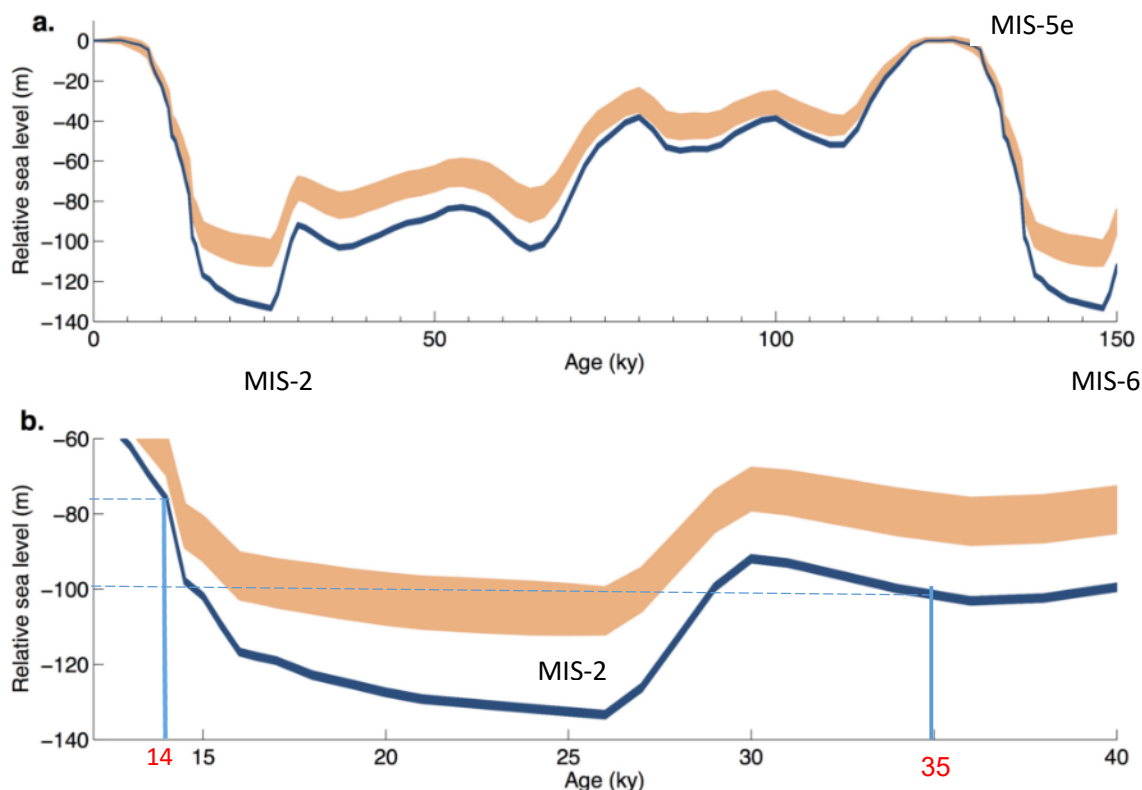
Peak of LGM	-5 ± 120 מ'	14/21	2
	-3 ± 78 מ'	0.5 ± 14.4	

טבלה 1: חלוקה לתקופות של השלבים האיזוטופיים הימיים (MIS) ב-450 אלף השנים האחרונות (Lisiecki and Raymo, 2005; באדום, נתונים מתוך (Wright et al., 2009))



איור 1: עקומת מפלס הים הגלובאלי ב-150,000 השנים האחרונות

- באדום - תקופות הקרח האחרונות בפלייסטוקן העליון וההולוקן מנתונים שנאספו משולי האוקיינוס האטלנטי האמריקאי (Wright et al., 2009).
 - בכחול - השוואה לנתוני מפלס חצי האי הואן בפפואה גינאה החדשה.
 - בירוק - נתוני ברבדוס.
 - בשחור - נתוני $\delta^{18}\text{O}$.
- קיימת התאמה כמעט מלאה בין מפלס הים לבין עקומת $\delta^{18}\text{O}$ פרט להולוקן ול-MIS5e (Wright et al., 2009).



איור 2: תוצאות הערכה איזוסטטית ראשונית עבור הקמרינה אזור המהווה מיקום קריטי לשליטה בשחלוף המים במיצרי גיברלטר (Rohling et al., 2014) באדום – גילים שנמדדו מתוך קידוחים גיאוכימיים (AMPHIBIO Ltd, 2016) במיצרי

1.4 הים התיכון במהלך תקופות הקרח

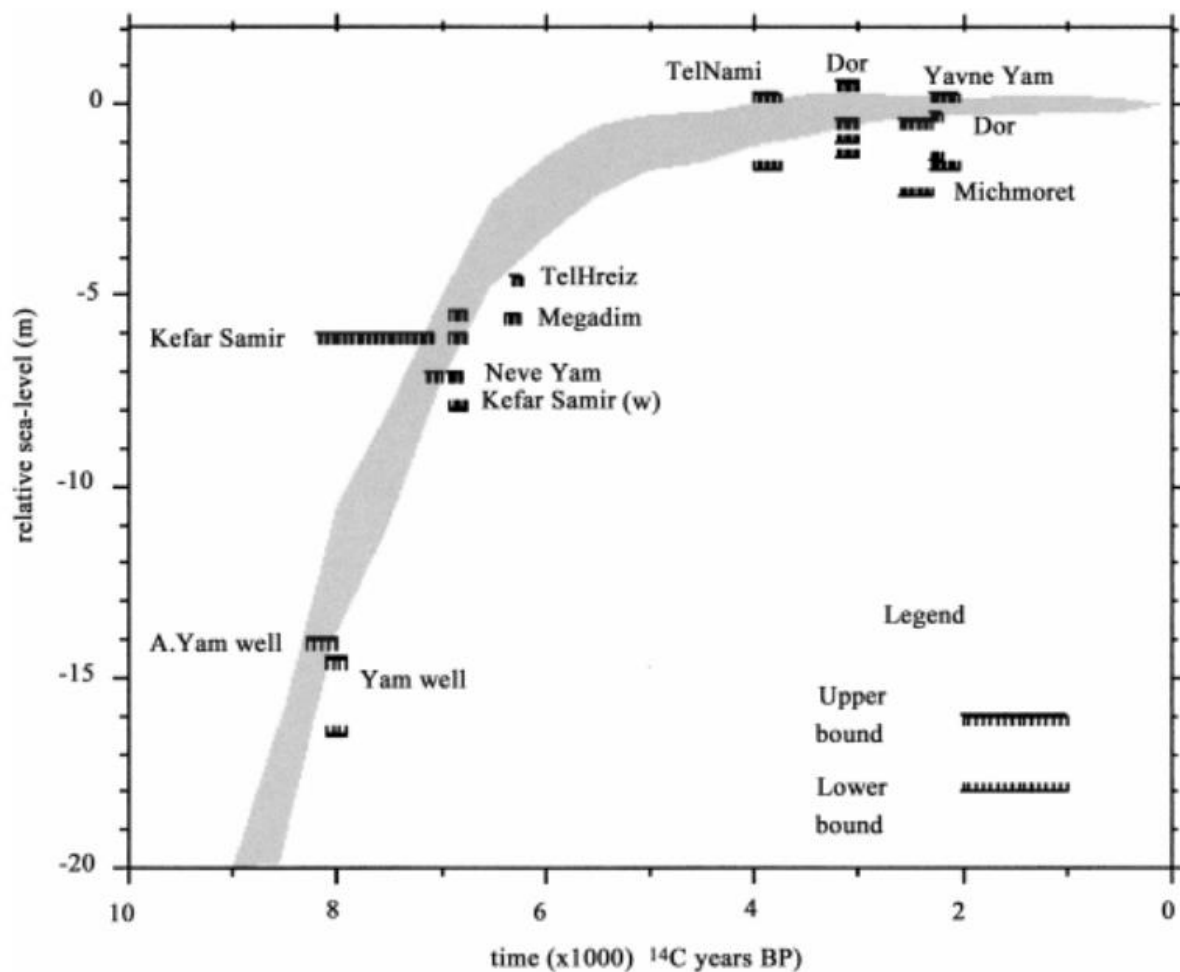
מפלס הים התיכון חווה שינויים רבים במהלך התקופות הקרחוניות, לשינויים אלו ניתן למצא גם עדויות גיאולוגיות וגם עדויות ארכיאולוגיות (Lambeck and Purcell, 2005).

מודל ICE-3G deglaciation (Tushingham and Peltier, 1992) חוזה התאמה של מפלס הים במזרח הים התיכון למפלס הים הגלובלי כפי שהוגדר בעקומת המפלס של ברבדוס המבוססת על תיארוך של אלמוגים (Smith et al., 1995).

עם הופעת משטחי קרח יבשתיים בתקופות הקרח האחרונות ברביעון, ירד מפלס הים התיכון לחופי ישראל עד כ-120 מטרים ממפלס הים הנוכחי, וקו החוף המזרחי של הים התיכון נדד מערבה מספר ק"מ (Enzel et al., 2008).

על פי ממצאים ארכיאולוגיים בחוף הכרמל, תוארכה עליית מפלס הים (איור 3) (Sivan et al., 2001):

- לפני 8 אלף שנים מפלס הים התיכון עמד על 16.5- (± 1) מטרים מתחת למפלס הנוכחי.
- לפני 7 אלף שנים הוא עמד על כ-7- מטרים מתחת למפלס הנוכחי.
- לפני 6 אלף שנים המפלס כבר עמד על גובה של 4.5- מטרים מתחת למפלס הנוכחי.
- לפני כ-2000-3000 שנים התאזן המפלס על רמתו הנוכחית.



איור 3: מפלס הים מתוך תצפיות ארכיאולוגיות לאורך חופי הים התיכון (Sivan et al., 2001).

מחקר סייסמי באזור הארגוליס ביוון, מצא כי קו החוף הנמוך ביותר בתקופת הקרח האחרונה (LGM) הגיע לעומק של בין 115- ל-118 מ', עומקים אלו תואמים את ערכי המפלס הגלובלי כפי שחושב במחקרים רבים. בנוסף לכך, התגלו מאפייני חוף דוגמת צלקות, תעלות, לגונות, חופים ורכסי חופים שהעידו כי למרות העלייה החדה לכאורה במפלס הים הייתה הדרגתיות שאפשרה למאפיינים אלו להתפתח (van Andel and Lianos., 1984).

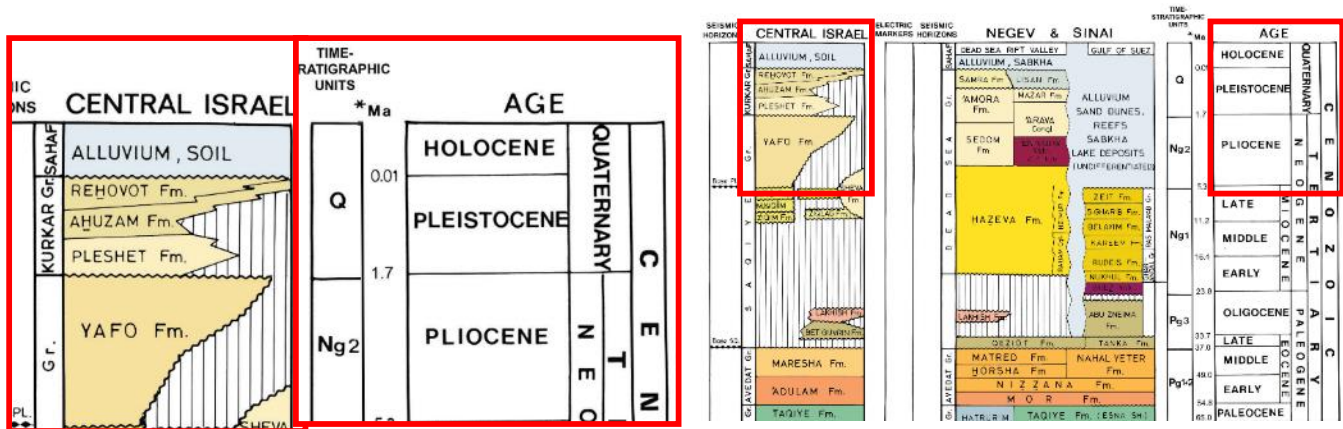
1.5 גיאולוגיה רגיונלית

1.5.1 סטרטיגרפיה

היחידות הסטרטיגרפיות בטווח העומק אשר מופה בשטח המחקר כוללות את חבורת כורכר מגיל פלייסטוקן-הולוקן, תצורת פלשת ותצורת יפו מחבורת סקיייה מגיל פליוקן (איור 4).
תצורת יפו: מחבורת סקיייה, מורכבת בעיקר מחוואר המושקע בים עמוק (Gvirtzman and Reiss, 1965).

תצורת פלשת: סלעי חול ימיים עם תלכיד קרבונטי (Gvirtzman and Buchbinder, 1969).

חבורת כורכר: חבורה מגיל פלייסטוקן-הולוקן המורכבת מחילופים של סלעי חול עם ליכוד קרבונטי איאוליים וימיים (סלעי כורכר) עם סלעי חול סילטיים-חרסיתיים אדמדמים (חמרה), סילט, חרסית, חול חופשי וקונגלומרט. צורתה של עדשה ועובייה במרכז הוא כ-250 מ'. החבורה יושבת ככל הנראה בהתאמה מעל תצורות יפו (Gvirtzman et al., 1983).

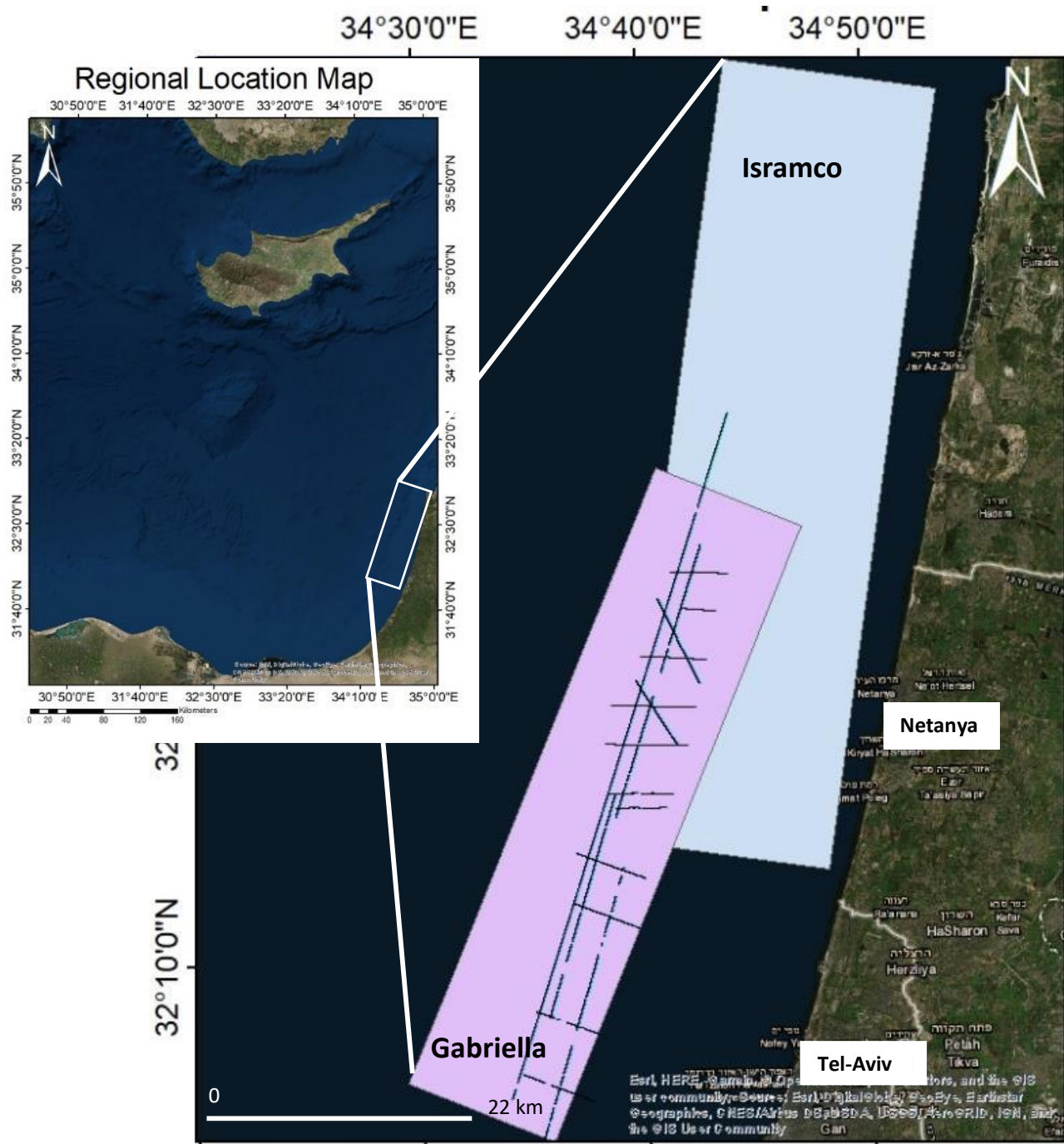


איור 4: טבלה סטרטיגרפית (Fleischer, 2002)

1.5.2 השקעת סדימנטים

הנילוס הוא מקור הסדימנטים העיקרי של חופי מזרח הים התיכון. החופים המזרחיים והדרומיים של הים התיכון הם חלק מהתא הליטורלי של הנילוס המתחיל באבו-קיר – מצריים ומסתיים במפרץ חיפה – ישראל; אורכו של תא זה הינו כ-650 ק"מ והוא מהארוכים בעולם (Inman and Jenkins, 1984). קצבי השקעה שונים חושבו לחלקים שונים ברביעון.

- בפלייסטוקן אמצעי-עליון קצבי השקעה מגיעים ל-0.5 מ"מ לשנה (Lang, 2015b).
- קצב הסדימנטציה בדלתת הנילוס גבר והגיע לכדי 2.9-9.1 מ"מ לשנה בין 6550 ל-1000 לפני ההווה (Krom et al., 2002) קצב זה מניב כ-30 מטרים במהלך תקופה זו, לכן ניתן להניח כי קצב אספקת הסדימנטים ע"י הנילוס גבר והסדימנטציה בתקופה שלאחר ה-LGM הייתה גבוהה יותר.
- דוגמאות מקידוחים רדודים שנאספו מול חופי אשקלון תוארכו הגילים הבאים (Porat et al., 2003):
 - דוגמה מעומק מים של 25 מטרים בעומק 10 מטרים מקרקעית הים – גיל של כ-5 אלף שנים - מלמד על קצב השקעה של כ-2 מ"מ לשנה.
 - דוגמה מעומק מים של 5 מטרים בעומק של 30 מטרים מקרקעית הים - גיל של כ-22.5 אלף שנים (תקופה בה אזור זה היה חשוף (איור 2ב') מלמד על קצב השקעה של כ-1.3 מ"מ לשנה.



איור 5: מפת מיקום המחקר והסקרים

1.6 טקטוניקה

החופים המזרחיים של הים התיכון נחשבים כאזור יציב יחסית מבחינה טקטונית מפני שמיקום הסדימנטים של הסביבה הימית הרדודה הוא כמעט קבוע עם מעט תנועה אנכית ב-120 אלף שנים האחרונות (Lambeck and Purcell, 2005).

המיקום בו נמשכים העתק הכרמל והריפט של סואץ אל הים הם המשפיעים העיקריים של שולי האגן הפאסיביים של דרום הלבנט. פרוגרדציה של סדימנטים על גבי מבנה כפייתי של 1.5-2 ק"מ יצרה את מדף ומדרון היבשת של ימינו (Ginzburg et al., 1975). לכן, בעוד הביקוע המזוזואי יצר את שולי האגן הפאסיביים של הלבנט, מאפייני האגן כיום נוצרו באירועים ניאוגניים-רביעוניים כאלה הם ההעתקים הפעילים המגיעים אל קרקעית הים בעומק מים של כ-400 מ' (Garfunkel, 1984).

2 מטרות המחקר

המחקר מתמקד בקווי חוף מתקופות הקרח האחרונות הניתנים לזיהוי בנפחים הסייסמיים "גבריאלה" ו"ישראל-קו" - צפון מרכז" (איור 5) יחד עם נתונים סייסמיים דו ממדיים בהפרדה גבוהה, מיפויים ותיארוך יחסי שלהם.

מטרות המחקר הן:

- **שיחזור מפלסי הים היחסי בתקופות קרחוניות מאוחרות במזרח הים התיכון, מערבית לחופי ישראל ושיחזור קווי חוף קדומים וסביבתם** - באמצעות מיפוי נקודות ההיצבטות (Pinchouts) בנתונים סייסמיים תלת ממדיים. שיחזור זה מהווה כלי לתיארוך יחסי עבור אופקי ההשקעה אשר פוענחו בעבודה זו ובעזרתם ניתן יהיה לשייך את קווי החוף לתקופה קרחונית.
- **שיחזור פעילות איזוסטטית וטקטונית (או כשלי מדרונות לפי העניין) על קווי חוף קדומים באזור המחקר ברביעון המאוחר** - מיקומו של קו החוף הקדום, ביחס לקו החוף הנוכחי יכול לעזור בהבנה מורפולוגית של האזור והתהליכים שעברו מאז תקופות הקרח האחרונות, שיחזור פעילות איזוסטטית וטקטונית באמצעות קילוף לאחור של השכבות ע"פ קצב סדימנטציה, צפיפות, דה-קומפקציה (לא נלקח בחשבון בעבודה זו).
- **תרומה לבניית מודל מייצג למפלס הים התיכון ברביעון המאוחר** - בעזרת המטרות הנזכרות למעלה, ניתן לייצר מודל בהפרדה גבוהה יותר עבור מפלס הים התיכון ברביעון המאוחר ולהשוות אותו לעקומת מפלס הים העולמית ולעקומה ממפרץ אילת. ההבדל בין השתיים אמור לתת את תרומת ההידרו-איזוסטזיה של הים התיכון שכן התרומה למפרץ אילת זניחה (Shaked et al., 2004).

