Negev, Dead Sea and Arava Studies
Dead-Sea & Arava Science Center
מרכז מדע ים-המלח והערבה
Under the Auspices of Ben-Gurion University of the Negev
בחסות אוניברסיטת בן-גוריון בנגב
מחקרי הנגב, ים המלח והערבה

Research article
מאמר מחקר

המשטר הגאודינמי של המזרח התיכון מאז תקופת האוליגוקן: סיכום מחקר[1]

י' מרט

מכון רקנאטי ללימודי ים, אוניברסיטת חיפה
בית הספר למדעי הים, המרכז האקדמי רופין, מכמורת

פרטי התקשרות: y.mart@research.haifa.co.il

ת ק צ י ר

מודלים אנלוגיים אחדים אוחדו על מנת לצרף את הסגירה של ים נאוטתיס לאחר תקופת האוליגוקן עם הביקוע של מפרץ עדן וים סוף. סגירת ים נאוטתיס שהחלה מאז הנאוגן הקדום והתרחשה כתוצאה מההפחתה צפונה של הליתוספרה הנאוטתית אל מתחת דרום-מרכז איראסיה, יצרה שני סגנונות של התלכדות קינמטית. הענף המערבי של ההתלכדות בנה הפחתה מתחת לדרום-מרכז איראסיה לאורך חזית המעוות ההלנית, שביקעה את אגן השוליים האגאי וגררה את אנטוליה מערבה. הענף המזרחי כלל התלכדות אלכסונית של ערב עם מזרח אנטוליה ואירן לאורך תפר ביטליס–זגרוס, שהפך בהדרגה מאזור הפחתה לתחום של התנגשות יבשות. מאחר שהמהירות של התנגשות לוחות אטית ממהירות ההפחתה, תנועת החלק המופחת של הלוח הערבי הייתה מהירה מקצב התנועה של החלק המתנגש. לפיכך הלוח הערבי המופחת הסתובב נגד כיוון השעון, ופיתח בשוליו אזורי ניתוק ומתיחה. המתיחה הזאת עוררה מחדש את ההתקדמות של רכס קרלסברג אל תוך מפרץ עדן לאחר יציבות של כמעט 30 מיליון שנה. כמו כן ניתן להניח כי הביקוע של ים סוף במיוקן התיכון הוטבע על גבי התרוממות אזורית, מאחר שהחשיפה של המסיב הערבי-נובי נגרמה במקורה על ידי תימרת מעטפת אוליגוקנית, תימרה שלאחר מכן עיצבה את הרמה האתיופית ואת הרמה של מזרח אפריקה בנאוגן.

מילות מפתח:
הגאודינמיקה של הלבנט
הטקטוניקה של ים סוף
מודלים סטרוקטורליים אנלוגיים
התנגשות לוחות באזור ים טתיס המרכזי
תימרת המעטפת של מזרח אפריקה
מודלים נומריים

Geodynamics of the Middle East domain since the Oligocene: research summary

Y. Mart

The Leon Recanati Institute for Maritime Studies at the University of Haifa
Ruppin Academic Center School of Marine Sciences

Correspondence: y.mart@research.haifa.co.il

A B S T R A C T

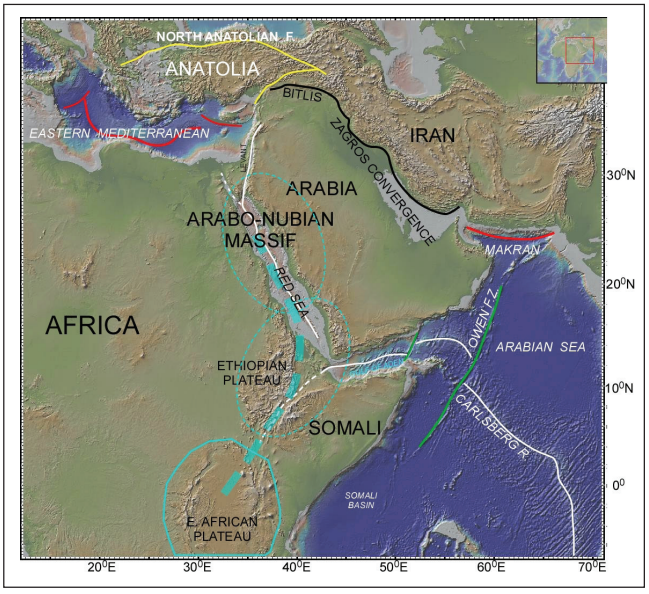
Several analogue models were merged to link the post-Oligocene closure of the Neotethys seaway with the break-up of the Gulf of Aden and the Red Sea. The seaway closure since the early Neogene, which was a result of northwards subduction of Neotethyan lithosphere under south–central Eurasia, generated two styles of kinematic convergence. Its western branch forms the Tethyan subduction under south–central Eurasia along the Hellenic deformation front, generating the break-up of the Aegean Sea and the westward migration of Anatolia. The eastern branch comprises the oblique convergence of Arabia with eastern Anatolia and Iran along the Bitlis–Zagros suture, which gradually shifted from subduction to collision. Because the velocity of plate collision is slower than that of subduction, the subducting section of the underthrust slab moves faster than the colliding segment. Consequently, the underthrust Arabian slab rotated counterclockwise, and developed detachment zones. Such extension triggered the resumption of the propagation of the Carlsberg Ridge into the Gulf of Aden, after being stalled for nearly 30 Ma. It is presumed further that the break-up of the Red Sea in the mid-Miocene was superimposed on the regional uplift and exhumation of the Arabo-Nubian Massif, which was caused by a mantle plume in the Oligocene, a plume that subsequently affected the Ethiopian and the East African plateaux in the Neogene.

Keywords:
Central Tethys convergence
East African mantle plume
Red Sea tectonics
Numeric models
Analog structural models

1. ראו Mart, Y., 2013. Geodynamics of the Middle East domain since the Oligocene: research summary. Journal of the Geological Society, London 170, 483-496

1. מבוא

המזרח התיכון הוא תחום גאוגרפי המשתרע מהים התיכון ועד הים הערבי. אורכו המקורב הוא 5,000 ק"מ ורוחבו כ-2,500 ק"מ. היחידות הגאוגרפיות הראשיות הנכללות בתחום זה הן חצי האי האנטולי, המדבר הנובי, חצי האי הערבי, הרמה האתיופית והלבנט. שני תהליכים גאודינמיים בולטים עיצבו את התחום הגאוגרפי הזה מאז האוליגוקן: האחד הוא ההתלכדות הטקטונית בין גונדבנה ואיראסיה לאורך גבולו הצפוני של התחום, המשתרעת מההפחתה של הליתוספרה הנאוטתית אל מתחת התעלות ההלניות במערב, ועד ההתנגשות הטקטונית של צפון-מזרח ערב עם אנטוליה ואירן במזרח. בד בבד התרחשה ההיפרדות הטקטונית במפרץ עדן, בים סוף ובבקע ים המלח, המעצבים את האגף הדרומי והדרום-מערבי של תחום המזרח התיכון (איור 1).



איור 1: תחום המזרח התיכון משתרע ממזרח הים התיכון ועד לים הערבי. הוא כולל את אנטוליה, הלבנט, ערב ומזרח אפריקה ביבשה, ואת הים התיכון המזרחי, ים סוף, מפרץ עדן והים הערבי. אזורי הפחתה מסומנים באדום, העתקי תזוזה אופקית בצהוב, אזורי התנגשות לוחות בשחור, העתקי חילוף בירוק ואזור התפשטות קרקעית הים בלבן. תוואי המעבר של אפריקה מעל תימרת המעטפת מסומנים בקו גס כחול ומרוסק, ותחומי הרמות המורמות מסומנים בעיגולים בקו מרוסק בצבע תכלת (הדמיית הרקע באדיבות www.geomapapp.org)

למזרח התיכון יש היסטוריה גאולוגית הנמשכת מהפרוטרוזואיקון המאוחר, ונפוצות בו סדרות הסלעים שגילן הוא פריקמברי ופאליאוזואי. מאוחר יותר, במהלך המסוזואיקון, שרר במרכז התחום הגאוגרפי ים נאוטתיס, שגבל בשולי היבשת הסבילים של גונדבנה מדרום, והמשטר הטקטוני שלו נקבע על ידי הנדידה צפונה של אפריקה וההפחתה שלה כלפי צפון (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977, ויש לעיין גם ב-Berkheimer and Hsü, 1982 ובמקורות המצוטטים במאמר הזה).

האזורים הטקטוניים הכלולים בתחום הגאוגרפי של המזרח התיכון, ביבשה ובים, והתהליכים הגאולוגיים שעיצבו אותם, נחקרו בעבר על ידי חוקרים רבים. רוב הפענוחים הטקטוניים צעדו בעקבותיהם של חלוצי טקטוניקת הלוחות, שסברו שהאזורים הטקטוניים הם תוצרים של שני תהליכים בלתי תלויים. הם הבחינו בין הטקטוניקה הכרוכה בגאודינמיקה של היווצרות הים התיכון (ים טתיס) והשרשרת האלפינית (Dewey et al., 1973; McKenzie, 1970; Ryan et al., 1970) לבין הקינמטיקה של הים הערבי, מפרץ עדן וים סוף (למשל Freund, 1970; Matthews, 1966; McKenzie et al., 1970; Phillips and Ross, 1970).

סיכום נרחב של מחקרים פליאוגאוגרפיים אִפשר את שחזור הלוחות הטקטוניים ואת קביעת מיקום הלוחות הטקטוניים הנוכחיים במרחבי מזרח הים התיכון וכן את שחזור שרשרת ההרים האלפינית, והעריך מהו מקור היחידות הגאולוגיות הבונות את המרחב. סיכום כזה כלל את מחקריהם המוקדמים של דיואי ועמיתיו (Dewey et al., 1970), ששחזרו את התפתחות המערכת האלפינית, את המיקום שקבעו ביז'ו-דובאל ועמיתיו (Biju-Duval et al., 1977), שחקרו את מרחב הים התיכון, ואת השחזור של רוברטסון ודיקסון (Robertson and Dixon, 1984) ובסיסי הנתונים שהם בנו, שאִפשרו לשחזר את הפליאוגאוגרפיה של הים התיכון המזרחי ושל שרשרות ההרים שמצפון לו.

דרקור ועמיתיו (Dercourt et al., 1986) איחדו מצרפי שחזורים של ים טתיס, שכיסו את ההיסטוריה הגאולוגית של איראסיה מהאוקיאנוס האטלנטי ועד האוקיאנוס השקט במהלך העידן המסוזואי והקינוזואיקון הקדום. ציגלר ועמיתיו (Ziegler et al., 2001), קאוואצה ועמיתיו (Cavazza et al., 2004) וגם ז'וליבה וברון (Jolivet and Brun, 2010) הציגו מצרפים פליאוגאוגרפיים מחודשים של האזור האטלנטי-ים-תיכוני. גם המצרפים האלה התייחסו לסגירת ים טתיס ולפתיחת מפרץ עדן-ים סוף כשני תהליכים גאודינמיים נבדלים. ריילינג'ר ומקלוסקי (Reilinger and McClusky, 2011) הציעו, בעקבות מדידות GPS חוזרות ונשנות, שקצב ההתלכדות של נוביה עם איראסיה הלך ופחת בשיעור דומה לקצב פתיחת מפרץ עדן וים סוף.

חוקרים אחרים בדקו את קצב ההתרוממות של מזרח אפריקה במהלך 35 מיליון השנים האחרונות. קודם לחשיפת הלבנט אל מעל מפלס הים בתקופת האוליגוקן, היה המזרח התיכון אזור נרחב של ים אפי-קונטיננטלי (ראו למשל Cavazza et al., 2004; Dercourt et al., 1986; Robertson and Dixon, 1984; Stampfli, 2000). מקארי ועמיתיו (McQuarrie et al., 2003) קישרו בין הביקוע של ים סוף במיוקן התיכון לבין ניתוק אפשרי של הליתוספרה הנאוטתית המופחתת, שכתוצאה ממנו חלה האטה בקצב התנועה לצפון-מזרח של אפריקה וערב. גירדלר וסטיילס (Girdler and Styles, 1974) פענחו אנומליות מגנטיות במרכז ים סוף, והציעו את קיומו של שלב טקטוני של ביקוע טקטוני והצטברות קרום אוקיאני מתקופת האאוקן באזור זה.

עומר וסטקלר (Omar and Steckler,1995) השתמשו בנתוני תיארוך רדיומטרי של קרינת חלקיקי α (fission tracks) כדי להציע את קיומה של חשיפה אזורית של אזור ים סוף באוליגוקן. לאחר מכן הציעו שפיגל ועמיתיו (Spiegel et al., 2007) שחזור של התרוממות נרחבת ובעקבותיה בליה של הרמה של מזרח אפריקה החל מהמיוקן, ושייכו תופעה זו להתרוממות השוליים של הבקע של מזרח אפריקה. מושה ופורטה (Moucha and Forte, 2011) פיתחו בהמשך לגישה זו מודל ספרתי של תימרת מעטפת גדולה שהרימה את מזרח אפריקה במשך 30 מיליון שנה לפחות. הם שחזרו את השפעת התימרה על הלוח

הטקטוני האפריקני הנודד צפונה, והציעו כי ההתרוממות של המסיב הערבי-נובי, רמת אתיופיה והרמה של מזרח אפריקה נוצרו זו אחרי זו כאשר הלוח עבר מעל התימרה. הבקעים של מזרח אפריקה וים סוף ושוליהם המורמים הופעלו כמבנים משניים על הרמות שהתפתחו מעל התימרה עוד קודם לביקוע (איור 1).

