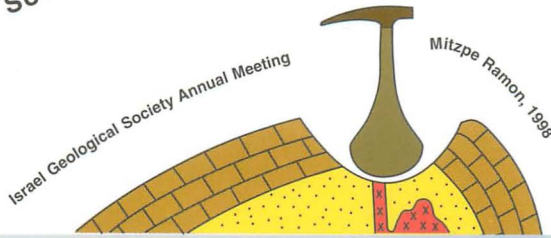




**Ramon  
Science Center**



Annual Meeting  
Mitzpe Ramon, 1998

Field Trips  
Guidebook

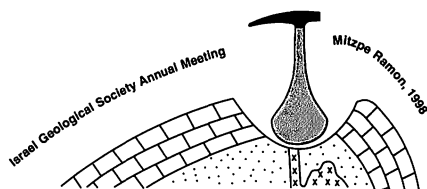


**English cover:** Western edge of Makhtesh Ramon, the volcanic structure of Giv'at Arod, and basanitic flows of Karnei Ramon. Oblique air photograph by Shmuel Engelstein, the Weizmann Institute of Science.

**Hebrew cover:** The twin makhteshim of Har Arif. Oblique air photograph by Aeropan Ltd., Jerusalem.

*We thank the Weizmann Institute of Science and the Ramon Science Center for use of the air photographs.*

**Ramon  
Science Center**



**ISRAEL GEOLOGICAL SOCIETY  
ANNUAL MEETING — MITZPE RAMON**

# **FIELD TRIPS GUIDEBOOK**

EDITOR :

Naomi Porat  
Ittai Gavrieli  
Ram Weinberger  
Yoseph Yechieli  
Avner Ayalon

**22-24 MARCH 1998**

**The Geological Society of Israel thanks the following for their contributions:**

The Geophysical Institute of Israel  
Ministry of National Infrastructures  
The Geological Survey of Israel  
Ben Gurion University of the Negev, Beer Sheva  
Bank Tefahot Ltd.  
Dead Sea Works  
Ramon Science Center  
Rotem Amfert Negev Ltd.  
Negev Industrial Minerals Ltd.  
Weizmann Institute of Science

**Geological Society Committee 1997/1998**

Avner Ayalon — President  
Yehuda Eyal — Vice-President  
Naomi Porat — Secretary  
Yoseph Yechieli — Treasurer  
Ittai Gavrieli — Activities Coordinator  
Ram Weinberger — Member

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

The Geological Society of Israel thanks the field trip leaders and members who assisted in preparing the Field Trip Guide.

Typesetting and Production  
Laser Pages Publishing Ltd., Jerusalem  
Tel: 02-6522226 Fax: 02-6522277



## **FIELD TRIPS — Contents**

- Field Trip 6b: The influences of geological substrates on ecology:  
Plants and snails in the Negev highlands** 1-E  
D. Ward
- Field Trip 7: The acid magmatic bodies associated with volcanism,  
hydrothermal alteration and mineralization in  
southern Makhtesh Ramon** 3-E  
A. Itamar, A. Segev, S. Peltz
- Field Trip 8a: Evidence of earthquake destruction in the  
archaeological record — The case of ancient Avdat** 21-E  
P. Fabian
- Field Trip 8b: Study of the geology, geomorphology and  
neotectonics in the lower Besor Basin** 27-E  
N. Greenbaum, R. Ben-David, W. Lettis
- Field Trip 9: Introduction to the Ramon National Geological  
Park** 41-E  
E. Mazor



## Field Trip 6B:

# THE INFLUENCES OF GEOLOGICAL SUBSTRATES ON ECOLOGY: PLANTS AND SNAILS IN THE NEGEV HIGHLANDS

**David Ward**

*Ramon Science Center, Mizpe Ramon, Israel, and Mitrani Center for Desert Ecology, Blaustein Institute for Desert Research, Ben Gurion University of the Negev, Sede Boqer 84993, Israel*

Geology is frequently considered to be the basis for environment. In the Negev desert highlands, geology plays only a secondary role in determining the distribution of plants. The factor that is most important in determining the distribution of plants is rainfall. However, within any given rainfall zone, geology is the factor of primary importance in determining plant distributions. The importance of geology is most striking on a number of less common substrates, such as basalt and gypsum where species such as *Anabasis setifera* and *Capparis aegyptiaca* become dominant. In wadi beds, stochastic factors induced by the force of the winter floods are more important than substrate in determining plant distributions. Floods can abruptly change the course of a wadi and thereby cut off some plants from their water supply and provide others with more than they are accustomed to. Such events can cause local increases in the abundance of certain species such as *Lycium shawi* to the point that they become dominant members of their plant communities. Because plants may influence the quality of their habitats, either by changing the distribution and availability of soil nutrients and water or by changing the light environment of plants growing under their canopies, stochastic events can have long-term consequences independent of geology in communities of long-lived plants. Such events can alter the ecology for tens or even hundreds of years.

The distribution of the snail, *Trochoidea simulata*, is determined largely by the availability of calcium carbonate (the basis of its shell) in the habitats it exists in. For example, it is widespread on the limestone hillsides of the Negev highlands but is absent from sand dunes and basalt outcrops. The appearance of different color morphs of this species has long been considered enigmatic by ecologists. As one travels southwards along the gradient of declining rainfall and increasing temperature in the Negev, the ratio of white snails:brown snails decreases. This is enigmatic because brown snails presumably get hotter in the summer than white snails, and yet are more abundant in

the hotter parts of the desert. Recent research has shown that the increase in the proportion of brown snails southwards is due to the decreased available of calcium carbonate which affects the color of the shell and is not related to the temperature of the environment. On dark substrates (e.g., desert patina) regardless of chemical constitution, the proportion of brown snails increases, presumably due to the selection by predators of white snails that are exposed on this dark background. Thus, geological substrate may influence ecological interactions independent of the chemical or physical characteristics of the substrate.

## **Field Trip 7**

# **THE ACID MAGMATIC BODIES ASSOCIATED WITH VOLCANISM, HYDROTHERMAL ALTERATION AND MINERALIZATION IN SOUTHERN MAKHTESH RAMON**

**Itamar, A., Segev, A., Peltz, S.**

*Geological Survey of Israel, 30 Malkhe Yisrael Street, Jerusalem 95501, Israel.*

## **Introduction**

Among the three erosion cirques in the Negev, Ramon is the biggest (Fig. 1). Its most prominent tectonic feature is the Ramon fault, bordering the southern part of the cirque, the area of this excursion. Sedimentary units from the Triassic up to the Cenomanian are exposed in the Ramon area, but its most prominent features are the magmatic ones, including stocks, a laccolith, sills, dykes, necks and lava flows (Fig. 2). The magmatic rocks are divided into two main groups: a) the basaltic rocks, which are spread throughout the cirque; and b) the syenite-trachyte rocks, appearing in the south of Makhtesh Ramon.

The last annual meeting of the Geological Society of Israel in Makhtesh Ramon was held in 1987. At that meeting some of the features of the southern part of Makhtesh Ramon were presented, among them the metallic mineralization within the Gavnunim magmatic bodies and some breccia and contact metasomatic occurrences within and at the contacts of the Shen Ramon magmatic body (Itamar and Baer, 1994). In addition to these features the present excursion will relate to findings of geological, geochemical and geophysical studies in the last 10 years.

## **Geological background**

The well-exposed sequence of the syenite-trachyte rocks appears in two different exposures in southern Makhtesh Ramon: a) the Gavnunim bodies in the east; and b) the Shen Ramon body in the west (Fig. 3).

The age of the acid magmatic rocks was determined in a few studies. The first Rb-Sr isochron obtained for 7 samples from Gavnunim and Shen Ramon yielded an age of

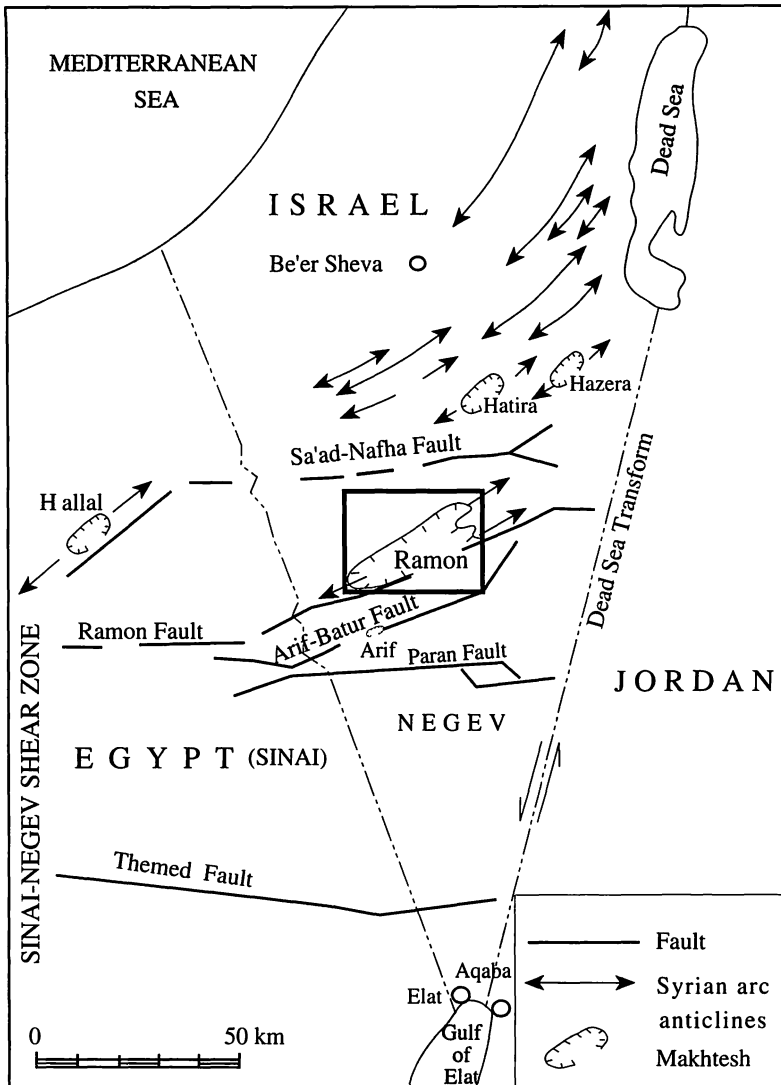


Fig 1. Location map.

107±4 Ma (Starinsky et al., 1980), which was later interpreted as representing a hydrothermal activity. Later, a 4 point Rb-Sr isochron for Gavnunim rock yielded an age of 124±13 Ma and a 4 point isochron from Har Arif yielded an age of 123±9 Ma (Lang et al., 1988), both interpreted as crystallization ages.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age for the main quartz-syenite body in Gavnunim yielded a plateau age of 122.5±1.3 Ma (Lang and Steinitz, 1994) and a conventional K-Ar isochron for six adularia separates from metallic veins cutting the Gavnunim body (Itamar and Steinitz, 1988) yielded 125±2 Ma. All these age determinations point to the time interval of 122.5–125 Ma for the emplacement of the acid magmatic bodies and the associated metallic veins.

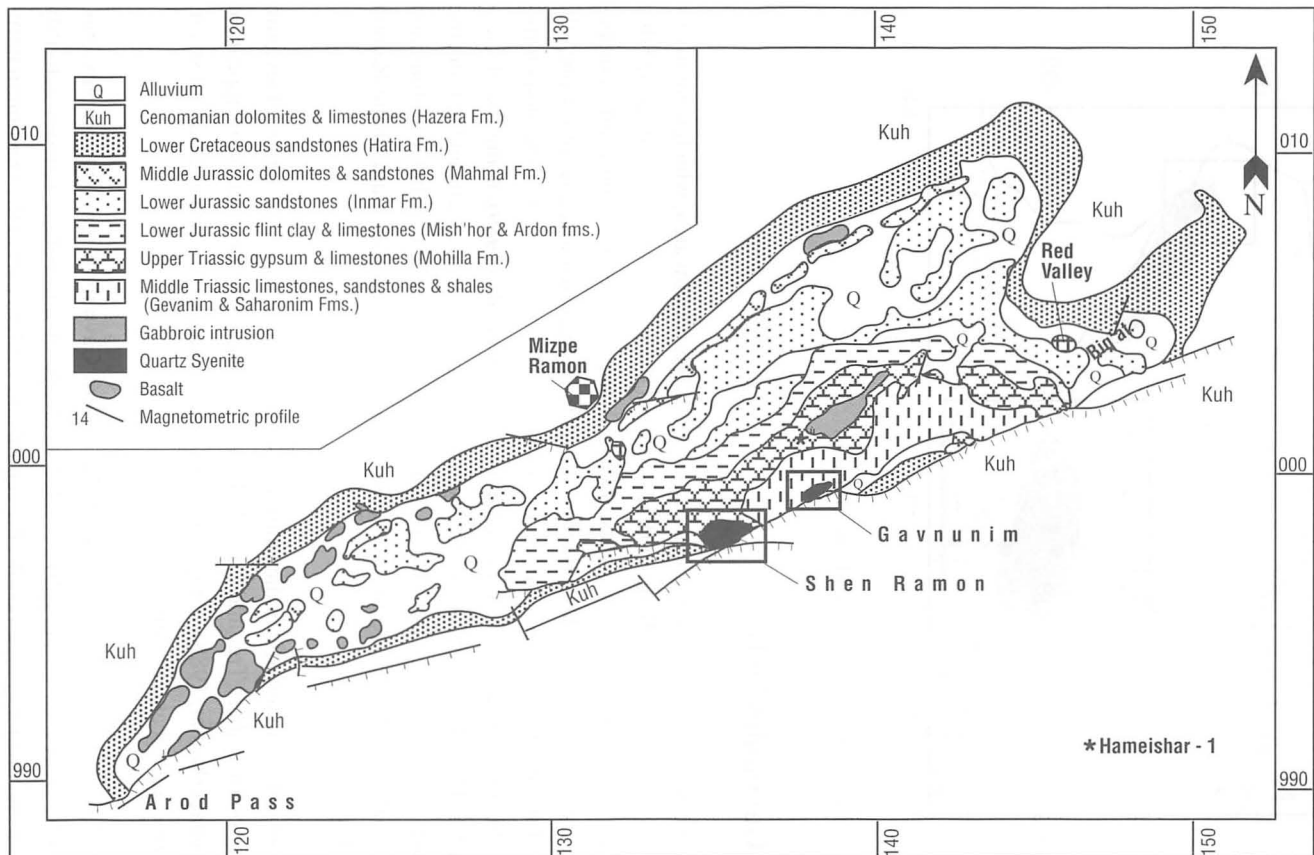


Fig. 2. Generalized geological map of Makhtesh Ramon.



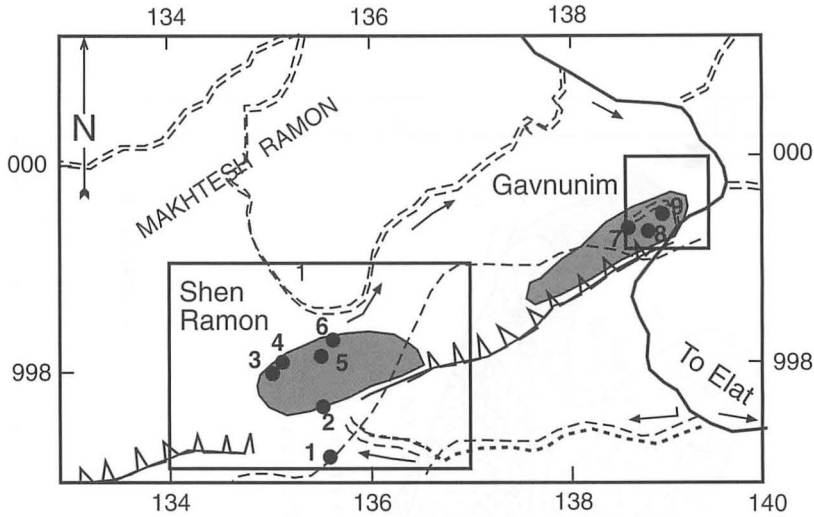


Fig. 3. Location of field trip stations.

### The Gavnunim body

There are five exposures of magmatic rocks in the Gavnunim area, which were investigated over a long period. Bendor (1952), Mazor (1955) and Zak (1968) suggested that these are shallow bosses, with extensions as sills, having syenitic to bostonitic composition. Based on drillhole data, Baer et al., (1986) suggested that except for one sill, most of the bodies are connected in the subsurface, comprising a homogenous intrusion. This interpretation was reinforced by Goldman et al., (1989), using the electromagnetic (TDEM) method, and by Segev et al., (1996a), using magnetic and gravimetric methods, which extended the subsurface information and indicated that a continuation of the magmatic bodies occurs not only in Gavnunim, but also south of the Ramon fault (Fig. 4).

The roofs of the magmatic bodies intrude the clastic sequence of the Triassic Gevanim Formation (members  $Trg_1$  and  $Trg_2$ ). Polymetallic vein-type mineralization appears at this contact (Itamar, 1988), comprising sulfides, arsenides and sulfoarsenides of silver, lead, zinc, nickel and uranium.

A detailed geological investigation of the eastern Gavnunim igneous complex conducted by Segev et al. (1996b) revealed evidence of multi-stage igneous activity (Fig. 5). According to their results, the central and western part of the Gavnunim intrusion comprises relatively uniform quartz syenite, whereas the eastern part consists of several bodies (Fig. 5). The latter are various trachyte bodies associated with the main quartz syenite (MQS) body, including: sill —  $\tau_1$ , sill —  $\tau_2$ , feeder dyke —  $\tau_3$  and the

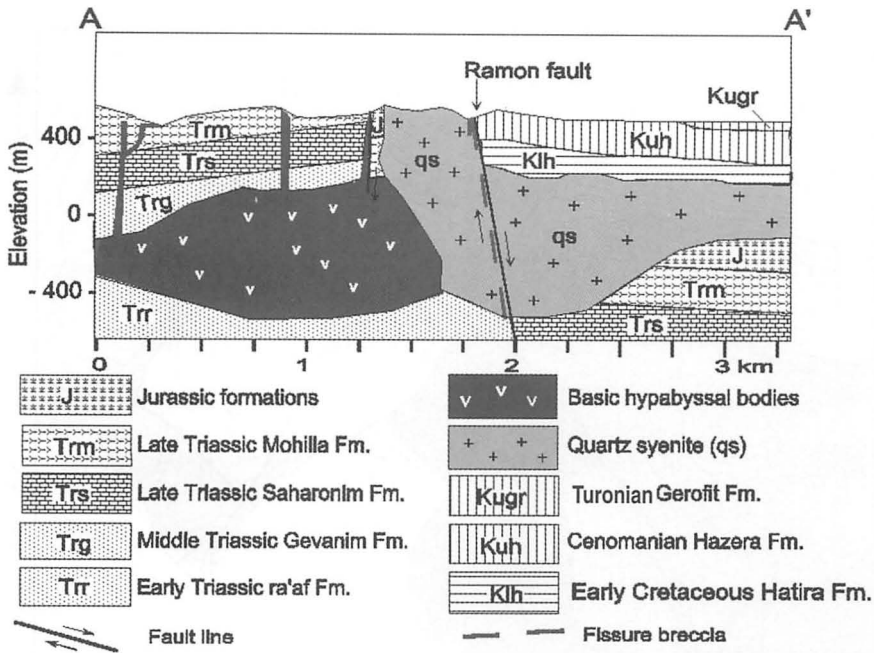


Fig. 4. Magnetic and gravimetric cross section from Gavnunim to Ramon fault.

lobe —  $\tau_4$ , which are emplaced within the Triassic Gevanim Member (Trg). A thin (0-0.5 m) quartzite marker was found between the top of the MQS body (coord. 1390/9995), and the trachytic sill —  $\tau_1$ . This marker was used to clarify the field relations between these two bodies. The feeder dyke —  $\tau_3$  cuts the sill —  $\tau_2$  and is transposed to the lobe —  $\tau_4$  toward the southwest (Fig 5). The lobe —  $\tau_4$ , as well as the composite body —  $\tau_5$  are emplaced within a higher stratigraphic levels (upper Gevanim Formation — Trg<sub>3,4</sub>, and Saharonim Formation — Trs), and have no contacts with the MQS and only limited contact with each other, so their time relations are not fully understood.