3 חשיבות המחקר

במחקר זה מופה פאליאו-קונטור מתקופות הקרח האחרונות מתוך נתונים סייסמיים תלת מימדיים, התורמים ליצירת מודל מייצג למפלס הים התיכון ברביעון המאוחר.

לשם יצירת מסגרת זמנים גיאולוגית יש להעריך את קצב השקעת סדימנטים, זאת בהתבסס על פענוח אופקים המגדירים את קרקעית הים בתקופות שונות ועל ידי חישוב עובי הסדימנטים הכלוא בין אופקים אלו. מעבר לתרומה הברורה של מסגרת כזאת היא תאפשר את השגת המטרות המפורטות בסעיף 2.

4 נתונים ושיטות

4.1 נתונים

הנתונים בהם השתמשתי במהלך המחקר הם מתוך סקרים סייסמיים תלת ממדיים שנערכו ע"י חברות אדירה (גבריאלה) ומודיעין אנרגיה (ישראלמקו) למטרות חיפוש של הידרוקרבונים במיוחד בשכבות העמוקות (ומשום כך סקרים אלו מגיעים עד לשכבות מגיל יורא) מול חופי ישראל, בנוסף לנתונים סייסמיים דו ממדיים שנאספו לצרכי מחקר ע"י צוות החוג למדעים גיאוימיים על שם דר' משה שטראוס בבית הספר למדעי הים על שם ליאון צ'רני באוניברסיטת חיפה (איור 5). מחקר זה התמקד בשכבות העליונות בלבד.

4.1.1 נפח גבריאלה (Gabriella)

נפח גבריאלה (איור 5) – סקר סייסמי תלת ממדי המכסה פני שטח של 525 קמ"ר בממד העומק ובדגימה מרחבית של 25X12.5 מטר שנאספו כ-10 ק"מ מערבית לחופי נתניה (איור 7). הסקר כולל את כל הסדימנטים המאוחרים לאירוע המאסיני – חבורת סקיייה וחבורת כורכר. מחקר זה עוסק רק בחלקו העליון של הנפח (חבורת כורכר). קידוחים שנקדחו בתחומי סקר זה אינם מכילים פירוט של חלקו העליון של החתך אינם תורמים למחקר זה.

4.1.2 מודל המהירויות של נפח גבריאלה

מודל המהירויות של נפח גבריאלה ניתן לי באדיבות על ידי פרופ' משה רשף מהמחלקה לגיאופיזיקה ומדעים פלנטריים באוניברסיטת תל אביב.

מודל המהירויות מגיע מתוך עיבוד הנתונים והוא כולל בתוכו מספר שלבים:

- הסרת החזרות כפולות (מולטיפלס):
 - החזרות כפולות – הן החזרות של האנרגיה הסייסמית יותר מפעם אחת אל הקולטנים, עוצמת ההחזרה תלויה מאד בחוזק המחזיר (לדוגמה- ההחזרה הנפוצה ביותר היא ההחזרה של קרקעית הים).
 - יצירת מודל מהירויות ראשוני כחלק מתהליך מגרציית קירקהוף.
 - השוואה של התמונה שהתקבלה לקידוחי דלתא וים-יפו בכדי לבחון את הדיוק שלך פונקציית המהירויות.

מודל המהירויות מכיל את מהירויות הגלים בתת הקרקע בשטח סקר גבריאלה אשר בחלקו הצפוני חופף עם חלקו הדרומי של נפח ישראלמקו. בעזרת מודל זה ניתן היה להמיר את נפח ישראלמקו ממד הזמן לממד העומק. המרת נפח ישראלמקו אפשרה לעבוד באותו ממד בשני הנפחים.

4.1.3 נפח ישראלמקו – צפון מרכז (Isramco – NC)

נפח ישראלמקו (איור 5) - סקר סייסמי תלת ממדי טרם העברתו סטקינג במגרציית זמן, סקר זה מכסה כ- 825 קילומטרים רבועים בין חופי עתלית לחופי געש, בעל דגימה מרחבית בגרידים של 12.5×12.5 מטרים.

4.1.4 סקרי ספארקר בהפרדה גבוהה

באדיבותו של פרופ' יצחק מקובסקי מהחוג למדעים גיאומיניים על שם דר' משה שטראוס בבית הספר למדעי הים על שם ליאון צ'רני באוניברסיטת חיפה, ניתנה לי גישה לסקרים חד ערוצים (single channel) בהפרדה גבוהה בממד הזמן, הממוקמים מערבית לחופי נתניה וברובם חופפים את אזור המחקר בסקרי "גבריאלה" ו"ישראלמקו".

עקב היותם בהפרדה גבוהה סקרים אלו תרמו למחקר בכך שחשפו מאפיינים חבויים שלא ניתן היה לראותם בסקרים שהוזכרו למעלה (איורים 7, 12).

4.1.5 נתוני תיארוך גילים

הערכת הגילים מתוך קידוח SB1-P3 נמדדה עבור סקר סיכונים סייסמיים שנערך על ידי דר' עמוס שירן בשנת 2016 במעבדת "Fugro Ltd". סקר זה פורסם כפרק בדו"ח תנ"ס ימי 1 (תכנית ניטור סביבתית) של חברת אמפיביו (AMPHIBIO Ltd, 2016).

דוגמאות הסדימנט נלקחו מקידוח שנקדח בעומק מים של כ-90 מטרים ובעומק סדימנט של 28.1 ו-33.7 מטרים מתחת לקרקעית הים, דוגמאות אלו הניבו גילים של 14,000 שנים ו-35,000 אלף שנים בהתאמה. גילים אלו נקשרו לאופקים שמופּו במחקר זה ושימשו כבסיס ליצירת מודל קונספטואלי.

4.2 שיטת הרפלקציה הסייסמית

שיטה זו שימושית ביותר כאשר רוצים לקבל חתך או "תמונה" של תת הקרקע ובכך להעריך את יחסי השדה ואנומליות בתת הקרקע עד לעומק של מס' ק"מ וזאת על בסיס עקרונות התפשטות הגלים. בעזרת מקור אנרגיה מלאכותי (פיצוץ, רובי אויר, מכת פטיש וכדומה) משדרים גלים המפשטים בתת הקרקע ומוחזרים אל פני השטח כאשר נתקלים במגע בין אופקי המסלע בעלי תכונות פיזיקליות שונות, הגלים החוזרים אל פני השטח מתועדים על ידי קולטנים (גיאופונים/הידרופונים). זמן החזרה של הגל מרגע הפיצוץ עד להגעתו ליחידה בתת הקרקע וחזרה אל הקולט נקרא TWT (Two Way Travel-time). זמן זה תלוי בהרכב התווך, בתכונות הפיזיקליות של הסלעים, במבנה, בעומק ולכן יכול להשתנות אופקית ואנכית (Kearney et al., 1986; Herron, 2011).

להלן מושגי מספר יסוד בשיטה הרפלקציה הסייסמית:

4.2.1 סקרי רפלקציה סייסמית תלת ממדיים

בסקר תלת ממדי מייצרים הדמאה תלת ממדית של תת הקרקע באמצעות רשת של קולטנים (הידרופונים או גיאופונים) המקבלים את ההחזרים של גלי הקול הנוצרים באופן מלאכותי מאותו המקור ומתפזרים בצורה תלת ממדית על שטח גדול במרחק רב מהמקור (Rafaelsen, 2006).

4.2.2 הפרדה (רזולוציה) סייסמית

הפרדה סייסמית היא המדד לכמה גדול צריך להיות האובייקט בתת הקרקע על מנת שיובחן בו בסקר סייסמי. העומק נמדד בדרך כלל בזמן החזרה, כלומר, הזמן שעבר מרגע בו יצא גל הקול מהמקור ועד לרגע בו הוא חוזר אל המקלט לאחר שפגע ברפלקטור (Rafaelsen, 2006).

ההפרדה תלויה בתדר, באורך הגל ובמהירות הסייסמית. תדרי הגלים פוחתים עם ההעמקה אך המהירות הסייסמית ואורך הגל גדלים עם העומק מכאן שכל שמעמיקים בתת הקרקע יכולת ההפרדה שנקבל גרועה יותר. התדרים הגבוהים מוחזרים מהרפלקטורים הרדודים יחסית בעוד התדרים הנמוכים מגיעים מהרפלקטורים העמוקים יותר. בסקרים תלת ממדיים ניתן להבחין באובייקטים אם הם גדולים יותר מגבולות ההפרדה האנכית או האופקית (Rafaelsen, 2006).

4.2.3 הפרדה אפקית

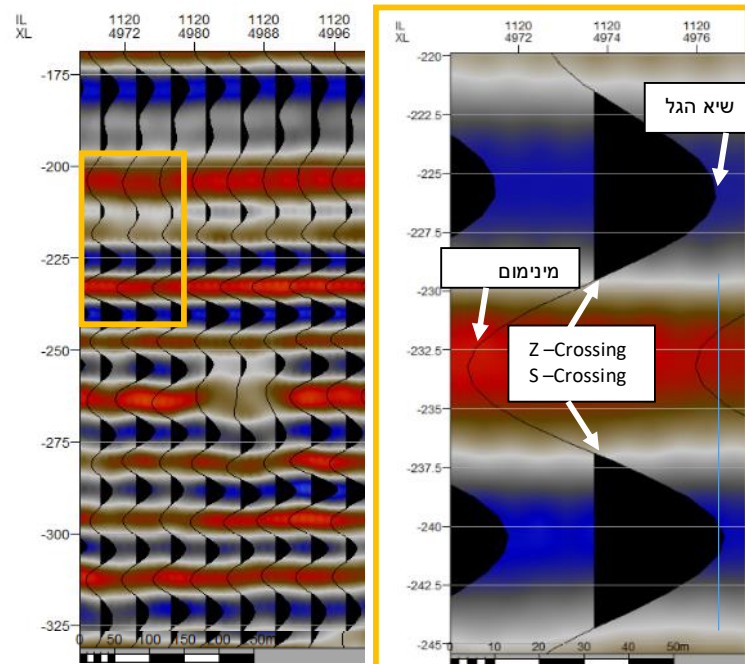
נשלטת על ידי המרווח בין נקודות הדגימה בתת הקרקע, לרוב המרווח נע בין 12.5 ל-50 מטרים. בסקרים תלת ממדיים ההפרדה האופקית תלויה במרווח בין קווי הרוחב והאורך של הגיאופונים/הידרופונים הקולטים את הגלים המוחזרים מתת הקרקע (Veeken and Moerkerken, 2013).

4.2.4 הפרדה אנכית

הפרדה אנכית של נתונים סייסמיים מוגדרת ע"י כמה מאפיינים: התדר של האות הסייסמי, רוחב הפס של התדר (bandwidth) מהירות האינטרוולים של הסלעים והעכבה האקוסטית הניגודית (Veeken and Moerkerken, 2013). ההפרדה האנכית נגזרת מאורך גל הקול העובר בסלעים וניתן להבחין באופקים כאשר הם קטנים מ-1/4 אורך הגל (איור 6), (בהפרדה אנכית זהו הגודל המקובל אליו מתייחסים) לעיתים, ניתן אף להבחין באופקים עד עובי של 1/32 מאורך הגל, קצב דגימה גבוה ומרווח קטן יותר בין הקולטנים יגבירו את יכולת ההפרדה (Rafaelsen, 2006).

איור 6: דוגמא להפרדה אנכית בנתונים סייסמיים בעומק

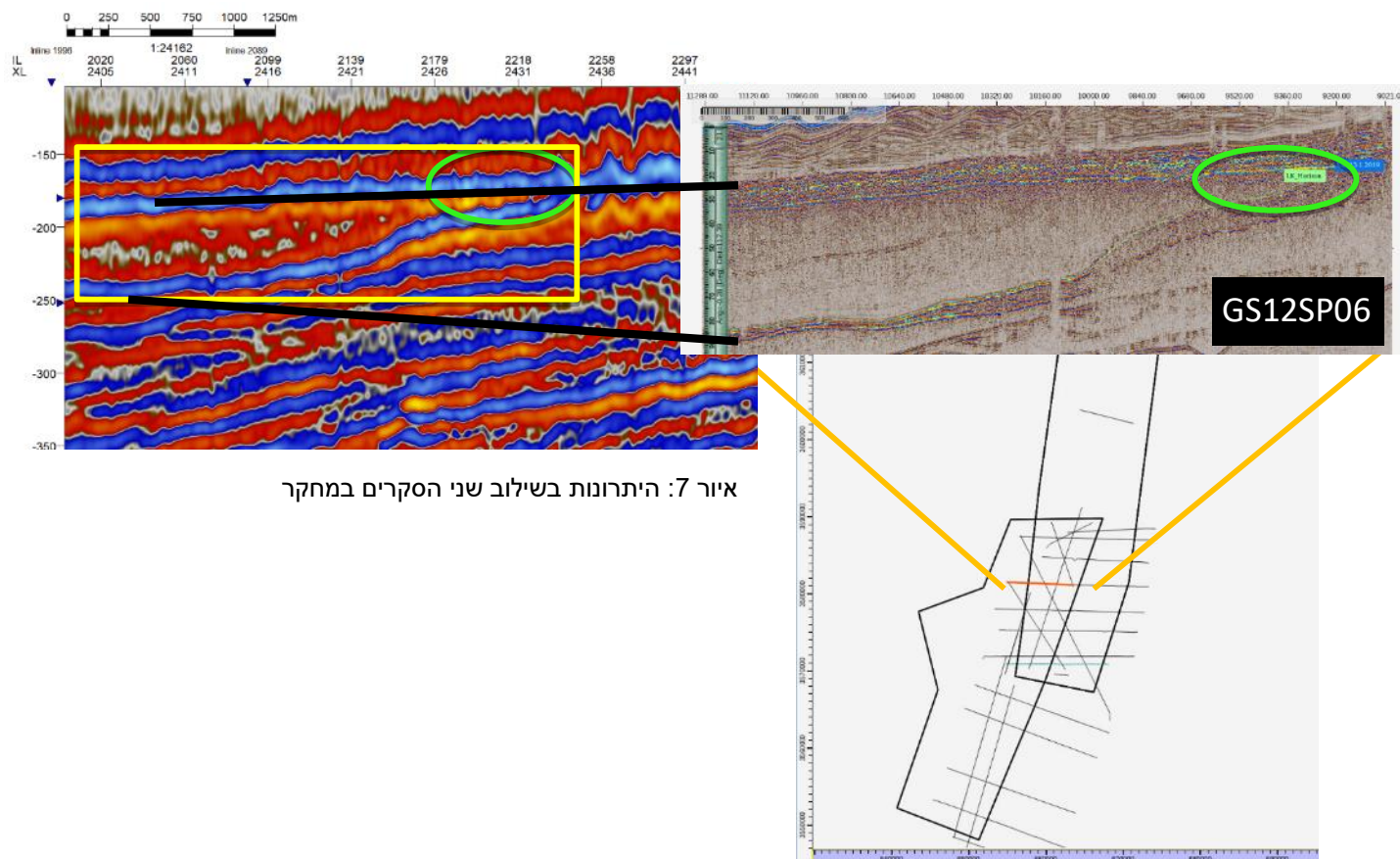
אורך הגל בין שני שיאי גלים איור הוא כ- 16 מטרים, מכאן שההפרדה האנכית היא 4 מטרים. בנוסף, מסומנות נקודות המעבר בין הגלים ששימשו במהלך הפענוח ומיפוי האופקים.



4.2.5 יתרונות ומגבלות הנתונים (תלת ממדיים ודו ממדיים)

במחקר זה מיפיתי אופקים וקונטורים בעומקים רדודים יחסית ולכן השתמשתי בנתונים תלת ממדיים יחד עם נתונים דו ממדיים. שילוב שני סוגי הנתונים עוזר להבחין בכמה שיותר מאפיינים הנמצאים באזור המחקר. שני סוגי הנתונים משלימים אחד את השני מבחינת הפרטים שניתן לראות בהם:

- הסקרים התלת ממדיים מספקים כיסוי רוחבי של אזור המחקר ובכך מסייעים לזיהוי הגיאומטריה של קווי החוף, דבר זה ניתן להשגה בעזרת חתכים של זמן ועומק יחד עם תכונות סייסמיות המדגישות מאפיינים מסוימים בקנה מידה קטן.
- הסקרים הדו ממדיים עזרו למלא את הפער שכן הדגימה המרחבית שלהם היא במרווחים קטנים יותר מה שמסייע להדגשה של יחידות קטנות/ דקות שלא נראו בסקרים התלת ממדיים.



איור 7: היתרונות בשילוב שני הסקרים במחקר

4.3 פענוח נתונים

4.3.1 מטרות הפענוח

1. זיהוי אופקים כרונו-סטרטיגרפיים ונקודות היצבטות – אנליזה מרחבית ויצירת משטחים לכל אופק שמופה. זיהוי נקודות ההיצבטות באזורים בהם שני אופקים מתמזגים לאחד (איור 11, 12, 15-17).
2. מיפוי של קו החוף – מיקומו של קו החוף הוא חיבור נקודות ההיצבטות בעלות עומק דומה או קרוב (איורים 14-21).

4.3.2 חישוב תכונות סייסמיות (אטריביוטים)

תכונה סייסמית היא כל מדידה הנגזרת מתוך נתונים סייסמיים ועוזרת לשפר או לכמת מאפיינים שלא ניתן היה להבחין בהם ללא מניפולציות על הנתונים הסייסמיים (Chopra and Marfurt, 2007). תכונות סייסמיות בדרך כלל מספקות מידע הנוגע למשרעת, צורה ו/או מיקום של צורת הגל הסייסמי ומהוות עזרה משמעותית לפרשנות לפענוח הסייסמי ומאפשרים לפענח למשל: העתקים, תעלות, קווי חוף, סביבות השקעה ולחשוף דפורמציות סטרוקטורליות ביתר קלות.

ישנם שני סוגים עיקריים של אטריביוטים:

1. אטריביוטים נפחיים (Volume Attributes) – אטריביוטים הניתנים להפעלה על הנפח כולו. אטריביוטים אלו מייצרים נפח חדש המכיל בתוכו את נתוני האטריביוט.
2. אטריביוטים משטחיים (Surface Attributes) – אטריביוטים הניתנים להפעלה על משטחים לאחר מיפוי בלבד.

במחקר זה נעזרתי במספר אטריביוטים להדגשה ובחינת הממצאים אותם מיפיתי ידנית:

Instantaneous Phase 4.3.2.1

אטריביוט נפחי, המדגיש המשכיות או חוסר המשכיות של אירועים סייסמיים ועוביים של אופקי, אטריביוט זה יכול גם להדגיש שינויים ליתולוגיים, העתקים ונקודות הציבטות (איור 10). עליה בתדר המידי (Instantaneous frequency) יכולה להצביע על עוצמת השכבה או להראות העתקים נקודות הציבטות (Pereira et al., 2009) וההפניות שלה).

RMS Amplitude 4.3.2.2

מחשב את שורש ממוצע הריבועים של האמפליטודה על משטח בעומקים נתונים. תכונה זאת מפיקה את החישוב מתוך העכבות הסייסמיות ע"י חלון המוגדר ע"י המשתמש ברוחב של N דגימות (לפי הנוסחא בהמשך). התוצאה המתקבלת היא תכולת האנרגיה של הנתונים הסייסמיים דבר המעיד על הבדלים ליתולוגיים כגון צפיפות או פורוזיות (תכולת אנרגיה גבוהה מעיד על פורוזיות גבוהה) (Pereira et al., 2009) (מאפיינים המתאימים לאזורים חופיים עם הבדלים בין החלק החופי לחלק הימי או לחול פורוזי היכול להוות מאגר הידרוקרבונים איכותי. אטריביוט זה פותח בכדי למדוד את הרפלקטיביות ולמפות בצורה ישירה סממנים להידרוקרבונים. באמצעות אטריביוט זה ניתן להדגיש שינויים באופי המחזירים הסייסמיים ובכך להדגיש את האזורים החשודים כקווי חוף עתיקים (איורים 23, 24).

$$A_{RMS}(t) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{K=-N/2}^{N/2} (f(t+k))^2}$$

גודל חלון הדגימה (N) הוא חלק חשוב בתכונה, גודל חלון קטן יראה אפקטים גיאולוגיים מקומיים ולא יבחין באנומליות עם ערכי RMS גבוהים, חלון דגימות גבוה יחלש אנרגיות ממקורות שונים ולא יהיה ניתן להבחין באנומליות.

Local Flatness 4.3.2.3

אטריביוט סטרוקטורלי אך גם סטרטיגרפי, ממפה את "השטחיות" של אות סייסמי מקומי בנתונים תלת ממדיים. השטחיות היא דרגת המישוריות של מחזיר מסויים (לאו דווקא אופקי) אם המחזיר מישורי אין אי התאמה, אם אינו מישורי אזי התגלה קצה המחזיר. כלי זה משמש לאיתור ריפים, בולענים, מילוי תעלות ובנוסף מתאים גם לאנליזה של פציאסים שונים אך גם ניתן לבחון באמצעותו העתקים ואנומליות אנכיות אחרות (Pereira et al., 2009).

Variance (Edge Method) 4.3.2.4

מדגיש אי רציפיות בבסיס נתונים נתון. האטריביוט משתמש באלגוריתם המחשב את השונות המקומית של אות דרך חלון מרובה עכבות עם גודל המוגדר על ידי המשתמש. האלגוריתם מודד בצורה ישירה הבדלים מהערך הממוצע, מדידה זו מייצרת תוצאות חדות וברורות יותר בהשוואה לשיטות אחרות חישוב variance עוזר באיתות המצאות העתקים או סיום מיידי של מחזיר סייסמי (Pereira et al., 2009)

Spectral Decomposition (SD) 4.3.2.5

אטריביוט זה מפרק את האות הסייסמי בזמן לרכיבי האמפליטודות והפאזות המרכיבים אותו על ידי התמרת פורייה. התמרה זו משמשת בכדי למקסם את התכונות והמאפיינים הסייסמיים של הנתונים בממד התדר לעיבוד ופענוח (Gridley et al.). בכך תכונה זו מאפשרת לתחום מאפיינים גיאולוגיים עדינים (אמפליטודות ו/או פאזות) ולכוון אותם בתדר מסוים. דבר זה יכול לעזור לזהות אופקים דקים ומאפיינים סטרטיגרפיים עדינים (כמו למשל נקודות היצבטות, ריפים ותעלות), בנוסף, יכול לעזור במיפוי של פציאסים (Petrel, 2015) (איור 22).

