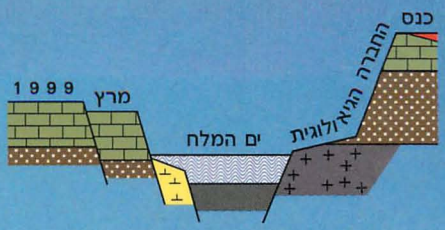
החברה הגיאולוגית הישראלית

Israel Geological Society



הכנס השנתי, 1999

מדריך סיורים

ים המלח

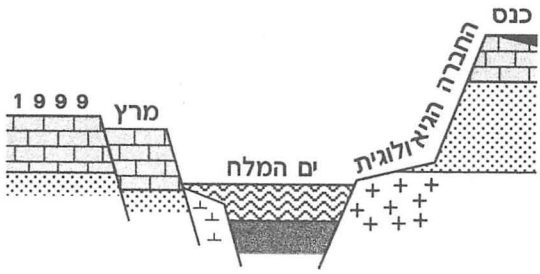
כ'-כב' אדר תשנ"ט

עיצוב עטיפה: בת-שבע כהן
צילום: אבנר פורשפן

החברה הגיאולוגית הישראלית

Israel Geological Society

הכנס השנתי, 1999



מדריך סיורים

כ' - כב' אדר תשנ"ט

ועד החברה הגיאולוגית הישראלית 1998/1999:

משה שירב (שורץ) - נשיא

אבנר אילון - סגן נשיא

שמעון אילני - מרכז פעולות

יהודית הר לבן - מזכיר

יועץ דויטש - גזבר

אריה גילת - חבר

דב גינזבורג - מנהל הקרן ע"ש ד"ר פרץ גרדר ז"ל

החברה הגיאולוגית הישראלית מודה למדריכי הסיורים והחברים שעזרו בהכנת מדריך הסיורים.

הפקה: דן הפקות, טל./פקס: 02-5354972

מדריך סיורים - תוכן עניינים

הטרורטינים בערבה הצפונית והמרכזית: משמעויות פלאוגאוגרפיות, פלאוהידרולוגיות וטקטוניות

אנמר ליאור, היימן אריאל 1

קרקעות וסדימנטים קלסטיים - סמנים לאירוע היבשתי הטורוני בצפון-מזרח הנגב

עמיר סנדלר 21

משקעים רביעוניים באגן ים המלח (תצורות ליסאן וצאלים) התפתחות אגמית ופליאוסייסמולוגיה

שטיין מרדכי, ברטוב יובל, כדן גלית, קן-תור רויטל, אייל יהודה, אנזל יהודה, מרקו שמואל, עגנון אמוץ 36

שער אנגלי:

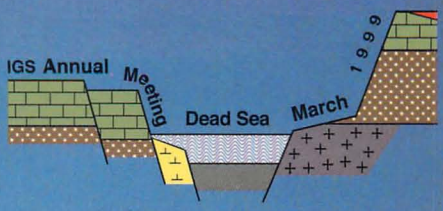
Joined Field Trip:

Geohydrology of the Dead Sea area
Yoseph Yechieli, Ittai Gavrieli 1

Sinkholes along the Dead Sea Coast
Arie Gilat 21

החברה הגיאולוגית הישראלית

Israel Geological Society



Annual Meeting, 1999

Field Trips Guidebook

Dead Sea

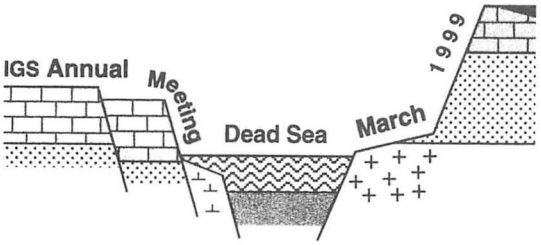
8-10 March 1999

Cover design: Bat-Sheva Cohen
Photo: Avner Furshpan

החברה הגיאולוגית הישראלית

Israel Geological Society

Annual Meeting, 1999



Field Trips Guidebook

8 - 10 March, 1999

Israel Geological Society Committee 1998/1999:

Moshe Shirav (Schwartz) – President

Avner Ayalon – Vice-President

Shimon Ilani – Activities Coordinator

Yehudit Harlavan – Secretary

Yoetz Deutch – Treasurer

Arie Gilat – Member

Dov Ginzburg, Manager, Scientific Fund in the name of the Late Dr. Peretz Grader.

The Israel Geological Society thanks the leaders of the field trips and collegues who assisted In preparing the Field Trips Guidebook.

Production: Dan Productions, Tel./Fax: 02-5354972

Field Trips – Contents

Joined Field Trip:

Geohydrology of the Dead Sea area
Yoseph Yechieli, Ittai Gavrieli 1
Sinkholes along the Dead Sea Coast
Arie Gilat 21

Joined Field Trip:

Geohydrology of the Dead Sea area	Sinkholes along the Dead Sea Coast
Yoseph Yechieli and Ittai Gavrieli	**Arie Gilat**

Geohydrology of the Dead Sea area

Yoseph Yechieli and Ittai Gavrieli

Geological Survey of Israel, 30 Malkhei Israel St., Jerusalem 95501, Israel

General background

The Dead Sea (hereafter denoted DS) is the terminal lake of the Jordan River system (Fig. 1), lying in the Dead Sea Rift, which is part of the Syrian-African Rift. The DS is known for being the lowest lake in the world (at ~410 m B.S.L. [below sea level]; deepest point 730 m B.S.L.). It is located in an extremely arid environment (annual precipitation of 70 mm). The runoff pattern in this region is one of flash floods, which occur in the large wadis during the winter months. The chemical and isotopic composition as well as the physical behavior of the lake have been the subject of extensive research (Bentor, 1961; Neev and Emery, 1967; Krumgalz and Gat, 1984; Stiller et al., 1984; Gat, 1984; Nissenbaum et al., 1990; Assaf and Nissenbaum, 1977; Anati and Shasha, 1989, among others). The DS brine is noted not only for its high salinity (TDS > 300 g/l for the average DS water) but mainly for the composition of its salt, being of the nearly pure chloride type with very little sulfate and carbonate. The DS is currently saturated with respect to halite which is being precipitated in the lake (Levy, 1985; Gavrieli et al., 1989; Gavrieli, 1997).

Since the early 1960's, large amounts of fresh water have been diverted for irrigation purposes from the Jordan River, the main perennial tributary to the DS. This decrease in input of the main water source of the DS has resulted in a sharp lowering of DS level, at rates of about 0.5 m/yr since the 1960's (Klein, 1985) and of 0.8 m in the 1980's (Anati and Shasha, 1989). The decrease is expected to continue, though at a lower rate, until a new equilibrium in the water balance will be reached - in about 400 years - at 100-150 m below the present level (Yechieli et al., 1998a).

Geohydrology

The major structural feature in the area studied is the western border of the DS rift, where several large normal faults are found. The study area is located between the DS shoreline and the western borders of the rift. This area is mainly composed of continental sediments of Quaternary age. These constitute clastics (clay, sand and gravel) deposited in fan deltas, with some intercalations of lacustrine sediments (clay, gypsum and aragonite) of the Lisan Formation (Begin et al., 1974; Sneh, 1979) and younger Holocenic sediments (Manspeizer, 1985). The area occupied by Quaternary sediments varies greatly (the distance from the DS to the rift margin is about 5 km at W. Zeelim but less than 1 km at Feshcha area).

There are three main aquifers in the area surrounding the DS (Naor et al., 1987): the deepest is built of sandstone layers of Kurnub Group of Lower Cretaceous age; the aquifer above it is built of limestone and dolomite layers of Judea Group of Upper Cretaceous age, and the third aquifer is the alluvial aquifer of Quaternary rocks. The alluvial aquifer is generally separated from the other aquifers by faults of the western margin of the DS Rift (Fig. 2). The main source of fresh water into the Quaternary aquifer is lateral flow from the Judea Group aquifer, which is replenished in the mountain area some 10-30 km to the west. Flash floods in the rift valley also infiltrate the Quaternary aquifer. It should be noted that due to the small amount of rain which falls directly on the studied area (70 mm annually), and the high evaporation, the direct recharge to groundwater is very small.

The Dead Sea is hydraulically connected to the groundwater system in its vicinity. Therefore, as a result of the decrease in Dead Sea level there is a decrease in groundwater level (Fig. 3). This response was found to take place within 10 days of the sharp rise in DS level in the winter of 1992 (Yechieli et al., 1995a). The effect of the change in DS level on groundwater levels was found to be much more pronounced close to the shoreline (> 1 km) than at more distant points (e.g. well Zeelim 2 - 4 km from the shoreline, Yechieli, 1993).

Fresh-saline water interface in the DS area

The interface between DS water and fresh groundwater is very shallow, about 10 times shallower than that near the ocean (Yechieli, 1999), and in accordance with the density differences following the Ghyben-Herzberg approximation (the density of the Dead Sea is 1.23 g/cc). The interface was studied using in-situ profiles of electrical conductivity (EC), verified with chemical analyses. The location of this interface was only traced near the vicinity of the evaporation ponds of the Dead Sea Works and not

near the DS itself where no suitable wells were drilled. Geophysical surveys near the DS itself (TDEM methods; Kafri et al., 1997, Yechieli et al., 1998b) found the fresh-saline water interface at a similar position. The complicated history of water level and density variations of the DS must be considered when studying the interface and predicting its location in the future.

Knowledge of the location of the fresh-saline water interface is extremely important for utilization of groundwater in the DS area. In such a system, where the interface is very shallow, abstraction of groundwater should be done with caution in order to avoid upconing of brines and salinization problems.

Brines in the DS area

Brines are found both in shallow wells and as springs in many locations on the western coast of the DS (Eckstein, 1975; Yechieli et al., 1998; Gavrieli et al., 1999). The saline springs discharge near the shore line with a typical odor of H_2S. Most of the springs contain high concentration of radon (Mazor. 1962). The chemical and isotopic compositions of saline groundwater have been studied extensively in order to track their origin and explain the chemical processes which determine their present composition (e.g. Mazor et al. 1969; Gat et al., 1969; Mazor and Molcho, 1972; Starinsky, 1974, Vengosh et al., 1991). The saline waters are characterized by their Ca-chloride composition with salinity ranging from that of the DS, and higher, to relatively fresh water (~1000 mg/l Cl). According to the geochemical model proposed by Starinsky (1974), the brines are the product of seawater that intruded into the rift in the Neogene and underwent evaporation and salt precipitation, particularly halite and gypsum. The concentrated brines then penetrated into the surrounding country rocks and were further modified by brine-rock interaction, mainly dolomitization. The latter process resulted in gypsum precipitation and thus in further sulfate depletion. The brines continued to evolve as they were flushed back into the rift to form the DS and other saline lakes, such as Lake Lisan. The evolution at this stage included input of salts from fresh water sources (fresh groundwater and surface water) draining into the basin, and further precipitation of salts, such as halite, gypsum and aragonite.

The brines which are found along the DS coast are derived from older lakes which existed in the area in the past, before the present Dead Sea (probably more than 10,000 years ago - implied from preliminary ^{14}C dating; Fig. 4, Yechieli et al., 1996). The water in these saline lakes, which extended to a much larger area, penetrated the surrounding sediments at periods of high water level. Most of these brines have no tritium (implying older age than 40 years) indicating that no mixing with recent

groundwater has occurred. This is also true for some fresh groundwater in the Dead Sea area, whose tritium content is very low (Yechieli et al., 1994).

The source of the H_2S in the brines is bacterial reduction of sulfate as was deducted from their sulfur isotopic composition (Nissenbaum and Kaplan, 1975; Gavrieli and Bein, 1993; Gavrieli and Bein, 1995; Gavrieli et al., 1999). The reduced environment is also referred from the high ammonia concentration.

The brines can be devided to two main groups: Shalem-Kedem group and DSIF-Tapuach group (Gavrieli et al., 1999). The Shalem-Kedem group is characterized by higher temperatures (up to 44^0C), while the DSIF-Tapuach group has higher ammonium concentration and higher $\delta^{34}S$ values for both sulfate and sulfide in the brines . All the thermal saline springs belong to the first group while most of the brines found in the shallow aquifer belong to the second group. The high temperature of the thermal springs indicates that they ascend relatively quickly and continuously from depths of at least 500 meters. The higher sulfur isotope values in the DSIF-Tapuach brines indicate that the bacterial sulfur reduction occurred in a more closed system (Gavrieli et al., 1999).

Processes in the unsaturated zone in the newly exposed coastal area

Another consequence of the decrease in DS level, and the ensuing decrease in groundwater level, is the exposure of new sediments along its receding shorelines and the development of a new unsaturated zone. These shores, which were covered by the Dead Sea until 10-30 years ago, are now exposed to a new set of processes imposed by atmospheric and meteoric conditions. The areas of the coast which consist mainly of gravel are flushed and dried while the clayey areas are still very saline and therefore contain high moisture content. These wet areas, which were called "Wet Spots", were studied by Shatkay and Magaritz (1987) and Yechieli et al. (1993a). The main processes in the new unsaturated zone in the newly exposed coastal area are flushing of the lower portion of the section and evaporation and accumulation of salts near the surface (Yechieli and Ronen, 1997; Yechieli and Gat, 1998). These processes are described in figures 5 and 6. The flushing and evaporation processes are responsible for the relatively low ion concentration at the lower part of the section and high concentration near the surface, respectively (Fig. 7). It should be noted that this flushing, diluting the original DS solution more than tenfold, has largely occurred in less than 30 years. The enriched oxygen isotope values at the upper part of the section are also a result of evaporation. Note that very near the surface the isotopic values are more negative again due to interaction with the atmosphere (Allison and Barnes, 1985). The intensity of the processes varies among the different locations. For

example in the area of YM4 borehole, where local, relatively fresh groundwater is found, the flushing was more effective than in borehole YDS (Fig. 7). Flushing was done by sulfate rich groundwater which is the reason for the higher sulfate concentration in boreholes YM4 and YDS. More intensive flushing occurs in the conductive gravel layers in borehole Y2 than in the less conductive clay layers (Fig. 7).

Stop 1. En Ashlag (Mt. Sedom)

En Ashlag discharges from the eastern margin of Mt. Sedom salt diapir (Zak, 1967) at a very slow rate. It is an extremely saline non-thermal spring, whose salinity is even higher than that of the DS brine, and has a very unique chemistry (Table 1). Its water do not contain H_2S but have a distinct odor of high dissolved organic compounds (Kawamura and Nissenbaum. 1992). Extremely high ammonium concentration was found in this spring (Kawamura and Nissenbaum. 1992). Large precipitation of salts and iron oxides is found in the vicinity of the spring. Somewhat similar water was also found in a nearby cave (Colonel cave; Frumkin, 1992).

Stop 2. Wadi Zeelim

This station is located in the southern part of the fan delta of Wadi Zeelim. The geohydrological setup in this area is given in a schematic cross-section (Fig 8).

a. <u>The Holocenic sediments</u> The sediments of the Lisan Formation can be seen several Km to the west. In the delta itself the Lisan sediments were partly eroded and they are overlaid by younger holocenic sediments (Yechieli et al., 1993b). The upper part of the section is built of laminated alternations of aragonite and clay and was dated to be younger than 400 years (^{14}C dating of a piece of wood which was found 1 m from the top; Yechieli, 1993).

b. <u>Wet spots</u> This area was covered by the Dead Sea until 10-30 years ago. As the Dead Sea level decreased, a new coastal area was exposed. The areas which consist mainly of gravel were flushed and dried while the clayey areas are still very saline and contain high moisture content. The wet areas, which were called "Wet Spots", were studied by Shatkay and Magaritz (1987). As groundwater level decreases a new unsaturated zone is formed. The main processes in the newly exposed coastal area are flushing of the lower portion of the section and evaporation and accumulation of salts near the surface (Fig. 7; Yechieli and Ronen, 1997). The high

clay content and the abundance of some extremely hygroscopic salts in the sediments near the surface, are the main reasons for the high moisture content in the area of the "Wet Spots".

c. Groundwater drainage to the DS Near the shoreline there are several creeks in which the saline groundwater, which is presumed to be residual of the Dead Sea water, are now drained into the Dead Sea. This water contains relatively high concentration of iron which precipitates as iron oxides on the bottom of the creek. The amount of discharge and the chemical composition varies depending on the season and amount of rain in the winter. At late summer, this creek can be dry.

d. DSIF well This is a 34 m deep well belonging to the DSIF-Tapuach group. The brine contain H_2S, is non-thermal (26^0C), and has salinity similar to that of the DS. Water was found, at the time of drilling, in two sub-aquifers, the upper being less saline than the lower (Fig. 8). It is interesting to note that the lower sub-aquifer, where most of the flow occur, is built of a permeable salt layer composed of halite grains (Yechieli et al., 1995b).

In this stop groundwater will be sampled. The odor of the sulfide is noticeable and the temperature and salinity will be measured in the field, as electrical conductivity (EC) and/or density.

Stop 3. Shalem spa and spring

The Shalem spring is a saline thermal spring (salinity about half that of the Dead Sea - 120 g/l Cl and temperature of up to 44^0C). The spring discharge very near the shore line with a typical odor of H_2S. The high temperature indicate that these brine ascend from depth of more than 500 meters. This spring belongs to the Shalem Kedem group which extend at least from Feshcha in the North to En Gedi in the south.

The location of the spring has shifted downward in the last 30 years following the drop in DS level. The best evidence for this are the red marks which occur at different levels above the present DS level. These red marks are iron oxides probably precipitated when the reduced brines reach the surface and get oxidized. The location of small dug-out pools several meter above the present spring also testifies for discharge at higher level in recent history.

In the last few years a new spa resort was opened near the Shalem spring. This spa utilizes brine from a well which was drilled uphill to the same layer as the spring, and therefore contains brine with the same chemistry and temperature. No significant change was found in the spring brine since the beginning of extraction. It should also

be mentioned that no change was found in the properties of the brine since it was first analyzed in the 1970's.

Stop 4. Turiebe wells (Kane-Samar area)

The Turiebe wells are located a few hundred meters west of the Kane-Samar area, where large discharge of groundwater occurs. In this area there is evidence for at least two distinct sub-aquifers in the alluvial aquifer (Fig. 10; Baida and Goldstuff, 1972). This is best demonstrated in Turiebe 4 well where higher salinity, higher temperature and higher water level is found in the lower sub-aquifer (Turiebe 4d, Fig. 10). Due to technical problems the difference between the two sub-aquifers has not been preserved since the time of drilling but the two are still distinguishable. The low tritium content in both sub-aquifers indicates that transport time from the recharge zone in the mountain area is more than 40 years.

In this area groundwater will be sampled from the two sub-aquifers and the water level will be measured. Again the temperature and salinity will be measured in the field (using EC measurements).

Stop 5. Feshcha area (Enot Zukim)

b. The Feshcha springs - looking toward the Dead Sea to the east, a large area with vegetation can be seen. This is the discharge zone for large amounts of groundwater from the Alluvial aquifer to the Dead Sea. There are large variations in salinities and chemical composition among the numerous springs in this area ranging from relatively fresh water (<2 g/l Cl) to concentrated brines (>45 g/l Cl). The total discharge in this area was estimated to be in the order of 80×10^6 m^3 per year (Gutmann and Simon, 1984).

Stop 6. Ofri spring (near En Gedi) - optional

Ofri spring (unofficial temporary name) emerges from the alluvial sediments of Wadi David, close to the shoreline of the Dead Sea. In this location two water types are found in an artificial dugout pond emerging from two sublayers. The fresher water floats above the more saline thermal brine.

This stop is optional since the stratification, which is the main point of interest in this spring, is not necessarily permanent. The spring will be examined several days before the field tour.

Table 1. Chemical composition of some water sources in the Dead Sea area (g/l).

water source	Temp. (^{0}C)	Na	K	Ca	Mg	Cl	Br	SO_4
Ashlag	*	17	17	46	44	255	3.8	
DSIF	28	47	6.5	14	38	212	4.5	0.46
DSBO	27	17	2.9	5.9	12	74	1.7	2.5
Kedem	41	26	4.1	12	21	125	2.7	0.9
Shalem	44	26	3.9	12	23	128	2.7	1.0
Feshcha	29	9.7	1.5	3.5	7.6	44	0.95	0.32
Turiebe 4s	26	0.18	0.03	0.21	0.11	0.98	0.02	
Turiebe 4d	28	1.3	0.31	0.33	0.87	5.1	0.11	0.06
DS	*	40	7.6	17	44	225	5.3	0.45

* - temperature is changing with time (diurnal and/or seasonal)

References

Allison, G.B. and Barnes, C.J., 1985. Estimation of evaporation from the normally "dry" Lake Frome in South Australia. J. Hydrol. 78:229-242.

Anati, D.A. and Shasha, S., 1989. Dead Sea surface-level changes. Isr. J. Earth Sci. 38:29-32.

Assaf, G. and Nissenbaum, A., 1977. The evolution of the upper water mass of the Dead Sea, 1819-1976. In: D.G. Greer (ed.), Proc. Int. Conf. Terminal Lakes Utah Water Research Laboratory, Utah State Univ., Logan, pp. 61-72.

Baida, A. and Goldschtof, Y., 1972. Groundwater survey in En Awar-En Tureibe area, Dead Sea Coast. Israel Water Inst. Ltd. (Tahal), Hydrology Section, Pub. No. HR/72/86 (in Hebrew).

Begin, Z.B., Ehrlich, A. and Nathan, Y., 1974. Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea. Geological Survey of Israel Bulletin 63, 30 pp.

Bentor, Y.K., 1961. Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. Geochim. Cosmochim. Acta 25:239-260.

Beyth M., 1980. Recent evolution and present stage of Dead Sea brine. In: A. Nissenbaum, (ed.), Developments in sedimentology, no. 28, "Hypersaline brine and evaporitic environments", Elsevier, pp. 155-164.

Eckstein, Y. 1975. The thermo-mineral springs in Israel. Jerusalem, Health Resort Authority.

Frumkin, A., 1992. The carst system in the salt diapir of Mt. Sedom. Ph.D. thesis, Hebrew University, Jerusalem (in Hebrew).

Gat, J.R., 1984. The stable isotope composition of Dead Sea waters. Earth Planet. Sci. Lett. 71:361-376.

Gat, J.R., Mazor, E. and Tzur, Y., 1969. The stable isotope composition of mineral waters in the Jordan rift valley, Israel. J. Hydrol. 7:334-352.

Gavrieli, I., 1997. Halite deposition from the Dead Sea: 1960-1993. In: (eds Niemi et al.). The Dead Sea - the lake and its setting. Oxford university press.

Gavrieli, I., Bein, A. and Starinsky, A., 1989. The solubility of halite as a function of temperature in the highly saline Dead Sea brine system. Limnology and oceanography 34(7):1224-1234.

Gavrieli and Bein., 1993. $\delta^{34}S$ and high ammonia contents in the Rift Valley springs - indicators for sulfate reduction and decomposition of organic matter. Isr. Geol. Surv. Current Research 8:6-8.

Gavrieli and Bein., 1995. Sulfur isotopes in the Dead Sea and in thermal - saline springs along the shores. IAEA meeting on Isotopes in Water Resources Management, Vienna, 1995, IAEA-Sm-336, p. 175-176.

Gavrieli, I., Yechieli, Y., Halicz, L. and Efron, D. 1997. Survey of mineral waters along the Dead Sea coast. Geol. Surv. Israel Curr. Res. 11:71-75.

Gavrieli, I., Yechieli, Y., Halicz, L., Efron, D. and Spiro, B., 1999. Geochemical processes in sulfate depleted and reduced Ca-Chloride brines: the groundwater system along the Dead Sea shores (In preparation).

Guttman, Y. and Simon, A., 1984. Hydrological survey of the western shore of the Dead Sea, Mediterranean-Dead Sea project. Summary of Research Reports. 5:304-318 (in Hebrew).

Kafri, U., Goldman, M. and Lang, B. 1997. Detection of subsurface brine, fresh water bodies and the interface configuration in between by the TDEM method in the Dead Sea Rift, Israel. Environmental Geology. v. 31, pp 42-49.

Kawamura, K. and Nissenbaum, A. 1992. High abundance of low molecular weight organic acids in hypersaline spring water associate with a salt diapir. Org. Geochem., 18(4): 469-376.

Klein, C., 1985. Fluctuation of the levels of the Dead Sea and climatic fluctuation in the country during historical times. Internat. Assoc. of Hydrol. Sci. International symposium on scientific basis for water resources management, Jerusalem, 19-23 Sept., v. 2, Additional paper and posters summaries 2, pp. 197-224.

Krumgalz, B.S. and Gat, J.R., 1984. Some thermodynamic properties of Dead Sea brines under conditions of halite saturation and possible precipitation. IOLR Reports 4/84, 83 pp.

Levy, Y., 1985. Modern halite precipitation in the Dead Sea. Geol. Surv. Isr., Rep. No. GSI/7/85.

Manspeizer, W., 1985. The Dead Sea rift: impact of climate and tectonism on Pleistocene and Holocene sedimentation. In K.T. Biddle and N. Chritie-Blick (eds.), "Strike slip deformation, basin formation, and sedimentation." pp. 143-158. S.E.P.M. Special Publ. No. 37.

Mazor, E., Rosenthal, E. and Ekstein, J., 1969. Geochemical tracing of mineral water sources in the south western Dead Sea basin. Israel. J. Hydrol. 7:246-275.

Mazor, E., 1962. Radon and Radium content in some Israeli water sources and a hypothesis on groundwater reservoirs of brines, oils and gases in the Rift Valley. Geochim. Cosmochim. Acta 26:765-786.

Mazor, E and Molcho, M., 1972. Geochemical studies on the Feshcha springs, Dead Sea Basin. J. Hydrol. 15(1):37-47.

Naor, H., Katz, D. and Harash, Y., 1987. Hydrogeological study to locate production wells in Wadi Zohar area. Tahal, Report no. 04/87/17 (in Hebrew).

Neev, D. and Emery, K.O., 1967. The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. Israel Geological Survey Bulletin 41, 147 p.

Nissenbaum, A., Stiller, M. and Nishri, A., 1990. Nutrients in pore waters from Dead Sea sediments. Hydrobiologia 197:83-89.

Nissenbaum, A. and Kaplan, I. 1975. Sulfur and carbon isotopic evidence for biogeochemical processes in the Dead Sea ecosystem. In: J. Nriagu (ed.): Environmental biogeochemistry, Ann Arbor Sci. Publ., Ann Arbor, Michigan, 1, 309-325.

Shatkay, M. and Magaritz, M., 1987. Dolomitization and sulfate reduction in the mixing zone between brine and meteoric water in the newly exposed shores of the Dead Sea. Geochim. Cosmochim Acta, 51:1-7.

Sneh, A., 1979. Late Pleistocene fan deltas along the Dead Sea rift. J. Sedimentary Petrology. v. 49, pp 541-552.

Starinsky, A., 1974. Relation between Ca-chloride brines and sedimentary rocks in Israel. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem (in Hebrew, English summary), 176 p.

Stiller M., Gat J.R., Bauman, N. and Shasha, S., 1984. A short meromictic episode in the Dead Sea: 1979-1982. Verh. Internat. Verein. Limnol. 22:132-135.

Vengosh A., Starinsky A., Kolodny Y. and Chivas A.R. (1991) Boron isotope geochemistry as a tracer for the evolution of brines and associated hot springs from the Dead Sea, Israel. Geochim. Cosmochim. Acta 55:1689-1695.

Yechieli, Y., 1993. The effects of water level changes in closed lakes (Dead Sea) on the surrounding groundwater and country rocks. Ph.D. thesis, Weizmann Institute of Science. 197 p.

Yechieli, Y., 1999. Fresh-saline groundwater interface in the western Dead Sea area. Submitted to groundwater.

Yechieli Y., Magaritz, M., Levy, Y., Weber, U., Kafri, U., Woelfli, W. and Bonnani, G., 1993a. Revision of Late Quaternary geological history of the Dead Sea area, Israel. Quaternary Research 39: 59-67.

Yechieli, Y., Magaritz, M., Shatkay, M., Ronen, D. and Carmi, I., 1993b. Processes affecting interstitial water in the unsaturated zone at the newly exposed shore of the Dead Sea, Israel. Chemical Geology (Isotope Geosc.) 103: 207-225.

Yechieli, Y. , Ronen, D., Carmi, I. and Kaufman, A., 1994. Tritium concentrations in fresh and saline water in the Dead Sea area. Israel J. Earth Sciences 43 (3-4): 203-212.

Yechieli, Y., Ronen, D., Berkovitz, B., Dershovitz, W.S. and Hadad, A., 1995a. Aquifer characteristics derived from the interaction between water levels of a terminal lake (Dead Sea) and an adjacent aquifer. Water Resources Research 31(4): 893-902.

Yechieli, Y., Ronen, D. and Berkovitz, B., 1995b. Are sedimentary salt layers always impermeable? Geophysical Research Letters 22: 2761-2764.

Yechieli, Y., Ronen, D. and Kaufman, A., 1996. The source and age of groundwater brines in the Dead Sea area, as deduced from ^{36}Cl and ^{14}C. Geochim. Cosmochim. Acta 60: 1909-1916.

Yechieli, Y. and Ronen, D., 1997. Early diagenesis of highly saline sediments after exposure. Chem. Geology 138: 93-106.

Yechieli, Y. and Gat, J.R., 1997. Geochemical and hydrological processes in the coastal environment of the Dead Sea. In: (eds Niemi et al.). The Dead Sea - the lake and its setting. Oxford university press.

Yechieli, Y., Gavrieli, I., Berkovitz, B. and Ronen. D., 1998a. Will the Dead Sea die? Geology 26(8):755-758.

Yechieli, Y., Gavrieli, I., Halicz, L., Efron, D. and Spiro, B., 1998b. Survey of mineral waters in the Dead Sea shore. Report submitted to the Ministry of Science.

Yechieli, Y., Kafri, U. and Goldman, M., 1998c. Mapping of fresh and saline water bodies in the coastal aquifer of Dead Sea using TDEM method. Isr. Geol. Surv. rep. TR-GSI/8/98.

Zak, Y., 1967. The geology of Mount Sedom. Ph. D. thesis, The Hebrew University, Jerusalem, 208 pp. (In Hebrew, English summary.)

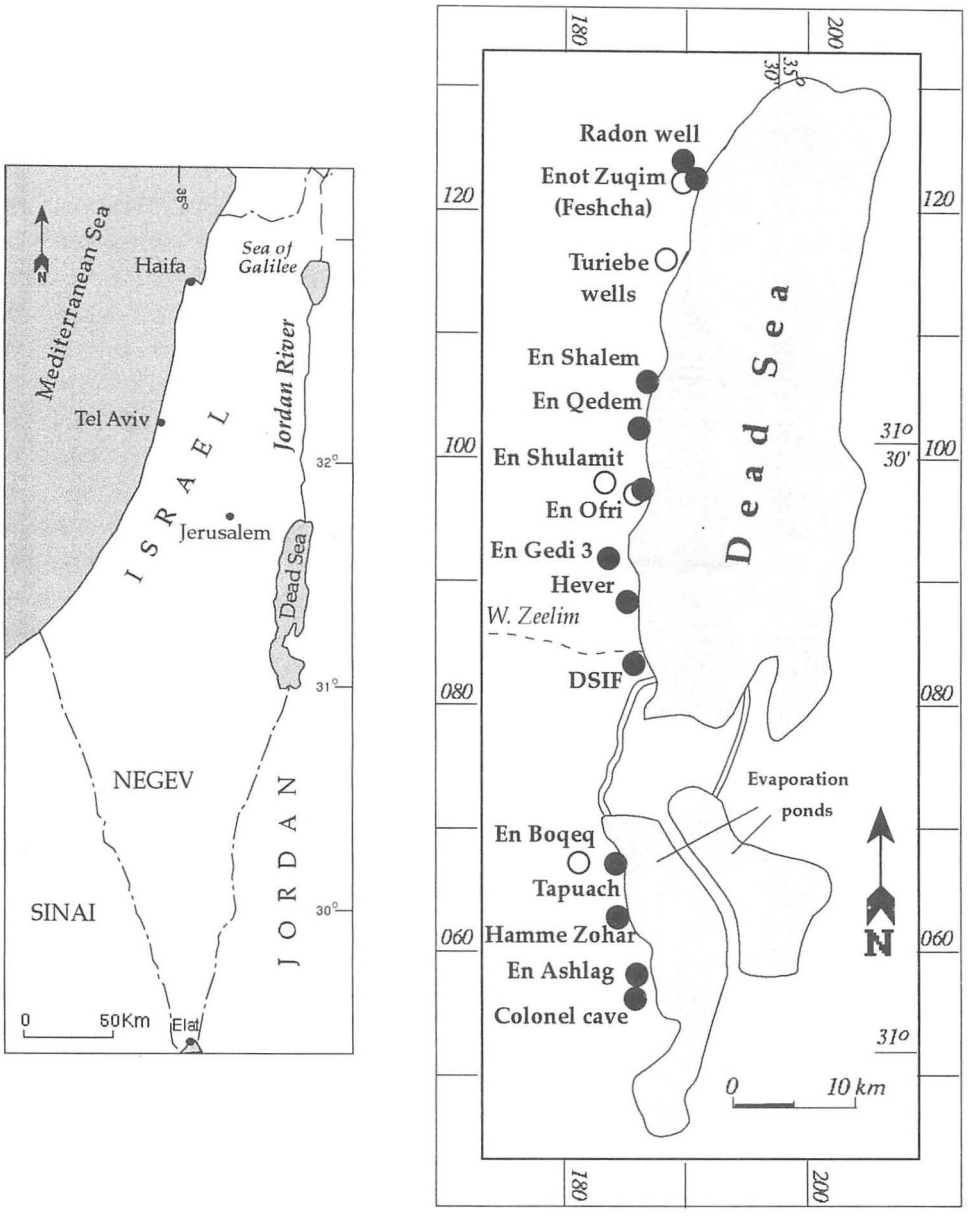


Fig. 1. Location maps. Full circles denote location of saline groundwater (springs or wells). Empty circles denote relatively fresh groundwater. In several places, such as Enot Zuqim, there are both fresh and saline springs.

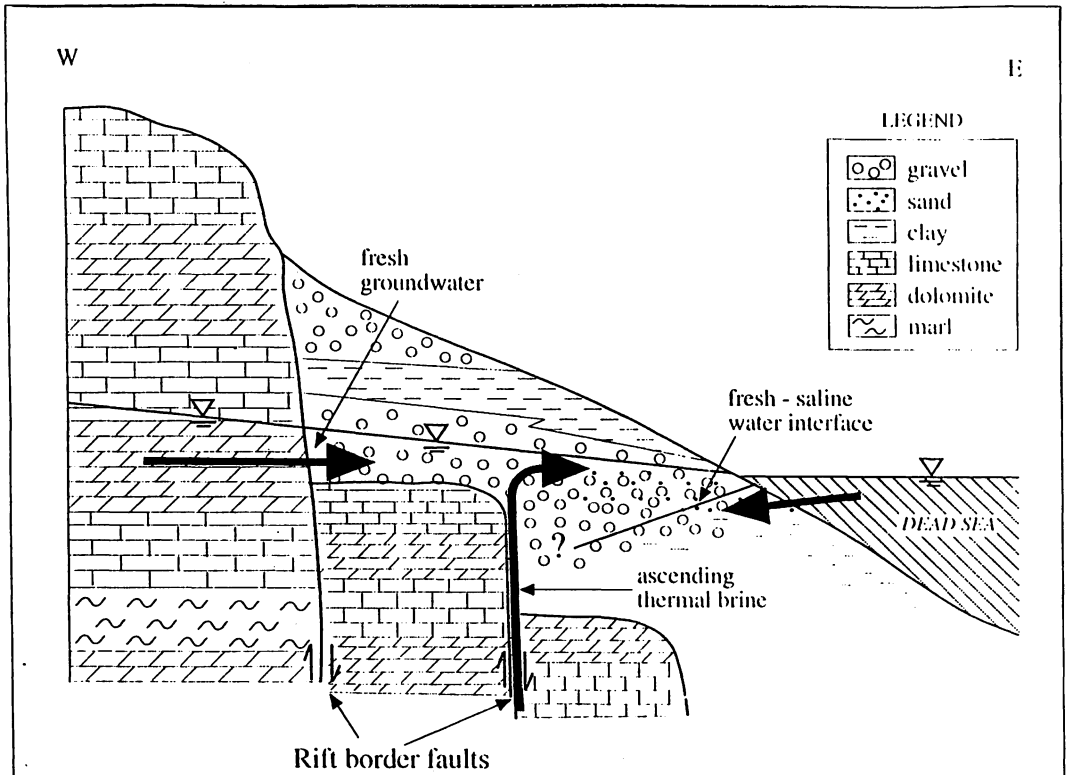
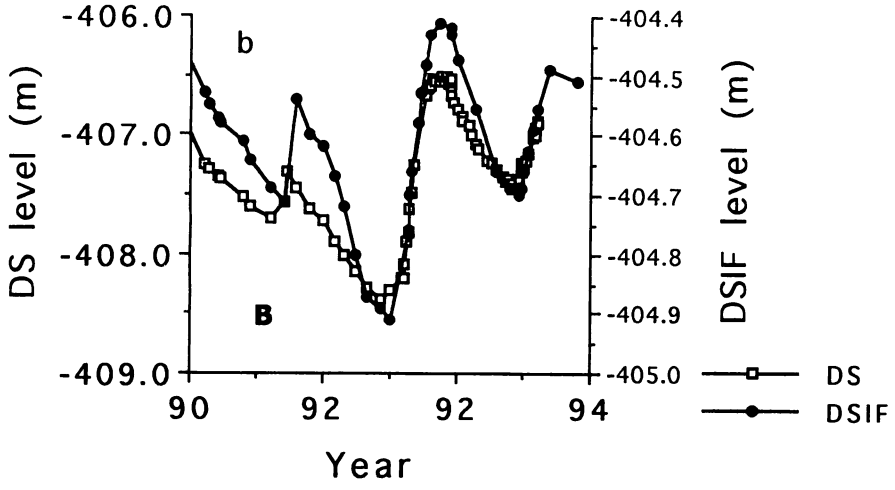


Fig. 2. Schematic cross-section showing the field relations between the different aquifers and the DS. Note that the western part is built of limestone, dolomite and some marl belonging to the Judea Group aquifer, while the area between the cliff and the DS is built of gravel and clay belonging to the Quaternary aquifer. Kurnub aquifer, which is below the Judea aquifer, is not shown.



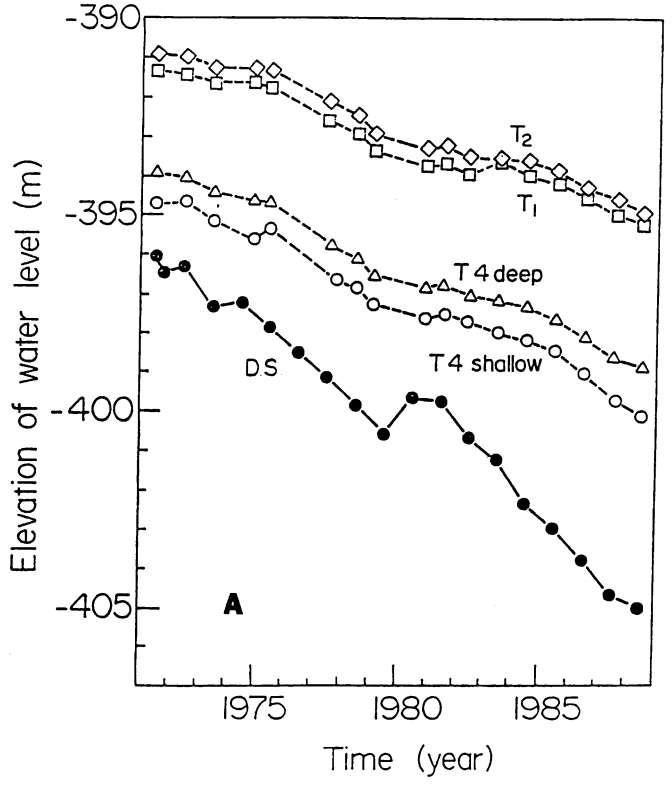


Fig. 3. Variations in water level elevation in the Dead Sea area.
a. Water levels in the Turiebe wells and in the DS in the years 1972-1989.
b. Variations in elevation in DSIF well compared to DS levels in the years 1990-1993.

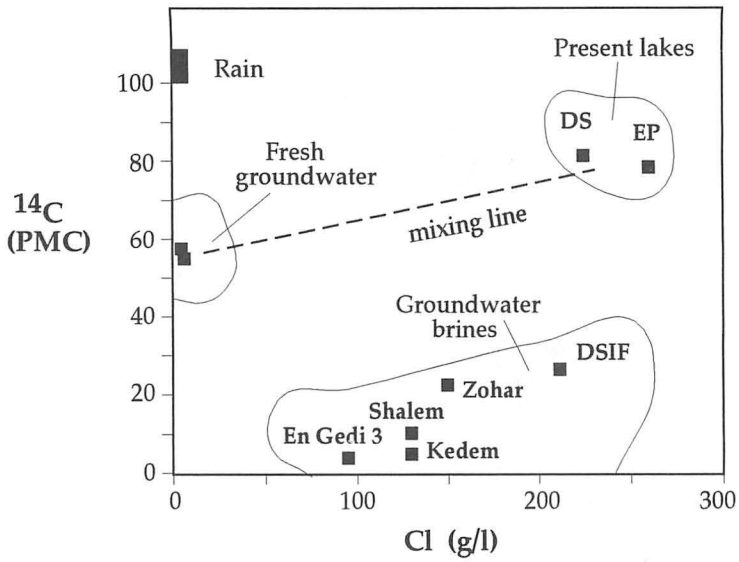


Fig. 4. ^{14}C vs. Cl in groundwater brines and fresh groundwater in the DS area. Also shown are the values of present rain and DS water. Note that ^{14}C concentrations in groundwater brines are lower than those of the Dead Sea and of fresh groundwater.

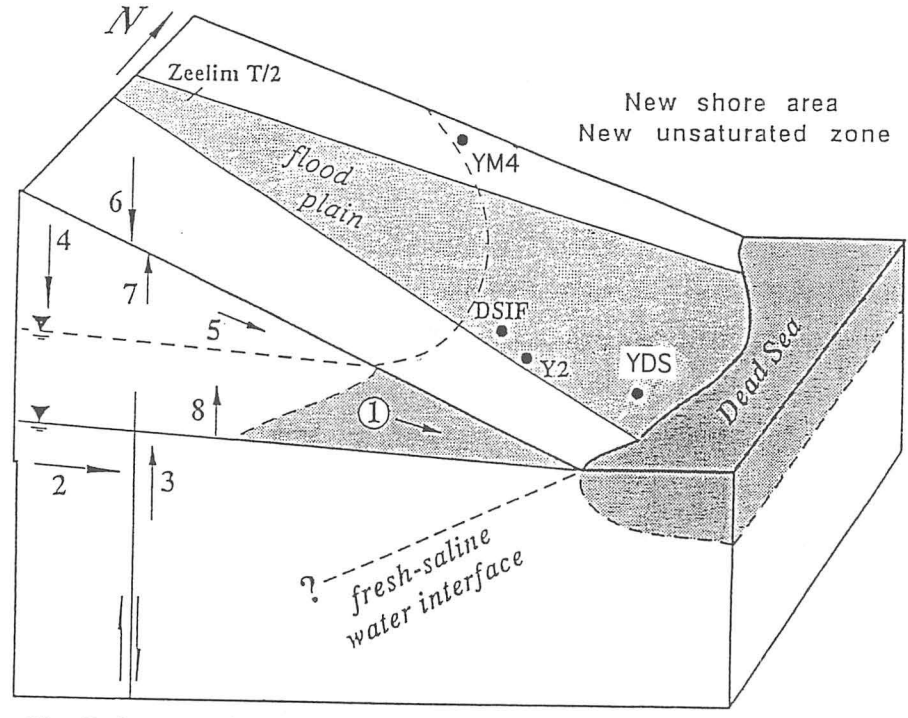


Fig. 5. Conceptual model describing the different water transport mechanisms in the study area: 1) Drainage of residual DS solutions as a result of the recession of the DS in the last few decades. 2) Transport of groundwater originating in the west. 3) Upflow of water through fault plane. 4) Percolation of rain/flood water. 5) Lateral flow in the unsaturated zone. 6) Adsorption of air moisture by the surface saline sediments. 7) Evaporation. 8) Capillary rise.