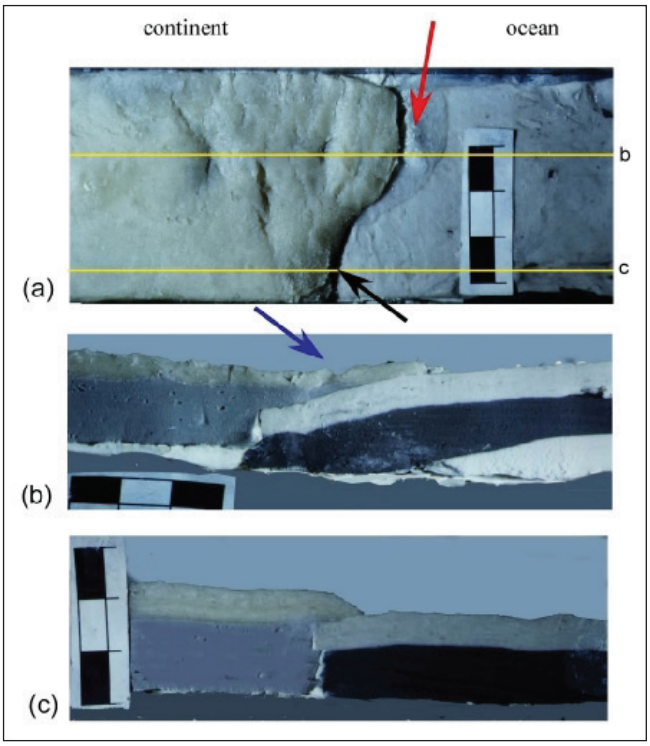
קורוביץ (Chorowicz, 2005) הציע שההתרוממות כתוצאה מהמעבר מעל התימרה יצר אזור של חולשה מבנית בלוח הטקטוני, ואזור זה תחם את מערכת הבקעים של מזרח אפריקה. ייתכן כי חולשה מבנית דומה עיצבה גם את אזור ים סוף. עם זאת חשוב לציין כי התרוממות וחשיפה אינן זהות בהכרח, ועל כן יש להעריך את החשיפה הנמרצת של הקרום היבשתי העמוק באזור ים סוף. במאמר הנוכחי אציע פענוח גאודינמי מקיף של כלל תחום המזרח התיכון מאז האוליגוקן בעזרת פרשנות של כמה מודלים סטרוקטורליים אנלוגיים מכוילים. הסינתזה המוצעת קושרת את סגירת החלק המרכזי-דרומי של ים נאוטיס עם הביקוע של מפרץ עדן וים סוף, ומציעה הסבר גאודינמי אחיד של תחום המזרח התיכון.

2. שיטות

מודלים סטרוקטורליים אנלוגיים בנויים בדרך כלל משתי שכבות לפחות, המדמות את הליתוספרה הפריכה והרכה. שכבה דקה ופריכה מוצבת בגג המודל, ושכבה עבה וצפופה יותר מוצבת תחתיה. הגאולוגים העוסקים במודלים כאלה מעוותים אותם במשיכה או בדחיפה אופקית בקופסה בתנאים רגילים של תאוצת כבידה (ראו למשל Davy and Cobbold, 1991), או בהצבת השכבות בצנטריפוגה בתנאי תאוצת כבידה גדולים יותר (Ramberg, 1981). רבים מהמודלים האנלוגיים, המעוותים הן בקופסה והן בצנטריפוגה, דומים מאוד לתצפיות סטרוקטורליות בשדה, אולם רמברג (Ramberg, 1967) הציע שכדי שלמודלים יהיה ערך מדעי, רצוי שהמודלים יהיו דומים ככל האפשר למקור כפי שהוא בטבע הן בהיבט הדינמי והן בהיבט הקינמטי.

גורם העשוי להשפיע רבות על תוצאות הניסויים האנלוגיים הוא החיכוך בין הלוחות הנעים בניסוי. ביירלי (Byerlee, 1978) הפנה את תשומת הלב לחשיבות החספוס של משטחי מגע בין גושי סלע בתהליכים של שבירה הפוכה. הוא הראה שמינרלים נספחים רכים (gouge minerals) המצויים על מישור השבר, מפחיתים מאוד את החיכוך, ולכן הם מקדמים את ההעתקה הגאולוגית, בעוד לחץ נורמלי גבוה יגרום לתוצאה הפוכה.

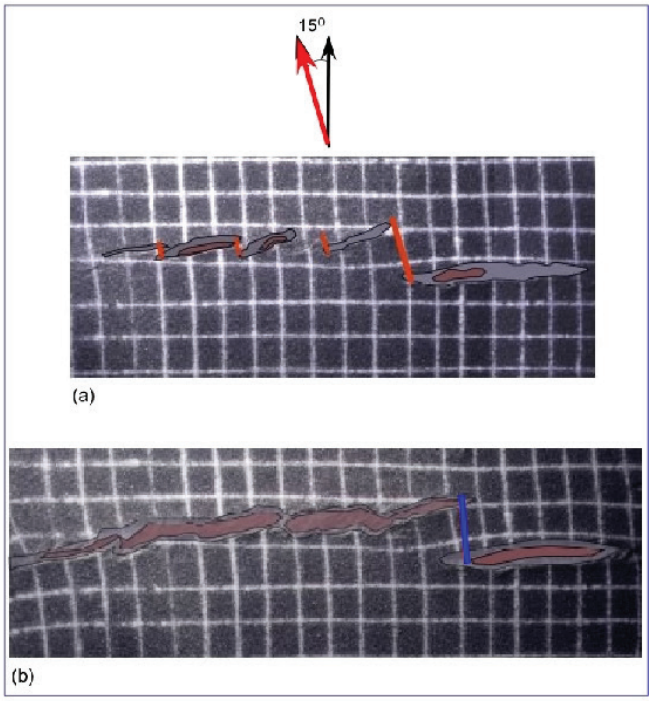
שולץ וקמפוס (Scholz and Campos, 1995) המשיכו את קו המחקר של ביירלי (Byerlee, 1978), המשיכו וניתחו את משמעות החיכוך על מישורי הפחתה, והעריכו את יחסי הגומלין בין ההפחתה לבין ההעתקה על הלוחות המופחתים. מרט ועמיתיו השתמשו (Mart et al., 2005a) בחומרי סיכה בצורה מבוקרת על מנת להפחית חיכוך בניסיונות מעבדה במודלים אנלוגיים, כדי לדמות את השפעת המינרלים הרכים המצויים על מישורי שברים רבים. התוצאות הראו כי במקומות שבהם היה החיכוך מופחת לאורך מקטע מסוים במשטח המגע בין הלוחות המתכנסים, התפתחו מבנים של מתיחה בתחום החיכוך המופחת, בעוד באזור החיכוך המוגבר נוצרו מבנים של לחיצה, ובין שני התחומים הללו התפתח אזור מגע קשתי (איור 2). המבנים שנצפו בהתחלה הניסויית של תהליך ההפחתה שימשו כדי לפענח את הקינמטיקה של אזור התעלות ההלניות, את החשיפה של אזור המערך הגלעיני (core complex) האגאי ואת הנדידה של אנטוליה מערבה (ראו בהמשך פרק 3, "יישום המודל").



איור 2: השפעת חיכוך בלתי אחיד על המעוות במודל אנלוגי של תחילת ההפחתה.
(a) טיפה של וזלין בקצה מערכת הניסוי (חץ אדום) קידמה את ההעתקה הן של הלוח הרוכב והן של הלוח המופחת, כאשר "היבשת" קרסה לכיוון "הים", בעוד שחיכוך גבוה גרם להיווצרות מבנים של לחיצה (חץ שחור).
(b) חתך לאורך קו b מראה את המתיחה הנמרצת בשני הלוחות, המתבטאת בהעתקים נורמליים מרובים, ואפילו בבקע (חץ כחול), המצביעים על מבנה של קריסה מבנית. הידקקות הלוחות באזור חפיפתם מצביעה אף היא על מתיחה.
(c) חתך לאורך קו c מראה כי החיכוך הגבוה בין הלוחות באותו ניסוי עצמו מביא לקימוט וללחיצה. הניסוי עוות בצנטריפוגה בתאוצה של 700g במשך 7 דקות (לפי Mart et al., 2005a)

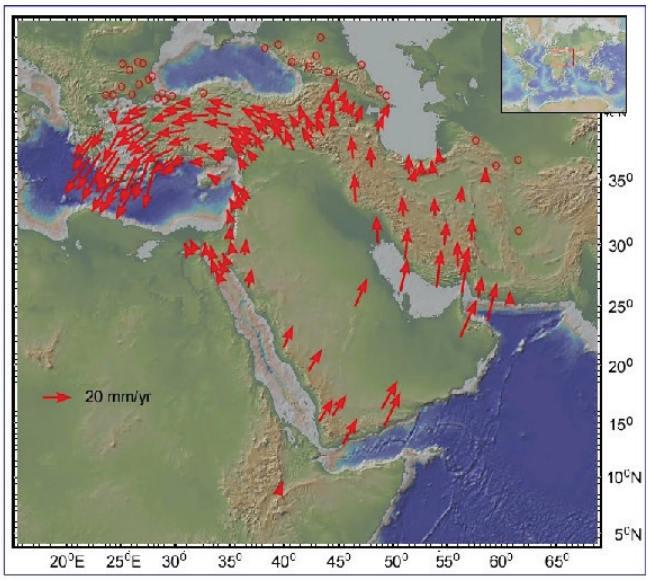
מודלים אנלוגיים הראו שוב ושוב כי ביקוע אלכסוני, כלומר הצירוף של מתיחה ושל תזוזה אופקית, מייצר סדרה ייחודית של מבנים גאולוגיים שאינם מזכירים לא את המבנים הטיפוסיים של טקטוניקת מתיחה, ולא את המבנים המוכרים של תזוזה אופקית (Agostini et al., 2009; Clifton et al., 2000; Mart and Dauteuil, 2000; Tron and Brun, 1991; Withjack and Jamison, 1986). הניסיונות הראו כי שינוי קטן במידת האלכסוניות של הביקוע מוביל לשינוי משמעותי בסגנון המבני של המעוות הגאולוגי. בקע בודד התָחום על ידי זוג העתקים נורמליים הפונים זה אל זה, נוצר במערך של מתיחה ניצבת לציר החולשה של המערך הניסיוני. אולם הוספה של תזוזה אופקית למתיחה תביא להיווצרות מגוון של מבנים, החל מבקע מתקדם בתוספת תזוזה אופקית קטנה כאשר הזווית האלכסונית קטנה מ-10^0, דרך יצירה בו-זמנית של סדרת אגנים מבניים המסודרים באלכסון (en échelon), והמופרדים זה מזה באזור מעבר (transfer zone) כאשר הסטייה מהניצב לציר החולשה היא 15^0–30^0 (איור 3). כאשר

כיוונו של וקטור המתיחה סוטה ב-45^0–60^0 מהניצב, נוצרת מערכת של העתקים מקבילים של תזוזה אופקית, החוצה אזור ביקוע שאיננו מוגדר היטב על ידי העתקי שוליים. בקעים אלכסוניים נפוצים מאוד במערכת הבקע של מזרח אפריקה (Bosworth, 1985; Gawthorpe and Hurst, 1993), בים סוף (Bonatti, 1985; Mart, 1991) וכנראה גם בבקע ים המלח (Mart et al., 2005b).



איור 3: השונות המבנית של ביקוע אלכסוני. (a) תוצאות ניסוי בקופסה בסטייה של 15^0 (חץ אדום) מהניצב לציר הביקוע (חץ שחור) מראה התפתחות בו-זמנית של סדרת אגנים לאורך האזור הצירי, המופרדים בספים מבניים (קווים אדומים). (b) עם התקדמות המעוות מתארכים האגנים ומתחברים זה אל זה בכמה מקומות, אולם בו-בזמן מתפתח העתק חילוף (קו כחול) לאורך אזור הסף שבו לא מתקיים חיבור בין האגנים (בעקבות Mart and Dauteuil, 2000)

מודלים אנלוגיים של מעבר הדרגתי מהפחתה להתנגשות של לוחות טקטוניים נבדקו על ידי בלאסן ועמיתיו (Bellahsen et al., 2003), שהראו כיצד התקרבות של לוחות יבשתיים ששוליהם אינם מקבילים, מביאה לסיבוב הלוח הנוחת. משטחי המגע בין לוחות טקטוניים מתכנסים במודלים תאורטיים וספרתיים שבוצעו על ידי ואלאס (Wallace et al., 2009), גם הם עברו סיבוב ושינויים בכיווני ההתכנסות. במקרים כאלה, נוסף למעוות הלחיצה שעובר הלוח הנוחת, גם הלוח הרוכב נמתח ומסתובב כתוצאה מההתפלגות של מהירויות ההתכנסות בין ההתנגשות האטית יותר וההפחתה המהירה. כתוצאה מהסיבוב יתפתחו בלוח הנוחת אזורים של מתיחה ושקיעה תוך בניית מערכת אורתוגונלית של אזורי מתיחה. תחומי התרוממות יתפתחו בין אזורי המתיחה, כנראה כפיצוי מרחבי (איור 4). הדמיון הגרפי בין תוצאות הניסויים לבין קווי החוף של חצי האי הערבי והתנגשותו ההדרגתית עם הלוח האירני ניתנים להבחנה (ראו הרחבה להלן).