בעבודה זו השתמשתי בשיטת הצביעה RGB (אדום, ירוק, כחול), שיטת הצביעה RGB היא אלגוריתם לייצוג נתונים סייסמיים, הנמצאת בשימוש נרחב בניתוח ספקטרלי. כחלק מהניתוח הספקטרלי, מכניסים אל האלגוריתם שלושה מערכים שונים של מאפייני אמפליטודה בתדרים שונים, אותם ניתן לייצג כפרוסות אנכיות, אופקיות או מבניות, וכקוביות עם מאפיינים ספקטראליים מתאימים. לכל מערך של אמפליטודות מוקצה קוד צבע - אדום, ירוק או כחול. במקביל עוצמת הצבעים משתנה ממינימום (בשחור) לערכי האפס של המשרעות, עד למקסימום עבור המשרעת הגדולה ביותר. כך נוצרים שלושה ערוצי צבע המתארים שינויים של שלושה מאפייני תדר-אמפליטודות. השימוש באלגוריתם RGB מאפשר לנו לשלב שלושה ערוצי צבע במערך יחיד. לכל מערך פלט נפרד יש שלושה ערכי אמפליטודה, וצבעו נקבע במשטח התלת ממד על ידי שילוב של צבעים אדומים, כחולים וירוקים. שיטת הדמיה זו מאפשרת להשיג תמונות מפורטות, המאופיינות בבידול צבעוני גדול של אובייקטים (ניתן להציג יותר מ-16 מיליון צבעים בעזרת אלגוריתם זה) (Butorin and Krasnov, 2016).

Relative Acoustic Impedance – RAI 4.3.2.6

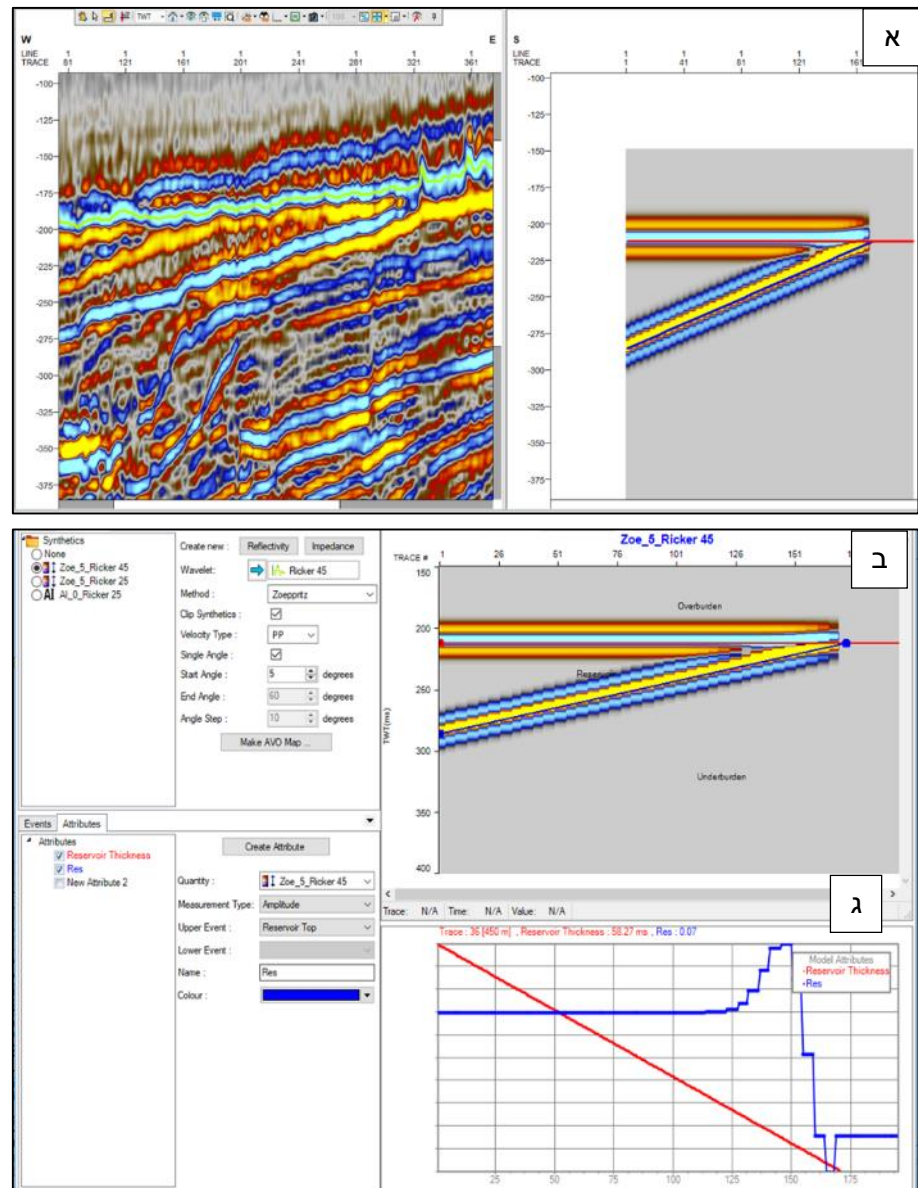
אטריביוט המשמש בין היתר לקליברציה של תהליכים כיוון שהוא מעתיק את הלוג האמיתי של המקדם האקוסטי. בפענוח אטריביוט זה משולב עם הנתונים הסיסמיים המקוריים על מנת לזהות גבולות רצפים הקשורים לניגודיות גבוהה של ערכי ה-Z, משטחי אי התאמה ואי רציפויות (Pereira et al., 2009).

4.3.2.7 "מודל היתד"

מודל ה"יתד" (Wedge modeling) – בניית מודל סינטטי מתוך הנתונים המאפשר ניתוח מתקדם יותר של מבנים גיאולוגיים דוגמת נקודות היצבטות, קצות תעלות וכדומה וגם לניתוח שינויים מרחביים של מאפייני הסלע השונים ועוביו מתוך נתונים סיסמיים. המודל מאפשר ניתוח מתקדם על ידי פונקציה הנקראת עקומת התאבכות (Tuning curve) (איור 8) (Widess, 1973).

מודל זה שימושי במיוחד כאשר רוצים ללמוד על עובי השכבות בכך שהוא מראה לנו כיצד משתנה החזר הגלים הסיסמיים כתלות בעובי השכבה. את השינוי הזה ניתן לראות בעקומת ההתאבכות המיוצרת על ידי המודל (איור 8 ג'). המודל מתאים במיוחד לאזורים בהם עובי השכבות דק ולכן התאים למחקר זה (שכבות עבות יותר לא מייצרות התאבכות גלים).

איור 8: מודל היתד (Wedge modeling) – יצירת חומר סינטטי (צד ימין) הדומה לנתונים הסייסמיים (צד שמאל). ב – הפרמטרים של המודל (תדר, סוג הגל). ג-גרף המראה היכן לא ניתן יותר להבחין מי הגג ומי הבסיס.

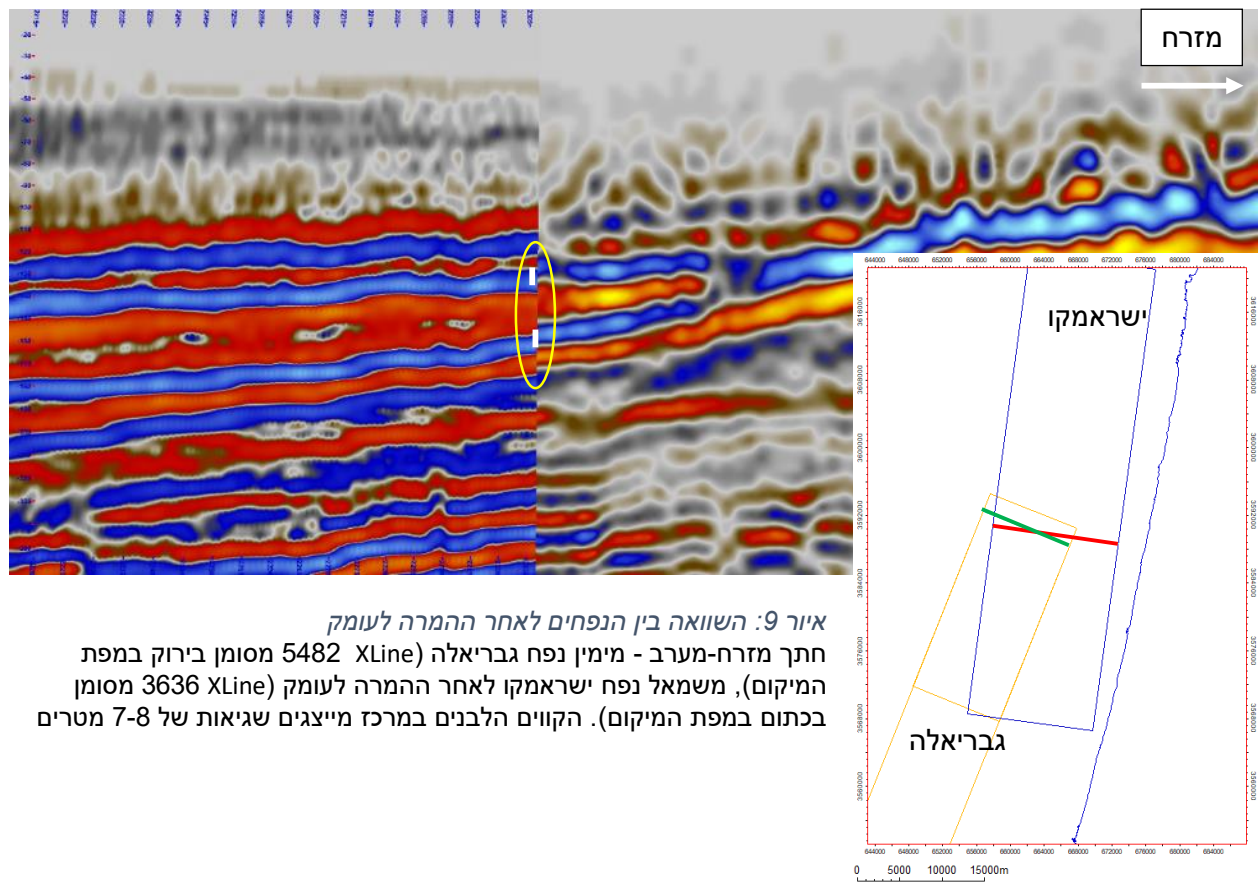


4.4 מהלך העבודה

4.4.1 המרה לעומק

בניגוד לנפח גבריאלה, נפח ישראל מקו התקבל בממד הזמן, כלומר הנתונים בנפח המקורי מייצגים זמן החזרה של הגלים לכל שכבה (TWTT). לכן, על מנת לעבוד באותו ממד בשני הנפחים היה צורך להמיר את נפח ישראל מקו ממד הזמן לממד העומק. המרה לעומק מחושבת על ידי מודל מהירויות שהוכן לאזור הסקר, הכפלת המהירות של כל אופק לזמן ההחזרה הקיים בנפח תיתן את העומק של אותו אופק.

בשל החפיפה הגדולה יחסית של הנפחים גבריאלה וישראל מקו ובשל העובדה שהמחקר עוסק בחלקם הרדוד של שני נפחים אלו הנחתי כי השינוי המרחבי בין שני הנפחים הוא זניח ולכן ניתן יהיה להשתמש במודל המהירויות של נפח גבריאלה בכדי להמיר את נפח ישראל מקו ממד הזמן לממד העומק. לאחר התאמה מרחבית בין מודל המהירויות של נפח גבריאלה לנפח ישראל מקו יצרתי "נפח חדש" בעזרת הכלי "Depth conversion" נפח זה הינו נפח ישראל מקו בממד העומק. השגיאות בין האופקים מגיעות עד כ-11 מטרים (השגיאות נמדדו בכמה מקומות בנפח) שגיאות אלו הן זניחות בהתחשב בעובדה שהנפח הומר מזמן לעומק על ידי מודל מהירויות של נפח אחר ובכך שיש הבדל בשני סקרים בשל הבדלים בעורכי הסקר ובזמן בו נערכו (איור 9).



4.4.2 פענוח ראשוני

בפענוח ההתחלתי התבססתי על נתוני התלת ממד מנפח גבריאלה. בנפח זה זיהיתי את נקודות ההיצבנות ואת האופקים המייצגים את תקופות הקרח האחרונות ומיפיתי אותם מיפוי ראשוני בהפרדה נמוכה (איור).

4.4.3 פענוח בהפרדה גבוהה

לאחר הפענוח ההתחלתי בנפח גבריאלה בלבד, יצרתי מיפוי צפוף ומדויק יותר של האופקים ושל נקודות ההיצבנות בשני הנפחים (גבריאלה וישראל מקו) תוך השוואה לסקרי הספארקר הדו ממדיים בהתבסס על

הצורה של הגל הסייסמי - שיא הגל, מינימום הגל, נקודת המעבר בין חלקו החיובי והשלילי של הגל ($Z -$ Crossing) ונקודת המעבר בין חלקו השלילי לחלקו החיובי של הגל (S-Crossing) (איור 6).

4.4.4 פענוח מתקדם בעזרת תכונות סייסמיות ותרומתו

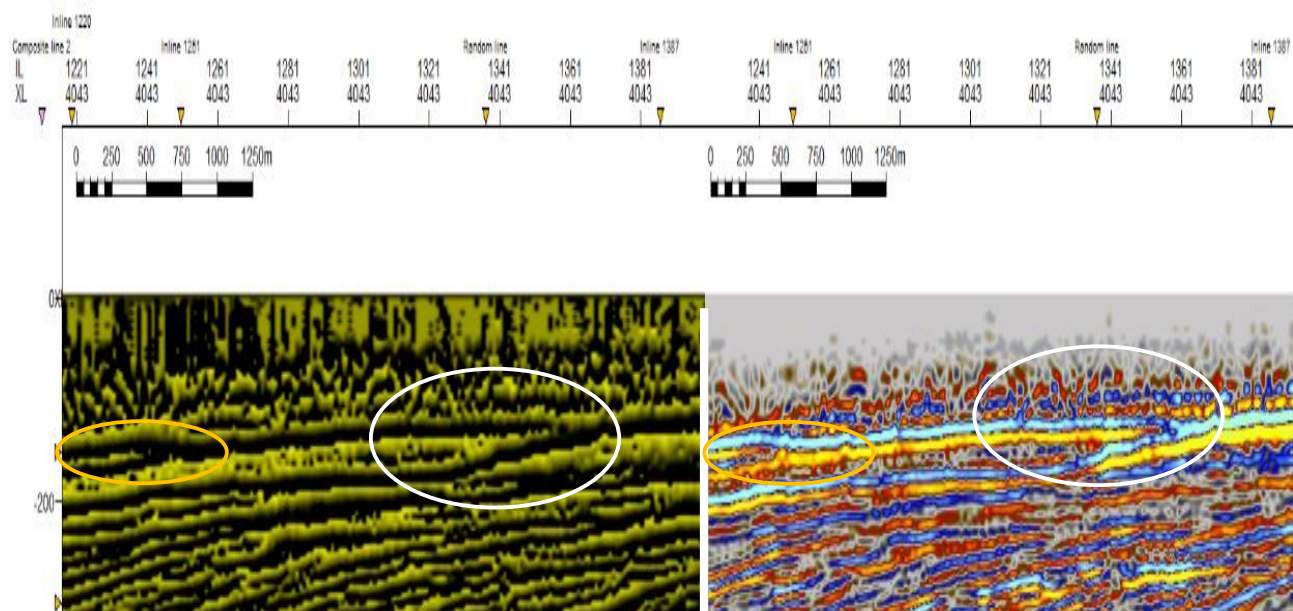
נבחנו מספר תכונות סייסמיות (מפורטות בסעיף 4.3.2) על מנת להדגיש מאפיינים מסויימים ובכדי לאשש את תוקפם. תכונות אלו נבחרו משום שהן מתאימות להבלטה של קווי חוף ושינויים ליתולוגיים המתאימים לאזורים חופיים ובעזרתן ניתן לראות את הפאליאו-קונטור שמיפיתי בצורה ידנית (איורים 19-25).

4.4.5 מיפוי אופקים ונקודות היצבטות בחתכים דו-ממדיים בהפרדה גבוהה.

כפי שהוזכר בסעיף 4.4.3, מיפית את האופקים ונקודות ההיצבטות גם בנתונים סייסמיים דו-ממדיים בהפרדה גבוהה בממד הזמן. את אופקים אלו השוויתי לאופקים ולקונטורים שמיפיתי בממד העומק. בנוסף, בעזרת נתונים בהפרדה גבוהה ניתן להשלים את הנתונים שלא ניתן לראות בנתוני התלת ממד ובכך להגדיל את הרזולוציה של המיפוי (איור 12).

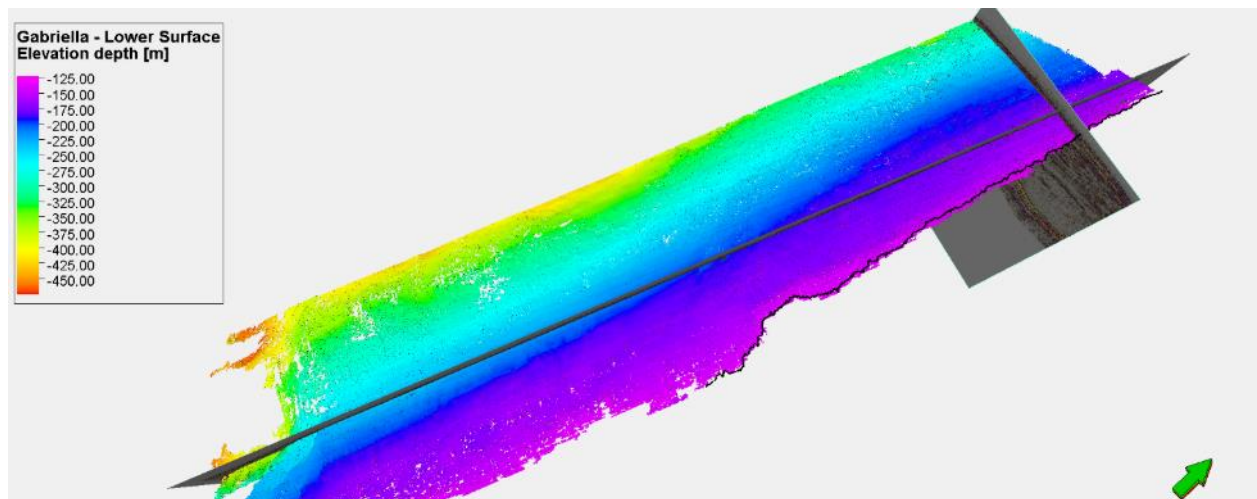
4.4.6 מתן פרשנות

מתן פרשנות והצעת תיאוריות אפשריות לדרך היווצרותם של האופקים הממופים והתוחמים את ה"יתד" של נקודות ההיצבטות המהוות פאליאו-קונטור של קו החוף הקדום (איור 28).



איור 10: Instantaneous Phase Attribute

צד ימין – חתך לא מפוענח מתוך נפח גבריאלה, צד שמאל – אותו חתך לאחר שעבר את האטריביוט Instantaneous Phase. נקודת ההיצבטות ביוצרת את הפאליאו-קונטור מסומנת אליפסה לבנה. נקודת היצבטות נוספת המהווה את קצהו המזרחי של אלמנט חופי הממופה בעומק של כ-150 מטרים מסומנת באליפסה כתומה.



איור 11: מיפוי התחלתי בנפח גבריאלה
הקו השחור בקצה המזרחי של המשטח הוא חיבור נקודות ההיצבטות המהוות את הפאליאו-קונטור.

5 תוצאות

5.1 פאליאו-קונטור

מופה פאליאו-קונטור בעל מאפיינים מובהקים מאזור עתלית בצפון ועד לאזור תל אביב בדרום המחולק לשני מקטעים עיקריים (איורים 14, 15):

1. מקטע דרומי מופה בנפח גבריאלה ובנפח ישראל, מתחיל מעט דרומית לתל אביב ונמשך עד חופי חדרה. בנפח גבריאלה, פאליאו-קונטור זה נמצא בעומק ממוצע של 131 מטרים עם סטיית תקן של 2 מ', בעומק מים של 75-100 מטרים ומתחת 30-56 מטרים של סדימנט (איורים 15-22). חלקו הצפוני של מקטע זה נמוך בכ- 7-10 מטרים משאר המקטע.
- בנפח ישראל, קו חוף זה נמצא בעומק ממוצע של 177 מילי שניות (כ- 134 מטרים) עם סטיית תקן של 3.3 מילי שניה (כ- 2.5 מטרים) לפי מהירות של 1518 מטרים לשניה (בהנחה שהמהירות באופקים העליונים דומה מאד למהירות המים בגלל רווית הסדימנטים), גם כאן חלקו הצפוני של המקטע נמוך משאר הקו.
2. מקטע צפוני, מופה בנפח ישראל, מוגבל מדרומו בהפרעת דור וצפונו מול חופי עתלית. קו החוף נקטע באזור שמעל הפרעת דור, ככל הנראה כתוצאה מהגלישות שאירעו וגרמו להפרה בקרקעית הים. צפונית להפרעת דור ישנה חזרה של האופק ונקודת ההיצבטות לאורך כ- 7 ק"מ, עד שהיא

נעלמת לחלוטין. בחלקו הדרומי של מקטע זה ניתן להבחין כי קו החוף נמוך בכ-10 מ"ש (כ-7.6 מטרים לפי מהירות של 1518 מ"ש/שניה) מחלקו הצפוני (איורים 13-14, 18-19).