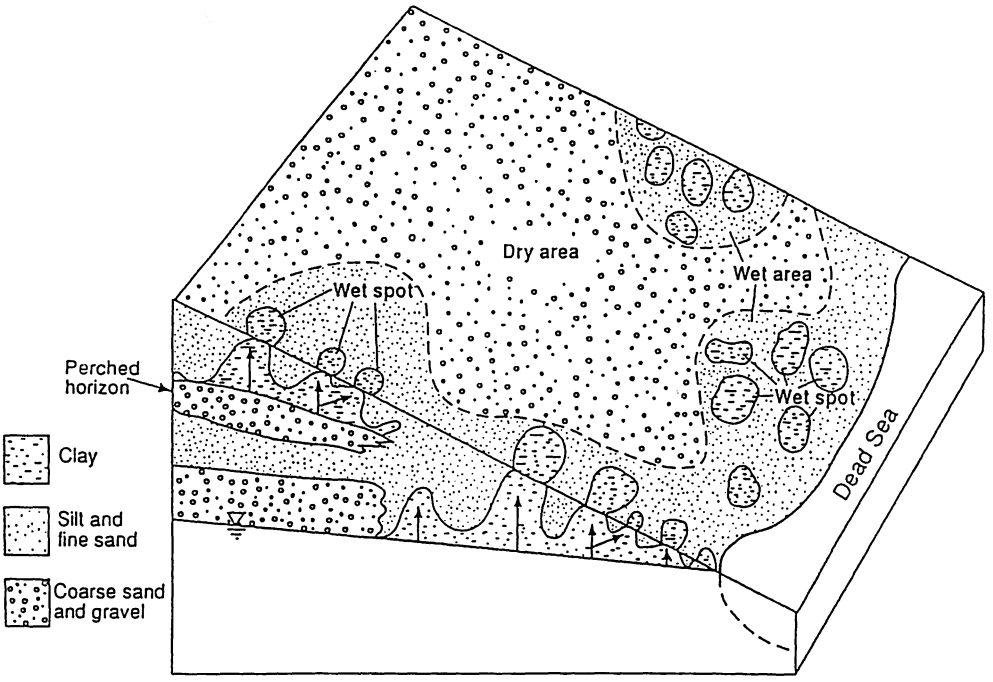


Fig. 6. A schematic picture showing the location of the wet spots and the mechanism of capillary rise.

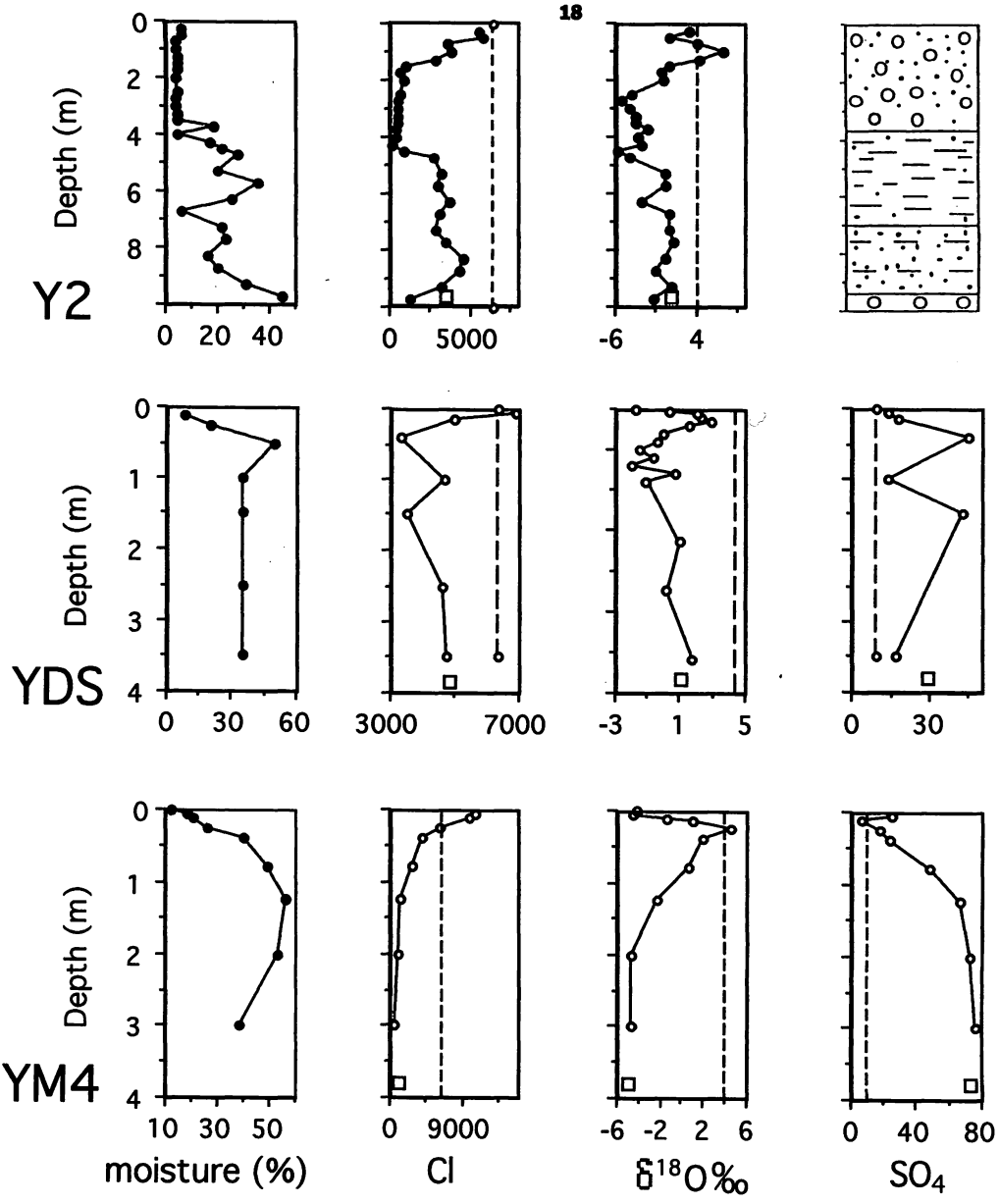


Fig. 7. Profiles of Cl, SO_4 and $\delta^{18}O$ of interstitial water in the unsaturated zone (unless otherwise indicated all units are in meq/l). Also shown are profiles of gravimetric moisture content. Broken lines denote concentration of DS solution. The location of each borehole is denoted in Fig. 5. The lithological columnar section of borehole Y2 is given. The lithological sections of the other boreholes are quite uniform, consisting of silt and clay, and thus are not given. The chemical and isotopic composition of local groundwater is shown at the bottom (open squares).

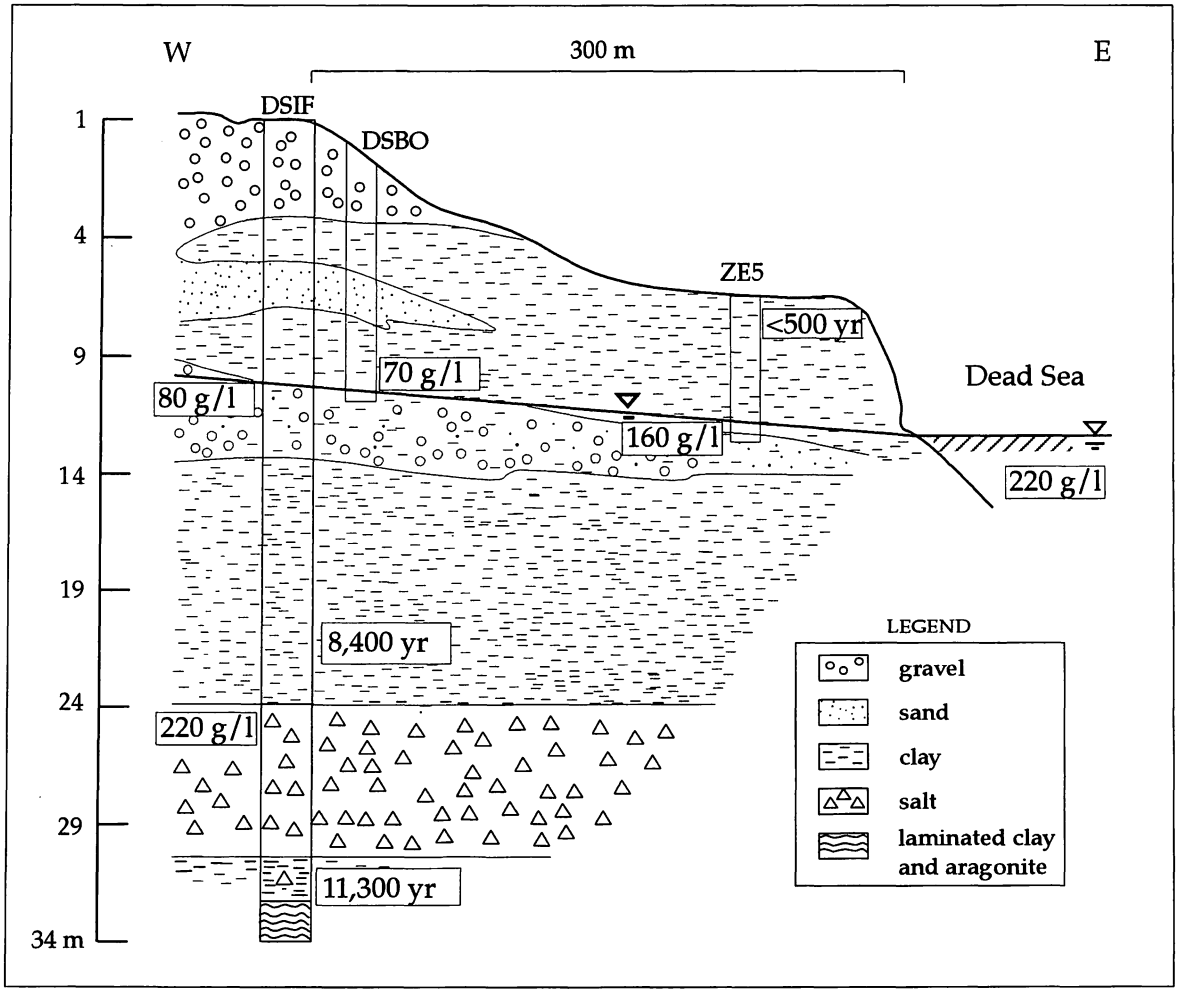


Fig. 8. Schematic geohydrological cross-section in the area of DSIF (W. Zeelim). The ages of the sediments (dating of pieces of wood using ^{14}C method) is also given. The salinity of groundwater, at different wells and sub-aquifers, is given as Cl concentration.

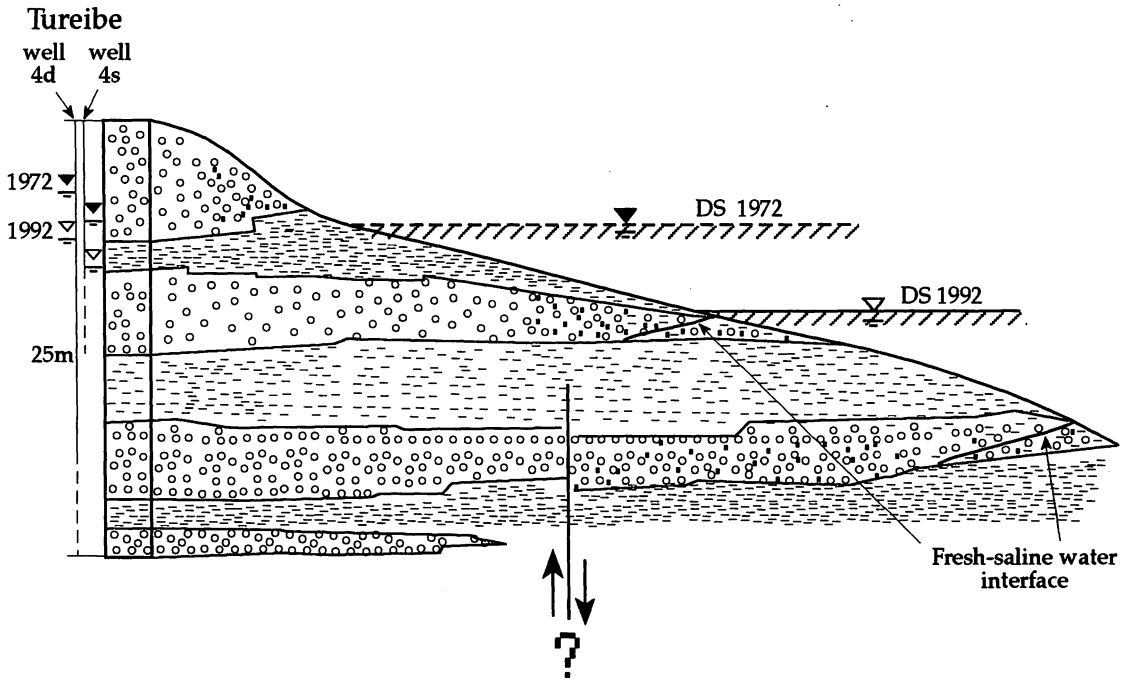


Fig. 9. Cross section in the Turiebe area between Turiebe 4 wells and the DS. Note the change in both DS and groundwater levels.

Sinkholes along the Dead Sea Coast

Arie Gilat

Geological Survey of Israel, 30 Malkhei Israel St., Jerusalem 95501, Israel

Sinkhole development along the western coast of the Dead Sea

Nine sinkhole sites were recorded, when sinkhole distribution was studied during July-October 1998 along accessible segments of the Dead Sea western coast (Gilat, 1999, Fig. 1). The sinkholes appear in different environments, namely, young and old alluvial fans, comprised of sand-gravel with some clay lenses, and mud flats of the lowermost marine terraces. The mud flats are comprised of multi-colored unconsolidated clays typically composed of illite/smectite and kaolinite with minor palygorskite (Nathan et al., 1992). This clay contains 60-70% water which is a brine. The sinks appear at a distances of 0 m to 500 m from the Dead Sea, in groups of 3 to 20 and more. Most of them have a circular form, and are from 0.5 to 70 m in diameter and from 0.5 to 12 m deep. Sometimes they merge, forming elongated depressions; many contain puddles of murky water of different color and varying salinity. Those developed on areas not covered by vegetation, are observable on 1:18,500 aerial photographs.

The information presently collected indicates that an apparent escalation in activity of sinkhole forming processes took place during the last two years, accompanied by escalation of surface water erosion and mass-wasting all around the Dead Sea area. As sinkholes occur along the entire length of the Dead Sea a common process must be sought. The rapid lowering of the DS water level, about 20 m during the last 20 years, may be responsible for this process.

Gilat (1999) suggests the following model: sinkhole development is associated with subsurface flow along gravel layers and along vertical and horizontal fractures in the brine-saturated marine clay. As a consequence, salts are dissolved and insoluble fines are washed out in suspension, leaving a hollow. The hollow expands upwards by collapse and fluidization of the clay, which occurs as groundwater reduces its effective strength (by dilution of the interstitial water and destruction of the ionic clay bonds, Monroe and Wicander, 1992). At the surface level mud-holes expand as walls collapse by slumping and by mud-flow. In places where the subsurface hollow is overlain by alluvium the hollow grows upwards (piping) due to continuous roof collapse until it reaches the surface, forming a funnel-like cavern. When they develop in alluvial fans

the piping process, described by Arkin (1993), seems the most acceptable. The process can be very slow or very fast: in one recorded case more than 100 m3 of alluvium disappeared in a singular sinkhole during one month (Gilat, 1999). The development of the sinks is effected by underground mass mobilization; mass transport is accomplished by alluvial and artesian waters with different salt contents. Thus the areas in which sinkholes appear are limited to the places where are local underground streams and springs, or where water-wasting occurs as a result of human activity. The susceptibility of the new coast and of the nearby alluvial fans to accelerated underground mass mobilization has to be taken into consideration when planning its future use.

Stop 7. Sinkholes in the En Gedi Hame Jesha springs site

The site is situated on the low DS few-years-old marine terraces (~1985) composed of more than 7 m of thick clay, east of the main asphalt road, 0. 5 km south of the En Gedi holiday village and just east of Kibbutz En Gedi. This is the largest and most impressive group of mud-holes (more then 30 sinks). The sinkholes develop along and adjacent to the sea shore, on a 100 m wide and about 500 m long strip. As in the Mineral Beach site, the group consists of both small and large holes (0.5 to 70 m in diameter and from 0.5 to 5 m deep), with different levels, colors, salinity and types of water, including sewage water which seeps from the kibbutz oxidation pond, situated about 200 m to the west. Large-scale cracking (concentric and straight, similar to desiccation cracking), slumping and sagging can be seen along with 1 m and more deep sagging of the clay terrace on the area between sinkholes. Examination of the clay sequence shows evidence of groundwater movement through vertical and horizontal fractures in the clay sequence, resulting in surficial (recent) iron-oxide and halite crystallization.

Stop 8. Sinkholes in the En Gedi holiday village

The En Gedi holiday village is situated just east of the main asphalt road, on the sea shore, located on the N. Arugot young alluvial fan (Arkin and Michaeli, 1995, fig. 4) at an altitude of -390 to -395 m, near coord. 1877/0959, about 20 m above the DSL. The nearby sea bottom slopes steeply eastward (100 m depth/1 km surface). Composition of the alluvial fan sequence is probably similar to that of the lower N. Arugot east of the irish bridge, where sand-gravel-cobble layers intercalate with clay lenses. The sinkholes appear here in an area affected by human activity. The first

sinkhole started to develop about 8 years ago in the date plantation to the west of the main road. It is about 40 m in diameter and 2-3 m deep, surrounded by open concentric cracks 0.3-0.5 m deep Another sinkhole, 10 m away, is about 2 m in diameter and 9 m deep, and collapsed in 1997.

Sinkholes in the holiday village are concentrated along a narrow (50-70 m wide) zone about 100 m long, trending southeast. The first sinkhole appeared in 1994; in 1966 four additional holes opened between the caravans and internal local asphalt roads. The largest sink beneath the store room was grown from 8 to 10 m in diameter between 22.07.1998 and 19.08.1998, while appearing to retain the same depth of about 6 m in the center, with vertical walls 4 m high (Gilat, 1999). Assuming a cylinder 5 m deep, a simple calculation shows that its volume was enlarged during one month from about 250 to 390 m3. The youngest sink appeared close to November 10, 1998; through its small opening a bell-shaped underground cavern is observable, about 4 m deep and about 5 m in diameter near its base level. The larger sink exhibit the upper few meters of the heterogeneous alluvial sequence containing brownish gravel layers. These could have served as local subsurface channels for the alluvial waters at the time when the water table was several meters higher than the present level. Creeping asphalt nearby indicates further underground mass movement. The sinkholes nearbyhave been repeatedly filled with 2-3 trucks of alluvial material each time, but the fill has been slowly sagging and disappearing.

References

Arkin, Y., 1993. Piping and subsidence in alluvial fans along the western shore of the Dead Sea. Guide Book. Isr. Geol. Soc., Ann. Meet., Arad, pp. 71-80.

Arkin, Y., and Michaeli, L., 1995. Sinkholes in the Nahal Arugot alluvial fan. Isr. Geol. Surv., Rep. TR-GSI/17/95, 17 p. (in Hebrew).

Gilat, A., 1999. Sinkhole development along the western coast of the Dead Sea. Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/4/99, 46 p.

Monroe, J.S. and Wicander, R., 1992. Physical Geology. West Publ. Co., St. Paul, 639 p.

Nathan, Y., Shuval, S., and Sandler, A., 1992. Clay sediments from the Dead Sea. Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/21/92, 26 p.

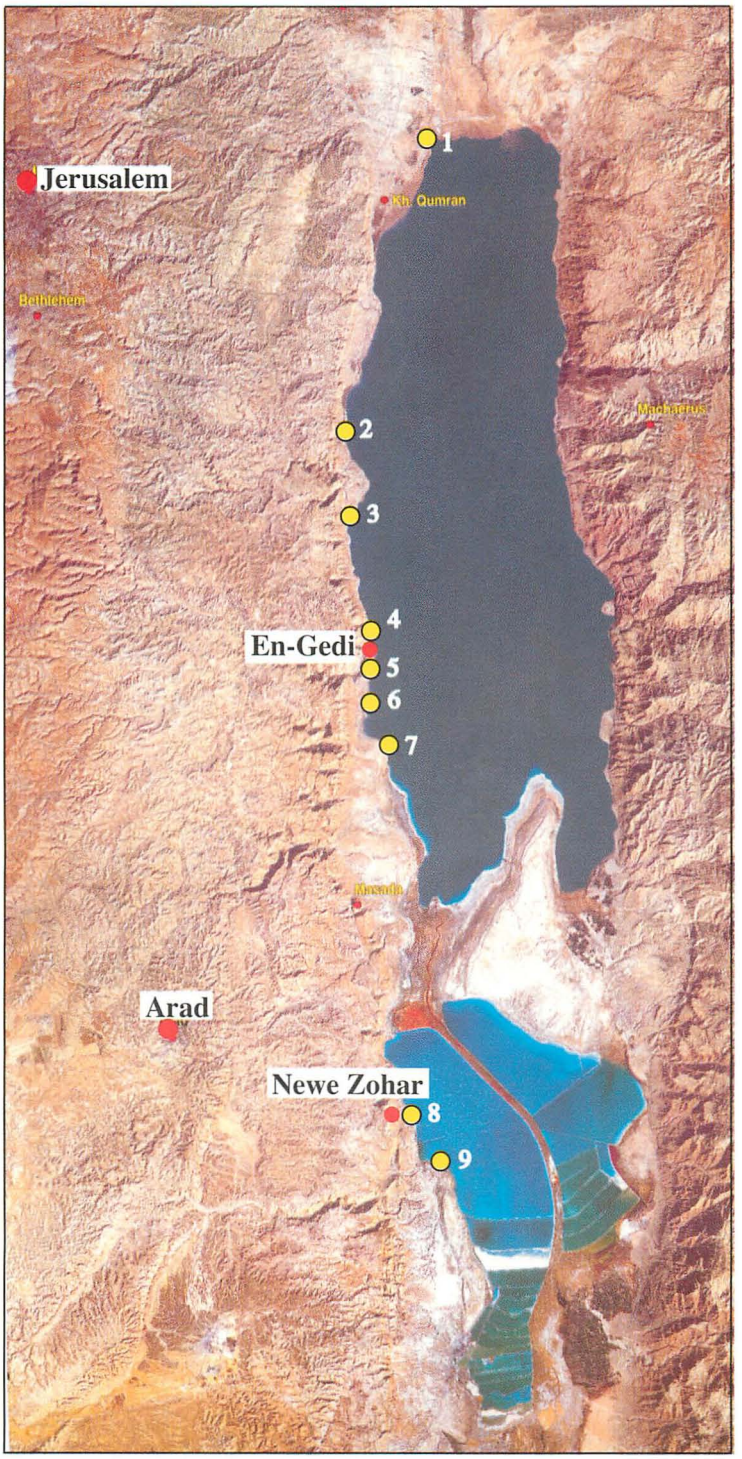
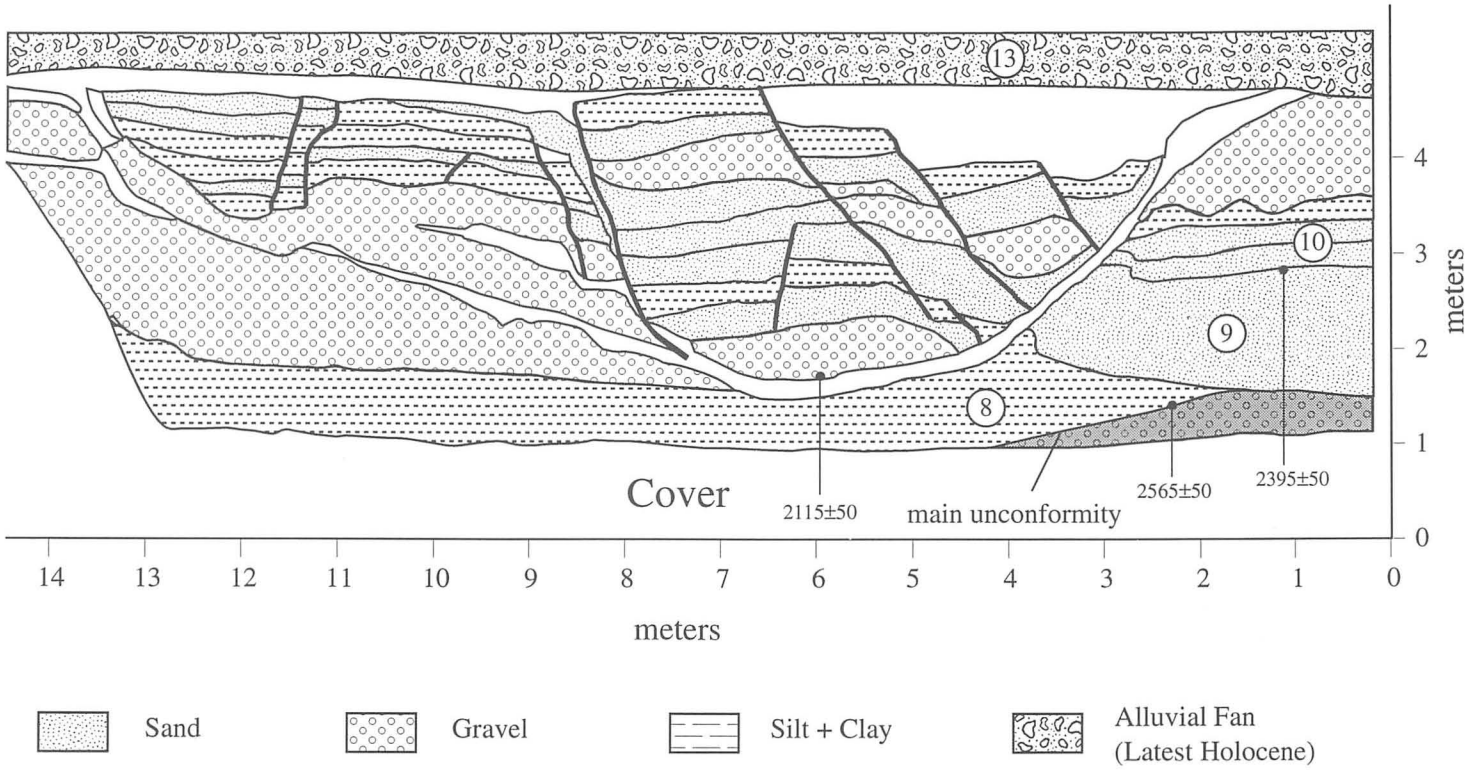


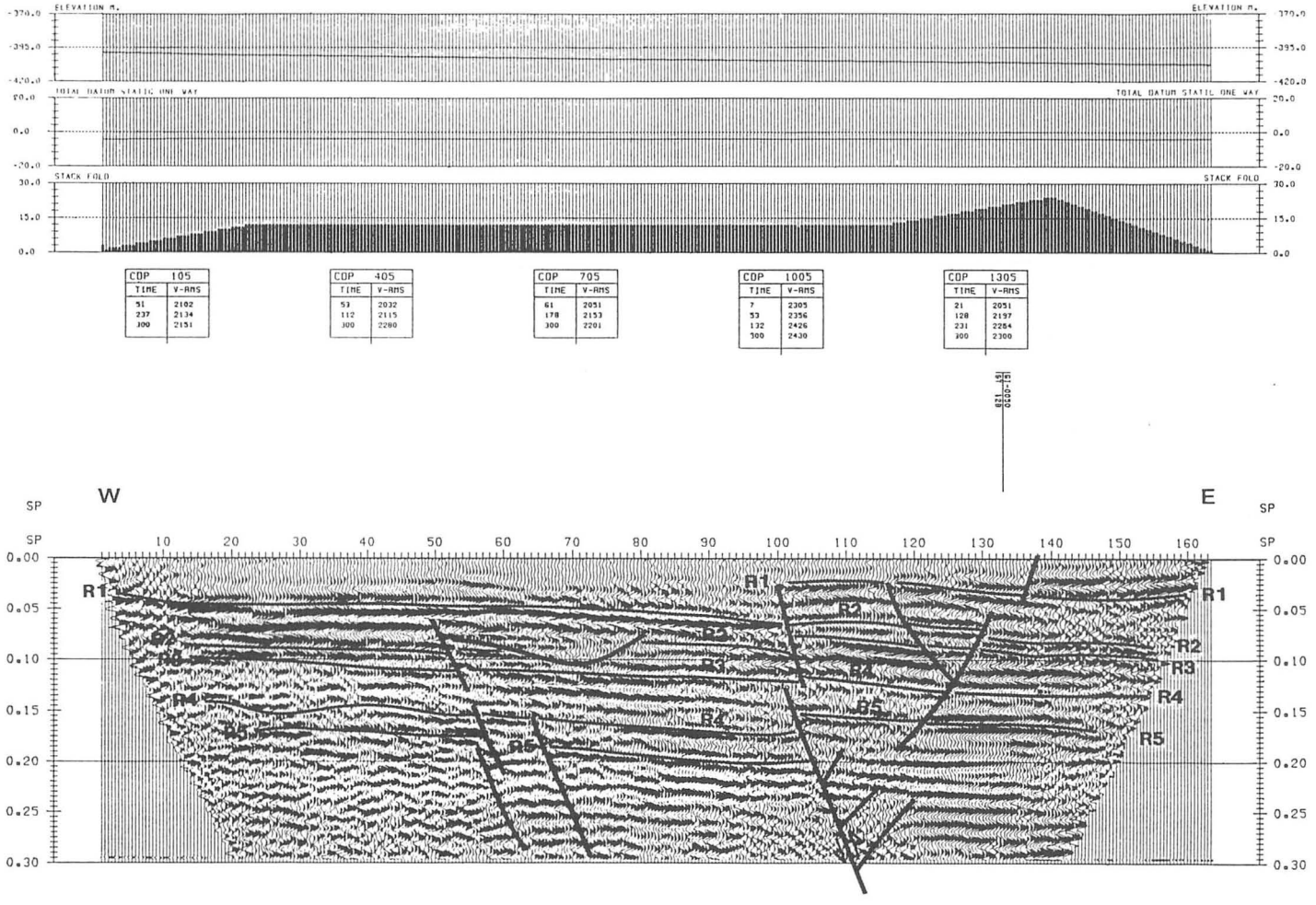
Fig. 1. Location map showing sinkhole sites along the western shore of the Dead Sea:1-Attraction Beach; 2-Samar springs; 3-Mineral Beach; 4-En-Gedi Holiday Village; 5-En-Gedi Hame Jesha springs; 6-N. Hever north; 7-N. Hever south; 8-Newe Zohar; 9-N. Hemar (from the Satellite Map of Israel, 1993, Historical Productions Ltd., C.N.E.S.).



איור 4.8: מפה של יחידה אלוכטונית במטר 280-290 באיור 4. 2a

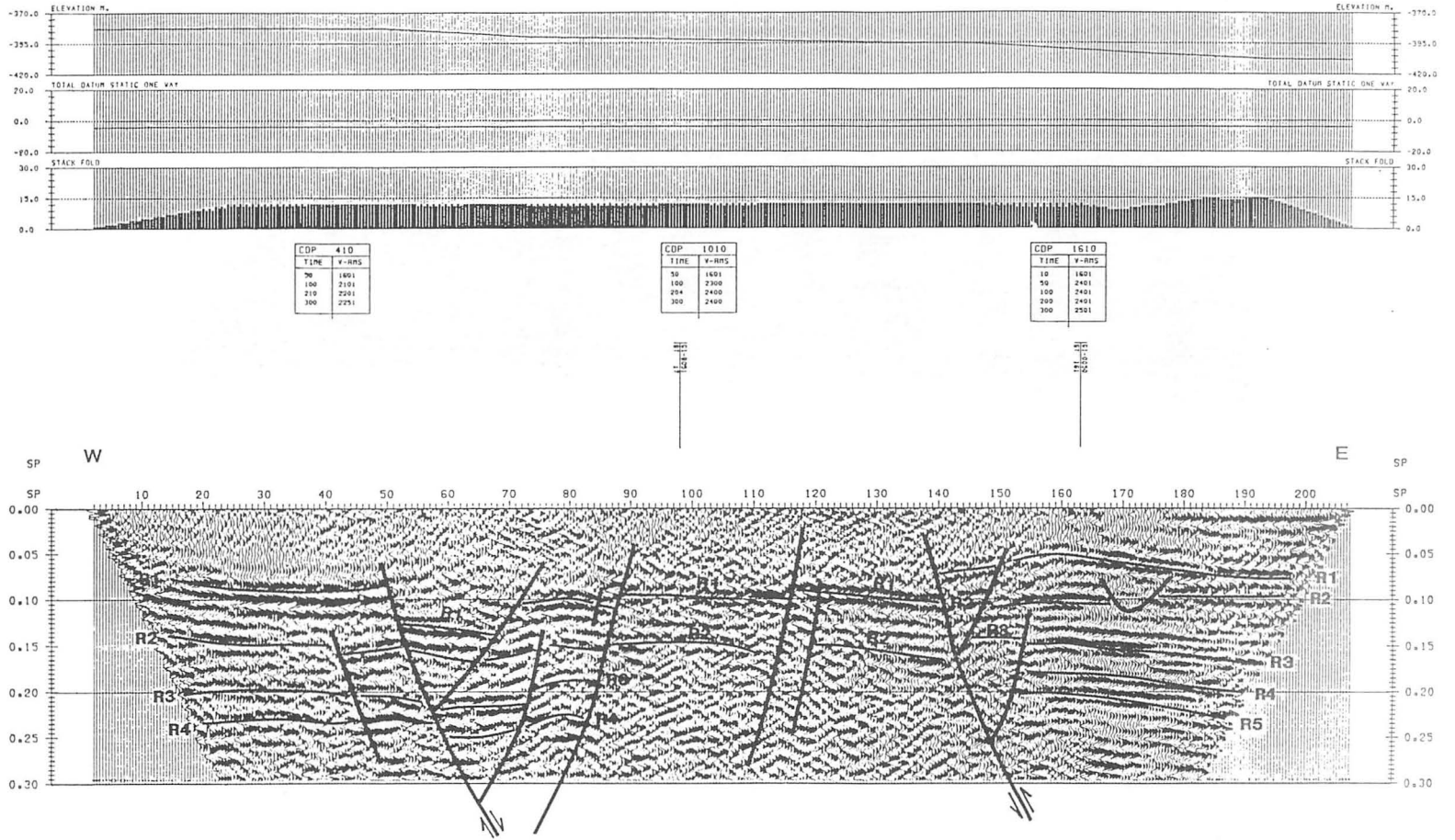
איור 4.6: דוגמא לשכבות שעברו ליקויפקציה. תמונה זו נלקחה במטר 130 באיור 4.2b

איור 4.7: תמונה המראה מעוות ביחידה האלוכטונית במטר 330 באיור 4.2b

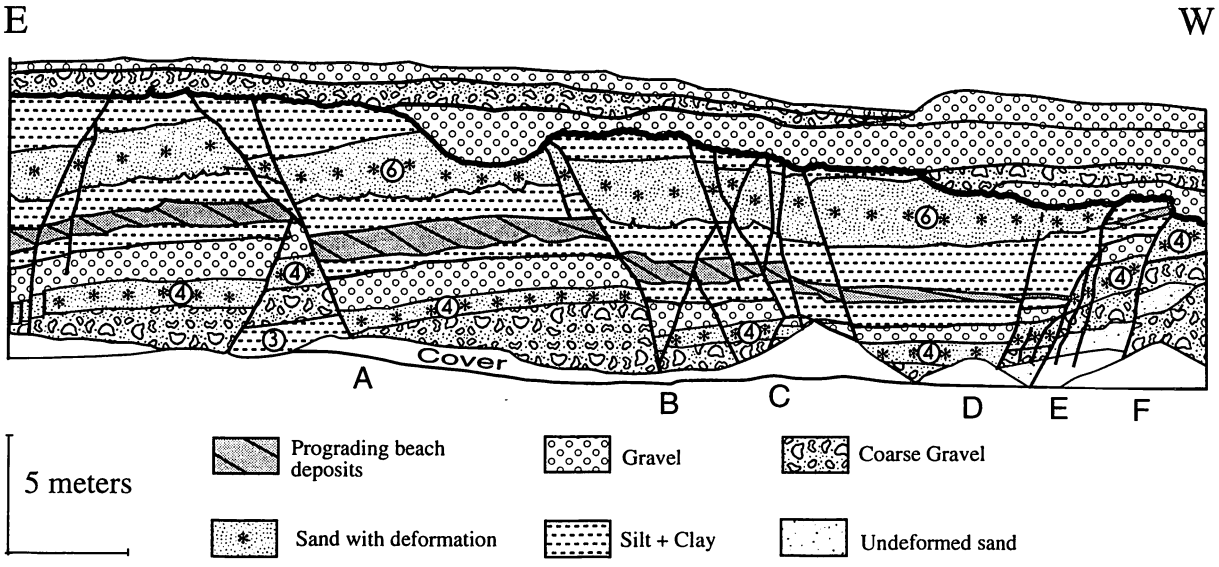


GI-0048-EG, STRUCTURE STACK

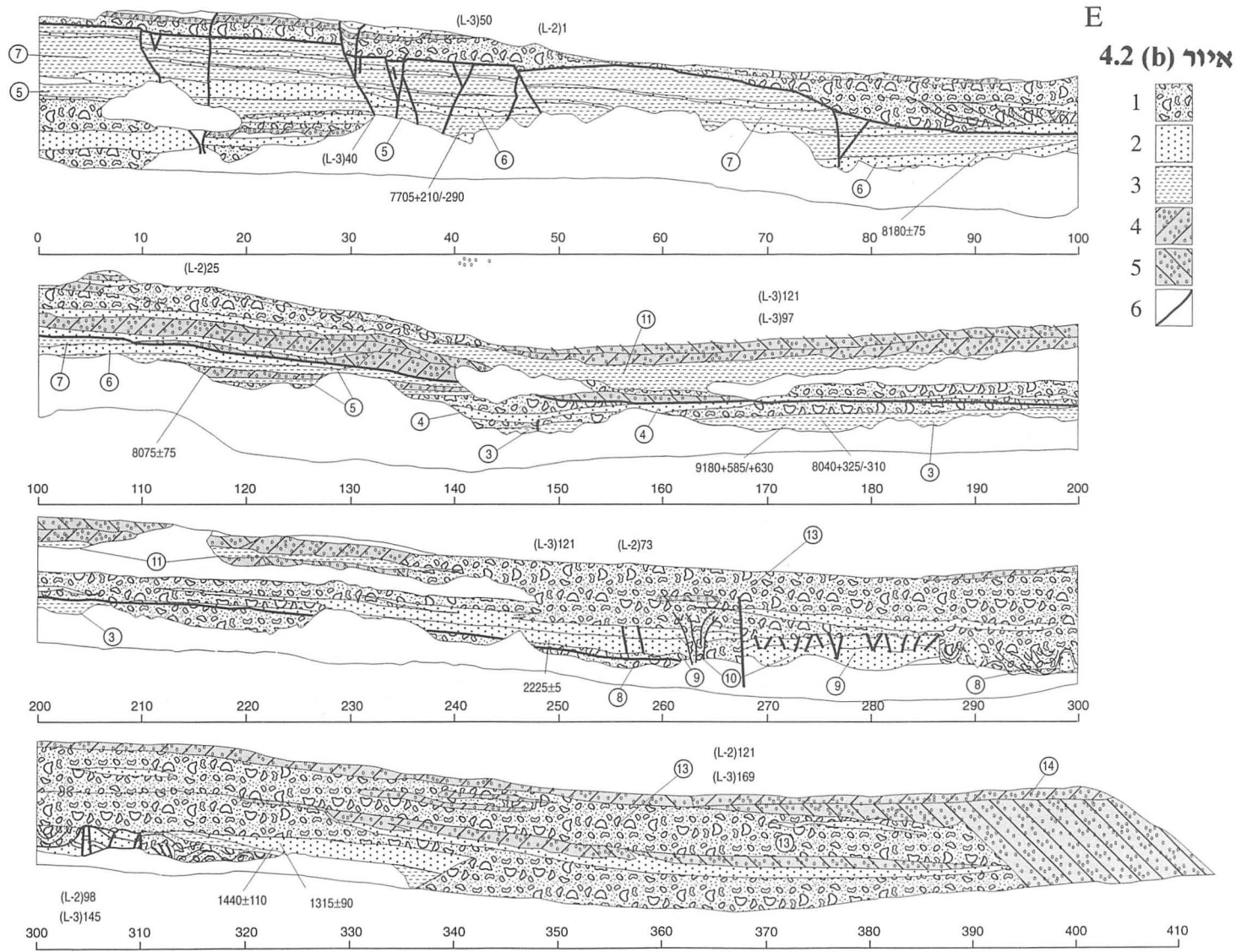
איור 4.5: חתך סייסמי מספר 2 (0048 לפי סימון המכון הגיאופיסי), שנעשה בתוך ובמקביל לערוץ



איור 4.4: חתך סייסמי מספר 3 (0049 לפי סימון המכון הגיאופיסי), שנעשה על גבי הגדה הצפונית של הערוץ

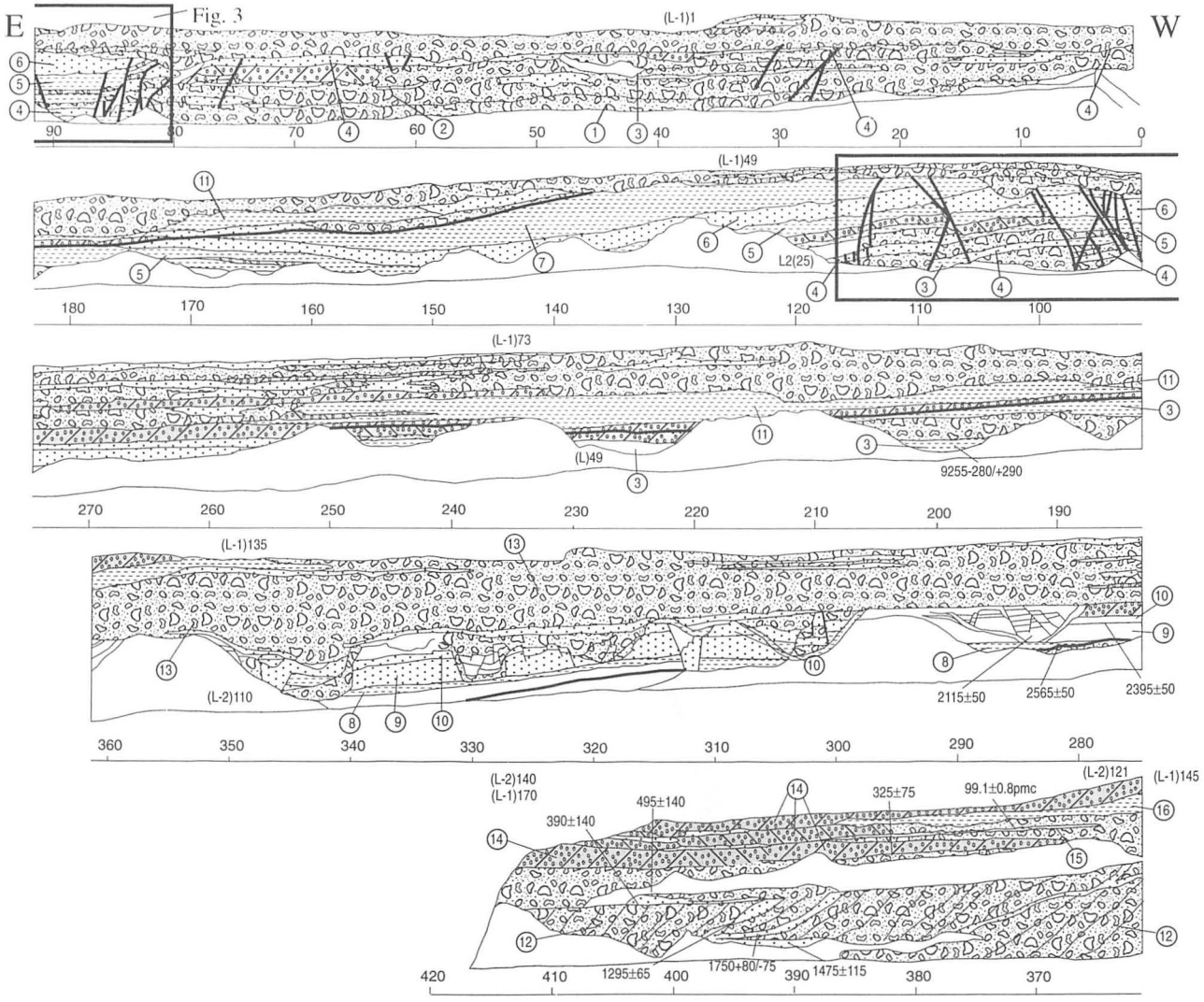


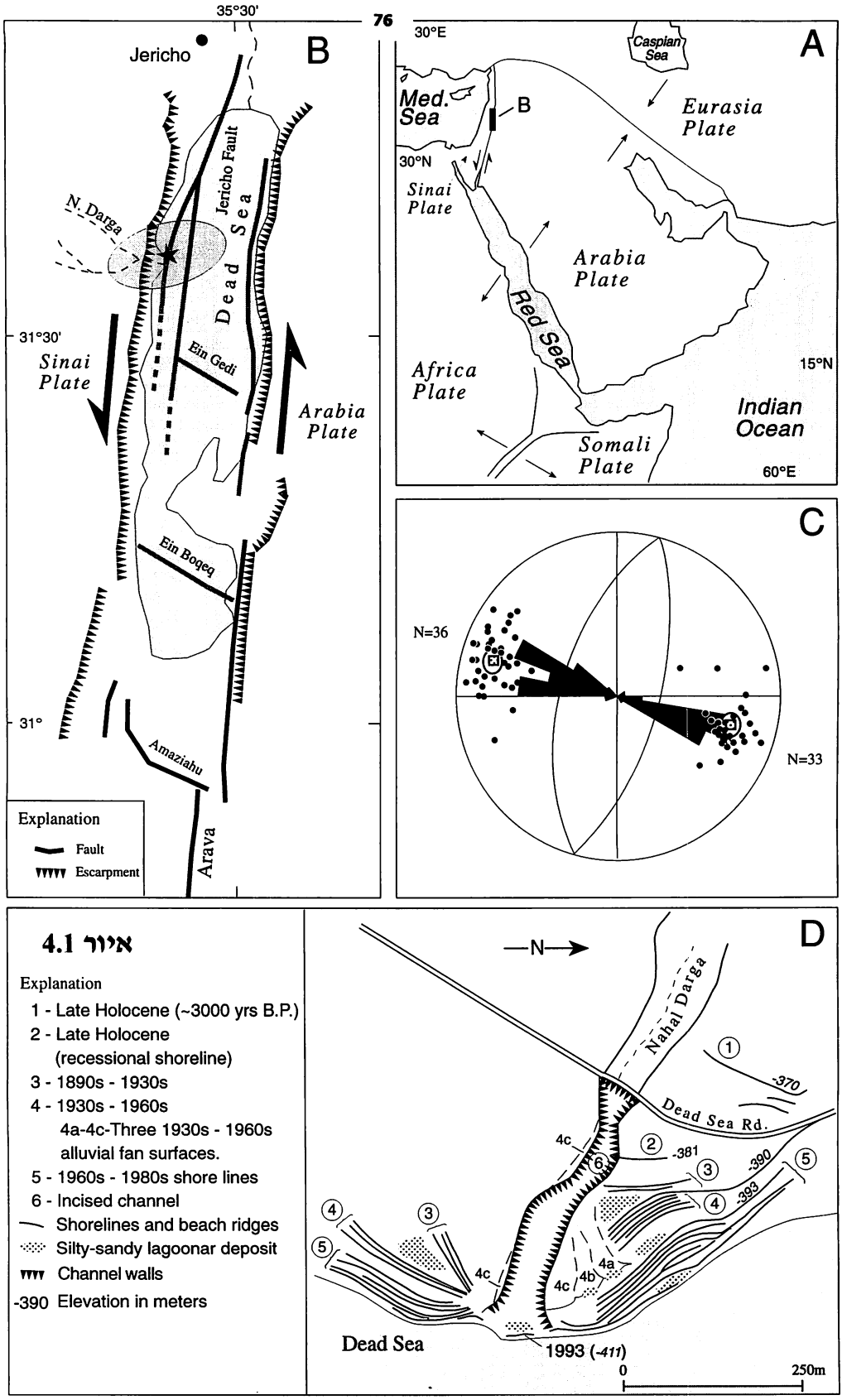
איור 4.3: מפה מפורטת של השברים החשופים בקיר הדרומי (מטר 120-80 באיור 4.2a).