איור 4: (a) ההצבה הראשונית של ניסוי קופסה בהתכנסות אלכסונית בין מודלים של ערב ואנטוליה. (b) מודל של סגירת ים נאוטתיס מראה שהשתנות טקטונית הדרגתית מהפחתה להתנגשות מתרחשת לאורך צפון ערב. ההעתקה הזאת סובבה את ערב נגד כיוון השעון (חץ שחור) ויצרה מערכת אורתוגונלית של אזורי מתיחה (קווים חומים בהירים), ואזור מורם ביניהם (סגול בהיר וכהה) (בעקבות Bellahsen et al., 2003)

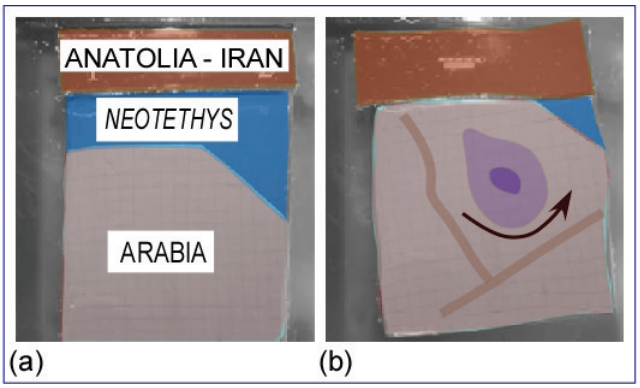
3. יישום המודל

3.1 הנדידה מערבה של אנטוליה

כבר מחקרים טקטוניים ראשוניים בטורקיה הציגו עדויות לנדידה של אנטוליה מערבה לאורך ההעתק האנטולי הצפוני (Ketin, 1948) וההעתק האנטולי המזרחי. תוואים מבניים אלה צורפו להתנגשות של ערב עם אנטוליה לאורך אזור ביטליס ולהעתקה שמאלית בת 107 ק"מ לאורך בקע ים המלח (Freund et al., 1970; Quennell, 1958) כדי להציע כי ההתנגשות הטקטונית של ערב עם אירסיה דוחפת את אנטוליה מערבה (למשל Burke and Sengör, 1986; Hubert-Ferrari et al., 2003; McKenzie, 1972). מהגישה המחקרית הזאת השתמע כי התנועה המהירה ביותר של אנטוליה אמורה להתרחש במזרח, ומהירות התנועה תלך ותפחת מערבה בגלל חיכוך. אולם מדידות GPS (ArRajehi et al., 2010; Reilinger et al., 2006) הראו אמנם כי אנטוליה נעה מערבה, אבל מהירות התנועה היא מרבית באזור האגאי, והיא הולכת ופוחתת מזרחה (איור 5). זאת ועוד, תצפיות שדה במזרח אנטוליה, באזור שבו מצטלבים ההעתק האנטולי הצפוני והמזרחי, לא רחוק מאזור ההתנגשות ביטליס בו נפגשים הלוחות הטקטוניים של אנטוליה וערב, אותרו עדויות מבניות ופטרולוגיות למתיחה ולא ללחיצה (Adiyaman et al., 1998; Chorowicz et al., 1999; Dhont et al., 1998, 2006; Sengör et al., 1985, 2003).

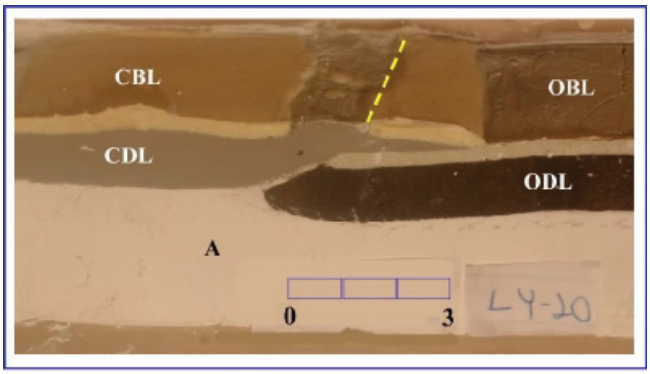
ההעתקה לאורך ההעתק האנטולי הצפוני החלה בסוף המיוקן – תחילת הפליוקן (Faccenna and Becker, 2010; Keskin, 2003; Sengör et al., 2003), בעוד ההעתקה המוקדמת באזור האגאי תוארכה לתחילת המיוקן (Jolivet and Patriat, 1999). נראה שההתנגשות של אנטוליה וערב איננה הגורם לתנועה של אנטוליה מערבה, אלא שתנועה זו היא תוצר של הגלילה לאחור של אזור

ההפחתה ההלני וקריסה של האזור האגאי שנגזרה מקריסה זו (וראו Mart et al., 2005a; McClusky et al., 2010; Royden, 1993). ראוי לציין, עם זאת, כי אין סיבה להניח שמאחר שההעתק הצפון אנטולי התקדם מזרחה, הייתה ההעתקה על פניו הדרגתית (Sengör et al., 1985). מודלים אנלוגיים וספרתיים לייזום ראשוני של הפחתה מראים כי במקומות שבהם מתרחשת קריסה של חזית הלוח הרוכב, היא מתרחשת בתחילת תהליך ההתכנסות (Faccenna et al., 1999; Goren et al., 2008; Mart et al., 2005a; Nikolaeva et al., 2010). בשלב זה, כאשר הליתוספרה הימית הצפופה יותר נוחתת אל מתחת הליתוספרה היבשתית הקלה יותר, אולם קודם לחדירת הלוח הימי אל תוך האסתנוספרה, מורם הלוח הרוכב ולאחר מכן הוא קורס לכיוון הים.



איור 5: מדידות GPS במזרח התיכון מראות תזוזה מתונה של אפריקה וערב כלפי צפון יחסית לאירופה יציבה. גם אירן נעה צפונה בקצב דומה. לעומת זאת אנטוליה נעה מערבה בקצב מהיר, הולך וגובר, לכיוון ההפחתה ההלנית. כיוון התנועה האנטולית משתנה באזור האגאי לכיוון דרום-מערב, בדומה לכיוון פתיחתו של אגן השוליים האגאי. אורך החצים מציין את מהירות התנועה ואת כיוונה (בעקבות ArRajehi et al., 2010; Reilinger et al., 2010; ו-Le Pichon and Kreemer, 2010. מפת הבסיס באדיבות www.geomapapp.org)

במקומות שבהם הקריסה מלווה בחיכוך נמוך בין הלוחות מתרחשת מתיחה ותנועה אל הים בלוח הרוכב, אולם בתנאי חיכוך גבוה המאמצים בלוח הרוכב הם מאמצי לחיצה (איור 2). גורן ועמיתיה (Goren et al., 2008) הראו עוד כי בתנאים של מעוות מתיחה מתמשך, עשויה הקריסה של הלוח היבשתי להביא להיווצרותו של אגן שוליים, תוך קריעת חזית הלוח והסטתו אל הים, כך שקשת איים מפרידה בין הים הפתוח לבין אגן השוליים (איור 6). נוסף לקריסת חזית היבשת, גוללת הקריסה את חזית ההפחתה אל הים. לפיכך יש מקום להניח כי הקריסה של האזור האגאי לדרום מערב (Joliver and Brun, 2010; Le Pichon and Kreemer, 2010; McClusky et al., 2000) והגלילה של חזית ההתכנסות ההלנית אל עבר חלקו הדרומי והמערבי של הרכס הים התיכוני (Reston et al., 2002 a,b) גררה גם את אנטוליה אל המיקום המשתנה של חזית ההתכנסות. נדידה זו מערבה היא הגורם העיקרי שיצר את התנועה האופקית על פני שני ההעתקים האנטוליים.



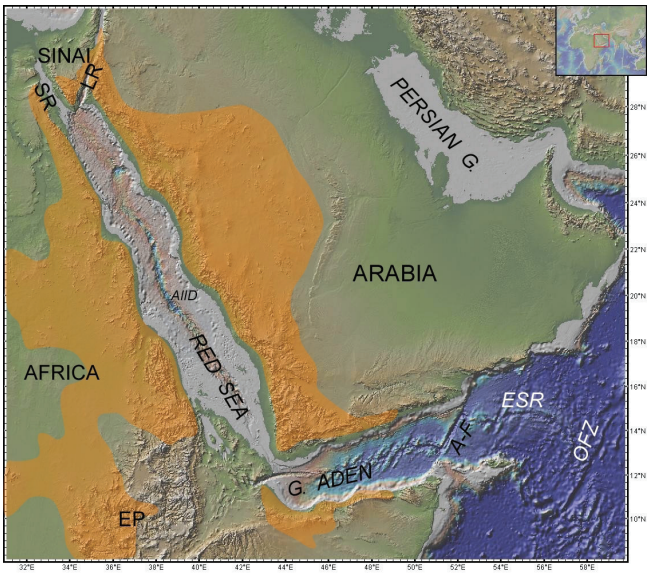
איור 6: תצוגה משולבת של מבט-על וחתך של מודל צנטריפוגה המראה הפחתה ותחילת התפתחותו של אגן שוליים וקשת איים. התרוממות וקריסה לכיוון הים של קשת איים, וכן מתיחה והידקקות של הליתוספרה היבשתית. קו צהוב מקווקו מציין את המגע ההתחלתי בין הליתוספרות הניסיוניות, היבשתית והימית. A – אסתנוספרה, CBL – ליתוספרה יבשתית צפידה, CDL – ליתוספרה יבשתית צמיגה, OBL – ליתוספרה ימית צפידה, ODL – ליתוספרה ימית צמיגה (בעקבות Goren et al., 2008)

שני סוגים של הסברים הוצגו על מנת לבנות מערכת שתסביר מבחינה טקטונית את הפעילות הוולקנית הנמרצת במזרח אנטוליה בפליוקן וברביעון. ההסבר האחד מסתמך על ההנחה כי ההתנגשות עם ערב הדוחפת את אנטוליה מערבה (Burke and Sengör, 1986), גורמת גם לוולקניות. התגלית כי מהירות התנועה של אנטוליה גדלה מערבה, ומחקר המאפיינים הגאופיזיים של מזרח אנטוליה הובילו את קסקין (Keskin, 2003) ואת שנגר ועמיתיו (Sengör et al., 2003) לקשר את הפעילות הוולקנית עם קטע מנותק של הליתוספרה הנאוטית הנוחתת צפונה, בעקבות מתווה שהוצע על ידי ספקמן ועמיתיו (Spakman et al., 1988).

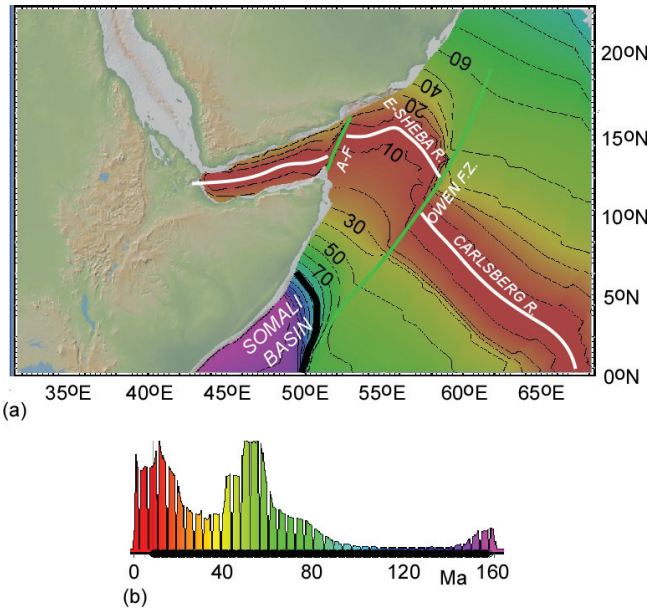
התרומה של זרימה במעטפת למעוות ולפעילות וולקנית על פני השטח, זרימה הכרוכה בתנועה של אנטוליה מערבה, הוצעה על ידי לה פישון וקרמר (Le Pichon and Kreemer, 2010), על ידי בוסקי ועמיתיו (Boschi et al, 2010.) ועל ידי פצ'נה ובקר (Faccenna and Becker, 2010). אולם ההתרוממות האזורית של המסיב הנובי-ערבי, התוצר האוליגו-מיוקני של תימרת המעטפת של מזרח אפריקה (Moucha and Forte, 2011) עשויה הייתה להביא לטעות בחישובי הזרימה במעטפת של המחקרים האלה. לעומת זאת לפי המודלים האנלוגיים המציגים את הקשר בין ההפחתה לבין העיצוב הטקטוני של הלוח היבשתי הרוכב, קשר זה יכול היה לייצר מתיחה במזרח אנטוליה כתוצאה מקריסת האזור האגאי, מתיחה שתפחית מאמצים ליתוסטטים ותביא לפעילות וולקנית בפליוקן וברביעון.

3.2 ביקוע מפרץ עדן

אורכו של מפרץ עדן הוא כ-1,000 ק"מ ורוחבו כ-250 ק"מ. הוא מצטיין בשולי יבשת צרים ותלולים וברכס הצטברות מפותח היטב בציר המבנה. הרכס נחצה על ידי העתקים טרנספורמיים רבים שכיוונם לצפון-מזרח–דרום-מערב, וציר הרכס מועתק במקומות רבים (איור 7). קרונן ועמיתיו (Cronan et al., 1974) מצאו כי בזלות בתיאליות בשולי היבשת של סומליה מצויות מתחת סדימנטים פלאגיים מגיל מיוקן תיכון, שזהו הגיל המשוער של תחילת הצטברות הקרום הימי באזור.



איור 7: הצמדים של קווי החוף במפרץ עדן ובים סוף מראים צורה דומה, ובכולם התפתחו חופים הרריים, אולם הבתימטרייה ומבנה קרקעית הים שונים. שולי היבשת במפרץ עדן צרים ותלולים, והרכס המרכז-אוקיאני נחצה על ידי העתקי חילוף רבים שכיוונם לצפון-מזרח-דרום-מערב, ורובו של התחום הבתיאלי מרוצף בזלת. שולי היבשת של ים סוף רחבים, ואילו החלק הבתיאלי העמוק מצומצם וצר, ובזלות הצטברו בו רק במעמק Atlantis II (מסומן כ-A-II). המפרצים המבוקעים של סואץ ואילת בקצה הצפוני של ים סוף מצטיינים גם כן בהתרוממות שוליהם היבשתיים. אזורים שגובהם הטופוגרפי יותר מ-1,000 מטרים צבועים בכתום; F-A מציין את העתק Alula-Fartak, EP מציין את הרמה האתיופית, LR מסמן את בקע הלבנט ו- SR- את בקע סואץ



איור 8: (a) גיל קרקעית הים בים הערבי במפרץ עדן ובחלק הצפוני של האגן הסומלי, המתבסס על אנומליות מגנטיות (בעקבות Muller et al., 2008). קרקעית הים הקדם-קרטיקונית באגן הסומלי נמצאת במגע חד עם קרקעית הים הערבי (Rabinowitz et al., 1983). רכסי קרלסברג ושיבא-מזרח צברו בזלות ללא הרף מאז ראשית השלישון (Tertiary), אולם החצייה של העתק Alula-Fartak (A-F) והביקוע של מפרץ עדן התרחשו רק במיוקן. המרווח בים קווי הגובה הוא 10 מיליון שנה. (b) לוח זמנים והיסטוגרמה של יחסי התפרוסת של גילי קרקעית הים (במיליוני שנים) (מקור: www.geomapapp.org)

תהליך הביקוע של מפרץ עדן והתקשרותו הטקטונית לרכס שיבא המזרחי ורכס קרלסברג איננו ברור, לאור פער הגילים הניכר בין מועד תחילת הצטברות רכס קרלסברג וביקוע הים הערבי, לבין ביקוע מפרץ עדן.[2] רכס קרלסברג התפצל מרכס האוקיאנוס ההודי צפונית לסיישל במאסטריכט המאוחר (Matthews, 1966). הוא התקדם צפון-מערבה ויצר את הים הערבי, חצה את אזור הריסוק אוון (Owen), המשיך הלאה לצפון-מערב לרכס שיבא המזרחי באאוקן, ואז התקדמותו פסקה. בעוד בזלות המשיכו להצטבר בציר של רכס קרלסברג בים הערבי (McKenzie and Sclater, 1971), הרכס לא התקדם במשך יותר מ-30 מיליון שנה, עד המיוקן התיכון, ואז כיוון התקדמותו השתנה בחדות מערבה, הוא חצה את העתק החילוף אלולה-פרטק (Alula-Fartak) וביקע את מפרץ עדן (איור 8). דיגומים חוזרים ונשנים של ספינות הקידוח המדעיות קיבעו את גילן של האנומליות המגנטיות ואת גיל קרקעית הים, והראו כי גיל הקרום האוקיאני מול עומאן ומול מזרח סומליה הוא אאוקני, בעוד הבזלות הקדומות ביותר במפרץ עדן, גילן הוא מיוקן תיכון, כך שחלה הפסקה בת 30 מיליון שנה בהתקדמות הרכס האוקיאני בצפון-מערב האוקיאנוס ההודי (Bunce and Fisher, 1974; Prell et al., 1989; Whitmarsh, 1975).