A part of the sill —  $\tau_1$  and the lobe —  $\tau_4$  have lava flow cooling structures: in places breccia at the base, a sheeting and pencil joints on top, and a columnar structure in-between. In addition to the above-mentioned cooling structures, the lobe has a highly vesicular top which is generally typical to a subaerial flow. The composite isolated magmatic body —  $\tau_5$  has a plug shape (feeder), which is transposed through an inclined dyke to a concordant sill with a cooling structure at its top.

The rock type of the Gavnunim bodies is a quartz syenite with some chemical variations (see Table 1). Generally the rock is alkaline with sodic affinity, but the sills which are partly altered are more potassic. Silica is high, showing that the rocks are close to granitic composition. Alteration and presence of volatile components is emphasized

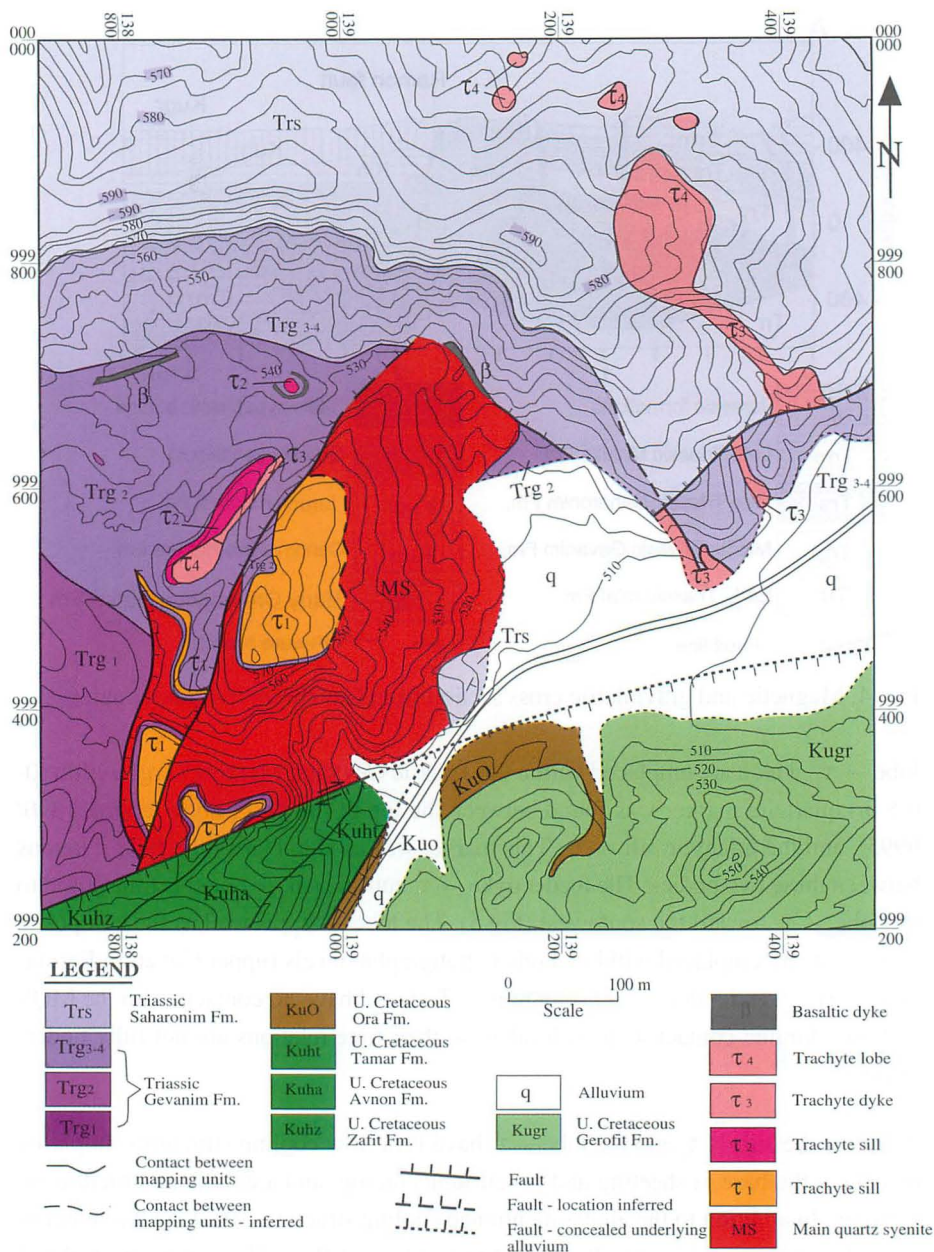


Fig. 5. Detailed geological map of the east Gavnunim area.

by high LOI of the sills and the lobe. The rocks are fine- to medium-grained. However, some petrographical variations are visible within the various stratigraphic units: The main fine- to medium-grained quartz syenite body (MQS) have a porphyritic texture and comprises mainly phenocrysts of anorthoclase. The majority of the Gavnunim sills and dykes are typical trachytes. They commonly show a porphyritic habit



Table 1. Chemical Composition of Representative Rocks

Rock Type	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	L.O.I	Total
<b>Gavnunim</b>											
MQS deep	70.1	0.4	12.6	5.9	0.1	0.1	0.5	6.6	3.6	0.7	100.2
MQS roof	69.8	0.3	13.5	5.8	0.1	0.1	0.7	5.5	4.2	1.7	99.9
Sill — τ <sub>1</sub>	69.1	0.4	12.9	6.4	0.1	0.1	1.1	5.7	4.1	1.6	98.9
Sill — τ <sub>2</sub>	62.0	0.4	16.1	6.2	0.3	0.3	3.0	5.5	6.2	3.3	100.2
Dyke— τ <sub>3</sub>	67.3	0.4	14.7	5.9	0.2	0.1	1.3	5.4	5.0	2.3	99.4
Lobe — τ <sub>4</sub>	66.0	0.3	13.9	7.2	0.1	0.1	0.5	6.8	4.9	2.3	100.3
<b>Shen Ramon</b>											
Unaltered	61.6	0.3	13.6	7.9	0.0	0.1	0.3	4.9	4.6	0.9	98.9
Propylitic	62.9	0.2	14.1	11.1	0.0	0.1	0.5	5.2	4.4	1.5	100.3
Argillitic	71.3	0.2	13.8	4.0	0.0	0.1	0.3	5.0	4.5	1.5	100.9
Potassic+Fe	56.2	0.2	12.2	19.6	0.0	0.1	0.6	3.5	5.4	2.5	100.4
Lapilli-Tuff	91.0	0.1	3.1	1.3	0.0	0.1	0.4	0.5	0.9	2.4	101.4
Skarn + Mineralization	45.8	0.1	3.3	20.5	0.0	0.6	5.4	0.3	0.4	13.3	89.7*

\*10% metallic elements

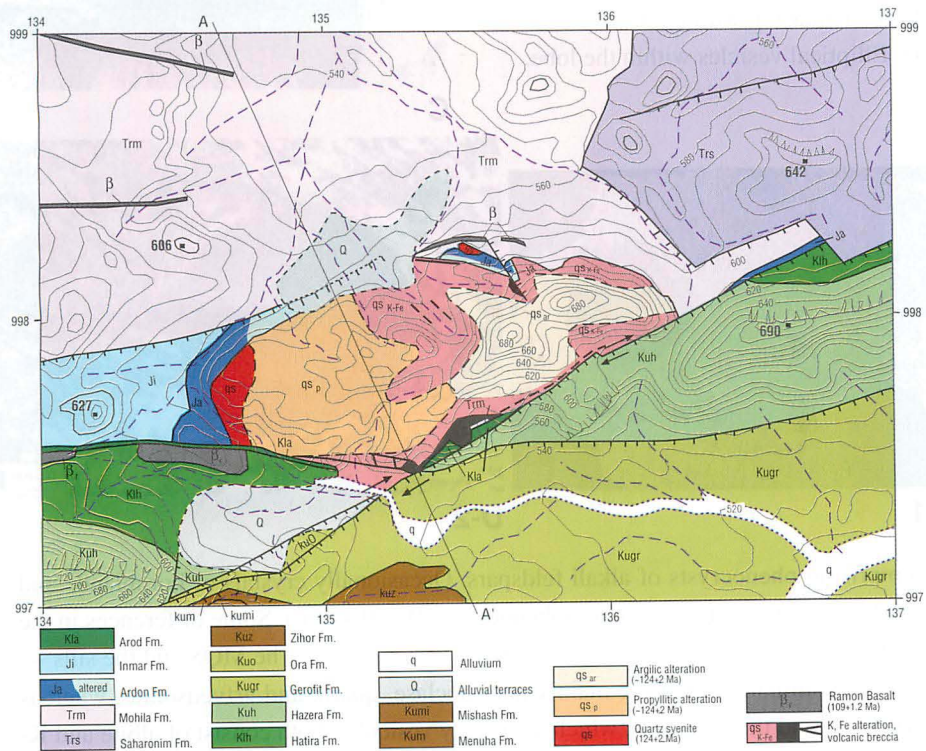
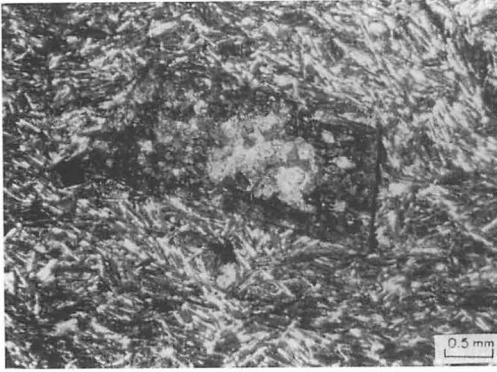
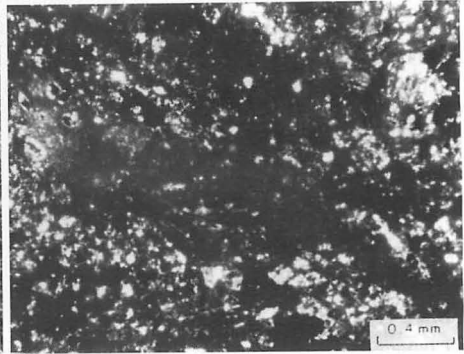


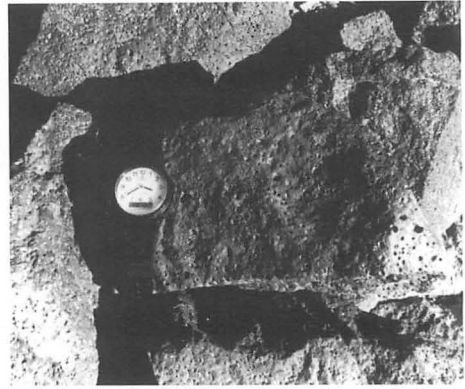
Fig. 7. Detailed geological map (including alteration zones) of Shen Ramon..



**A**

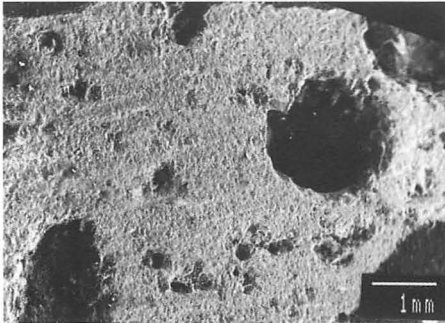


**B**

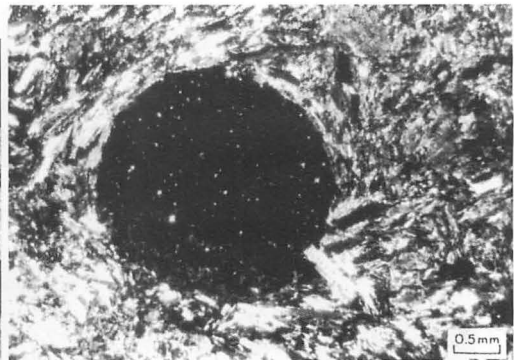


**C**

Fig. 6. Petrography of Gavnunim rocks:  
 A. Flow structure within a trachytic sill.  
 B. Isotropic cement within a trachytic sill.  
 C. Vesicular top within a trachytic sill.  
 D. Elliptical vesicles within the lobe.



**D-1**



**D-2**

comprising phenocrysts of alkali feldspars. Occasionally crystals of hornblende and quartz were encountered as microphenocrysts (0.7–0.4 mm). Some differences in the mineralogy were also observed between the various types. The MQS and the sills —  $\tau_1$ ,  $\tau_1$  are similar, containing mainly anorthoclase, quartz and arfvedsonite, whereas dyke —  $\tau_3$  and the lobe —  $\tau_4$ , which are highly vesicular, both consist of albite and K-feldspar instead of the anorthoclase. The groundmass of the trachytic sills and dykes consist predominantly of alkali feldspar of a second generation, less acid plagioclase,

a variable amount of quartz and opaque oxides. Pilotaxitic, fluidal-pilotaxitic and microvesicular textures were encountered. In some cases lath-like feldspar microlites (0.5–1.25/0.1 mm) expose a sub parallel position within flow lines which wind around the phenocrysts (Fig. 6a). In cases of transitional forms to microsyenite, the feldspar crystals of the groundmass are not so lath-like and are usually more tabular. In  $\tau_3$  and the MQS an isotropic vitric material fills the irregular interstices between the feldspars (Fig. 6b). This feature appears, in places, in several sills but is typical to the vesicular lobe  $\tau_4$ . In the vertical sections performed, vesicles are found in a few sills, constituting a top vesicular zone (Fig. 6c) of 1–3 m thick. The vesicles in the lobe are elliptical and spherical (1/0.4–2/1 mm) (Fig. 6d), showing an irregular contour of the walls and an increase in number and size upward. A part of the vesicles are filled with incipiently limonitized opaque minerals, argillic and carbonatic material, quartz, and gypsum.

The above mentioned textures within part of the Gavnunim bodies define a transition from shallow subvolcanic to subaerial extrusive crystallization conditions.

### **The Shen Ramon body**

Based on drillhole data, Itamar et al., (1993) suggested that Shen Ramon is probably a shallow sill. Geophysical research (Segev et al., 1996a) shows that the deep roots of Shen Ramon appear south of the Ramon fault, just as in Gavnunim. Itamar et. al., (1997) found small vents and explosion fissures which cut the sill-like magmatic body. These are presumably the last stage of the magmatic activity in Shen Ramon.

The geochemistry and petrography of Shen Ramon body were also investigated for many years. Weissbrod and Bogoch (1979), Bonen (1980) and Bogoch et. al., (1992) suggested syenitic to trachybasaltic composition, however, Itamar (1993) shows that only a small part in the west of Shen Ramon remains an unaltered original rock, namely, a fine to medium-grained quartz syenite composed of anorthoclase, quartz and arfvedsonite, like in Gavnunim. The rest of the body is hydrothermally altered to three phases (Fig. 7):

- a) propylitic — occupies the center of the body and its western flanks and is represented by a greenish medium-grained rock, containing mainly chlorite, alkali feldspar and some calcite;
- b) argillitic — appears on the top of the central part of the body, and is represented by a pale gray rock containing mainly kaolinitized feldspar and quartz; and
- c) iron-potassic — the last phase, appears in the lower flanks around the body, as a brown reddish rock composed mainly of alkali feldspar and mineralized veins containing rare earth minerals such as: bastnaesite and fluocerite, Pb chlorides, hematite and pyrolusite.

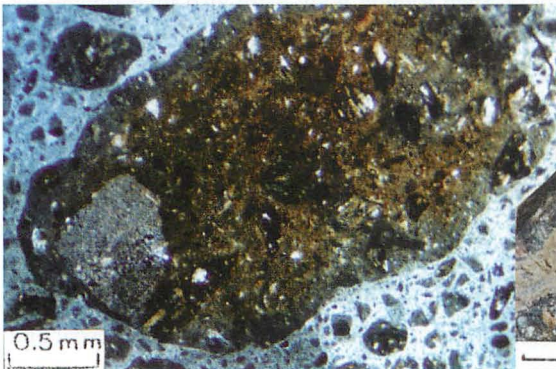




**A**



**B**



**C-1, C-2**



Fig. 8. Explosion features, breccias and associated mineralization.

A. A fissure filled by lapilli breccia.

B. An explosion vent filled by lapilli breccia.

C. Several generations of lapilli fragments, cemented by cryptocrystalline quartz.





D



E-1, E-2



F-1, F-2

- D. Non-explosive breccia.
- E. Non-mineralized fluoritic skarn at the contact between the propylitic zone and the quartz syenite
- F. Fluoritic skarn hosting metallic mineralization, at the contact with the iron-potassic zone.



The chemical composition of the various Shen Ramon rocks (Table 1) shows mainly an increase in silica content from the unaltered rock, toward the argillitic, constant alkali proportion, but low silica and higher potassium/sodium ratio and high iron content in the iron-potassic alteration. The high silica content of the lapilli breccia is a result of abundant quartzite pebbles.