איור 4.2 (b)

1
2
3
4
5
6


E
W
Fig. 3
(L-1)1
(L-1)49
L2(25)
(L-1)73
(L)49
9255-280/+290
(L-1)135
(L-2)110
2115±50
2565±50
2395±50
(L-2)140
(L-1)170
390±140
495±140
325±75
99.1±0.8pmc
(L-2)121
(L-1)145
1295±65
1750+80/-75
1475±115
4.2 (a) איור
1
2
3
4
5
6



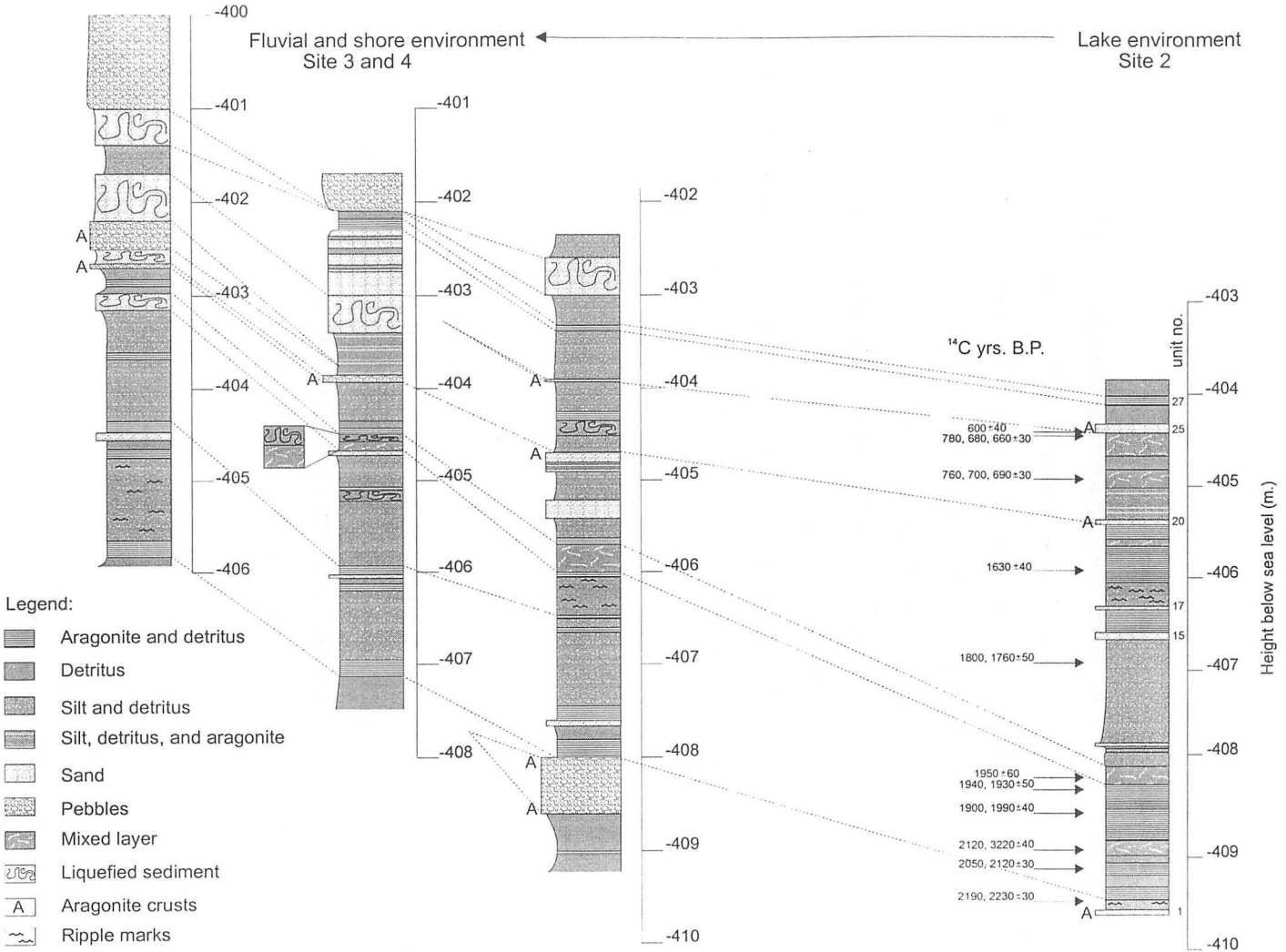
איור 4.1

Explanation

1 - Late Holocene (~3000 yrs B.P.)
2 - Late Holocene
(recessional shoreline)
3 - 1890s - 1930s
4 - 1930s - 1960s
4a-4c-Three 1930s - 1960s
alluvial fan surfaces.
5 - 1960s - 1980s shore lines
6 - Incised channel
Shorelines and beach ridges
Silty-sandy lagoonar deposit
Channel walls
-390 Elevation in meters

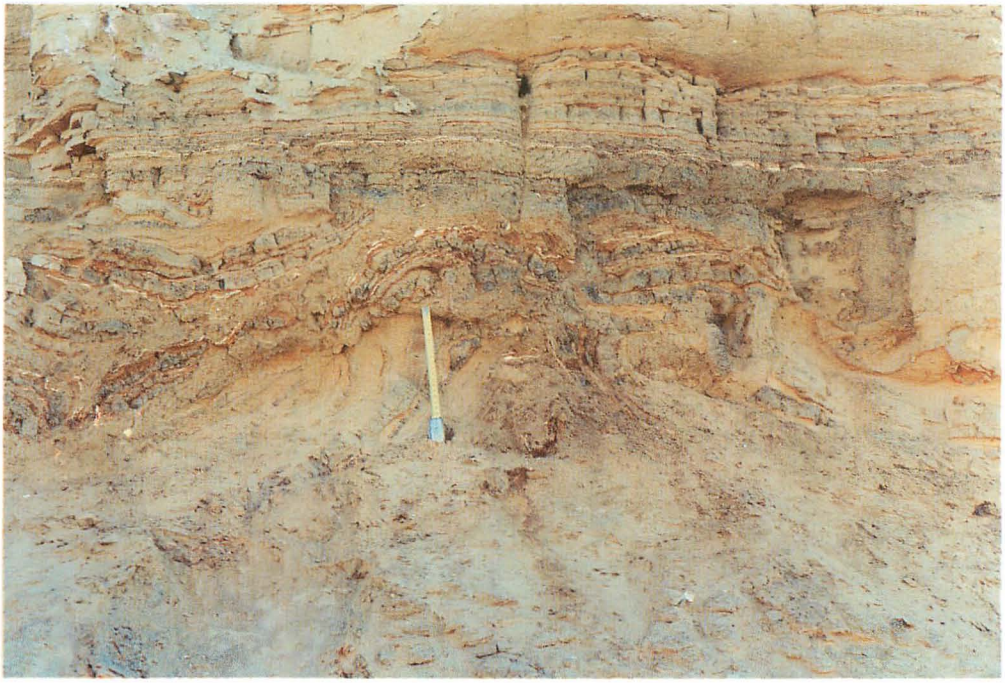
איור 4.1: (A) מפה כללית של טקטוניקת הפלטות במזרח התיכון. **(B)** שברים פעילים באזור ים המלח על פי Garfunkel et al. (1981) ו Garfunkel and Ben Avraham (1996) והמוקד של רעידת האדמה של יריחו ב 1927 (M=6.2) על פי Shapira et al. (1993). **(C)** כיווני ה dip של כלל השברים החשופים המדודים במניפת נחל דרגה. **(D)** גבה וגיל קווי חוף ומפלסים אלוביליים במניפה מגיל ההולוקן בנחל דרגה.

איור 4.2: הסטרטיגרפיה ההולוקנית החשופה בקיר הדרומי (a) ובקיר הצפוני (b) של אפיק נחל דרגה החתור במניפתו ההולוקנית. כל קטע בציור מתחבר לקצה השמאלי של הקטע שמעליו. המספרים בעיגול מציינים יחידות סטרטיגרפיות הקלות לזיהוי כשכל אחת מורכבת מיחדות משנה עם ליתולוגיות שונות. באיור מצויינת הליתולוגיה העיקרית. L מציין נקודה על הקו הגיאופיזי של איורים 4.4 ו 4.5 ושל שני קווים נוספים. 1= חלוקים פלוביאליים. 2= חול עם גלונים ששקע בסביבה אגמית הקרובה לחוף. 3= שיכוב דק עד למינות של סילט חרסיטי עם מעט למינות ארגוניט. 4= סטים של חזית דלתה המורכבים מחול גס וחלוקים הממוינים היטב. 5= חלוקים דקים ממוינים היטב של רכסי חוף מתקדמים עם ולעתים על גבי משקעים חרסיתיים-סילטיים עד חוליים של לגונה. 6= אי-התאמה עיקרית וברורה שגילה מוערך לכ 4000 שנים לפני ההווה.

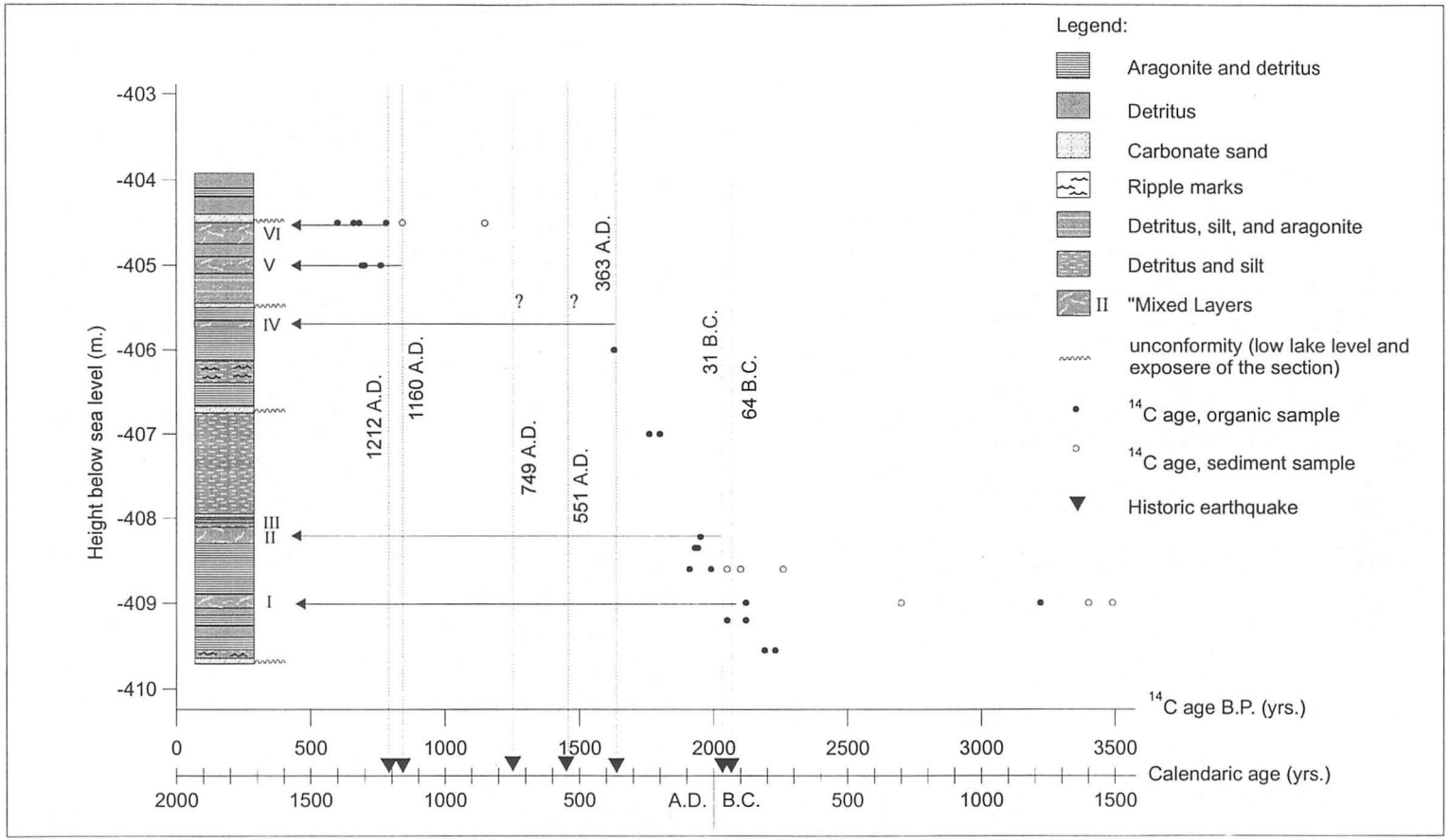


איור 3.5 התאמות בין החתכים השונים בצאלים. מימין, החתך האגמי שהוצג בתחנה 11 ומשמאל החתכים הנחליים-חופיים של תחנה 12. ניתן להבחין ב"שכבת הערבוב" המישתנה להתנזלות חול דק לאורך החתך ממיזרח למערב בהתאמה.

איור 3.4 : "שכבת ערבוב" II המורכבת מתערובת של שברי למינות ארגוניט ודטריטוס חרסיתי כהה.

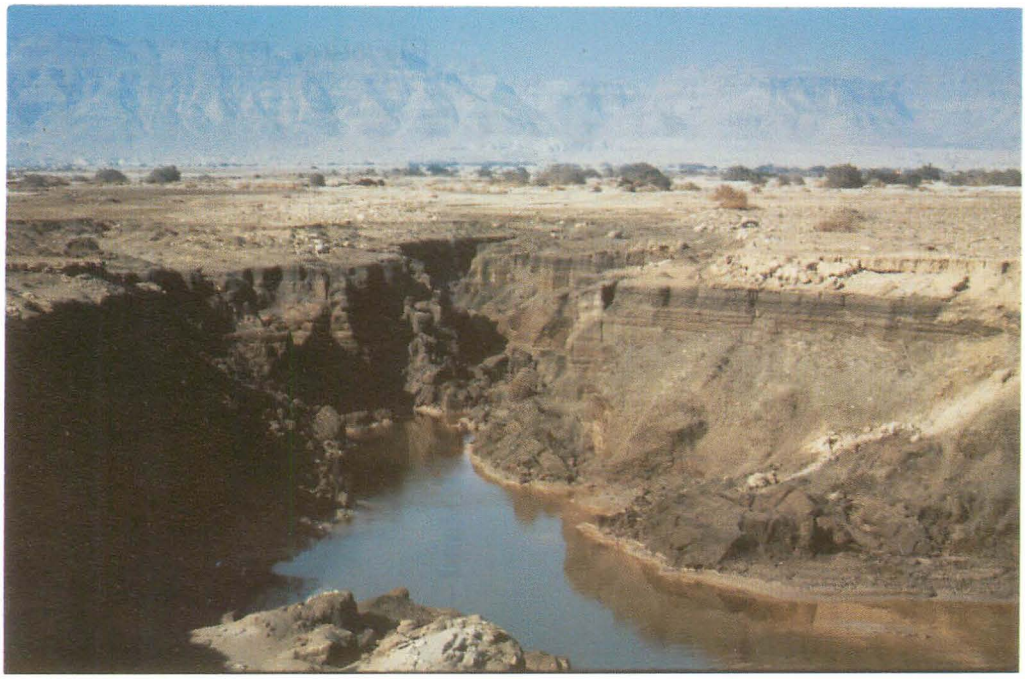


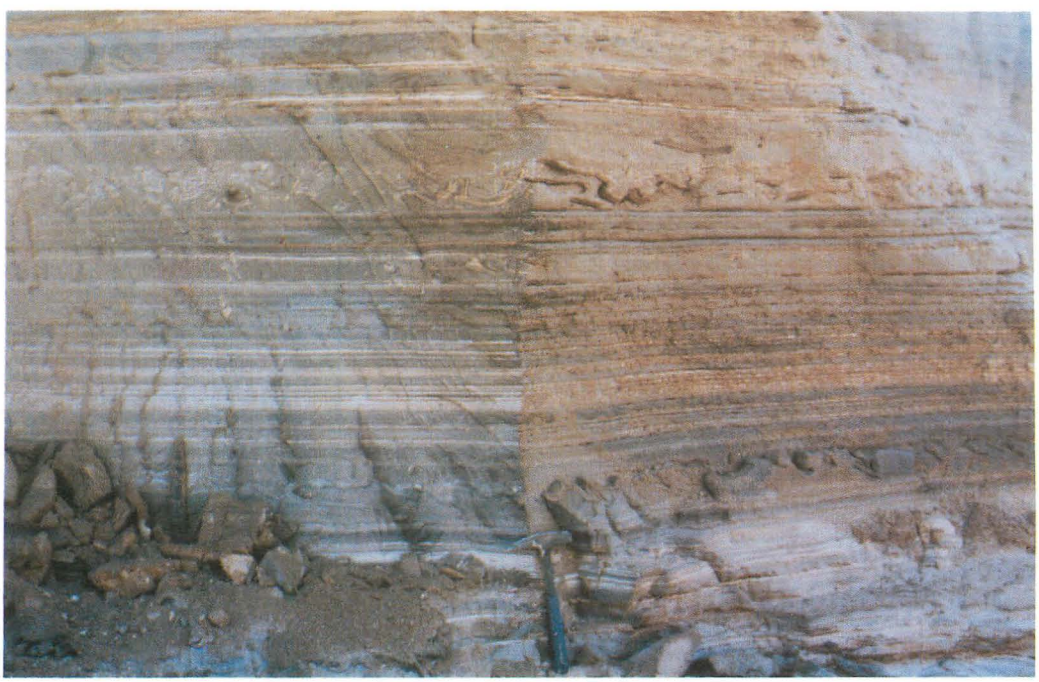
איור 3.6 : התנזלות חול דק. אופק מעוות זה משתנה לטרלית ל"שכבת ערבוב" II המופיעה באיור 3.4 בעמוד זה.



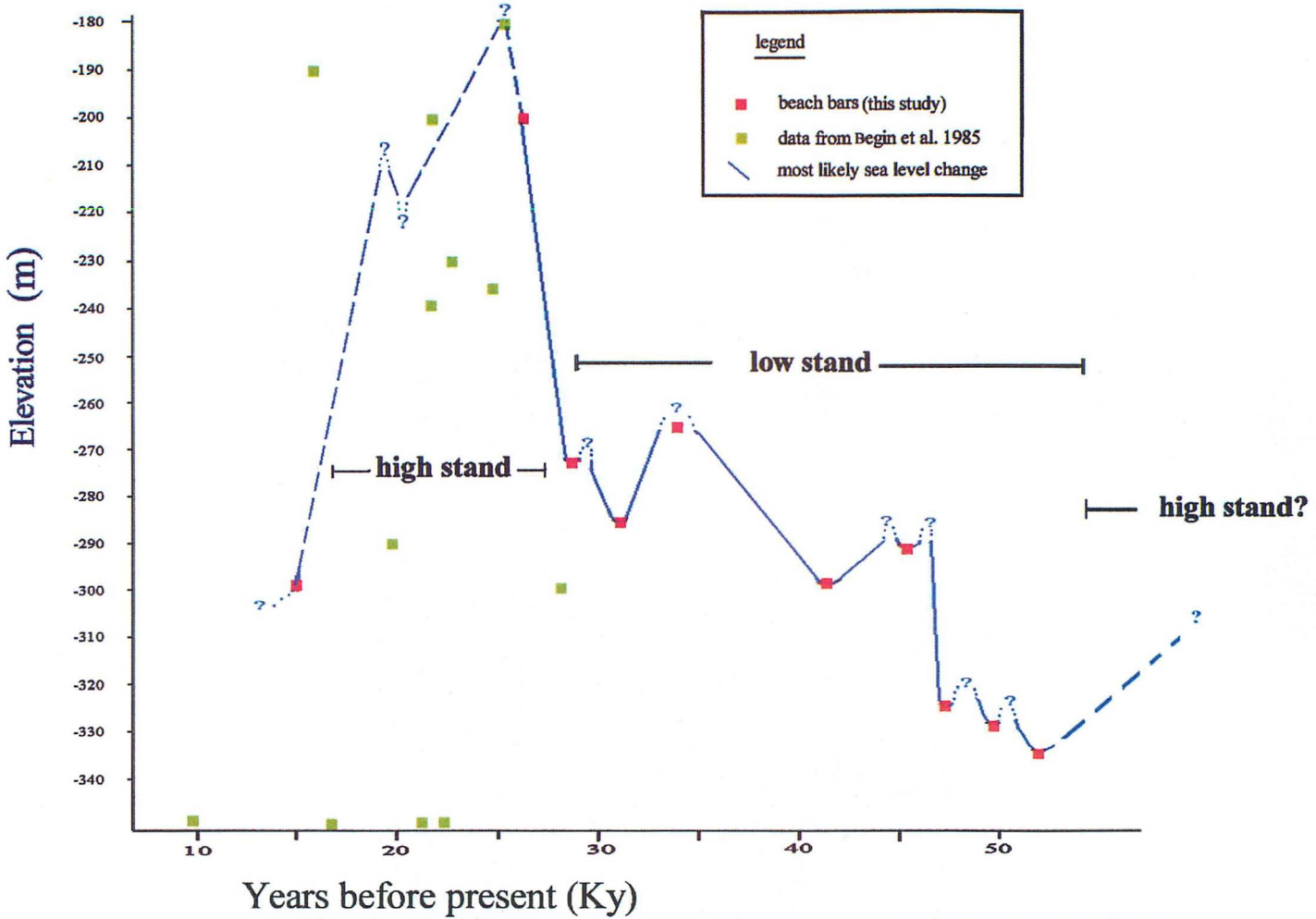
איור 3.2 הכרונולוגיה והסטרטיגרפיה של החתך ההולוקני במישור צאלים. מוצגים גילי פחמן 14 ומקומם בחתך.
בספרות הרומיות מוצגות "שכבות ערבוב" . בתחתית החתך- רקורד רעידות האדמה ההיסטורי.

איור 3.1 : מבט למערב על התחתרות בטרסת צאלים ב 15 השנים האחרונות שחשפה סדימנטים אגמיים הולוקניים. התמונה צולמה ב 1994. גג הסדימנטים האגמיים מגיע לגבה של 404-

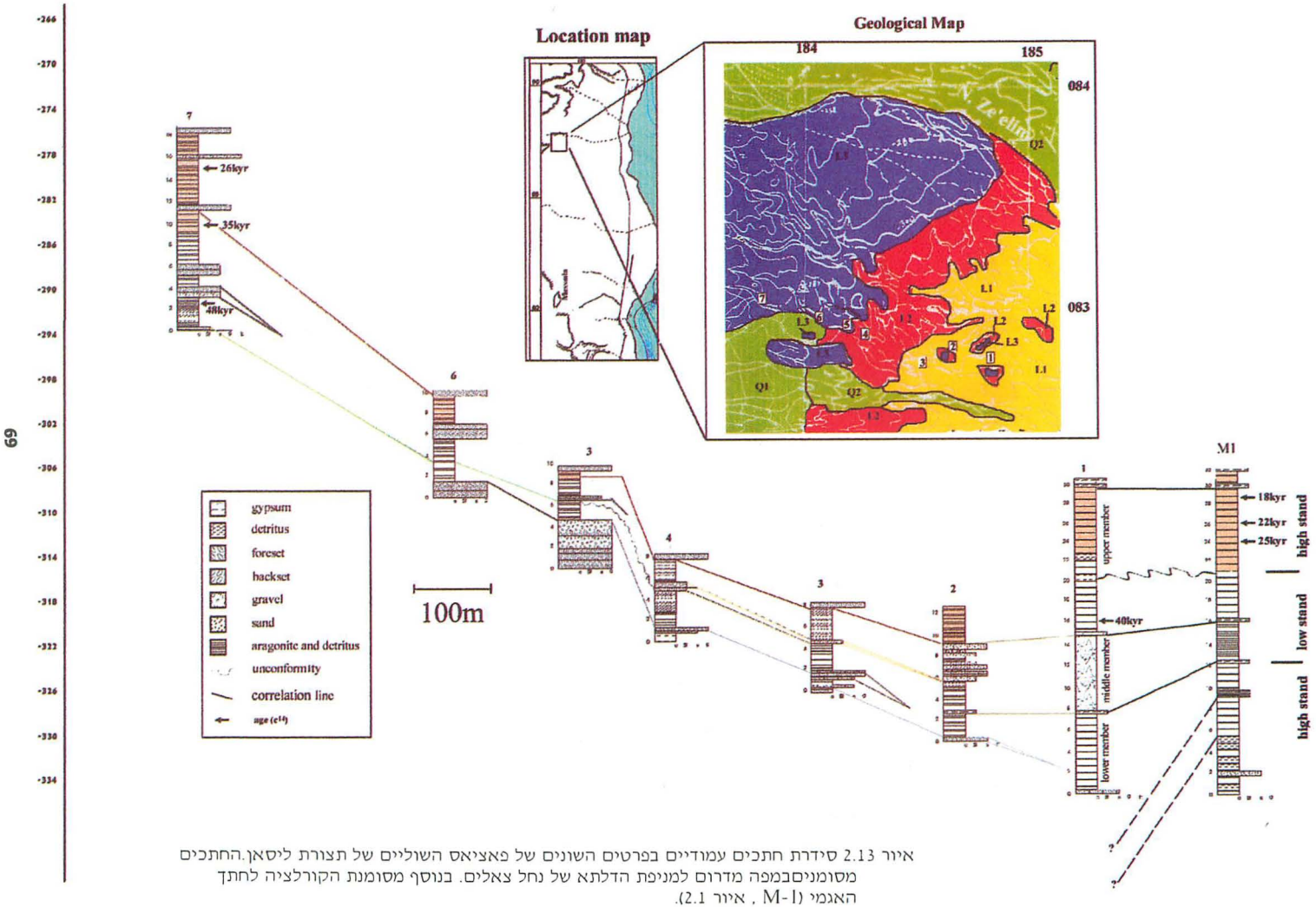




איור 3.3 : יחידות אגמיות בחלקו התחתון של החתך המוצג בתחנה 11. ניתן להבחין בשתי "שכבות הערבוב" התחתונות (I ו II).

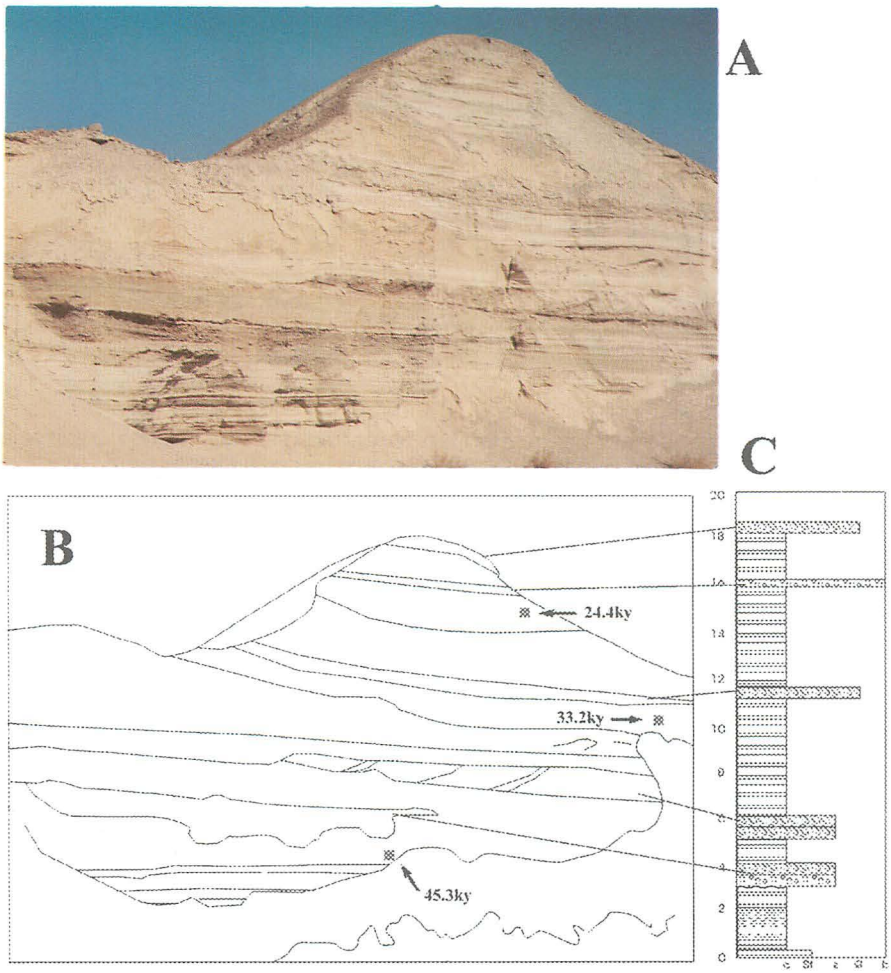


איור 2.14: גובהם וגילם של רכסי חוף בתצורת הלשון. רכסי החוף מציינים מפלסים מינימלים של האגם, כאשר שיא המפלס עליו הגיע האגם בין רכסי החוף אינו ידוע. בנוסף מוצגים נתונים על מפלסי האגם על פי Begin et al. (1985).



איור 2.13 סידרת חתכים עמודיים בפרטים השונים של פאציאס השוליים של תצורת ליסאן.החתכים מסומניסבמפה מדרום למניפת הדלתא של נחל צאלים. בנוסף מסומנת הקורלציה לחתך האגמי (M-1 , איור 2.1).

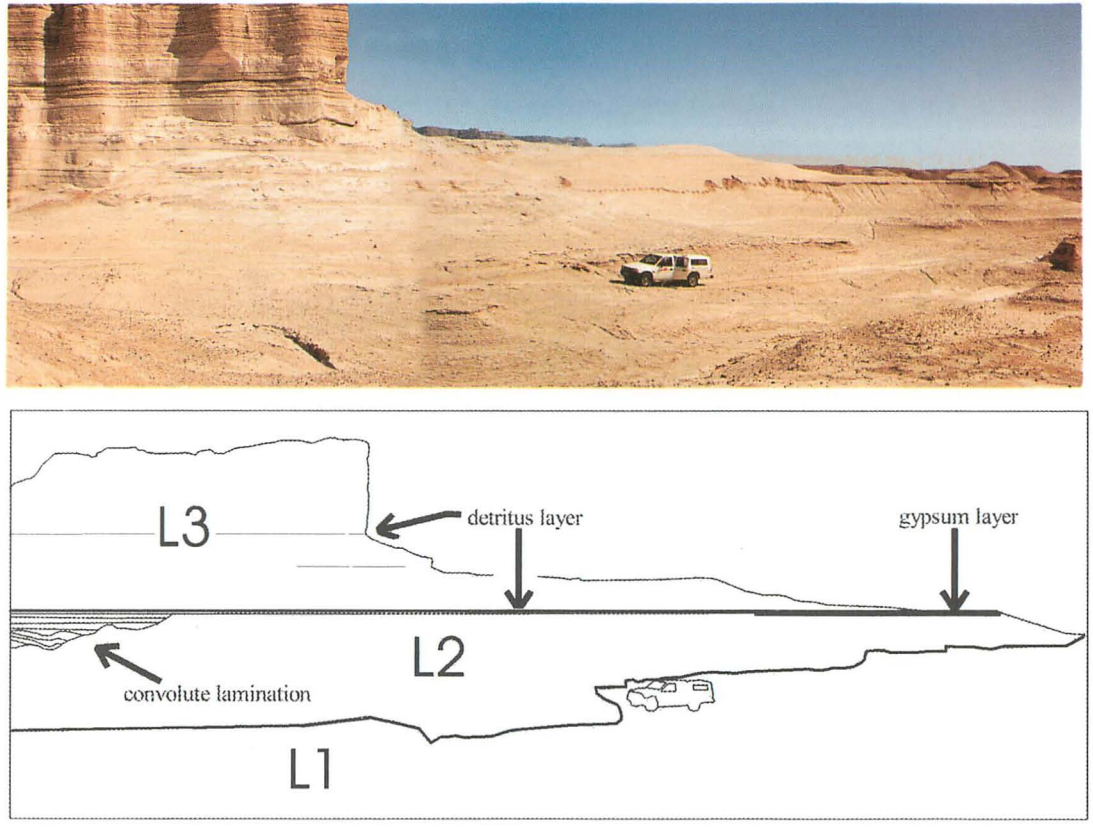
איור 2.12: מצוק של חלוקים המונחים ב-foresets ומלוכדים על ידי חול וסילט קרבונטי. יחידות אלו נמצאות בשוליים המערביים ביותר של מניפת הדלתא של נחל צאלים והם שייכות לפרט התיכון של תצורת הלשון.



איור 2.11: מחשוף באזור פציאס השוליים של תצורת הלשון ובו נראים החלק העליון של הפרט התיכון והפרט העליון. A. תמונת המחשוף בנ.צ. 18375/08310 B. היחידות הקלסטיות המופיעות בחתך, מיקום וגיל דוגמאות מן החתך C. החתך העמודי של המחשוף, עם סימון רכסי החוף והיחידות הקלסטיות השונות (למקרא ראה שרטוט 2.13).

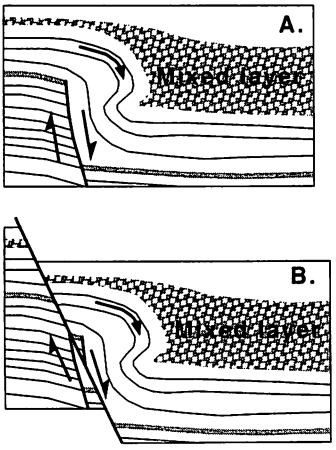
איור 2.9: רכס חוף בגג הפרט התחתון של תצורת הלשון. במחשוף נראים חלוקים פחוסים המונחים ב- backsets ומצביעים על מפלס האגם העולה לפני כ- 50,000 שנה.

איור 2.10: שכבת למינציה מפותלת המופיעה בפציאס השוליים בפרט התיכון של תצורת הלשון. השכבה גודעת אופק חולי המתדקק לכיוון מזרח. בנוסף נראים מבנים סדימנטרים מסוג balls and pillows בתוך שכבות הדטריטוס.

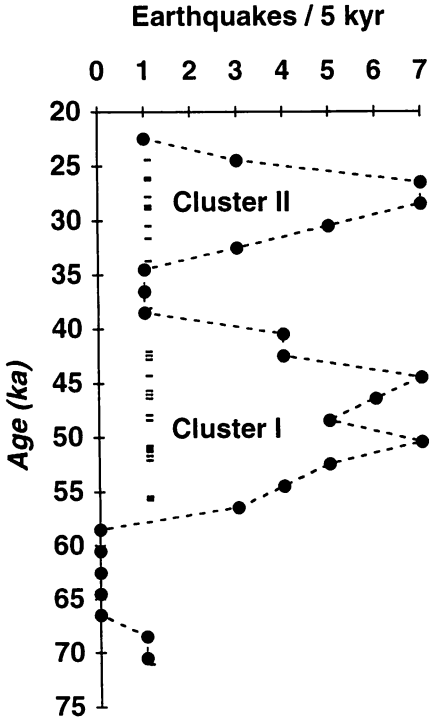


איור 2.8: חלקו העליון של הפרט התחתון, הפרט התיכון והפרט העליון של תצורת הלשון מדרום למניפת הדלתא של נחל צאלים. גג הפרט התיכון מאופיין על ידי שכבת גבס המתדקקת עד להעלמות מוחלטת כלפי מערב.

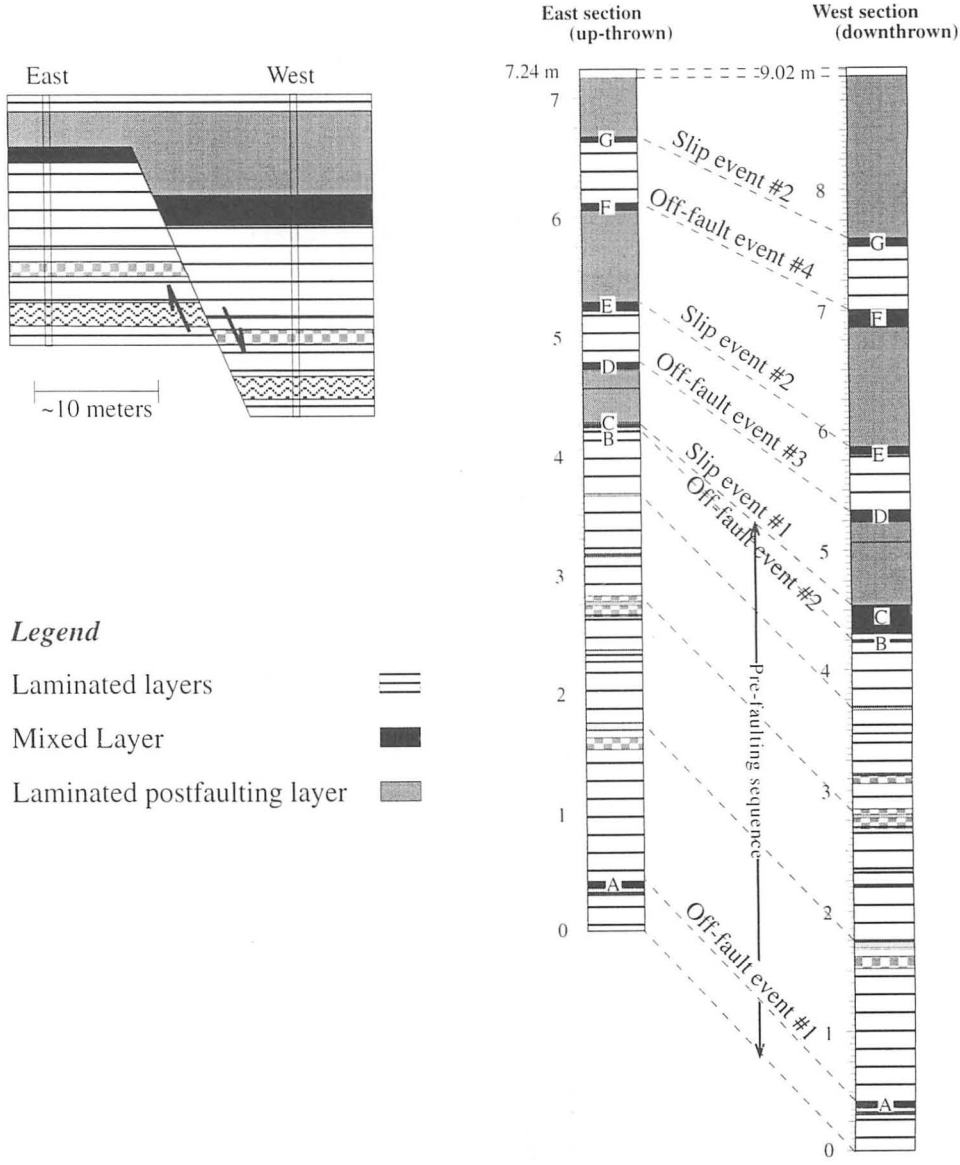
איור 2.7: מניפה אלוביאלית בחלקו העליון של הפרט התחתון של תצורת הלשון. חלק מן החלוקים שקעו על גבי המשטח בהולוקן לאחר חשיפת המשטח העתיק.



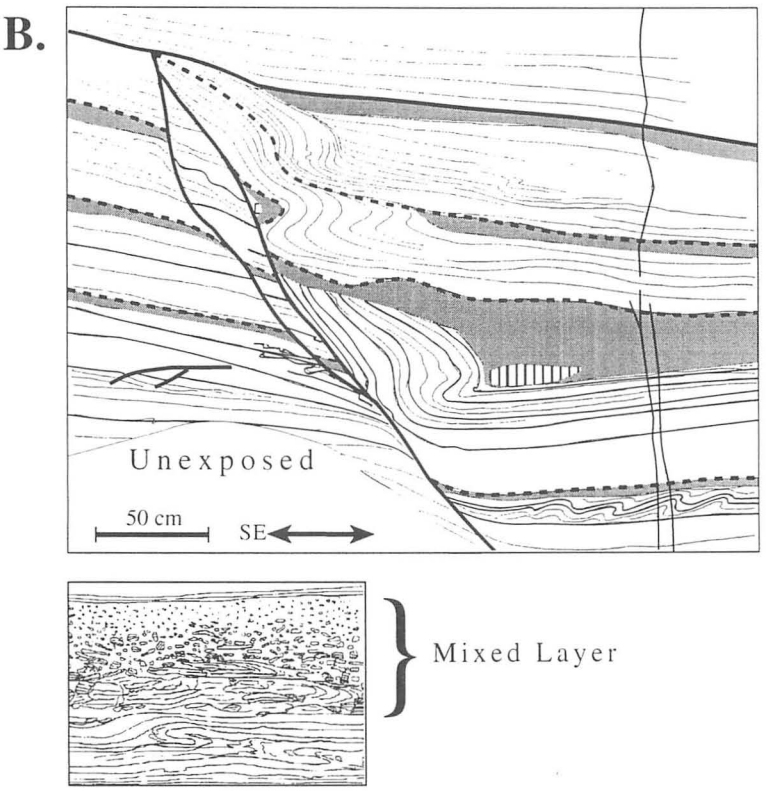
איור 2.5. מודל סכמטי של העתקה בקרקעית אגם הלשון על פי תצפיות במחשופי ההעתקים. A. העתקה יוצרת מדרגה ושכבת ערבוב בפני השטח. שכבת הערבוב עבה יותר בצד שירד. השכבות שמתחתיה גולשות ל מישור ההעתק ומתקמטות. B. אירוע העתקה נוסף.