הסיבה להפסקת ההתקדמות של רכס קרלסברג–שיבא מהאאוקן התיכון ועד המיוקן התיכון איננה ידועה (Stein and Cochran, 1985), אבל מודלים אנלוגיים מציעים הסבר טקטוני אפשרי לחידוש התקדמות הביקוע במיוקן. מודלים של התכנסות אלכסונית של שתי יבשות ששוליהן אינם מקבילים, בוצעו על ידי בלאסן ועמיתיו (Bellahsen et al., 2003), בחנו את השפעת השינוי ההדרגתי מהפחתה להתנגשות על המבנה של אזור ההתכנסות. הניסוי הדגיש את ההפרשים בקצב תנועת הלוחות ששוליהם עוברים הפחתה באגף אחד והתנגשות באגף אחר, כאשר החיכוך הגובר עקב ההתנגשות מאט את קצב התנועה וגורם לסיבובו של הלוח המופחת. עוד הראו תוצאות הניסוי כי התפתחו שני צירי מתיחה הניצבים זה לזה כתוצאה מהסיבוב (איור 4). בלאסן ועמיתיו (Bellahsen et al., 2003) טענו כי שולי הגושים המדמים את שולי היבשת, שעברו הפחתה אלכסונית בניסוי, דומים לפליאוגאוגרפיה של אזור ההתכנסות ביטליס-זגרוס המצוי מאז המיוקן בין ערב לבין אירן ואנטוליה, וכי הצורה של אזורי המתיחה בלוח שהסתובב כתוצאה מהתנועה האלכסונית מדמה את מפרץ עדן וים סוף. לפיכך סביר להניח כי אזורי המתיחה יצרו תחומי חולשה שאפשרו לרכס קרלסברג, התקוע במשך יותר מ-30 מיליון שנה, להתעורר, לשנות כיוון בזווית כמעט ישרה ולבקע את מפרץ עדן, ואחר כך לשנות כיוון שוב ולבקע גם את ים סוף. חשוב לציין כי אף שמבנים של מתיחה הם נדירים בלוח הנוחת בתהליכי הפחתה, הנה במרחק של כ-300 ק"מ מערבה מאזור ההפחתה של צ'ילי התפתחו תחומים של מבני מתיחה, הקשורים להפחתה, שתוארו על ידי וארסי ועמיתיו (Warsi et al., 1983).

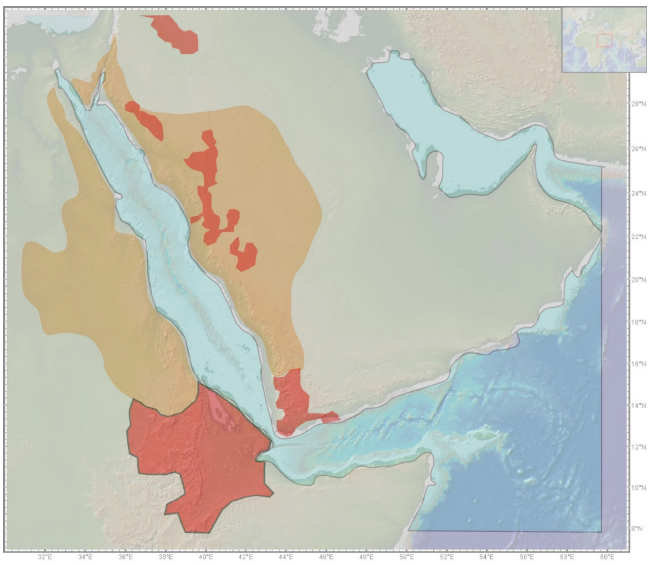
2. רכס קרלסברג בצפון-מערב האוקיאנוס ההודי התגלה במהלך הפלגת מחקר אוקיאנוגרפית בשנים 1928–1930, הפלגה שנתמכה על ידי מבשלת הבירה קרלסברג. הגאופיזיקה של הרכס נחקרה על ידי מתיוס (D. H. Matthews) ותוצאות הסקר שימשו כבסיס נתונים למחקר (Vine and Matthews, 1963).

3.3 ביקוע ים סוף

אורכו של ים סוף הוא כ-2000 ק"מ ורוחבו מגיע ל-200 ק"מ, כיוונו הוא לצפון-צפון-מערב – דרום-דרום-מזרח, והוא מתחבר למפרץ עדן דרך מצרי באב-אל-מנדב, והקישור של ים סוף לים התיכון נסגר כבר בפליוקן. ים סוף מתאפיין במדפי יבשת רחבים, במדרונות יבשת מתונים ובסדרה קווית של אגנים ימיים צרים במרכזו (איור 7). האגן הגדול ביותר הוא מעמק אטלנטיס (Atlantis Deep II), ובקרקעיתו נדגמו בזלות אוקיאניות שהצטברו במהלך חמישה מיליון השנים האחרונות, וגם האגנים הסמוכים אליו מצפון מרוצפים בבזלות, אם כי צעירות יותר. במקומות מצויות תמלחות חמות (כ-60^0C) באגנים (Phillips and Ross, 1970; Whitmarsh, 1973), בעוד קרום יבשתי שהידקק נמצא בקרקעיות של רוב האגנים הצפוניים של ים סוף (Bonatti, 1985; Crane and Bonatti, 1987). מקובל להניח כי האגנים ממוקמים על גבי דיאפירים מגמתיים שעלו מהמעטפת לקרקעית הים, כאשר בהדרגה הדיאפירים מתחברים זה לזה ויוצרים רצף של הצטברות בזלתית (Bonatti, 1985; Le Pichon and Francheteau, 1978). האגנים בתחומי ציר הביקוע והתחברותם ההדרגתית זה לזה הודגמו במודל אנלוגי של מתיחה אלכסונית, ששילבה מתיחה והעתקה אופקית מסוימת, כאשר הווקטור השקול סוטה מהניצב לציר הבקע בשיעור של 15^0–30^0 (איור 3א).

ים סוף חוצה את המסיב הערבי-נובי, אזור שעיקרו סלעים מטמורפיים ומגמתיים מהפרוטרוזואיקון המאוחר, הנחשף משני עבריו של ים סוף (Bentor, 1985; Vail, 1985). ההתרוממות והארוזיה שבאה בעקבותיה, שחשפו את חלקיו הפנימיים של המסיב, היו יכולות לקשור בין חשיפת המסיב (איור 10א) לבין ביקוע ים סוף. ואמנם וייזל וקרנר (Weissel and Karner, 1989) הראו כי נתק ברצף של קרום כדור הארץ, הנגרם על ידי העתקה או ביקוע, משחרר את שולי הבקע או ההעתק ומאפשר להם להתרומם בשיעור של עד 1,000 מ'. ניתן להבחין בהתרוממות כזאת בשולי מפרץ עדן, ללא חשיפה של גוש פריקמברי בשולי המפרץ, אבל ההתרוממות של המסיב הערבי-נובי מגיעה לשיעור של 3–5 ק"מ (Garfunkel, 1981). לכן סביר להניח כי גורם טקטוני נוסף השתתף בעיצוב הגאודינמי של המסיב הערבי-נובי ושל הביקוע של ים סוף.

מחקר של תיארוך רדיומטרי במינרלים מהשוליים המערביים של מרכז ים סוף הביא את עומר וסטקלר (Omar and Steckler, 1995) להציע כי ביקוע ים סוף התרחש בשני שלבים, הראשון התרחש באוליגוקן והשני במיוקן. יש מקום לקשור בין השלב הראשון לבין התרוממות המסיב הערבי-נובי כתוצאה מפעילות של תימרת מעטפת (Moucha and Forte, 2011). ההתרוממות הנמרצת והחשיפה הנרחבת של סלעים קדומים המאפיינת את המסיב (איור 9) אינן ייחודיות, שכן התרוממויות וחשיפות מוכרות גם מהרמות של מזרח אפריקה ואתיופיה. מודלים ספרתיים מראים כי ההתרוממות של מזרח אפריקה ואתיופיה נגרמה על ידי תימרת מעטפת גדולה, שהרימה מקטעים בחלקו הצפון מזרחי של הלוח הטקטוני האפריקני בזמן שבו נע הלוח צפונה, לפחות מאז האוליגוקן (Moucha and Forte, 2011; Pik et al., 2008). עדויות להתרוממות של הרמה של מזרח אפריקה בקניה דווחה על ידי ויצ'ורה ועמיתיו (Wichura et al., 2010), שחישבו את השיפוע המקורי של פני השטח בזמן שזרם וולקני, שמקורו היה בחלקו המזרחי של הבקע לפני 13.5 מיליון שנה, גלש במדרון. תיארוך התרוממות הרמה הקנייתית למיוקן התיכון וקצב התנועה של אפריקה צפונה תואמים את תיארוך התרוממות המסיב הערבי-נובי לאוליגוקן.



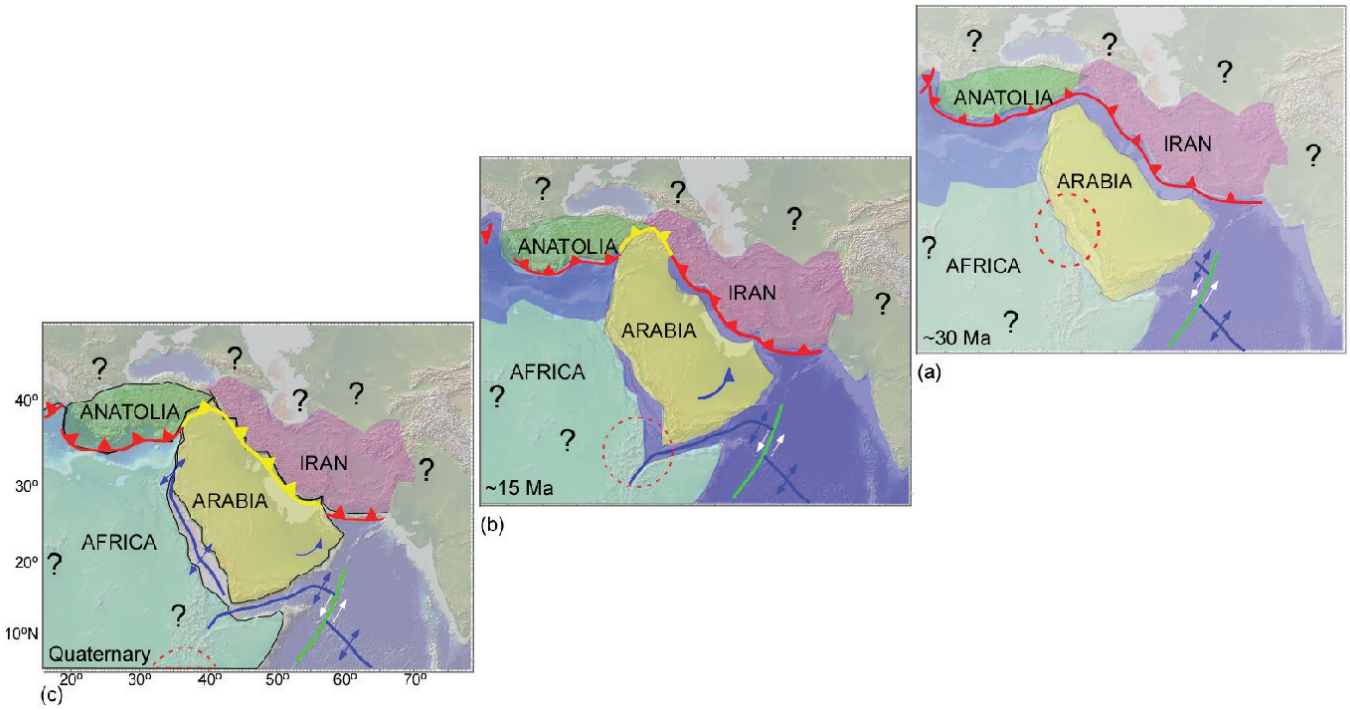
איור 9: המסיב הערבי-נובי (צהוב בהיר) החל להיחשף באוליגו-מיוקן כתוצר של תימרת מעטפת שהרימה לאחר מכן - כאשר אפריקה המשיכה לנדוד צפונה - גם את הרמה האתיופית ואת הרמות של מזרח אפריקה. הביקוע של ים סוף במיוקן התיכון הביא גם להתרוממות נוספת של השוליים. בזלות נאוגניות-רביעוניות מסומנות באדום (מקורות: מפת בסיס באדיבות www.geomapapp.org, גאולוגיה: השרות הגאולוגי של ארצות הברית)

שחזור מסלול הנדידה של אפריקה מעל תימרת המעטפת הראה כי התימרה פגעה בדרום הלבנט ובמסיב הערבי-נובי באוליגוקן, וברמה האתיופית באוליגו-מיוקן (איור 10). ניתן לכן לטעון שהחפיפה של הבקעים של מזרח אפריקה ושל ים סוף בחלק העליון של הליתוספרה שהורמה על ידי תימרת המעטפת, נגרמה על ידי אזור חולשה שנוצר עקב ההתרוממות שקדמה לביקוע (Chorowicz, 2005).