The prominent feature in Shen Ramon is the brecciated rocks (Fig. 8), appearing mainly within the iron-potassic alteration phase as two types: a) lapilli breccias - hard and friable, generated by explosive processes; and b) in-situ (non-explosive) brecciated rocks. The hard lapilli breccias constitute elongated bodies (Fig. 8a), 3 to 500 m long and 0.2 to 1.0 m wide, which form straight lines, cross-cutting networks and radial fissure and feeder structures. These bodies are strongly associated with small semi-concentric depressions, which are probably explosion vents filled by friable lapilli breccias (Fig. 8b). The pinkish, brownish and grayish lapilli breccias within the fissures, feeders and vents are commonly altered. They consist of lithoclasts of quartz syenite, trachyte, quartzite and sandstone, as well as fragmented crystals of feldspar, quartz, arfvedsonite and pyroxene. The matrix is a crystal-lithic tuff, like a muddy material with micronic quartz and feldspar (Fig. 8c). The explosive processes, which formed the lapilli breccias, were generated within several simple or complex structures:

- 1) single explosion vent;
- 2) explosion vent associated with explosion fissures;
- 3) feeder vent;
- 4) feeder vent associated with explosion fissures.

The explosive activity took place over several generations (Fig. 8c) in which rocks of the first two alteration phases (propylitic and argillitic) were fragmented and became particles within the later breccias. However, the potassic phase appears in the host rocks and within both the particles and the matrix, indicating that it was the last alteration stage, possibly associated with the last explosive stages.

The in situ breccias are close to the vents, feeders and fissures. They were formed as a by-product of the explosions, but only as in situ fragment of the quartz-syenite. That breccia is composed of blocky, irregularly shaped, clast-supported, poorly sorted monomict particles of quartz syenite, making a fractured jigsaw pattern of the original rock (Fig. 8d).

REE mineralization in the Shen Ramon area was discovered in stream sediments (Itamar et. al., 1994; Brenner and Itamar, 1995). It appears in two forms: a) as veins within the lapilli breccias of the explosion vents and fissures; b) as a disseminated phase within the carbonate rocks of the Jurassic Ardon Formation, at its contacts with the magmatic

body. Itamar et. al., (in prep.), shows that the mineralization consists mainly of bastnaesite - a carbonate mineral of light rare earth elements: La, Ce, Nd and Sm.

At the contact between the propylitic quartz syenite and the carbonate rocks of the Ardon Formation, the latter was turned into fluoritic skarn (Fig. 8e) composed of fluorite, quartz and calcite. At the contact between this fluoritic skarn and the potassic altered rocks, the skarn was mineralized by disseminated brown, black and yellow hematite and limonite, as well as by alternating bands of yellow iron sulfates and white-gray bands of quartz and bastnaesite (Fig. 8f).

The above-mentioned arguments are indicative of multi-phase activity in Shen Ramon, as follows:

- 1) emplacement of a sill, which extended from a quartz syenite body in depth south of Shen Ramon, with insignificant effects on the surrounding sedimentary rocks;
- 2) propylitic alteration (affecting most of the exposed magmatic body) accompanied by contact metasomatism of the surrounding carbonate rocks, turning them into fluoritic skarn;
- 3) argillitic alteration of the higher parts of the magmatic body;
- 4) explosions in several stages along fissures and vents;
- 5) potassic alteration, accompanied by metallic mineralization, of mainly the pre-existing brecciated magmatic rocks; this mineralization penetrated the carbonate rocks at the contact.

### **Excursion Guide (Fig. 3)**

#### ***Station 1: A view toward the southern Shen Ramon body***

A panoramic view on a network of explosion fissures and vents from a small hill south of the Ramon fault (Fig. 9). The network, which appears in front of the hill, is close to the margins of Shen Ramon, and is built of a main breccia fissure line, 1 km in length. The breccia line is hard and very prominent in the area; it is intersected by several concentric vents and connected to other fissure lines, all of them building a criss-cross structure, indicating highly explosive events.

#### ***Station 2: Southern Shen Ramon - Explosion fissure filled by lapilli breccia***

Walking 500 m to the north, there is a prominent exposure of the main lapilli breccia body (mentioned above), 0.5 m in width. The rock is hard and dark, composed of variable particles both in size and composition, including particles of altered magmatic rocks and sandstone. All are cemented by dark and opaque silica. Some of the particles are composed of several other broken particles, indicating several stages of explosion. Among the particles visible are those of the propylitic and argillitic altera-

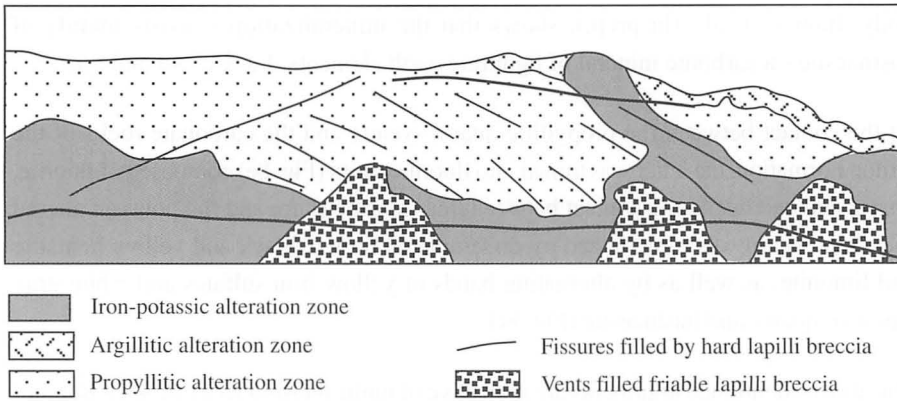


Fig. 9. Panoramic view on a network of fissures and vents in Shen Ramon.

tion phases, potassic alteration cross cuts all the particles and in places also penetrates the cement.

***Station 3: A contact between unaltered quartz syenite and carbonate rock of the Ardon Formation***

A contact between the Ardon Formation, consisting of dolomitic limestone, and the top of the unaltered quartz syenite body. The magmatic rock is gray-greenish, medium-grained and homogenous. The carbonate rock at the contact is fine-grained, hard, pale yellowish to gray, with some sign of baking, but without metasomatic effects.

***Station 4: A contact between propylitic quartz syenite and non-mineralized fluoritic skarn***

A transition between unaltered, friable, pale carbonate rock, and a dark violet and hard propylitic quartz syenite. The violet rock is the fluoritic skarn, mainly composed of fluorite, quartz and calcite, with weak anomalies of U, Pb and Zn. The quartz syenite is greenish medium-grained, partially affected by the subsequent iron-potassic alteration. Eastward along the way we can observe several alteration types of quartz syenite, among them the pale, medium-grained argillitic alteration.

***Station 5: Explosion vent, potassic alteration and mineralization - northern Shen Ramon***

Explosion vent in a small valley. The vent has an elliptical shape, its walls are colored and friable, and some silicified small fissures are visible at the bottom. These fissures are mineralized, mainly containing the rare earth minerals bastnaesite and fluorite, together with sphalerite and galena. Strong red brown colors are dominant in/near the vent, indicating the potassic alteration of the quartz syenite. These altered rocks are

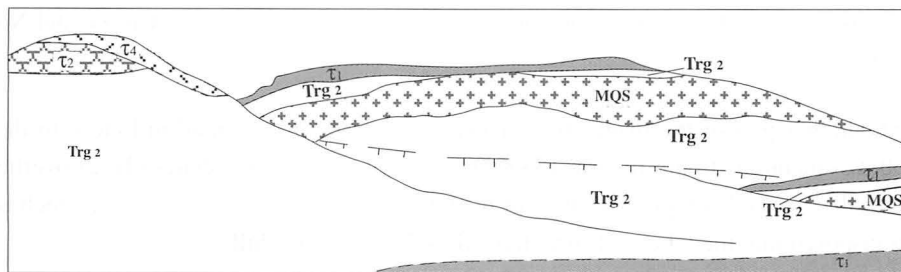


Fig. 10. Panoramic view on magmatic phases within the east Gavnunim bodies.

composed mainly of alkali feldspar, medium to coarse-grained, contaminated with iron oxides. In-situ fractured quartz syenite, appears close to the above-mentioned vent.

***Station 6: Potassically altered quartz syenite overlying mineralized fluoritic skarn in northern Shen Ramon***

Fluoritic skarn layer of the Ardon Fm., 2 m wide and 200 m long, in contact with the potassically altered quartz syenite (similar to that in the previous). The contact is sharp and the magmatic rock overlies concordantly, sub-horizontally, the skarn layer. This layer consists of fluorite, quartz and calcite, mineralized with disseminated iron oxides together with quartz and bastnaesite, completely changing its original composition and color from yellow gray dolomitic limestone, to brown-black fluoritic skarn. The bedrock is intersected by white quartz and bastnaesite veins and yellow veins of iron sulfates minerals, resulting in a banded structure (reminiscent of banded iron).

After this station we meet the vehicle and drive via the gypsum quarries toward the Gavnunim Valley.

***Station 7: Gavnunim magmatic phases — panoramic view***

A panoramic view on the several exposures of the Gavnunim intrusion and its several magmatic phases (Fig. 10). Toward the west we can look at the contact between the main quartz syenite (MQS) body, comprised of dark rocks and a smooth roof and the sandstone (quartzite) and shale of the Triassic Gevanim Formation. Toward the east we can see most of the magmatic phases of the Gavnunim area exposed on the slopes of two hills. The shales of the Gevanim Formation are exposed in front of the eastern magmatic body foothill. A small quartzitic layer divides the MQS roof from the overlying first sub-horizontal sill ( $\tau_1$ ) on top of the hill. This sill has a well-developed columnar structure and a pale brown color. A prospecting trench appears within the downfaulted block of the MQS toward the south. The trench contains several veins of

the hydrothermal mineralization containing sphalerite, galena and U, Cu, Zn and Nb oxides.

The higher part of the magmatic sequence is exposed in the small hill close to the above- mentioned fault (coord. 13890/99952), where Gevanim shales (Trg2) overlie the sill —  $\tau_1$  and comprise the base of the hill. Sill —  $\tau_2$  is cut by dyke —  $\tau_3$ , which is transposed into the lobe —  $\tau_4$  which overlies the top of this hill.

**Station 8: Sill  $\tau_1$**

Walking from the previous station up to the top of the hill, we shall first cross the roof of the main quartz syenite (MQS) body, where a prospecting trench (coord. 13887/99944) exposes a complex of hydrothermally altered quartz syenite with metallic mineralization veins, containing sphalerite, galena and oxides of U, Cu, Zn and Nb in various colors: red, brown, yellow and black. Iron and manganese oxides are found disseminated within the altered rock. The presence of iron, manganese and Nb oxides suggests that this veins represent the first high temperature hydrothermal phase in the area (Itamar, 1988).

A thin quartzitic layer was found between the MQS and the overlying sill —  $\tau_1$ . This quartzite encompasses the hill, tracking the contact between these magmatic bodies. The MQS is dark, hard and homogenous, while the sill is typified by friable and heterogenous trachyte of a pale brown color. In places, it contains vesiculated rocks and cooling structures, such as breccia at the base, a columnar structure in the center and sheeting and pencil joints on top. Two prospecting trenches cut the sill —  $\tau_1$ , along metallic veins of galena, which cutting the MQS as well.

Toward the northeast we can see another composite magmatic body (coord. 13940/99968) similar to dyke —  $\tau_3$  and lobe —  $\tau_4$ .

**Station 9: Field relations between Sill —  $\tau_2$ , dyke —  $\tau_{2ee}$  and lobe —  $t_1$**

Sill —  $\tau_1$  consists of a gray greenish, fine-grained and almost homogeneous trachyte. Its lower contact with Gevanim shales is not clear, but the brecciation at the sill bottom is visible in some places. At the eastern margins of the hill, the almost vertical dyke —  $\tau_3$  cuts, along sharp contact, the sill  $\tau_2$ . The dyke consist of a fine-grained and strongly altered quartz syenite, associated with quartz veins. At the southwestern side of the hill the dyke is gradually transposed into the lobe —  $\tau_4$ , which is comprised of dark violet and jointed (sheeting and pencil joints) porphyritic trachyte, highly vesiculated at the top.

## REFERENCES

- Baer, G., Itamar, A., Zilberfarb, A., Rappaport, S. and Vulkan, U., 1986. Subsurface prospection for base metals in Makhtesh Ramon. *Isr. Geol. Surv. Rep. M.E.* 15/86, 19 p.
- Bentor, Y. K., 1952. Magmatic intrusions and lava-sheets in the Raman (Ramon) area of the Negev (southern Israel). *Geol. Mag.* 89: 129-140.
- Bogoch, R., Weissbrod, T. and Bar-Matthews, M., 1992. Significance of REE-mineral inclusions in aegirine from alkali syenite, Negev, Israel. *Eur. J. Mineral.* 4: 1337-1346.
- Bonen, D., 1980. The Mesozoic basalts of Israel. Ph.D. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 158 p. (in Hebrew).
- Brenner, I. B., Itamar, A., 1995. Discrimination of stream sediments in the Ramon Cirque using major, trace and rare earth elements. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/6/95*, 33 p.
- Goldman, M., Steinitz, G., Itamar, A., Baer, G. and Zafrir, H., 1989. A TDEM study of the geometry of the quartz syenite intrusions along the southern flank of Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.* 38: 19-28.
- Itamar, A., 1988. Polymetallic mineralization in Makhtesh Ramon and Har Arif, central Negev, Israel. *Isr. Geol. Surv. Bull.* 80, 56 p.
- Itamar, A., 1993. Hydrothermal alteration of quartz syenite in Shen Ramon, Israel: Mineralogy, petrography and economic evaluation. 8th Quadrennial IAGOD Sym., Proceed., Ottawa. E. Schweizebart'sche Verlag. Stuttgart. pp. 823-834.
- Itamar, A. and Baer, G., 1994. Polymetallic mineralization related to magmatic and contact metasomatic features, southern Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 42: 149-164.
- Itamar, A., Baer, G., Yoffe, O. and Shiloni, Y., 1993. The magmatic body at Shen Ramon: Structure, contact with sediments and metallic anomalies. *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/7/93*, 35 p. (In Hebrew).
- Itamar, A., Brenner, I. B., Segal, I. and Segev, A., Rare earth mineralization in Shen Ramon: Its genesis and economic value. *Isr. Geol. Surv., Rep.* (in prep.).
- Itamar, A., Peltz, S. and Segev, A., 1997. Fissure explosions in a quartz syenite stock, Israel. Volcanic activity and the environment; General Assembly, IAVECI, P. Vallarta, Mexico, Jan. 1997; Abstr., p. 10.
- Itamar, A., Shirav, M. and Halicz, L., 1994. Geochemistry of stream sediments in the Makhtesh Ramon area. Israel. *Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/1/94*, 35 p.
- Itamar, A. and Steinitz, G., 1988. Potassium-Argon ages of polymetallic mineralization in the Gavnunim Valley, Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 37: 83-89.
- Lang, B., Hebeda, E.H. and Priem, H.N.A., 1988. K-Ar and Rb-Sr ages of Early Cretaceous magmatic rocks from Makhtesh Ramon, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 37: 65-72.
- Lang, B. and Steinitz, G., 1989. K-Ar dating of Mesozoic magmatic rocks in Israel: A review. *Isr. J. Earth Sci.* 38: 89-103.
- Lang, B. and Steinitz G., 1994. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Early Cretaceous intrusive magmatics in Makhtesh Ramon. *Isr. Geol. Surv. Current Res.* 9: 37-40.
- Mazor (Posner), E., 1955. The magmatic occurrences of Makhtesh Ramon. M.Sc. thesis, Hebrew Univ., Jerusalem, 29 p. (in Hebrew).
- Segev, A., Goldshmidt, V., Itamar, A. and Rybakov, M., 1996a. Effects of Mesozoic magmatism on composition, structure and metallic mineralization in the Ramon area (southern Israel): Magnetometric and gravimetric evidence. *Isr. J. Earth Sci.* 45: 89-112.
- Segev, A., Itamar, A. and Peltz, S., 1996b. The Early Cretaceous Gavnunim magmatic history. *Isr. Geol. Surv., Current Res.* 10: 103-105.
- Starinsky, A., Bielski, M. and Steinitz, G., 1980. Rb-Sr whole rock age of syenitic intrusions (Shen Ramon and Gavnunim) in the Ramon area, southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 29: 177-181.
- Weissbrod, T. and Bogoch, R., 1979. Characterization of syenite from the Shen Ramon intrusive; background for magnetic beneficiation. *Isr. Geol. Surv. Rep. M.P.* 587/79, 15 p.
- Zak, I., 1968. Geological map of Israel, Makhtesh Ramon, Har Gevanim, 1:20,000. *Isr. Geol. Surv.* (Hebrew and English editions).





## Field Trip 8A:

# EVIDENCE OF EARTHQUAKES DESTRUCTION IN THE ARCHAEOLOGICAL RECORD—THE CASE OF ANCIENT AVDAT

**Peter Fabian**

*Israel Antiquities Authority, Beer Sheva*

## 1. Introduction

The site of Avdat, situated in the central Negev highlands (Figs. 1 and 2), was occupied from the Late Hellenistic until the Late Byzantine periods. During four months in 1993 we excavated two areas of the site. The main goal of the dig was to conduct a detailed study of the destruction processes in order to differentiate between dynamic and static events of collapse, and to determine the extent of the influence of seismic events on the settlement history of Avdat in the mid-fourth and the beginning of the seventh centuries CE.

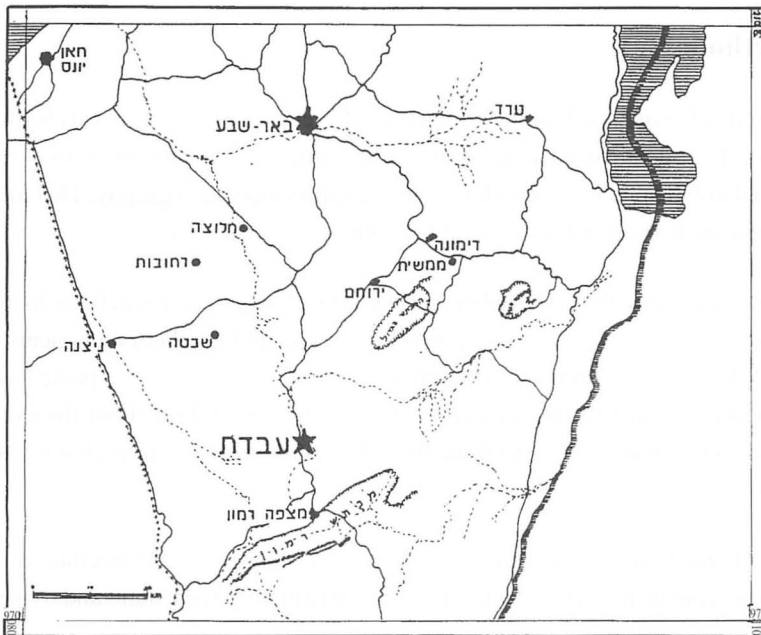


Fig. 1 General location map.