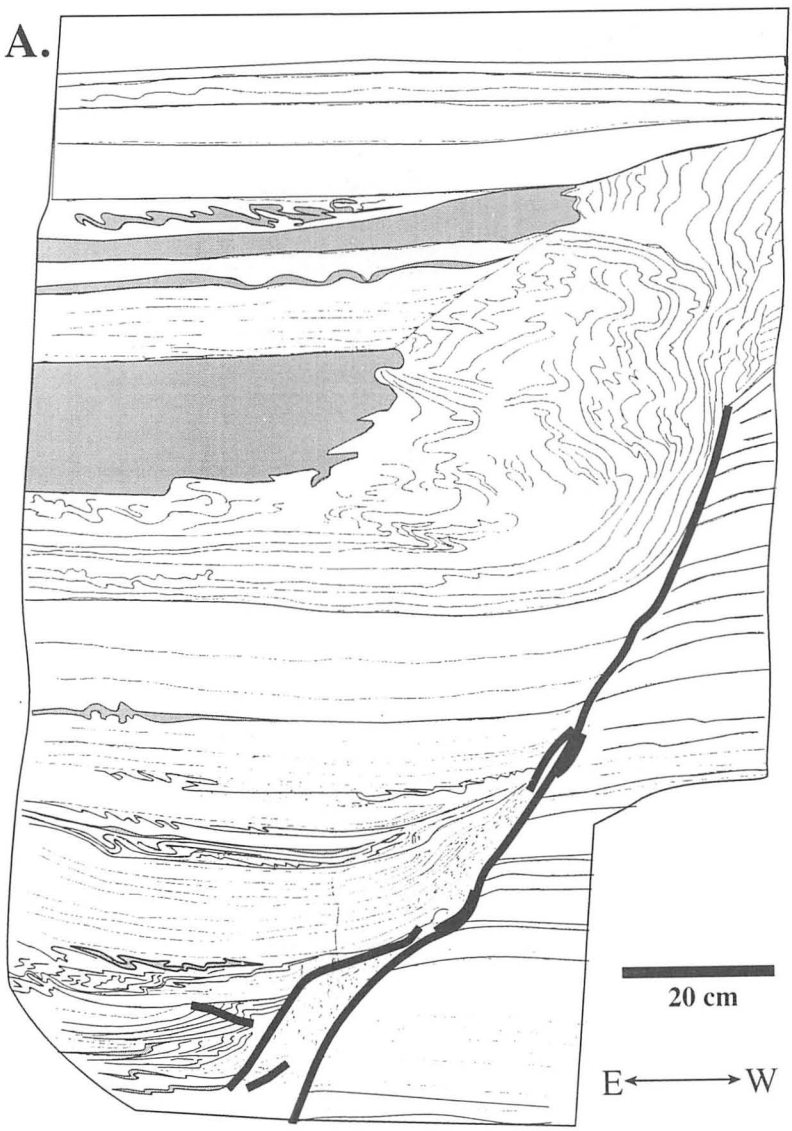
איור 2.6. פיזור שכבות הערבוב לאורך טור השכבות של תצורת הלשון בנחל פרצים (חתך PZ-1). ניכרים שני ריכוזים צפופים של אירועים. השכבות באתר זה תוארכו בשיטת סדרות אורניום. הקוים האופקיים הקצרים מציינים את מיקום שכבות הערבוב והעיגולים את מספר השכבות בחלון זמן של 5000 שנים.



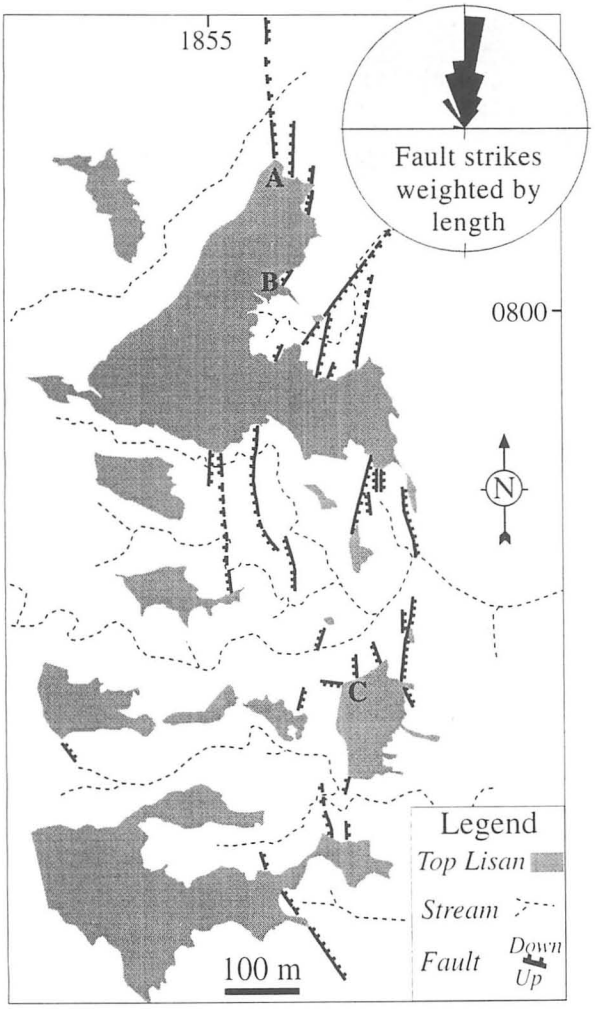
איור 2.4. חתכים עמודיים משני עברי העתק. השוואת החתכים מגלה שהחלק התחתון, 425 ס"מ, זהה בכל פרטיה בשני החתכים. בזמן זה נוצרו שתי שכבות ערבוב A ו-B שמקורן ככל הנראה ברעידות אדמה שלא קשורות להעתק זה. שכבת ערבוב C דקה בגוש שעלה (מזרח) ועבה יותר בגוש שירד (מערב). מעליה יש חתך עבה יותר בגוש שירד - ביטוי להמשך השקעת סדימנטים משני עברי מדרגת העתק (אפור). כמו מעל שכבה C גם מעל שכבות ערבוב E ו-G רואים חתך עבה יותר בגוש שירד. אנו מפרשים את ההבדלים בחתכים כביטוי ל-3 אירועי העתקה על אותו המישור. רעידות שמקורן במקום אחר מתבטאות כאן כשכבות ערבוב שאין מעליהן הבדלים בחתך בין מזרח למערב (A, B, D, F).



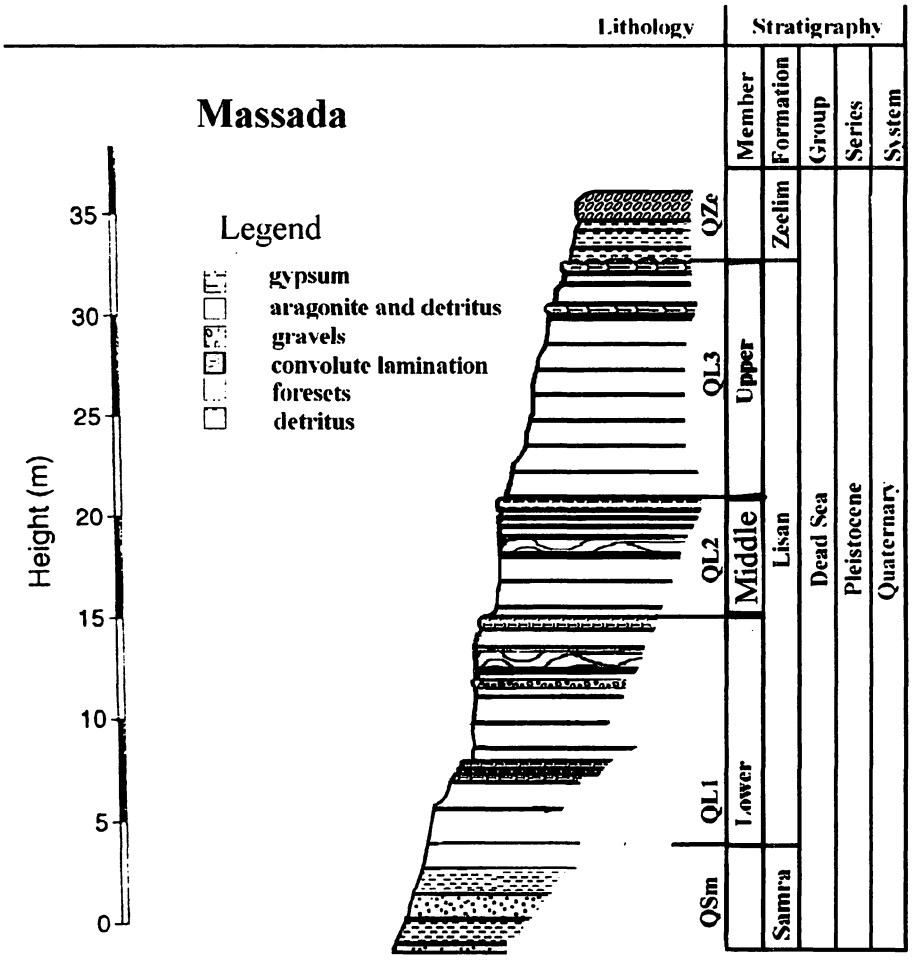
איור 2.3 (המשך)



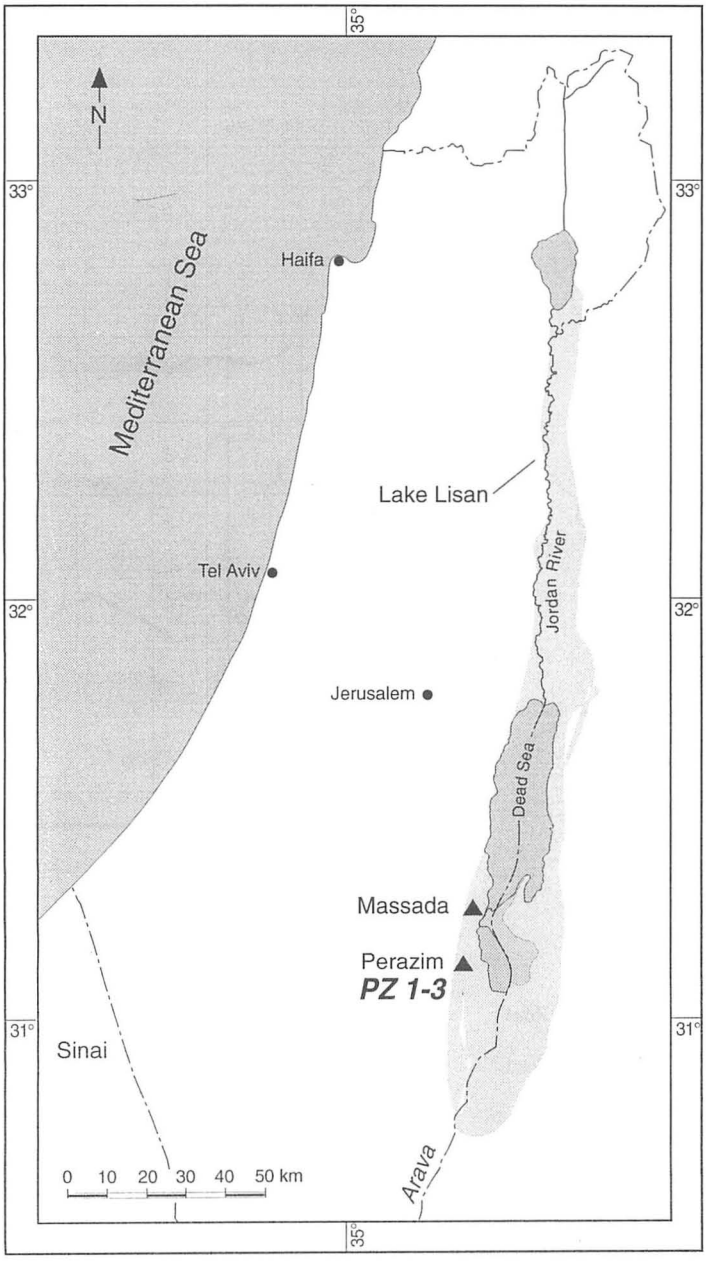
איור 2.3. מפות של מחשופי העתקים בתוך תצורת הלשון. מקום המחשופים מצוין באיור 2.2.
היחסים הגיאומטריים בין שכבות הערבוב למישורי ההעתק (קוים עבים) מעידים על היווצרות שכבות אלה בזמן אירועי העתקה. בבסיס שכבת הערבוב העבה במחשוף B רואים חלוק שהשיכוב בו אנכי. מקורו ככל הנראה במדרגת ההעתק הסמוכה משמאל.
קוים מרוסקים מציינים את הקרקעית מיד אחרי אירועי ההעתקה, כלומר "אופק אירוע".



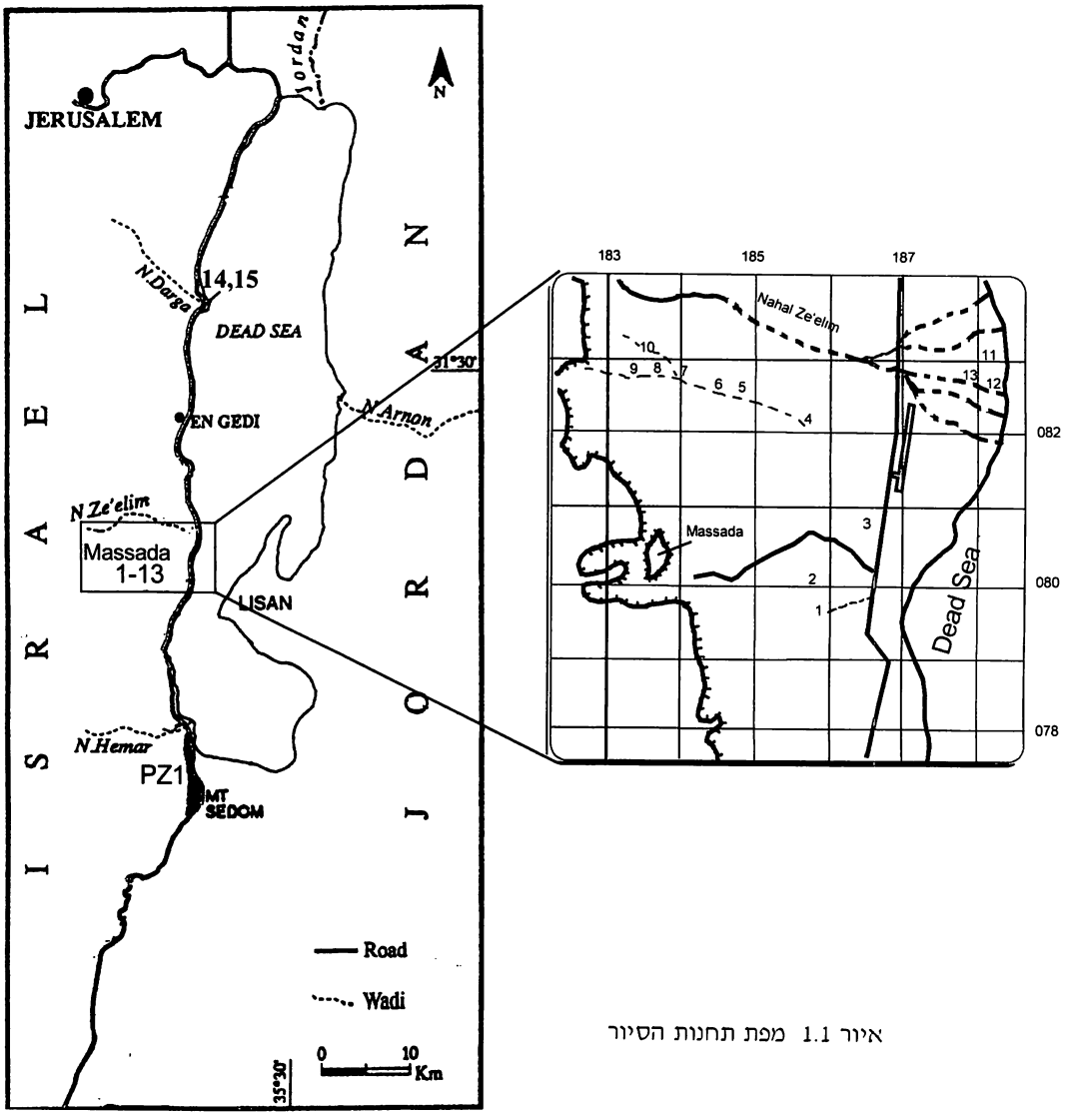
איור 2.2. מפת ההעתקים בתצורת הלשון ליד מצדה. ההעתקים מראים העתקה נורמלית, גג תצורת הלשון אינו מועתק - עדות להפסקת פעילות ההעתקה באיזור זה עוד בזמן קיום אגם הלשון לפני כ-30 אלף שנה. מישורי ההעתקים מקבילים למישורים של ההעתקים הראשיים בשולי ובתוך גרבן ים המלח. שכיחות הפיזור בכיוונים השונים מודגמת בדיאגרמת שושנה, אורך העלים מבטא את אורך החשיפה; העלה הגדול ביותר שווה 28%. נקודות A, B מציינים את אתרי הסיור בכנס החברה, 1999. נקודה C מראה את ההעתק המתואר באיור 4.2



איור 2.1 חתך סטרטיגרפי מוכלל בתצורת ליסאן במישור מצדה.



איור 1.2 מפת השתרעות מחשופי תצורת ליסאן.



איור 1.1 מפת תחנות הסיור

lake: the Holocene beach deposits of Lake Bogoria, Kenya. Spec. Publ. Int. Ass. Sedment. 13: 175-195.

Schramm A., Stein M., and Goldstein S. L. (1995b) Constancy of 234U/238U ratios in late Pleistocene aragonitic sediments- Lake Lisan, paleo-Dead Sea. EUG, 8.

Schramm A., Stein M., and S.L. Goldstein (1996) U-Th isotopes and trace elements in late Pleistocene aragonitic sediments from Lake Lisan (paleo-Dead Sea). J. of Conf. Abstr. 1, 550.

Schramm, A., 1997. Uranium series and C14 dating of Lake Lisan (paleo Dead Sea) sediments: implications for C14 time-scale calibration and relation to global paleoclimate, Ph.D. thesis, Göttingen University, Germany.

Schramm, A. Stein M. and Goldstein , S.L. (1999) Calibaration of the 14C timescale to 50 kyr by 234U-230Th dating of sdiments from Lake Lisan (the paleo-Dead Sea). Earth Planet Sci. Lett.

Shapira, A., Avni, R. & Nur, A., 1993. A new estimate for the epicenter of the Jericho earthquake of 11 July 1927. Isr. J. Earth Sci.: 42:93-96.

Sneh, A., 1979. Late Pleistocene fan-deltas along the Dead-Sea rift. Jour. Sed. Petrol., 49(2):0541-0552.

Sneh, A., 1981. The Hazeva Formation in the Arava velley. Isr. J. Earth Sci., 30:80-91.

Stein M. , Starinsky A., Katz A., Goldstein S.L, Machlus M., Scharmm A. Sr isotopic, chemical, and sedimentological evidence for the evolution of Lake Lisan and the Dead Sea. Geochim. et Cosmochim. Acta., 61:3975-3992.

Stein M., Goldstein S. L., Ron H., and Marco S. (1992) TIMS U-series dating and paleomagnetism of Lake Lisan sediments (paleo-Dead Sea). AGU, 155.

Yechieli, Y., 1993. The effects of water levels changes in closed lakes (Dead Sea) on the surrounding groundwater and country rocks. Ph. D. Thesis, Weizman Institute, Rehovot.

Yechieli, Y., Magaritz, M., Levy, Y., Weber, U., Kafri, U., Woelfli, W., and Bonani, G., 1993. Late quaternary geological history of the Dead Sea area, Israel. Quaternary Research, 391, 1, 59-67.

Zak, I. , The Geology of Mount Sedom. PhD Thesis, The Hebrew University, Jerusalem.

Pleistocene Lake Lisan-Dead Sea system. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 1609-1626.

Kaufman A. (1971) U-series dating of Dead Sea carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta 35, 1269-1281.

Kaufman A., Yechieli Y., and Gardosh M. (1992) Reevaluation of Lake-sediment chronology in the Dead Sea basin, Israel, based on new 230Th/U dates. Quaternary Res. 38, 292-304.

Machlus M., Stein M., Kolodny Y., and Katz A. (1996) High resolution d18O, d13C and chemical composition of Lisan Formation aragonites- Inferences for the geochemical history of Lake Lisan (paleo-Dead Sea). Israel. Geol. Soc. ann. Meeting.

Maltman, A., 1994. The geological deformation of sediments, 362 pp., Chapman & Hall.

Manspeizer, W., 1985, The Dead Sea rift: Impact of climate and tectonism on Pleistocene and Holocene sedimentation. In: K.T. Biddle, and Christie-Blick, N., eds. Strike-Slip deformation, basin formation, and sedimentation: SEPM Spec. Pub. 37:143-154.

Marco, S., and Agnon, A., 1995. Prehistoric earthquake deformation near Masada, Dead Sea Graben. Geology, 23, 8, 695-698.

Marco, S., Stein, M., Agnon, A. & Ron, H., 1995. Long-term earthquake clustering A 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea graben. J. Geophys. Res., 101: 6179-6192.

Marco, S., Bruner, I., Landa, E., Basson, U., Agnon, A., and Ron, H., 1996a. The Masada fault zone in outcrop and geophysical images. Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Elat, p. 65.

Mcpherson, J.G., Shanmugam, G., Moiola, R.J., 1988. Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. In: Fan Delta: Sedimentology and Tectonics. Nenec, W. and Steel, R.J. (Eds.), 444 p., Blackie and Son.

Migowski, C., Ken-Tor, R., Negendank, J. F. W., Stein, M., and Mingram, J., 1998. Post-Lisan record documented in sediment sequences from the western shore area and the central basin of the Dead Sea. Terra Nostra 98/6: 3rd ELDP Workshop, Ptolemais. 100-102.

Muto, T., 1988. Stratigraphical patterns of coastal-fan sedimentation adjacent to high-gradient submarine slope affected by sea-level changes. In: Nenec, W. and Steel, R.J. (Eds.). Blackie and Son.Fan Delta: Sedimentology and Tectonics. 444 p.

Neev, D. & Emery, K.O., 1967. The Dead Sea, depositional processes and environments of evaporites: Geol. Surv. Isr. Bull., 41, 147 pp.

Nemec, W. and Steel, R.J., 1988. What is a fan delta and how do we recognize it? In: Fan Delta: Sedimentology and Tectonics. Nenec, W. and Steel, R.J. (Eds.), 444 p., Blackie and Son.

Reading, HG. (Ed.), 1978. Sedimentary environments and facies. 557 p. Blackwell scientific Publ..

Reches, Z. & Hoexter, D.F., 1981. Holocene seismic and tectonic activity in the Dead Sea area. Tectonophysics, 80:235-254.

Renaut, R.W. and Owen, R.B., 1991. Shore-Zone sedimentation and facies in a closed rift

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1988. An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May. In Lee, W. K. H., Meyers, H., and Shimazaki, K., ed., Historical Seismograms and Earthquakes of the World: San Diego, Academic Press, 181-200.

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., and Adams, R. D., 1994. The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea, a historical review. Cambridge University Press, 181 pp.

Amiran, D.H.K., Arieh, E., and Turcotte, T., 1994. Earthquakes in Israel and adjacent areas: macroseismic observations since 100 B.C.E. Israel Explor. Jour., 44, 260-305.

Begin, B. Z., Ehrlich, A. and Nathan, Y., 1974. Lake Lisan - the Pleistocene precursor of the Dead Sea. Geol. Surv. Isr. Bull., 63:30 p.

Ben-Menahem, A., 1991. Four thousand years of seismicity along the Dead Sea rift. J. Geophys. Res., 96(B12):20,195-20,216.

Bowman, D., 1971. Geomorphology of the shore terraces of the late Pleistocene Lisan Lake (Israel). Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeocol., 9:183-209.

Bowman, D., 1990. Climatically triggered Gilbert type lacustrine fan delta, Dead sea area, Israel. Int. Assoc. of Sed. Spec. Pub., 10:273-280.

Colella, A., 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braided deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: Nenec, W. and Steel, R.J. (Eds.). Fan Delta: Sedimentology and Tectonics. 444 p., Blackie and Son.

Ellenblum, R., Marco, S., Agnon, A., Rockwell, T., and Adrian, B., 1998. A crusader castle torn apart by the earthquake of Dawn, 20 May 1202. Submitted to Geology.

Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., and Derin B. (1970) The shear along the Dead Sea rift. Philos. Trans. R. Soc. London Ser A. 267, 107-127.

Frumkin, A., Magaritz, M., Carmi, I., and Zak, I., 1991. The Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom, Israel. The Holocene, 1, 3, 191-200.

Gardosh, M., Reches, Z. & Garfunkel, Z., 1990. Holocene tectonic deformation along the western margins of the Dead Sea. Tectonophysics, 180:123-137.

Garfunkel, Z., The Negev: Regional synthesis of sedimentary basins. 10th Int. Cong. Sediment. Part 1; Precongress Fieldtrip, Israel. pp. 35-110.

Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate tectonics. Tectonophysics, 80:81-108.

Garfunkel, Z., 1997, The history and formation of the Dead Sea basin. In: Niemi, T.M., Ben-Avraham, Z., and Gat, J.R., The Dead Sea. New York, Oxford Univ. Press, p. 36-57.

Guidoboni, E., Comastri, A., and Traina, G., 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century. Instituto Nazionale di Geofisica, Roma. 504 pp.

Kashai, E.L. & Crokcer, P.F., 1987. Structural geometry and evolution of the Dead Sea – Jordan rift system as deduced from new subsurface data. Tectonophysics, 141:33-60.

Katz A. and Kolodny N. (1989) Hypersaline brine diagenesis and evolution in the Dead Sea-Lake Lisan system (Israel). Geochim. Cosmochim. Acta 53, 59-67.

Katz A., Kolodny Y., and Nissenbaum A. (1977) The geochemical evolution of the

שלה היה סמוך למניפה של נחל דרגה. תופעת השכבות האלוכטוניות מעידה על מעוות אינטנסיבי אשר התרחש כנראה בין כ- 2100 עד 1500 שנים לפני ההווה וקשור כנראה לתזוזה אופקית לאורך שברים שכיוונים צפון-צפון-מזרח. השערה זו מקבלת חיזוק מחתכים סייסמיים שנעשו במניפת נחל דרגה, ומראים שבחתך הנמצא מתחת לשכבות האלוכטוניות, קיימות תופעות לחיצה ושברים היוצרים flower structure, המאפיינות תזוזה אופקית. בחתכים הסייסמים ניתן לראות שלכל המבנים, שברים ושכבות אלוכטוניות, כיווניות ברורה ל- NNE. לכן, נראה שכל תופעות השבירה, מעל ובתת-הקרקע, קשורות לליניאמנט טקטוני בכיוון NNE, עם מרכיב של תזוזה אופקית, הממוקם בקצה המזרחי של מניפת נחל דרגה. ברצוננו להדגיש שבדיוק במקום זה מסומן (לדוגמא, Garfunkel, 1997) אחד מהשברים הראשיים של האגן הצפוני של ים המלח הקשור לשבר יריחו.

<u>מקורות:</u>

באומן, ד., 1974. מדרגות נחלים לאורך שולי ים המלח – מורפולוגיה וגנזה. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

בן דוד-נובק, ח., 1998. Debris Flows מודרניים והולוקניים לאורך מצוק ההעתקים המערבי של ים המלח. עבודת גמר לתואר מוסמך. האוניברסיטה העברית, ירושלים. 129 עמ'.

בנט-דוידוביץ, ד., ובאומן, ד., 1997. גיאומורפולוגיה באזור ים המלח, מדריך סיור. קבוצת מחקר גיאומורפולוגית ישראלית, עורך באומן ד., המחלקה לגאוגרפיה ופיתוח סביבתי, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב.

בראון ד. 1992, הגיאולוגיה של איזור אפיקים. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית , ירושלים.

גרדוש, מ., 1987, הסטרטיגרפיה וההתפתחות הטקטונית של סדימנטים רביעוניים באזור ים המלח. חיבור לשם קבלת תואר מוסמך, האוניברסיטה העברית בירושלים.

כדן, ג., 1997. עדויות לשינויים במפלס ים המלח ופעילות טקטונית צעירה מהמניפה-דלתא ההולוקנית של נחל דרגה. עבודת גמר לתואר מוסמך. האוניברסיטה העברית, ירושלים. 54 עמ'.

מור, א., 1987. הגיאולוגיה של מדבר יהודה באזור נחל דרגה. עבודת גמר לתואר מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 112 עמ'.

מכלוס מ., 1997 משתנים גיאוכימיים בארגוניט של תצורת הלשון - מדדים להיסטוריה הגיאוכימית של אגם הלשון ולפלאואקלים בזמן קיומו. חיבור לשם קבלת תואר מוסמך, האוניברסיטה העברית בירושלים.

קליין, צ., 1986. שינויי מפלס ים המלח ותנודות אקלים בארץ ישראל בתקופה ההיסטורית. עבודת דוקטורט. האוניברסיטה העברית, ירושלים. 212 עמ'.

רז, א., 1983. הגיאולוגיה של מדבר יהודה - אזור עין גדי. המכון הגאולוגי, דו"ח ס/83/3, ירושלים. 110 עמ'.

Agnon, A., and Marco, S., 1994. Fault controlled slumping in Lake Lisan sediments - Massada Plain. Isr. Geol. Soc. Ann. Meeting, Nof Ginosar, p. 1.

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures their character and physical basis. Developments in sedimentology, 30A, Vol. 1, 593 p. Elsevier.

Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary structures, their character and physical basis. Developments in sedimentology, 30, 663 P. Elsevier.

Allen, J.R.L., 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. Sedimentary Geology, 46:67-75.

מלמטה למעלה הן: שכבת קונגלומרט, מספר שכבות חוליות, שכבה אגמית המורכבת מחרסית אפורה המשוכבת עם למינות לבנות של ארגוניט, שכבה חולית שכבת קונגלומרט נוספת ושכבה סילטית חומה. היחידות עברו שבירה אינטנסיבית ובתוך השכבה האגמית ניתן להבחין במעוות של למינות הארגוניט עד כדי יצירת שכבות מעורבות mixed layers כפי שניצפו בתצורת הלשון, מוקדם יותר בסיור זה. בבסיס היחידות האלוכטוניות נמצאת שכבה חרסיתית אגמית, אשר אינה מופרעת כלל, חוץ מאשר בשתי נקודות בהן ניתן להבחין בשברים המפרידים בין היחידה האלוכטונית לשכבות סלע הסביבה שמתחת. שבר אחד גורם למעוות קטן של השכבה האגמית ואף ממשיך ורטיקלית מתחתיה. קרוב לקצה המזרחי של אזור היחידות אלוכטוניות, קיים שבר המפריד בין יחידות החתך הימקומי לבין היחידות האלוכטוניות. לא ניתן להעריך מהי מידת ההסטה על-גבי שבר זה, שכן לא נמצאו יחידות קורלטיביות משני צידיו. שני שברים אלו, הינם העדות היחידה במחשופים, לכך שייתכן ויש המשך למעוות זה בתת-הקרקע, אולם כפי שצויין קודם, בחתכים הסייסמיים מתחת ליחידות האלוכטוניות, נמצאו עדויות לקמטים ושברים גדולים. קורלציה בין אזורי מעוות אינטנסיבי בחתך החשוף ואזורי שבירה בחתכים הסייסמיים שמתחת ליחידות האלוכטוניות, מצביע על מבנים שכיוונם NNE. לכן, יתכן והיחידות האלוכטוניות מהוות ביטוי לתזוזות שניכרות בתת-בקרקע. גיל המעוות הכולל הסעת היחידות האלכוטוניות למקומן הנוכחי, נקבע כעתיק מ- 1500 שנים לפני ההווה וצעיר מ- 2100 שנים לפני ההווה. בתקופה זו, ידוע על שני ארועי רעידות אדמה - בראשון (31 BC), נגרם נזק לארמון הורדוס ביריחו, בקומראן, במצדה ואף ניזוק בית-המקדש בירושלים. בשני (362 AD), נגרם נזק לבית-המקדש בירושלים ונהרסו רבת-מואב ואל-קרק (Ben-Menahem, 1991). הגג של אופק היחידות אלוכטוניות גדוע וגיל הגידוע כ- 1500 שנים לפני ההווה, כאשר מעל אי-ההתאמה של גידוע זה קיימת סדרת שכבות חלוקים עם מעט אופקים של חול וסילט, אשר אינם מופרעים כלל.

בקצה מניפת נחל דרגה, בקצה אזור המעוות של היחידות אלוכטוניות, קיימים סטים של חלוקים וחול עם חומר אורגני, המוטים בחוזקה לכיוון מזרח (ים-המלח). סטים אלו מאפיינים חזית של מניפה בתוך מים רדודים, כך שהסיבה לנטיות יכולה להיות סדימנטרית, שכן זוהי נקודת מעבר מהובלה גבוהת אנרגיה בנחל, לאזור עם אנרגיה נמוכה בתוך האגם. אולם, מתחת לסטים ניתן לראות שכבות מעוותות וכן, השכבות המשופעות מתחילות בדיוק בקצה אזור היחידות אלוכטוניות, כך שייתכן שיש לשיפועים אלו גם מקור טקטוני.

סיכום:

קיומם של תופעות שבירה, מעוותים בתהליכי ליקויפקציה והתמקמות של יחידות אלוכטוניות במניפה-דלתא של נחל דרגה, מעידים על פעילות טקטונית רבה בהולוקן. השברים מרוכזים בעיקר בשני אזורי מעוות, השונים זה מזה בגיל השכבות השבורות, בכמות ההסטה לאורך השברים ובקיומן או חסרונן של הסטות חוזרות (כדן, 1997). למרות השוני בין השברים שבשני אזורי השבירה, לכל השברים סטרייק בכיוון NNE, המעיד על מאמצי מתיחה בכיוון WNW ו- ESE. השכבות שעברו מעוותים בתהליכי ליקויפקציה, הינן עדות נוספת לפעילות הטקטונית, כאשר כל שכבה כזו מייצגת ארוע של רעידת אדמה. הפיזור המרחבי של השכבות שעברו ליקויפקציה, מראה שארועים אלו אינם מפוזרים באופן אחיד בזמן, אלא במקבצים. בממוצע, מתרחשת רעידת אדמה במגניטודה 5 ומעלה, כל כ- 600-700 שנה באזור נחל דרגה. השכבה המעוותת הצעירה ביותר בחתך, קשורה כנראה לרעידת האדמה שהתרחשה ב- 11 ביולי 1927, אשר המוקד

היה בשיעור של כ- 0.5 מ' וגילו עתיק מ- 8000 שנים לפני ההווה; השני כ- 0.2 מ' וגילו כ- 8000 שנים לפני ההווה; והשלישי של 0.8 מ' וגילו צעיר מ- 8000 שנים לפני ההווה. יש לציין שמאחר והשכבות העליונות גדועות בראשן, לא ניתן לומר אם ההסטה האחרונה התרחשה בארוע אחד או יותר.

שבר B (איור 4.3): על שבר זה נמדדו שתי הסטות: שכבות 2-5 הוסטו 1.2 מ'; שכבות 6-8 הוסטו 1 מ' כאשר בשכבה 7 מתחלקת ההסטה בין שני חלקי השבר: 0.8 מ' על המישור הראשי ו- 0.2 מ' על המישור המשני. על פי חישוב, מתקבל כי ההסטה הראשונה היתה של 0.2 מ' וגילה עתיק מ- 8000 שנים לפני ההווה, וההסטה השניה היתה בשיעור של 1 מ' וגילה צעיר מ- 8000 שנים לפני ההווה. גם כאן קשה להעריך אם ההסטה האחרונה התרחשה בארוע אחד או יותר, בגלל הגידוע.

הדימיון הרב בגיל ובכמות התזוזה, וביחידות המוסטות בתזוזות הראשונה והאחרונה, מעיד על כך שמדובר בהסטות המתרחשות בו זמנית על שני השברים. בגלל הקרבה שבין השברים, ייתכן כי הם מתמזגים בעומק לשבר אחד. גיל השבירה של הארוע הראשון, על-פי גיל היחידות העתיקות השבורות, הינו עתיק מ- 8000 שנים לפני ההווה. גיל הארוע האחרון אינו ברור והוא יכול לנוע בין כ- 7000 שנים לפני ההווה (גיל היחידות הצעירות השבורות במחשוף זה) ועד כ- 2000 שנים לפני ההווה, שכן בקיר הצפוני קיים שבר השובר עד לפני השטח שגילם כ- 2000 שנים.

ארבע שכבות שעברו מעוות בתהליכי ליקויפקציה נראות במחשוף זה (איור 4.6):

* השכבה התחתונה, שכבת חול עם מעט אופקים חרסיתיים, מאופיינת במבנים אליפטיים. גיל היחידה כ- 8000 שנים לפני ההווה וזהו מעוות הליקויפקציה העתיק ביותר החשוף בחלק זה של המניפה. מעל שכבה זו, קיימות שתי שכבות חלוקים ושתי שכבות חרסיתיות, המפרידות אותה משלוש השכבות המעוותות הנוספות. שכבות מעוותות אלו נמצאות זו מעל גבי זו, כאשר כל אחת מהן מופרדת על-ידי אופקים דקים אך לא מעוותים, כך שכל אחת מהן מתעדת ארוע נפרד. גם גיל שכבות אלו עתיק מ- 8000 שנים לפני ההווה:

* השכבה התחתונה מאופיינת במעין "דייקים" בבסיסה וגופים אליפטיים חוליים המנותקים משכבת המקור שלהם, הצפים בחומר יותר סילטי, במרכז השכבה.

* השכבה האמצעית מאופיינת בגופים מאורכים, מעוגלים בבסיסם, כאשר הגופים חוליים יותר מהחומר הסילטי המקיף אותם.

* השכבה העליונה מאופיינת כולה בחומר סילטי יותר מזה של השכבות הנמוכות יותר. המעוות בתוכה יוצר מעין "דייקים" וצורות לא מוגדרות נוספות.

ארבע שכבות אלו, המעידות על ארבע רעידות אדמה גדולות יחסית סביב 8000 שנים לפני ההווה, מעידות שממוצע הזמן עבור רעידות אדמה גדולות, אינו מעיד על האופי האמיתי של הפעילות הסייסמית. על פי גיל השכבות המעוותות בנחל דרגה, ניתן לראות שבנוסף לארבעת הארועים "הצפופים בזמן" הללו, מתרחשות שלוש רעידות אדמה נוספות בהפרשי זמן לא גדולים, בין כ- 2000 עד 1500 שנים לפני ההווה. מכאן שרעידות האדמה אינן מפוזרות באופן אחיד בזמן אלא נוטות להופיע במקבצים.

<u>תחנה 15: אופק היחידות האלוכטוניות ומעוותים ושיפועים סדימנטריים ניכרים בקרבת קצה המניפה:</u>

במחשוף זה ניתן לראות את היחידות האלוכטוניות (לדוגמא: איורים 4.7, 4.8). השכבות הבונות מבנים אלו

דרגה, נבחרו 10 שכבות בהן המעוות מוגבל לשכבה בודדת וכמו-כן, לסטרוקטורות שבהן אין כיוון מועדף היכול להעיד על השפעה אחרת (למשל מדרון). בהנחה שכל שכבה מעוותת נוצרה ברעש והיתה בקרבת המגע מים-סדימנט, הרי שגיל השכבות הללו מייצג בקרוב טוב מאד את גיל רעידות האדמה. עשר השכבות תוארכו בעזרת פחמן- 14. השכבה הצעירה ביותר בנחל דרגה, המעוותת בתהליכי ליקויפקציה, תוארכה לתקופה של 400 השנים האחרונות. המעוות נוצר כנראה ברעידת האדמה שהתרחשה ב- 11 ביולי 1927 , שמוקד הרעידה היה בקצה מניפת נחל-דרגה ועצמתה היתה M=6.3 (Shapira et.al., 1993) . עשר שכבות מעוותות אלו, מייצגות עשרה ארועים של רעידות אדמה, אשר התרחשו ב- 9500 השנים האחרונות, דבר המעיד על ממוצע של רעידת-אדמה גדולה כל כ- 1000 שנים. אולם, רעידות אדמה אלו מרוכזות בשתי תקופות: הראשונה בין 9500 עד 7000 שנים לפני ההווה והשניה בין 3000 שנים לפני ההווה ועד ההווה. רק שתי תקופות אלו מיוצגות בחתך הסטרטיגרפי , כאשר ביניהן מפרידה אי-התאמה גדולה אשר הסירה כנראה חלק ניכר מהחתך. לכן, אם מתחשבים רק על פי החתך הסדימנטרי הקיים, ממוצע זמן החזרה של רעידת אדמה גדולה הוא 700-600 שנה (כדן, 1997).

<u>יחידות אלוכטוניות:</u> בחלק המזרחי ביותר של המניפה, לאורך של כ- 130 מ', קיימים מבנים הניכרים בברור בקיר הדרומי (איור 4.2a). בסיסם של מבנים אלו מאופיין במתאר מעוגל ואילו גגם גדוע (איור 4.2a, איור 4.4). בתוך המבנים הללו קיימות שכבות חול, חרסיות וחלוקים, השבורות ומעוותות באינטנסיביות ואשר לא נמצאה התאמה כלשהי בינן לבין שכבות סלעי הסביבה הגובלות בהן או הנמצאות מעליהן. לכן, יתכן כי שכבות אלו הינן שרידי חתך שהיה מעל לחתך החשוף ואשר הוסר בגידוע. שרידים אלו נשמרו בתוך המבנים, בעקבות התמקמותם בחלק זה של החתך בגובה נמוך יחסית לגובה מישור הארוזיה שמעליהם. גם לאורך הקיר הצפוני ובקרקעית האפיק, בהמשכו הישיר צפונה של אזור המעוות בקיר הדרומי, קיים אזור מעוות המאופיין בשכבות חלוקים מעוותות. המעוות בקיר הצפוני מוסט מזרחה מעט, יחסית למעוות בקיר הדרומי, דבר היכול להצביע על כיוון התנועה או על ליניאמנטים בכיוון צפון-מזרח, לאורכם התרחש המעוות. בחתכים סייסמיים ברזולוציה גבוהה שנעשו במניפת נחל דרגה, אותרו באזור שמתחת למבני-מעוות אלו שברים הפוכים ושברים במבנה flower structure (איור 4.5), המצביעים על תופעות לחיצה. כמו-כן, לתופעת אלו כיווניות ברורה ל- NNE.

<u>תחנה 14: שברים נורמלים בעלי הסטות חוזרות ומעוות בתהליכי ליקויפקציה:</u>

גיל יחידות הסלע במחשוף זה נע בין כ- 9500 שנים לפני ההווה ועד כ- 7000 שנים לפני ההווה. יחידות אלו גדועות בגגן על-ידי שלושה מישורי ארוזיה, שגיל העתיק בהם כ- 1500 שנים לפני ההווה וגיל הצעיר כ- 60-90 שנים. לשברים במחשוף זה, המהווים את קבוצת השברים המערבית, מישור שבירה עיקרי, ממנו מתפצלים מישורים קטנים היוצרים מבנים של הורסטים, גרבנים וסדרות של שברי מדרגות. ההסטה לאורך השברים משתנה מסנטימטרים ספורים ועד כ- 2 מ'. השברים מאופיינים בהסטות חוזרות, ועל-כן ההסטה הולכת וקטנה ככל שהשכבה המוסטת צעירה יותר. לדוגמא, לאורך שברים A ו- B (איור 4.3), נמדדו שלושה ושני ארועי הסטה בהתאמה.