3. קצהו הדרומי של המקטע הצפוני מעמיק מכ-140 מטרים לכ-150 מטרים ולאחר מכן נעלם. בדומה קצה זה, קצהו הצפוני של המקטע בדרומי מעמיק מכ-135 מטרים לכ-145 מטרים בטרם נעלם. התפלגות העומקים זו נובעת ככל הנראה כתוצאה מהפרעת דור.
4. מופו שני המשטחים אשר חיבור נקודת ההיצבטות שלהם מהווה את קו החוף, המשטח העליון (Upper Surface – US), הוא המשטח המאוחר מבין השניים ומהווה את משטח הגידוע של המשטח התחתון (Lower Surface – LS) אשר מהווה את קרקעית הים של אחת מתקופות הקרח המדוברות. בנוסף, מופה גם המשטח המרכזי (Middle Surface – MS) אשר כלוא בין שני המשטחים הנזכרים למעלה.

5.2 חישוב תכונות סייסמיות

הופעלו אטריביוטים (איור 22-24) שונים בעזרתם ניתן לראות את הקונטור שמופה בצורה ידנית, אטריביוטים אלו (דוגמת SD ו-RMS) מבליטים אזורים בהם יש שינוי פציאס (למשל, משקעים חופיים מול משקעים ימיים) (Edouard Bard*, 1990).

באיור 22 ניתן לראות את קו החוף כפי שמופה ידנית על גבי תמונה של SD. במצב אידיאלי, יש צורך "ליישר" את הנפח על פי האופק הנצבט ולאחר מכן להעביר אותו בתכונה זו, מכיוון שתכונה זו יכולה ללמד על עובי השכבה, לאחר יישור כזה שאר פרוסת הזמן מזרחית לפאליאו-קונטור אמורה להיות באותו צבע כמו הקו המסמן את הפאליאו-קונטור (לאחר ההצבטות עובי השכבה יחסית אחיד). ברם, מפני שמחקר זה נוגע בחלקים רדודים של החתך שם ההפרדה נמוכה מעט משאר הנפח בגלל הפרעות הנובעות מהקרבה לקרקעית הים, לא ניתן לייצר תמונה טובה והתמונה המופיעה באיור 22 היא ללא יישור האופק הנצבט והצבעים שרואים מזרחית לפאליאו-קונטור בחלקם יכולים להיות "שריטות" בחומר הסייסמי בגלל הרזולוציה הנמוכה במעט.

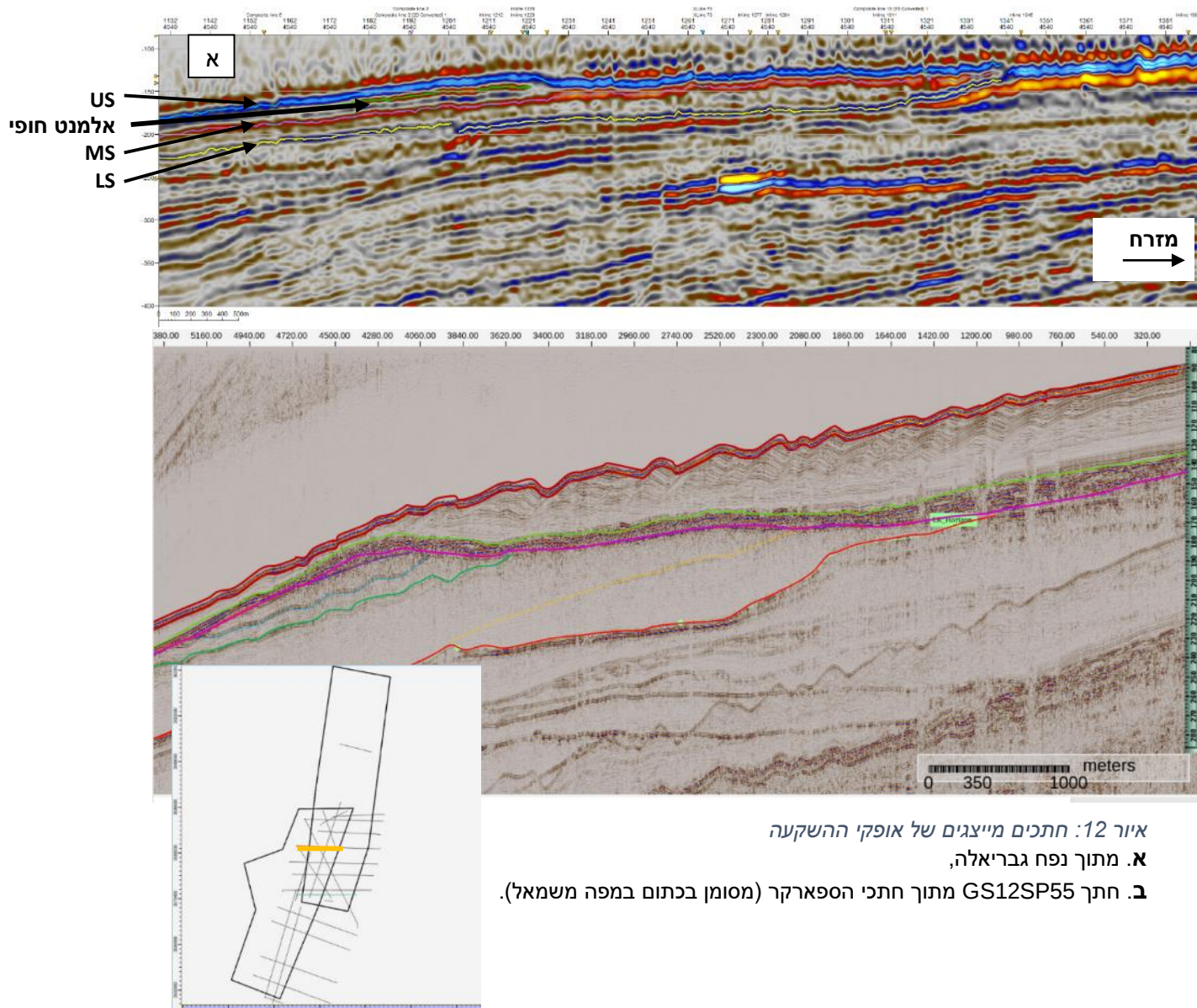
באיורים 23-24, ניתן לראות את הפאליאו-קונטור לאחר העברת המשטח העליון בתכונת ה-RMS Amplitude, באיורים אלו ניתן לראות כי הפאליאו-קונטור מובלט כמעט במדויק כמו במיפוי הידני גם כאשר מיפוי המשטח הוא בעומק וגם כאשר הוא בזמן.

5.3 מיקום קו החוף

קו החוף ממוקם כ-12 ל-14 ק"מ מערבית מקו החוף הנוכחי וכ-5.2 ק"מ מזרחית לקו האיזובת -120 מ' (איור 18).

5.4 אלמנט חופי

מופה אלמנט חופי המופיע כרצועה צרה יחסית בעלת רוחב כמעט קבוע ומשתרעת כמעט לאורך כל קו החוף בעומק של כ-150 מטרים (איור 21). סטרטיגרפית, אלמנט זה מאוחזר למשטחים ולפאליאו-קונטור הממופה בעבודה זו. מקובסקי ושותפים פרשו את נקודת שבירת השיפוע בms 190 - כתואי חופי סלעי מתקופת ה LGM (דברים בע"פ - איור 25)(Makovsky et. al.).



איור 12: חתכים מייצגים של אופקי ההשקעה

א. מתוך נפח גבריאלה,

ב. חתך GS12SP55 מתוך חתכי הספארקר (מסומן בכתום במפה משמאל).

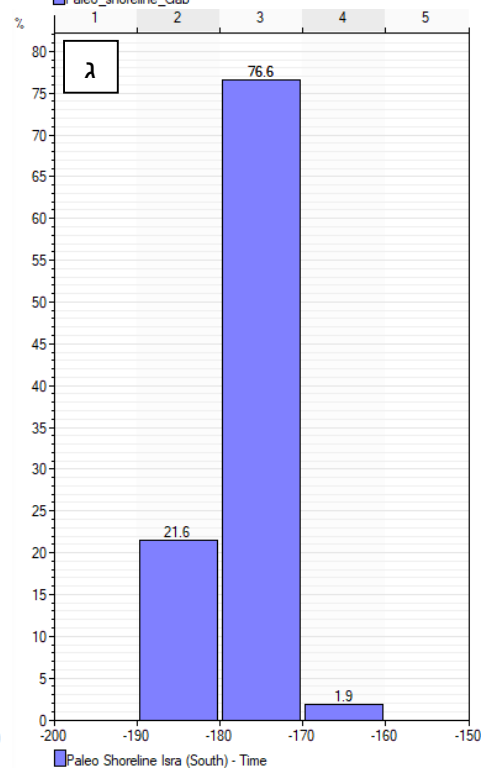
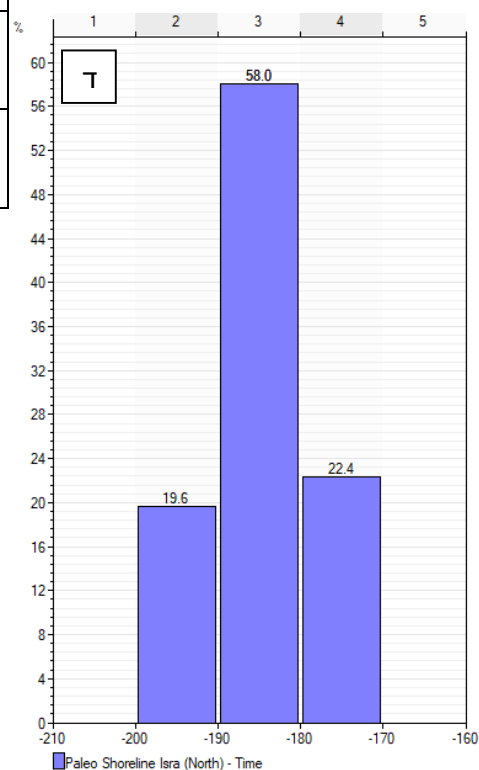
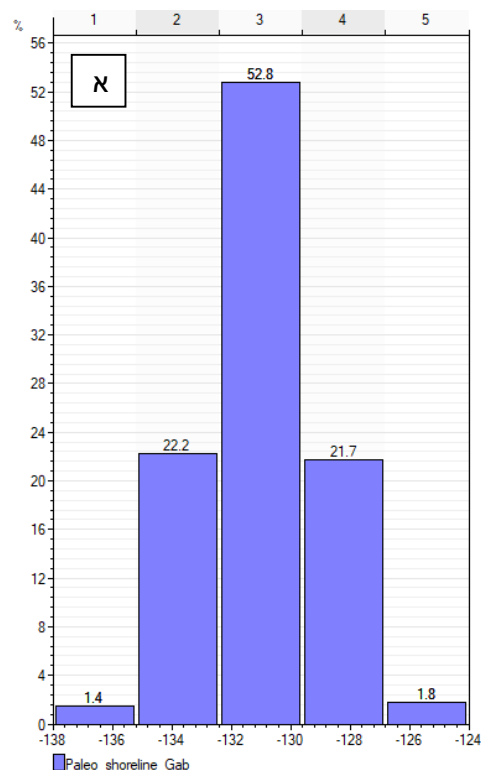
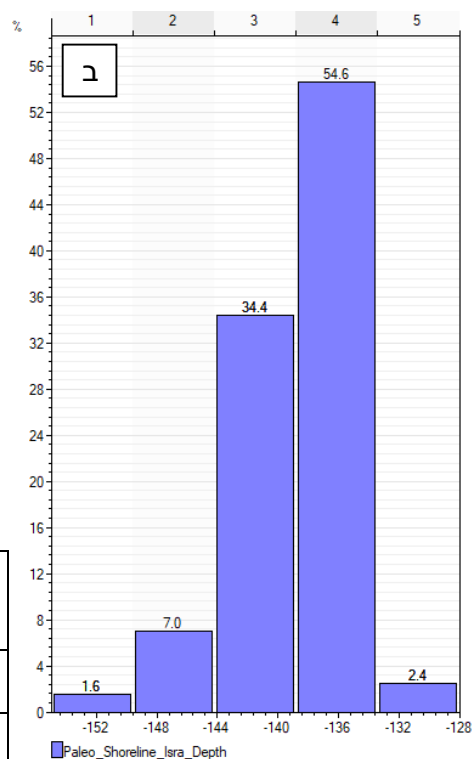
איור 13: היסטוגרמות מיפוי נקודות קו החוף

א. מיפוי קו החוף על גבי נפח גבריאלה.

ב. מיפוי קו החוף על גבי נפח ישראל לאחר המרה לעומק.

ג. מיפוי חלקו הדרומי של קו החוף על גבי נפח ישראל בזמן החזרה (מילי שניות).

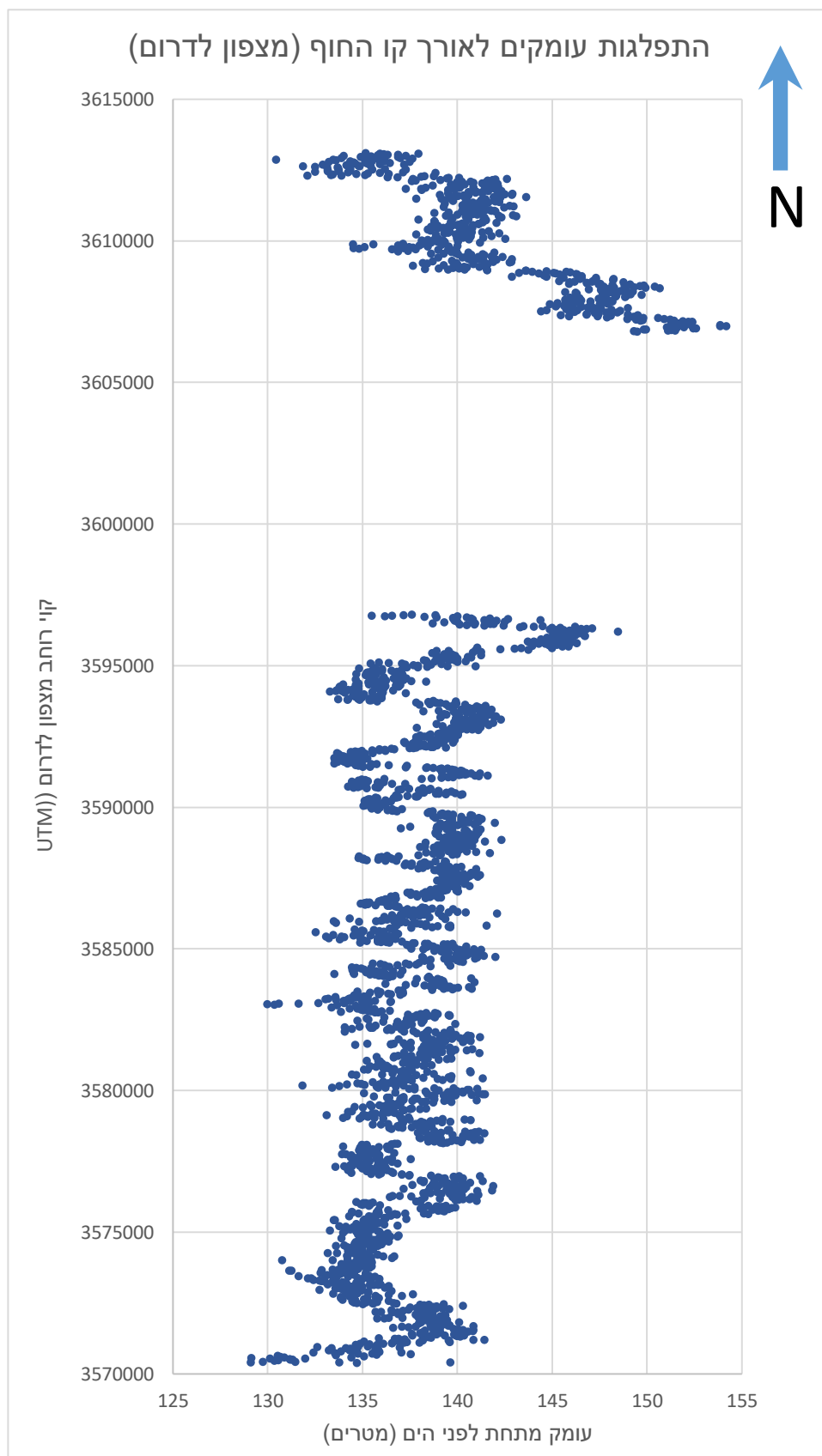
ד. מיפוי חלקו הצפוני של קו החוף על גבי נפח ישראל בזמן החזרה (מילי שניות).

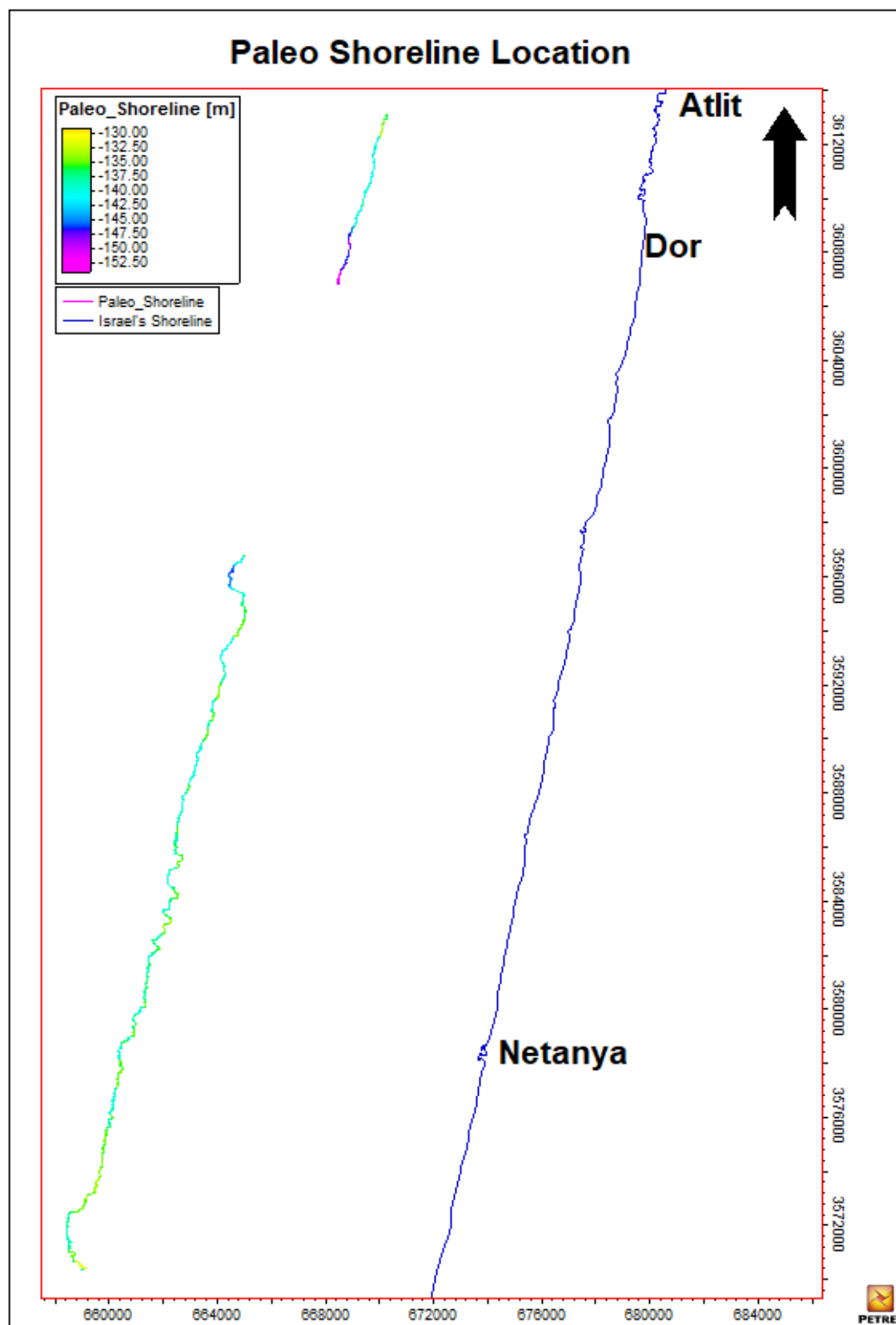


הגרף	עומק מקסי'	עומק מיני'	עומק ממוצע	סטיית תקן
א (מ')	137	125	131	2
ב (מ')	154	129	138	3.7
ג (מ"ש)	154	167	177	3.3
ד (מ"ש)	197	171	183	5.79

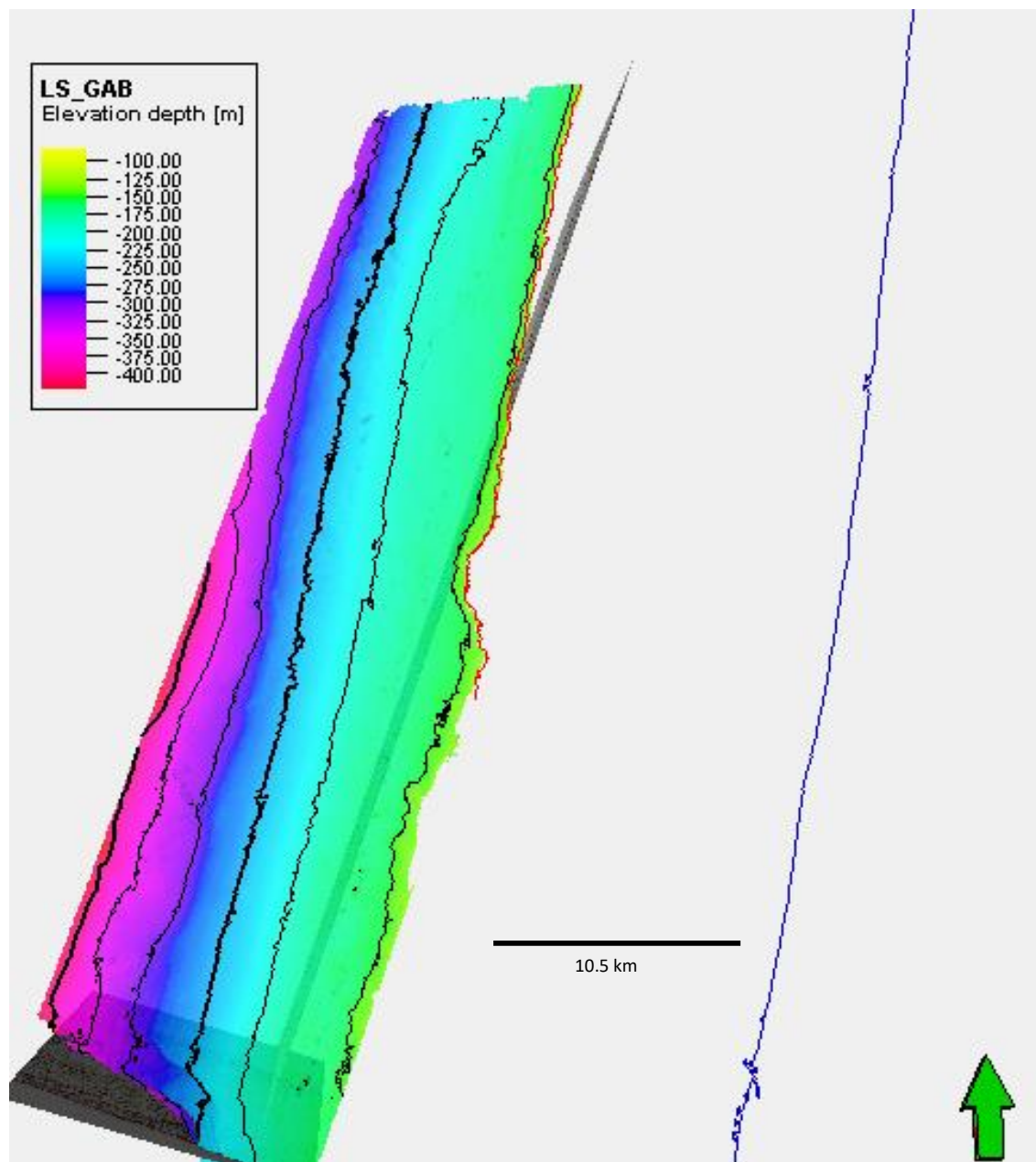
איור 14: התפלגות
העומקים לאורך קו החוף
מצפון לדרום.