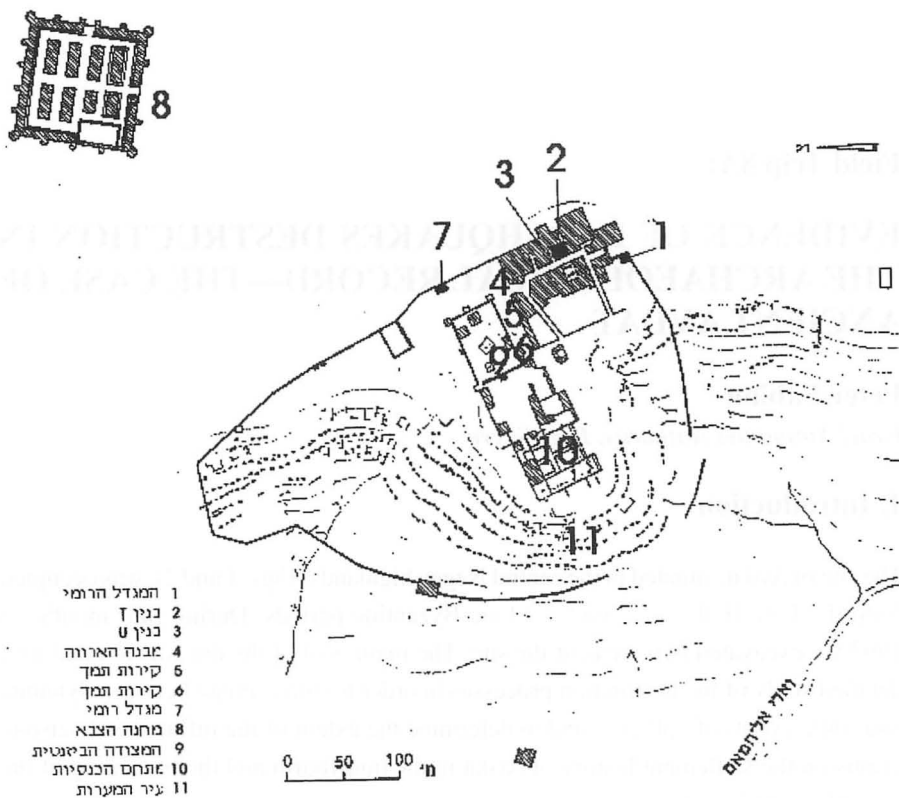


Fig. 2. Avdat — General overview of the site and the adjacent military camp.

## 2. Methodology

Our approach was based on the attempt to differentiate between various forms of destruction by a detailed documentation of the structural remains *prior* to excavation. Essential are the precise maps along with still and video photography. This method of documentation was used throughout the entire excavated area.

First, we systematically removed the surface rubble collapse that had been documented as mentioned earlier. Later, we exposed the stones and the other components of each layer. After mapping and analyzing the remains stone by stone, we peeled away the layer and proceeded to the one below. This method used throughout the excavation allowed us to obtain data concerning the nature of the collapse in each room of every structure.

Archaeological sections were left in each unit in the excavated structure in order to verify our conclusions concerning the differentiating between static and dynamic destruction.

### 3. Criteria For Identifying Earthquakes in Avdat

During the excavation we were able to establish at least ten criteria that are indicative of seismic events. The main criteria we present here are related to:

- 1) roof and arch collapse,
- 2) walls breaching and pilaster twisting,
- 3) Deformation of doorposts and doorsteps and knocked down lintels.

During the excavation it became clear that the collapse pattern in the structure was uniform and was expressed in the systematic collapse of the arches and the roof slabs directly on the floors of the larger rooms (Figs. 3 and 4; rooms 2, 4 and 7). In the smaller rooms (rooms 5 and 6) some arches remained *in situ* but it was possible to detect the beginning of slippage of some arch stones that nonetheless did not result in collapse. In our opinion the arches in the smaller rooms escaped damage due to the fact that the force exerted upon them was not powerful enough to stretch the arch in a way that would free the individual stones and allow their collapse, in contrast to the fate of the longer arches in the larger rooms. In several rooms (rooms 4, 5 and 7) it was possible to detect movement and twisting of the pilasters.

Differences in the level of damage that was uncovered in the smaller and larger rooms were also evident in the longer and shorter walls. Long walls situated on the eastern side of the structure (rooms 4 and 7) were breached and collapsed on top of the roof slabs that fell probably seconds earlier. It is interesting that the western walls in which the entrances to the rooms were situated were less affected. It is possible to explain the difference in the extent of the damage between the two as being due to a lack of flexibility of the eastern walls that contained no openings. Additional support for this interpretation may be found in the inclination and twisting of the eastern wall of the courtyard, in which the stones of the eastern face of this wall were peeled away and fell, face down, into the courtyard.

Further evidence of the direction and force of the earthquake could be detected in the manner in which the lintels of entrances located on the eastern wall of the courtyard were thrown several meters northwest into the courtyard as well as twisting of the doorposts and cracks in the doorsteps of these entrances.

Supporting evidence for the direction of the quake was found in room 3. This is the only room in which the arches were perpendicular to the other arches in the building. It was therefore expected that the destruction pattern for the arches in this room would be different and confirm our working hypothesis. And indeed, this was found to be the case: whereas in the other rooms the arches fell directly onto the floors, in the case of

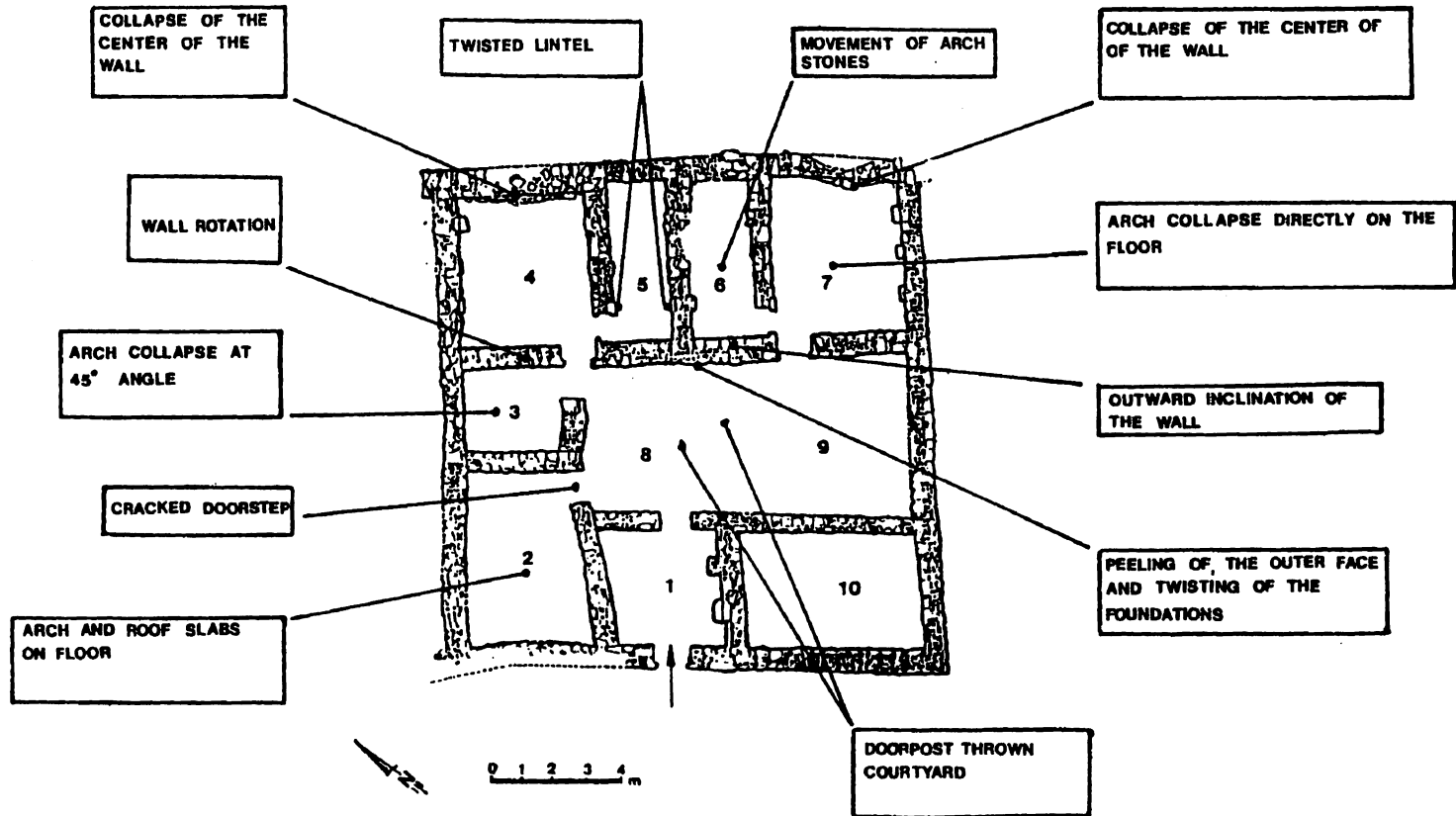


Fig. 3. Avdat Building T — criteria for identifying earthquake.

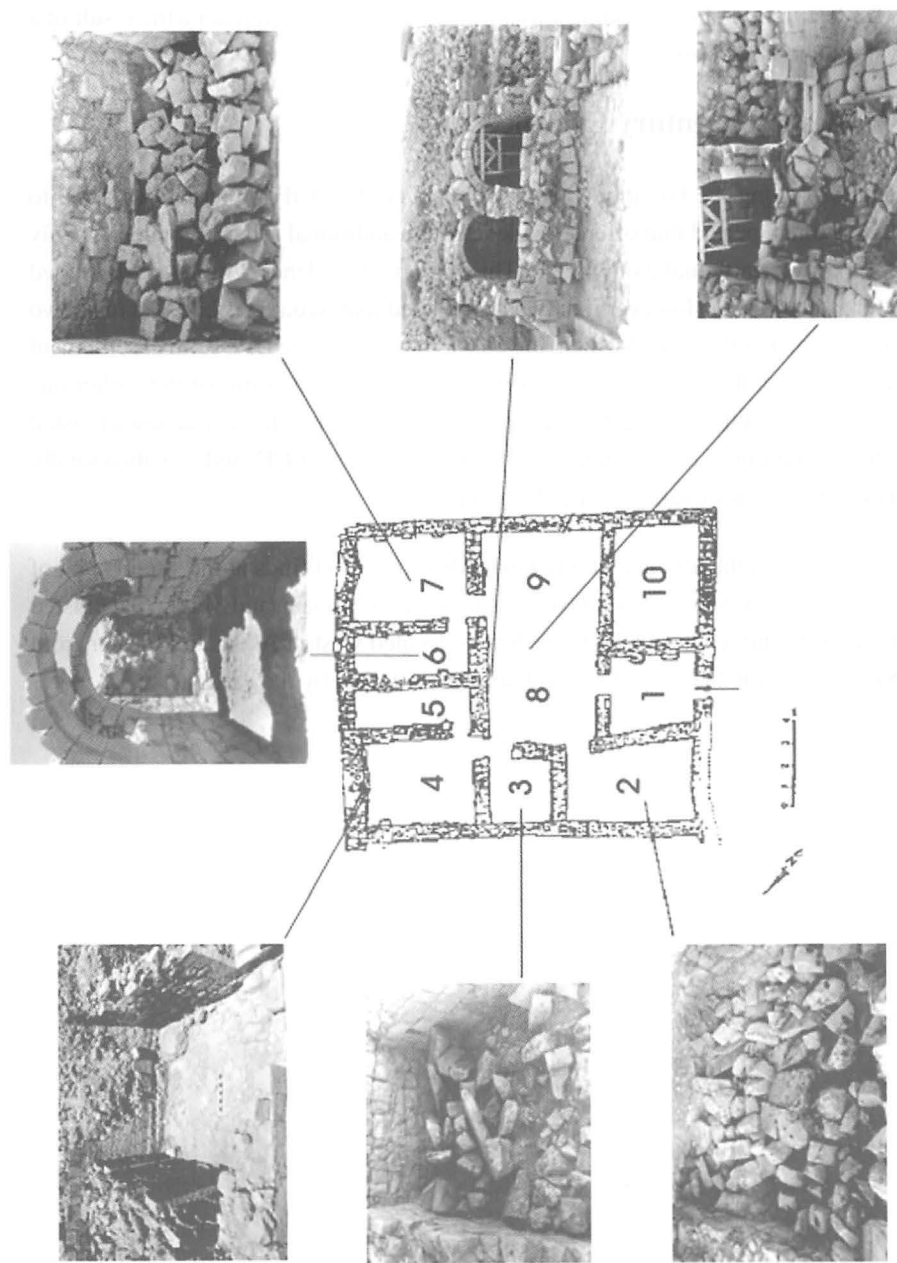


Fig. 4. Avdat Building T — criteria for identifying earthquake.

room 3 the roof slabs and arches fell at a 45 degrees angle concentrated up against its northern wall.

On the basis of this and additional evidence found throughout the building we suggest that the destruction of the building was a single, sudden event and not a the result of a slow continuous process.

#### **4. Mid-Fourth Century Evidence**

Excavations along the Byzantine city wall uncovered underlying structures dated to the Late Roman period that offered evidence of an additional seismic event, probably the well known earthquake of 363 CE. This important evidence will not be discussed here for lack of time. However it may be concluded that Avdat was hit by at least two major earthquakes the first of which, in 363 CE, terminated the Late Roman settlement of the city. Several years later, a new town was rebuilt on the ruins of the earlier one that is reflected in the stratigraphy described above. The new Byzantine town existed until the beginning of the seventh century CE, probably 633 CE, and was then totally destroyed by an earthquake never to be rebuilt.

This may explain the absence of any Early Muslim period finds at the site in spite of the continued occupation of other Negev sites such as Nessana and Shivta that existed until the mid-ninth century CE. These towns, located west of Avdat and further from the Syro-African Rift valley, were probably less affected by the earthquake.



## **Field Trip 8B:**

# **STUDY OF THE GEOLOGY, GEOMORPHOLOGY AND NEOTECTONICS IN THE LOWER BESOR BASIN**

**Greenbaum, N.,<sup>1</sup> Ben-David, R.,<sup>2</sup> Lettis, W.<sup>3</sup>**

*<sup>1</sup> Department of Geography, Haifa University*

*<sup>2</sup> Department of Physical Geography, Hebrew University*

*<sup>3</sup> William Lettis & Associates, Walnut Creek, California*

## **Introduction**

The tectonic setting of the northern Negev is dominated by a series of northeast-trending anticlines underlain by reverse or thrust faults. The anticlines formed primarily during Turonian to Eocene time under the Syrian arc stress regime. Most of the anticlines are asymmetric with steeper southeastern limbs suggesting southeast-vergence on north-west-dipping reverse faults. Many of the faults appear to be reactivated former normal faults. The extent of “thin-skinned” crustal shortening along shallow dipping listric thrust faults is not known.

The onset of transform faulting and transtensional opening of the Dead Sea Rift during the Miocene, was associated with a new strain field, with maximum shortening oriented NNW. Possible continued activity of Syrian Arch structures since the Miocene does not contradict the new strain field (Eyal 1996). However, the absence of geomorphic expression and lack of significant cumulative Quaternary deformation suggests that, if these structures have been reactivated, they are active at very low rates on the order of 0.01 to 0.001 m/ka.

The Israel Electric Corporation (IEC) is seeking to license a site for a nuclear power plant in the northwestern Negev (the Shivta-Rogem Site). A potential site envelop within which a final site will be selected for the power plant has been selected southwest of Beer Sheva. The site envelop is located within the Revivim syncline between the Qeren anticline to the northwest and Giv'at Hayil to the southeast (Figure 1). The Qeren anticline is underlain by the southeast-vergent S-1 fault, a primary reverse fault

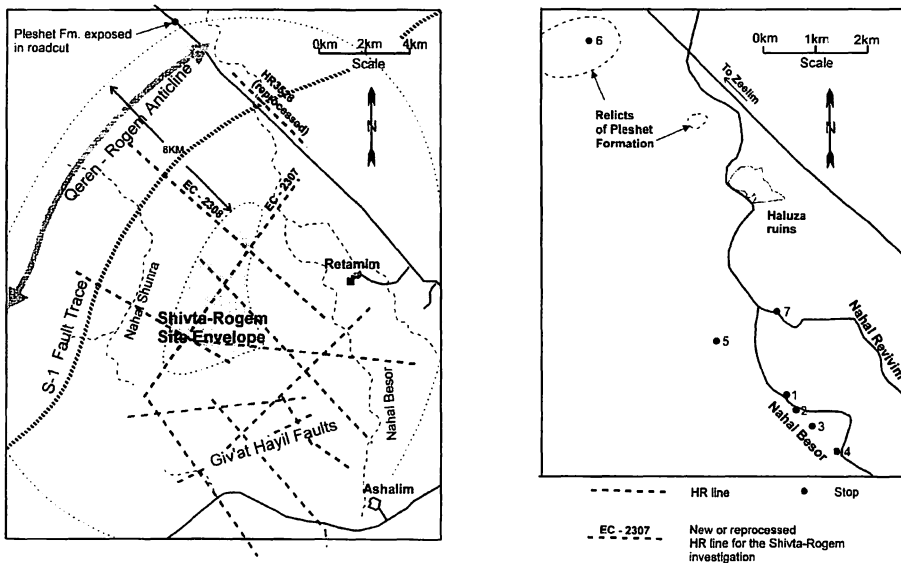


Fig. 1. Location map.

with significant cumulative slip, while a complex fault array dominates the Giv'at Hayil area. The extent to which these faults have been active during the Quaternary and the presence or absence of Quaternary deformation within the Revivim syncline are critical issues for safely siting a nuclear power plant in the Shvita-Rogem site area.

## General Approach

IEC is conducting a four-year multi-disciplinary investigation to assess the presence or absence of deformation within the Revivim syncline and along the Qeren and other anticlines and related faults. The investigation consists of geologic and geomorphic mapping, paleoseismic trenching, geophysics, structural and tectonic analyses, and geochronology. The synthesis and integration of these various data sets will lead to a comprehensive evaluation and documentation of the presence or absence of Quaternary deformation in the Shvita-Rogem site area.

Because of the low rates of late Cenozoic deformation in the northern Negev, long-term strain gauges are required to identify and characterize potential locations of Quaternary deformation. Stream terraces along the Nahal Besor provide a unique opportunity to assess Quaternary deformation. The river flows north-northwest nearly orthogonal to the structural grain of the Revivim syncline, Qeren anticline, S-1 fault and any previously unidentified northeast-trending faults. The river terraces include surfaces associated with the Pliocene Ahuzam Formation and a probable early to mid-Quaternary valley fill deposit. The Pliocene surfaces merge northward with Pliocene marine deposits of the Pleshet Formation. Deposits of the Pleshet Formation contain

marine fauna which document the Pliocene age of the Pleshet and Ahuzam Formations. In addition, the Pleshet surface also reflects base level to which the Ahuzam surfaces are graded.