שבר A (איור 4.3): שלושה ארועי הסטה נמצאו לאורך שבר זה: שכבות 4-1 הוסטו כ- 1.5 מ'; שכבה 5 הוסטה כ- 1 מ'; ושכבות 8-6 הוסטו 0.8 מ'. חישוב ההסטות המקוריות מראה כי ארוע ההסטה הראשון

4. ההולוקן בנחל דרגה

השתתפו במחקר: גלית כדן, יהודה אייל , יהודה אנזל ואילן ברונר

מבוא:

מניפת הסחף של נחל דרגה, ממוקמת לחופו המערבי של האגן הצפוני של ים-המלח, בקצהו של קניון נחל דרגה (איור 4.1b). זוהי מניפה- דלתא, הבולטת מזרחה, לתוך ים-המלח ובנויה מחילופין של משקעים אגמיים ונחליים שהושקעו בפלייסטוקן ובהולוקן. שטח המניפה כ- 3 קמ"ר והיא מאופיינת במבנה של מדרגות היורדות מקרבת מצוק ההעתקים ועד לחוף, מרחק של כ- 2.3 קילומטר. על חלקיה הגבוהים של המניפה נמצא קיבוץ מצפה-שלם וחלקיה הנמוכים משמשים כשטחים חקלאיים. נחל דרגה מנקז את מורדותיהם המזרחיים של הרי יהודה והשיטפונות בו מתנקזים לאגן הצפוני של ים-המלח. לאגן הצפוני מבנה מאורך, בעל שוליים צרים המעמיקים בבת-אחת (Neev & Emery, 1967), מגובה של כ 410 - מ' , עד לגובה של 729 מ' מתחת לפני הים. השינוי הטופוגרפי החריף הזה, נמצא בסמוך לשוליים המזרחיים של מניפת נחל-דרגה.

<u>נחל דרגה ממזרח לכביש (ירידה מהגשר)</u>

במניפת הסחף של נחל דרגה ממזרח לכביש, חשופים משקעים הולוקנים [ראה גם Garfunkel (1978), Manspeizer (1985), מור (1987), גרדוש (1987)], אשר גילם על-פי ^{14}C , נע בין כ- 290±9255 ועד להווה (כדן 1997). משקעים אלו מאופיינים בחילופין מהירים בין שתי סביבות השקעה עיקריות אגמית ונחלית (איור 4.2a,b). משקעים אלו משמרים בתוכם בנוסף לעדויות אודות סביבת ההשקעה, גם עדויות רבות לפעילות טקטונית אינטנסיבית הבאה לידי ביטוי בשברים, במעוותים בשכבות חוליות וסילטיות כתוצאה מתהליכי ליקויפקציה ובהתמקמות של יחידות אלוכטוניות כתוצאה ממעוות (כדן, 1997).

<u>שברים:</u> רוב השברים מרוכזים בשתי קבוצות (איורים 4.2d, 4.3), האחת בחלק המערבי של המניפה והשניה בחלקה המזרחי. השוני בין הקבוצות הוא בגודל השברים, כמות ההסטה והמצאות או היעדר עדויות להסטות חוזרות. כל השברים הם נורמלים והסטריאציות שנראו על חלק ממישורי השברים מעידות על כיוון הסטה בכיוון הדיפ (dip-slip) . בשברים בודדים כיוון הסטריאציות אלכסוני ומעיד כי לשברים אלו מרכיב משני של הסטה שמאלית. הדיפים של כל השברים מרוכזים בשני כיונים עיקריים: ESE ו- WNW (איור 4.2c) המעידים על מאמץ מתיחה בכיוון זה.

<u>מעוותים בתהליכי ליקויפקציה:</u> בנחל דרגה קיימות מספר שכבות שעברו מעוות בתהליכי ליקויפקציה. רוב השכבות הללו הן חוליות, כאשר גודל הגרגר הנפוץ נכלל בפרקציות הבינוניות (16-125 מיקרון), ובתוכן ניתן להבחין באופקים חרסיתיים. בעת המעוות היו השכבות הללו במגע או בקרבת המגע סדימנט-מים. השכבות המעוותות מופיעות בכל החתך והן מעידות שהתנאים ליצירת הליקויפקציה, שררו לאורך כל תקופת השקעת החתך במניפה (כדן, 1997). אחת הסיבות העיקריות הגורמות למעוותים בתהליכי ליקויפקציה, הן רעידות אדמה (Allen,1984; Allen, 1986; Maltman, 1994) , אולם, כדי שרעידת אדמה תגרום למעוות מסוג זה, עליה להיות M>5 כאשר המוקד ברדיוס של כ- 1 ק"מ. מגנטודות גבוהות יותר יכולות ליצור מעוותים דומים במרחקים גדולים יותר (Allen, 1986) . מתוך השכבות המעוותות במניפה של נחל

למינריות שתוארכו ל כ- Yrs. B.P. 3000. כ- 10 ס"מ מעל היחידה החולית התקבל גיל של yrs BP 2190-2230, לכן תעלת החלוקים ואי ההתאמה גילם 2200-3000 שנה לפני ההווה.

אי ההתאמה השניה המופיעה לאורך כל המחשוף הנחלי-חופי מתאימה ליחידה 20 בחתך האגמי (איור 3.2) על סמך מאפיינים חופיים מובהקים. כ- 50 ס"מ מתחת ליחידה 20 התקבל גיל של Yrs. B.P. 1630. כ- 40 ס"מ מעליה התקבל גיל של yrs B.P. 690-760. אי-ההתאמה בחתך החופי-נחלי הקורלטיבית לחוסר השקעה זה מתוארכת ל- yrs B.P. 700-1630.

באי-ההתאמה השלישית נמצא גזע העץ במחשוף החופי-נחלי. היא קורלטיבית ליחידה 25 בחתך האגמי (איור 3.5). בסיס יחידה 25 בנוי קרומי ארגוניט ברורים שהושקעו בצורה אי רגולרית, תוך ציפוי פני השטח בזמן חשיפת החתך מעל פני האגם. מעל קרומים אלו שקע חול גס ובו שברי קרומי ארגוניט המסודרים לעיתים באימבריקציה המעידה על זרימת מים עליהם. ניתן לעקוב אחר יחידה זו לכול אורך המחשוף. יחידה 25 תוארכה ולכן גיל אי ההתאמה השלישית הוא 600 שנים לפני זמננו.

עד כה הצגנו את תארוך אי ההתאמות בגיל ^{14}C לפני ההווה. כאשר מבצעים קליברציה ומחשבים את הגיל הקלנדרי מתקבלים התאריכים הבאים (איור 3.5): המפלס בגובה 408- מ' מתוארך לטווח בין אלף שנה לפני הספירה ועד המאה השלישית לפני הספירה. המפלס האמצעי בגובה 404.7- מ' מתוארך לטווח בין אמצע המאה הרביעית לספירה ועד המאה ה- 14 לספירה ; ואילו אי ההתאמה בגובה 403.9- מתוארכת למאה ה- 14. מפלסים אלו מנתקים בין האגן הצפוני לאגן הדרומי של ים המלח.

כדן (1997) מציינת שתי אי-התאמות גדולות המעידות על ארועי נסיגה: א) לפני כ- 4000 שנה לפני ההווה (טווח גיל שלא מופיע בחתכים בצאלים) מפלס האגם ירד לגובה 405- מ' ואולי אף לגובה נמוך יותר. ב) לפני כ- 1500 שנה ירידת מפלס גורמת לגידוע של יחידה אגמית בגובה 400- מ'. ייתכן וירידת המפלס השנייה קורלטיבית לאי-ההתאמה האמצעית בצאלים.

Frumkin et al. (1991) מציינים שני שלבים עם מפלסי אגם נמוכים יחסית: שלב שתוארך ל- B.P. 1100-1700 ושלב שתוארך ל- B.P. 700 ועד ההווה. שלבים אלו מתאימים לשתי אי-ההתאמות העליונות בצאלים. אי-ההתאמה העליונה בצאלים קורלטיבית בזמן לירידת המפלס שמציינים קליין (1986) ורז (1983) באמצע המאה ה- 14, למרות שבצאלים המפלס נמוך במספר מטרים.

<u>תחנה 13 - מעבר מעוות בליתולוגיות שונות באותו אופק סטרטיגרפי.</u>

"שכבות הערבוב" הן יחידות שבמקורן הושקעו אופקית ובשלב מאוחר יותר עוותו למצבם כפי שתואר לעיל. השאלה הקריטית היא האם "שכבות הערבוב" הן תוצר של פעילות סייסמית. בתחנה קודמת תוארה קורלציה עם רעידות היסטוריות התומכת ברעידות אדמה כמקור למעוות. בתחנה זו נמצאה עדות נוספת התומכת בגנזה סייסמית.

במחשוף החופי-נחלי זוהתה "שכבת ערבוב" הבנוייה מתערובת של דטריטוס דק גרגר ושברי למינות ארגוניט המשנה את אופייה בעקבות השינויי בליתולוגיה להתנזלות של חול דק (איור 3.6). נראה כי אופי המעוות השתנה בהתאם להרכב הסדימנט. ממצא זה תומך במנגנון של רעידות האדמה כיוצר "שכבות הערבוב". קשה יותר להסביר שינויי מעוות אלה בשטפונות או גלישות.

שעוצמתם לא היתה חזקה מספיק כדי ליצור "שכבת ערבוב". בנוסף חשוב לזכור שהרקורד ההיסטורי הינו רקורד שמשוחזר מכתבים היסטוריים של עדי ראיה ולכן אינו אובייקטיבי. ייתכן וחסרים דיווחים במקרה של רעידות אדמה קרובות בזמן אשר מוזכרות כאותה הרעידה או מצד שני רעידה חזקה מדווחת בחוסר פרופורציה בעקבות השפעתה על האוכלוסייה.

למרות המגבלות, אפשרות ההשוואה בין תצפיות שדה ודיווחים היסטוריים היא הזדמנות לנסות למקם את מוקד הרעידות ההיסטוריות ביתר דיוק על פי ההשתרעות המרחבית של המעוותים, וכן ללמוד על התנאים ליצירת "שכבות הערבוב" בין היתר לאור העובדה שסביבת ההשקעה וגובה המפלס בזמן הרעידה ידועים.

<u>תחנה 12 - מפלסי אגם בהולוקן המאוחר.</u>

בערוץ ראשי של מניפת צאלים, כ- 300 מ' דרומה מתחנה 11, מצוי מחשוף של פאציאס חופי-נחלי (בנט-דוידוביץ ובאומן, 1997). בחתך יחידות אגמיות למינריות אך הוא מכיל יותר יחידות דטריטיות מובהקות של חול וחלוקים מסביבה דלתאית. אופיו של המחשוף משתנה לאורך כ- 150 מ' ממזרח שם רובו אגמי, למערב שם הסדימנטים החופיים-נחליים משתלטים על רובו של החתך כאשר הקורלציות בין היחידות ברורה ביותר.

בוצעה קורלציה בין המחשוף האגמי המתוארך (תחנה 11) למחשוף החופי-נחלי בתחנה זו. המטרה היתה לזהות שינויי מפלס בהולוקן המאוחר, ללמוד את השינויים הפאציאליים של שוליי האגם ההולוקני, וכן לבחון את השפעת רעידות האדמה על סדימנטים מסביבות השקעה שונות.

במחשוף ניכרות שלוש אי-התאמות:

1) אי-ההתאמה העתיקה ביותר מופיעה בקטעו המזרחי של המחשוף כתעלה ארוזיבית שגגה בגובה 408- מ'. זוהי יחידת חלוקים אשר בבסיסה ובגגה מופיעים קרומי ארגוניט. כיום קרומי ארגוניט מצפים פני שטח וחלוקים באזור החוף, והופעתם בחתך מצביעה על רצועת החוף בתקופות עתיקות. העלמות היחידה כלפי מערב מלמדת על ערוץ קדום בזוית לערוץ הרצנטי.

2) אי-התאמה נוספת שגובהה 402.7- מ' בחלקו המערבי של המחשוף, משתפלת במתינות לגובה 404.7- מ' בקצהו המזרחי של המחשוף. בחלקו המזרחי של המחשוף אי-ההתאמה גודעת יחידות אגמיות הנוטות במתינות. כלפי מערב מופיעים על גבי אי-ההתאמה זו חלוקים, בתחילה בודדים ובהמשך כיחידת חלוקים מצופה בקרומי ארגוניט ומלח.

3) בגובה 403.9- מ' מופיעה אי התאמה נוספת בחלקו המזרחי של החתך בה ניתן לזהות שרידי גזע עץ שנסחף לאגם ונזרק לאזור החוף. אי-התאמה זו מאופיינת בציפוי קרומי ארגוניט מפותח.

בחתכים בצאלים אי-ההתאמות מייצגות ירידת מפלס, וקרומי הארגוניט מצביעים על אזור החוף באותו הזמן. לכן קביעת גיל המפלסים וגובהם תאפשר קבלת שינויי המפלס בטווח הזמן המתוארך. לשם כך בוצעה קורלציה מפורטת עם החתך המתוארך (תחנה 11, איור 3.2) בעזרתה נקבעו גילי מפלסי האגם הנמוכים.

יחידת החול בבסיס החתך האגמי (יחידה 1) מכילה קרומי ארגוניט וגלונים ולכן הושקעה באזור החוף בזמן יצירת התעלה הארוזיבית מחוץ לאגם. בחתך האגמי מתחת ליחידה החולית מופיעות יחידות אגמיות

Mixed layer No.	Calendar age
I	334-34 B.C.
II	49 A.D.- 225 B.C.
III	40 A.D.*
IV	487 A.D.*
V	1227-1388 A.D.
VI	1221-1397 A.D.

* חושב עפ"י קצב סדימנטציה

הגילים שהתקבלו ל"שכבות הערבוב" מייצגים את זמן השקעת הסדימנט לפני המעוות, רעידת האדמה מאוחרת להשקעה. "שכבות הערבוב" נוצרו במגע בין המים לסדימנט בקרקעית האגם בזמן רעידת אדמה על העתק (Marco et al., 1996) ולכן סביר להניח שפרק הזמן בין גיל הסדימנט לגיל הרעידה לא היה ארוך.

גיל "שכבות הערבוב" מתאים לזמן ההיסטורי בו קיימות עדויות כתובות על רעידות אדמה. הממצאים הגאולוגים המתוארים לעיל והתיעוד ההיסטורי (Ambraseys et al., 1994; Guidoboni et al., 1994; Amiran et al., 1994), הם שני דיווחים בלתי תלויים על רעידות אדמה ומהווים בדיקה הדדית. נמצאו מספר רעידות אדמה המתוארות בקטלוגים כרעידות אדמה חזקות באזור אשר להם "שכבת ערבוב" עם תארוך מתאים:

ב- 64 B.C. הורגשה רעידת אדמה חזקה בירושלים. רעידה זו פגעה בבית המקדש, ובחומות העיר (Amiran et al., 1994). "שכבת הערבוב" I מתאימה לרעידה זו.

יוסף בן-מתיתיהו מתאר בספרו "מלחמות היהודים" רעידת אדמה הרסנית ב- 31 B.C. הרעידה הורגשה בירושלים, ופגעה קשה באזור ים המלח ביריחו, קומראן ומצדה. ברעידה זו נהרגו אלפי בני אדם (Amiran et al., 1994 ;Guidoboni et al., 1994). "שכבת הערבוב" II או III יכולות להתאים לרעידת האדמה הזו.

רעידת האדמה ב- 363 A.D. הורגשה לאורך כל הבקע מאילת ופטרה בדרום ועד הבניאס והכנרת בצפון. הרעידה הורגשה גם באזור הרי יהודה, השפלה, והחוף על פי הדיווחים. בחלקו הצפוני של ים המלח התרומם גל עומד (seiche) בעקבות הרעידה (Amiran et al., 1994). רעידת אדמה זו מתאימה ל"שכבת ערבוב" IV.

רעידת האדמה ב- 1160 A.D. הרסה את מנזר יוחנן הקדוש ליד הירדן מצפון לים המלח. רעידת האדמה ב- 1212 A.D. הורגשה בכרך אשר בעבר הירדן ממזרח לחצי האי הלשון, בסיני ועד קהיר (Amiran et al., 1994). בקרק נהרסו בתי מגורים ומגדלים. רעידות אדמה אלו תואמות את "שכבות הערבוב" V ו- VI. רעידת האדמה ההרסנית ב- 1202 A.D. שהורגשה בכול המזרח התיכון (Ambraseys and Melville, 1988) מתאימה לטווח התארוך של שתי "שכבות הערבוב" העליונות, אך ההעתקה הקשורה לרעידה זו נמצאה בצפון הארץ, רחוק מאזור ים המלח (Ellenblum et al., 1998).

אין התאמה מושלמת בין הרקורד הגאולוגי וההיסטורי. יתכן ומוקד חלק מהרעידות היה רחוק מדי או

<u>תחנה 11 - הסטרטיגרפיה האגמית בהולוקן המאוחר ועדויות לרעידות אדמה היסטוריות.</u>

כאשר מפלס ים המלח ירד אל מתחת לגובהו של מישור צאלים לפני כ- 15 שנים החלו להתחתר לאחור, מקו החוף כלפי מערב, ערוצים צעירים החושפים את הסדימנטים ששקעו באלפי השנים האחרונות (איור 3.1). משקעים אלו מתוארים בחתך המצורף (איור 3.2) (נ.צ. 7289/4694). החתך מורכב מיחידות שונות המאופיינות ב:

א) חילופין של למינות ארגוניט ודטריטוס המאפיין גם את הסדימנט האגמי בתצורת ליסאן.

ב) יחידות דטריטיוס סילטי-חרסיתי עבות ששקעו בסביבה אגמית.

ג) יחידות של סילט עד חול דק בעובי מספר מ"מ ועד מספר ס"מ; היחידות החוליות-סילטיות מאופיינות בסטרוקטורות של גלונים סימטריים המלמדות בים המלח על עומק מים רדוד יחסית.

ד) יחידות חול קרבונטי גס ממוין היטב לעיתים עם סטרוקטורות של גלונים או בשילוב עם קרומי ארגוניט קשים המופיעים לעיתים מעל גידוע של החתך.

תיארוך בשיטת פחמן-14 נעשה על שלושים דוגמאות של חומר אורגני שנאספו מתוך 6 מטרים העליונים של החתך שהיה חשוף ב- 1997 (בעקבות השטפונות של 1998 נחשף כמטר נוסף). הדיגום נעשה בצורה צפופה, ולעיתים מאותו אופק סטרטיגרפי תוארכה יותר מדוגמא אחת. חומר אורגני צמחי נשטף לתוך האגם על ידי השטפונות בעונה הגשומה ושוקע יחד עם המשקעים הדטריטיים, ולכן מתארך את זמן ההשקעה. חומר אורגני שנאסף מערוצים רצנטים נתן מדידות גבוהות של PMC (Yechieli, 1993) ובכך מצביע שהחומר האורגני נשטף לים המלח זמן קצר לאחר תחילת ירידת האקטיביות של ^{14}C. השתדלנו שהחומר האורגני יכולל רק זרדים, עלים, זרעים, פירות, וענפים צרים ולא חלקי עץ עבים היכולים לשרוד זמן רב בערוצים לפני כניסתם לאגם. בנוסף, נאסף גם חומר דטריטי שמוצה ממנו חומר אורגני לתארוך.

הגילים שהתקבלו נמצאו בהתאמה סטרטיגרפית (איור 3.2). הם נעים בין 2230 שנה לפני ההווה בתחתית החתך ועד 600 שנה לפני ההווה כחצי מטר מתחת לפני השטח. הדוגמאות שנלקחו מאותו אופק סטרטיגרפי נתנו גילים דומים עד כדי עשרות שנים (בתוך הרזולוציה של ^{14}C). קצב הסדימנטציה הממוצע שנמצא הוא גבוה במיוחד ומגיע ל- 2.5-3 מ"מ לשנה. בחלק התחתון של החתך נמצא קצב סדימנטציה ממוצע של כמעט 4 מ"מ לשנה. בדוגמאות בהן תוארך חומר אורגני שמוצה מתוך סדימנט דטריטי התקבלו גילים עתיקים בכמה מאות שנים ביחס לדוגמאות אחרות שנאספו מאותו אופק סטרטיגרפי. הסיבה לגיל העתיק יותר נעוצה כנראה בנוכחות פרקציה קטנה של פחמן אורגני "מת" במרכיב הדטריטי.

בחתך יחידות שעברו מעוות המאופיינות בסטרוקטורות התנזלות (איור-3.3). היחידות המעוותות מורכבות מתערובת של דטריטוס דק גרגר ושברי למינות ארגוניט (3.4). גודל שברי למינות הארגוניט נע בין מספר מ"מ ועד מספר ס"מ, ואין בהן עדויות להסעה אופקית. יחידות אגמיות מתצורת ליסאן שעברו מעוות תוארו לראשונה על ידי Marco and Agnon (1995), וכונו "שכבות ערבוב" (ראה תחנה 2). "שכבות הערבוב" עברו ממצב שכבתי למינרי למצב של הנזלה בו הסדימנט עובר ממצב מוצק למצב נוזלי תוך אובדן התאחיזה בין הגרגרים.

ארבע מ"שכבות הערבוב" תוארכו בעזרת חומר אורגני וקצבי סדימנטציה. התוצאות מוצגות בטבלה.

נחל צאלים (נ.צ. 18320/08410). שכבות אלו שייכות לפרט התיכון של התצורה ומעליהן מונחות שכבות דטריטוס, סילט וחול משוכבים, אשר כמעט ואינם מכילות חלוקים, והם מציינים עליה של מפלס האגם. בגג הפרט מופיעות שתי שכבות הגבס המופיעות גם בסביבה האגמית.

סיכום: שיחזור מפלסי אגם הלשון בפרק הזמן שבין ~50-ל~13 אלפי שנים לפני זמננו

השינויים בין מניפות דלתא לסביבה אגמית, מיפלסי החוף ותיארוכים מוצגים בסדרת החתכים העמודיים שבאיור 2.13. יודגש כי העקומה מייצגת את גובהו של החוף הקדום של האגם ולא את קרקעיתו, וכי רכסי החוף מציינים נקודות מינימום (כאשר מתחתם ומעליהם מצויים סדימנטים אגמיים), ללא אינפורמציה ברורה על מפלס האגם המדויק לפניהם או אחריהם. בהתבסס על האינפורמציה המוצגת באיור 2.13 נעשה שיחזור של מיפלסי אגם הלשון (איור 2.14) לפרק הזמן שבין ~ 50 ל-~ 13 אלפי שנים לאחור. העקומה מצביעה על מגמת עליה במפלס אגם הלשון מסוף הפרט התחתון ועד לנסיגתו האחרונה בסוף הפרט העליון, מגמה זו מלווה בירידות מפלס לתקופות קצרות. מפלס האגם הגבוה (180 –מ') המוכר לאורך שולי האגן מאפיין כנראה תקופה קצרה בלבד כ- 25-27 אלפי שנים לפני ההווה. מעניין לציין כי בזמן זה שקעה שכבת ארגוניט באיזור מנחמיה (בראון, 1992, Schramm, 1997). בפרק הזמן שבין 43 ל- 30 אלפי שנים האגם התנודד סביב מיפלס של 285- מטרים. בין ~50 ל-47 היה גובה המיפלס במישור מצדה נמוך יותר, ועמד בסביבות 330- מטרים. תמונה דומה מיתקבלת מאיזור נחל פרצים. שם (חתך PZ-1) נימצא היאטוס בגילים בין 47 ל-43 אלפי שנים ונראה שהמיפלס בתקופה זאת היה נמוך מ-300- מטרים (Schramm et al. 1999).

בהעדר חשיפה של חלקה התחתון של תצורת הלשון באזור נחל צאלים, לא מובאים כאן נתונים בקשר למפלסי האגם בפרק הזמן העתיק מ -50 אלפי שנים לאחור.

<u>3. ההולוקן (תצורת צאלים) במניפת נחל צאלים- עדויות לשינויי מיפלס ים המלח ורעידות אדמה</u>

השתתפו במחקר: רויטל קן-תור, יהודה אנזל, שמוליק מרקו, אמוץ עגנון, מוטי שטיין

מבוא

חלק זה של הסיור יתרכז בחתכים הולוקניים שנחשפו בעקבות נסיגתו של ים המלח בשוליי מניפת נחל צאלים. בהולוקן, לאחר נסיגתו של אגם הלשון, מפלס האגם עלה וירד מספר פעמים. עדויות למפלסים השונים ניתן למצוא בחתכים בתחנות הבאות. מפלסים גבוהים באים לידי ביטוי כהשקעת יחידות אגמיות. מפלסים נמוכים מאופיינים באי התאמות ומעליהן קרומי ארגוניט וחלוקים, וביחידות חוליות-סילטיות. בחתכים ההולוקנים בצאלים מצויות יחידות מעוותות. יחידות דומות תוארו בתצורת ליסאן באסוציאציה עם ההעתקים צעירים (Marco and Agnon, 1995) ובחתכים הולוקנים החשופים במניפות לאורך ים המלח (כדן, 1997; בנט-דוידוביץ ובאומן, 1997). הדמיון מצביע ככל הנראה על מנגנון היווצרות זהה, דהיינו - פעילות סייסמית

במעלה החתך הסטרטיגרפי נראה רכסי חוף נוספים ומעליהם יחידות אגמיות המציינות מגמה טרנסגרסיבית הדרגתית, ומשתרעות מחלקו העליון של הפרט התחתון ועד בסיס הפרט העליון.

<u>תחנה 8: שכבת הלמינציה המפותלת נ.צ. 18440/08290 (איור 2.10)</u>

בחלקו העליון של הפרט התיכון ישנה שכבה עבה של דטריטוס למינרי, אשר כמעט ואינה מכילה ארגוניט. השכבה מעוותת באזורים רבים, ומופיעה כ"למינציה המפותלת" (convolute lamination). בתוכה מבנים של ball and pillows , גלונים, שכבות "ערבוב" ועדשות חול קרבונטי. בבסיס המחשוף נראה סדרת רכסי חוף המשתנה לטרלית בהדרגתיות ליחידה אלוביאלית ששקעה מחוץ לגוף המים. יחידות אלו מגדירות את מפלס האגם בסוף תקופת השקעת הפרט התיכון בגובה של 310– מ'. זהו חתך מניפתי יבשתי בעיקרו עם חתימה של שינויים עדינים במפלס האגם.

באזורי ההשפעה של מניפת צאלים ומניפת נחל מצדה, מתעבות יחידות הפרט התיכון כלפי השוליים, וזאת עקב אספקת חומר קלסטי רב לתוך האגם. עוביו של הפרט התיכון מגיע לכ- 15 מ' בשולי האגן בעוד שבאזור האגמי מגיע עוביו ל- 5 מ', ובמקומות אחדים אף לפחות.

<u>תחנה 9: חתך עמודי בפרט העליון נ.צ. 18375/08310 (איור 2.11)</u>

בסביבת השוליים של הפרט העליון, נמצאו ארבעה מחזורים טרנסגרסיבים. בבסיס המחשוף מצוי דרגש של גיר קרטוני ובתוכו סימני נבירות של בעלי חיים. דרגש זה זוהה בכמה מקומות, והוא שימש כאחד הסמנים לקורלציה בין החתכים. מעליו מצויות שכבות חול וסילט קרבונטי, סדרות חלוקים המונחים בסטים קדמיים, חלוקים מצופים ארגוניט, וחלוקים מזוותים במיון גרוע המאפיינים סדימנט של זרימה נחלית בערוצים. סדימנטים קלסטים אלו מונחים ב- foresets ו- backsets בתוך החתך והם מיצגים את התקדמות מניפת הדלתא של נחל צאלים כלפי האגם. בשכבות של למינות הארגוניט והדטריטוס המסיימות כל מחזור מצויות סטרוקטורות סדימנטריות שונות כגון: ball and pillows, למינציה מפותלת, שכבות לקוויפקציה וקמטים בעלי אמפליטודה נמוכה. שכבות אלו מראות יחס כמותי משתנה בין הארגוניט לבין הדטריטוס, ולעתים יש בהן היעדרות מוחלטת של ארגוניט.

במחשוף נראים חלוקים ששקעו בתעלות ארוזיביות מעל למינות ארגוניט ודטריטוס שתוארכו בפחמן 14 לכ- 45,000 שנה. מעליהם מונחים מישקעים חופיים ובהם חלוקים המונחים ב- backset, המציינים סידרה טרנסגרסיבית נוספת. הסדרה גדועה על ידי למינות ארגוניט ודטריטוס שמלאו תעלה ארוזיבית.

גיל גג המחשוף הוא כ- 22,000 שנה. כלומר, גג הפרט העליון של התצורה חסר פה והוא גדוע על ידי חלוקים ששקעו במקום בזמן הנסיגה האחרונה של האגם.

<u>תחנה 10: קונגלומרט שוליים נ.צ. 18355/08350 (איור 2.12)</u>

שכבות אשר הכילו למינות ארגוניט ודטריטוס בחתך משתנות אופקית לכיוון מערב (במרחק של עשרות מטרים בודדים) לשכבות חול קרבונטי מלוכד ומשוכב, ולקונגלומרט מלוכד על ידי חול דק וסילט, היוצר מצוק. החלוקים מופעים בו באופקים כ- foresets בגודלי גרגר שונים, או כ- debris flow של חלוקי גיר, דולומיט וצור, הצפים במטריקס הסילטי. שכבת קונגלומרט זו ניתנת לזיהוי במחשוף המצוקי שבפתחו של

הנמוך. הביתור יוצר מערכת תעלות החושפת את החתך המניפתי (Muto, 1988).
בסיור נצפה בחתך באזור הביתרונות הדרומיים שנחתרו לאחר נסיגת אגם הלשון. אספקת הסדימנט הגס בשולי מניפת הדלתא, מאפשר את זיהוי היחידות האגמיות המתאצבעות עם היחידות הקלסטיות.
במבט ממרחק כלפי המחשוף נזהה נטיה קלה של שכבות תצורת הלשון כלפי מזרח. אלו נטיות התחלתיות הקשורות בהשקעה על גבי מניפה אלוביאלית המשתייכת לחלקו העליון של הפרט התחתון.
מבט מקרוב על יחסי השדה מציג משטח אלוביאלי שגילו כ- 50,000 שנה (מתוך קורלציה לחתך האגמי בו תוארכו דוגמאות בשיטת פחמן 14 ואקסטרפולציה). המישטח האלוביאלי ניכנס מתחת לחתך אגמי של הפרט התיכון. המשטח מכיל חלוקים בגדלים שבין 10 סמ' לכ- 1 מ' (איור 2.7), שלחלקם ציפוי ארגוניט המציין סביבה חופית קדומה באגם בלשון. ניראה כי חלק מהחלוקים מהווים תוספת מאוחרת למישטח, מזמן ההתחתרות ההולוקנית.

<u>תחנה 6: השוואה בין הסדימנט האגמי לסדימנט השוליים נ.צ. 18480/08280</u>

הסדימנט האגמי של פרטי תצורת הלשון מוגדר היטב על ידי שכבות הגבס שבבסיס ובגג הפרט התיכון. שכבות אלו רציפות במישור מצדה ובחצי האי ליסאן, וזיהוין מאפשר קורלציה בין מחשופים שונים. כלפי שולי האגן, וביחוד לכיוון פתחי הנחלים, "נעלמות" שכבות הגבס ובמקומן מופיעה אי התאמה המיוצגת על ידי חתך דטריטי דק (איור 2.8).
הפרט התיכון באזור התחנה מופיעה כיחידת "למינציה מפותלת" (convolute lamination), שעוביה כ- 7 מ'. התפרשות היחידה נרחבת, והיא ניתנת לזיהוי ברור בסביבות השוליים ומרכז האגם.

<u>תחנה 7: רכסי חוף בחלקו העליון של הפרט התחתון נ.צ. 18455/08280</u>

יצירת סדימנט השוליים מושפעת הן ממיקום קווי החוף העתיקים של אגם הלשון (beach bars) והן מאספקת חומר דטריטי - קלסטי המגיע ממניפות הדלתא שבשוליו המערביים של האגם. היחידות הקלסטיות מתאצבעות עם היחידות האגמיות בהתאם למפלס האגם (Begin et al., 1974 ; Sneh, 1979 ; Sneh, 1982 ; Menspizer, 1984 ; Neev and Emary, 1967 ; גרדוש, 1987). זוהו מספר מחזורי השקעה טרנסגרסיביים הבאים לידי ביטוי בשולי האגם. תחילתם בשכבות חלוקי חוף פחוסים המונחים ב- foresets ו- backsets במיון טוב המציינים את פעולת הגלים ובנייתו של רכס החוף. בד"כ שכבות אלו מכילות חול קרבונטי דק עד גס. לעיתים המטריקס חסר והחלוקים הם תמוכי גרגר. בחלק מן המחשופים ניתן למצוא מעליהם שכבות דטריטיות עדשתיות דקות המציינות את הסביבה הלגונרית הנוצרת מאחורי רכס החוף (Allen, 1982 ; Reading, 1986 ;Renaut and Owen, 1991 כדן, 1997).
המחזורים הטרנסגרסיביים מסתיימים בשכבת חלוקים מצופים ארגוניט, ומעליה שכבות ארגוניט ודטריטוס למיניריים ששקעו בעומק רב יותר (איור 2.9).
רכסי החוף הנמוכים ביותר בחתך מצויים כ- 4 מ' מתחת לגג הפרט התחתון כלומר הם שקעו לפני כ- 50,000 שנה וגובהם המוחלט הוא 335- מ'. ריכסי חוף אלה מצביעים על אחד ממפלסי האגם בתקופת הפרט התחתון.

שמחוץ לגוף המים, מאופיינים על ידי יחידות אלובליאליות גסות גרגר הכוללות בהם אופייניים משקעים אלוביאלים כגון טלוסים שמקורם במצוק, זרימה נחלית דלילה ו- debris flow (הובלת סדימנט תמוך בוץ); 2. סביבה חופית עם משקעים הנוצרים במגע גוף המים והיבשה, וכוללות רכסי חוף (beach bars) ולגונות; 3. סביבה אגמית רדודה בה נוצרים סטים של חלוקים המגיעים מן היבשה לגוף המים; 4. סביבה אגמית ובה שוקעים חולות וסילט 5. סביבה אגמית עמוקה המאופיינת בפצלים וקרבונטים. שינויי מפלסים של גוף המים גורמים לנדידה אופקית של היחידות השונות (Kazanci and Varol, 1990).

בסביבות אגמיות, בהם עולה מפלס האגם במהירות, מונחים הסטים הקדמיים של מניפת הדלתא על גבי הסטים עליונים. מחזוריות זו יוצרת הקטנת גרגר כלפי מעלה (fining upward sequence), המשקף את "נדידת" המשקעים מן הסביבות האגמיות כלפי שולי האגם (Sneh, 1979).

מניפת הדלתא של נחל צאלים מכילה יחידות שמהן ניתן לשחזר את מפלסי אגם הלשון בזמן בנית המניפה. האזור המרכזי של מניפת הדלתא מושפע מאנרגיות השקעה גבוהות שמקורן בפתח הנחל, ולכן נוצרים גידועים ואי התאמות רבות במחשופי התעלה הראשית של הנחל (confined channel). לפיכך נבחרו דווקא הוואדיות הצדדיים (desiccation channels) שהתחתרו במניפה בהם שקעו הסדימנטים באנרגיות נמוכות יותר ששמרו על חתך רציף יחסית.

<u>תחנה 4: הסדימנט האגמי באזור מניפת הדלתא של נחל צאלים (נ.צ. 18590/08255)</u>

במחשוף נראה הסדימנט האגמי של חלקו העליון של הפרט התחתון, והפרטים התיכון והעליון של תצורת הלשון באזור מצדה (ראה חתך מוכלל איור 2.1). בסיס החתך החשוף בתחנה זאת (מתאים סטרטיגרפית לחלקו העליון של הפרט התחתון של תצורת הלשון) מורכב מלמינות ארגוניט ודטריטוס המאפיינות חתך אגמי יחסית עמוק. בבסיס ובגג הפרט התיכון מצויות שכבות גבס עבות (30-20 סמ') וביניהן למינות ארגוניט ודטריטוס רב. הפרט העליון מורכב שכבות עשירות בארגוניט, והוא מתאים ברובו ל"מצוק הלבן" כפי שהוגדר על ידי .Begin et al (1974). הפרט התיכון והתחתון תואמים סטרטיגרפית את הפרט הלמינרי בחלוקתם של בגין וחבריו .

קמטים והעתקים קטנים שכיוונם הכללי צפי-דר', חוצים את המחשוף. הם בולטים ביותר בשכבות הגבס הקשות ודועכים כלפי מעלה בתחתית הפרט העליון. מבנים אלו נוצרו תוך כדי השקעת תצורת הלשון, בדומה למערכת ההעתקים שמדרום לכביש מצדה (תחנה 2). בקצהו המזרחי של המחשוף מתיתד הפרט התיכון מזרחה, ומשתנה בעוביו מ- 4 מ' לסנטימטרים בודדים על פני מרחק של כ-20 מ'. תופעה זו מרמזת על מפלס אגם נמוך יחסית הרגיש לטופוגרפיה של קרקעית האגם.

<u>תחנה 5 : מניפת הדלתא של נחל צאלים - מניפה אלוביאלית פלייסטוקנית המשמשת כמשטח ארוזיבי הולוקני נ.צ. 18510/08305</u>

מניפת צאלים שנוצרה בתקופת אגם הלשון, הינה דוגמה לקומפלקס של מניפת דלתא הנוצר בגוף מים אגמי (Bowman, 1990). במניפה הוגדרו אזורי השקעה שבהם משתנים גודלי הגרגר מבולדרים ועד סילט וחרסיות. סטים קדמיים (foresets) ששקעו בגוף המים הם בעלי נטיות תלולות עד כ- 30^0. לאחר נסיגת האגם נחשפת מניפת הדלתא, והיא עוברת ביתור על ידי מערכות נחלים יבשתית הזורמת למפלס האגם

<u>תחנה 3 : אי ההתאמה ליסאן -צאלים (פוסט ליסאן, הולוקן).</u> ממערב לכביש ים המלח, כ- 1300 מטר מצומת מצדה, מול הכניסה לשדה התעופה במישור צאלים (נ. צ. 7269/4684)

השתתפו במחקר: רויטל קן-תור, אמוץ עגנון.

נסיגת אגם הלשון בסוף הפלייסטוקן העליון השאירה אחריה קוי חוף ברורים בשולי האגן אך עומקה המירבי של הנסיגה עדיין לא ברור. בהולוקן מפלס האגם עלה שוב אך לא הגיע למפלסי אגם הלשון. אי-ההתאמה שנוצרה בעקבות נסיגת אגם הלשון אינה חשופה באתרים רבים. בתחנה זו, בקיר הערוץ, ניתן לראות מחשוף נדיר יחסית של אי-ההתאמה. בבסיס המחשוף משקעים האופיניים לסדימנט האגמי של תצורת הלשון, למינות ארגוניט ודטריטוס לסרוגין. מעל, באי-התאמה ארוזיבית-זויתית, מונחים משקעי דטריטוס אגמיים. אנו מניחים שאי-התאמה זו מייצגת את המעבר מתקופת אגם הלשון אל התקופה ההולוקנית. בגג המחשוף רכס חוף ממוין עם חלוקים בגודל של עד מספר ס"מ. גובהו של רכס החוף הוא כ- 370- מטר, כגובה רכס החוף ההולוקני הגבוה ביותר במניפת נחל דרגה. כדן (1997) מציינת שעליית המפלס שיצרה את רכס החוף על גבי המניפה הסתיימה לפני כ- 4000 שנה. מאז, לפי עדויות חדשות, לא עלה מפלס ים המלח מעל 390.5- מטר (בן דוד - נובק, 1998).

אי-ההתאמה ליסאן-צאלים (הולוקן) ברורה במניפת נחל דרגה שם משקעי הולוקן אגמיים מונחים באי התאמה ארוזיבית-זויתית על משקעים אגמיים עתיקים (Mor, 1987) (ראה תחנה 15). בחתך גאופיזי בנחל דרגה זוהתה אי-ההתאמה גם בתת הקרקע באזור החוף הרצנטי בעומק של כ- 600- מטר (כדן, 1997). בנוסף, המעבר ממשקעי אגם הלשון אל משקעי ההולוקן זוהה בקידוחים שנערכו לאורך חופי ים המלח: במניפת נחל צאלים זוהתה אי-התאמה (או חוסר השקעה) בעומק 427 - מטר (Yechieli et al., 1993); ובקידוח שנערך בחוף המרחצאות בעין גדי זוהתה שכבת מלח מאסיבית בעומק כ- 20 מטר מתחת למפלס ים המלח הרצנטי. בסיסה לא נחשף. כמטר וחצי מעל יחידה זו תוארך חומר אורגני לגיל 8200 שנה לפני ההווה (Migowski et al. 1998).

<u>שינויי פאציאס בתצורת ליסאן במישור מצדה - השלכות לשינויי מיפלס האגם</u>

השתתפו במחקר: יובל ברטוב, מוטי שטיין, זאב רכס ויהודה אנזל.

מבוא -מניפות דלתא וסביבות השקעה באגם הלשון

מניפות דלתא הן מבנים מורפולוגיים שבנייתן נשלטת על ידי הובלת סדימנט גס מאזור מורם לגוף מים עומד (Reading, 1986 ; McPherson et al., 1988 ; Nemec and Steel, 1988). שולי אגן ים המלח מאופיינים במניפות – דלתא שנבנו בפתחי נחלים בפלייסטוקן המאוחר (Sneh, 1979). במניפות אלה מונחים סטים קדמיים (foresets) תלולים על גבי סטים תחתונים (bottomset) אופקיים, כשהם מחופים על ידי סטים עליונים (topset) (Colella, 1988) המניפות מאפיינות אזורים של פעילות טקטונית וטופוגרפיה חריפה, כדוגמת אגנים באזורי שבירה של תנועה אופקית (Massari and Colella, 1988 ; Kazanci and Varol, 1990). ניתן להגדיר סביבות השקעה אופייניות לחלקים שונים במניפות הדלתא: 1. שולי המניפה

מופיעות בגבהים שונים לאורך החתך. שלושת הפרטים של תצורת ליסאן בחתך M-1 שונים בהרכבם הליתולוגי. הפרט התחתון שעוביו כ-7 מטרים בנוי בעיקרו מלמינות ארגוניט ודטריטוס (aad= alternating aragonite and detritus). מופיעות בו שלוש שכבות גבס היוצרות דרגשים בולטים בנוף. הפרט התיכון עשיר יותר בחומר דטריטי ומופיעות בו שכבות חול וגבס, עוביו כ-12 מטרים. הפרט העליון(עוביו כ-10 מטרים) מורכב בעיקרו מלמינות ארגוניט ודטריטוס (aad), ובחלקו העליון מופיעות שכבות גבס עבות. חלוקה דומה של תצורת ליסאן נעשתה בחתך הטיפוסי בנחל פרצים (חתך PZ-1). בחתך נחל פרצים עובי הפרט התיכון גדול יותר מכיוון שמיספר ועובי השכבות הקלסטיות רב יותר. הדבר משקף את הימצאותו של חתך PZ-1 בסמוך יותר לחוף (ולמניפת דלתא).

<u>תחנה 2: העתקים מתקופת אגם הלשון ליד מצדה (כ-200 מ. דרומית לכביש הכניסה למצדה)</u>

במחקר השתתפו: שמוליק מרקו, אמוץ עגנון, מוטי שטיין, חגי רון, אילן ברונר, יבגני לנדא, אורי בסון.

העתקים נורמליים שפעלו בזמן השקעת תצורת הלשון לרגלי מצדה נחקרו במחשופים ובתת הקרקע. מישורי ההעתקים מקבילים למישורים של ההעתקים הראשיים בשולי ובתוך גרבן ים המלח (איור 2.2). השכבות העליונות של תצורת הלשון המונחות מעל אך אינן מועתקות מעידות על הפסקת פעילות ההעתקה באיזור זה לפני כ-30 אלף שנה (איור 2.3). בהדמיות של איזור ההעתקים בתת הקרקע באמצעות רדאר חודר קרקע ורפלקציה סיסמית בהפרדה גבוהה ניתן לעקוב אחרי ההעתקים עד לעומק של כ-250 מטרים. מהשוואה מפורטת של טור הסלעים משני עברי העתקים עולה שכל העתק בודד פעל פעם אחת עד 4-5 פעמים לפני שנדם. בכל אירוע העתקה נוצרה שכבה הבנויה מתערובת של למינות מרוסקות לפירורים שגודלם יורד כלפי מעלה - מסנטימטרים בודדים בבסיס עד גודל חרסיתי בגג. שכבות אלה, שעוביין האופייני הוא מספר סנטימטרים (אך מקומית נצפה עובי של עד מטר), מכונות בפינו "שכבות ערבוב". במספר מקומות יש בבסיס שכבות הערבוב מעבר הדרגתי לקמטים שדועכים בהדרגה כלפי מטה ללמינות לא מופרעות (איור 2.4). מהאופי של שכבות הערבוב ומיחסי השדה ביניהן למישורי ההעתקים אנו מסיקים שהן נוצרו עקב תנודות בזמן רעידות אדמה חזקות שחוללו אירועי העתקה. התצפית במישורי ההעתקים בפני השטח מלמדת שרעידות האדמה היו ממגניטודה 6 לפחות. התנודות החזקות גרמו להנזלה שהובילה לריסוק הלמינות העליונות ביותר על קרקעית אגם הלשון ולהרחפת הפירורים הדקים. שקיעה מדורגת של הפירורים הדקים על גבי הפיסות הגדולות יותר יצרה את החלק העליון של שכבת הערבוב בעוד הלמינות העמוקות עוד יותר שרק התקמטו מהוות את החלק התחתון (איור 2.5).