3.4 הביקוע של הלבנט: בקע ים המלח

מערכת הביקוע של הלבנט מקשרת בין אזור המתיחה של ים סוף בדרום לבין ההעתק המזרח אנטולי בצפון. הבקע בנוי מסדרה של אגנים מבניים המופרדים זה מזה באזורי סף. שולי הבקע מורמים ועברו ארוזיה, כך שהם בבחינת שיקוף מראה של הבקע: ככל שהבקע עמוק יותר והעתקי השוליים שלו בעלי זריקה אנכית גדולה יותר, כך שולי הבקע מורמים יותר ותלולים יותר. השוליים בחלקו הדרומי של הבקע, לאורך מפרץ אילת[3] (עקבה), מורמים ב-3–5 ק"מ לערך, והם חלקו הצפוני של המסיב הערבי-נובי (Garfunkel, 1981). הזווית החדה בין ציר ים סוף לבין ציר מפרץ אילת (איור 9) גרמה לריכוז מאמצים באגף המזרחי, שהתרומם 1–2 ק"מ יותר מהאגף המערבי. אי לכך החשיפה הארוזיבית של אגף זה נמרצת יותר, כפי שמתבטא במחשופים הפריקמבריים (Mart and Horowitz, 1981). הצירוף המבני

3. לשם "מפרץ אילת" ישנה קדימות, וראו דיון בנושא אצל מרט והול (Mart and Hall, 1984).



איור 10: תצוגה סכמתית של ההתפתחות הגאודינמית של המזרח התיכון מאז האוליגוקן. (א) בעוד הליתוספרה של ים טתיס עברה הפחתה באוליגוקן, ההתקדמות של רכס קרלסברג עדיין לא התקדמה מאז האאוקן. בו-בזמן תימרת מעטפת הרימה את המסיב הערבי-נובי. (ב) השינוי הטקטוני מהפחתה להתנגשות והשינויים במהירות הלוח הנובעים ממנו, החלו במזרח אנטוליה והתקדמו לאורך הלוח האירני במיוקן התיכון. הקצב הבלתי אחיד גרם לניתוק של ערב מאפריקה, לסיבוב שלה נגד כיוון השעון ולהתקדמות של רכב שיבא המזרחי מערבה על ידי הביקוע של מפרץ עדן. בתקופה זאת תימרת המעטפת הרימה את הרמה האתיופית. (ג) תוך כדי התקדמות דרומה של אזור המעבר מהפחתה להתנגשות לאורך חזית המעוות של הזגרוס ברביעון, נדד ציר הביקוע של ים סוף מבקע סואץ לבקע הלבנט, בעוד שההפחתה ההלנית משכה את אנטוליה מערבה. תימרת המעטפת עיצבה את הרמות של מזרח אפריקה

והגאומורפולוגי של הבקע ושוליו המורמים מדגיש את הדמיון בין בקע ים המלח לבין הבקעים של מזרח אפריקה (למשל Wdowinsky and Zilberman, 1997; Willis, 1927).

זיהוי תקופת האוליגוקן כפרק הזמן שבו התרומם אזור הלבנט הדרומי והפך מים ליבשה (Horowitz, 2001) מחבר בין ההתרוממות הזאת לבין הפעילות של תימרת המעטפת שחשפה את המסיב הערבי-נובי (Pik, 2011). זאת ועוד, מודלים ספרתיים של התימרה הגדולה מהמעטפת המעצבת את מזרח אפריקה, מראים כי ההתרוממות של סדרת מבנים גדולים הביאה גם לשקיעה של אגנים סמוכים לה ממזרח וממערב. ואכן התרוממות הלבנט באוליגוקן מצטיינת גם בשקיעה משמעותית ובו-זמנית של אגן הלבנט בדרום-מזרח הים התיכון (Gvirtzman and Buchbinder, 1978). תהליכים דומים עיצבו גם את שקיעת האגנים של דרום סודן ושל הקונגו (Moucha and Forte, 2011).

שני מפרצים שהם בקעים גאולוגיים, סואץ ואילת, הממוקמים בקצה הצפוני של ים סוף, מדגישים היבט משמעותי בקינמטיקה של הלבנט. המפרצים, הדומים זה לזה במתאר קווי החוף ובשוליהם היבשתיים ההררים, שונים זה מזה בכיוונם, בגילם ובעומקם (איור 9). הכיוון של מפרץ סואץ הוא לצפון-צפון-מערב, והביקוע שלו החל במיוקן התיכון, בדומה למאפיינים של ים סוף (Steckler, 1985), אך פעילותו הטקטונית דעכה עם סיום המיוקן. כיוונו של מפרץ אילת הוא צפונה, ותחילת הביקוע שלו מתוארכת לסוף המיוקן, בחפיפה לסיום הפעילות הטקטונית בבקע של סואץ (Reilinger and McClusky, 2011). מפרץ אילת ובקע ים המלח, ההמשך הצפוני של המבנה, פעילים מבחינה סייסמולוגית (ראו Mart et al., 2005b ואת המקורות המצוטטים שם). מדידות GPS מראות העתקה אופקית שמאלית לאורך דרום הבקע משיעור מקורב של 5 מ"מ לשנה (Al Tarazi et al., 2011). דיברטרה (Dubertret, 1970) הראה עדויות להעתקה שמאלית של בזלת פליוקנית לאורך חלקו הצפוני של הבקע בצפון לבנון ובמערב סוריה בשיעור של 11 ק"מ. האגנים המבניים בעלי הממדים הבלתי-אחידים המצויים לאורך ציר הבקע, המתאפיינים בזריקה כלפי מטה של חלקם המרכזי ובהרמה משמעותית של שוליהם, דומים בצורתם לאגנים תוצרי מודלים אנלוגיים של ביקוע אלכסוני (Agostini et al., 2009; Mart and Dauteuil, 2000; Smit et al., 2008). הגיוון בשיעור ההעתקה האופקית והנורמלית לאורך שברי השוליים של הבקע ופרטי המבנה הפנימי שלו מצביעים על היותו בקע אלכסוני (Mart et al., 2005a).

4. דיון

4.1 השפעת ההפחתה ההלנית על נדידת אנטוליה מערבה

ראשוני החוקרים של טקטוניקת הלוחות הציעו כי תהליך ההפחתה מתחיל כאשר ליתוספרה אוקיאנית נעשית צפופה יותר מהאסתנוספרה כתוצאה מהתקררות (Elsasser, 1971; Karig, 1971; Toksös, 1971), ואכן כמה מודלים אנלוגיים וספרתיים המשיכו בקו מחשבה זה של ציפה שלילית של הליתוספרה האוקיאנית אל תוך האסתנוספרה שמתחתיה (למשל Chemenda et al., 1995; Stein and Stein, 1996). אולם המילטון (Hamilton, 1994) טען כי התיאור של הליתוספרה האוקיאנית כגוף בעל ציפה שלילית הוא שגוי. זאת ועוד,

ג'ררד (Jarrard, 1986) הראה כי ההפחתה של הליתוספרה של האוקיאנוס השקט ממערב למרכז אמריקה החלה רק במיוקן, ואילו ההפחתה בתעלת איזו-בונין (Izu-Bonin) שממזרח ליפן החלה בקרטיקון, וההפחתה מול חופי צ'ילה התחילה כבר בטריאס. מגוון גילים כזה מטיל ספק במסקנה שההפחתה תלויה בגיל קדום של הליתוספרה הימית. לכן ההנחה כי לליתוספרה האוקיאנית ישנה ציפה שלילית על גבי האסתנוספרה מוטלת בספק.

הסבר חלופי לתחילת ההפחתה הוצע בהסתמך על מודלים אנלוגיים וספרתיים שהראו כי ההפחתה מתרחשת בשני שלבים. בשלב הראשון נכנסת הליתוספרה הימית, הצפופה יותר, אל מתחת לקצה של הליתוספרה היבשתית, הקלה יותר, מבלי לחדור אל תוך האסתנוספירה (Mart et al., 2005a; Nikolaeva et al., 2010). אז, בעומק של יותר מ-50 ק"מ ובטמפרטורות של יותר מ-500^0C, תעבור החזית של הלוח הנוחת אקלוגיטיזציה, הצפיפות של הלוח תגדל, ורק אז יחדור אל תוך האסתנוספרה כשהוא גורר אחריו את יתרת הלוח (Ahrens and Schubert, 1975; Hacker, 1996). הגישה הדו-שלבית מסבירה את התפתחות ההפחתה לא רק באזור המגע בין היבשה והאוקיאנוס, אלא גם בלב ים. במקרה זה ההפחתה תוכל להתחיל כאשר שני מקטעים של לוח ליתוספרי ימי בעלי גיל, טמפרטורה וצפיפות שונים יוצבו זה מול זה על ידי העתק חילוף. במערך כזה יוכל המקטע הצפוף יותר לייצר העתק הפוך ולחדור אל מתחת למקטע הקל לאורך מישור המגע, שהוא מישור של חולשה בגלל פעילות ההעתק, עד לעומק שבו יעבור תהליכים של התמרה (metamorphism) ואקלוגיטיזציה, ואז יהפוך ההעתק ההפוך למישור הפחתה (Casey and Dewey, 1984).

שיקולים תאורטיים מראים כי גורם עיקרי העשוי לעכב את תהליך ההפחתה הוא החיכוך בין הלוח החודר לבין הלוח הרוכב (Scholz and Campos, 1995). שיקולים אלה נתמכו על ידי ניסיונות אנלוגיים שהראו כי שיעור הקריסה של חזית הלוח היבשתי באזור ההפחתה תלוי בחיכוך בין הלוחות (Goren et al., 2008; Mart et al., 2005). סיכה בלתי אחידה על אזור המגע בין הלוחות הביאה לקריסה בלתי אחידה של חזית הלוח הרוכב, כך שבאותם חלקים בניסוי שבהם היה החיכוך נמוך, קרס הלוח העליון ויצר סדרה של מבני מתיחה, בקעים ואף אגן שוליים, ואילו בחלקי החיכוך הגבוה התפתחו מבנים של קימוט ולחיצה (איורים 2 ו-6). המודלים האנלוגיים מראים גם שהמעבר ההדרגתי מחיכוך גבוה לנמוך הוא הסיבה להיווצרות המבנה הקשתי של אזורי ההפחתה.

גישה שונה לאופי הגורם העיקרי המעצב את הגלילה לאחור של אזורי ההפחתה ואת הקשתיות שלהם, אזורים שאורכם משתנה בין 250 ל-7,400 ק"מ, הוצעה על ידי שלרט ועמיתיו (Schellart et al., 2007). לפי המודל הספרתי שהוצע, ישנו קשר נסיבתי הפוך בין קצב הנדידה של תעלות ההפחתה לכיוון האוקיאנוס לבין רוחב הלוח המופחת. לפיכך הם הניחו כי הגלילה לאחור של תעלות ההפחתה תלויה בסמיכות לקצוות הלוח. לכן ישנה תלות בין מידת הקשתיות של תעלת ההפחתה לבין אורכה, כלומר תעלות הפחתה קצרות הן קשתיות יותר. ניסיונות מעבדה שבוצעו בעקבות המודלים הספרתיים האלה קשרו את מידת קשתיות התעלה לזרימה דמוית טבעת (quasi-toroidal) במעטפת, אולם הוסיפו כמה אילוצים למודל הספרתי, כמו מהירות ההפחתה בתעלה, היחס בין צמיגות הליתוספרה המופחתת לבין צמיגות המעטפת העליונה וקשתיות תעלת ההפחתה (Schellart, 2010). רעידות אדמה חזקות ושכיחות באזורי הפחתה מעידות כי הזנחת התגובות לחיכוך (Mart et al., 2005a; Scholz and Campos, 1995) פגעו באיכות המודלים הספרתיים האלה (Schellart, 2010; Schellart et al., 2007).

הגורם העיקרי העשוי להפחית את החיכוך הכרוך בהפחתה הוא מים. סינגר ועמיתיו (Singer et al., 1996) הציעו כי סדימנטים מופחתים רוויים במים מפחיתים את החיכוך לאורך מקטעים רדודים באזור ההפחתה של האליאוטים (Aleutian subduction zone), וכן רגנאואר-ליב ועמיתיו (Regenauer-Lieb et al., 2001) בנו מודל ספרתי שהראה שתכולת מים גבוהה בלוח הנוחת תגרום לאי-יציבות תרמו-מכנית בליתוספרה. מחקר פטרולוגי וגאוכימי נוסף הוביל להנחה שמים הנגזרים מדהידרציה של מיקה ואמפיבול בתנאי טמפרטורה ולחץ גבוהים יקדמו את הסרפנטיניזציה של הפירוקסנים והאוליבינים. כך יפחת החיכוך במעמקים (Silver et al., 2000; Vry et al., 2010), כפי שניתן להבחין בהופעה של סרפנטיניטים, כלוריטים ואזבסטים באופיוליטים המצויים באזורי הפחתה שנחשפו על פני השטח.

ניסויים אנלוגיים לייזום תחילתה של הפחתה, שנתמכו במודלים ספרתיים, הדגישו את חשיבות הקריסה כתוצאה ממתיחה בחזית הלוח הרוכב, וגלגול חזית ההפחתה לאחור אל הלוח הנוחת (Faccenna et al., 1999; Mart et al., 2005a; Nikolaeva et al., 2010). ניתן ליישם את המודלים האלה במערכת ההפחתה ההלנית. מודלים אלה אכן משקפים את הטקטוניקה של המחוז האגאי, תחום שבו תהליכי המתיחה ומהירויות התנועה של הלוח הרוכב האנטולי-אגאי נמדדו בעזרת GPS (איור 5). כמו כן נמצא כי חזית המעוות בין אפריקה ואיראסיה נודדת דרומה מהתעלות ההלניות לכיוון אפריקה, וחוצה את רכס הים התיכון מעברו הצפוני לעברו הדרומי (Reston et al., 2002a, b).