As part of the IEC investigation, we are conducting a program of detailed mapping of Pliocene and younger deposits and geomorphic surfaces along the Nahal Besor. A 5-meter-interval contour map at a scale of 1:10,000 was prepared for the entire site area. Detailed elevation control for geomorphic surfaces will be provided by total station surveys tied to GPS stations.

Correlation of terraces and surfaces along the Nahal Besor will be difficult. The Pliocene terraces and surfaces are deeply dissected and discontinuous over long reaches of the valley. We will use a variety of techniques to correlate the terraces, including: (1) relative topographic position in a sequence of inset terraces; (2) normalized height (ratio) of the terrace above the Besor channel; (3) texture and lithology of the deposits (where unique); (4) superposition of overlapping inset terrace remnants; (5) relative degree of surface dissection and/or preservation; (6) degree of weathering and soil profile development; (7) correlation to distinct surfaces of the Pleshet Formation; and (8) age dating by paleomagnetic, luminescence and radiocarbon dating. We anticipate that no single criterion will be diagnostic to establish correlation of any one surface. However, we anticipate that the use of two or more criteria will be successful for correlation of a terrace at any particular location within a range of uncertainty.

Following the detailed mapping and correlation of terraces and surfaces along the Nahal Besor, the terraces and surfaces will be projected onto a longitudinal profile along the Nahal Besor valley. The longitudinal profile will be used to identify and characterize any anomalies in the terrace surface. In constructing the profile, we assume that the terraces originally were graded to sea level along the Mediterranean coast to the north-northwest. Any anomalies in the graded terrace profile, therefore, may reflect subsequent tectonic deformation or some other non-tectonic process that must be identified and documented.

There are two objectives of the terrace mapping program: (1) to identify the presence of anomalies that may be indicative of potential tectonic deformation; and (2) to document the absence of anomalies and, therefore, the absence of deformation. In areas of identified anomalies, further detailed surface and subsurface investigations will be performed to assess whether the anomaly is the result of tectonic or non-tectonic processes. IEC has acquired and is analyzing high-resolution seismic reflection data across the Revivim syncline and the S-1 fault. These data will be used to assess whether the anomalies in the terrace sequence (if any) are associated with underlying faults and/or folds. In addition, several geomorphic anomalies have been reported in the literature

within the Revivim syncline in the Nahal Besor drainage basin. IEC's program of detailed mapping will assess the tectonic or non-tectonic origin of these anomalies.

### **Anomalous Position of Ahuzam Terraces**

Zilberman (1986a) conducted an extensive geologic and geomorphic study along the Nahal Besor focusing primarily on flights of Ahuzam terraces within the Nahal Besor drainage. The highest and oldest of these terraces is Pliocene in age, based on its interfingering with datable marine sediments of the Pleshet Formation as observed not far from the Haluza ruins (transitional facies). A Pliocene shoreline was reconstructed to which the alluvial terraces grade.

Zilberman (1986a) identified anomalous vertical separation between terraces of the Ahuzam Formation in the Haluza ruins area where the upper Ahuzam terrace also reaches a topographic high. He raised the possibility that post Pliocene tectonic deformation may have caused the anomalous position of the alluvial terraces.

In the present study, the Ahuzam terraces are being re-mapped and evidence for and against the existence of the anomaly will be re-evaluated. If an anomaly is present, we will assess alternative explanations for its origin. If tectonic, then the nature, amount and rate of the causative tectonic deformation must be established.

The focus of our present study will be on the following:

- Correlation of terraces. Extensive use will be made of textural characteristics of terrace deposits and of degree of soil development. A systematic study of soil development on Ahuzam surfaces was initiated by the Geologic Survey of Israel under contract with IEC. For this study, excavation of numerous soil pits is planned on representative terraces. Detailed logging and laboratory testing of samples from these test pits will be performed with the purpose of identifying possible soil parameters that can be used for terrace correlation.
- Elevation control. The mapping will be at a scale of 1:10,000 with a contour interval of 5 meters (compared to a mapping scale of 1:20,000 and vertical contour interval of 10 meters by Zilberman). Additional elevation control is being provided by GPS and total station measurements.
- Delineation of terraces. A large effort is being invested in distinguishing between the terrace deposits and colluvial deposits derived from the terrace. The distinction between the two types of deposit will permit a more accurate delineation of the terraces which may aid in more accurate determination of terrace elevation and correlation.
- Marine deposits. Very few outcrops of the Pleshet formation previously were

identified in the area by Zilberman. In the present investigation, considerable effort has been made to identify more of these deposits with the purpose of better defining the location and elevation of shorelines to which the Ahuzam terraces.

### **Anomalous Position of Gravel Deposits Near the Confluence of the Nahal Revivim and Nahal Besor**

Zilberman (1986b) conducted a detailed study of sediments in the Besor/Revivim confluence area. He observed that, south of the confluence, a several-kilometer-long section of the Nahal Besor is incised into chalk bedrock which is covered by a conglomerate unit. At the center of the incised chalk section, top of bedrock is 3 meters above the present river channel. Elevation of the top of bedrock progressively decreases both to the north and to the south of the bedrock "high".

Zilberman suggested that tectonic uplift may be a possible explanation for the elevated conglomerate.

In the present study the confluence area is being re-examined with a focus on the following:

- The possibility that the current Besor stream channel was re-incised into an existing topography giving a false impression of uplift.

Initial studies show that the hydrography of the area has dramatically changed throughout the Pleistocene. The present river course, therefore, could be different from the course of the river that deposited the conglomerate overlying the exposed bedrock. One possible method for verifying this possibility will be to use shallow boreholes and shallow geophysics to locate the ancient stream channel of the Besor associated with the elevated conglomerate.

- Determine the age of the elevated conglomerate. An old age for the overlying sediments cannot prove or disprove young uplift. However, it would establish a large time gap between the current stream channel and the stream channels associated with the elevated conglomerate. This would strengthen the case for incision of an ancient topography rather than tectonic deformation as an explanation for the elevated conglomerate.

Paleomagnetic measurements conducted in the conglomerate show a reverse paleomagnetic signal in the upper part of the conglomerate unit and a normal paleomagnetic signal in its lower part. This proves that the conglomerate is at least 780,000 years old.

## **Preliminary Results**

During the field trip, we will present preliminary results of our mapping program along the Nahal Besor. We will visit several exposures of the Ahuzam terraces and the Quaternary valley fill along the Nahal Besor, discuss preliminary results of paleomagnetic dating of the valley fill, discuss the degree of carbonate soil development on the terrace surfaces, and present a preliminary high resolution seismic reflection profile along the Nahal Besor.

Our preliminary results suggest that a sequence of at least four mappable Pliocene terraces are present along the Nahal Besor (Fig. 2) and that these terraces merge northward with the marine Pleshet Formation. Well developed carbonate soils are preserved locally on the Pliocene surfaces. Further work will be required to assess whether the carbonate soils may be used for terrace correlation. In addition, an early to mid-Quaternary valley fill is present along the Nahal Besor. The valley fill contains strong paleomagnetic reversals suggesting that they are at least 780,000 years old. The valley fill represents a former stream course of the Nahal Besor that locally deviates from the modern course of the Nahal Besor. It is important to assess the geomorphic evolution of the Besor drainage basin because shifting locations of the Besor Channel may produce localized geomorphic anomalies. We will discuss the possible non-tectonic origin of terrace anomalies during the field trip.

Several small bedrock faults are present along the Besor channel. These faults have vertical separations of less than several meters. High resolution seismic reflection data, however, show that the Revivim syncline is a relatively undeformed region between a zone of deformation along the S-19 fault to the southeast and the S-1 fault to the northwest. The minor faults along the Besor channel do not appear to extend to depth as prominent structures. Further paleoseismic investigations will be required to assess the presence or absence of Quaternary deformation along these small bedrock faults.

### **Excursion stops**

#### ***Stop 1. Pleistocene conglomerate:***

Conglomerate of assumed Pleistocene age is confined in the study area to the Nahal Besor/Revivim confluence and about 4 km upstream along the Nahal Besor. The conglomerate overlies Eocene chalk bedrock of the Maresha Fm and is 4-6 m thick. The base of the conglomerate progressively changes in elevation from a maximum of 3 meters above the active Besor channel to even with, or below the channel. The conglomerate forms a distinct terrace or is buried under fine clastic deposits of Late Pleistocene age (Fig. 3).

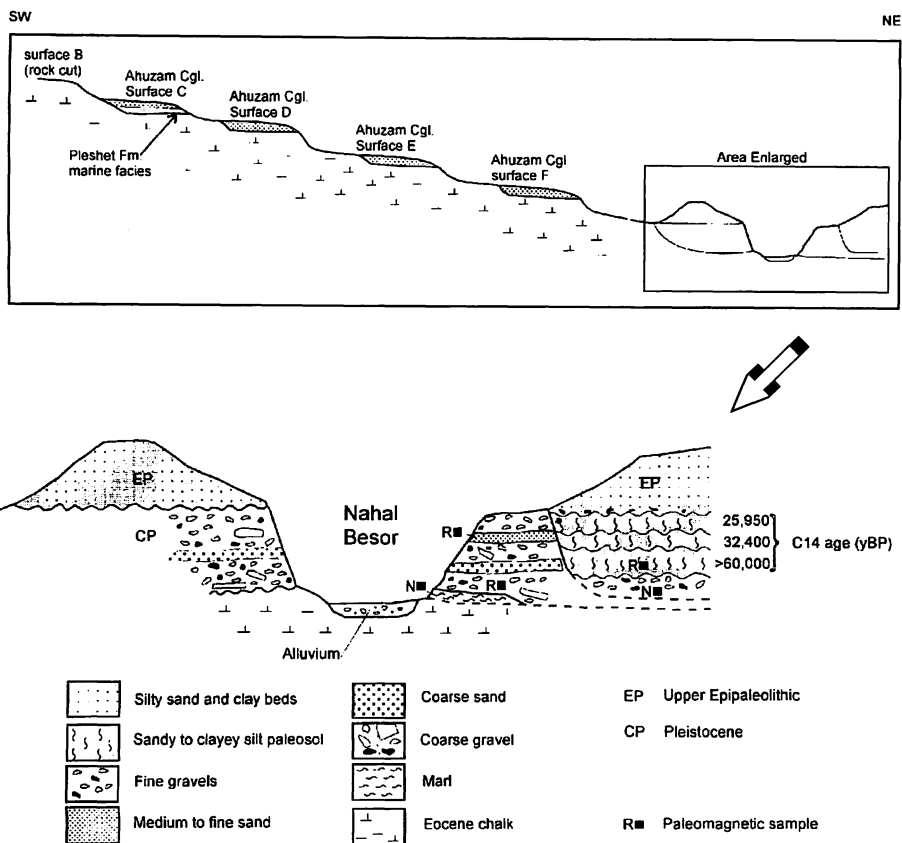


Fig. 2. Preliminary stratigraphy of the Nahal Besor area, modified from Zilberman (1986, 1993) and present study.

The conglomerate exhibits a distinctive lithologic composition as compared to deposits of the higher and older Ahuzam terraces. The conglomerate contains a high percentage of limestone clasts, a very low percentage of allochthonous chert and quartzite, a high percentage of chalk clasts and the local occurrence of large angular and platy boulders of chalky limestone.

Reverse paleomagnetic signatures in unit 2 and unit 2c at the base of the conglomerate section and another reversal higher in the section (unit 6) show that the conglomerate is more than 780,000 years old. The conglomerate is situated below the lowest Ahuzam terrace which is late Pliocene or early Pleistocene in age. For this reason the conglomerate is assumed to be Early Pleistocene in age.

A stage III to stage III+ soil has developed on the conglomerate's surface.

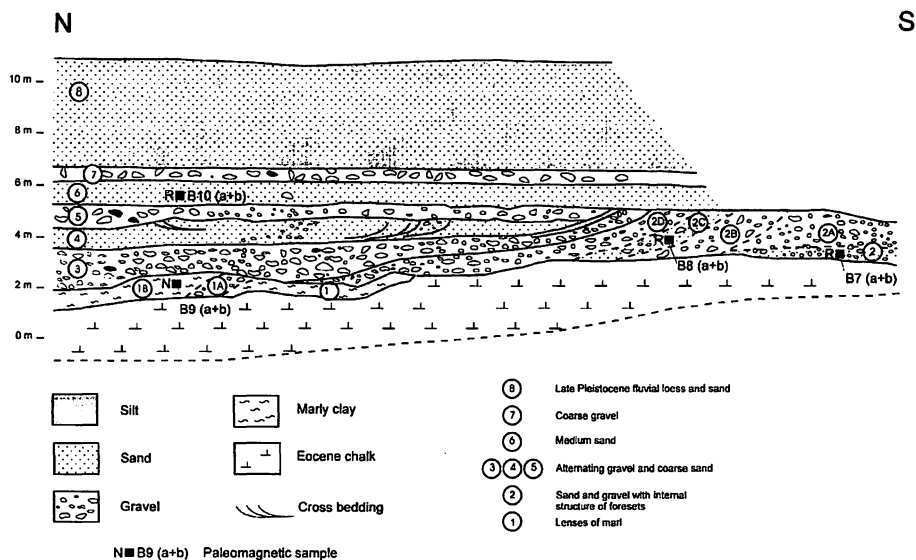


Fig. 3. Stop 1. Pleistocene conglomerate at the Nahal Besor Canyon.

### Stop 2. Bedrock faults

Small bedrock faults are exposed along the Besor channel. Displacement along some of the faults is identified by vertical separation and deformation of conspicuous marker beds of chert and a yellow sandy limestone within the Maresha Formation.

Several bedrock faults are exposed at stop 2. The main fault strikes 315°-335° and dips 55°-77° and has produced a significant local flexure in bedrock. The other faults roughly strike parallel to the main fault. One of these faults displays clear horizontal slickensides on rock and as imprints on the silty gypsic in-fill.

Assessing the presence or absence of Quaternary faulting will require detailed mapping and paleoseismic trenching investigations where these faults are overlain by Pliocene and younger deposits. Information from these detailed investigations will be integrated with subsurface geophysics data to resolve the recency of fault activity.

### Stop 3. Colluvial units in trench

Colluvial deposits cover most of the southwestern part of the area. The colluvium forms apron-shaped slopes extending from higher to lower surfaces.

At stop 3, a military trench has been excavated into the colluvial slope. The trench exposes two colluvial units (units 2,3 in figure 4) that overlie a remnant of alluvial



clast-supported gravel (unit 1) and in return, are overlain by a silty sandy sequence (units 4,5).

The upper part of each of the colluvial units consists of an inclined gravel layer, about 90 % of which is composed of chert from various sources (Mishash Fm., Avedat Fm., allochthonous) and of quartzite. The main body of each colluvial unit is composed of massive clayey silt. The apron slope above the trench extends to the colluvial units exposed within the trench. The slope is covered by a desert pavement similar in composition to the upper part of the exposed colluvial units.

A stage II-II+ calcic soil has developed in the upper part of unit 3. A hearth found in unit 4, which overlies the colluvium, yields a radiocarbon date of  $5610 \pm 60$ yBP

The trench site demonstrates the distinctive lithologic composition of colluvial deposits as compared to alluvial deposits. We use this contrast in lithologic composition as a tool to assist in differentiating alluvium associated with Ahuzam terraces from younger colluvial deposits.

#### ***Stop 4. Soil development on low Ahuzam terrace***

An 80-cm-thick soil profile is exposed in a shallow military trench at stop 4. The calcic soil is moderately developed and contains stage III+ carbonate development. The soil profile is shown in figure 5. Its main characteristics are presented below:

- Bca Massive structure, matrix supported gravel, clasts are partly coated with carbonates, weakly cemented, light yellowish brown - 10YR6/4
- K2 Massive, weak platy structure, abundant carbonates filling voids in matrix, partial coating of clasts - mainly of clast bottoms, indurated, pink - 5YR7/4
- K3 Stratified gravel, some carbonates in matrix, abundant gypsum as crystals and as coating on the bottom of clasts, contains some salt, moderately cemented, pink - 7.5YR7/4

#### ***Stop 5. Soil development on high Ahuzam terrace***

A >100 cm thick soil profile is exposed in a shallow military trench at stop 5. The soil is very well developed and classified as stage IV+ to V-. The soil profile is shown in figure 5. Its main characteristics are presented below:

- K2.1 Continuous laminar horizon consisting of 0.5 mm thick sub-laminae, indurated, pink - 5YR7/3
- K2.2 Platy in upper part to massive in lower part, voids in matrix plugged by carbonates, indurated, almost complete carbonate coating of clasts, pink - 7.5YR8/3

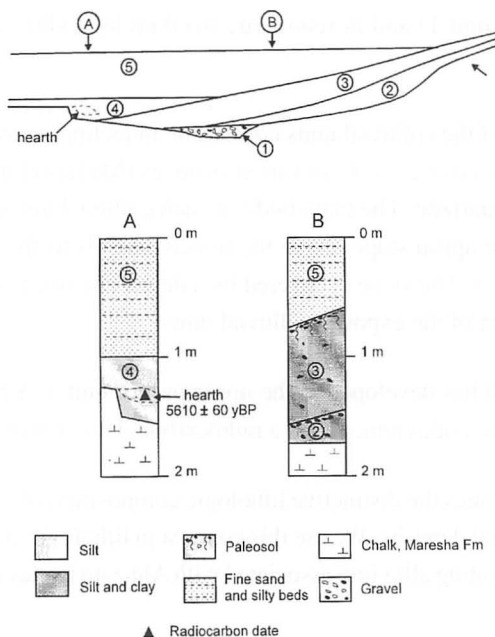


Fig. 4. Stop 3. Field relations between alluvial gravel (1), colluvial deposits (2, 3) and loess and sand (4, 5).

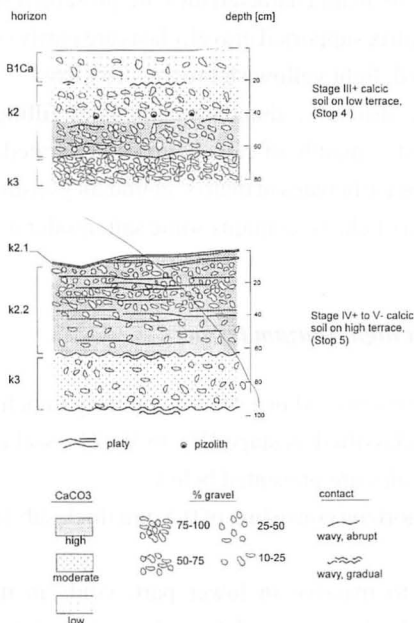


Fig. 5. Stops 4 and 5. Exposures illustrating the degree of soil development on low and high Ahuzan terraces along the Nahal Besor.