ההשתרעות הנרחבת של שכבות הערבוב למרחק רב מההעתקים מאפשר תיעוד רעידות אדמה גם במקומות שההעתקים אינם חשופים. מתיעוד של שכבות הערבוב במחשופי תצורת הלשון בנחל פרצים וליד מצדה ניתן להסיק על פיזור רעידות האדמה החזקות באזור ים המלח במשך כ-50 אלף שנות השקעת תצורת ליסאן. מאופן הפיזור עולה שרעידות האדמה הופיעו במיקבצים שאורכם כעשרת אלפים שנה ובהם המירווח הממוצע בין רעידות עוקבות היה כ-700-800 שנה בעוד שבתקופות שבין המיקבצים, גם הן באורך כעשרת אלפים שנה, המירווח היה כ-3000 שנה (איור 2.6). הממוצע הכללי הוא כ-1600 שנה אך סטיית התקן גדולה כמו הממוצע ואף יותר.

26 אלפי שנים לאחור הגיע האגם לשיאו המירבי (בסביבות 180- מטרים) ואז כנראה הגיע צפונה עד לים כנרת. יתכן שגוף מים ניפרד התקיים לאורך תקופת הליסאן בחלק הצפוני של בקע הירדן.

לפני כ- 17 אלף שנים החל אגם הליסאן בנסיגה מתמשכת שמוצאת ביטוי באגן ים המלח בהווה. המישקעים שנוצרו באגם הנסוג בתקופה זאת מרכיבים את תצורת צאלים הנחשפת במישורי הנסיגה הצעירים שבשולי ים המלח ובקידוחים.

הסיור הנוכחי יתמקד בהיסטוריה האגמית והטקטונית של מרכז אגן ים המלח ב 70 אלפי השנים האחרונות, מתוך עדויות גיאולוגיות וגיאוכימיות בתצורות ליסאן וצאלים. הסיור מציג את תוצאות המחקרים שנעשו ע"י קבוצת המחברים של מדריך הסיור בשנים האחרונות, מחקרים המתווספים לעבודות החלוציות והקודמות על הגיאולוגיה של אגן ים המלח בכלל ותצורות ליסאן וצאלים בפרט (בין השאר נציין את עבודותיהם של: Neev and Emery, 1967; Zak, 1967; Kaufman, 1970; Begin et al. 1974; Katz et al, 1977; Katz and Kolodny, 1989; Yechieli et al. 1993). בסיור יוצגו הנושאים הבאים:

(1) סטרטיגרפיה וליתולוגיה של תצורות ליסאן וצאלים באיזור מצדה- השלכות להיסטוריה האגמית של אגן ים-המלח.

(2) היסטוריה טקטונית וסייסמית של איזור מרכז ים המלח ב-70 אלפי השנים האחרונות.

2. תצורת הלשון במישור מצדה

במחקר השתתפו: יובל ברטוב, שמוליק מרקו, אמוץ עגנון, מוטי שטיין.

תחנה 1. מחשופי תצורת ליסאן בחתך M-1, ערוץ דרומי לכביש (כניסה מערבה כ-500 מדרום לצומת הכניסה למצדה).

תצורת הלשון הנחשפת באזור מישור מצדה, חולקה לשלושה פרטים ובכל פרט הוגדרו שני פציאסים. האחד אגמי, מורכב בעיקרו מלמינות ארגוניט ודטריטוס ושכבות גבס. הפציאס השני מופיע בשולי האגם ומורכב מסדימנטים קלסטים שהורבדו כמניפות סחף המתאצבעות עם היחידות האגמיות. בתחנה 1. נראה את החתך M-1 שהינו חתך הטיפוסי של סביבת ההשקעה האגמית באיזור מצדה. חתך זה מייצג את כל תקופת הליסאן ומכיל בחלקו התחתון סדימנטים פרה-ליסאניים של תצורת סמרה.

תצורת הליסאן באיזור מצדה מחולקת לשלושה פרטים (איור 2.1). החלוקה מבוססת על שני קריטריונים: 1. זיהוי יחידות ברות מיפוי בעלות השתרעות על פני שטח נרחב; (בעיקר בחלק הצפוני של מישור מצדה), 2. התאמה לתקופות אקלימיות שהשפיעו על מפלס אגם הלשון, ובאות לידי ביטוי במשקעי התצורה. הקריטריון השני מושפע מן המיקום היחסי של החתך באגם. לדוגמה, הפרט התיכון מתעבה כלפי השולים של האגם בגלל ריבוי הסדימנטים הקלסטים בחתך.

תצורת ליסאן בחתך M-1 (איור 2.13) מורכבת בעיקר מלמינות ארגוניט וחומר דטריטי לסרוגין ושכבות גבס. העובי האופייני של הלמינות הוא 1-2 מ"מ והן מייצגות כנראה מישקעים עונתיים. החומר הדטריטי שנישטף לאגם הליסאן בעונות הגשומות מכיל תוצרי אירוזיה של מחשופי שולי הבקע הבנויים באיזור מערב ים-המלח, בעיקר קרבונטים וחרסיות. הארגוניט שקע מגוף המים העליון של אגם הלשון עקב אספקת בי-קרבונט ע"י מי השטפונות והירדן הקדום. שכבות עבות יותר של חומר קלסטי ושכבות גבס

מישקעים רביעוניים באגן ים המלח (תצורות ליסאן וצאלים)
התפתחות אגמית ופליאוסייסמולוגיה

שטיין מרדכי[1], ברטוב יובל[1], כדן גלית[2], קן-תור רויטל[3,1], אייל יהודה[2], אנזל יהודה[1], מרקו שמואל[3], עגנון אמוץ[1] .

1. המכון למדעי כדה"א, האוניברסיטה העברית, גבעת רם, ירושלים.
2. המחלקה לגיאולוגיה וסביבה, אוניברסיטת בן-גוריון, באר שבע.
3. המכון הגיאולוגי, רחוב מלכי ישראל 30, ירושלים.

הסיור להכרת ההיסטוריה הרביעונית במרכז אגן ים המלח יחל במישור מצדה (תחנות 1-3) ויתפצל לאחר מכן לשני תת- סיורים: (א) תצורת ליסאן במישור מצדה (תחנות 4-10) וההולוקן במישור צאלים (תחנות 11-13), (ב) ההולוקן במישור צאלים ובנחל דרגה (תחנות 11-15).
תחנות הסיור מסומנות באיור 1.1.

1. מבוא

גופי מים שונים מילאו במשך הניאוגן -פלייסטוקן שקעים טקטוניים בבקע הערבה-ירדן שנוצרו בהקשר לתנועות הטקטוניות לאורך העתק הטרנספורם של ים המלח (Dead Sea Transform). (Freund et al., 1970; Garfunkel, 1981). הסדימנטים אשר מילאו שקעים אלה מרכיבים את חבורת ים-המלח והם כוללים אבפוריטים, קרבונטים וחומר טריגני (זק, 1967). גודלם והרכבם של גופי המים השונים השתנה במשך הזמן בהתאם לשינוי התנאים האקלימיים באיזור.
היסטורית גופי המים התחילה עם לגונת סדום המיוחסת לחדירה של מי ים התיכון לבקע הערבה ים-המלח בסוף הפליוקן או תחילת הפלייסטוקן (זק, 1967). תצורת סדום אשר שקעה מלגונה זאת נחשפת בהר סדום שם מגיע עוביה לכ-2500 מטרים. היא מורכבת בעיקרה מלח, גבס ומעט דולומיט, גיר ופצלים. ללגונת סדום תפקיד מכריע ביצירת התימלחת המלווה את גופי המים העוקבים באגן ים-המלח. לאחר ניתוק הקשר לים הפתוח התקיימו באיזור הנידון גופי מים סגורים בעלי מליחות נמוכה מזאת של לגונת סדום. אגמים אלה הושפעו מכניסת מים מתוקים בשיטפונות וע"י הירדן הקדום. מעל מישקעי תצורת סדום מצויים מישקעי תצורות עמורה וסמרה שגילם מוערך כפלייסטוקן מאוחר (Kaufman, 1970; 1992 Kaufman et al.). מעל תצורות אלה מצויים מישקעי תצורת ליסאן ששקעה באגם הלשון - גוף המים הגדול ביותר שהיה בבקע הערבה-ירדן. אגם הלשון התקיים בערך מ-70 אלף ועד כ-17 אלפי שנים לפני זמננו (Kaufman, 1970, Stein et al. 1992; Kaufman et al, 1992 ; Schramm et al. 1996, 1999).
זמן זה מתאים לתקופות מס. 4, 3 ו-2 ברקורד האקלימי הגלובלי.
מישקעי תצורת ליסאן נפוצים מנחל ערבה בדרום (סמוך לחצבה) ועד ים כנרת בצפון (איור 1.2) אולם, במרבית זמן קיומו השתרע אגם הליסאן באיזור אגן ים המלח, מנחל צין בדרום ועד גשר דמיה בצפון.
במיסגרת הסיור הנוכחי נציג עדויות לשינויי מיפלס אגם הלשון ונציע שרק בתקופת זמן קצרה , בסביבות

סנדלר ע', שש א', גרוזמן י', 1998, האירוע היבשתי ומקור הסטילוליטים בחתך הטורוני בנגב הצפוני. מדריך הסיורים, הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית, מצפה רמון. עמ' 45-29.

Bourrouilh - Le Jan F.G., 1980, Hydrologie des nappes d'eau superficielles de l'ile Andros, Bahama. Dolomitisation et diagenesis de plaine d'estran en pays tropical humide. Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine, 4:661-707.

Kafri U. & Sandler A., 1992, A Turonian conglomerate in the Galilee, Israel. Isr. J. Earth Sci. 40:67-75.

Lewy Z., 1989, Correlation of the lithostratugraphic units in the Upper Judea Group (late Cenomanian - late Coniacian) in Israel. Isr. J. Earth Sci. 38:37-43.

Lewy Z., 1990, Lithofacies and sedimentary history of the Judea (Albian-Coniacian) and Mount Scopus (Coniacian-Maastrichian) Groups in central and southern Israel. Guidebook, Cretaceous Field Conference, Israel. pp. 39-48.

Moss S.J. & Tucker M.E., 1996, Dolomitization associated with transgressive surfaces- a mid-Cretaceous example. Sediment. Geol., 107:11-20.

Sandler A., 1996, A Turonian subaerial event in Israel: Karst, sandstone and pedogenesis. Geol. Surv. Bull., 85, 52 pp.

Shinn E.A. & Lidz B.H., 1988, Blackened limestone pebbles: fire at subarial unconformities. in: James N.P. & Chocquette P.W. (eds.), Paleokarst. Springer-Verlag, New York, 829-872 pp.

Sibley D. F. & Gregg, 1987, Classification of dolomite rock textures. J. Sediment. Petrol., 57:967-975.

Strasser A., 1984, Black pebbles occurrances and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia). J. Sediment. Petrol. 54:1079-1109.

כאשר מטפסים על המצלעות הדרומיות של המכתש, לאורך המדרגה המציינת את מיקומה של היחידה הקלסטית, ניתן להבחין בשתי תופעות נוספות: א. תצבירי צור בתוך הגיר הפזוגני בבסיס החתך. התצבירים מציינים, ככל הנראה, תחילת היווצרות סילקריט, כמו זה הנראה בשיאו במחשוף הסילקריט. ב. חללים קרסטיים קטנים בגיר הבסיס.

<u>אופציה בתחנה זו</u>: טיפוס לאורך המצלעות להתבוננות בתופעות נוספות שאינן קיימות במחשוף הכביש.

<u>סיכום</u>

היחידה הקלסטית בצפון מזרח הנגב מתאפיינת במגוון תופעות פדוגניות:

- *בליה של סלע האב (גיר ימי) עד כדי פסאודו-ברקציה.*
- *בליה של סלע האב בתהליך מיקריטיזציה לקלקריט קמחי.*
- *הכהיית סלע האב הבלוי לגווני חום כהה ואפור כתוצאה מספיגת חומר אורגני (שרוף?).*
- *מבנים מפותחים הניתנים להבחנה בהופעת שדה ומיקרו-מארגים של המאסה החרסיתית (הפלאזמה) מצביעים על בגרות הקרקע.*
- *פרופילים מורכבים המעידים על התפתחות קרקעות זו מעל ועל גבי זו.*
- *תצבירי גיר, בעלי מבנה היראכי, אשר חלקם מתלכדים עד לידי ליצירת אופק רציף (קלקריט).*
- *תצבירי צור העשויים להתלכד עד ליצירת אופק רציף (סילקריט).*
- *החלפה של חרסיות המוצא (בעיקר איליט-סמקטיט) לפליגורסקיט.*

שני סוגים של סדימנטים קלסטיים מאפיינים ובולטים באזור זה:

1. אבן חול נובית נחלית המצויה בעיקר בצפון האזור, הרי עירא וצפונה להם, ומאופיינת בצבעונית עזה ובהעדר סטרוקטורות סדימנטריות, מלבד, כנראה, ריזוקריטים.
2. קונגלומרטים המורכבים מחלוקי גיר שחורים ולבנים שהוסרו והובלו בתהליכים שטפוניים.

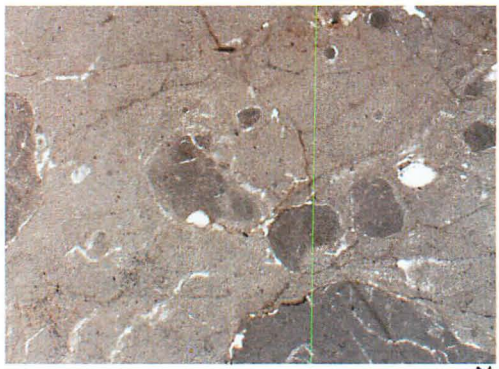
המעברים מתקופת החשיפה והקרסטיפיקציה לתקופות בהן נוצרו קרקעות קאלציות, ולתקופות בהן התפתחו קרקעות עם אופקי סילקריט מעידים על שינוי אקלים מלח למחצה ליבש למחצה וליבש, בהתאמה.

<u>רשימת מקורות</u>

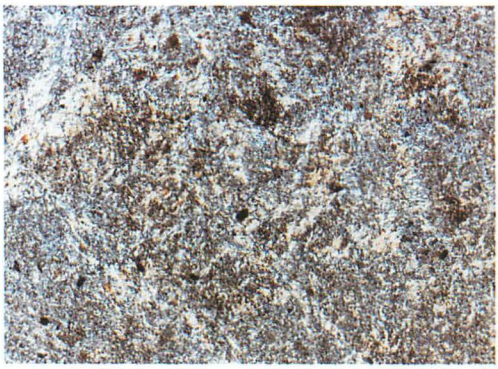
אלרון א', 1980, הגיאולוגיה של אזור נחל צין. המכון הגיאולוגי, דו"ח מ.מ. 79/6, 54 עמ'.

ודובינסקי ש', 1985, הגיאולוגיה של דרום הרי חברון. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/25/85, 68 עמ'.

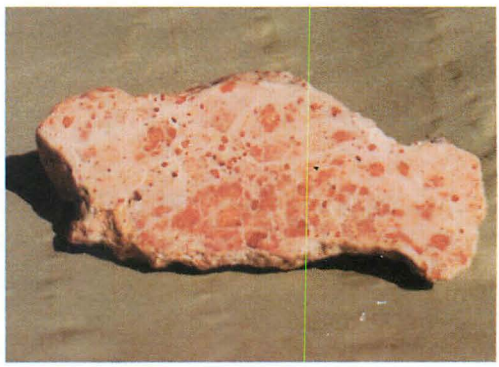
סנדלר ע', 1997, מיקרו-מארגים פדוגניים בפלקריט, קלקריט, וסילקריט של היחידה הקלסטית הטורונית בנגב הצפוני. הכנס השנתי של החברה הגיאולוגית הישראלית. תקציר, עמ' 66.



א

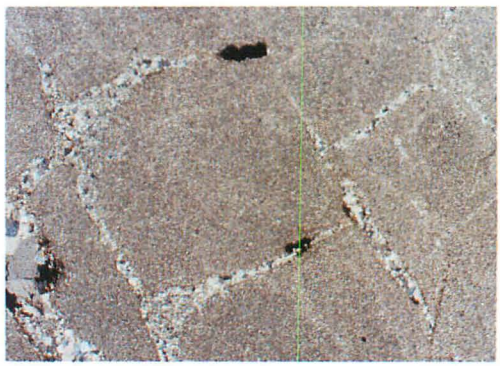


ב

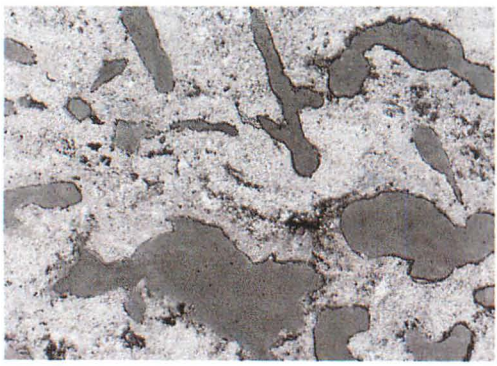


ג

ד



ה



ו

איור 6.

איור 6.

א) תחנה 2. קלקריט אבקתי דמוי קמח. מבט מבעד למיקרוסקופ. טקסטורה מיקרוספריטית אחידה ומבנה של גושים מופרדים בעלי גוון כהה יותר. אורך השדה = 6.2 מ״מ.

ב) תחנה 2. פצלי פליגורסקיט. מבט מבעד למיקרוסקופ עם אור מקוטב. מארגי חרסית, כמו כיווניות צולבת וניצבת, מעידים על בגרות הקרקע. אורך השדה = 3.1 מ״מ.

ג) תחנה 3. חתך בגלבולה גדולה שהופרדה מן המחשוף בצידו הדרומי של הערוץ. ניכר המבנה ההיראַרכי. אורך הגלבולה = 8 ס״מ.

ד) תחנה 3. המחשוף מצידו הצפוני של הערוץ. החלק העליון של הקלקריט הרציף והנוקשה בוהק בלובנו. נטית השכבות הינה כלפי מטה וימינה. השכבה הכהה מעל הקלקריט הינה קונגלומרט של חלוקים שחורים, מלוכד על ידי קלציט. מעל החתך הטורוני הנטוי מונח, כמעט אופקית, קונגלומרט ניאוגני המלוכד אף הוא בקלציט (מעל הקו השחור). קנה מידה - פטיש גיאולוגי.

ה) תחנה 4. הקלקריט הלבן בבסיס היחידה הקלסטית. מבט מבעד למיקרוסקופ עם אור מקוטב. מארג ריבועים המשקף מבנה של רגבי קרקע שהוחלפו על ידי קלציט פדוגני. אורך השדה = 6.2 מ״מ.

ו) תחנה 4. הסילקריט. מבט מבעד למיקרוסקופ עם אור מקוטב. רשת של חללים (באפור כהה) משמרת, ככל הנראה את מקומם של שורשונים. אורך השדה = 6.5 מ״מ.

החרסיתית תוך כדי שימור המיקרו-רגבים המקוריים ממש כמו שראינו בקנה מידה גדול יותר בקלקריט של המחשוף הקודם (תחנה 3).
בבחינה מיקרוסקופית נראה שהסילקריט מכיל קלציט ופליגורסקיט שהחלפתם על ידי סיליקה טרם הושלמה. חללים ארוכים ודקים מובחנים גם על פני הסילקריט בדוגמת שדה וגם בשקפים. חללים אלה מפורשים, על פי צורתם, כחללי שורשונים (איור 6 ו) (ר' סנדלר, 1997).
מעל הסילקריט מונחת שכבה חרסיתית עבה, שלא נחקרה לפרטיה, בשל חשיפה גרועה. המגע עם הסילקריט לא חשוף. פצלים מסיביים בצבע אוקר המכילים תצבירי גיר קטנים בצבע אוקר-אדמדם מופיעים מעל החרסית. מעליהם מופיעים פצלי פליגורסקיט טיפוסיים בעלי מבנה רגבי וגלבולות חומות גדולות. תולדות הרצף הפדוגני כאן עדיין לא פוענחו והן מחכות למחקר מדוקדק.

<u>תחנה 5.</u>

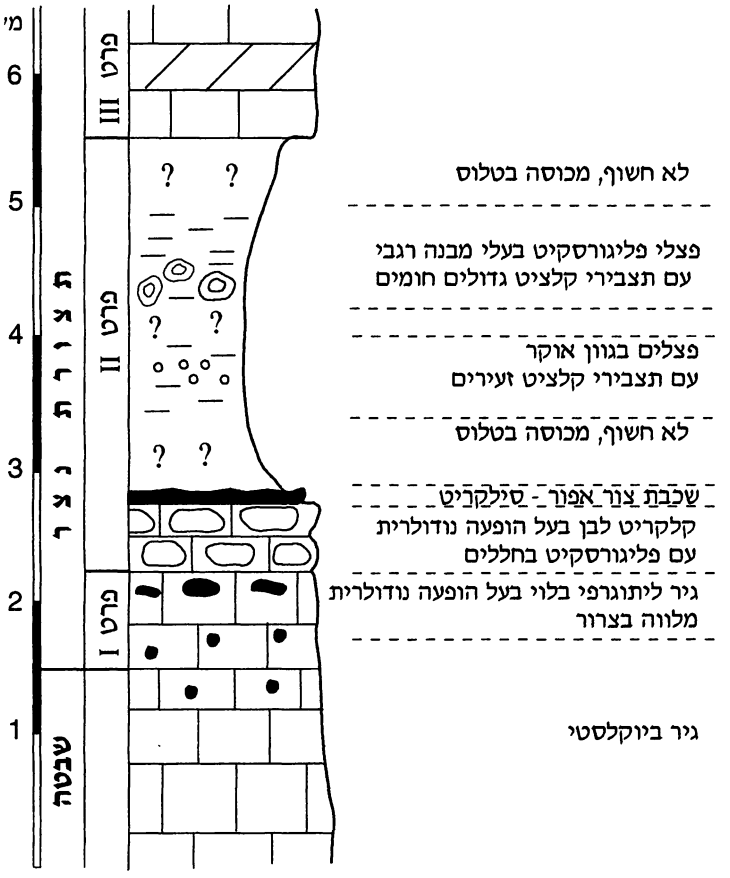
רכס חתירה - פתח המכתש הגדול נ' צ' 1530/0397

מחשוף זה הוא חלק מהחתך המלא של חבורת יהודה הנפרש בצד הכביש לאורך נחל חתירה, בחצותם את האגף הדרום-מזרחי של המכתש הגדול (שרטוט מלא של החתך ר' אצל Lewy, 1990). מעל גיר מסיבי עשיר ברודיסטים של תצורת שבטה נותר (מפרט I של תצורת נצר) כמטר של גיר ליתוגרפי ומעליו מונחת שכבת פצלים ומובחנים בה שני חלקים: התחתון בצבע אפור בהיר ומבנה רגבי והעליון בגווני אוקר ירקרק ומבנה עלעלי. מעל הפצלים מונח דולומיט חרסיתי המשתנה לפצלים ירקרקים דולומיטיים שמעליהם גיר לבן פריך.
היחידה הקלסטית בנויה כאן, אם כן, רק מפצלי פליגורסקיט המייצגים, ככל הנראה, שני אופקי Bt של פרופילים עוקבים.

<u>תחנה 6</u>

קמר חצרה - פתח המכתש הקטן נ' צ' 1711/0403

הרחבת הכביש, בכניסה למכתש הקטן, חשפה במלואה את היחידה הקלסטית שעובייה כאן מצומצם יחסית, כ- 1.5 מ'. מחשוף זה ומחשופים סמוכים תוארו בעבר כקונגלומרט (אלרון, 1980), אולם, לאור הידוע לנו עד כה על היחידה הקלסטית, ניתן לתאר את החתך כלהלן: מעל תצורת שבטה (גיר עם תצבירי צור) מונח גיר בלוי ועליו פלאוסול הבנוי מגושי גיר חום-אדמדם צפופים וביניהם חרסית פליגורסקיט לבנה. לגיר הבלוי ולגיר הפדוגני מראה כשל קונגלומרט. פצלים בגווני חום-אוקר מונחים על הפלאוסול התחתון, מעליהם אבן חול צבעונית ומעליה שכבה של מיקרוקונגלומרט חרסיתי. בגג היחידה שכבה דקה של פצלים חומים ועליה מונח גיר לבן. בחתכים סמוכים נמצא בגג היחידה הקלסטית מיקרוקונגלומרט חולי.



איור 5. חתך ליתולוגי עמודי של מחשוף הסילקריט, תחנה 4. רוב החותך של היחידה הקלסטית רד וחרסיתי, אך בשל כיסוי של טלוס (דרדרת) לא ניתן להגיע לסלע טרי.

הגיעה הרבדת הקונגלומרט עד החוף, כמו באזור הרמון (ר' סנדלר ואחרים, 1998) ובגליל המרכזי (Kafri & Sandler, 1992).

בצד הצפוני של הערוץ מתגלה שינוי פציאלי כאשר הפרופיל המורכב הופך להיות כולו קלקריט רציף ונוקשה שאינו ניתן לשבירה (איור 6 ד). הופעה של "תפרים" בעלי זוויות ישרות מעידים על המבנה הרגבי המקורי של הקרקע. החרסית הוחלפה כליל ונותרה כשרידים בתפרים. הקונגלומרט העליון בצד זה מראה הידקקות של חלוקיו כלפי מעלה עד כדי מיקרוקונגלומרט. ניתן להבחין גם בשכוב צולב, בדומה לחתכים אחרים בהם מופיע מיקרוקונגלומרט בגג היחידה הקלסטית (הר צבוע, נחל בוקר). בקצה הצפוני של המחשוף מונח ישירות על הקונגלומרט הטורוני קונגלומרט ניאוגני, המלוכד אף הוא בקלציט, ונראה במבט ראשון כהמשכו הישיר. לקונגלומרט הניאוגני חלוקים גדולים יותר וגיוון ליתולוגי רב יותר מאשר לזה הטורוני.

החתך כאן יחיד במינו בהשוואה לכל החתכים הידועים של היחידה הקלסטית בשני היבטים: א. ההופעה הכפולה של הקונגלומרט. ב. העובי ודרגת ההתפתחות של הקלקריט.

הרכב האיזוטופים היציבים (איור 4) נבדק בשתי גלבולות, במקומות שונים בחתך, ובחלוק שחור מן הקונגלומרט העליון. השינויים בהרכב מראים מגמה זהה של הפחמן והחמצן, כאשר גלבולה אחת מעט יותר קלה מהשנייה בשני היסודות. הרכב הפחמן קל בשתיהן מזה של הגירים הימיים, כצפוי. החמצן, לעומת זאת, קל בגלבולה העליונה אך בגלבולה התחתונה הרכבו זהה או כבד מזה של הגירים הימיים כפי שהובחן בחתך ערד (תחנה 1). ההבדלים בין שתי הגלבולות מצביעים על שינויים סביבתיים במהלך התקופה היבשתית כמו בעובי הקרקע ובעומק ההיווצרות של הגלבולות, או ביובש ובמידת ההתאיידות. <u>אופציה בתחנה זו</u>: הליכה לצפון מזרח, כמה מאות מטרים, כדי להתבונן במחשופי פלאוסול וקונגלומרט ניאוגניים בעלי מאפייני שדה דומים לאלו של היחידה הקלסטית.

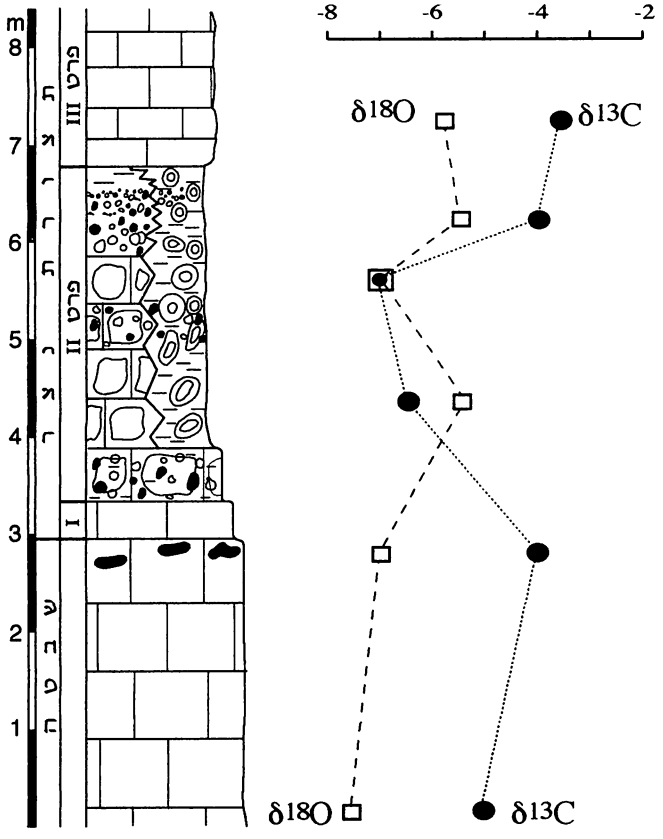
<u>תחנה 4.</u>

רכס חתירה - מחשוף הסילקריט נ' צ' 1552/0450 (איור 5)

מעט דרומה יותר, בערוץ דומה המתחתר אף הוא באגף התלול של הקמר, נחשף חתך של היחידה הקלסטית השונה בפרטיו הליתולוגיים מן הקודם. החשיפה של החתך כאן אינה מלאה.

על הגיר הבלוי של פרט I, שהבליה הטורונית הקנתה לו מראה נודולרי, מונחת שכבת גיר לבן בעובי כ- 1.5 מ' בעל הופעת שדה דומה ומעליה שכבת צור אפור בעובי כ- 5 ס"מ. המחשוף כאן סחוף, אך הן בשכבה העליונה של הגיר הנודולרי והן בצור נראים שרידים של חרסית (פליגורסקיט) לבנה המצביעים על כך שהתפתחו בתוך מטריקס חרסיתי כמו במחשופים אחרים של היחידה הקלסטית. כלומר, הגיר העליון והצור הינם פדוגניים, קלקריט וסילקריט, בהתאמה, כפי שניתן להיווכח גם בבחינה מיקרוסקופית של שקפים. ככל הידוע, זהו הסילקריט הראשון המתואר בארץ.

הטקסטורה של הגיר הפדוגני היא של מיקרוספריט אחיד למראה בו פזורים אקראית מארגים דמויי מרובעים בצד קוים לא רגולריים בקנה מידה של מילימטרים אחדים (איור 6 ה). המארגים נוצרים על ידי סדקים מלאים בחרסית או בגבישי קלציט גסים יותר. הקלציט החליף את פלזמת הקרקע



איור 4. חתך ליתולוגי ואיזוטופי עמודי של מחשוף הואדי, תחנה 1. השינויים הפציאלים מבטאים את המחשוף הצפוני מצד ימין ואת המחשוף הדרומי בצד שמאל של החתך. נתוני האיזוטופים היציבים הינם ביחס ל- PDB.

להתעבות של היחידה הקלסטית. האופי העדשתי של שניהם מלמד על שקע יבשתי שבו הצטברו בתחילה הסדימנטים היבשתיים, ולאחר מכן התמלא לסירוגין במי ים תוך כדי התקדמות ההצפה הימית. תנאים סופרה-טיידליים או היווצרות לגונה קטנה הנסגרת ונפתחת חליפות, גרמו להרבדה חוזרת ונשנית של דולומיטים עד לכינון של משטר ימי רציף שבו הורבדו גירים. סביבות דולומיטיזציה דומות מן הרביעון תוארו באיים קרבונטיים טרופיים (Bourrouilh, 1980). Moss & Tucker (1996) הציעו לאחרונה מנגנון לדולומיטיזציה במהלך טרנסגרסיה בפלטפורמה של הקרטיקון התיכון בדרום-מזרח צרפת.

תחנה 3.

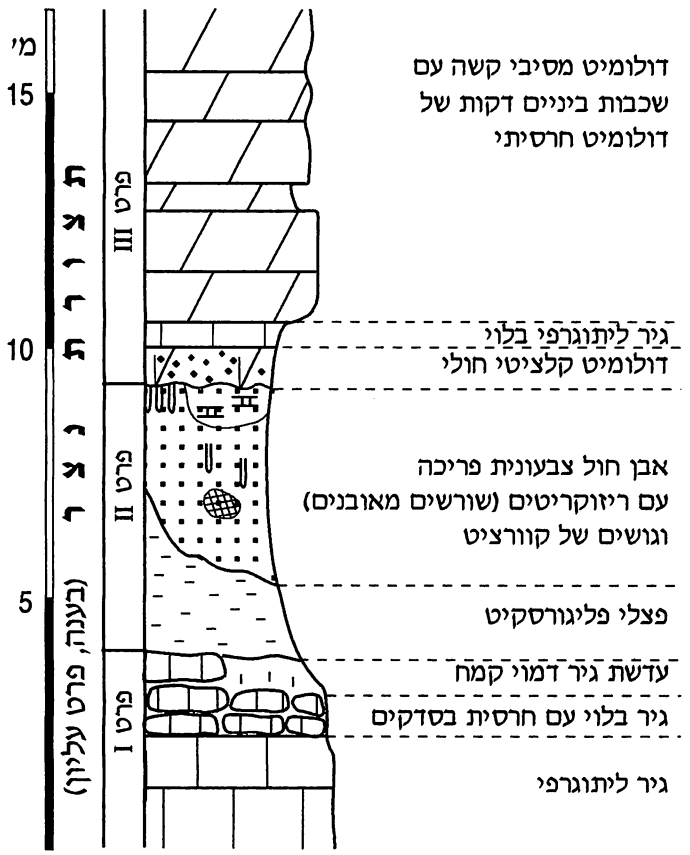
רכס חתירה - מחשוף הקלקריט והקונגלומרט נ' צ' 1557/0461 (איור 4)

היחידה הקלסטית נחשפת כאן משני צדדיו של ערוץ קטן המתחתר באגף התלול (הדרום-מזרחי) של קמר חתירה (הנ' צ' המצויין כאן הינו תיקון לטעות שנפלה בפרסומים קודמים של מחשוף זה). על מצוק עבה של תצורת שבטה, בעל שכוב מסיבי ותרכיזי צור בגגו, מונחת שכבת גיר דקה, ככל הנראה שרידי פרט I הגדוע של תצורת נצר, ומעליו היחידה הקלסטית. שינויים לטרליים גורמים להופעה שונה של חתכי היחידה הקלסטית משני צדדי הערוץ. בבסיס החתך הדרומי קלקריט "משובץ" בחלוקים שחורים. השוואה לחתכים אחרים (דרום קמר חלוקים, מחצבת נשר רמלה) בהם בסיס החתך הינו פלאוסול חרסיתי שבו "צפים" חלוקים שחורים (סנדלר ואחרים, 1998), מצביעה על כך שהחתך הנוכחי היה כמותם לפני שעבר קלקריטיזציה עד כדי יצירת אופק רציף (אופק K). בהתאם לכך, החלוקים השחורים כאן אינם חלוקים פלובּיאליים, אלא הם שרידי סלע הגיר הכהה של בסיס הפרופיל שנעו בקרקע תוך כדי תהליך ייבוש והרטבה של המאסה החרסיתית.

מעל הבסיס מונחת שכבה הבנויה פצלים לבנבנים עם גושים לא רגולריים של גיר ורדרד, חלקם מחוברים זה לזה. שכבה זו היא אופק Bk שנותר מפרופיל קרקע מאוחר לזה שמתחתיו. גושי הגיר הינם תצבירים פדוגניים (גלבולות) שהלכו וגדלו במהלך התפתחות הקרקע עד כדי התלכדות חלקית. האופי ההיראַרכי של הגלבולה מובחן בדוגמת יד מלוטשת (איור 6 ג) ובשקפים. החרסית הפדוגנית הינה כמעט 100% פליגורסקיט. במקומות בהם הגיר הפדוגני רציף ניתן להבחין בתצבירי צור כהים, חלקם באוריינטציה אופקית וחלקם באוריינטציה אנכית, ממלאים סדקים בין הגלבולות.

מעל שכבה זו מונח קונגלומרט טיפוסי של חלוקים שחורים וחלוקי גיר בהיר מלוכדים היטב בקלציט פדוגני. מעל הקונגלומרט שכבה דומה לזו שמתחת לקונגלומרט, כלומר, אופק Bk, המייצג פרופיל של קרקע נוספת. גם שכבה זו מכוסה בקונגלומרט בעל המראה הטיפוסי.

מקור החלוקים השחורים הוא בהסרה של הקרקעות אשר נוצרו בתחילת האירוע היבשתי, כמו בבסיס החתך הנוכחי ובתחנה 1. נחלים הובילו את תוצרי בליית פני השטח, כולל גיר נצר בהיר רגיל, מן הסביבה הקרובה והרבידו אותם במעורב (salt and pepper pattern) באפיקיהם. במקומות אחדים,



איור 3. חתך ליתולוגי מורכב במחצבת נבטים (חוד בריח), תחנה 2.

תחנה 2.

מחצבת נבטים (חוד בריח) נ' צ' 1506/0725 (איור 3)

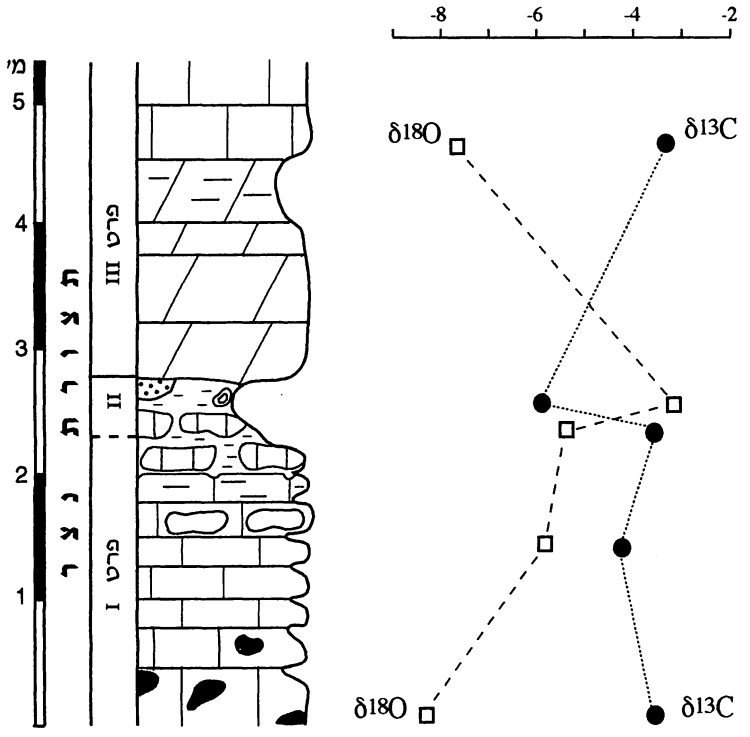
גם כאן החשיפה של היחידה הקלסטית היא מלאכותית כתוצאה מכריית דולומיט, אלא שהחתך כאן מגוון ועבה במיוחד. באתרים שונים של המחצבה נחשפים חלקים שונים של החתך מהם ניתן להרכיב חתך מלא. בסיס החתך הינו גיר בלוי שמופיעה בו עדשה של גיר אבקתי. המגע של הגיר הבלוי עם הפצלים שמעליו נחשף בצורה ברורה בנקודה אחת הכוללת בנוסף מגע חד אנכי שלא ברור אם הוא מישור שבר קטן או קיר של שקע קרסטי. מעל הפצלים מונחת שכבת אבן חול מטיפוס נובי בשלל צבעים, הנחשפת במלוא עובייה בצד הדרומי של המחצבה. על אבן החול מונחות שכבות דולומיט.

הגיר האבקתי, דמוי הקמח, מתגלה בבחינה מיקרוסקופית כמי שעבר מיקריטיזציה כמעט מלאה, תוך יצירת מבנה של גושים כהים יותר (איור 6 א). זוהי אחת מצורות ההופעה הידועות של קלקריט פדוגני. בהופעה דומה במחשוף מצפון לירושלים ניתן להבחין בגושים מסוג זה בדוגמת יד הודות לצבעם הכהה הבולט בתוך מטריקס קמחי לבנבן.

שכבת הפצלים הינה פלאוסול בעל מבנה רגבי ברור המתגלה גם בדוגמת יד שדה וגם בשקפים. בבחינה מיקרומורפולוגית מתגלים מארגים האופייניים לקרקעות בוגרות (איור 6 ב). הפלאוסול מורכב מחרסית וממעט גרגרי קוורץ חולי ונעדרים ממנו מינרלים קרבונטיים. החרסית מכילה בעיקר פליגורסקיט (90-95%) ומעט איליט. סביר להניח שזהו אופק Bt ואילו אופק קאלצי, השכיח בחתכים אחרים, נעדר כאן כתוצאה מתנאי שטיפה מוגברים.

הצבעים מקנים לאבן החול לכאורה מבנה, אלא שבחינה מדוקדקת יותר מגלה שהינה מסיבית כמו בכל המחשופים הידועים האחרים של היחידה הקלסטית. באבן החול מפוזרים תצבירים קרבונטיים מוארכים הנראים כתוצר של הצטברות קרבונט סביב שורשים (=ריזוקריטים). מאחר שריזוקריטים כאלה מופיעים גם במחצבה נוספת בחתך אבן חול עבה (סנדלר ואחרים, 1998), סביר להניח שהם טורוניים בגילם. אנליזה גרנולומטרית של שלושה מדגמי אבן חול מראה שינוי קל בתכולת המקטע החולי עם העליה בחתך מ- 74% ל- 80% ול- 93%. במקביל חלה עלייה קלה בגודל הגרגר השכיח מ- μm 177 ל- μm 250. הרכב המקטע החרסיתי בבסיס אבן החול הינו יוצא דופן מאחר והוא עשוי פליגורסקיט בלבד וצבעו לבן. בכל המחשופים האחרים של היחידה הקלסטית לא נמצאה באבן החול פליגורסקיט, למעט עקבות. מעל בסיס אבן החול כולל המאסף החרסיתי איליט-סמקטיט, ומעט איליט. במעלה החתך מתווסף קאוליניט כמינרל עיקרי. מאסף זה הינו האופייני לאבן החול של היחידה הקלסטית. באחד המחשופים כאן, כמו במחשופים צפוניים של הרי עירא, מתגלית תופעה של ליכוד מקומי על ידי סיליקה היוצרת גושים בקוטר כמה עשרות סנטימטרים של קוורציט באבן החול. תופעה זו נמצאה גם במקומות ספורים אחרים, למשל, בתלפיות בירושלים.

שכבות הדולומיט התחתונות, מעל היחידה הקלסטית, מכילות גבישי דולומיט יוהדרליים בצד גרגרי קוורץ וחרסיות. ביניהן מופיעה שכבה של גיר ליתוגרפי בעל מראה בלוי. מעל שכבות אלה מופיעות מספר שכבות עבות של דולומיט מסיבי וקשה במיוחד כתוצאה מטקסטורה פלנרית (planar texture) (Sibley & Gregg, 1987) של גבישים גדולים. הרצף הדולומיטי העבה כאן הינו מקומי ומקביל



איור 2. חתך ליתולוגי ואיזוטופי עמודי של מחשוף הכביש ליד ערד, תחנה 1. נתוני האיזוטופים היציבים הינם ביחס ל- PDB.

בכל מקום שבו המרווח הסטרטיגרפי המסוים חשוף ניתן לאתר את היחידה הקלסטית במגוון זה או אחר של תופעות.

באזור הסיור הנוכחי תופעות הקרסט מתונות ונעדרים החללים האנכיים הגליליים המאפיינים את מחשופי הנגב הצפוני המרכזי ואת אזור ירושלים. ישנם מקומות בהם החלק העליון של הגיר בלוי כדי מראה של ברקציה או קונגלומרט (מחשוף ערד, המכתש הקטן, ר' להלן) וישנם מקומות עם חללים קטנים ורדודים בלבד (האגף התלול של המכתש הקטן).