הפעילות הוולקנית במזרח אנטוליה, בתחום שבו מצטלבים ההעתקים האנטוליים, קשורה עם המתיחה הטקטונית באזור זה, שאובחנה על ידי דונט ועמיתיו (Dhont et al., 1998) ועל ידי קורוביץ ועמיתיו (Chorowicz et al., 1999). המתיחה, והפעילות הוולקנית הנגזרת ממנה, תומכות גם הן בפענוח שלפיו הקריסה של חזית ההתנגשות של הלוח האנטולי הרוכב באזור האגאי היא שגרמה לתנועה האופקית הנמרצת לאורך ההעתקים האנטוליים – הצפוני והמזרחי – מאז המיוקן המאוחר (Sengör et al., 2005).

תהליך נוסף שעשוי היה לקדם את הנדידה מערבה של אנטוליה הוצע על ידי לה פישון וקרמר (Le Pichon and Kreemer, 2010), שהניחו שהבדלי צפיפויות בין הלוחות הליתוספריים של אפריקה-ערב מדרום ואיראסיה מצפון, לאורך חזית ההתכנסות המשולבת של החזית ההלנית וחזית הזגרוס, ייצרו זרם טוروאידלי באסתנוספרה העליונה שכיוונו נגד כיוון השעון. הם הציעו כי הזרם הטוروאידלי לא רק גורם לתנועה של אנטוליה מערבה, אלא גם משמש סיבה לפעילות הוולקנית במזרח אנטוליה. אמנם נכון כי הפרשים בלחץ בצפיפות ובצמיגות משני עברי חזית המעוות ההלנית יכלו ליצור זרימה באסתנוספרה העליונה וגם במעטפת הליתוספרית, ואולם המתיחה המעצבת את אזור ההצטלבות של ההעתקים האנטוליים אמורה הייתה להפחית את

הלחצים בליתוספרה באזור הצטלבות ההעתקים, והייתה עשויה להביא לעליית המגמה אל פני השטח (Chorowicz et al., 1999). לפיכך אין לפסול את האפשרות שהתהליך של הזרימה הטורואידלית עשוי לתרום לפעילות המערכת הטקטונית האנטולית.

עדויות להתרוממות טקטונית אזורית בת כ-2 ק"מ במרכז אנטוליה נמדדו בעזרת שכבה ימית אופקית מגיל מיוקן מאוחר בדרום רכס הטאורוס (Cosentino et al., 2012). מדידות איזוטופיות לגבי מועד חשיפת השכבה על פני השטח קבעו גיל של פליוקן-רביעון (Schildgen et al., 2012). ניתן להניח כי כפיצוי להתרוממות זרמה לליתוספרה באזור כמות של חומר בעל צפיפות נמוכה מהמעטפת בניבוע (upwelling) כתוצאה מנתק בלוח המופחת (Sengör et al., 2003). התנגשותו של ההר הימי ארטוסתנס עם קפריסין הוצעה גם היא כתהליך אפשרי להתרוממות של אנטוליה (Schildgen et al., 2012). עם זאת, התצפיות האלה בהרי הטאורוס בוצעו בשוליים הצפוניים של אגן קיליקיה, שהוא כנראה אגן שוליים שנוצר במיוקן המאוחר כתופעה נלווה להפחתה בקשת הקפריסאית (Mart and Ryan, 2002; Mart et al., 1997), וההתרוממות בהרי הטאורוס תואמת כנראה תופעות של התרוממות משנית שנצפתה בלוח הרוכב בניסויים אנלוגיים (איור 6).

אמנם העלייה במהירות התנועה של אנטוליה מערבה, לפי מדידות GPS, מצביעה על החשיבות הטקטונית של ההפחתה ההלנית ושל הגלילה לאחור של חזית ההתכנסות בין אירופה לבין אפריקה, ובכל זאת אין להתעלם מן המשמעות הגיאודינמית של ההתנגשות בין ערב ואנטוליה. עדויות ללחיצה טקטונית ממזרח להעתק המזרח-אנטולי משמשות עדות לתהליכי הלחיצה הכרוכים בהצטמצמות המעבר הימי הטתי בין ערב לבין אנטוליה מאז האאוקן המאוחר ועד תחילת ההתנגשות באזור ביטליס במיוקן המאוחר (Ballato et al., 2011; Okay et al., 2010). המשטר הטקטוני הנוכחי בדרום-מזרח אנטוליה של מתיחה אלכסונית החלה בפליוקן (Karig and Kozlu, 1990). אולם קאימקג'י ועמיתיו (Kaymakci et al., 2010) הציעו כי המשטר הגאודינמי הנוכחי במזרח אנטוליה הוא עדיין משטר של לחיצה.

4.2 פתיחת מפרץ עדן וים סוף

הביקוע של מפרץ עדן מקורו בהתאבכות של שני גורמים טקטוניים. הראשון הוא התפתחות אזור של מתיחה בין ערב לבין סומליה כתוצאה מהסיבוב של ערב נגד כיוון השעון (Bellahsen et al., 2003). השני הוא חידוש ההתקדמות של רכס קרלסברג בצפון מערב האוקיאנוס ההודי, תוך כדי שינוי כיוון ההתקדמות מצפון-צפון-מערב למערב-דרום-מערב וביקוע אזור החולשה בין ערב לבין סומליה. חשוב לציין בהקשר זה שהכיוון של כל העתקי החילוף במפרץ עדן הוא לצפון-מזרח–דרום-מערב בלי תלות בשינוי בכיוון הרכס (איור 9). שינוי הכיוון של הרכס איננו מתבטא בכיוון של העתקי החילוף הגדולים. הרכס מועתק בכ-250 ק"מ בהעתק אוון (Owen) וב-120 ק"מ בהעתק אלולה-פרטק (Alula-Fartak), וגם הסיבוב שמאלה ב-80^0 בכיוון הרכס לא השפיע על הכיוון היציב של ההעתקים. היציבות המרחבית של העתקי החילוף במפרץ עדן גם היא לא הושפעה מהגיוון במשך הפתיחה האוקיאנית, שהחלה באאוקן מדרום ברכסי קרלסברג ושיבא מזרח, ובמיוקן בתוך המפרץ. ניתן להניח כי כיווני העתקי החילוף נקבעו על ידי ניבוע המגמה מהמעטפת, שהשתמר במרחב למרות שינויי הכיוון של הרכס במיוקן.

המקור הטקטוני של מפרץ עדן שנוי במחלוקת. בוזוורת' (Bosworth, 2005) הציע כי ביקוע המפרץ נוצר כתוצאה של הטקטוניקה המרחבית של תימרת המעטפת האתיופית, הממוקמת באפאר, שהחלה את פעילותה באוליגוקן. קורוביץ (Chorowicz, 2005) חלק עליו, והעיר כי הוולקניזם האתיופי הנמרץ באוליגוקן ממוקד באזור אגם טנה ולא באפאר. מיקום זה והתיארוך של הפעילות הוולקנית לאוליגוקן מטילים ספק לגבי האפשרות של קשר טקטוני בין הפעילות הוולקנית באתיופיה לבין הביקוע של מפרץ עדן. הסבר סביר יותר מתבסס על המודל האנלוגי של בלאסן ועמיתיו (Bellahsen et al., 2003), הקושר את ביקוע המפרץ עם סיבוב ערב. הם הראו כי ערב הסתובבה נגד כיוון השעון כתוצאה ממעבר הדרגתי מהפחתה להתנגשות לאורך חזית המעוות של הזגרוס במיוקן התיכון (איור 4). גישה גאודינמית זו תואמת את גיל הבזלות שנקדחו בבסיס מדרון היבשת של סומלי – 18 מיליון שנה – המציין את תיארוך ההתחלה של הצטברות הקרום הימי במפרץ (Whitmarsh, 1975).

הים האדום מתאפיין בבקע במרכז הים מחד גיסא, ובשוליים היבשתיים המורמים מאידך גיסא, שבהם נחשף המסיב הערבי-נובי הפריקמברי מחצי האי סיני ועד לְמָצָרֵי באב-אל-מנדאב (איור 9). עם זאת הקשר הטקטוני בין הים והבקע התוחם אותו לבין המסיב שנחשף איננו ברור, מאחר שחשיפה דומה של מסלע פריקמברי לא התרחשה בשולי מפרץ עדן. עומר וסטקלר (Omar and Steckler, 1995) הציעו כי שלב טקטוני של ההתרוממות אוליגוקנית קדם לשלב ביקוע במיוקן התיכון, ורק לאחר מכן התרחש השלב של הצטברות הבזלות בבקע במרכז הים, שהחל בפליוקן הקדום (למשל Le Pichon and Francheteau, 1978; Phillips and Ross, 1970; Whitmarsh, 1975). יש מקום להניח שההתרוממות והחשיפה של המסיב הערבי-נובי הן תוצר של הפעילות של תימרת המעטפת, כאשר צפון הלוח האפריקני עבר מעליה באוליגוקן (Moucha and Forte, 2011; Pik et al., 2008), והתרוממות נוספת של שולי הבקע התרחשה כתוצאה מהביקוע (Weissel and Karner, 1989). ההתרוממות, הבליה והחשיפה של המסיב הערבי-נובי עיצבו גם את המערך הגאולוגי בדרום הלבנט, שבקצה הצפוני של המסיב, שהתרומם כ-2 ק"מ באוליגוקן (Buchbinder et al., 2005; Horowitz, 2001), ובו בזמן שקע החלק המערבי של דרום הלבנט ויצר את האגן העמוק בדרום-מזרח הים התיכון (Gvirtzman and Buchbinder, 1978; Mart, 1991). שקיעה דומה פקדה גם את אגן הקונגו, שקיעה המלווה את ההתרוממות של הרמה של מזרח אפריקה (Moucha and Forte, 2011).

המיפוי של ים סוף הראה סדרה של אגנים מבניים, המופרדים זה מזה באזורי סף, כאשר מדידות גרבימטריות מצאו שהשקעים הבתימטריים ממוקמים על גבי אנומליות גרבימטריות גבוהות, מערך המרמז שהאגנים ממוקמים על גבי דיאפירים של סלעי מעטפת (Bäcker et al., 1975; Bonatti, 1985). מודלים אנלוגיים של ביקוע אלכסוני (איור 4), המציגים מערך מבנים הדומה למבנה של מרכז ים סוף (איור 7), מציינים כי האלכסוניות של הביקוע בים סוף היא בשיעור

של 15^0–30^0 מהניצב לציר הבקע (Agostini et al., 2009; Mart and Dauteuil, 2000). מיקומו של ים סוף על פסגת המסיב הערבי-נובי נקבעה כנראה על ידי אזור חולשה, שנוצר כתוצאה מההתרוממות שגרמה תימרת המעטפת, בדומה להצעתו של קורוביץ (Chorowicz, 2005) לגבי ביקוע הרמה האתיופית.

4.3 השבירה של בקע ים המלח

פענוח הטקטוניקה של בקע ים המלח החל עם מחקריהם של פיקרד (Picard, 1931) ודיברטרה (Dubertret, 1932), והוא סוכם על ידי הורוביץ (Horowitz, 2001 ומקורות המצוטטים שם). יש שהציעו שהבקע הוא מבנה של מתיחה (למשל Horowitz, 2001) בעוד אחרים הניחו כי הבקע נשלט על ידי העתקה אופקית שמאלית (למשל Garfunkel, 2001). גרפונקל (Garfunkel) הציע שהבקע הוא העתק חילוף יבשתי, ואילו מרט והורוביץ (Mart and Horowitz, 1981) טענו שהבקע הוא מרכז התפשטות אוקיאני הנמצא בשלבי התפתחותו הראשוניים. התומכים בהנחת העתק החילוף סברו שההתפתחות המבנית של הבקע החלה במיוקן הקדום, ולעומתם המצדדים במערכת המתיחה טענו שהתפתחות הבקע החלה במיוקן המאוחר–הפליוקן הקדום.

למרות אי-ההסכמות, שתי הנחות יסוד מקובלות על רוב החוקרים. האחת היא שבקע ים המלח הוא המשכו הצפוני של ים סוף, והשנייה היא שחלקים מהמסיב הערבי-נובי נחשפים לאורך שוליו הדרומיים של הבקע. עדויות להתרוממות אוליגוקנית של דרום הלבנט, שתוארו כבר על ידי גרפונקל והורוביץ (Garfunkel and Horowitz, 1966), מחברים את ההתרוממות האזורית לתימרת המעטפת שהרימה את כל המסיב הערבי-נובי. נהרות שזרמו מצפון ערב אל הים התיכון במיוקן המאוחר–פליוקן מוקדם, מצביעים על האפשרות שבקע ים המלח נוצר בעיקר מאז הפליוקן המוקדם (Mart et al., 2005b; Zak and Freund, 1981). זאת ועוד, האגנים המבניים הממוקמים לאורך הבקע, וכן השוליים המורמים שלהם בחלקו הצפוני של הבקע, תואמים את תוצאות הניסיונות בביקוע אלכסוני (Agostini et al., 2009; Mart and Dauteuil, 2000).

מדידות GPS של העתקה שנתית בשיעור של כ-5 מ"מ בשנה (Tarazi et al., 2011) מדגישות את התרומה המשמעותית של התנועה האופקית לטקטוניקה של בקע ים המלח, אולם המשמעות המצטברת של ההעתקה הזאת שנויה במחלוקת. גרפונקל ובן-אברהם (Garfunkel and Ben-Avraham, 2001) הניחו כי התנועה האופקית השמאלית החלה לפני כ-20 מיליון שנה, ואולם שיקולים גאודינמיים הביאו את ריילינג'ר ומקלוסקי (Reilinger and McKlusky, 2011) להציע כי הבקע החל להיווצר מאוחר יותר, לפני כ-10 מיליון שנה. פענוח זה תואם את הערכת גיל תחילת התנועה הנוכחית לאורך הבקע של זק ופרוינד (Zak and Freund, 1981).