K3 Stratified gravel, abundant carbonates in matrix, partial coating of clasts - mainly of clast bottoms, gypsum increasing with depth as filaments, crystals and secondary coating on clasts (covering the carbonate coating ), contains salt, moderately cemented, reddish yellow - 7.5YR6/6

**Stop 6. Shallow marine facies of the Pleshet Fm**

Marine deposits of the Pleshet Formation overlain by continental deposits of the Ahuzam Formation are exposed in a shallow military trench at stop 6 (Figure 6). From bottom to top, the exposed section consists of:

1. Coarse to medium quartz sand on Maresha Fm chalk bedrock.
2. Gravel containing a mixture of:
  - Distinctive elongated well rounded and smooth pebbles.
  - Coarse well rounded pebbles and cobbles including limestone, allochthonous chert and quartzite typical of the Ahuzam conglomerate.
  - Large angular chalk clasts with burrows.

The gravel is cemented by silty sandy carbonates, rich in fauna, which may be representative of beachrock.

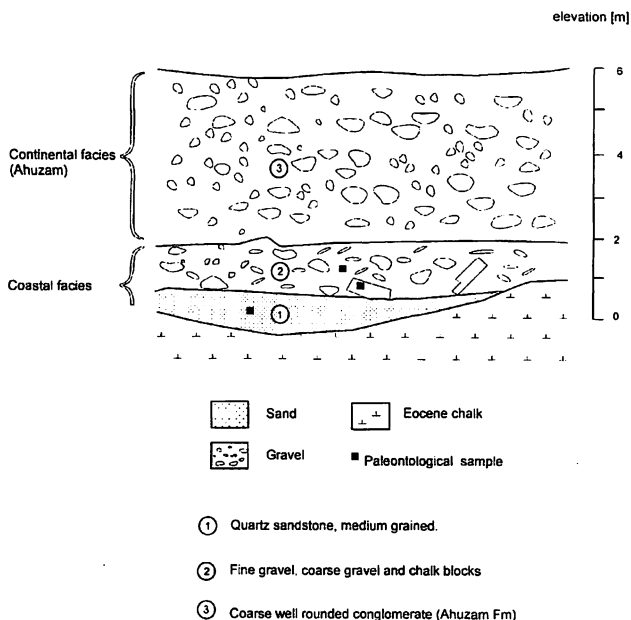


Fig. 6. Stop 6. Exposure of shallow marine facies of the Pleshet Fm overlain by conglomerate of the Ahuzam Formation.

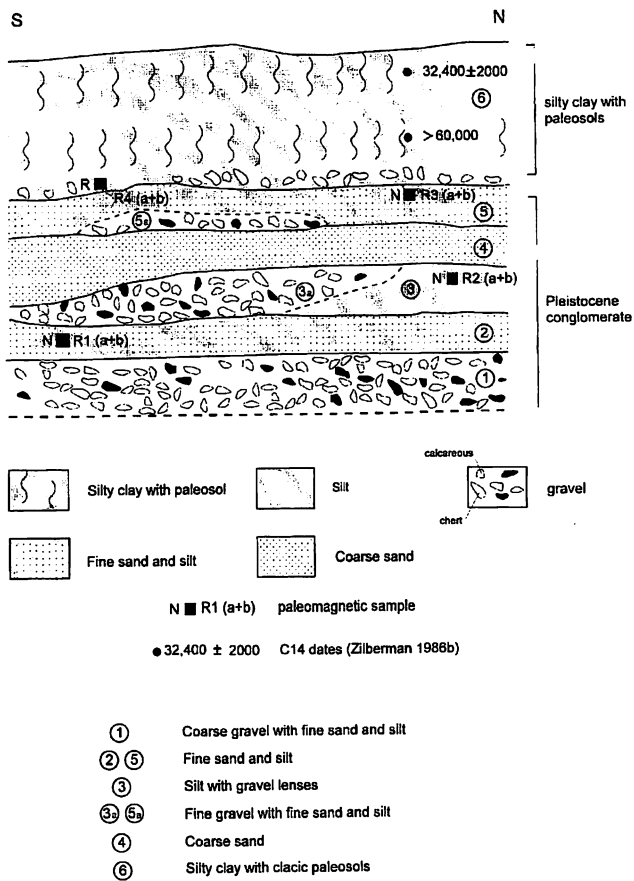


Fig. 7. Stop 7. Pleistocene conglomerate and overlying silty clay paleosols near the Nahal Besor/Nahal Revivim confluence.

Paleontological examination shows that the burrows on the clasts found in unit 2 are by *Lithofaga* and are typical for the abrasion zone of an Early Pliocene transgression.

3. Conglomerate, similar in composition and texture to conglomerates found on the higher Ahuzam terraces.

**Stop 7. Early Pleistocene conglomerate with overlying fine clastic sediments.**

The Early Pleistocene conglomerate exposed in the confluence area is covered non-conformably by a 10 m thick fine clastic sequence composed of re-deposited fluvial loess and sand (Fig. 7).

The exposure shows a sequence of conglomerate, sand and silty sand. This sequence is

overlain by a fine clastic sequence. At the base of this sequence three dark-brown calcic paleosols have developed. Zilberman (1986b, 1992) evaluated the paleosols as stage II- III and reported the following radiocarbon dates: >60,000 yBC for the lower paleosol,  $32,400 \pm 2,000$  yBC for the middle paleosol and  $25,950 \pm 950$  yBC for the upper paleosol (Fig. 7).

Paleomagnetic measurements obtained for the present study give a normal signature for three locations throughout the Pleistocene conglomerate sequence and a reversal in the silty unit beneath the lower paleosol, demonstrating that the base of the fine clastic sequence is more than 780,000 years old.

## **References**

- Zilberman, E., 1986a, Pliocene-Early Pleistocene surfaces in the north-western Negev: Paleogeography and tectonic implications, *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/26/86*.
- Zilberman, E., 1986b, The Late Pleistocene sequence in the confluence area of Nahal Besor and Nahal Revivim, *Isr. Geol. Surv. Rep. GSI/46/86*.
- Zilberman, E., 1993, The Late Pleistocene sequence of the northwestern Negev flood plains - A key to reconstructing the paleoclimate of southern Israel in the last glacial, *Isr. J. of Earth Sci.* 155-167.
- Eyal, Y., 1996, Stress field fluctuations along the Dead Sea Rift since the Middle Miocene, *Tectonics*, vol. 15, p.157-170.



## Field Trip 9:

# INTRODUCTION TO THE RAMON NATIONAL GEOLOGICAL PARK\*

## Emanuel Mazor

*F.W. Considine Professorial Chair of Hydrological Research, Department of Environmental Sciences and Energy Research, The Weizmann Institute of Science, 76100 Rehovot, Israel, and The Ramon Science Center, Mizpe Ramon, Israel*

## Introduction

A makhtesh is an elliptical valley surrounded by steep walls composed of hard rocks at the top and friable rocks at the bottom, and drained by one major stream. The word “makhtesh” (plural, makhteshim) stems from the Hebrew word for mortar, and is used internationally for similar land forms, providing a term that is more specific than “erosion cirque” or “breached anticline.” In the Negev there are five makhteshim: Qatan, Gadol, Ramon, and the twin makhteshim of Har Arif. The makhteshim of the Negev have the following common features:

- a) the soil and plant cover are sparse, with magnificent exposures of rocky desert features;
- b) the surrounding walls are formed by an upper cliff built of hard limestone and dolomite (Hazera Fm., Albian–Cenomanian), and a lower slope built of friable sandstone (Hatira Fm., Lower Cretaceous); and
- c) drainage is eastward into the Rift Valley.

Makhtesh Ramon (40 km long, ~9 km wide, 400 m deep) exposes numerous geological features: a large variety of rock types with superb assemblages of macro and micro fossils from the Triassic (~220 million years ago) up to the upper Cretaceous (~70 million years ago) (see fig. 2 of Benjamini et al., 1993); dikes (hundreds!), sills, stocks, and a laccolith (3 km diameter); as well as a multitude of well-preserved Lower Cretaceous volcanoes and basanite flows. Structural geologists can find bedding plane slips and different styles of faulting and folding. The morphological features of the makhtesh and its surroundings include peneplains, pediments, terraces, gaps in the SE wall made

---

\* Reprinted with permission from *Israel Journal of Earth Sciences*, 1993, 42:103–114.

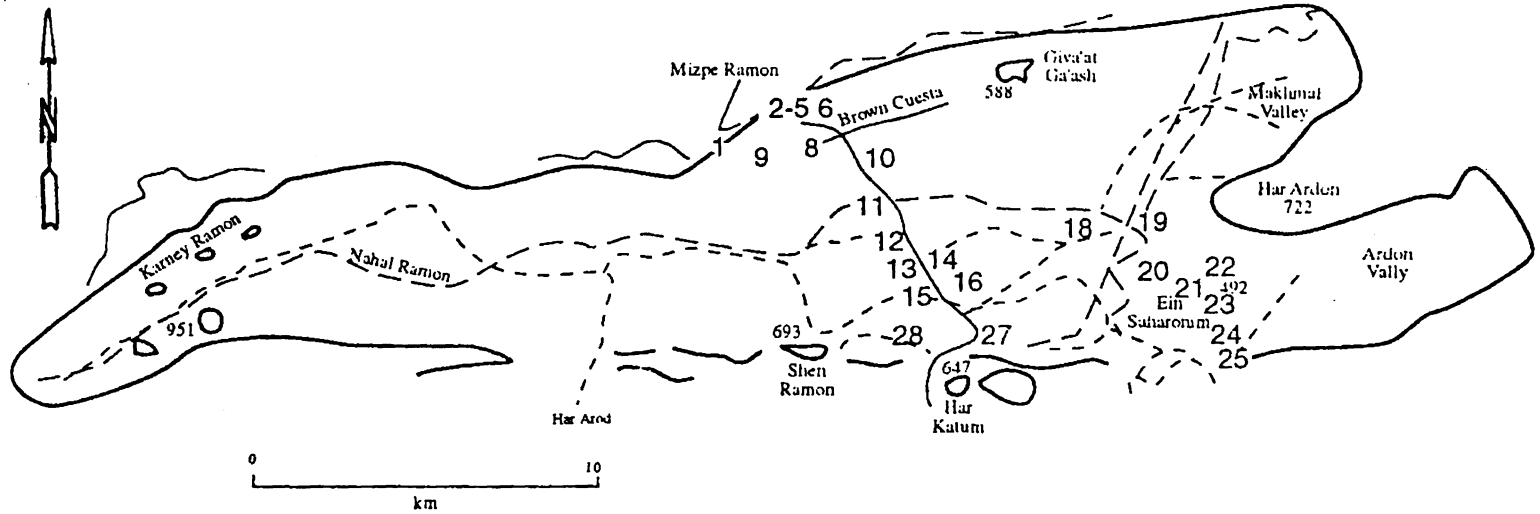


Fig. 1 Major geographical features and the stations of the excursion.



by water and wind, dry river falls, paleo-karst and rock shelters, lacustrine sediments, conglomerates, sinter, red soil, desert pavements, and loess deposits.

The Ramon area is a geologists' paradise, and scientific research flourishes. Hundreds of geological papers have been published by researchers from Israeli and international institutes (Bartov and Arad, 1988). The Ramon region is one of the best-studied terrains on earth, but the full research potential is still ahead. The variegated lithological and morphological landscapes of the Ramon host a variety of arid and semi-arid habitats, studied by numerous ecologists. Delicate remains of millennia of nomadic cultures are the basis for extensive archeological studies. Quarrying in the makhtesh is limited so far, and most of the Ramon is a well-preserved wilderness, that vanishing commodity so much sought by scientists and nature lovers all over the world. To ensure the continuity of long-range and multidisciplinary research, the concept of the Ramon Laboratory of Nature was raised (Mazor, 1990). The makhtesh was declared as the Ramon National Geological Park, part of the Ramon Nature Reserve that encompasses nearly 1000 km<sup>2</sup> (Mazor, 1978). Scientific research has been an integral part of the park since its foundation, besides educational aspects and the main goal — nature preservation. The concept of a biosphere reserve was followed, with the makhtesh constituting the maximally-protected core of wilderness; a strip around the rim of the makhtesh developed as a buffer zone, including the Park's Visitors Center, the Bio-Ramon, and the Ramon Science Center; with the growing settlement of Mizpe Ramon on its edge. The Ramon Science Center is devoted to basic and applied research, guiding the management of the Reserve, and promoting research by scientists from all over Israel and abroad. A basic function of the Ramon Laboratory of Nature is the development of the Park as a field base for geological and ecological training, to be incorporated into the curricula of educational institutes. This guide to geological excursions in Makhtesh Ramon is an important step in this direction.

During the excursions in the Ramon area let us remember the rules of the Nature Reserve: nothing should be moved from its place, or collected; all trash should be carried out; driving and walking are restricted to marked roads and trails. And — especially for geologists — no use of a hammer and no specimen collection without written authorization from the park authorities.

### **Station 1: View from the northern rim at Mizpe Ramon**

*Main features seen from this viewpoint (Fig. 1):* the wall of the makhtesh, Giv'at Ga'ash (a Lower Cretaceous volcano), the "Brown Cuesta", Mahmal and Ardon valleys with Mt. Ardon between them, Shen Ramon (an igneous stock), Mt. Arod (the highest peak of the Lower Cretaceous volcanic structures of the Karnei Ramon complex), and the meandering dry bed of the Ramon River (Nahal Ramon).

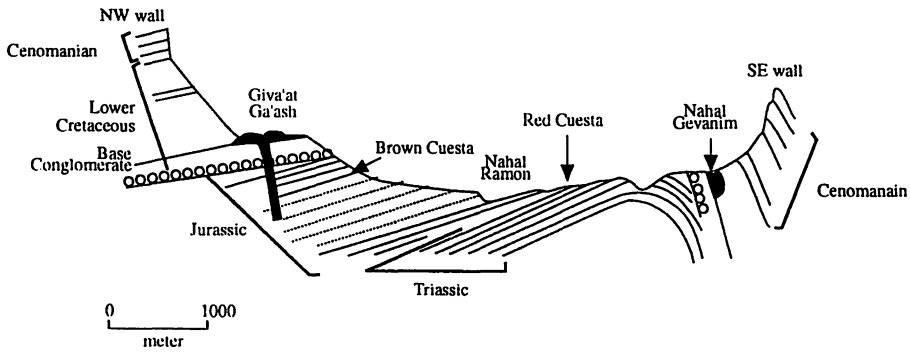


Fig. 2. A schematic cross section through Makhtesh Ramon, revealing the structure of an asymmetric anticline into which the makhtesh has been eroded.

*Conspicuous geological units (Fig. 2):* the northern cliff is built of limestone, dolomite, and interbeds of clay (Hazera Fm., Albian–Cenomanian), while the lower slope is built of variegated sandstone (Hatira Fm., Lower Cretaceous) and is much covered by debris. A number of black hills of basanite flows, are seen at the foot of the makhtesh wall, ending eastward at the volcanic black hill of Giv’at Ga’ash (Mazor, 1961). The basanite outcrops are accompanied by red shales of the Lower Cretaceous, called locally the “Red Member”, and it seems that the volcanoes erupted into a landscape of marshes and lakes, some 110 million years ago. Traditionally, the term basalt was applied to the black volcanic rock of the Lower Cretaceous in the Makhtesh Ramon. However, recent work has established that this rock is basanite (Samuelov, Eyal, and Becker, in preparation).

Two rows of talus aprons, or the ends of pediments, are seen along the wall of the makhtesh, one partly touching the wall, the second disconnected (Fig. 3). Other pediments and terraces occur in the makhtesh at different altitudes, descending toward the dry bed of the present Nahal Ramon (Ben-David and Mazor, 1988).

Southward, the “Brown Cuesta” dips to the north (towards the observer). It is built of sandy dolomite, and beneath are siltstone and shales belonging to the Mahmal Fm., the marine unit forming the top of the Jurassic rocks of the Ramon area. Further south is the flat floor of the makhtesh, built on sandstone (Inmar Fm., Jurassic). Behind is the Nahal Ramon bed, and south of it is seen the “Red Cuesta” dipping to the north (dolomite, limestone, and shale, Ardon Fm., Jurassic). Between the Red Cuesta and the SE wall are seen rocks of the three Triassic formations, the Mohila, Saharonim, and Gevanim. The SE rim of the makhtesh is built of the same three units as the NW rim: black basanite at the foot, sandstone at the lower slope, and limestone and dolomite at the uppermost cliff.

*The Ramon anticline:* The rocks of the northern cliff, the Brown Cuesta, and the Red Cuesta are seen to dip to the north, but the rock beds of the SE wall dip to the south, as do part of the Triassic rocks. These tilted rock beds mark the asymmetric Ramon anticline. The makhtesh was eroded into the anticline. The stages of the evolution of the makhtesh are discussed by Avni (this issue).

## **Station 2: The montmorillonite (“bentonite”) quarry**

Midway along the descent into the makhtesh (coord. 1324/0037) are a number of green-yellow and green-gray beds of montmorillonitic clay. At the roadside, two entrances into abandoned mines are seen, part of a past large-scale exploitation of the montmorillonite, under the commercial name “bentonite”. The material served as an ingredient in chicken feed. It is of marine origin, as indicated by fossils, including small oysters and crabs (Fig. 4). The latter indicate that the respective Cenomanian sea was very shallow. The underground galleries total 8 km in length! Entrance has to be coordinated with the Harsit Vechol Sach Company. The montmorillonite is highly plastic and has a high absorption capacity. It is crossed by gypsum veins, and contains tiny pyrite nodules.

## **Station 3: The glauconitic bed**

About 50 m down the road, an outcrop of greenish glauconitic sand marks the base of the marine rock sequence of the Hazera Fm. Glauconite is a greenish mineral with a lattice structure close to that of biotite, and a composition of  $(K, Na)(Al, Fe, Mg)_2(Al, Si)_4(OH)_2$ . It is regarded as an indicator for sedimentation in a very shallow sea.

## **Station 4: The variegated sandstone**

About 50 m down from the previous station, variegated sandstone of the Lower Cretaceous Hatira Fm. occurs. In it are seen delicate tubes of fossil plant roots, indicating continental sedimentation. Let us remember — the fossil roots may be photographed but in no case removed or collected.

## **Station 5: The Orange Cuesta**

About 500 m further along the same road (coord. 1328/0038), an outcrop of hard orange-yellow mudstone and shale is seen on the left. Locally called the Orange Cuesta, it occurs within the Hatira Fm. continental sandstone and indicates a marine intercalation. To the north, three such intercalations occur at Makhtesh Gadol, while at Makhtesh Qatan two occur. These marine intercalations demonstrate that the Negev was in the range of transgressions and regressions of the Tethys. Beneath this layer is, again, the



Fig. 3. The NE wall of the makhtesh. The upper part is a cliff built of limestone, dolomite, and clay beds of the Hazera Fm. (Albian–Cenomanian). The lower part has a more gentle dslope and is built of sandstone of the Hatira Fm. (Lower Cretaceous), largely covered by debris from the cliff. Talus and pediment surfaces stretch from the makhtesh wall down to the present Nahal Ramon bed, marking stages in the evolution of the Makhtesh.