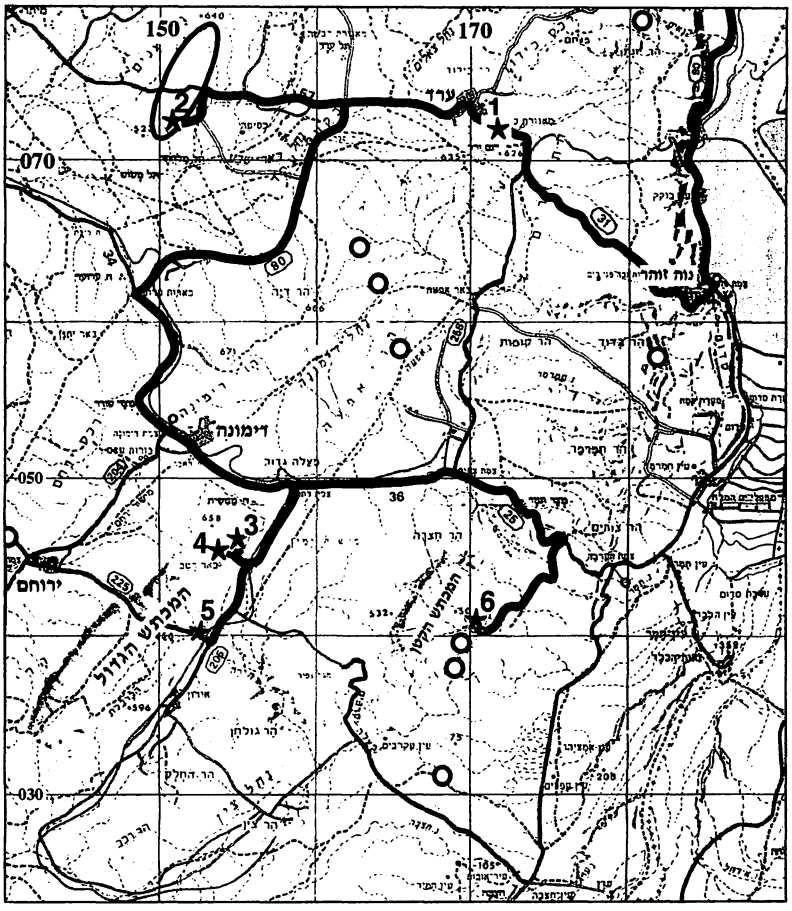
<u>תחנה 1.</u>

ערד - חתך הכביש נ' צ' 1726/0719 (איור 2)

באזור ערד והרי עירא (כמו בכמה אזורים נוספים) עשוי פרט I של תצורת נצר מרצף סלעים ייחודי הכולל גיר "אפונים" שעוביו 2-6 מ', מעליו גיר לווחי בעובי כ- 1 מ', ומעליו גיר ביוקלסטי ליתוגרפי בעובי כ- 2 מ'. היחידה הקלסטית מונחת על פני תבליט מתון, שהתפתח לאחר החשיפה והארוזיה שגדעה את פרט I במידה שונה (וזובינסקי, 1985). המחשוף של תחנה 1 הוא חציבה של קיר אנכי בצד הכביש ים המלח - ערד ובו מיוצגת היחידה הקלסטית בעיקר על ידי פרופיל קרקע שבבסיסו גיר ההולך ומתבלה כלפי מעלה וגגו שכבת פצלים דקיקה. הודות לחציבה האנכית ניתן לעקוב כאן אחר התבליט המתון. הגיר הינו הגיר הלווחי אולם צבעו כהה מאד, תופעה האופיינית לגיר המונח מתחת ליחידה הקלסטית ללא תלות בטיפוס הגיר (למשל, הר סעד). ההנחה היא שהגיר התכהה כתוצאה של ספיגת חומר אורגני קרקעי, כנראה שרוף, והינו המקור של החלוקים השחורים (Sandler, 1996; Shinn & Lidz, 1988; Strasser, 1984) המופיעים בקונגלומרט ייחודי ליחידה הקלסטית (יוצג בתחנות אחרות).

פרופיל הקרקע כולל מעבר הדרגתי מסלע אב גירי לאופק C ולאופק Btk הכולל תצבירי קלציט ורדרדים בגודל של כ- 0.5 ס"מ ושרידים של סלע אב מוכהה. בנוסף לכך, בעומק כ- 1 מ' מתחת לגג היחידה הקלסטית, מופיע אופק Bk ייחודי בצורה של קלציט פדוגני המלכד את גיר האב (הימי).

החרסית הפדוגנית לכל אורך הפרופיל עשויה פליגורסקיט לבנבנה. מעל הקרקע מונחת לשון דקה (בעובי סנטימטרים ספורים) של פצלים חוליים בצבע אוקר הנעלמת בטווח המחשוף. מעל הלשון ו/או הקרקע מונחת שכבה של דולומיט כהה המשתנה לדולומיט חרסיתי צהבהב ומעליו מונח רצף של שכבות גיר. אנליזה של איזוטופים יציבים בחתך זה (איור 2) מראה שלגיר הפדוגני (התצבירים) הרכב קל יותר של פחמן מאשר בגירים הימיים מעל ומתחת. ערכים קלים כאלה צפויים כתוצאה מתרומת דו-תחמוצת הפחמן בקרקע הנוצר מנשימה של צמחים חיים ומהתפרקות של צמחים מתים. הפחמן הצמחי, ובמיוחד של צמחים מטיפוס C3 ששלטו אז, קל מאד יחסית לזה הימי. לעומת זאת, ההרכב האיזוטופי של החמצן הפדוגני, המשקף את הרכב המים המטאורים, כבד יותר מאשר בגירים מעל ומתחת. האם ערכים כבדים יחסית אלה נובעים מהתאיידות באקלים הצחיח למחצה לעומת ערכי הגירים הימיים המשקפים לא את הערך הימי אלא דיאגנזה של מים מתוקים אך באקלים גשום יותר? שאלה זו נמצאת כעת בבדיקה.



איור 1. מפת מיקום של מסלול הסיור ותחנותיו. כוכבים - תחנות הסיור ומספריהן. עיגולים - מחשופים ידועים אחרים של היחידה הקלסטית באזור. אליפסה גדולה - הרי עירא, אזור של מחשופים רציפים למדי.

קרקעות וסדימנטים קלסטיים - סמנים לאירוע היבשתי הטורוני בצפון-מזרח הנגב

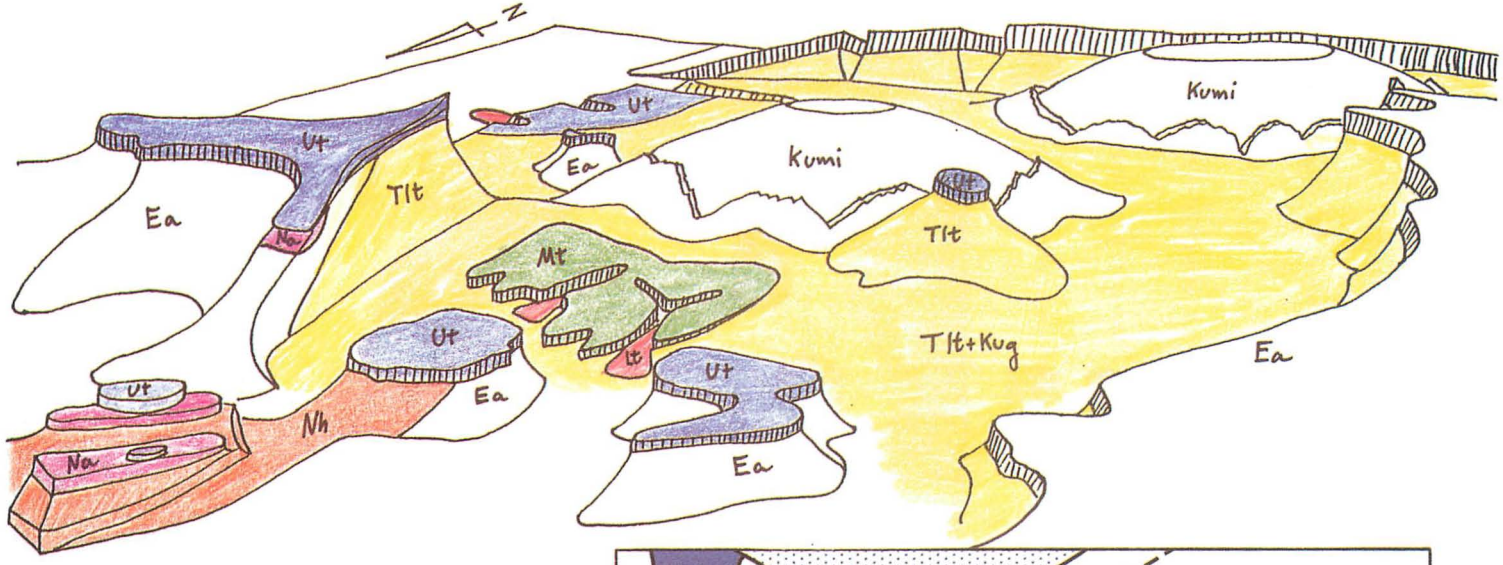
עמיר סנדלר

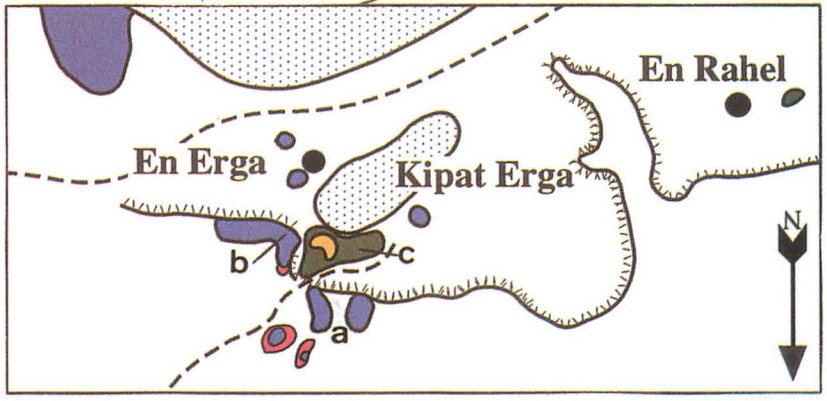
המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, ירושלים 95501

סיור זה מהווה המשך והשלמה לסיור מס' 2 במדריך הסיורים של הכנס השנתי במצפה רמון מן השנה שעברה שהציג את היחידה הקלסטית הטורונית ותופעות נלוות במרכז הנגב הצפוני (סנדלר ואחרים, 1998). הרקע הגיאולוגי זהה, ומובא כאן בקיצור. התחנות, שונות מאלו של הסיור הקודם, כוללות מאפיינים משותפים לכל מחשופי היחידה הקלסטית בנגב הצפוני, בצד תופעות ייחודיות לאזור זה של צפון מזרח הנגב (איור 1).

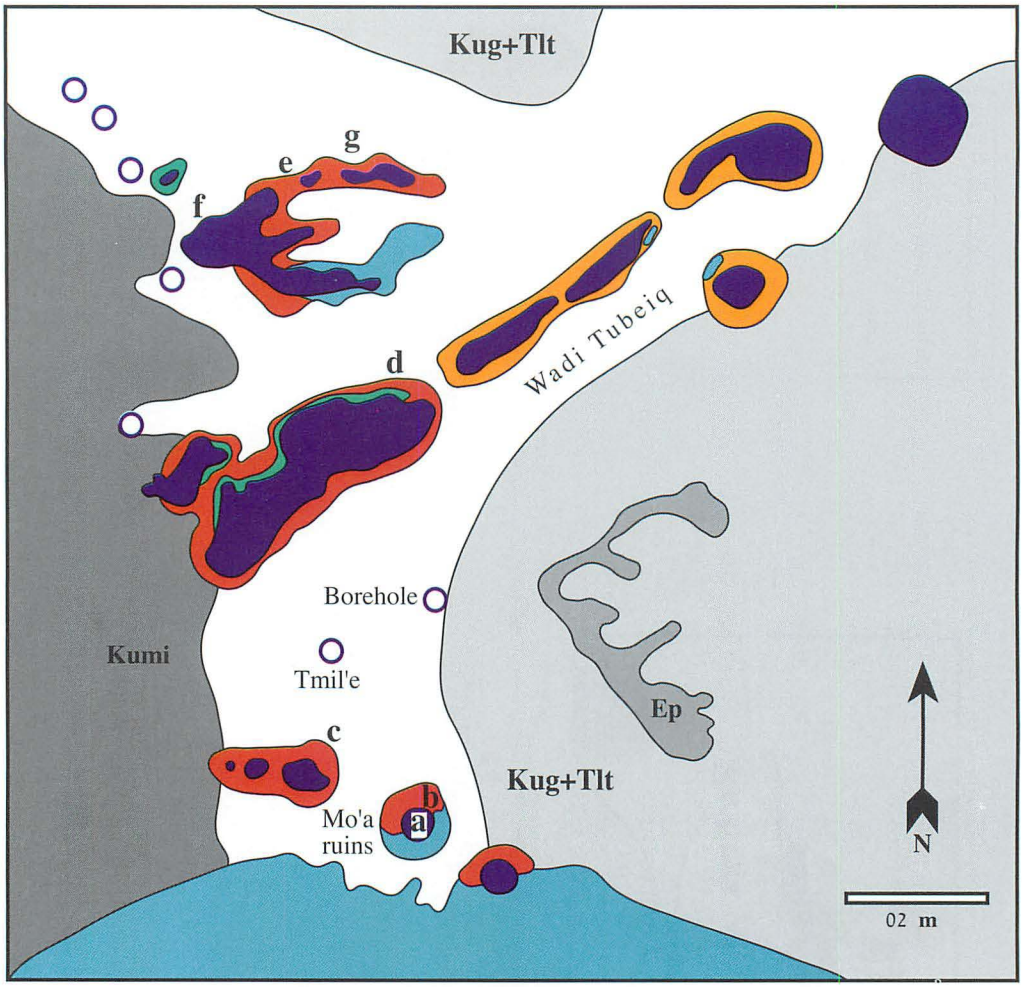
מבוא

בתקופות הטורון המוקדם והטורון האמצעי היה השטח שמצפון לאזור הרמון מדף יבשת נרחב שהרובדו בו בעיקר גירים של מים רדודים ומעט חוארים ודולומיטים. מדרום לרמון התעמק אגן צניפים - עשת שבו הורבדו בעיקר חוארים, פצלים, גירים של מים רדודים ומים עמוקים יותר, דולומיט, ומעט גבס. במהלך הטורון האמצעי חלה התרוממות יחסית של הארץ מצפון לרמון כשהנגב הצפוני מורם יותר ולזמן ממושך יותר מאשר שאר חלקי הארץ. להתרוממות זו לא היה קשר לקימוט הקשת הסורית.
במשך כמה מאות אלפי שנים שררו באזור זה תנאים יבשתיים שגרמו לאירועים הבאים, לפי סדר התרחשותם: תהליך בליה קרסטית אשר במהלכו התפתחו קרקעות רזידואליות; הרבדת חולות באפיקי נהרות רחבים וחרסיות בפשטי ההצפה שלהסף התפתחות קרקעות מטיפוס ורטיסול קאלצי על פשטי ההצפה; זרימה שטפונית בנחלי אכזב והרבדת קונגלומרטים באפיקיהם ובחופים. מכלול הסלעים היבשתיים שנותרו מתקופה זו מכונה היחידה הקלסטית. ניתן לעקוב אחר יחידה זו מאזור הרמון ועד לגבול הצפון.
בנגב הצפוני מהווה היחידה הקלסטית חלק מתצורת נצר. הפרט התחתון של התצורה (נצר I) בנוי מגירים שונים ונפוצים בו תלכידי צור כהה. היחידה הקלסטית מהווה את פרט נצר II, והיא בנויה בעיקר מפצלים ומאבן חול (ר' פרוט בהמשך). במקומות בהם חסר (= גדוע) פרט נצר I מונחת היחידה הקלסטית ישירות על תצורת שבטה. פרט נצר III בנוי מגיר משוכב, בדרך כלל סובליתוגרפי, הכולל אופקים עשירי מאובנים, בעיקר רודיסטים. דולומיט מופיע במקומות אחדים ישירות מעל היחידה הקלסטית ובמקומות רבים כשכבות ביניים של דולומיט חרסיתי (עם סדקי בוץ) או פצלים דולומיטיים. גם בפרט זה קיים צרור.
עובייה של היחידה הקלסטית משתנה במרחב מסנטימטרים ספורים ועד ליותר מ- 10 מ'. היא בנויה מאחד או יותר מהמרכיבים הליתולוגיים הבאים, לפי סדר הופעתם בחתך: פצלים (כולל קלקריט וסילקריט); אבן חול מטיפוס נובי; קונגלומרט (ו/או מיקרוקונגלומרט); חואר דולומיטי.

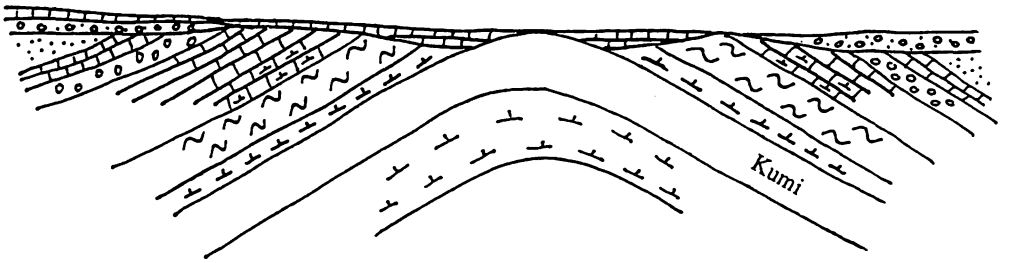




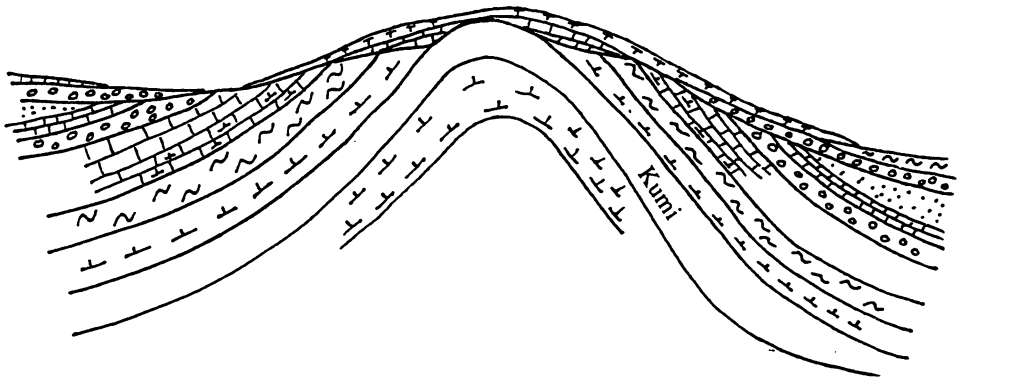
איור 12: כיפת ערגה - מפת תבליט גיאולוגית ותחנות הסיור.



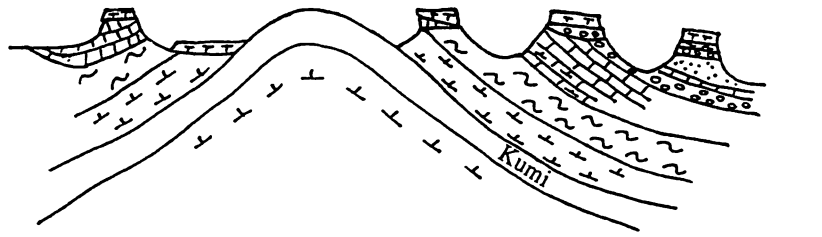
איור 11: מואה - מפה גיאולוגית, הטיפוסים הליתולוגיים של הטרוורטין ותחנות הסיור.



א. משטח גידוע והשקעת גיר אגמי



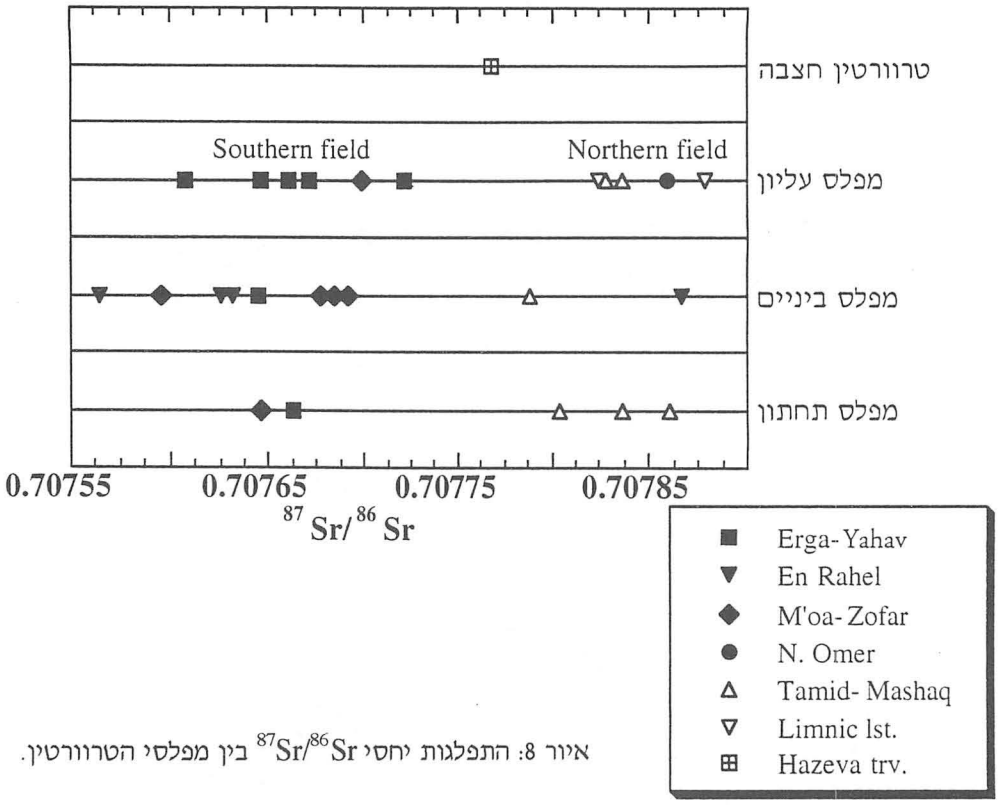
ב. קימוט והשקעת טרוורטין מפלס עליון



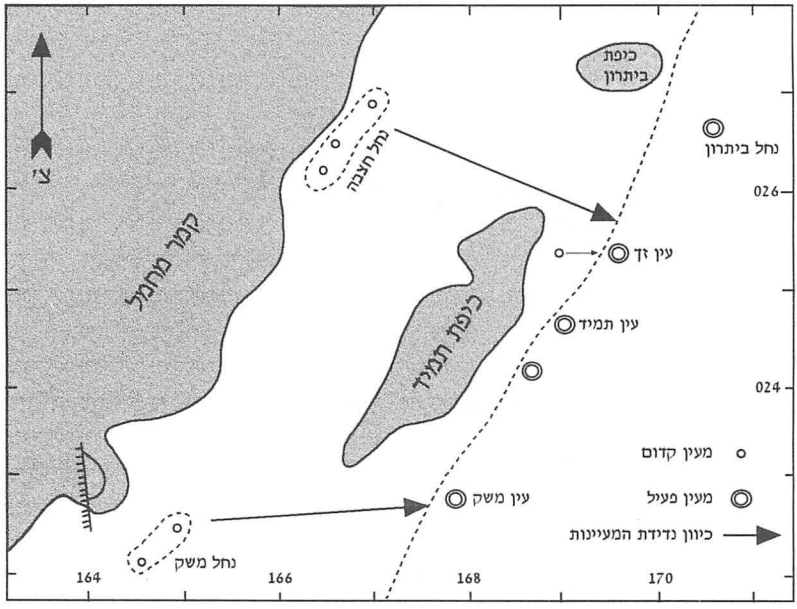
ג. התחתרות ויצירת בקעת ערגה, שקיעת טרוורטין מפלס הביניים

0 m 100 m

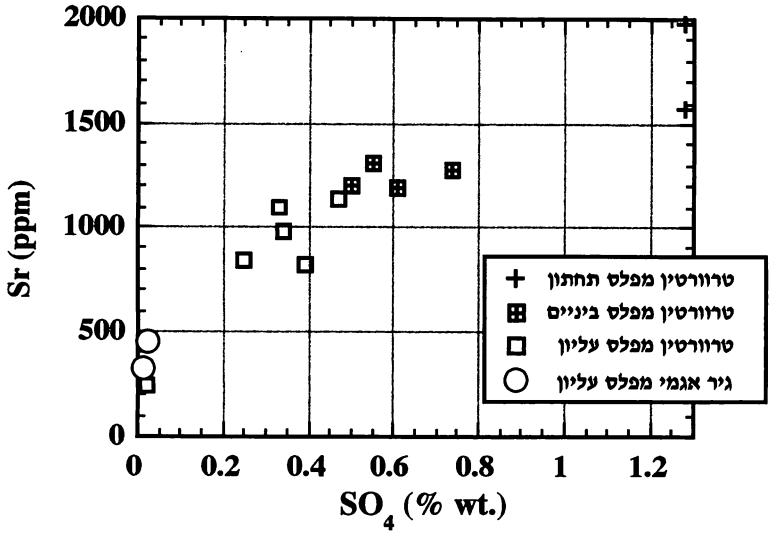
איור 10: שלבים בהתפתחות הנוף של כיפת ערגה.

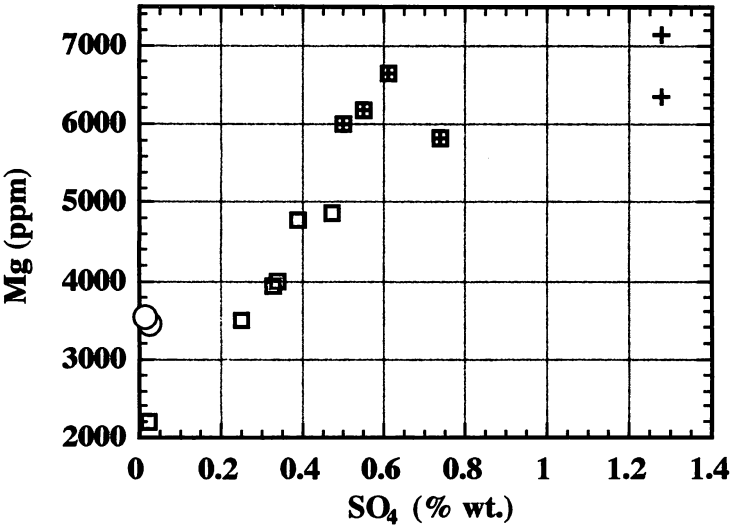


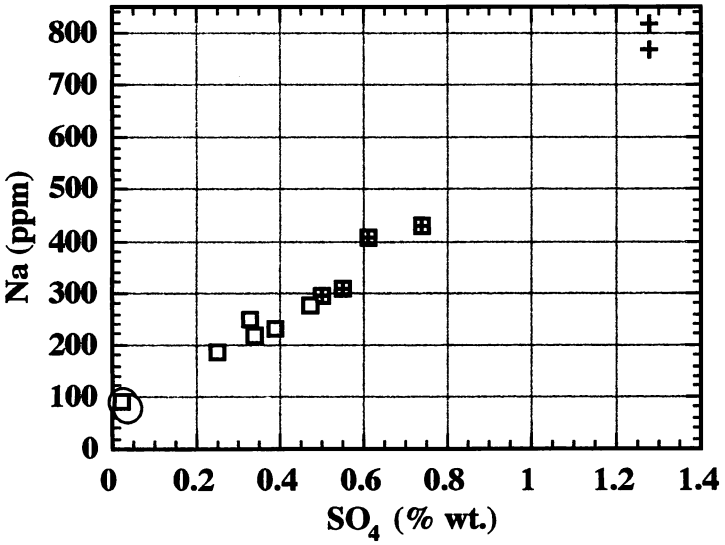
איור 8: התפלגות יחסי $^{87}Sr/^{86}Sr$ בין מפלסי הטרוורטין.



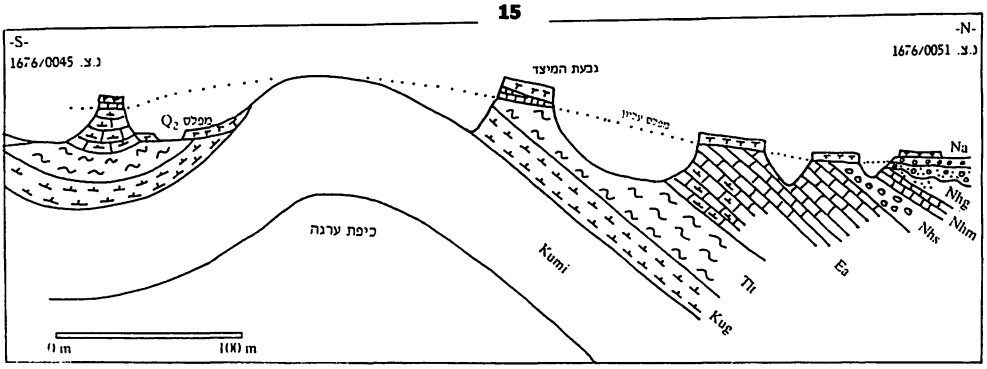
איור 9: נדידת מעיינות בשדה תמיד-משק.



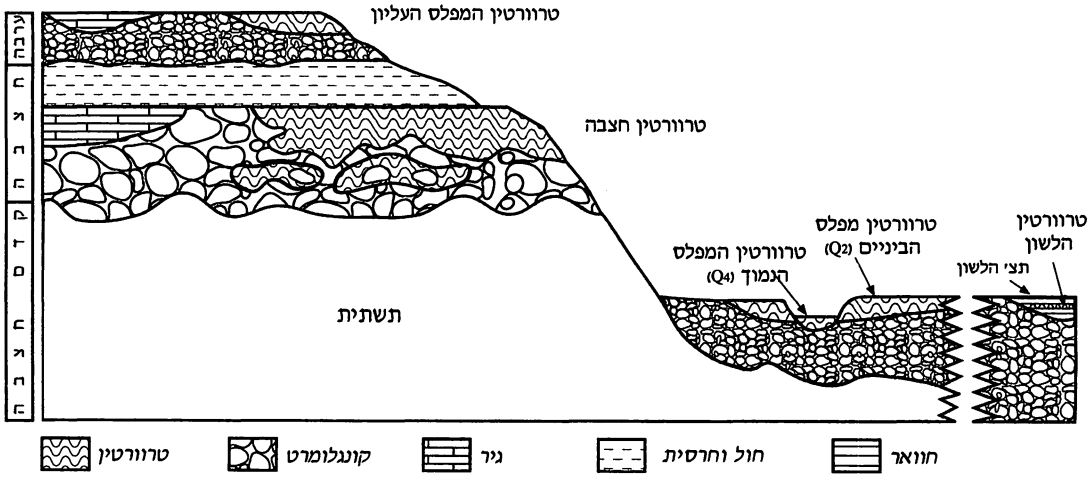




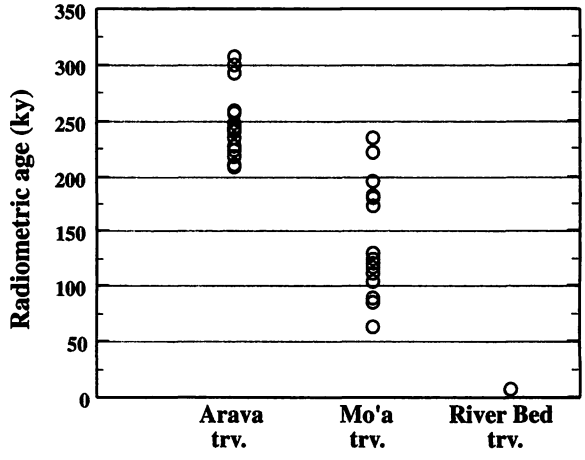
איור 7: השינוי בריכוז הסולפט בין יחידות הטרוורטין בשדה עין תמיד - נחל משק.



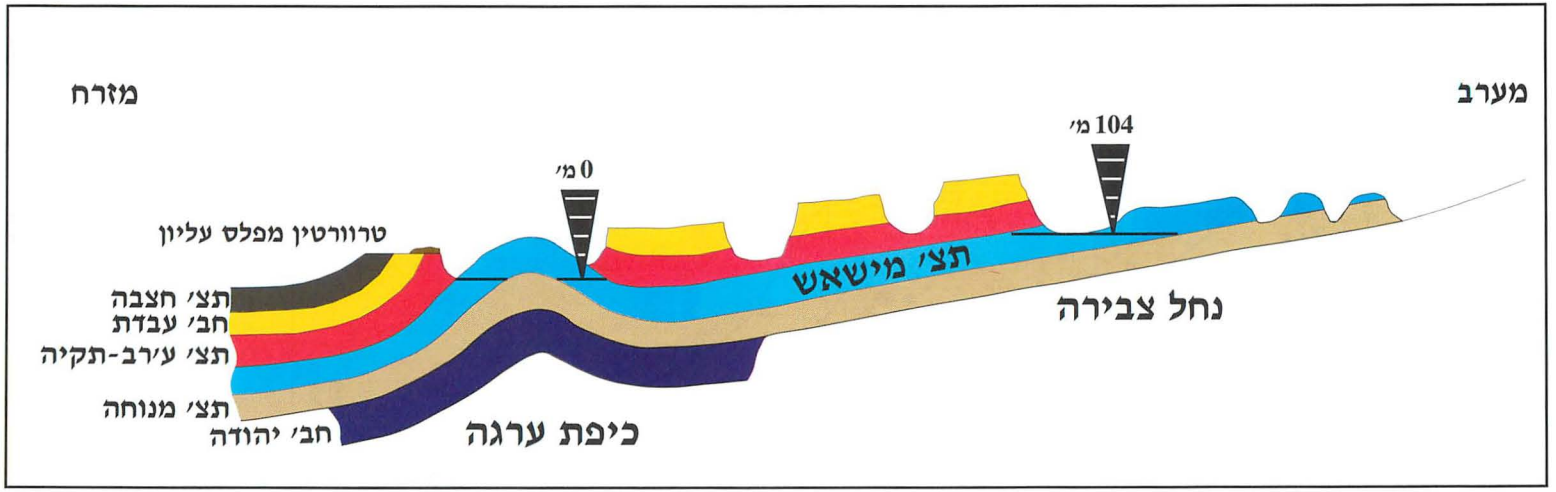
איור 4: חתך רוחב סכמתי בכיפת ערגה.



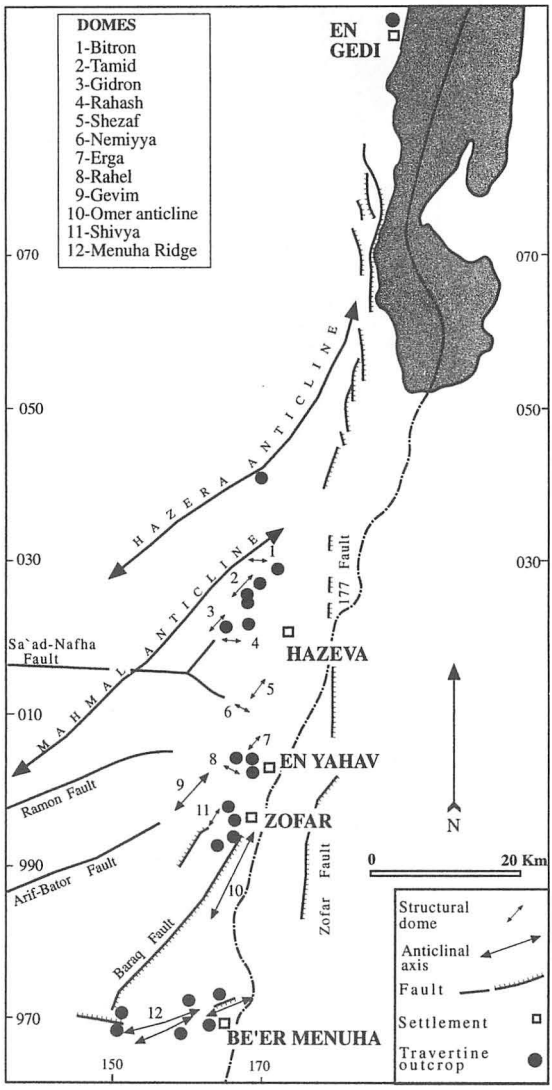
איור 5: יחסי שדה סכמתיים בין יחידות הטרוורטין בערבה הצפונית והמרכזית.



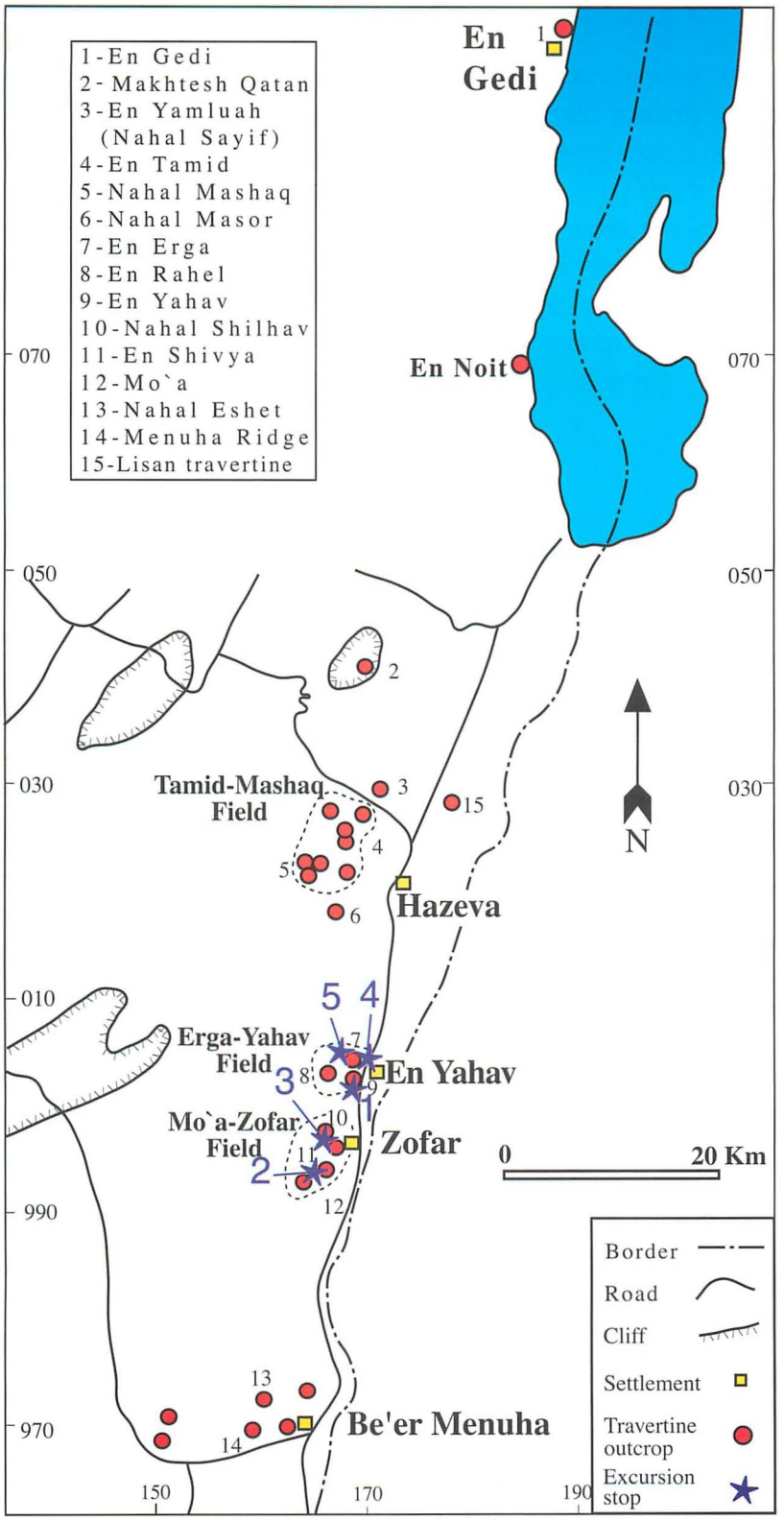
איור 6: התפלגות הגילים הרדיוגניים בין מפלסי הטרוורטין (גילים על פי קרונפלד וליבנת ואנמר - ראה טכסט).



איור 3: מודל מעין ארטזי כפי שבא לידי ביטוי בכיפת ערגה.



איור 2: הכיפות ואלמנטים סטרוקטורלים נוספים בערבה הצפונית והמרכזית.



איור 1: מפת מיקום מחשופי טרוורטין לאורך הערבה ותחנות הסיור.

לסיכום, גידוע כיפת ערגה עד לחשיפת אקויפר תצורת מישאש במרכזה איפשר את תחילת נביעת המעיינות שהרבידו את טרוורטין המפלס העליון ואת הטרוורטינים הצעירים. טרוורטין המפלס העליון כיסה חלקים גדולים ממישור הגידוע של הכיפה כולל את מחשופי תצורות טקיה, עירב, חבורת עבדת, חצבה וערבה. בתחילה שקע גיר אגמי ולאחר מכן טרוורטין ויתכן ומעבר זה קשור לקימוט. קימוט חלש שגילו מאוחר ל-780,000 שנה קימט את משטח הגידוע ואת חתך הטרוורטין שמעליו. פאזת התחתרות ויצירת עמקי סטרייק לפני כ-200,000 שנה יצרה עמק סבסקוונטי מעגלי ודמוי מכתש בתוך כיפת ערגה. המעיינות שנבעו לאורך המגע מישאש-עירב נדדו אל תחתית העמק ושם הרבידו את טרוורטין מפלס הביניים. התחתרות נוספת שגילה הולוקן יצרה ערוצים צרים בתוך קרקעית העמק וטרוורטין מפלס הביניים ובהם שקע טרוורטין המפלס התחתון.

רשימת ספרות

אנמר, ל., 1998. טרוורטינים בערבה הצפונית והמרכזית: סטרטיגרפיה, פטרוגרפיה וגיאוכימיה. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 105 עמ'.

אידלמן, ע., 1979. הגיאולוגיה של שולי הערבה באזור עין יהב ורמת צופר. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 29 עמ'.

בן-תור, י., ופרומן, ע., 1954. המפה הגיאולוגית של ישראל, 1:100,000. גיליון 21: הר עמר. המכון הגיאולוגי של ישראל.

היימן, א., 1985. הגיאולוגיה של רמת הבניאס וצפון עמק החולה תוך הדגש למשקעי טרוורטין. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 155 עמ'.

יחיאלי, י., 1987. הגיאולוגיה של צפון בקע הערבה ואנטיקלינת מחמל, אזור חצבה. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 94 עמ'.

יחיאלי, י., ביין, ע. והליץ, ל., 1996. הגיאוכימיה של מי התהום בערבה המרכזית. המכון הגיאולוגי הישראלי, דו"ח GSI/30/96. 30 עמ'.

יחיאלי, י., אלרון, א. וסנה ע., 1994. מפה גאולוגית של ישראל, 1:50,000. גיליון IV-19: נאות הכיכר, המכון הגיאולוגי הישראלי.

סקל, ע., 1967. הגיאולוגיה של רכס מנוחה. עבודת מוסמך, האוניברסיטה העברית, ירושלים. 96 עמ'.

קלבו, ר., פריזלנדר, א. וברטוב, י., 1997. חלוקה סטרטיגרפית חדשה לתצורת חצבה בנגב ובערבה. כנס החברה הגיאולוגית הישראלית. עמ' 78.

Kronfeld, J. and Livnat A., 1987. U-series dating of rift valley travertines and lacustrine deposits. Tel Aviv Univ., Ministry of Energy and Infrastucture, 84 p.

Livnat, A. and Kronfeld, J., 1985. Paleoclimatic implication of U-series dates for lake sediments and travertines in the Arava Rift Valley, Israel. Quaternary Res., 24: 164-172.

Sneh, A., 1972. The geology of the Hazeva basin. Isr. Geol. Surv. Rep. OD/4/67, 35 p.

Sneh, A., 1982. Quaternary of the northwestern Arava, Israel. Isr. J. Earth Sci, 31: 9-16.