מחקר על ההתפתחות הטקטונית של ים סוף, דרום-מזרח הים התיכון ובקע ים המלח הציע כי בקע זה איננו חופף בזמן לבקע סואץ, אלא שבקע ים המלח קדם לבקע סואץ ב-10–15 מיליון שנה. הנחה זו מבוססת על ההערכה כי גבול של לוח טקטוני מצוי לאורך הבסיס של מדרון היבשת של הלבנט, תחום שבו שרר משטר של העתקה אופקית מהאוליגוקן הקדום ועד המיוקן התיכון, שלאחר מכן הועתק לבקע ים המלח (Gvirtzman and Steinberg, 2012), הנחה שהעלה כבר ניב (Neev, 1977). החולשה של הגישה הספקולטיבית הזאת, כפי שאכן ציינו גם המחברים, היא העדר עדות משמעותית לקיומו של גבול לוחות לאורך שולי היבשת של הלבנט. לכן אם קיומו של גבול הלוחות הוא בספק, "קפיצתו" לאזור בקע ים המלח נראית חסרת ביסוס.

5. מסקנות

מודלים מבניים אנלוגיים וספרתיים, תצפיות גאולוגיות ומדידות גאופיזיות אפשרו לפתח מערכת גאודינמית אחידה של המזרח התיכון, שעיקרה הוא ההתכנסות הטקטונית של אפריקה ואיראסיה (Mart, 2013). המערך הגאודינמי של המזרח התיכון נוצר כתוצאה מיחסי גומלין בין שלושה תהליכים שפעלו באזור באורח בו-זמני מאז האוליגוקן, כמתואר להלן.

א. ההתרוממות של צפון-מזרח אפריקה לפני הביקוע של ערב נוצרה כתוצאה מפעילותה של תימרת מעטפת שהחלה באוליגוקן. מקטעים מהיבשת החלו להתרומם ולעבור בליה כאשר אפריקה נדדה צפונה; המקטע הראשון שנחשף היה המסיב הערבי-נובי, ואחריו, כאשר אפריקה ממשיכה בתנועה, נחשפה הרמה האתיופית על ידי התימרה. השוואה בין השוליים היבשתיים של מפרץ עדן ושל ים סוף מדגישה את ייחודיות החשיפה של המסיב הערבי-נובי, אולם לחשיפה הנוכחית של המסיב תרמה גם ההתרוממות של שוליו כתוצאה מן הביקוע. שריד נוסף להתרוממות האוליגוקנית של המסיב הוא השקיעה האוליגוקנית של אגן הלבנט בדרום-מזרח הים התיכון, שאיזנה את ההתרוממות האזורית, כשם שהשקיעה של אגן הקונגו איזנה את ההתרוממות של הרמה במזרח אפריקה. כמו כן נראה כי העדויות הרבות ביותר לפעילות הטקטונית הנמרצת של תימרת המעטפת מצויות ברמות של מזרח אפריקה.

ב. הסגירה של דרום-מזרח ים נאוטיס וההתכנסות של אפריקה-ערב אל דרום-מרכז איראסיה יצרו במיוקן שני סגנונות טקטוניים: הפחתה במערב והתנגשות במזרח. ההפחתה ההלנית במערב גרמה לביקוע הים האגאי כאגן שוליים ולחשיפה של המרכז המטמורפי שם. הגלילה לאחור של אזור ההפחתה גרמה למעוות טקטוני, שאחת מתוצאותיו הייתה הגרירה מערבה של אנטוליה לאורך שני העתקים גדולים של תזוזה אופקית. הסגנון הטקטוני במזרח החל גם הוא כהפחתה, אך כאן החלה התנגשות שהתקדמה באורח הדרגתי לאורך חזית הזגרוס מצפון-מערב לדרום-מזרח. מאחר שקצב ההתקדמות בתנאי התנגשות אטי יותר מהתנועה בהפחתה, הסתובבה ערב נגד כיוון השעון, וכתוצאה מכך התפתחו שני אזורי מתיחה אורתוגונליים, האחד ניצב לחזית המעוות והשני מקביל לו. אזור המתיחה המקביל חצה את הגוש המורם של המסיב הערבי-נובי. המתיחה בתחום הניצב לחזית ההפחתה אפשרה לרכס של צפון-מערב האוקיאנוס ההודי להתקדם מאז המיוקן הקדום, אחרי שעצר מהתקדמותו עוד באאוקן, תוך כדי שינוי כיוון התקדמותו מערבה ותוך שהוא מבקע את מפרץ עדן. מאוחר יותר, כאשר תחום החילוף מהפחתה להתנגשות בחזית הזגרוס נדד הלאה דרומה-מזרחה, שינה הביקוע את כיוונו במיוקן התיכון והחל הביקוע של ים סוף. ביקוע זה הוסיף והרים את המסיב הערבי-נובי.

ג. חידוש ההתקדמות של הרכס של צפון-מערב האוקיאנוס ההודי החל בביקוע מפרץ עדן, ששלח שלוחה אל מזרח אפריקה. עם התקדמות המעבר מהפחתה להתנגשות בחזית הזגרוס נבקע כאמור ים סוף, שהמשיך וביקע גם את מפרץ סואץ, עדיין במיוקן התיכון. בהמשך התקדמות אזור המעבר הפחתה-התנגשות הלאה דרומה, נזנח מפרץ סואץ, ובמיוקן המאוחר החל הביקוע של בקע ים המלח כבקע אלכסוני, הבונה סדרה של אגנים סטרוקטורליים תוך הורדת האזור הצירי והרמת שולי הבקע.

הכרת תודה

המאמר נכתב לזכרו של ז'אן פרונשטו (Jean Francheteau) (1943–2010), אחד המייסדים של הגאולוגיה הימית המודרנית: חוקר אמיץ, מדען מוכשר וחבר טוב. אני אסיר תודה לז'אן, שקירב אותי לקהילת הגאולוגים הימיים הצרפתים לשיתוף פעולה רב-שנים. אני מודה לאוניברסיטה של רן I (Rennes I) ולז'אן-פייר ברון (Jean-Pierre Brun), וכן לאוניברסיטה של אופסלה ולכריסטופר טלבוט (Talbot) ולהמין קויי (Hemin Koyi) שפתחו בפני את המעבדות שלהם. תודה מיוחדת לעינת אהרונוב, לאוליביה דוטיי, ללירן גורן, לגננה מולוגטה, לאלסטר רוברטסון, לביל ריאן, ולדינה וכטמן על שיתוף פעולה פורה ורב-שנים. הביקורת של שני סוקרים של העיתון של החברה הגאולוגית של לונדון שיפרה באורח ניכר גרסה ראשונית של כתב היד, ואני מכיר תודה לטימוטי הורסקרופט על העידוד לפרסם מאמר זה.

מקורות

Adiyaman, O., Chorowicz, J., Kose, O., 1998. Relationships between volcanic patterns and neotectonics in Eastern Anatolia from analysis of satellite images and DEM. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 17–32. doi: 10.1016/S0377-0273(98)00047-X

Agostini, A., Corti, G., Zeoli, A., Mulugeta, G., 2009. Evolution, pattern, and partitioning of deformation during oblique continental rifting: Inferences from lithospheric-scale centrifuge models. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10, 23. doi: 10.1029/2009GC002676

Ahrens, T. J., Schubert, G., 1975. Gabbro-Eclogite reaction rate and its geophysical significance. Reviews of Geophysics and Space Physics 13, 383–400.

Al Tarazi, E., Abu Rajab, J., Gomez, F., Cochran, W., Jaafar, R., Ferry, M., 2011. GPS measurements of near-field deformation along the southern Dead Sea fault system. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12, Q1202. doi: 10.1029/2011GC003736

ArRajehi, A., McClusky, S., Reilinger, R., Daoud, M., Alchalbi, A., Ergintav, S., … Kogan, L., 2010. Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: Implications for Red Sea and Gulf of Aden rifting. Tectonics 29, TC3011.

Bäcker, H., Lange, K., Richter, H., 1975. Morphology of the Red Sea Central Graben between Subair Islands and Abul Kizaan. Geologisches Jahrbuch, D (13), 79–123.

Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Steckler, M. R., Sudo, M., Stöckli, D. F., … Tabarabei, Sh. H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. Geological Society of America Bulletin 123, 106–131.

Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., Daniel J. M., Jolivet, L., 2003. Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments. Earth and Planetary Science Letters 216, 365–381. doi: 10.1029/2009TC002482

Bentor, Y. K., 1985. The crustal evolution of the Arabo-Nubian Massif with special reference to the Sinai Peninsula. Precambrian Research 28, 1–74.

Berkheimer, H., Hsü, K. J., (Eds.), 1982. Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodynamics Series 8, p. 216. American Geophysical Union, Washington, DC.

Biju-Duval, B., Montadert, L., Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean Sea: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: Biju-Duval, B., Montadert, L., (Eds.), Structural history of the Mediterranean Basins. Editions Technic. Paris. pp. 143–164.

Bonatti, E., 1985. Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. Nature 316, 33–37.

Boschi, L., Faccenna, C., Becker, T. W., 2010, Mantle structure and dynamic topography in the Mediterranean Basin. Geophysical Research Letters 37, L20303. doi: 10.1029/2010GL045001

Bosworth, W., Huchon, P., McClay, K., 2005. The Red Sea and Gulf of Aden Basins. Journal of African Earth Sciences 43, 334–378.

Buchbinder, B., Calvo R., Siman-Tov, S., 2005. The Oligocene in Israel: A marine realm with intermittent denudation accompanied by mass-flow deposition. Israel Journal of Earth Sciences 54, 63–85.

Crane, K., Bonatti, E., 1987. The role of fracture zones during early Red Sea rifting; Structural analysis using Space Shuttle radar and LandSat imagery. Journal of the Geological Society, London 144, 407–420.

Cronan, D. S., Damiani, V. V., Kinsman, D. J. J., Thiede, J., 1974. Sediments from the Gulf of Aden and western Indian Ocean. In: Fisher, R. L., Bunce, E. T., (Eds.), Initial report of the Deep Sea Drilling Project. U. S. Government Printing Office, Washington DC. ch. 27, p. 24.

Davy, P., Cobbold, P. R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model on the continental lithosphere. Tectonophysics 188, 1–26.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., A. Knipper, L., … Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241–315.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., III, Ryan, W. B. F., Bonin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geological Society of America Bulletin 84, 3137–3180.

Dhont, D., Chorowicz, J., Yurur, T., Froger, J. L., Kose, O., Gundogdu, N., 1998 Emplacement of volcanic vents and geodynamics of central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 33–54.

Dhont, D., Chorowicz, J., Luxey, P., 2006. Anatolian escape tectonics driven by Eocene crustal thickening and Neogene-Quaternary extensional collapse in the eastern Mediterranean region. Geological Society of America Special Papers 409, 441–462. doi: 10.1130/2006.2409(21)

Dubertret, L., 1932. Les formes structurelles de la Syrie at de la Palestine: leur origine. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 195, 65–67.

Dubertret, L. 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A-267, 9–22.

Elsasser, W. M., 1971. Sea floor spreading as thermal convection. Journal of Geophysical Research 76, 1101–1112.

Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: Insights from laboratory experiments. Journal of Geophysical Research 104, 2749–2766.

Faccenna, C., Becker, T. W., 2010. Shaping mobile belts by small-scale convection. Nature 465, 602–605. doi: 10.1038/nature09064

Bunce, E. T., Fisher, R. L., 1974. Introduction. In: Fisher, R. L., Bunce, E. T., (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 24. U.S. Government Printing Office, Washington, DC. pp. 3–15.

Burke, K., Sengör, C., 1986. Tectonic escape in the evolution of the continental crust. In: Barazangi, M., Brown, L., (Eds.), Reflection seismology: The Continental Crust. American Geophysical Union Geodynamic Series 14. Washington, DC. pp. 41–53.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics 116 (4), 615–626.

Casey, J. F., Dewey, J. F., 1984. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple-junction evolution, and forearc spreading centres--implications for ophiolitic geology and obduction. In: Gass, I. G., Lippard, S. J., Shelton, A. W., (Eds.), Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Special Publications, Geological Society. London. pp. 269–290.

Cavazza, W., Roure, F. M., Spakman, W., Stampfli, G. M., Ziegler, P. A., (Eds.), 2004. The Transmed Atlas – the Mediterranean region from crust to mantle. Springer. Berlin. p. 141.

Chemenda, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokun, A. N., 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. Earth and Planetary Science Letters 132 (1–4), 225–232.

Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. Journal of African Earth Sciences 43 (1–3), 379–410.

Chorowicz, J., Dhont, D., Gundogdu, N., 1999. Neotectonics in the eastern North Anatolian Fault region (Turkey) advocates crustal extension: Mapping from SAR ERS imagery and digital elevation model. Journal of Structural Geology 21, 511–532.

Clifton, A. E., Schlische, R. W., Withjack, M. O., Ackermann, R. V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: Results of experimental clay models. Journal of Structural Geology 22, 1491–1509.

Cosentino, D., Schildgen, T. F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudackova, N., Lucifora, S., Strecker, M. R., 2012. Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey. Geological Society of America Bulletin 124, 133–145. doi: 10.1130/B30466.1

Hacker, B. R., 1996. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity and H_2O content of oceanic crust. In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirbey, S. H., Platt, J. P., (Eds.), Subduction top to bottom. American Geophysical Union Geophysical Monograph 96, 337–355.

Hamilton, W. B., 1994. Subduction systems and magmatism. In: Smellie, J. L., (Ed.), Volcanism associated with extension at consuming plate margins. Geological Society, Special Publications 81. London. pp. 3–28.

Horowitz, A., 2001.The Jordan Rift Valley. A. A. Balkema. Lisse. p. 730.

Hubert-Ferrari, A., King, G., Manighetti, I., Armijo, R., Meyer, B., Tapponnier, P., 2003. Long-term elasticity in the continental lithosphere; Modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process. Geophysical Journal International 153, 111–132.

Jarrard, R. D., 1986. Relations among subduction parameters. Reviews of Geophysics 24, 217–284.

Jolivet, L., Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M., (Eds.), The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogeny. Geological Society, Special Publication 156. London. pp. 427–456.

Jolivet, L., Brun, J. P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. International Journal of Earth Sciences 99, 109–138.

Karig, D. E., 1971. Origin and development of the marginal basins in the western Pacific. Journal of Geophysical Research 76, 2542–2561.