Fig. 4. Fossil crabs found in the montmorillonite from a mine located at the cliff, indicating that the Cenomanian sea was extremely shallow.



Fig. 5. Countless quartzite pillars, in situ and strewn about, at the Carpentry Hill. A number of such sites of prismatic pillars of quartzite are found in the Inmar Fm. sandstone. They were probably formed by the action of steam and hot fluids that accompanied the intrusion of dikes and sills.





Fig. 6. Prismatic pillars of Lower Cretaceous basanite, 2 km west of the Carpentry, at the foot of Mizpe Ramon. Formed by cooling cracks that were enlarged by weathering. A large number of basanite outcrops in the Ramon have prismatic pillars. The long axis of the cooling joints of lava are perpendicular to the cooling surface, and therefore the direction of pillars is used to reconstruct the original geometry of the various intrusive and extrusive basanite bodies.



Fig. 7. A fault bringing cross-bedded sandstone of the Inmar Fm. against the Ardon Fm., including a kaolinized sill; Nahal Ramon at the point where it is crossed by the main road. The fault plane is impregnated with iron oxide.



Fig. 8. Quartzite walls and a trench formed by the weathering of a kaolinized dike, Ardon Valley. Quartzite walls and white kaolinite are found in the dikes crossing the Inmar Fm. sandstone.

variegated continental sandstone of the Hatira Fm., containing fossil plant roots and siliceous and iron oxide-containing fossil wood.

### **Station 6: A walk to basanite hill 548 m**

Continue along the road for about 1½ km to a trail on the left side, just before the Brown Cuesta (coord. 1345/0038). Walk ¾ km northward to the basanite hill marked on the topographic map with an altitude of 548 m (coord. 1345/0046). The trail begins in *sandstone of the Mahmal Fm.* containing fossil wood (to be left in place!). Then there is a greenish-brown weathered *andesite sill*, with an onion-like weathering structure. Above and below are sandstone beds metamorphosed to quartzite, formed by the sill when it intruded the sandstone. After a short distance is an outcrop to the *Arod Conglomerate*, composed mainly of quartzite pebbles, cemented by secondary quartz. This conglomerate overlies various rocks as old as the Triassic, marking the relief at the commencement of the Lower Cretaceous. Hill 548 is a basanite flow with prismatic jointing. At the foot of the hill is an outcrop of red sandy shales of the Lower Cretaceous *Red Member*. The Red Member, which occasionally also includes white kaolin, occurs in the Ramon area associated with the basanite, and it is well developed in the eastern makhtesh in the same stratigraphic position that the basanite is missing. Near Har Arod fossil frogs were found in the red shales, reflecting the existence of lakes or marshes at the time of the volcanic eruptions. From Hill 548, return to the main road.

### **Station 7: The Brown Cuesta (Giv'ot Reved)**

The northward-tilted brown rock bed seen from the rim is composed of hard dolomite with quartz grains. It makes up the upper part of the Mahmal Fm. (the top of the Jurassic in the Ramon region). Walk along the road cut through the colored siltstone, shale, sandstone, and dolomite of the Mahmal Formation. The formation is intruded by an altered sill that is marked in the terrain by prospecting pits of white alunite { $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ }, the latter occurring at the contact.

### **Station 8: The “Carpentry” — Hill 545**

The rock sequence of the Brown Cuesta is underlain by the sandstone of the Inmar Formation (Jurassic), with a total thickness of about 280 m. A major part of the flat bottom of the makhtesh is built of the rocks of this formation (Station 10). After a few hundred meters the road reaches the junction of the track leading westward to the “Carpentry” (Hill 545, coord. 1344/0028, about 600 m from the main road). Stop at the parking area and walk along the signposted trail. Part of the hill is covered with prismatic pillars of hard quartzite, having 3 to 8 facets; these are 3–12 cm wide and 20–80 cm long. The pillars occur in beds with a total thickness of about 6 m, outcropping

along 60 m. Countless fallen pillars cover the hill slope, reminiscent of a carpenter's yard (Fig. 5).

Additional "Carpentries" are known in the Ramon: the Eastern Carpentry (at the Ardon Valley), Giv'at Harut (Nahal Ardon), The White Carpentry (near Giv'at Ga'ash), and the Western Carpentry (near the Ramon Pass). Features in common are:

- a) occurrence at the upper part of the Inmar Formation;
- b) occurrence of the prismatic pillars in irregular patches;
- c) similarity of the jointing system to that of the surrounding Inmar sandstone; and
- d) nearby occurrence of magmatic bodies but with no direct contact with the pillars.

The formation of the quartzite pillars is still an enigma. Quartzitic rocks occur in the Ramon in a variety of geological environments. Most conspicuously, the walls of quartzite on both sides of kaolinized dikes intruded into the Inmar Fm. sandstone (Station 21; Fig. 8). This quartzitization seems to have been connected to hot fluids that accompanied the magmatic intrusion (Bentor et al., 1966). In a few sections of these quartzite walls prismatic pillars are seen, with the long axis perpendicular to the dike, presumably formed by cooling-induced jointing (Station 21). On the other hand, single quartzite walls not connected to dikes cross the Inmar Fm. sandstone as well, most probably formed by low-temperature water-rock interactions. No prismatic pillars are found in the latter. The pebbles of the Arod Conglomerate (Station 6) are cemented by hard quartzite as well, demonstrating low-temperature formation of quartzite. Dikes and sills are seen in the vicinity of the Ramon Carpentries, but the pillars occur in an irregular geometry, revealing no direct relation to the magmatic bodies. Hence, it has been suggested that the quartzitic pillars were formed by hot fluids that accompanied the igneous intrusions and infiltrated into the sandstone (Mazor and Cohen, 1987).

### **Station 9: The basanite prisms at the foot of Mizpe Ramon**

Nearly 2 km westward of Carpentry Hill (coord. 1324/0018), between two basanite hills (604 m and 606 m), there is an impressive wall made of prismatic pillars (Fig. 6). They were formed by cooling-induced jointing, enhanced by weathering. Prismatic jointing in the basanite can be seen at various points in the Ramon. Return to the main road.

### **Station 10: View of the kaolinite quarries and the Inmar Formation rocks**

The next stop is at the roadside, about 1 km after the junction to the Carpentry (coord. 1358/0028). To the east are seen large open-pit quarries of kaolinite (Harsit Vechol Sach Co.). The kaolinite, a white clay composed of aluminum hydrosilicate



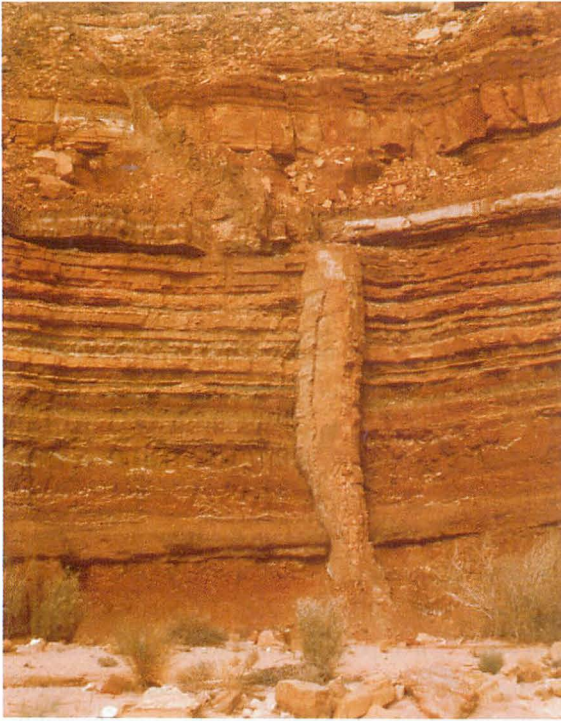


Fig. 9. The Tall Dike at Nahal Ardon, intruded into rock beds of the Ardon and Mishhor formations. The upper quarter is offset to the left (north) where it is crossed by a sill.



Fig. 10. An overturned block of Turonian rocks, adjacent to horizontal beds of Senonian flint and chalk; the SE wall of the makhtesh, near the main road to Elat. The Ramon Fault zone exhibits thrusts and bedded gliding.

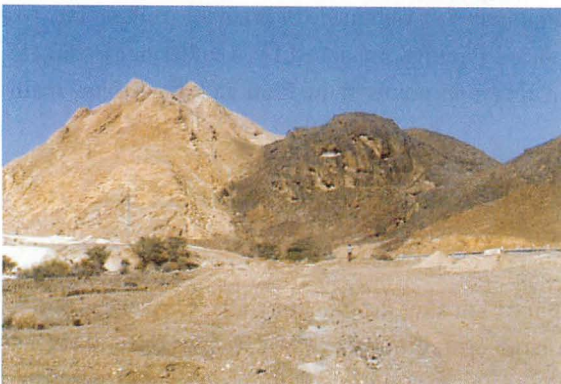


Fig.11. A small stock of quartz-syenite intruded into the Triassic rocks, here faulted against Cenomanian Rocks; the SE wall of the makhtesh, at the exit of the main road from the makhtesh.



( $2\text{H}_2\text{O}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 2\text{SiO}_2$ ), contains delicate imprints of fossil plants, indicating sedimentation in lakes and marshes. The white material (low in iron traces) is a major raw material for the production of white porcelain and sanitary ceramic products. All around are seen the rocks of the Inmar Fm. (the continental middle part of the Jurassic section of the Ramon): light-colored sandstone with lenses of the white kaolinite and dark layers of iron oxide-cemented sandstone. The sandstone contains fossil branches and trunks of continental plants.

### **Station 11: Nahal Ramon dry river bed**

After 1.5 km the road reaches the dry bed of Nahal Ramon. Park near the road and walk westward in the river bed for 1 km. The river bed is incised into the surrounding rocks. On both sides of the river bed are terraces, their levels rising away from Nahal Ramon, indicating that the present river bed is the last stage of a process of gradual incision (Mazor, 1988). The terraces are the lower extension of the pediments of the type seen at Station 1 at the foot of the northern wall of the makhtesh. The terraces document erosive incision stages that were triggered by the gradual subsidence of the eastward drainage base in the Arava segment of the Dead Sea Rift Valley. Archeological remains — stone circles of a camp of the Bronze Age — are seen on the lower terraces. The pebbles in the river bed reflect the variety of rocks exposed in the drainage basin of the makhtesh and are only partly rounded, reflecting the low erosion energy of the present Nahal Ramon. At the beginning of the walk, we pass cross-bedded sandstone of the Inmar Fm. After a few tens of meters we cross a small fault (Fig. 7) in bedded rocks of the Ardon Fm. (a partly marine unit of the Jurassic). The fault plain is marked by iron oxide mineralization with delicate striation, reflecting vertical movement. A gray sill, intruded into the marine rock beds of the Ardon Fm., is identifiable as of igneous origin by white kaolinized ghosts of feldspar crystals. The ~3-mm-long crystals are oriented parallel to the adjacent rock beds, marking the direction of magma flow. The sill and its companion rock beds disappear after a short distance at a second fault. Continue to walk and admire the “paintings of nature” formed by iron oxide solutions that moved through siltstone and mudstone of the Ardon Fm. After a short distance you will pass a fallen rock block with shallow-water ripple marks, and behind this is a vertical channel in the rocky river bank which hosts a dike. Return to the main road to continue the excursion.

### **Station 12: Conglomerate and red soil of the Ra’af pediment**

Blocks of a well-developed conglomerate are seen on the western side of the road cut, about 2 km south of Nahal Ramon, at the junction of the track to Nahal Ra’af and Shen

Ramon (coord. 1374/0014). Large blocks of conglomerate were moved during the road construction, exposing a section otherwise concealed beneath the desert pavement. The section at the road cut reveals a well-consolidated conglomerate at the base, cross-bedded sandstone above it, and red soil with pebbles at the top. This is a cross section through terrain formed by the Ra'af pediment that has a well-developed desert pavement on its surface. This widespread pediment marks an earlier stage of erosive incision, when the makhtesh had a flatter bottom. The paleoclimatic meaning of the red soil (wet and warm climate?) and dating of the cement of the conglomerate are under study.

### **Station 13: The “Chocolate” Shale**

Quarries of dark brown shale are seen on both sides of the road, 200 m after the last station (coord. 1375/0014). This rock bed, locally called the “Chocolate” Shale, is part of the Red Cuesta sequence of the Ardon Fm., the lower part of the Jurassic of the makhtesh. The shale acts as an aquiclude in the Ramon, and above it are local perched groundwaters. The shale is mined for the manufacturing of red roof-tiles.

### **Station 14: The flint clay pockets**

A few tens of meters after the last station one reaches the junction of the track leading eastward to the clay treatment plant of the Harsit Vechol Sach Co. A 100-m-walk on the track leads to an abandoned open pit quarry, exposing a cross section through a karst-like cavern developed in the top of the Triassic limestone (coord. 1363/0028). The cavern is filled with red iron oxides (resembling laterite) with pockets of whitish flint clay (kaolinite enriched with aluminum oxide, resembling bauxite), both occasionally with a pisolithic structure. The flint clay and iron oxide belong to the Fm. of the base of the Jurassic in the Ramon area. Eastward the flint clay lenses constitute an almost continuous rock bed (Goldbery, 1979). The mode of formation is not clear — the deposit resembles lateritic soils, but no candidate source rock is in sight. The flint clay is used to manufacture fire-proof bricks to isolate high-temperature industrial furnaces. Return to the main road to continue the excursion.

### **Station 15: The bituminous limestone of the top of the Triassic**

After 50 m, the road crosses beds of gray bituminous limestone with stromatolites and ripple marks that indicate sedimentation in a shallow sea. This limestone marks the top of the Triassic sequence in the Ramon area and belongs to the upper member of the Mohila Fm. The rocks of the Mishhor Fm. overlie the limestone and fill caverns dissolved in it. Beneath the bituminous limestone occurs the gypsum sequence of the middle member of the Mohila Fm.

## **Station 16: The laccolith**

After 200 m, a large black laccolith occurs on the left side of the road (Fig.12; its center is at coord. 1393/0015). As seen from the road, a dark bed of andesite, belonging to a sill imbedded in whitish beds of gypsum, underlies the olivine gabbro of the laccolith complex. Climb up the hill to see the laccolith valley. The laccolith has been tilted along with the Ramon anticline and the erosion truncated it obliquely, providing ideal exposures through this intrusive body that has a 3-km diameter and is 60 m thick at its center. The laccolith has been intruded in several stages and it is crossed by several dikes. For a more detailed excursion, see Rophe et al. (1993). At its edges the laccolith merges into a number of sills that can be seen in the gypsum section for about 2 km eastward, in the Mohila fold, and about 5 km westward, up to the Shen Ramon area. A transect through the laccolith has been marked by geological bench marks, as part of the Ramon Laboratory of Nature concept. Please do not enter the laccolith valley by car; park beside the main road. Return to the main road to continue the excursion.

## **Station 17: The gypsum quarry**

Gypsum quarries are seen on both sides of the road near the laccolith. The main quarry is on the right, hidden from the road. Enter with caution, as some quarrying may be going on. The huge quarry provides superb exposures through the Mohila Fm. — gypsum beds, alternating with black shale beds, crossed by dikes and sills. Gypsum ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) is precipitated from seawater when it is evaporated to less than 1/3 of its original volume. Hence, gypsum is usually formed in near-shore lagoons. The succession of gypsum beds and shale beds reveals repeated cycles of regressive lagoon regimes and transgressions by the deeper sea. Commercial exploitation is for the cement industry. Portland cement contains up to 6% gypsum, needed to retard the solidification of concrete that otherwise occurs quickly.

## **Station 18: Be'erot Mishhor (Mishhor wells)**

After 1 km the road reaches a junction with a track going eastward (coord. 1392/00060). Turn left and drive 4 km along Nahal Afor through the gypsum landscape, passing the laccolith on the left, until the Mishhor wells are reached (coord. 1419/0034). The site is marked by tamarisk trees that indicate the presence of near-surface groundwater. A small ancient well, 1 m deep, is seen at the foot of the Mishhor Hill. On the hill are seen ruins of houses dated to the 7th century. The Mishhor Hill provides a good view of the “bends” of the gypsum beds and intruded sills that constitute the edge of the Mohila anticline (left half of Fig. 12).

The Nature Reserves Authority dug two more wells, protected with small stone structures. The water is slightly salty but potable. The composition (mg/l) is:

<i>K</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>SO<sub>4</sub></i>	<i>Cl</i>	<i>HCO<sub>3</sub></i>	<i>total</i>
6	190	79	116	547	135	357	1430

In dry years the wells dry up. The aquifer is in rocks of the Ardon Fm., whereas rocks of the Mishhor Fm. act as an aquiclude.

### **Station 19: The Meanders of Nahal Ramon**

The track passes the Mishhor camp site, and after a few hundred meters turns east, crossing the dry river bed of Nahal Ramon (coord. 1429/0036). Nahal Ramon has its head at the western tip of the makhtesh, and it flows for 35 km in a NE direction. At the present point it bends sharply to the south, meandering to the Saharonim Gap where it leaves the makhtesh. At its long NE section Nahal Ramon follows the contact of the Inmar Fm. sandstone with the underlying hard rocks of the Red Cuesta of the Ardon Fm. In its southward bend the river bed continues to follow the Red Cuesta, which turns south with the flank of the Mohila anticline. Here, Nahal Ramon is up to 200 m wide, with well-grown tamarisk trees. Fresh groundwater was encountered at a depth of 18 m in a borehole drilled in the river bed.

In its long NE section Nahal Ramon has 8 terraces, the highest one 38 m above the river bed. In contrast, at the southward-meandering section only 2 low terraces are seen, indicating that this is a relatively recent river section. A recent study raised the possibility that originally Nahal Ramon flowed eastward and left the makhtesh through the Nahal Holit Gap. Accordingly, the present bend of the river to the Saharonim Gap is recent and resulted from capture by the evolving Nahal Neqarot (Ben-David and Mazor, 1988; Mazor, 1988).

### **Station 20: Ancient tumuli at Ramat Saharonim**

The track crosses the river bed and reaches a junction with one road south to Ein Saharonim and the second leading eastward to Nahal Ardon. The excursion continues along the eastward road, which climbs on beds of gray limestone and dolomite of the Ardon Fm. This is the small plateau of Ramat Saharonim. On both sides of the track (at coord. 1437/0033) stone piles are seen, called tumuli (singular, tumulus) by the archeologists. These structures are known throughout the region and in most cases served as burial sites of nomad cultures, mainly during the Bronze Age. Leave the car at the marked roadside if you wish to visit the ruins.