הרווח בנתונים נמצא
במקום בו אין אפשרות
למפות את קו החוף.

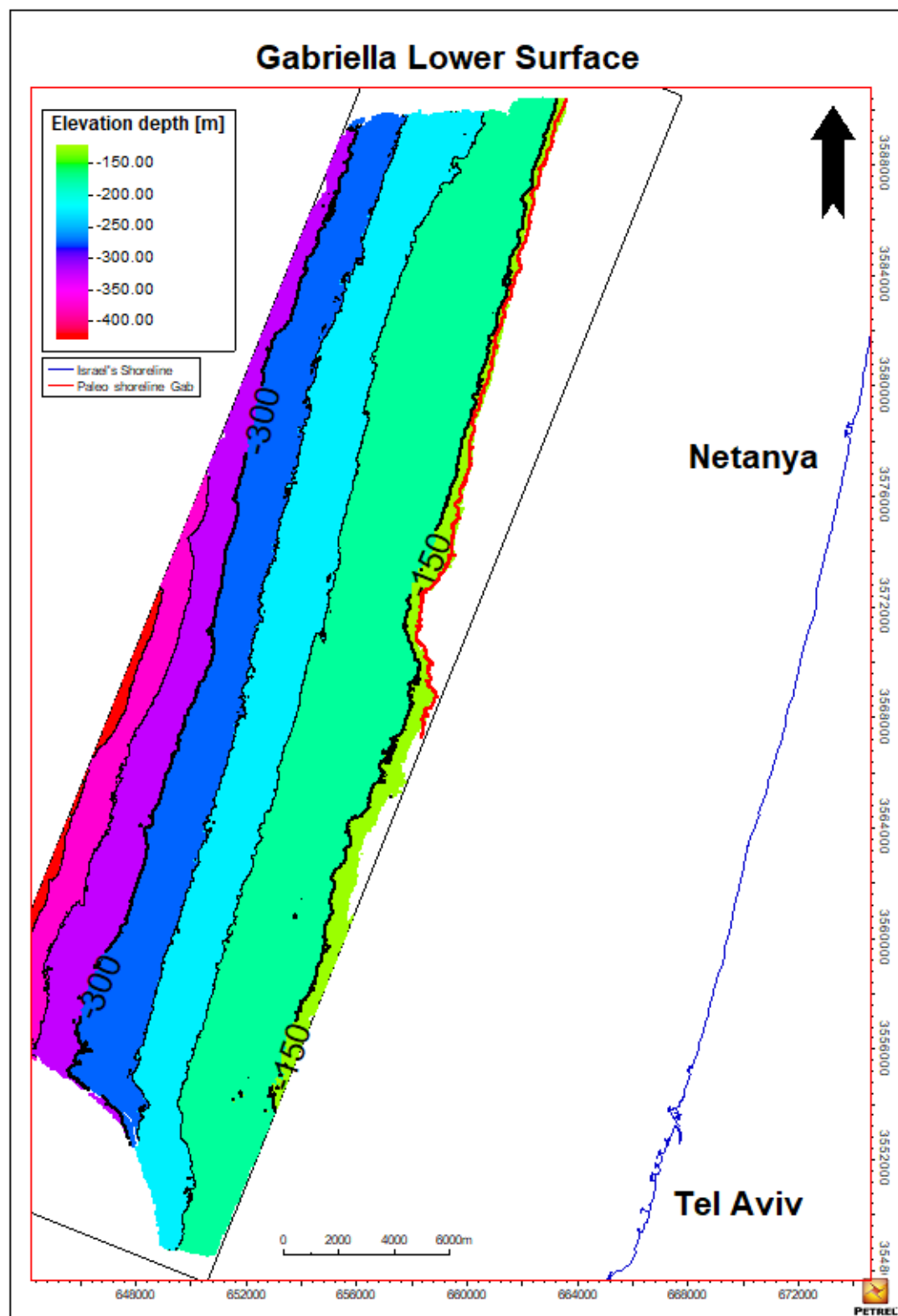




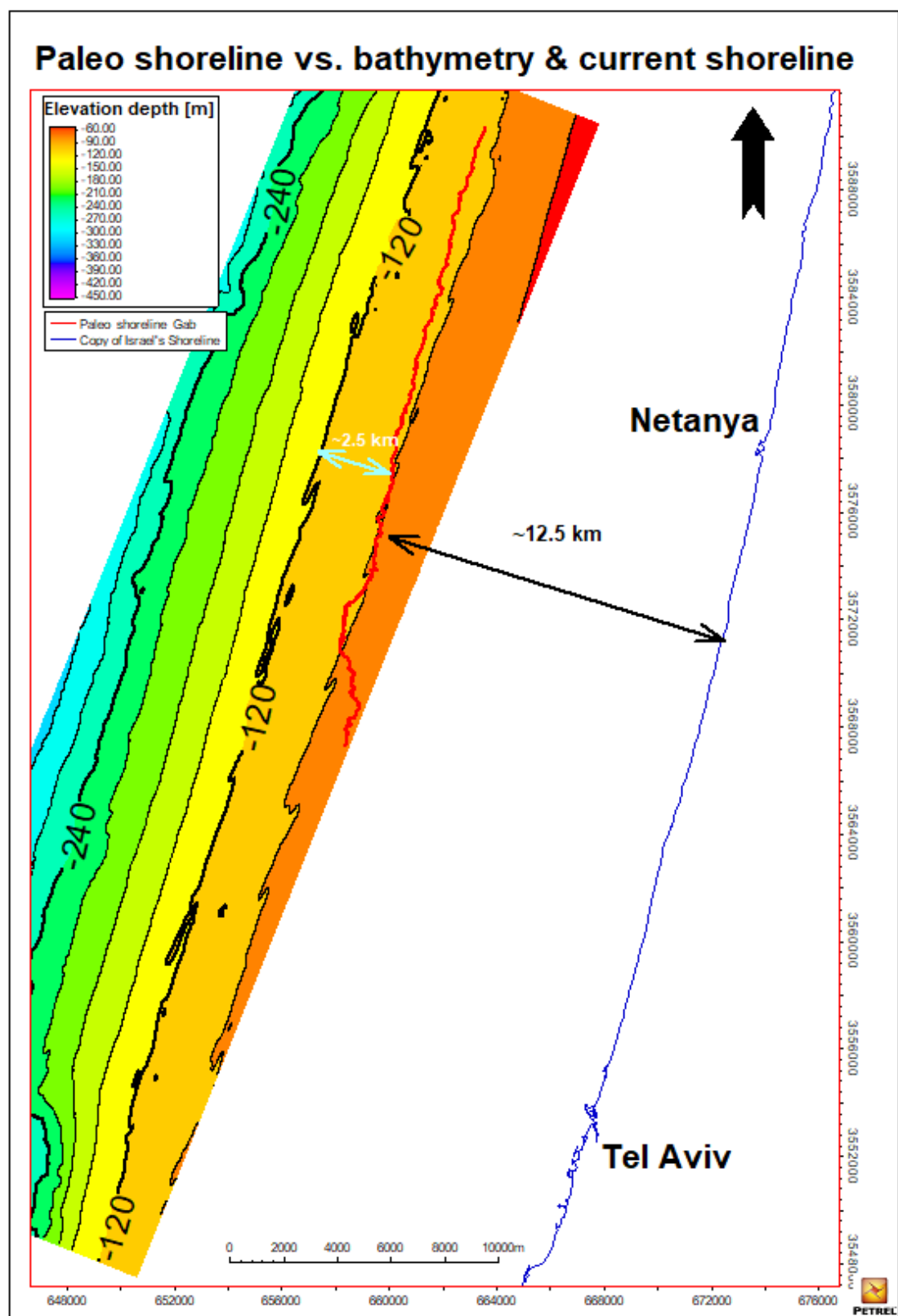
איור 15: קו החוף כפי שמופה ידנית בנפחים ישראל מקו וגביריאלה הצבעים מייצגים עומקים לפי המקרא המופיע במפה. ניתן לראות כי מעל האזור בו קיימת הפרעת דור ישנה העמקה של קו החוף מצפון ודרום.



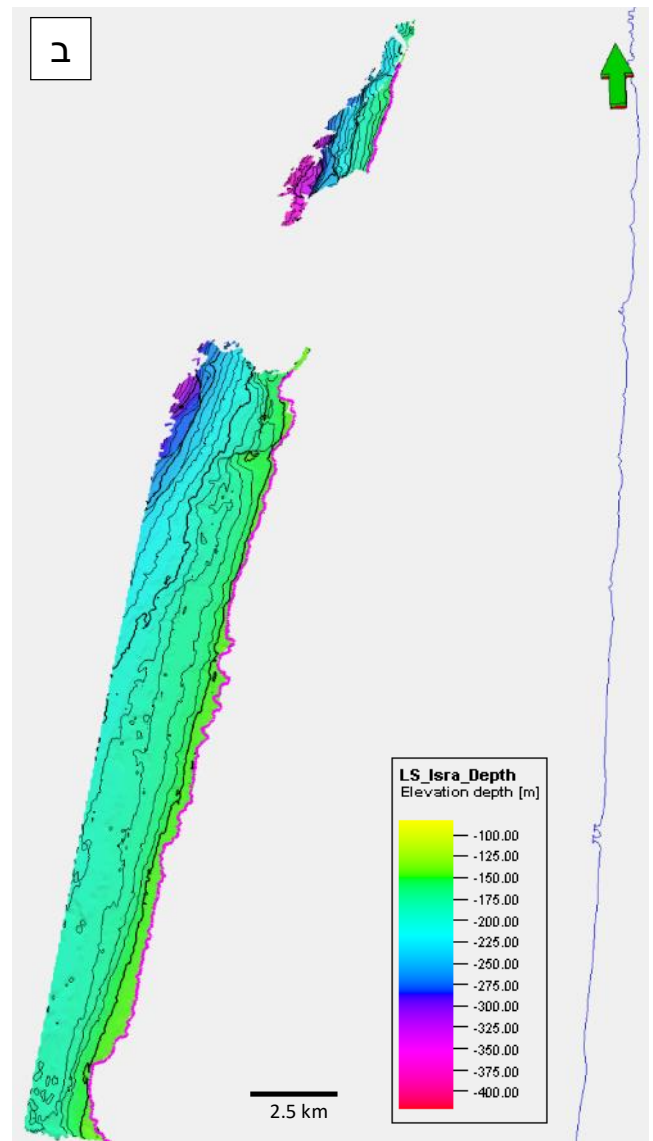
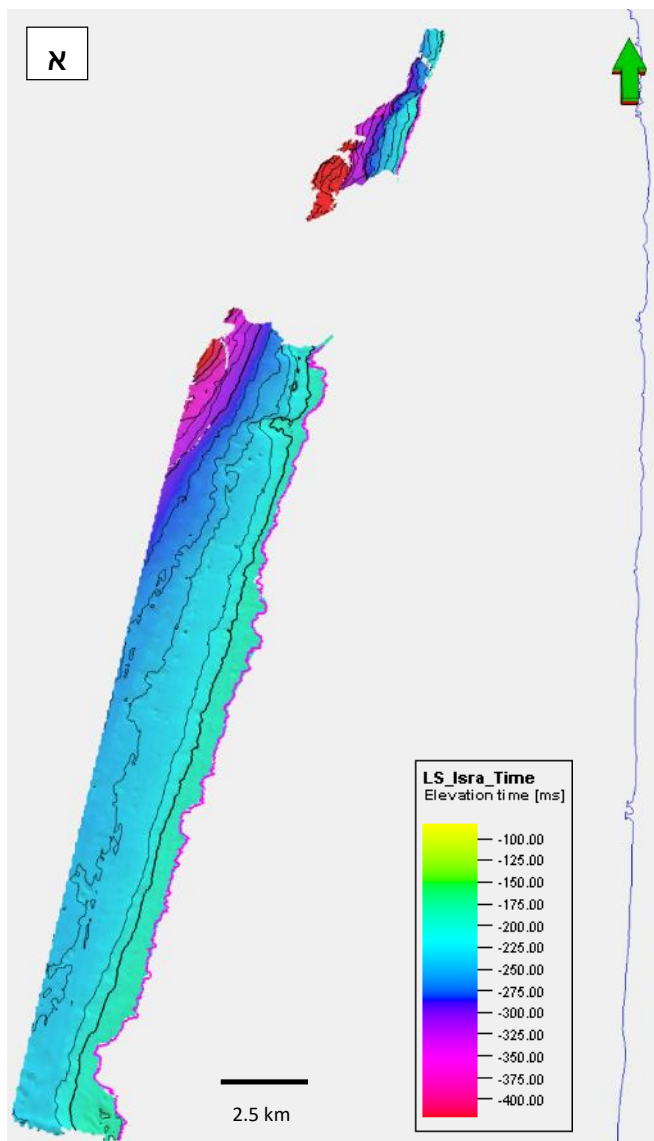
איור 16: משטח LS בתצוגת תלת ממד על גבי נפח גבריאלה המשטח התחתון של נקודת ההצבטות המהווה את גבול הרצף התחתון. קצהו המזרחי של המשטח עוקב אחרי קו החוף הקדום (המסומן באדום).



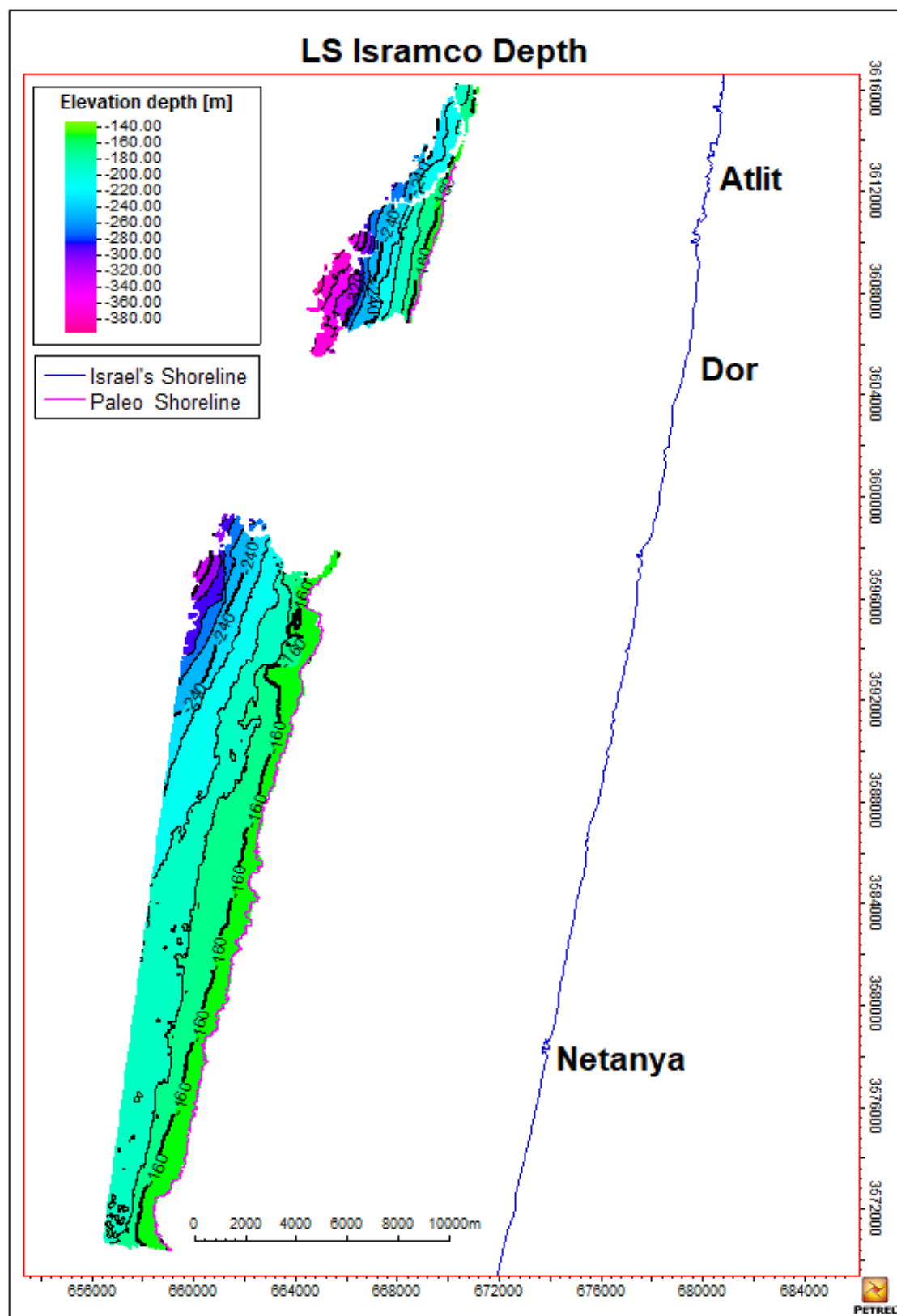
איור 17: משטח LS בתצוגת מפה
 המשטח התחתון של נקודת ההצבטות המהווה את גבול הרצף התחתון. קצהו המזרחי של המשטח עוקב אחרי קו החוף הקדום (המסומן באדום).



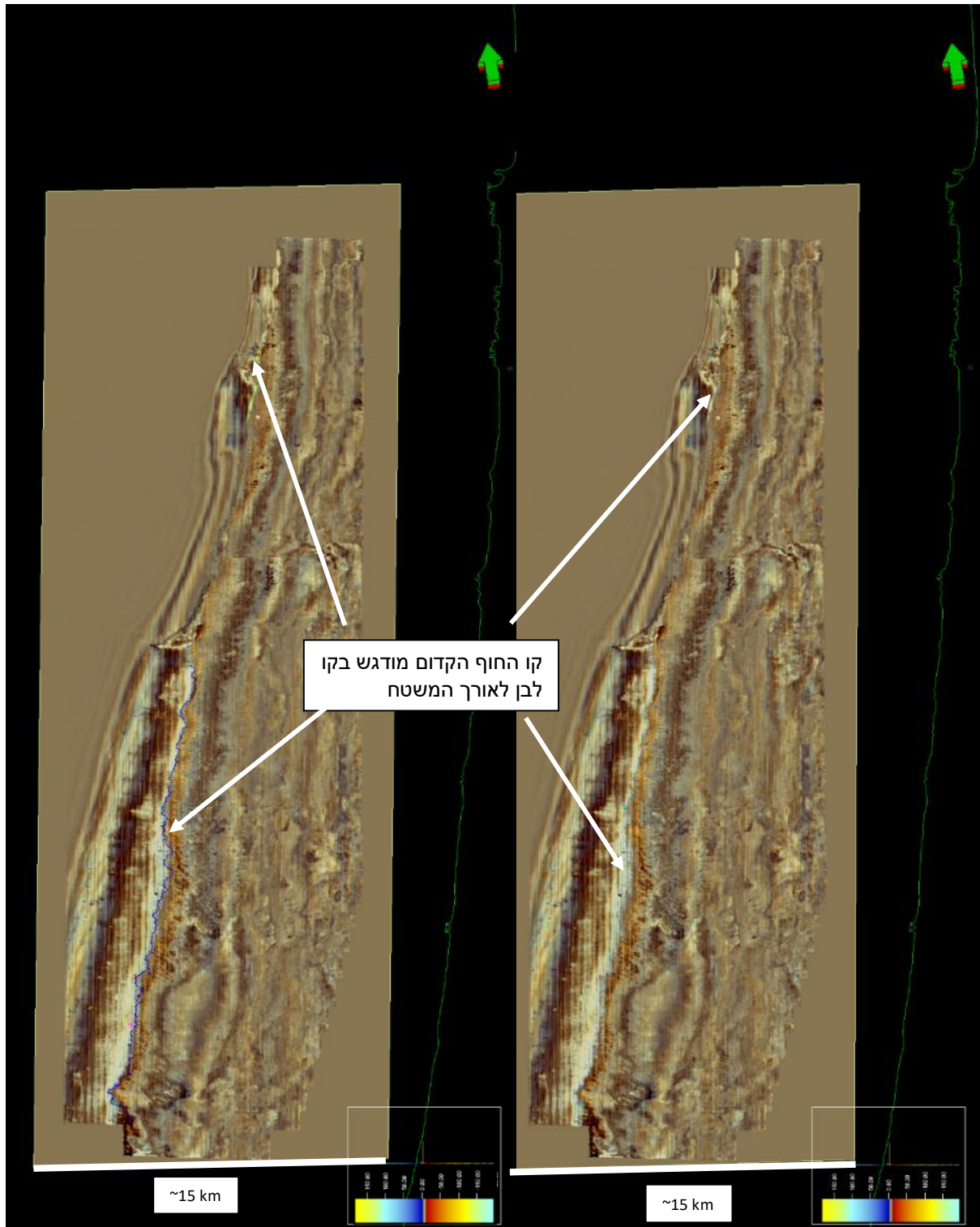
איור 18: קו החוף הקדום ביחס לאיזובת 120- מטרים וקו החוף הנוכחי (על גבי מפה בתימטרית של נפח גבריאילה).