Karig, D. E., Kozlu, H., 1990. Late Paleogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maras, south-central Turkey. Journal of the Geological Society, London 147, 1023–1034.

Kaymakci, N., Inceoz, M., Ertepinar, P., Koc, A., 2010. Late cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). Geological Society, London, Special Publications 340, 409–435. doi: 10.1144/SP340.18

Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters 30 (24), 8046.

Freund, R., 1970, Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. Nature 228, 453.

Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T., Derin, B., 1970. The shear along the Dead Sea Rift. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A-267, 107–130.

Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. Tectonophysics 80, 81–108. doi: 10.1016/0040-1951(81)90143-8

Garfunkel, Z., 2001. The nature and history of the motion along the Dead Sea transform (rift). In: Horowitz, A., (Ed.), The Jordan Rift Valley. A. A. Balkema Publishers. Lisse. pp. 627–651.

Garfunkel, Z., Horowitz, A., 1966. The upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel. Israel Journal of Earth Sciences 15, 101–117.

Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z., 2001. Basins along the Dead Sea Transform. In: Cavazza, W., Ziegler, P. A., Robertson A. H. F., Crasquin-Soleau, S., (Eds.), Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins, Peri-Tethys Memoire 6. Memoires du Musee National de la Histoire Naturelle 186. Paris. pp. 607–627.

Gawthorpe, R., Hurst, J. M., 1993. Transfer zones in extensional basins: Their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. Journal of the Geological Society, London 150, 1137–1152.

Girdler, R. W., Styles, P., 1974. Two stage Red Sea floor spreading. Nature 247, 7–11.

Goren, L., Aharonov, E., Mulugeta, G., Koyi, H. A., Mart, Y., 2008. Ductile deformation of passive margins: A new mechanism for subduction initiation. Journal of Geophysical Research 113, B08411. doi: 10.1029/2005JB004179

Gvirtzman, G., Buchbinder, B., 1978. The late Tertiary of the coastal plain and continental shelf of Israel and its bearing on the history of the eastern Mediterranean. In: Hsü, K. J., Montadert, L., (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, DC. 42-B. pp. 1195–1222.

Gvirtzman, Z., Steinberg, J., 2012. Inland jump of the Arabian northwest plate boundary from the Levant continental margin to the Dead Sea Transform. Tectonics 31 (4). doi: 10.1029/2011TC002994

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., … Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research 105, 5695–5719. doi: 10.1029/1996JB900351

lusky, S., Reilinger, R., Ogubazghi, G., Amleson, A., Healeb, B., Vernant, P., …, Kogan, L., 2010. Kinematics of the southern Red Sea–Afar Triple Junction and implications for plate dynamics. Geophysical Research Letters 37, L05301 1–5. doi: 10.1029/2009GL041127

McKenzie, D. P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature 220, 239–243.

McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics in the Mediterranean region. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 30, 109–185.

McKenzie, D. P., Davies, D., Molnar, P., 1970. Plate Tectonics of the Red Sea and East Africa. Nature 226, 243–248.

McKenzie, D. P., Sclater, J. G., 1971. The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 25, 437–528.

McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., Wernicke, B. P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters 30, 6/1–6/4. doi: 10.1029/2003GL017992

Moucha, R., Forte, A. M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. Nature Geosciences 4, 707–712. doi: 10.1038/ngeo1235

Muller, R., Sdrolias. M., Gaina C., Roest, W., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. Geochemistry Geophysics Geosystems 9, NIL_18-NIL_36. doi : 10.1029/2007GC001743

Neev, D., 1977. The Pelusium Line – A major transcontinental shear. Tectonophysics 38, T1–T8. doi: 10.1016/0040-1951(77)90207-4

Nikolaeva, K., Gerya, T. V., Marques, F. O., 2010. Subduction initiation at passive margins: numerical modeling. Journal of Geophysical Research 115, B03406.

Okay, A. I., Massimiliano, Z., Cavvaza, W., 2010. Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. Geology 38, 35–38.

Omar, G. I., Steckler, M. S., 1995. Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation. Science 270, 1341–1344.

Ketin, I., 1948. Uber die tektonische-mechanischen folgerungenaus dengrossen anatolischen erdbeben des letzten dezenniums. Geologische Rundschau 36, 77–83.

Le Pichon, X., Francheteau, J., 1978. A plate tectonic model of the Red Sea – Gulf of Aden area. Tectonophysics 46, 369–406.

Le Pichon, X., Kreemer, C., 2010. The Miocene-to-present kinematic evolution of the eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 38, 323–352. doi: 10.1146/annurev-earth-040809-152419

Mart, Y., 1991. Some Cretaceous and early Tertiary structures along the distal continental margin of the southeastern Mediterranean. Israel Journal of Earth Sciences 40, 77–90.

Mart, Y., 2013. Geodynamics of the Middle East domain since the Oligocene: research summary. Journal of the Geological Society, London 170, 483–496.

Mart, Y., Horowitz, A., 1981. The tectonics of the Timna region in southern Israel and the evolution of the Dead Sea rift. Tectonophysics 79, 165–199.

Mart Y., Hall, J. K., 1984. Structural trends in the northern Red Sea. Journal of Geophysical Research 89, 1352–11364.

Mart, Y., Robertson, A. H. F., Woodside, J. M., ODP Leg 160 Shipboard Science Party, 1997. Cretaceous tectonic setting of Eratosthenes Seamount in the eastern Mediterranean Neotethys: Initial results of ODP Leg 160. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris 324, 127–134.

Mart, Y., Dauteuil, O., 2000. Analogue experiments of propagation of oblique rifts. Tectonophysics 316, 121–132.

Mart, Y., Ryan, W. B. F., 2002. The complex tectonic regime of Cyprus Arc: a short review. Israel Journal of Earth Sciences 51, 117–134.

Mart, Y., Aharonov, E., Mulugeta, G., Ryan, W. B. F., Tentler, T., Goren, L., 2005a. Analog modeling of the initiation of subduction. Geophysical Journal International 160, 1081–1091

Mart, Y., Ryan, W. B. F., Lunina, O. V., 2005b. Review of the tectonics of the Levant Rift system: The structural significance of oblique continental breakup. Tectonophysics 395, 209–232.

Matthews, D. H., 1966. The Owen Fracture Zone and the northern end of the Carlsberg Ridge. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A-259, 172–186.

Reilinger, R., McClusky, S., 2011. Nubia–Arabia–Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics. Geophysical Journal International 186, 971–979.

Reston, T. J., Fruehn, J., von Huene, R., 2002a. The structure and evolution of the western Mediterranean Ridge. Marine Geology 186, 83–110.

Reston, T. J., von Huene, R., Dickmann, T., Klaeschen, D., Kopp, H., 2002b. Frontal accretion along the western Mediterranean Ridge: The effect of Messinian evaporites on wedge mechanics and structural style. Marine Geology 186, 59–82.

Robertson, A. H. F., Dixon, J. E., 1984. Introduction: Aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F., (Eds.), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geological Society, Special Publications 17. London. pp. 1–74.

Royden, L. H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics 12, 629–638. doi: 10.1029/92TC02248

Ryan, W. B. F., Stanley, D. J., Hersey, J. B., Fahlquist, D. A., Allan, T. D., 1970. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: Maxwell, A. E., (Ed.), The sea. Wiley. New York. 4b, pp. 387–492.

Schellart, W. P., 2010. Evolution of subduction zone curvature and its dependence on the trench velocity and the slab to upper mantle viscosity ratio. Journal of Geophysical Research 115, B11406, 18.

Schellart, W. P., Freeman, J., Stegman, D. R., Moresi, L., May, D., 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. Nature 446, 308–311.

Schildgen, T. F., Cosentino, D., Bookhagen, B., Niedermann, S., Yildrim, C., Echtler, H., Wittmann, H., Strecker, M. R., 2012. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes. Earth and Planetary Science Letters 317–318, 85–95. doi: 10.1016/j.epsl.2011.12.003

Scholz, C. H., Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and the back arc spreading at subduction zones. Journal of Geophysical Research 100 (B11), 22103–22115.

Sengör, A. M. C., Gorur, N., Sargolu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle K. T., Christie-Blick, N., (Eds.), Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications 37. Tulsa, OK. pp. 227–264.

Phillips, J. D., Ross, D. A., 1970. Continuous seismic reflexion profiles in the Red Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A-276, 143–152.

Picard, L., 1931. Geological researches in the Judean desert. Hebrew University, Jerusalem Bulletin 3, pp. 108.

Pik, R., 2011. Geodynamics: East Africa on the rise. Nature Geosciences 4, 660–661. doi: 10.1038/ngeo1274

Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Yigru, G., Ayalew, T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography. Geology 36, 167–170.

Prell, V. L., Niitsuma, L., Emeis, K. C., Al-Sulaiman, Z. K., Al-Tobbah, A., N., K., Anderson, D., M., … Vifeedon, G. P. (Eds.), 1989. Proceedings of leg 117 of the Ocean Drilling Program Initial Reports, Texas A&M University. College Station, TX. p. 1225.

Quennell, A. M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. The Journal of the Geological Society, London 114, 1–24.

Quennell, A. M., 1984. The western Arabia rift system. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F., (Eds.), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Journal of the Geological Society, London, 17 (Special Publications), 775–788.

Rabinowitz, P. D., Coffin, M. F., Falvey, D., 1983. The separation of Madagascar and Africa. Science 220, 67–69.

Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 14, 307–329.

Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation and the earth's crust, 2nd ed. Academic Press. New York.

Regenauer-Lieb, K., Yuen, D. A., Branlund, J., 2001. The initiation of subduction: Criticality by addition of water? Science 294, 578–580.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P. et al., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research 111B, B05411.

Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S.. Vernant, P., 2010. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. Tectonophysics 488, 22–30.

Stein, S., Stein, C. A., 1996. Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: Implications for the subduction process and deep earthquakes. In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., Platt, J. P., (Eds.), Subduction top to bottom. American Geophysical Union Geophysical Monograph 96. Washington, DC. pp. 1–17.

Toksöz, M. N., Minear, J. W., Julian, B. R., 1971. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. Journal of Geophysical Research 76, 1113–1138.

Tron, V., Brun, J. P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. Tectonophysics 188, 71–84.

Vail, J. R., 1985. Pan-African (late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian-Nubian Shield. Geology 13, 839–842.

Vine, F. J., Matthews, D. H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature 199, 947–949.

Vry, J., Powell, R., Golden, K. M., Petersen, K., 2010. The role of exhumation in metamorphic dehydration and fluid production. Nature Geosciences 3, 31–35.

Wallace, L. M., Ellis, S., Mann, P., 2009. Collisional model for rapid fore-arc block rotations, arc curvature, and episodic back-arc rifting in subduction settings. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10, Q05001. doi: 10.1029/2008GC002220

Warsi, W. E. K., Hilde, T. W. C., Searle, R. C., 1983. Convergence structures of the Peru trench between 10°S and 14°S. Tectonophysics 99, 313–329.

Wdowinsky, S., Zilberman, E., 1997. Systematic analysis of the large-scale topography and structure across the Dead Sea rift. Tectonics 16, 409–424.

Weissel, J. K., Karner, G. D. J., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. Journal of Geophysical Research 94, 13919–13950.

Whitmarsh, R. B., 1975. Summary and general features of Arabian Sea and Red Sea Cenozoic history based on leg 23 cores. In: Whitmarsh, R. B., Weser, O. E., Ross, D. A., (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 23. U.S. Government Printing Office. Washington DC. pp. 1115–1123.

Wichura, H., Bousquet, R., Oberhaensli, R., Strecker, M. R., Trauth, M. H., 2010. Evidence for middle Miocene uplift of the East African Plateau. Geology 38, 543–546. doi: 10.1130/?G31022.1

Sengör, A. M. C., Ozeren, S., Genc, T., Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. Geophysical Research Letters 30, TUR8.1–TUR8. 4.

Sengör, A. M. C., Tuysuz, O., Imren, C.,, Sakinc, M., Eyidogan, H., Gorur, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2005. The North Anatolian fault: a new look. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences 33, 1–75. doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120415

Silver, E. A., Kastner, M., Fisher, A. T., Morris, J., McIntosh, K. D., Saffer, D. M., 2000. Fluid flow paths in the Middle America Trench and Costa Rica margin. Geology 28, 679–682.

Singer, B. S., Leeman, W. P., Thirlwall, M. F., Rogers, N. W., 1996. Does fracture zone subduction increase sediment flux and mantle melting in subduction zones? Trace element evidence from Aleutian Arc basalt. In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., Platt, J. P., (Eds.), Subduction top to bottom. American Geophysical Union Geophysical Monographs 96. Washington, DC. pp. 285–292.

Smit, J., Brun, J. P., Fort, X., Cloetingh, S., Ben-Avraham, Z., 2008. Salt tectonics in pull-apart basins with application to the Dead Sea Basin. Tectonophysics 449, 1–16. doi: 10.1016/j.tecto.2007.12.004

Spakman, W., Wortel, M. J. R., Vlaar, N. J., 1988. The Hellenic Subduction Zone: A tomographic image and its geodynamic implications. Geophysical Research Letters 15, 60–63.

Spiegel, C., Kohn, B. P., Belton, D. X., Gleadow, A. J. W., 2007. Morphotectonic evolution of the central Kenya rift flanks: Implications for late Cenozoic environmental change in East Africa. Geology 35, 427–430.

Stampfli, G. M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper J. D., (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society, Special Publication 173. London. pp. 1–23.

Steckler, M., 1985. Uplift and extension at the Gulf of Suez – indications of induced mantle convection. Nature 317, 135–139.

Stein, C. A., Cochran, J. R., 1985. The transition between the Sheba Ridge and Owen Basin: Rifting of old oceanic lithosphere. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 81, 47–74.

Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F., Crasquin-Soleau, S., (Eds.), 2001. Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. Memoires du Musee de la Histoire Naturelle, 186. Paris. p. 762.

Willis, B., 1927. Normal faulting on upthrust arches. Geological Society of America Bulletin 38, 203–204.

Withjack, M. O., Jamison, W. R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. Tectonophysics 126, 99–124.

Zak, I., Freund, R., 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. Tectonophysics 80, 27–38.