תחנה מס׳ 4 - דרך העפר מצפון למחנה עין יהב (נ.צ. 1682/0041) - טרוורטין המפלס התחתון

מצפון לדרך המובילה מכביש הערבה לכיפת ערגה מופיעים כתמים של טרוורטין המפלס התחתון. טרוורטין זה מכסה את קרקעית הערוצים הסוברצנטיים החתורים לתוך חתך הטרוורטינים העתיק מהם. במקרה זה חתור הערוץ לתוך טרוורטין המפלס העליון של עין יהב.

בתצפית דרומה מהדרך ניתן להבחין בטרוורטין המפלס העליון של עין יהב המצוי בשוליה המזרחיים של כיפת רחל. הטרוורטין נטוי מן הכיפה והלאה.

תחנה מס׳ 5 - כיפת ערגה (נ.צ. 1675/0050) - התפתחות הנוף, המעיינות וטקטוניקה צעירה (איור 12)

כיפת ערגה משמשת מודל להתפתחות רוב המעיינות ומשקעי המעיינות בשולי הערבה הן בשימור הטוב של מחשופיה והן בשטחה המצומצם.

<u>תחנה a</u>:

טרוורטין המפלס העליון מונח כאן באי התאמה זויתית על חבורת עבדת ועל תצורת טקיה. אי ההתאמה היא משטח גידוע הגודע את המבנים‌של כיפת ערגה וכיפת רחל. תוך כדי הליכה לכיוון הנקודה הגבוהה ביותר באזור הכיפה, תחנה b, נבחין בטרוורטין המפלס העליון מונח באי התאמה על תצורת חצבה ועל תצורת ערבה (איור 4).

<u>תחנה b</u>:

בתחנה זו נצפה במבנה כיפת ערגה לפרטיו, כולל שלושת מפלסי הטרוורטין. החשיפה הטובה ושימור היחידות הטרוורטיניות מאפשר ניתוח של התפתחות הכיפה והתפתחות הנוף (ראה פרוט בפרק היסטוריית הכיפות ואיורים 3, 4, 10, 12).

הטרוורטין העליון תוארך בכיפת ערגה על ידי קרונפלד וליבנת בשלוש דוגמאות: 218,000, 228,000 ו-300,000< שנה, טרוורטין מפלס הביניים תוארך בדוגמא אחת ל-111,000 שנה.

טרוורטין המפלס העליון כאן בנוי מגיר אגמי לבן שעליו מונח טרוורטין חום. טרוורטין המפלס העליון נטוי בנקודה זו לכיוון צפון עד כ-15^0. עצם העובדה שחלקו התחתון של החתך אגמי מחייב שהקימוט ארע לאחר הרבדתו במצב אופקי. היפוך מגנטי שנמצא בטרוורטין המפלס העליון בנקודה זו מעיד כי בסיס טרוורטין המפלס העליון עתיק מ-780,000 שנה.

כיפת ערגה משמשת מודל מצוין להתפתחות מכתש או עמק סטרייק כיוון שמדובר בכיפה סטרוקטוראלית גדועה שחלקה החיצוני בנוי "שיריון" סלעים קשים ובמרכזה סלעים רכים הניתנים לסחיפה מהירה. תוך כדי ירידה לתוך הבקעה שבמרכז כיפת ערגה נבחין בבולדרים של טרוורטין המפלס העליון ובהם דוגמאות לעדשות טרוורטין צמחים שעברו ריסוק במקום (in-situ) ליצירת טרוורטין דטריטי.

<u>בתחנה c</u>:

טרוורטין מפלס הביניים בונה דרגש קשה במרכז עמק הסטרייק המקיף את גלעין הכיפה. במקומות מופיע טרוורטין המפלס התחתון כציפוי ערוצים ומפלים קטנים החתורים לתוך טרוורטין מפלס הביניים.

תחנה c:

בחלקה הצפוני של גבעת המצודה מופיע בבירור מבנה דרגש טרוורטין הצמחים. זהו מבנה משוכב של משטחי אצות לחילופין עם שכבות פלאואידים ודטריטוס טרוורטיני. את השכבות חוצות סטרוקטורות צמחיות המייצגות צמחים שהזדקרו מתוך משטחי האצות וכוסו על ידיהן. המעבר מתחתית חתך טרוורטין הביניים לגגו מלווה בעליית מרכיב טרוורטין הצמחים וירידה במרכיב הטרוורטין הדטריטי. דבר זה מתבטא בהופעת עדשות טרוורטין צמחים בתוך הטרוורטין הדטריטי והתרבותם עד לקבלת שכבה רציפה של טרוורטין צמחים משוכב.

תחנה d:

לאורך המצוק הדרומי של הערוץ מופיע מתחת לכיסוי דרגש טרוורטין הצמחים, טרוורטין דטריטי שמשתנה לטרלית לטרוורטין אינטראקלאסטי. כלפי עברו הצפוני של הערוץ (בגבעה שמצפון לערוץ) משתנה הטרוורטין הדטריטי לטרוורטין חווארי; במקום זה נחשף בסיס החתך המונח על גבי תצורת עירב. במעלה הערוצים מופיע בסיס החתך על גבי פרט הפוספוריט של גג תצורת מישאש, שם מופיעות גם נביעות רצנטיות.

תחנה e:

בצניר שבמדרון הצפוני של גבעת המשאר מופיע דרגש טרוורטין צמחים קשה ומתחתיו מופיע טרוורטין דטריטי דק גרגר שממלא תבליט ארוזיבי לתוך תצורת עירב. בתוך הטרוורטין הדטריטי מופיעות סטרוקטורות צימחיות עדינות.

תחנה f:

בין שתי גבעות משאר הבנויות קירטון של תצורת עירב והמכוסות בטרוורטין מפלס הביניים, מופיע בקרקעית הערוץ טרוורטין המפלס התחתון. הוא מצפה את תחתית הערוץ הסוברצנטי החתור לתוך מפלס הביניים.

תחנה g:

על גבי קרקעית הערוץ הרצנטי מתפתלת אמת טרוורטין טבעית (self built canal). האמה איננה אמה בנויה ועל כך מעידות שכבות הטרוורטין הקעורות המלוות את חתך האמה לכל גובהה. דבר זה מעיד על הרבדת טרוורטין באפיק הזרימה תוך כדי הגבהת האפיק.

תחנה מס׳ 3 - סינקלינת שביה (נ.צ. 1649/9979) - תופעות בטרוורטין חצבה

(בתחנה זו נבקר אם יאפשר זאת הזמן)

ערוץ הנחל העובר במרכז הסינקלינה חושף חתך טרוורטינים בעובי של עד 15 מ׳. החתך משתייך לתצורת חצבה, מעליו מופיעה אבן חול אדומה ומתחת לו קונגלומרט. הטרוורטין הינו טרוורטין סטרומטוליטי גס גביש אשר עוטף סטרוקטורות אורגניות וחלוקי נחל במעטפות קלציט משוכבות עבות ביותר. אונקואידים, פלואידים, סטרומטוליטים וסטרוקטורות אצתיות פזורים בחתך. נפוצים בעיקר אונקואידים צילינדריים שנוצרו סביב ענפים ועלים. הטרוורטין משמש כצמנט לחלקו העליון של הקונגלומרט שבבסיס החתך. בטרוורטין הדטריטי שבבסיס החתך מופיעים שברי טרוורטין סטרומטוליטי גס גביש שמעידים כי הקלציט הנאומורפי גס הגביש איננו תוצר של רקריסטליזציה מאוחרת. השתרעותו הגדולה של הטרוורטין, תכולת החלוקים הגסים, מציאות סטרוקטורות דמויות סטלגטיטים המעידות על קיום מפלים, וריבוי מאובני עצים רחבי עלים, מעידים על מערכת פלוביאלית בה נבעו מעיינות בעלי שפיעה גבוהה.

תוך כדי נסיעה אל התחנה וחזרה אל הכביש נחלוף על פני הלולים של מושב צופר. הלולים ממוקמים לצד משארי טרוורטין מפלס הביניים אשר מקיפים את חלקה הצפון מזרחי של כיפת שביה.

תחנות הסיור (איור 1)

תחנה מס׳ 1 - כביש הגישה למרכז ספיר (נ.צ. 1680/0036) - תצפית נוף

מנקודת התצפית הממוקמת על גבי חתך הגיר האגמי והטרוורטין של עין יהב ניתן לצפות בערבה שהינה חלק מבקע ים המלח ולהבחין בחתך הסטרטיגרפי הבונה את שולי הערבה והכולל סלעים מגיל סנון (תצורת מישאש) עד מיוקן. חתך זה נטוי מזרחה אל עבר הערבה שם מכוסה שבר צופר בסחף צעיר. השבר מהווה גבול בין אגן צופר המונמך סטרוקטורלית לבין שולי הבקע. ממערב ניתן להבחין בכיפת רחל הבנויה מתצורת מישאש ומוקפת בבקעה בה חשופים סלעי ע׳רב וטקיה. המצוקים המקיפים את הבקעה הם מצוקי חבורת עבדת. את חלקה המזרחי של כיפת רחל מקיפים טרוורטינים וגירים אגמיים. הטרוורטינים לאורך שולי הערבה מצויים בדרך כלל בקרבת כיפות סטרוקטורליות בהן חשופה תצורת מישאש (איור 3).

תחנה מס׳ 2 - מואה (נ.צ.1654/9946) - פליאוגאוגרפיה וסטרטיגרפיה בטרוורטין מפלס הביניים (איור 11)

האתר הארכאולוגי של מואה כולל מכלול מבנים שנבנו לצד מקור מים על צומת של שתיים מדרכי הנגב החשובות, דרך האורך שעוברת לאורך הערבה ודרך הרוחב הידועה כיום כ״דרך הבשמים״. ״דרך הבשמים״ היתה בשימוש הנבטים כנתיב להובלת סחורות מארצות ערב לכיוון נמלי הים התיכון (עזה, אל עריש) ומשם לשווקי האימפריה הרומית. באתר מצויים שרידיו של מיצד רומי בעל חצר מרכזית מוקפת חדרים, חומה ומגדלים ובאחד החדרים מצוים שרידיו של בית בד. מתחת למיצד (בינו לבין תחנה a) מצויים שרידיו של חאן נבטי רבוע שכולל חצר מוקפת חדרים ובאחד מהם נחשף בית מרחץ. כמו כן מצויים בשטח הנאה ברכת מים בנויה, שרידי גדרות שהקיפו ככל הנראה שטחים חקלאיים, מערות איכסון בנויות ומקדש (?).

במהלך הסיור במואה נכיר את טיפוסי הטרוורטין השונים ומספר תופעות הקשורות לטרוורטין. תחנות המשנה מופיעות באיור 11.

<u>תחנה a</u>:

נעלה על הגבעה שבמורדותיה מצויות מערות מגורים או איכסון ובראשה שרידי מבנה נבטי. מחלקה הצפוני נוכל להשקיף על פני שטח הנאה של מואה ולהבחין בנביעות הרצנטיות. מואה מצויה בתוך עמק סטרייק החתור על גבי המגע בין תצורת מישאש לתצורת ע׳רב. מפלס הגבעות הנמוכות (10 מ׳ מעל לערוץ) מכוסה על ידי טרוורטין מפלס הביניים ואילו בכיוון צפון מערב ניתן לראות גבעה אאוקנית בנחל שביה המכוסה בטרוורטין המפלס העליון. בדרום מערב ניתן לראות על גבי תצורת מישאש גבעות משאר של תצורת ע׳רב שגם הן מכוסות בטרוורטין המפלס העליון. טרוורטין המפלס העליון הורבד על גבי נוף שקדם להתפתחות עמקי הסטרייק, נוף מתון ופחות מצוקי. גילי הטרוורטינים כפי שתוארכו בעבודותיהן של קרונפלד וליבנת ובעבודה זו הם: שתי דוגמאות מטרוורטין המפלס העליון בנחל עמר תוארכו ל-293,000 ו-224,000, דוגמאות טרוורטין ממפלס הביניים תוארכו ל-196,000, 130,000 ו-107,000 שנה.

<u>תחנה b</u>:

נרד מהגבעה ונקיף אותה ותוך כדי הקפה נבחין כי שיא הגבעה מכוסה בדרגש טרוורטין צמחים קשה המונח מעל חתך קלאסטי. בדרום הגבעה בנוי החתך הקאלסטי מקונגלומרט ואילו כלפי צפון הגבעה מתאצבע הקונגלומרט לתוך חתך דק גרגר של חול גירני עם שכבות טרוורטין צמחים וטרוורטין דטריטי המכיל שברי טרוורטין.

שלהם מרכז הבנוי בד"כ כלל מחלק צומח או שבר טרוורטין.

(3) טרוורטין דטריטי- טרוורטין שיוצר בדרך כלל נוף רך ושלילי בנוף. הוא מורכב שברי טרוורטין ושברי ציפויים דקים מזוותים שלרוב ליכודם רופף ומיונם גרוע. הטרוורטין מכיל כמות גדולה של קלאסטים (ביחוד מתצורת מישאש) וגסטרופודים שמורים היטב. במקומות הטרוורטין הדטריטי מתחלף לדרגש גיר אצות קשה ולבן-אפור הבנוי בעיקר פלמיקריט עשיר באינטראקלאסטים ואינו מכיל שרידי צומח. עדשות דקות של טרוורטין צמחים פזורות בחתך ולעיתים הן מרוסקות בתוכו. טיפוס טרוורטין זה נפוץ בכל יחידות הטרוורטין וביחוד בחלק התחתון של טרוורטין המפלס העליון והביניים.

(4) טרוורטין חווארי- טרוורטין חווארי אפור ירקרק בעל הופעה רכה בנוף, נשמר בעיקר תחת דרגשי טרוורטין קשים. הוא בנוי מדטריטוס דק של סלעי הסביבה בתוספת קלציט אותיגני מיקריטי. מופיעות בו סטרוקטורות המעידות על פדוגנזה כמו סידוק בלוקי, תרכיזי קרבונט וריזואידים (שורשים). הטרוורטין החווארי מכיל כמות גדולה של גבס המפוזר הומוגנית בחתך. עדשות קטנות של ציפויי צומח זעירים מופיעים פה ושם. ליתופאצייס זה מופיע בעיקר בחלק התחתון של טרוורטין מפלס הביניים.

סביבות ההשקעה

טרוורטין הצמחים - ברוב מעיינות הערבה הורבד טרוורטין הצמחים במשטחים נרחבים ואופקיים. המבנה המשוכב של משטחי האצות, העדר קלאסטים, ההשתרעות הנרחבת והאופקיות מעידים על השקעה משכבת מים רדודה שכסתה וזרמה על שטחים נרחבים. אופי זה מתאים למעיינות הערבה שנבעו לאורך קו מעיינות וזרמו אל קרקעית עמקים שטוחים הבנויים סלעים רכים. קרקעית העמק הסמוכה למעיינות צופתה במשטחי אצות, צומח הידרופילי עשבוני מפוזר ומעט עצים (דקלים וצפצפת פרת).

הטרוורטין הדטריטי - משקעים אלה הורבדו במרחק מן המעין, אזור שקלט דטריטוס טרוורטיני של טרוורטין צמחים אך היה די רטוב כדי שגם בו הופיעו כתמים של טרוורטין צמחים. מעברים הדרגתיים מטרוורטין דטריטי לגיר אצות דק גביש, חסר חללי צמחים המכיל מאובני כרופיטה ואוסטרקודה מציינים מעברים מטרוורטין השוקע באזורים פלוביאטיליים ממים זורמים אל גוף מים עומד.

הטרוורטין החווארי - טרוורטין זה מעיד על אזור מלחה, בדומה לסביבת המעיינות הנוכחיים שאינם נובעים באופן תדיר. אזורים אלה היו כנראה נרטבים ומתיבשים חליפות אך בדרך כלל לא זורמים. באזור זה התקיימו צמחי מלחה ונוצרו קרומי גבס רבים עד כדי יצירת גיבסריט. הגבס שקע כתוצאה מאידוי מי תהום גבוהים מעל פני השטח.

נפיצותו הגדולה של הטרוורטין הדטריטי מצביעה על כמות טרוורטין גדולה בעבר שהוסרה והושקעה מחדש על ידי זרימה שטפונית. ארוזיה זו היתה סמוכה מאוד לזמן יצירת הטרוורטין (על פי עדינותם וזיוות הפרגמנטים), **כך שהטרוורטינים שחשופים היום הם רק חלק קטן מנפח הטרוורטין שהורבד באזור בעבר.**

טרוורטין מואה. סביר שחתך הטרוורטין שמעל הגיר האגמי הוא סינטקטוני להתרוממות הכיפה כיוון שלא נותר זמן רב בין סיום השקעת גג טרוורטין ערבה להתחתרות עמק הסטרייק והרבדת טרוורטין מואה, שהרי גיל גג טרוורטין הערבה כאן הוא 218,000 שנה וגיל בסיס טרוורטין מואה באזור הוא 174,000 שנה.

ניתן לסכם את התפתחות המעיינות והכיפה במספר שלבים (איור 10, ותחנה 5 בסיורנו):

א) גידוע שיא כיפת ערגה עד לחשיפת תצורת מישאש בפלייסטוקן העליון (לאחר תום הרבדת תצורת ערבה).

ב) חשיפת תצורת מישאש בשיא המבנה אפשרה פריצה מידית של נביעות בשיא המבנה, נביעות שהזינו גוף מים מצומצם ממנו שקע גיר אגמי.

ג) התרוממות כיפת ערגה וקימוט בשיעור של כ-15^0 גרם כנראה לניקוז האגם ומי הנביעות גלשו על מורדות הכיפה תוך כדי הרבדת גג טרוורטין ערבה.

ד) לאחר שלב ארוך של יציבות מפלס טרוורטין ערבה (לפחות 200,000-780,000 שנה) החלה התחתרות מהירה (הפרש גילי המחשופים מותיר פרק זמן בסדר גודל של כ-10,000 שנה) שפגעה בעיקר במחשופי הסלעים הרכים של התצורות עירב וטקיה וחתרה בהם עמקי סטרייק לעומק 20-40 מ'.

ה) בעקבות ההתחתרות והסרת תצורת עירב נחשף גג תצורת מישאש בשולי עמקי הסטרייק, ומעיינות החלו לנבוע בעמקים ולהרביד טרוורטינים על קרקעית העמקים. טרוורטינים אלה, טרוורטין מפלס הביניים, הורבדו לפחות עד לפני 63,000 שנה.

ו) בתקופה שבין 63,000 שנה לתקופת הרבדת טרוורטין האפיק (הולוקן) ארעה התחתרות נוספת לתוך קרקעית עמקי הסטרייק. סביר שארוע זה קשור בנסיגת ימת הלשון ואם כך הדבר ארעה ההתחתרות בין 14,000 ל-8,000 שנה לפני זמננו.

ז) כיוון שההתחתרות האחרונה לא היתה רבה (עד 10 מ') לא התבטא הדבר בנדידת מעיינות וטרוורטין הולוקני (טרוורטין האפיק) הורבד בקרקעית הערוצים.

ככל הנראה גם טרוורטין המפלס העליון בכיפת רחל מקומט בסגנון דומה לזה של כיפת ערגה הסמוכה. שתי כיפות אלו מצויות באזור מסובך שבו ממזרח קיימים שברי הבקע ואילו ממערב מתקרבים הקצוות המזרחיים של קוי השבירה של רמון (כפיפת רמון-ערגה) ומרזבה, מדרום מערב קו השבירה של עריף ומדרום קצהו הצפוני של שבר ברק. יתכן והפעילות הממושכת והצעירה של קימוט הכיפות קשור בצומת מערכות שבירה מסובכת זו.

ליתולוגיה וסביבות השקעה

<u>ליתולוגיה</u>

מספר טיפוסי טרוורטין המייצגים מספר סביבות השקעה זוהו ברוב יחידות הטרוורטין:

(1) טרוורטין צמחים- טרוורטין חום כהה היוצר דרגש משוכב, קשה, בעל שרידים של משטחי אצות, חללי קנים, גבעולים ודפוסי עלים. הוא בנוי בעיקר מציפויי קלציט של צמחים, פלואידים וצמנט מיקרו ספארי של קלציט דל מגנזיום. קלאסטים ושלדי מולוסקה נדירים. ליתופאצייס זה נפוץ ברוב היחידות.

(2) טרוורטין סטרומטוליטי- טרוורטין גס גביש (עד כ-1 ס"מ), חום כהה הבונה סלע מסיבי, קשה, ללא שיכוב המכיל חלוקי נחל גסים. הוא מכיל דפוסי עלים, חללי צומח, סטרוקטורות אצתיות, סטומטוליטים, פיזוליטים ואונקואידים בשלל גדלים (1 ס"מ ועד 20 ס"מ ויותר)

ב) קצב ההשקעה;

ג) אורך זמן ההשקעה.

התשובה מתקבלת מתוך מדידת ריכוזי הסולפט בטרוורטין. קיים מתאם בין כמות הסולפט למפלס הדגימה (איור 7). כמות הסולפט בטרוורטין האפיק גבוהה מזו של טרוורטין מואה והערבה, וזו של מואה גבוהה מזו של טרוורטין ערבה. ניתן להסביר את העליה בכמות הסולפט במים ובטרוורטין עם הזמן על ידי שני תהליכים ששניהם קשורים בירידה בשפיעת המעיינות:

א) שינוי בהרכב המים;

ב) ירידה בשטף המים.

1) כאשר חלה ירידה בשפיעת המעיין תקטן כמות הטרוורטין השוקע בזמן נתון יחד עם גידול פרקצית המים המתאדה בתנאי התאידות קבועים. כתוצאה מכך, בד בבד עם ירידת כמות הטרוורטין ישקעו יותר מינרלים אוופוריטיים ובינהם מינרלים סולפטים.

2) בסביבת המעיינות קימת מערכת סידוק מפותחת. הסדקים מלאים בגבס וסולפטים אחרים. במצב של שפיעה גבוהה ישטפו המינרלים הסולפטיים במהירות וריכוז הסולפט במים לאחר זמן קצר יהיה נמוך. לעומת זאת במצב של שפיעה נמוכה הדחת המינרלים הסולפטיים תהיה איטית וריכוז הסולפט במים יהיה גבוה לאורך זמן.

כיוון שהעליה בריכוז הסולפט מלווה בירידה בנפח הטרוורטין ההסבר ההגיוני יותר הוא ירידה בשטף המים. שינוי הרכב המים עם הזמן נשלל גם על ידי מדידה בלתי תלויה של איזוטופים של סטרונציום בשלושת המפלסים (איור 8), מדידה שהראתה כי הרכב המים לא השתנה בזמן. בנוסף לירידה בשפיעה ניתן להבחין במפה (איור 9) כי פיזור מחשופי טרוורטין ערבה אינו תואם את פיזור הטרוורטינים הצעירים ממנו והמעיינות הרצנטיים. כך שחלק ממחשופי טרוורטין ערבה לא מצויים ליד מעיינות אלא ממערב להם ואילו הטרוורטינים הצעירים מצויים כולם בצד המעיינות. הסיבה לכך היא ההתחתרות וירידת פני קרקעית הערבה כך שנחשף גג אקויפר מישאש במקומות נמוכים ומזרחיים יותר מאלה שהיה חשוף בהם בזמן השקעת טרוורטין ערבה. בעקבות ההתחתרות והחשיפה של האקויפר מזרחה נדדו המעיינות מזרחה ופרצו בנקודות החשיפה הנמוכות יותר (איור 9).

היסטורית הכיפות

חבל הכיפות הוגדר על ידי בן-תור ופרומן (1954) (איור 2). הכיפות החלו ככל הנראה להתרומם לאחר הרבדת תצורת מישאש ולפני הרבדת תצורת חצבה. חלק ניכר מהקימוט נמשך לאחר הרבדת פרט משק, ועל פי אי התאמה זויתית בין פרט גידרון לתצורת ערבה נמשך הקימוט גם תוך כדי הרבדת פרט גידרון והסתיים לפני הרבדת תצורת ערבה (יחיאלי, 1987).

כיפת ערגה היא דוגמא לכך כיוון שבה שמורים בנוסף לסלעים מגיל סנון עד נאוגן גם שלוש יחידות הטרוורטין, הבדלי העובי ביניהם ברורים, מישור הגידוע שחשף את תצורת מישאש שמור לפרטיו ושלבי ההתחתרות של הנוף ברורים (איור 4).

שלוש יחידות הטרוורטין שמסביב לכיפה מאפשרות לנתח את התפתחות הנוף בשולי הערבה. טרוורטין ערבה משמר תחתיו את משטח הגידוע שהתפתח בכיפת ערגה על גבי חתך סלעים מתצורת מישאש הסנונית ועד תצורת ערבה הפליו-פלייסטוקנית. בבסיסו של טרוורטין ערבה ובצמוד לשיא המבנה מופיע גיר אגמי לבן קשה ודק גביש. משטח הגידוע וטרוורטין הערבה שמעליו כפופים בשיעור של כ- 15^0 לכיוון שולי המבנה, דבר המעיד על קימוט מאוחר להרבדת הגיר האגמי. גיר אגמי לא היה יכול להרבד בשיאו המורם של המבנה אלא לפני הקימוט כאשר משטח הגידוע היה בקירוב אופקי. טרוורטין מואה שמכסה את קרקעית עמק הסטרייך שסביב לגלעין הכיפה הסנוני הינו אופקי בקירוב, כך שקימוט הכיפה בשיעור של 15^0 ארע בין סיום השקעת הגיר האגמי לבין השקעת

משמעויות פלאוגאוגרפיות, פלאוהידרולוגיות וטקטוניות

החלוקה של הטרוורטינים הפלייסטוקניים לשלושה מפלסים ומיפוי אזורי ההשתרעות שלהם על פי המפלסים מאפשר לבחון את ההיסטוריה של המעיינות ואת ההתפתחות הטקטונית של הכיפות בפלייסטוקן על פי גילי הטרוורטין שנמדדו בעבר.

גילי הטרוורטין

תיארוכי הטרוורטינים בערבה נעשו ע"י Kronfeld and Livnat (1987) ו- Livnat and Kronfeld (1985) בשיטת α-counting. דיגום הטרוורטינים בעבודות אלו נעשתה על פי מיקום גיאוגרפי ולא על פי שיוך סטרטיגרפי שלא היה ידוע באותה עת. אנמר (1998) התאים בין הדוגמאות (על פי נקודות ציון הדיגום) לבין היחידות הסטרטיגרפיות אותן הוא הגדיר.

נמצא כי קיימת התאמה טובה על פיה ניתן להעריך את גיל ההצטברות של כל אחד ממפלסי הטרוורטין (איור 6). גיל טרוורטין ערבה עולה מ-200,000 שנה עד גבולה העליון של השיטה (300,000 שנה), וגיל טרוורטין מואה הוא 100,000-200,000 שנה. גיל טרוורטין האפיק לא נמדד בעבודות אלו. מספר מדידות חדשות נעשו באדיבותו של דר' מ. שטיין (בשיטת TIMS) ונמצא שגיל מפלס הביניים דומה לתוצאות שקיבלו קרונפלד וליבנת. דוגמא בודדת של המפלס הנמוך (טרוורטין האפיק) נמדדה וגילה הוא 8000 שנה.

רק באתר עין רחל קיימת סתירה בין הגילים הרדיומטריים ליחסי השדה המתוארים. בעין רחל נמדדו במפלס טרוורטין מואה גילים המאפיינים את טרוורטין הערבה בצד כאלו המאפיינים את טרוורטין מואה.

מדידה פלאומגנטית של טרוורטין ערבה בעין ערגה (בעזרתו של דר' ח. רון) העלתה היפוך מגנטי במרכז החתך כך שבסיס החתך חייב להיות עתיק מ- 780,000 שנה.

המסקנה שעולה מפיזור הגילים הוא שהטרסה הגבוהה ביותר בערבה, טרסה שיוחסה לתצורת ערבה הפליו-פלייסטוקנית היא מפלס שהיה פעיל החל בלפני לפחות 800,000 שנה ועד לפני כ-200,000 שנה. ההתחתרות לתוך המפלס העליון של טרוורטין ערבה ויצירת טרסת טרוורטין מואה היה מהיר כיוון שהגילים העתיקים ביותר של טרוורטין מואה הם 196,000 שנה. ניתן להבין את מהירות ההתחתרות בכך שרובה מוגבל לתחום עמקי הסטרייק של תצורות ע'רב וטקיה החוואריות-קירטוניות.

מתוך הגרף שבאיור 6 עולה כי קיימת רציפות השקעת טרוורטין בערבה, רצף הגילים התקבל מאתרים רבים ולא מאתר אחד כך שלא ניתן להסיק מסקנות ישירות על קביעות השפיעה במעיינות.

היסטורית המעיינות

הטרוורטין שונה בעוביו בכל אחד מהמפלסים: העובי הגדול ביותר מופיע בטרוורטין ערבה שם הוא מגיע לכ-10 מ', עוביו של טרוורטין מואה מגיע ל-4 מ' וטרוורטין האפיק ל-0.5 מ'. גם ההשתרעות המרחבית המינימלית המוערכת של הטרוורטין בכל מפלס שונה. טרוורטין ערבה יוצר משטחים נרחבים (עד כ-1 קמ"ר) על מפלס נוף גדוע ואופקי. טרוורטין מואה מכסה משטחים בלתי רציפים של עד 300 מ"ר בעמקים ואילו טרוורטין האפיק מצפה את קרקעית הערוצים הצרים והשתרעותו לא עולה על מטרים ספורים. אנו רואים אם כך, שיש התאמה בין גיל הטרוורטין, שטח השתרעותו ועוביו, כלומר יש למעשה התאמה בין גיל הטרוורטין ונפחו.

על השאלה מה הוא הגורם לירידת נפח הטרוורטין השוקע עם הזמן יכולים לענות מספר גורמים:

א) שפיעת המעיין;

כיפת ערגה (איור 4) היא דוגמא טובה לכך כיוון שבה מצוי מישור גידוע שגדע את ראש כיפת ערגה עד לחשיפת תצורת מישאש וכתוצאה מהחשיפה פרצו מעיינות שהשקיעו טרוורטין על מישור הגידוע סביב לכיפה. כיום לאחר שנחלים התחתרו אל מתחת למשטח הגידוע מצויים טרוורטינים במפלסי טרסות שונים סביב לכיפה והם מתעדים את התחתרות הנוף לתוך מישור הגידוע.

סטרטיגרפיה

הערבה הצפונית גובלת באזור טקטוני פעיל ומשתפל המנוקז לאגם הסופי של ים המלח שמפלסו משתנה תדירות. עקב כך קיימת התחתרות בנוף מחד ויצירת מדרגות סחיפה מאידך. על מדרגות אלה ובתוכן מופיע טרוורטין ובהסתמך על יחסי השדה בין המדרגות, משטחי הטרוורטין וגובהם היחסי מעל הערוצים הקיימים ניתן לחלק את הטרוורטינים הפלייסטוקניים לשלוש יחידות בנוסף ליחידת טרוורטין נאוגנית (חתך סכמתי באיור 5):

(1) טרוורטין המפלס העליון (טרוורטין ערבה) - עוביו המכסימלי 10 מ' והוא מכסה או מתאצבע עם טרסת הנחל הגבוהה ביותר בערבה שגילה מוערך כפליו-פלייסטוקן (Sneh, 1982). ברוב המקרים יחידה זו מופיעה במיקום הטופוגרפי הגבוה ביותר והיא מורכבת טרוורטין דטריטי עשיר בדפוסי צומח, וקלאסטיים של משטחי אצות (algal mats clasts). היחידה מופיעה כפלטפורמה שטוחה או כציפוי מדרון.

(2) טרוורטין מפלס הביניים (טרוורטין מואה) - טרוורטין זה מכסה ומתאצבע עם קונגלומרט טרסות Q_2 (מינוח ע"פ ח. גינת) שגילו פלייסטוקן תיכון עד עליון (אידלמן, 1979; יחיאלי,1987; גינת דברים בע"פ, 1996; Sneh, 1982). היחידה מגיעה לעובי של עד 4 מ' וכוללת טרוורטין מסיבי שבנוי ממשטחי אצות (עוביו כ-1.5 מ'), טרוורטין אינטראקלאסטי, טרוורטין חוואר וקונגלומרט.

(3) טרוורטין המפלס התחתון (טרוורטין האפיק) - טרוורטין המצוי בשטחים הנמוכים ביותר ומכסה את קרקעית הערוצים הרצנטיים או הסוב-רצנטיים בשכבה דקה של עד כ-0.5 מ'. השתרעותו מוגבלת לקרקעית התעלות הארוזיביות של הערוצים והוא בנוי משטחי אצות וחומר קלאסטי דק עד בינוני.

בנוסף לשלושת יחידות הטרוורטין הללו מופיעה באזור המחקר גם יחידת טרוורטין בתצורת חצבה המיוקנית.

(4) טרוורטין חצבה - זוהי יחידת הטרוורטין העתיקה ביותר החשופה בערבה, עוביה מגיע לפחות ל-15 מ'. החתך כולל טרוורטין גס גביש עשיר בחללי צומח ודפוסי עלים, טרוורטין דטריטי מגובש היטב, גיר אצות, גיר פיזוליטי, אונקואידים וסטרומטוליטים. יחידת הטרוורטין מכסה את קונגלומרט פרט צפע של תצורת חצבה (מיוקן עליון?) או משמש לו כצמנט (אידלמן, 1979) ומכוסה על ידי אבן חול חרסיתית ואדומה (היחסים הסטרטיגרפיים בתצורת חצבה על פי החלוקה של קלבו וחבריו, 1997). השתרעות יחידה זו מוגבל לאזור צופר וכבר בנחל שלהב שמצפון היא חסרה.

טרוורטין חצבה חשוף בעיקר בחלקו הצפוני של שדה מואה-צופר, בעוד טרוורטין המפלס העליון, הביניים והתחתון מצויים לאורך כל שולי הערבה (איור 1).

חשוב באזור. תצורת מנוחה הקרטונית ותצורת מישאש הבנויה חילופי צור גיר ופוספוריט הן מגיל סנון. תצורת מישאש סדוקה מאוד ומהוה אקויפר קטן עקב עוביה המצומצם והפרמביליות הקטנה שלה. תצורת מנוחה מהווה אקויקלוד טוב כיוון שהיא מכילה אופק חוואר עבה.

מעל לאקויפר המישאש מצויות שתי תצורות אקויטראדיות רכות וברות סחיפה, תצורת עירב הקרטונית מגיל מאסטריכט ותצורת טקיה החווארית מגיל פאלאוקן. שכבות הסלע האאוקניות שמעל, השייכות לחבורת עבדת, בנויות גיר קרטוני וגיר והן מהוות אקויפר. כיוון שבאזור העבודה הן יוצרות גבעות משאר קטנות לא נובעים מיחידה זו מעיינות. מעל לחבורת עבדת מונחת באי התאמה ארוזיבית תצורת חצבה המיוקנית שכוללת קונגלומרט בבסיסה (פרט שחק), גיר אגמי (פרט משק), אבן חול אדומה (פרט גידרון) ופרט צפע הבנוי מליתולוגיה מגוונת (קלבו וחבריו, 1997). את החתך סוגר רצף של קונגלומרטים מגיל פליוקן ועד הולוקן שמונח באי התאמה ארוזיבית וזויתית על כל חתך הסלעים שתחתיו. הקונגלומרטים בונים מספר טרסות סחף והגבוהה שבינהם הוגדרה כתצורת ערבה.

הטרוורטינים מצויים לצד מעיינות קטנים שחלקם יבש רוב השנה או במקומות בהם אין כיום מעיינות. אין עדויות להשקעת טרוורטין רצנטית ובדרך כלל הטרוורטינים בונים טרסות נחל עתיקות המצויות מעל לערוצי הנחלים הפעילים.

רוב המחשופים מצויים בתחומי "חבל הכיפות" (איור 2) שמצוי בין נחל סייף בצפון לנחל עמר בדרום (איור 1). המעיינות הרצנטיים מקיפים בדרך כלל את הכיפות ונובעים מן החלק העליון של תצורת מישאש (או מעט מעליו) בכיפות בהן היא נחשפת. הטרוורטינים מופיעים באזורים בהם נחשפת תצורת מישאש הסנונית או מעל מחשופי הסלעים הפוסט-סנוניים.

מיקום הטרוורטינים, המעיינות והקשר ביניהם

תצורת מישאש מצויה בין שתי יחידות סלע אקויטראדיות כך שבעצם היא אקויפר כלוא. עקב השתפלות אקויפר מישאש לכיוון מזרח הולכים וגדלים בו הלחצים הארטזיים ממערב למזרח (יחיאלי וחבריו, 1996). מכאן, שחשיפת תצורת מישאש בשולי הערבה, מקום בו קיים לחץ ארטזי, תגרום לנביעת מעיינות (איור 3). מספר תצפיות מאששות תמונה זו:

1. **המעיינות** הפורצים בחורף (או לאחר רעידת האדמה באוקטובר 1995) נובעים לאורך המגע בין גג תצורת מישאש לתצורת עירב. לעיתים המעיינות מקיפים את הכיפה הסטרוקטורלית לאורך מגע זה משלושה כיוונים ואז נוצר דגם זרימה רדיאלי מהכיפה אל סביבתה. צמחית המעיינות מקיפה במקרים רבים את הכיפה מכל הכיוונים. לעיתים הנביעות מרוכזות באגף המזרחי של הכיפה בלבד. מצב זה מתאפשר כאשר פני השטח הולכים ומשתפלים מזרחה כך שהמגע מישאש-עירב נחשף סביב לכיפות בנקודה הנמוכה ביותר מהבחינה הטופוגרפית, נקודה הנמצאת באגף המזרחי של הכיפות.
2. **הטרוורטינים** מצויים ברוב המיקרים בסמיכות רבה לכיפות סטרוקטורליות בהם נחשפת תצורת מישאש. יש מקרים בהם הטרוורטינים מקיפים את הכיפה משלושה כיוונים (עין ערגה) ויש מקרים בהם הם מקיפים רק האגף המזרחי של הכיפה (כיפת תמיד, כיפת שביה, עין יהב, נחל משק, מואה).
3. לא נמצאו טרוורטינים במקומות גבוהים טופוגרפית ממחשופי תצורת מישאש בשיאי הכיפות. אופי נביעה כזה לאורך קו מגע גאולוגי יוצר קו נביעות המאפשר השקעה של "סינור" טרוורטין המכסה שטח נרחב סביב לכיפה.

הטרוורטינים בערבה הצפונית והמרכזית: משמעויות פלאוגאוגרפיות, פלאוהידרולוגיות וטקטוניות

אנמר ליאור[2,1], היימן אריאל[1]

[1]המכון הגאולוגי, ירושלים
[2]המחלקה לגאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים

טרוורטין הוא סלע משקע קרבונטי המושקע ממים מתוקים בפתחי מערות, פתחי מעיינות (חמים וקרים), לאורך נחלים ועל גבי מצוקים. צבעו משתנה מלבן בוהק לצהוב ועד חום. טרוורטין מורכב בעיקר מקלציט עם כמויות קטנות ומשתנות של מגנזיום. הגורמים לשקיעת טרוורטין הם: (1) שקיעה כימית אנאורגנית כתוצאה מאידוי מים או כתוצאה מהפחתת הלחץ החלקי של הפחמן הדו-חמצני. (2) שקיעה כימית אורגנית כתוצאה מפוטוסינתזה של צמחים והקטנת ריכוז הפחמן הדו-חמצני במים. (3) שקיעה אורגנית ישירה או עקיפה בעזרת בקטריות, אצות, טחבים, וצמחים עילאיים.

לאורך שוליו של בקע ים המלח מצויים משקעי מעיינות וטרוורטינים רבים ונרחבים. הגדולים שבמחשופים מצויים ברמת הבניאס שבצפון הבקע, בבית שאן ובפלה שממזרח לה בירדן ולאורך מצוקי בקעת ים המלח בזרקא-מעין וקלירוהי שבירדן, ובנחל דוד שבמדבר יהודה (לפרוט ראה אנמר, 1998; והיימן, 1985). מחשופים אלו מצויים ברובם ליד או בסמוך לאזורים גשומים, אך אלו של צפון הערבה מצויים באזור מדברי צחיח המתאפיין כיום בממוצע רב שנתי של כ-50 מ״מ. המעיינות באזור זה כמעט ואינם פעילים כיום.

משקעי המעיינות בערבה (טרוורטין, טרוורטין דטריטי, טרוורטין חווארי) משתרעים בין המכתש הקטן בצפון לרכס מנוחה בדרום והם בני גיל נאוגן עד הולוקן (איור 1). הטרוורטינים באזור זה תוארו בראשונה ע״י בן-תור ופרומן (1954) ולאחר מכן ע״י סקל (1967), Sneh (1972, 1982), אידלמן (1979), Livnat and Kronfeld (1985), יחיאלי (1987) ויחיאלי וחבריו (1994).

בסיור זה נכיר את משקעי הטרוורטין בערבה הצפונית. נעמוד על יחסי השדה של הטרוורטינים עם סלעי הסביבה, נתאר את החתך הסטרטיגרפי שלהם ונדון בסיבות להופעת הטרוורטינים והמעיינות בערבה הצפונית, הגורמים המשפיעים על מיקומם, השינויים בשפיעת המעיינות שהרבידו אותם, והתפתחות הנוף הסובב אותם.

רקע כללי

אזור הסיור מצוי לאורך השוליים המערביים של צפון ומרכז עמק הערבה וממערב לשברים הראשיים המגבילים את אגני הערבה והמהוים חלק מטרנספורם ים המלח. מחשופי הטרוורטין חולקו לשלושה שדות עיקריים: שדה מואה-צופר, שדה עין יהב-עין ערגה ושדה נחל משק-עין תמיד (איור 1). כל השדות מצויים מערבה מכביש הערבה באזור בו מתחיל הנוף להתרומם במתינות אל עבר הרי הנגב. הטרוורטינים מכסים את סלעי סביבה שגילם סנון עד הולוקן.

הסלעים החשופים באזור הם מגיל טורון עד הולוקן והם כוללים את גג חבורת יהודה מגיל טורון הבנויה גיר קשה ומשוכב ונחשפת רק במרחק גדול מן המעיינות והטרוורטינים אך מהווה אקויפר

מדריך סיורים – תוכן עניינים

הטרורטינים בערבה הצפונית והמרכזית: משמעויות פלאוגאוגרפיות, פלאוהידרולוגיות וטקטוניות

אנמר ליאור, היימן אריאל 1

קרקעות וסדימנטים קלסטיים – סמנים לאירוע היבשתי הטורוני בצפון-מזרח הנגב

עמיר סנדלר 21

משקעים רביעוניים באגן ים המלח (תצורות ליסאן וצאלים) התפתחות אגמית ופליאוסייסמולוגיה

שטיין מרדכי, ברטוב יובל, כדן גלית, קן-תור רויטל, אייל יהודה, אנזל יהודה, מרקו שמואל, עגנון אמוץ 36

שער אנגלי:

Joined Field Trip:

Geohydrology of the Dead Sea area

Yoseph Yechieli, Ittai Gavrieli 1

Sinkholes along the Dead Sea Coast

Arie Gilat 21

ועד החברה הגיאולוגית הישראלית 1998/1999:

משה שירב (שורץ) – נשיא

אבנר אילון – סגן נשיא

שמעון אילני – מרכז פעולות

יהודית הר לבן – מזכיר

יועץ דויטש – גזבר

אריה גילת – חבר

דב גינזבורג – מנהל הקרן ע"ש ד"ר פרץ גרדר ז"ל

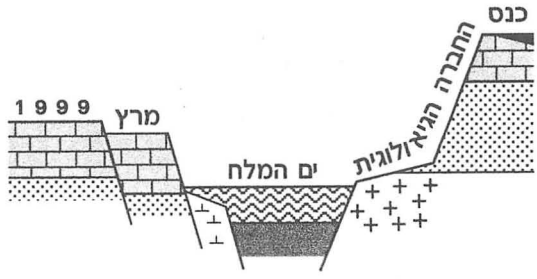
החברה הגיאולוגית הישראלית מודה למדריכי הסיורים והחברים שעזרו בהכנת מדריך הסיורים.

הפקה: דן הפקות, טל./פקס: 02-5354972

החברה הגיאולוגית הישראלית

Israel Geological Society

הכנס השנתי, 1999



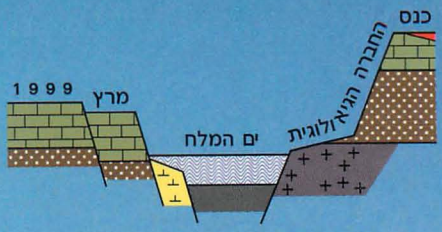
מדריך סיורים

כ' - כב' אדר תשנ"ט

עיצוב עטיפה: בת-שבע כהן
צילום: אבנר פורשפן

החברה הגיאולוגית הישראלית

Israel Geological Society



הכנס השנתי, 1999

מדריך סיורים

ים המלח

כ'-כב' אדר תשנ"ט