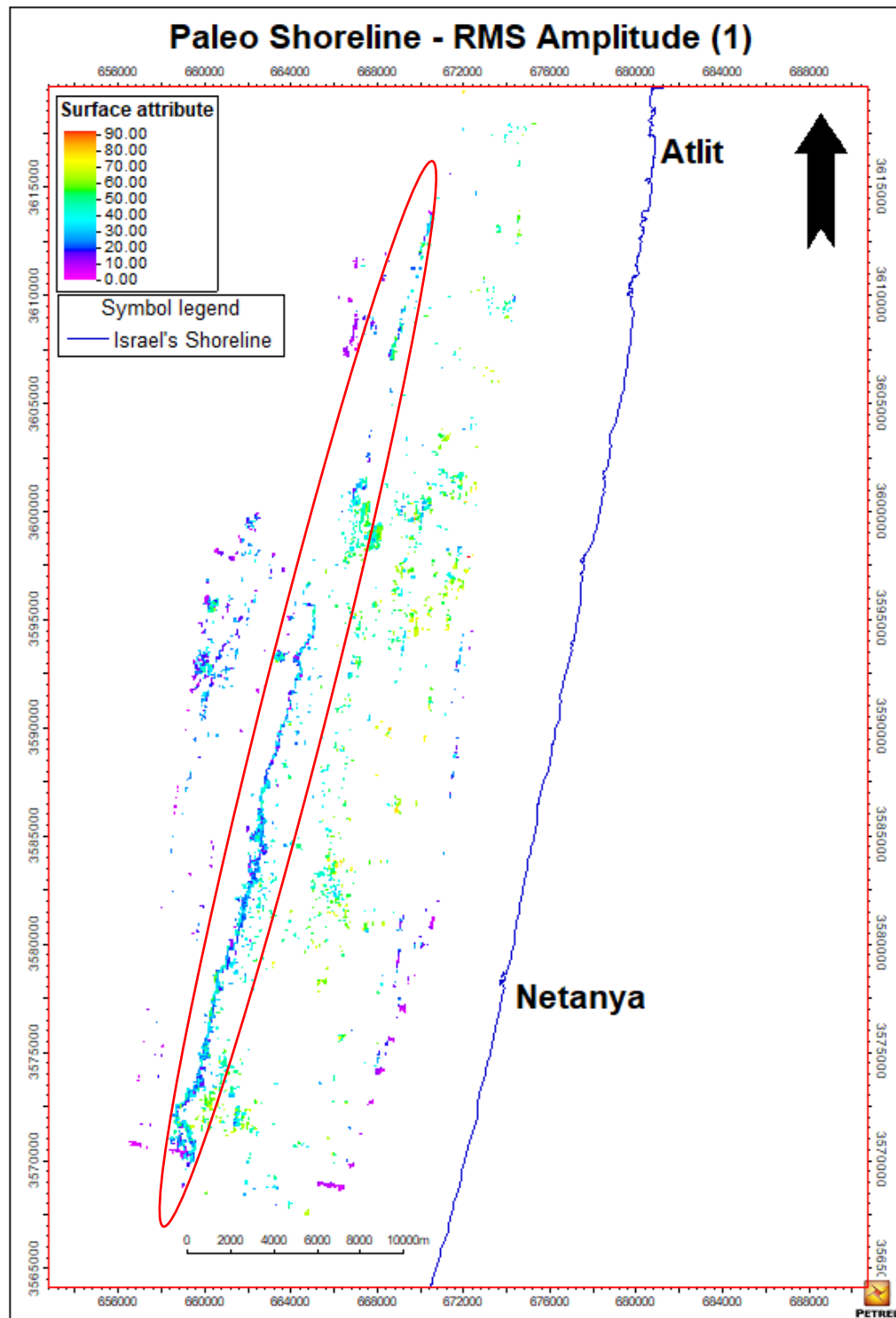
איור 19: השוואה בין מיפוי קו החוף הקדום והמשטח התחתון (LS) בנפח ישראל
א. לפני ההמרה מזמן החזרה, ב. לאחר ההמרה לעומק.



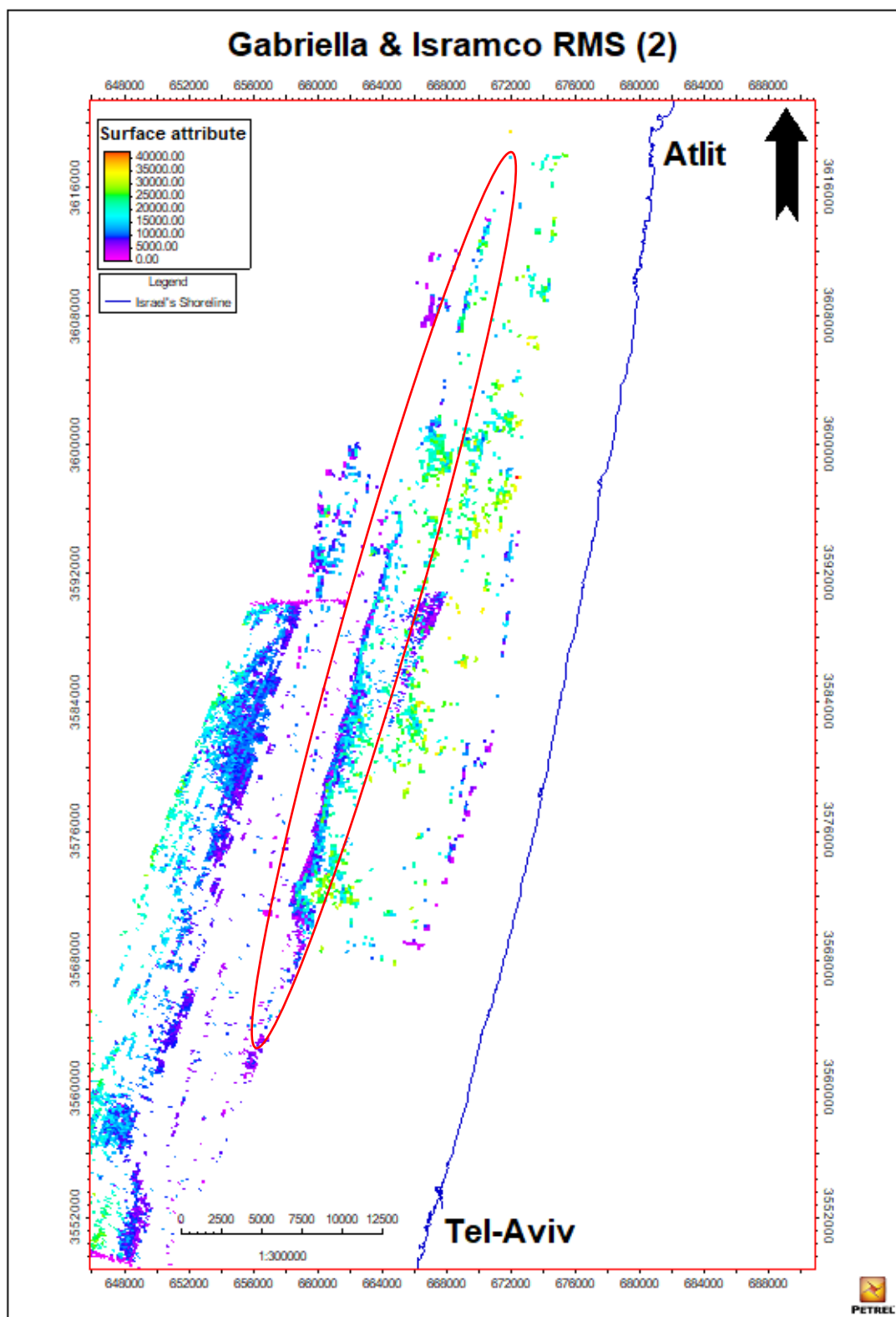
איור 20: משטח LS בתצוגת מפה בנפח ישראל לקו לאחר המרה לעומק המשטח התחתון של נקודת ההצטבות המהווה את גבול הרצף התחתון. קצהו המזרחי של המשטח עוקב אחרי קו החוף הקדום (המסומן בסגול).



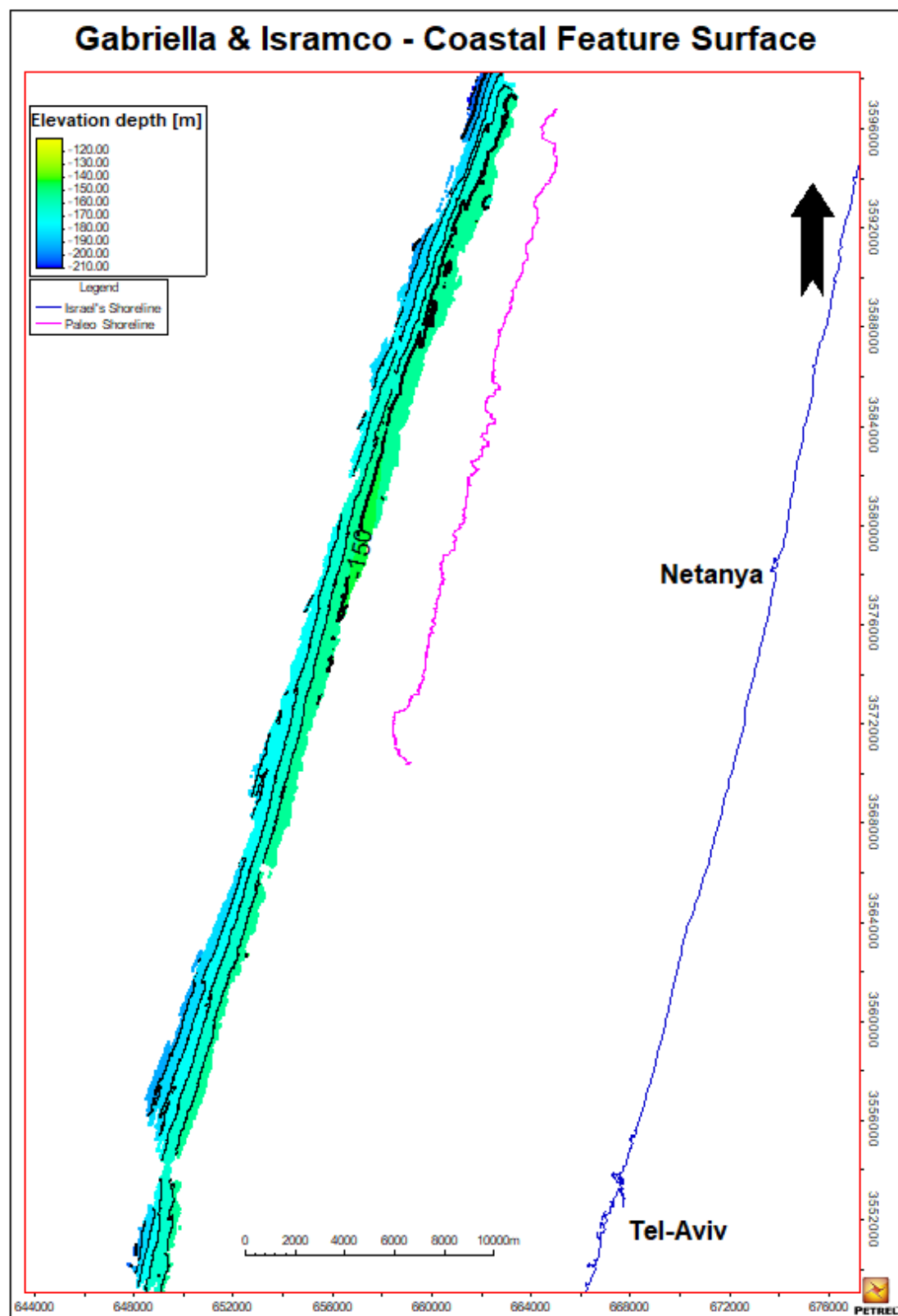
איור 22: אטריבויט Spectral Decomposition על נפח ישראלמקו בציר Z בעומק ms176 התדרים שעורבבו: נמוך- 35, בינוני- 45, גבוה- 65, תדרים אלו נבחרו בשל ההדגשה המיטבית שלהם. מימין, ללא מיפוי קו החוף. משמאל, עם מיפוי שני מקטעי קו החוף (בכחול המקטע הדרומי, בירוק בהיר המקטע בצפוני). הקונטור שמופה בצורה ידנית עוקב כמעט במדויק אחרי קו בולט בתצוגה זו אשר מהווה ככל הנראה שינוי בפציאס השקעה המתאים לאזורים חופיים.



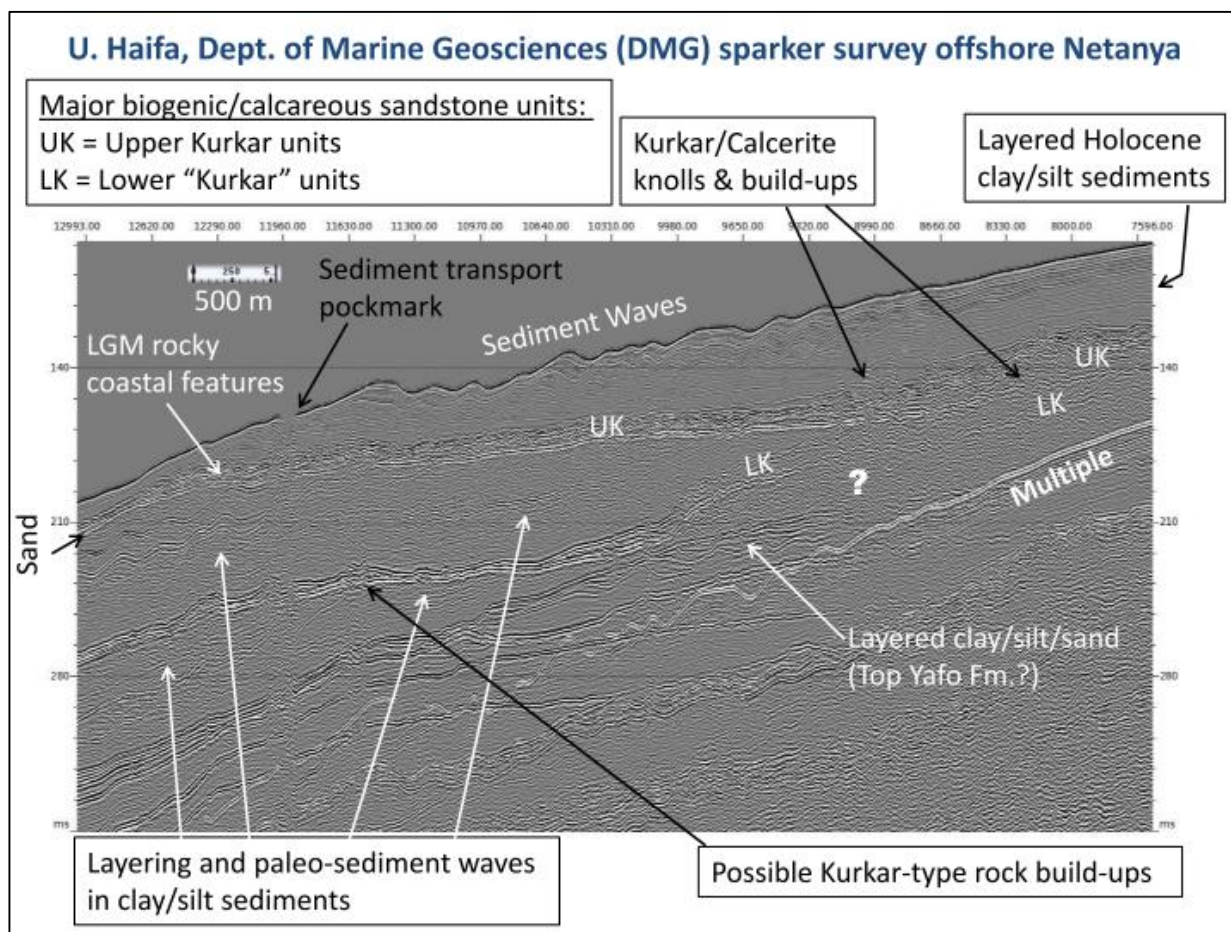
איור 23: אטריבויט RMS על המשטח העליון בנפח ישראל מקו (בזמן)
 באליפסה אדומה מסומן קו החוף כפי שנראה לאחר הפעלת האטריבויט ע"ג המשטח, פעולה זו מאשררת את המיפוי הידני.



איור 24: אטריבויט RMS על המשטח העליון הן בנפח גבריאלה (בעומק) והן בנפח ישראלמקו (בזמן) באליפסה אדומה מסומן קו החוף על גבי שני המשטחים. ישנה התאמה מרחבית טובה בין המשטח הממופה בזמן החזרה לבין המשטח הממופה בעומק.



איור 25: משטח האלמנט החופי כפי שמופה בנפחים גבריאלה וישראלמקו (לאחר ההמרה לעומק)

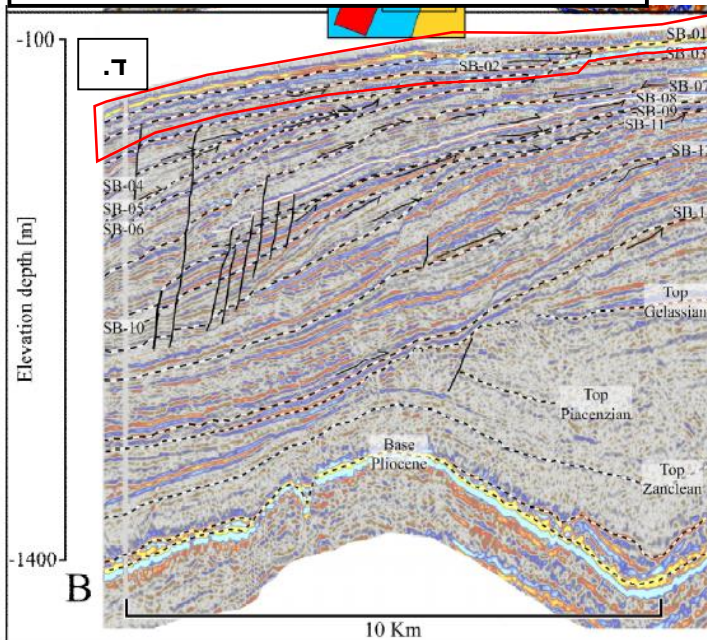
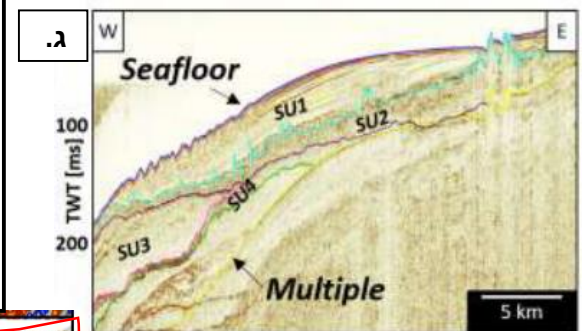
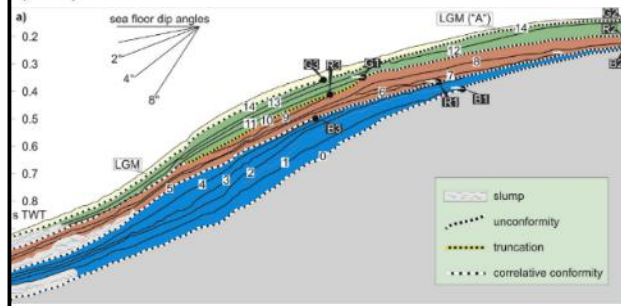
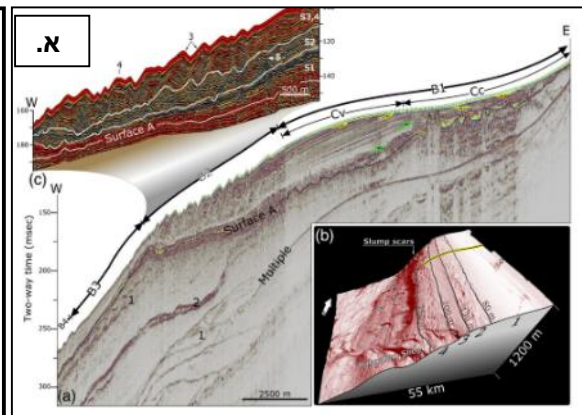
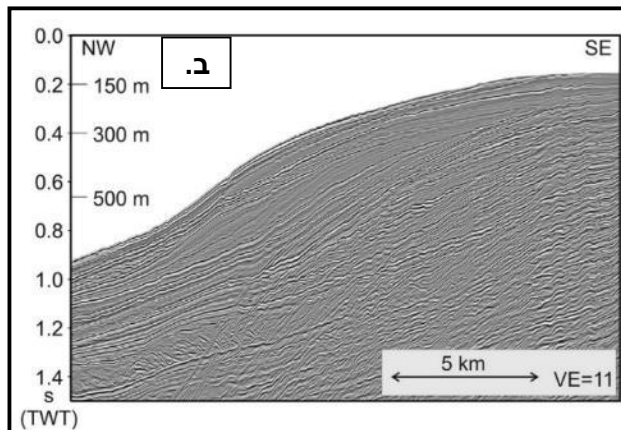


איור 26: תיאור אופקי ההשקעה והמאפיינים השונים בחתך בהפרדה גבוהה
 ע"פ מקובסקי ושותפים (Makovsky, 2018)

6 דיון

6.1 מחקרים קודמים

שטנר ושות' (U. Schattner, Gurevich, Kanari, & Lazar, 2015; U. Schattner, Lazar, Tibor,)
 (Ben-Avraham, & Makovsky, 2010; Uri Schattner, Lazar, Harari, & Waldmann, 2012
 התייחסו למשטח אירוזיה (משטח A) שהוגדר על ידי (Neev et al., 1966) כמשטח המסמל את
 שיא התקופה הקרחונית האחרונה משטח זה נמצא במרכז האופק שמעל קו החוף (איור 27).
 משטח זה מופה גם בעבודות של לנג (Lang, 2015a) כ-SB1 (איור 26) ובעבודה של ארנון
 (Arnon, 2017) הוא מסומן כבסיס יחידה SU1 וגם יחידה SU2, בטבלה 2 מופיעים השמות
 שניתנו במחקרים השונים לאותם המשטחים.



איור 27: משטח A מתוך עבודות קודמות
א. מתוך (Schattner et al., 2015) – "משטח A" פוענה כבסיס הLGM, 1- משטח סדימנט על דפוס גלי לפני הLGM, 2- אי התאמה קודמת לLGM.
ב. "משטח A" ושאר הרצפים מתחתיו כפי שסומנו ע"י (Hübscher et al., 2016).
ג. מתוך (Arnon, 2017) – "משטח A" מסומן בתכלת כבסיס יחידה SU1 (המיוחסת לתקופת MIS-1) וגג יחידה SU2 (המיוחסת לתקופת MIS-2), בסגול מסומן גג יחידה SU3 (המיוחסת לתקופת טרנגרסיה בין תקופות MIS-1 ומIS-5), בירוק כהה מסומן בסיס יחידה SU4 (המיוחס לתקופת MIS6).
ד. מתוך (Lang, 2015a) – גבולות הרצף המסומנים SB-01 ו-SB-02 (המודגשים באדום) של נפח גבריאלה כאשר גבול רצף 2 מיוחס לירידת המפלס לפני 130 א"ש (MIS-5e) וגבול רצף 1 מיוחס לירידת המפלס לפני 20 א"ש (2-MIS).

השם שניתן גבול הרצף התחתון	השם שניתן גבול הרצף העליון	המחקר
Pre-LGM lowstand unconformity—	Surface A	(Neev et al., 1966; Schattner et al., 2015)
	LGM (A)	(Hübscher et al., 2016)
Sequence Boundary 02 - SB-02	Sequence Boundary 01 - SB-01	(Lang, 2015a)
Sub- Unit 3 - SU-3	Sub- Unit 2 - SU-2	(Arnon, 2017)
Lower Kurkar – LK	Upper Kurkar – UK	(Makovsky et al, 2018) דברים בע"פ
משטח תחתון - LS	משטח עליון - US	מחקר זה

טבלה 2: מינוח ממחקרים קודמים למשטחים שמופו בעבודה זו.

6.2 מודלים להיווצרות קו החוף

מכיוון שפאליאו-קונטור זה שומר על עומק ממוצע של כ-131 מטרים כמעט לאורך כל המקטע הדרומי ולמרות העמקה ככל הנראה עקב גלישות גם במקטע הצפוני נשמר עומק ממוצע בטווח שבין 180 ל-190 מילישניות, כאן מוצע כי חיבור נקודות ההיצבטות בין המשטח העליון (US) לבין המשטח התחתון (LS) שמופו במחקר זה, ומהווה את הפאליאו-קונטור שמופה, הוא קו החוף הקדום של אחת מתקופות הקרח האחרונות לפני 26 א"ש או 140 א"ש (MIS2 או MIS6 בהתאמה).

שני מודלים אפשריים נבחנו להיווצרות קו החוף שמופה בעבודה זו.

מודל 1 (איור 28):

מודל זה נבנה על בסיס ההנחה האומרת כי מרבית האירוזיה של סלעי החוף נגרמת ממשטר אנרגיית הגלים בעת עליית המפלס (Posamentier and Allen, 1993) (איורים 29, 30).

ע"פ גילים שחושבו במעבדות Fugro ליחידה B (יחידה המורכבת משכבות של חול חרסיתי וחרסית חולי עם שכבות דקות של כורכר ושברי צדפים) ומופיעים בדו"ח תנ"ס 2016 (AMPHIBIO Ltd, 2016), בעומק של 115 מטרים (עומק מים 87 מטרים ועומק סדימנטים 28 מטרים) התקבל גיל של 14 א"ש ובעומק של 120 מטרים (עומק מים 87 מטרים ועומק סדימנטים 33.7 מטרים) התקבל גיל של 35 א"ש. גילים אלו נקבעו בשיטת פחמן 14 אך אין בעבודה מידע על החומר שנדגם. ע"פ (Rohling et al., 2014a) לפני 35 א"ש מפלס הים התיכון באזור גיברלטר עמד על כ-100 מטרים ולפני כ-14 א"ש על כ-70 מטרים (איור 2).

לפי גילים אלו ולפי הליתולוגיה של החתך ביחידה B בה נמדד גיל של 35 א"ש (AMPHIBIO Ltd, 2016), בתקופה זו היחידה הייתה ככל הנראה חשופה או לכל הפחות נמצאה באזור המושפע מאנרגיית הגלים מה שאפשר לשברי הצדפים ולפלטות הכורכר להתפתח במהלך ירידת המפלס שאירעה בתקופה העוקבת עד למפלס הסופי של הגלציאל האחרון 120- מטרים לפני כ-26 א"ש. מכאן שמשטח הגלציאל האחרון עשוי להיות נמוך ממיקום מדידת הגיל 35 א"ש.

הגיל השני 14 א"ש בעומק 28.1 מטרים מתחת לקרקעית הים נמדד בבסיס יחידה A המורכבת מחרסית רכה מאד. מכיוון שאזור זה כבר היה מוצף בתקופה זו בעומק כמה עשרות מטרים של מים ועם הזמן עומק המים עלה ולכן חרסיות יכלו לשקוע באזור שהושפע פחות מאנרגיית הגלים.

דבר זה יכול אולי להסביר את כמות הסדימנטים המועטה שהצטברה בין שתי המדידות בגלעין בטווח זמן של 21 א"ש (5 מטרים) ואת הצטברות הסדימנטים הרבה במהלך 14 א"ש הבאות (28 מטרים) שהיו לאחר השיא השני של הפשרת הקרחונים ובחלקם בתקופה הלחה של יבשת אפריקה שגרמה גם לעלייה בקצב הסדימנטציה בים התיכון לאורך התא הנילוטי (Krom et al., 2002)

מבני הכורכר בחתכים הסיימיים בהפרדה גבוהה הצטברו במהלך תקופת הLST של הגלציאל ולאחר מכן הוצפו במים במהלך הפשרת הקרחונים.

לפי מודל זה הפאליאו-קונטור הינו קו חוף המתאים לתקופת הגלציאל האחרון ומכאן ניתן לחשב את קצב הסדימנטציה שמעל קו החוף כאשר עובי סדימנטים מקסימלי מעל קו החוף מוערך בכ- 55 מטרים ועובי מינימלי כ-30 מטרים. עובי סדימנטים זה מניב קצב סדימנטציה של 1.2-2.1 מ"מ לשנה עם קצב ממוצע של 1.5 מ"מ לשנה לפי עובי סדימנטים ממוצע של כ-39.5 מטרים (טבלה 3).

המשטח הנוסף שמופה בעבודה זו ונמצא בעומק של כ-150 מטרים אך צעיר יותר מהמשטח הנ"ל יכול להיות שרטון או ריף שהתפתח תוך כדי עליית המפלס (איור 25).

מכיוון שקו החוף הממופה בעבודה זו נמצא בעומק ממוצע של כ-131 מטרים ומפלס הים בגלציאל האחרון עמד על 120- מטרים ניתן לחשב קצב השתפלות של כ-11 מטרים עקב עומס המים של כ-80 מטרים. חישוב זה נערך בהזנחת קומפקציה.

א. 130 א"ש (MIS 5e), יחידות 1 ו- α מייצגות את המשטח של MIS 6 (140 א"ש) בו מפלס הים היה נמוך בכ-120 מטרים בדומה ל LGM. היחידות 2-5 שקעו במהלך עליית המפלס ובתקופת ה-High stand של MIS 5e.

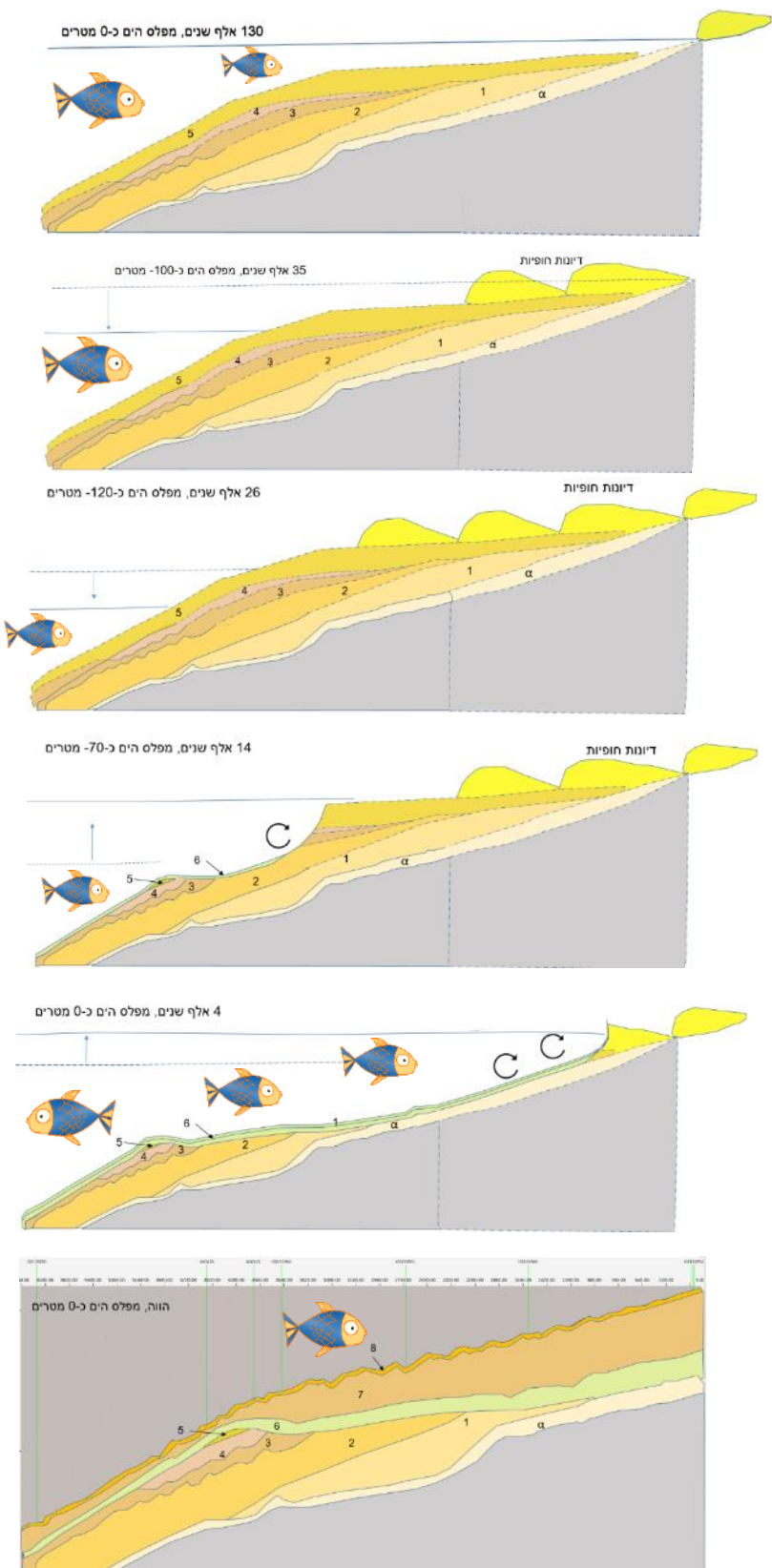
ב. 35 א"ש - ירידת המפלס הובילה לחשיפה של היחידות (1-5) ובכך חשיפתם למי גשמים והתגבשות של אופקי כורכר בשכבות החול.

ג. 26 א"ש - המשך ירידת המפלס (ל-120 מטרים) עד ל- LGM (תקופת ה-Low stand) המשך חשיפת היחידות (1-5) והתפרשות הדיונות למערב.

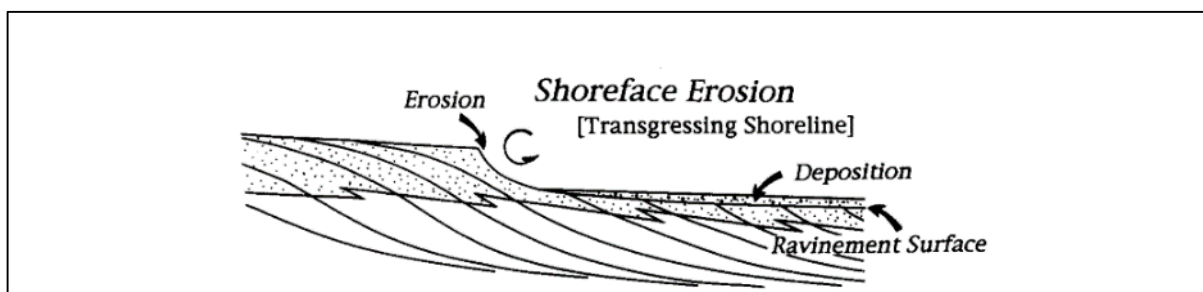
ד. 14 א"ש, עלייה של מפלס הים (כ-70 מטרים), פעולת הגלים גורמת להסרה של היחידות העליונות תוך כדי עליית המפלס, החומר המוסר מושקע מחדש על גבי המדף (יחידה 6).

ה. 4 א"ש, מפלס הים הגיע לרמתו העכשווית תוך המשך התחתרות ביחידות 1-5 והמשך השקעת אופק 6 (מתוך החומר המוסר).

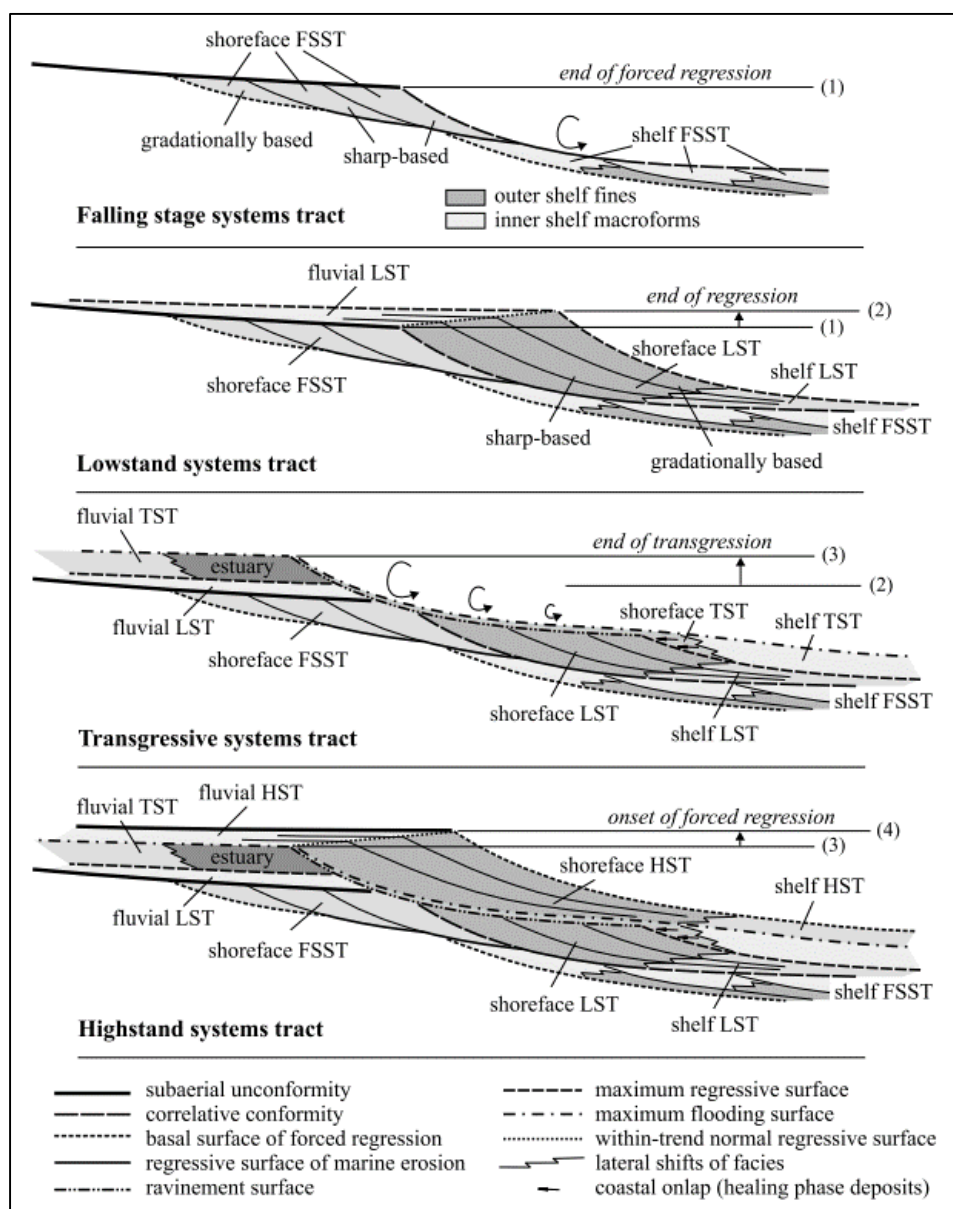
ו. המצב כיום – היחידות ששקעו ב-4 א"ש האחרונות מאז התייצבות מפלס הים על רמתו הנוכחית (יחידות 7 ו-8).



איור 28: תרשים סכמטי של סדר ההשקעה במודל 1



איור 29: תיאור סכמטי של המשטחים הנוצרים כתוצאה משחיקת פני החוף ע"י אנרגיית הגלים בעת עליית המפלס (Posamentier & Allen, 1993) והפרנסים שלו).



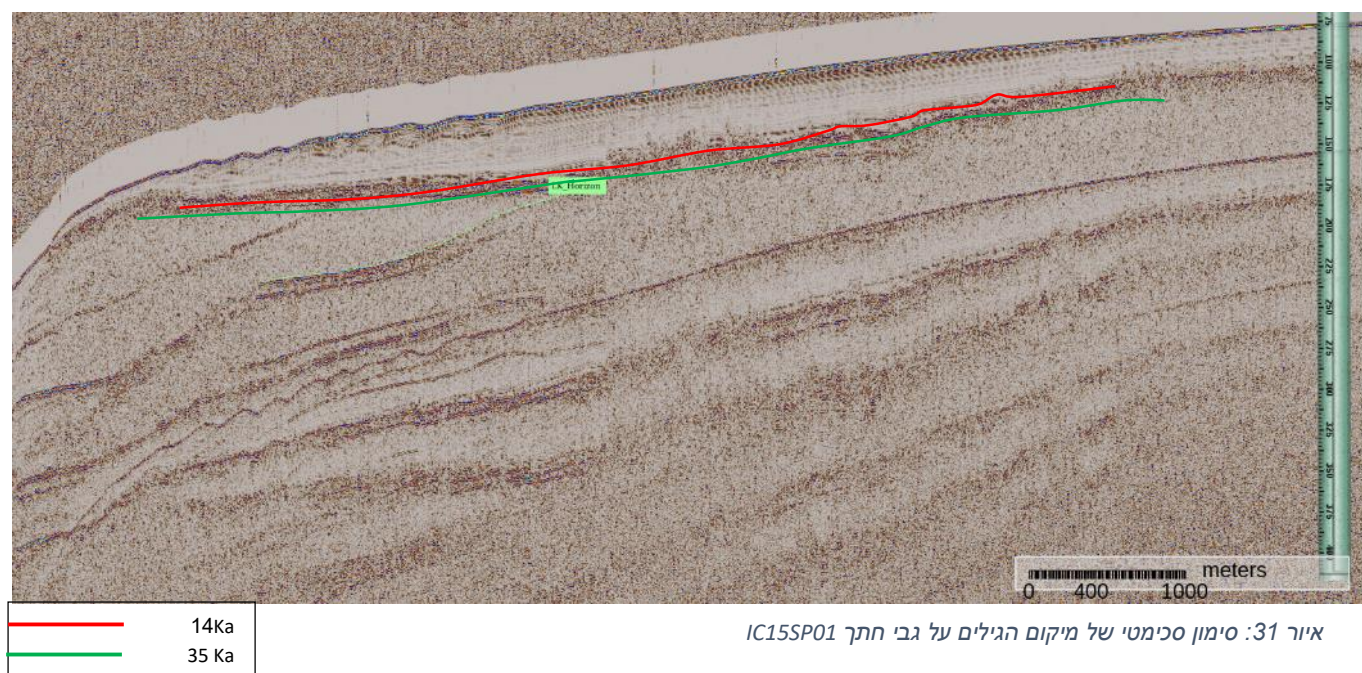
איור 30: פירוט של המשטחים הסטרטיגרפיים באזור המעבר בין סביבה עם משקעים פלוביאליים לבין סביבה עם משקעים ימיים רדודים רמת השימור נמוכה לאזור המדף שבשלב ירידת המפלס (Catuneanu, 2002).

מודל 2: חיבור נקודות ההיצבטות בין שני המשטחים מייצר פאליאו-קונטור המהווה את קו החוף של תקופת הגלציאל הלפני אחרונה (140 א"ש). כאמור, גם בתקופה זו מפלס הים ירד לכ-120 מטרים בממוצע.

לפי מודל זה לאחר תקופה זו, עלה מפלס הים למפלס הדומה למפלס הנוכחי, מכיוון ששהה במפלס זה תקופה קצרה יחסית ככל הנראה לא אירעה השקעת סדימנטים רבה או שאלו התבלו תוך ירידת המפלס, המפלס החל לרדת בהדרגתיות לפני כ-130 אלף שנים עד שהגיע לשיא הגלציאל האחרון לפני כ-26 אלף שנים. כאשר החל לעלות המפלס בשנית, החלו לשקוע הסדימנטים מעל הקו האדום באיור 31 ואלו שמעל הקו הירוק בהמשכו.

מיקום משטח האירוזה של ה LGM (Schattner et al., 2010, 2012, 2015; Lang, 2015a; Lazar et al., 2016; Arnon, 2017) ממקם במרכז האופק בו הגלים שבין 35 ל-14 א"ש וממשיך לכל אורכו של המשטח אשר נמצא מעל נקודת ההצבטות. לכן ניתן להניח כי נקודת ההיצבטות הנמצאת מתחת למשטח של 35 א"ש מהווה את קו החוף של תקופת הגלציאל שלפני 140 א"ש (MIS 6).

מכאן שקו החוף של תקופת הגלציאל האחרון נמצא מזרחה יותר ביחס לקו חוף הממופה בעבודה זו.



7 מסקנות

קווי החוף שמופו בנפחים גבריאלה וישראלמקו (בהתאמה) מראים התאמה בממד הזמן וגם בממד העומק.

לאחר המרת נפח ישראלמקו מזמן לעומק מתגלה התאמה בין העומקים במטרים מתוך סימון קו החוף בנפח גבריאלה לבין המרת העומקים מזמן החזרה למטרים בנפח ישראלמקו.

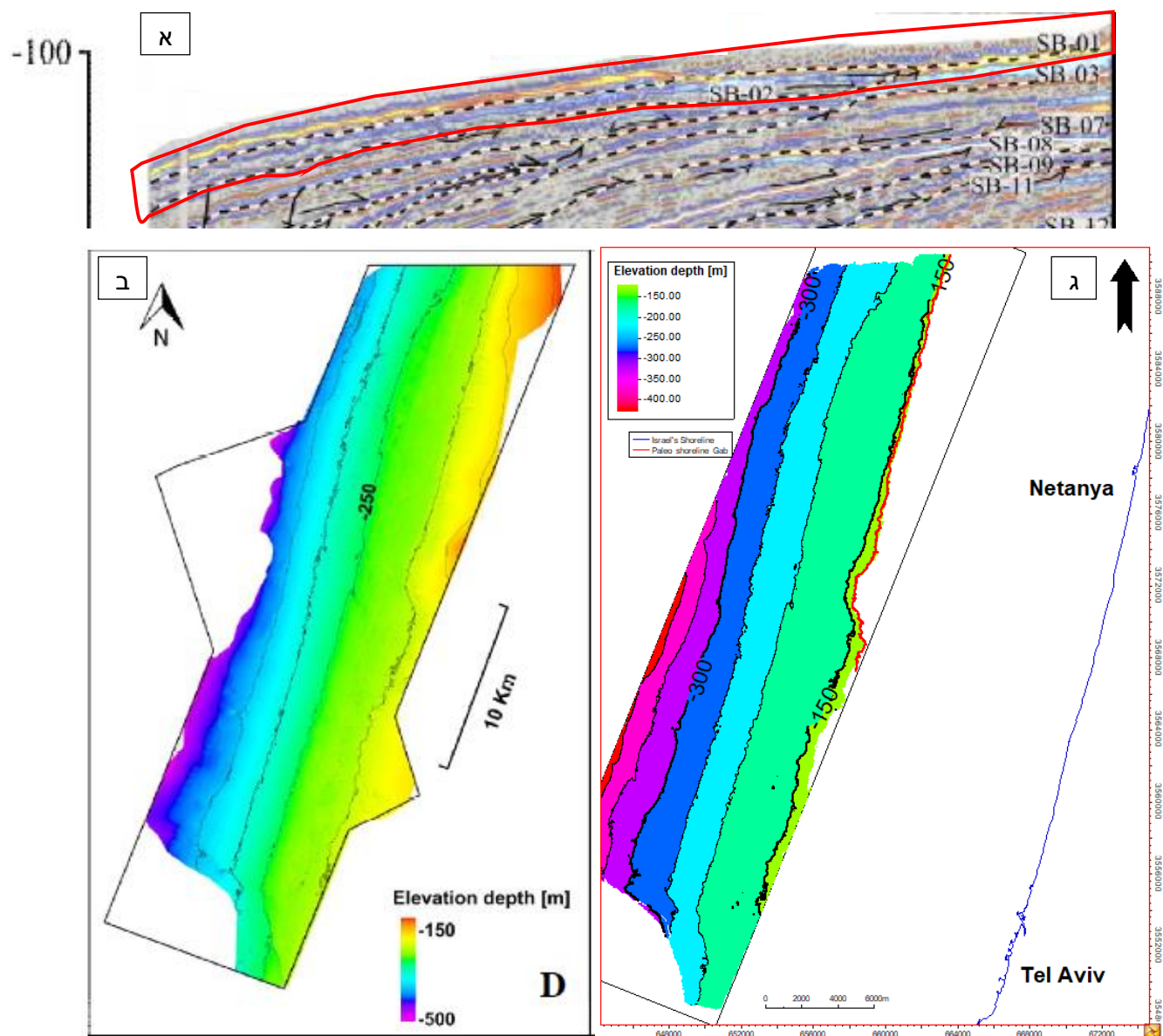
הפאליאו-קונטור מתאים לעומק האיזוסטטי בתקופת הגלציאל האחרון ואף לזאת שלפניה (לפני 26 ו-140 א"ש בהתאמה). מכיוון שלא מוכר תהליך שאינו חופי השומר על איזובת למעט בגופי מים משוכבים, מסקנתי היא כי הפאליאו-קונטר שמיפיתי בעבודה זו הוא קו חוף קדום הנמצא ברובו באותו טווח עומקים פרט לאזורים שהיו נתונים לתהליכים טקטוניים דוגמת גלישות תת ימיות ושייך לאחת התקופות שהוזכרו למעלה.

על מנת לשייך את קו החוף לאחת מהתקופות הנזכרות נדרש תיארוך מדויק יותר של האופקים העליונים. בשטח הסקרים נקדחו מספר קידוחים רדודים עד לעומק של כ-150 מטרים, קשירתם לנפחים או החתכים ותיארוך של אופקי מפתח מתאימים בהם (כמו אלו הממופים בעבודה זו) יכולים לתת תשובה מדויקת יותר.

עובי הסדימנטים מעל הפאליאו-קונטור בעיקרו נע בין 30 ל-55 מטרים עם עובי ממוצע של כ-39.5 מטרים. בטבלה 3 מופיעים קצבי הסדימנטציה המחושבים לפי עובי סדימנטים זה לכל תקופת LST, ערכים אלו התקבלו מחישוב עובי הסדימנטים מעל הפאליאו-קונטור חלקי הזמן, התוצאות ניתנו במ"מ לשנה.

מודל לקצב הסדימנטציה (מ"מ לשנה)			
	עובי סדימנטים מעל הפאליאו- קונטור (מ"מ)	מודל 1 MIS-2	מודל 2 MIS-6
		26000	140000
מינימום	30125	~1.2	~0.2
מקסימום	55608	~2.1	~0.4
ממוצע	39480	~1.5	~0.3

טבלה 3: חישוב קצבי ההשקעה האפשריים לכל תקופה קרחונית לפי עובי הסדימנטים שמעל קו החוף לשתי התקופות הגלציאל האחרונות.



איור 32: השוואת המיפוי של המשטח התחתון למיפוי משטח SB-02.

א. חתך מזרח מערב המראה את סימון משטח SB-02 (מומן באדום) מתוך עבודת המאסטר של גיא לנג (Lang, 2015a).

ב. מיפוי המשטח המסומן בחתך המיפוי (מתמזג עם SB-01 בצידו המזרחי), ג. מיפוי אותו המשטח בעבודה הנוכחית המראה את סיום משטח SB-02 (המשטח התחתון) המהווה את קו החוף הקדום.

- AMPHIBIO Ltd, 2016, Environmental Management and Monitoring Program - TNS-1 (תנ"ס ימי 1):
- van Andel, T.H., and Lianos., N., 1984, High-resolution seismic reflection profiles for the reconstruction of postglacial transgressive shorelines: an example from Greece.: *Quaternary Research*, v. 45, p. 31–45.
- Arnon, M., 2017, Geomorphological insights into the evolution of the Israeli continental shelf since the middle Pleistocene.
- Butorin, A. V., and Krasnov, F. V., 2016, Approaches to the analysis of spectral decomposition for the purpose of detailed geological interpretation: *Society of Petroleum Engineers - SPE Russian Petroleum Technology Conference and Exhibition 2016*, p. 275–289, doi:10.2118/182079-ru.
- Catuneanu, O., 2006, *Principles of Sequence Stratigraphy*: 375 p.
- Catuneanu, O., 2002, Sequence stratigraphy of clastic systems: Concepts, merits, and pitfalls: *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, p. 1–43, doi:10.1016/S0899-5362(02)00004-0.
- Chopra, S., and Marfurt, K.J., 2007, Volumetric curvature attributes adding value to 3D seismic data interpretation: *Society of Exploration Geophysicists - 77th SEG International Exposition and Annual Meeting, SEG 2007*, p. 851–855, doi:10.1190/1.2792542.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., and McCabe, A.M., 2009, The Last Glacial Maximum: *Science*, v. 325, p. 710–714.
- Edouard Bard*, B.H.& R.G.F., 1990, U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: *Nature*, v. 84, p. 157–158, doi:10.1016/0009-2541(90)90196-E.
- Enzel, Y., Amit, R., Dayan, U., Crouvi, O., Kahana, R., Ziv, B., and Sharon, D., 2008, The climatic and physiographic controls of the eastern Mediterranean over the late Pleistocene climates in the southern Levant and its neighboring deserts: *Global and Planetary Change*, v. 60, p. 165–192.
- Fleischer, L., 2002, *Stratigraphic Table Of Israel (Outcrops and Subsurface)*..
- Garfunkel, Z., 1984, Large-scale submarine rotational slumps and growth faults in the eastern Mediterranean: *Marine Geology*, v. 55, p. 305–324.
- Ginzburg, A., Cohen, S.S., Hay-Roe, H., and Rosenzweig, A., 1975, *Geology of Mediterranean Shelf of Israel*: AAPG Bulletin, v. 59, p. 2142–2160.
- Gridley, J., Partyka, G., Exploration, A., and Group, P.T. Processing and interpretational aspects of spectral decomposition: , p. 1055–1058.
- Gvirtzman, G., and Buchbinder, B., 1969, Outcrops of Neogene Formation in the Central and Southern Coastal Plain Hashephela and Be'er Sheva' Regions, Israel: *Geological Survey of Israel*,.
- Gvirtzman, G., and Reiss, Z., 1965, *Stratigraphic Nomenclature in the Coastal Plain and Hashephela Regions*..
- Gvirtzman, G., Shachnai, E., Bakler, N., and Ilani, S., 1983, Stratigraphy of the Kurkar Group (Quaternary) of the coastal plain of Israel: *GSI, Current Research*, p. 70–82.
- Herron, D.A., 2011, (series: alk. paper) 1. Seismology. 2. Geophysical surveys. I. Latimer, Rebecca B: 22–23 p., <http://library.seg.org/>.

- Hübscher, C., Betzler, C., and Reiche, S., 2016, Seismo-stratigraphic evidences for deep base level control on middle to late Pleistocene drift evolution and mass wasting along southern Levant continental slope (Eastern Mediterranean): *Marine and Petroleum Geology*, v. 77, p. 526–534, doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.07.008.
- Inman, D., and Jenkins, S., 1984, The Nile Littoral Cell and Man's impact on the impact on the coastal zone of the southeastern Mediterranean: *Proceedings of the 19th International Coastal Engineering Conference*, p. 1600–1617.
- Kearney, P., Brooks, M., and Ian, H., 1986, *An Introduction to Geophysical Exploration*: v. 67, 132 p.
- Krom, M.D., Stanley, J.D., Cliff, R.A., and Woodward, J.C., 2002, Nile River sediment fluctuations over the past 7000 yr and their key role in sapropel development: *Geology*, v. 30, p. 71–74.
- Lambeck, K., and Purcell, A., 2005, Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: Model predictions for tectonically stable areas: *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 1969–1988.
- Lang, G., 2015a, 3D seismic stratigraphy of the Plio-Pleistocene section of the Levant continental margin-reconstructing continental margin development in light of tectonic, sedimentary and eustatic processes.
- Lang, G., 2015b, סטרטיגרפיה סייסמית תלת מימדית של החתך הפליו-פליסטוקני של שולי היבשת של ק. הלבנט - שיחזור התפתחות שולי היבשת לאור תהליכים טקטוניים, סדימנטריים ואאוסטזיים: 91
- Lazar, M., Lang, G., and Schattner, U., 2016, Coincidence or not? Interconnected gas/fluid migration and ocean-atmosphere oscillations in the Levant Basin: *Geo-Marine Letters*, v. 36, p. 293–306, doi:10.1007/s00367-016-0447-5.
- Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18O records: *Paleoceanography*, v. 20, p. 1–17.
- Makovsky, Y., 2018, *Holocene Layered*:
- Neev, D., Edgerton, H.E., Almogor, G., and Bakler, N., 1966, Preliminary results of some continuous seismic profiles in the Mediterranean shelf of Israel: *Israel Journal of Earth Science*, v. 15, p. 170–178.
- Pereira, L.A.G.R., Pinheiro, L.M., and Abbassi, H., 2009, Seismic Attributes in Hydrocarbon Reservoirs Characterization: *Geosciences*, v. Master, p. 183.
- Petrel, 2015, *Recommended Seismic Volume Attributes*:
- Porat, N., Avital, A., Frechen, M., and Almogi-Labin, A., 2003, Chronology of upper Quaternary offshore successions from the southeastern Mediterranean Sea, Israel: *Quaternary Science Reviews*, v. 22, p. 1191–1199.
- Posamentier, H.W., and Allen, G.P., 1993, Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors: *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 91–109, doi:10.1016/0037-0738(93)90135-R.
- Rafaelsen, B., 2006, Seismic resolution (and frequency filtering): *Univ. Tromsø Lecture Series*, Tromsø, Norway, p. 2–4.
- Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., and Williams, F., 2014a, Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years: *Nature*, v. 508, p. 477–482.
- Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., and Williams, F., 2014b, Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years: *Nature*, v.

508, p. 477–482.

- Schattner, U., Gurevich, M., Kanari, M., and Lazar, M., 2015, Levant jet system-effect of post LGM seafloor currents on Nile sediment transport in the eastern Mediterranean: *Sedimentary Geology*, v. 329, p. 28–39, doi:10.1016/j.sedgeo.2015.09.007.
- Schattner, U., Lazar, M., Harari, D., and Waldmann, N., 2012, Active gas migration systems offshore northern Israel, first evidence from seafloor and subsurface data: *Continental Shelf Research*, v. 48, p. 167–172, doi:10.1016/j.csr.2012.08.003.
- Schattner, U., Lazar, M., Tibor, G., Ben-Avraham, Z., and Makovsky, Y., 2010, Filling up the shelf - A sedimentary response to the last post-glacial sea rise: *Marine Geology*, v. 278, p. 165–176, doi:10.1016/j.margeo.2010.10.006.
- Shaked, Y., Agnon, A., Lazar, B., Marco, S., Avner, U., and Stein, M., 2004, Large earthquakes kill coral reefs at the north-west Gulf of Aqaba: *Terra Nova*, v. 16, p. 133–138.
- Sivan, D., Wdowinski, S., Lambeck, K., Galili, E., and Raban, A., 2001, Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 167, p. 101–117.
- Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Basaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., and Simsek, M., 1995, High-resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (Northwest Turkey) – Late Quaternary sedimentation and sea-level changes.: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 923–936.
- Tushingham, A.M., and Peltier, W.R., 1992, Validation of the ICE-3G model of Wurm-Wisconsin deglaciation using a global data base of relative sea level histories: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 3285–3304.
- Veeken, P.C., and Moerkerken, B. van, 2013, *Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models*:
- Widess, M.B., 1973, How Thin Is a Thin Bed: v. 38, p. 1176–1180.
- Wright, J.D., Sheridan, R.E., Miller, K.G., Uptegrove, J., Cramer, B.S., and Browning, J. V., 2009, Late Pleistocene Sea level on the New Jersey Margin: Implications to eustasy and deep-sea temperature: *Global and Planetary Change*, v. 66, p. 93–99.

List of Figures

Figure 1: Global sea level curve in the past 150,000 years.....	3
Figure 2: Preliminary isostatic assessment results for the Camarinal sill, the critical location of water-exchange control for the Strait of Gibraltar (Rohling et al., 2014b).....	4
Figure 3: Sea-level from archeological observations along the Mediterranean coast (Sivan et al., 2001)...	5
Figure 4: Stratigraphic table (Fleischer, 2002).....	6
Figure 5: Location map of the research and the surveys.....	7
Figure 6: An example of vertical resolution in seismic data in depth.....	11
Figure 7: The advantages of combining two surveys in the research.....	12
Figure 8: Wedge modeling. a- creation of synthetic material similar to seismic data. b- Model parameters. c- a graph that indicates where the roof and base cannot no longer be distinguished.....	16
Figure 9: A comparison between the volumes after depth conversion.....	17
Figure 10: Instantaneous phase attribute.....	18
Figure 11: Initial mapping of the Gabriella volume.....	19
Figure 12: Representative sections of the sedimentary horizons.....	21
Figure 13: Histograms of shoreline depth points.....	22
Figure 14: Depth distribution along the shoreline from north to south.....	23
Figure 15: Shoreline as hand-mapped in the Isramco and Gabriella volumes.....	24
Figure 16: Lower Surface (LS) in 3D display on the Gabriella volume.....	25
Figure 17: LS in map display.....	26
Figure 18: Ancient shoreline relative to the -120 m isobath and current shoreline.....	27
Figure 19: Comparison between mapping of ancient shoreline and the LS in the Isramco volume.....	28
Figure 20: LS in map display in the Isramco volume after depth conversion.....	29
Figure 21: Unified LS from the Gabriella volume and the Isramco volume after depth conversion.....	30
Figure 22: Spectral decomposition attribute on the Isramco volume, along the z axis at depth 176 ms	31
Figure 23: RMS attribute on the upper surface (US) of the Isramco volume (in time)	32
Figure 24: RMS attribute on the US in both the Gabriella volume (in depth) and the Isramco volume (in time).....	33
Figure 25: Coastal feature surface as mapped in the Gabriella and Isramco (after depth conversion) volumes.....	34
Figure 26: Description of sedimentation horizons and various features in the high resolution section....	35
Figure 27: Surface A from previous works.....	36
Figure 28: Schematic sketch of the order of sedimentation in model 1.....	39
Figure 29: Schematic depiction of the formation of a ravinement surface.....	40
Figure 30: Detailed architecture of facies and stratigraphic surfaces in the transition zone between fluvial and shallow marine environments, in a shelf- type setting.....	40
Figure 31: Schematic age location marking along IC15SP01 high resolution section.....	41
Figure 32: Comparison between LS and SB-02 section.....	43

In order to assess the age of the paleo-contour, I compared my findings with samples from a marine geotechnical borehole off the Dor shoreline (about 10 km from the shoreline and about 600m Eastern to the paleo contour) at a water depth of ~90m. These samples yield sedimentation ages of 14 kyr and 35 kyr at 28.1m and 33.7m, respectively, beneath sea floor (absolute depth of 128.3m & 133.7m respectively). This confirms the sedimentation rate suggested in this study.

Future assessment of additional 3D seismic volumes may enable more extensive mapping of paleo-contours from glacial lowstands. By identifying shorelines and constraining with other data, it will be possible to construct a high-resolution model of the Mediterranean Sea level during the late Quaternary.

Abstract

Global glaciation resulted in a sea level drop of ~120m, and westward migration of a few kilometers of Israel's western shoreline twice during the last 140 kyr: at approximately 140 ka (MIS-6), and at 26 ka (MIS-2), the last glacial maximum (LGM). The sea level remained low for several millennia, until deglaciation caused an abrupt rise.

Previous studies have presented Israel's western shoreline during the LGM at the 120 m isobath, assuming the topography has not changed while neglecting sedimentation/erosion and hydro-isostasy. Accounting for sediments deposited since then, the shoreline is actually buried; direct evidence for its location has not yet been produced.

In this research I interpreted high resolution 3D seismic surveys (in time and depth) and high resolution 2D sparker surveys in time located west of Israel's shoreline from Atlit to Tel Aviv in order to map paleo-contours in particular shorelines, from the glacial periods. Paleo-contours traverse pinch-out points per the stratigraphic sequence. A paleo-contour found in this manner is likely from one of the glacial peaks and located 14-16 km west of the modern shoreline. This paleo-contour is determined at a depth of ~130m bsl is buried under up to 45m of sediment (up to 100m water depth) and is compatible with the eustatic sea level of the last glacial periods. Assuming that this paleo-contour marks the LGM shoreline, the sedimentation rate at the eastern Mediterranean Sea is estimated at ~0.9-1.7 mm/year.

Because with the exception of bedded water bodies a non-coastal process that maintains isobath is not known, the conclusion is that the paleo-counter mapped in this work is an ancient shoreline that is mostly in the same depth range except areas that were subject to tectonic processes such as underwater landslides.

I interpreted the seismic volumes using Petrel™ and the 2D seismic lines using (Paradigm). Attributes, such as the "RMS Amplitude", highlight changes in the nature of the seismic reflector and enable identification of properties not clearly visible in original seismic volume. Due to changes in the reflector density typical to shorelines, the attribute emphasizes possible ancient shorelines.

Department of Geology
Institute of Earth Sciences
Faculty of Mathematics and Natural Sciences
The Hebrew University of Jerusalem

Mapping Israel's Western Paleo-Shorelines From 3D Seismic Data

Thesis for the Degree of Master of Science

Submitted by:

Ron Algon

Under the supervision of:

Prof. Amotz Agnon

Dr. Benjamin Medvedev

December 2019