The road continues for 1 km on the plateau up to its eastern edge, which provides a

view of Nahal Ardon. The road ends here; leave the car at marked parking area.

### **Station 21: The positive dike and a view into the eastern makhtesh**

The trail from the edge of the plateau starts near a positive dike, i.e., a dike “wall” that withstood erosion. It is built of weathered trachyte. Try to trace it in the area. The dry river bed ahead is Nahal Ardon, and the prominent dark hill is Giv’at Harut.

### **Station 22: Giv’at Harut**

The hill of Giv’at Harut (Cone Hill) is a major reconnaissance point for the eastern makhtesh. The climb and descent require 1.5 h. Cross the river bed of Nahal Ardon and take the trail that ascends Giv’at Harut from the NW. Giv’at Harut is built of sandstone of the Inmar Fm., and resisted weathering thanks to quartzite walls formed by dikes that intruded the sandstone. The trail passes a number of channels, formed by the weathering of soft kaolinized trachyte dikes (Fig. 8). The quartzite walls were formed at the intrusive contact with the sandstone (Bentor et al., 1966). The kaolinite is reached by digging in the sand that fills the space between the walls. The top of Giv’at Harut is ornamented by quartzite pillars, another Carpentry, smaller than the one at Station 8. Here too, it seems that the pillars were formed by the activity of steam or hot solutions that accompanied the intrusion of the adjacent dikes.

The top of the hill provides an excellent view of the makhtesh. Of special interest are the many ridges in the terrain of the Inmar Fm. sandstone, formed by the weathering-resistant quartzite walls of the kaolinized dikes. The Red Valley (coord. 1462/0037) is marked by its walls, and the Red Member shales found in it and around it. The dike ridges do not cross the Red Valley, indicating it is a relatively young feature. For a more detailed excursion see Baer (this issue).

### **Station 23: Ein Ardon**

At the foot of Giv’at Harut, on the bank of Nahal Ardon, is a small spring, Ein Ardon (coord. 1451/0028), recognizable by lush vegetation. The spring flows most years but following a dry winter it occasionally dries up, and from time to time its outlet has to be cleaned of accumulated soil and plant material. The water emerges from the Inmar Fm. sandstone above the impermeable shale of the Ardon Fm. The spring location is possibly controlled by a dike seen to descend from Giv’at Harut. The water is potable (when clean of mud and algae), and the composition is (in mg/l):

<i>K</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>SO<sub>4</sub></i>	<i>Cl</i>	<i>HCO<sub>3</sub></i>	<i>total</i>
7	180	99	126	577	184	333	1506

This composition resembles that of Be'erot Mishhor. Two wells were dug by the Nature Reserves Authority on the other side of the Nahal Ardon dry river bed. They are covered by stone structures and occasionally contain water. The water is relatively mineralized, reflecting the proximity of gypsum of the underlying Mishhor and Mohila formations.

## **Station 24: The Nahal Ardon dikes**

The eastern wall of the little gorge of Nahal Ardon hosts a number of dikes, exposed downstream from Ein Ardon. Their original composition was basanite but they are weathered and kaolinized. The following dikes warrant some description:

The *Father and Son* dikes are the first to be met, so named because one is short and the other is tall. The “son” dike stopped in the Mishhor Fm. and the crack above it demonstrates the opening of joints by intruding magma. The “father” dike crosses into the overlying Inmar Fm. sandstone.

The *Black Heart Dike* occurs further on, so called for its black (fresher basanite) interior. This dike has different inclinations in its different parts. At this point notice the “chocolate shale” in the upper quarter of the river wall. At its base is a hard brown-gray rock bed, similar in appearance to the rock of the dikes. This is a sill, named the *Chocolate Sill*. Interestingly, the Black Heart Dike is cut by the sill, and at this point the upper quarter of the dike is shifted to the right (south).

The *Tall Dike* comes next (Fig. 9). Its upper quarter is shifted to the left (north) at the point where it is crossed by the Chocolate Sill (Fig. 9). Thus, the shift is in an opposite direction to the shift of the upper part of the Black Heart Dike.

The *Broad Dike* follows, its upper quarter shifted to the left. Further dikes are intruded into the rocks exposed along the walk down the dry river bed.

The intrusion of the Ardon dikes is explained by two competing hypotheses: the traditional one, of vertical ascent of magma from a deep chamber, and a hypothesis of lateral intrusion from a rather shallow magma chamber (explained in detail by Baer, this issue). The following observations were interpreted in support of the lateral intrusion model:

- a) on the dike wall are small ripples with a dominating horizontal direction,
- b) the shift of the upper part of the dikes is in different directions, resulting from different directions of intrusion above and beneath the hard Chocolate Sill that accordingly intruded earlier; and

- c) many of the dikes seem to have a radiating direction with a focus at a point outside the Ramon, presumably the location of the magma chamber.

However, the following observations support the vertical intrusion model:

- a) Striae and ripples represent the very last movement of the nonconsolidated magma relative to the intruded rocks, and may be due to resettling of blocks in an entirely different direction from that of the magma intrusion;
- b) the shift of the upper parts of the Ardon dikes suits a horizontal resettling movement of the rocks above the intruded Chocolate Sill, including the upper segments of the nonvertical dikes, that accordingly intruded before the sill; and
- c) dikes cross the set of radiating dikes in many directions, and hence, a large number of lateral magma chambers is needed for the lateral intrusion model.

In contrast, in the vertical intrusion model all dikes could originate from a single magma chamber, ascending within different systems of jointing.

### **Station 25: Nahal Ardon–Nahal Harerim junction**

Nahal Ardon joins Nahal Harerim at coord. 1458/0019. The junction overlooks a number of important features: the SE wall of the makhtesh, the Ardon Valley, and the Gypsum Amphitheater (Mohila Fm., west of the junction, entrance at coord. 1454/0017). The joint Ardon–Harerim River joins the Neqarot River, tangential to the SE wall just outside the makhtesh.

From the junction there is a possibility to return through Nahal Ardon to the car and drive to the next station, Ein Saharonim, or to proceed to the Ma’aleh Dekalim ascent to Ein Saharonim, following the Ramon Fault for about 2 km.

### **Station 26: The Ein Saharonim Area**

Ein Saharonim is recognizable by the dense water-loving vegetation. The spring flows in exceptionally rainy seasons, but most of the time it is necessary to dig for 1/2 to 1 m to reach the water. The water is salty, but potable by animals. It has a high sulfate concentration, indicating saturation with respect to gypsum.

<i>K</i>	<i>Na</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>SO<sub>4</sub></i>	<i>Cl</i>	<i>HCO<sub>3</sub></i>	<i>total</i>
10	254	120	676	2180	268	286	3794

Surprisingly, it was found that the water is devoid of anthropogenic tritium, and hence it is older than 30 years. This rules out an origin from flood water stored in the gravel of the river banks, and indicates remote recharge.

*The ancient Saharonim road station.* The hill east of Ein Saharonim hosts a large square stone structure with a double wall divided into rooms, and a gate on the northern side — a common plan for a road station that provided services to trading caravans. Excavations revealed pottery and coins that indicate the place was active in Nabatean–Roman times for about two centuries around the beginning of the common era. The location is on the Spice Route that connected Jordan and Arabia with Europe. Stations along the road were at one to two days travel distances, the local section of the road including the following stations from south to north: Mo'a, Neqarot, Saharonim, and the city of Avdat. The nature of the traded merchandise is not known but they must have been commodities that (a) were expensive, i.e., had a high value/weight ratio, and (b) originated in the East and were appreciated in the West. Coffee and drugs were as yet unknown, so scents and spices are a plausible possibility.

*The outlet of Nahal Ramon.* Follow the dry bed of Nahal Ramon to the nearby Saharonim Gap, through which the river leaves the makhtesh, and after 1.5 km joins Nahal Neqarot. The outlet through the Saharonim Gap is an impressive canyon, cut into the Saharonim dome, built of the rocks of the Triassic Saharonim Fm. The river passes the Ramon Fault and continues through Cenomanian and Turonian rocks.

Return to the parking area to continue the excursion. The next station can be reached by driving 5 km westward through Nahal Gevanim until the main road crossing the makhtesh is reached, or by returning through Nahal Afor.

### **Station 27 (coord. 1396/9997): The crossing point of Nahal Gevanim and the main road**

Crossing the makhtesh, it is seen along the road that the rock beds are gently tilted to the north and only at the last kilometer, near the SE wall of the makhtesh, are the beds tilted to the south. Thus, the Ramon structure is an asymmetrical anticline or a monocline.

In Nahal Gevanim, east of the main road, an outcrop of the *Arod Conglomerate* occurs, marked by small quartzite pebbles cemented by quartzite. The Arod Conglomerate marks the base of the Lower Cretaceous Hatira Fm. in the makhtesh, and it overlies dark limestone of the Triassic Saharonim Fm. Thus, at this point the unconformity is maximal. Nahal Gevanim flows in the Hatira Fm. sandstone and small outcrops of basanite and the shale of the Red Member are seen as well. Hence, at this point there is no indication of a vertical offset due to the Ramon Fault.

Here the southern wall of the makhtesh includes an overturned block (Fig. 10). Nearby, outside the Ramon, are seen two table mountains, Har Marpek and Har Katum, built of hard dark flint at their top (Mishash Fm., Senonian), and white soft chalk on their



slopes (Menuha Fm., Senonian). This is a small assortment of the complex features seen along the Ramon Fault line (Garfunkel, 1993).

## **Station 28: The Gavnunim intrusions and Har Gevanim**

Near the southern exit of the main road from the makhtesh is a junction with a track that turns right (coord. 1395/9997). Follow the track, and after 200 m you will enter the narrow valley called Gey Zochalim. The facing slope of Har Gevanim exposes fossiliferous limestone, shale, and sandstone, mostly of the Saharonim Fm. Along the climb to the top of Har Gevanim you may encounter ammonites and other fossils — please do not touch them! The stratigraphy of the Triassic rocks at this place is discussed by Benjamini et al. (1993). The top of the hill provides a superb view of the interior of the makhtesh.

Small intrusive stocks of quartz-syenite (Fig. 11) are exposed in the valley between Har Gevanim and the SE wall of the makhtesh. These intrusive bodies are similar to the Shen Ramon stock, located 3 km to the west, and seem to belong to the same igneous complex. The dark-colored stocks, named Gavnunim in Hebrew, are intruded into sandstone, siltstone, shale, and limestone of the Gevanim Fm. Stratigraphically this is the core of the Ramon. The contact of the stocks with the intruded sediments contains mineralization phenomena described in detail by Itamar and Baer (1993).

The Triassic type section has been marked by small signs with the names of the stratigraphic units by workers of the Ramon Science Center.

Here ends the introduction to the Ramon National Geological Park. Enjoy your visits!

## **Acknowledgments**

Mrs. Ilse Katz, Geneva, is warmly thanked for her continuous support of the Ramon Science Center and her enthusiasm for the preservation of the Negev.

## **References**

- Avni, Y. 1993. The structural and landscape evolution of the western Ramon structure. *Isr. J. Earth Sci.* 42.
- Baer, G. 1993. Flow directions in sills and dikes and formation of cauldrons in eastern Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.* 42.
- Bartov, Y., Arad, V. 1988. Bibliography of the geology of Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 37: 147–170.
- Ben-David, R., Mazor, E. 1988. Stages in the evolution of Makhtesh Ramon and its drainage system. *Isr. J. Earth Sci.* 37: 125–135.
- Benjamini, C., Druckman, Y., Zak, I. 1993. Depositional cycles in the Ramon Group (Triassic), Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.* 42.
- Bentor, Y.K., Kastner, M., Mazor, E. 1966. The hydrothermal kaolinite of Makhtesh Ramon. In:

- Bentor, Y.K., Ed. *The Clays of Israel*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, pp. 23–28.
- Garfunkel, Z. 1993. The 'Arod Pass area: structural–stratigraphic relations and their implications for the history of the Ramon lineament. *Isr. J. Earth Sci.* 42.
- Goldbery, R. 1979. Sedimentology of the Lower Jurassic flint clay bearing Mishhor Formation, Makhtesh Ramon, Israel. *Sedimentology* 26: 229–251.
- Itamar, A., Baer, G. 1993. Polymetallic mineralization related to magmatic and contact metasomatic features, southern Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 42.
- Mazor, E. 1961. A Lower Cretaceous volcano in Makhtesh Ramon, southern Israel. *Bull. Res. Coun. Isr.* 10G: 207–215.
- Mazor, E. 1978. Geological parks – a potential ingredient in arid zone planning. In: Golani, G., ed. *Settlement planning for arid ecosystems: The Israeli experience*. Pergamon Press, New York, pp. 197–213.
- Mazor, E. 1988. Stages in the tectonic evolution of the Arava Rift Valley and its western margin, recorded in alluvial plains at Makhtesh Ramon. *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg., Ein Boqueq*, pp. 74–75 (Abstract).
- Mazor, E. 1990. Makhtesh Ramon — interdisciplinary laboratory of nature. *Interdisciplinary Science Reviews* 15: 34–45.
- Mazor, E., Cohen, A. 1987. Formation of the quartzite “carpentries” in the Makhtesh Ramon. *Isr. Geol. Soc. Annu. Mtg.*, pp. 79–80 (Abstract).
- Rophe, B., Eyal, Y., Eyal, M. 1993. The Ramon Laccolith. *Isr. J. Earth Sci.* 42..







**סיוור 6-א':**  
**סיוור בדגש ארכיאולוגי – נוכחות האדם**  
**בהר הנגב הגבוה**

**גדעון אבני**

**רשות העתיקות, מרחב ירושלים, ת.ד. 586, ירושלים**

הסיוור יתקיים לאורך כביש מצפה רמון-הר חרף, תוך ביקור בכמה מן האתרים הארכיאולוגיים שהתגלו במסגרת הסקר הארכיאולוגי של הר הנגב. באתרים הללו ניתן להדגים את החתך הכרונולוגי של נוכחות האדם וטיפוסי היישוב בהר הנגב החל בתקופה הניאוליתית ועד לתקופה המוסלמית הקדומה.

**תחנה מס' 1** – נחל צין – רגמים ו"שיניות" מתקופת הברונזה הקדומה והתיכונה.

**תחנה מס' 2** – נחל צין – יישוב מן התקופה המוסלמית הקדומה.

**תחנה מס' 3** – מצודת הר חמת – מבנה מבוצר ויישוב מתקופת הברזל.

**תחנה מס' 4** – בור חמת – מאגר מים מתקופת הברזל.

**תחנה מס' 5** – בורות לוף – מערכת יישובית מתקופת הברזל, מהתקופה הרומית, ומהתקופה הביזנטית והמוסלמית הקדומה.

**תחנה מס' 6** – הר חרף – יישוב מהתקופה האפי פלאוליתית, הנאוטופית, והניאוליתית.

## תחנה 6: גדת נחל לבן

באפיק נחל לבן נחשפות שכבות סילט, סילט חרסיתי וסילט-חולי, וניתן לעקוב אחרי שכבות אלו על פני מרחק ניכר. בשכבות אלו ניכרות הקרקעות שנקברו שוב על ידי שכבות חדשות עקב הצפות על מישורי ההצפה. קיומם של מספר פליאוסלים מעידים על תקופות ארוכות של יציבות וככל הנראה גם על קצבי הצטברות נמוכים יחסית (איור 4).

## תחנה 7: נחל לבן/גבול מצרים- המשך הנחל במפה וברדאר לווייני

כלפי מערב נחל לבן נמוג בין החוליות. מה שנותר ממנו הם מישורי ההצפה עליהם ניכרת כיום חקלאות דלילה על ידי בדואים. ניתוח המפות והדמיות הלוויין מצביעות על כך שאפיקו של נחל לבן היה פעיל, ככל הנראה, במהלך ההולוקן.

## ספרות

- Bruins, H.J. and Yaalon, D.H. 1979. The Stratigraphy of the Netivot Section in the Desert Loess of the Negev (Israel). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, T. 22, 1-4, p: 161-164.
- Claude-Gausson, G, et Rognon, P. 1986. Paleosols et Loess du Pleistocene Superieur de Tunisie et D'Israel. *Bull. de l' Association Francaise pour l'Etude Quaternaire*, Vol. 3/4, p: 223-231.
- Goodfreind, G.A. and Magaritz, M. 1988. Paleosols and the Late -Pleistocene Rainfall Fluctuation in the Negev Desert. *Nature*, Vol: 322, p: 144-146.
- Goring-Morris, N. and Goldberg, P. 1990. Late Quaternary Dune Migration in the Southern Levant: Archeology, Chronology and Paleoenvironments. *Quaternary International*, Vol. 5, p: 115-137.
- Horowitz, A. 1979. *The Quarternary of Israel*. Academic Press, London.
- Magaritz, M. and Enzel, Y. 1990. Standing-Water Deposits as Indicator of Late-Quaternary Dune Migration in the Northwestern Negev, Israel. *Climate Change*, Vol: 16, p: 307-318.
- Magaritz, M. and Goodfreind, G. A. 1988. Paleosols and Late Pleistocene rainfall Fluctuations in the Negev Desert. *Nature*, Vol. 332, No 10, p: 144-146.
- Yair, A. 1990. Runoff generation in a sand area. *The Nizzanna Sands, Western Negev, Israel. Ofakim BaGeographia*, Vol. 31, p: 97-108. (in Hebrew)
- Zilberman, E. 1982. The Geology of Qeren-Haluza area. Rep. EG/4/82, Israel Geological Survey, Jerusalem ( in Hebrew, Eng. Abst).
- Zilberman, E. 1989. The evolution of landscape of the central and northwestern Negev during the Neogene and Quaternary. PhD, Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem.

## **תחנות הסיוור**

### **תחנה 1: תחנת המחקר**

סקירה על מהות המחקרים המתבצעים באזור התחנה (נושאים גיאומורפולוגיים 1-4).

### **תחנה 2: אזור הקידוחים ליד השער**

באזור זה בוצעו שני קידוחי ניסיון, אחד בקו הרכס של החולית (BR KR2) והשני בבבסיס אותה חולית (BR KR3). מתיאור הקידוחים נראה שחולית הצטברה באזור זה הישר מעל לשכבת הקונגלומרט בד בבד עם שקיעת סדימנטים סילטיים אופייניים לפלייה, עדות לקיומן של דיונות בו-זמניות למשטחי הצפה ופליות (איורים 6,3).

### **תחנה 3: אזור מרכז הפרוזדור שבין רכסי החוליות**

בנוסף לקידוח ניסיון שבוצע באזור זה (BR KR4) נעשה ניסיון ברדאר חודר קרקע במטרה לעקוב אחרי רציפות השכבות מאזור הפלייה אל מתחת לרכס החולית. האפשרויות שעלו הן-

א. שורש של חולית הממשיך אל מתחת למפלס הפלייה, עדות לקיומן של חוליות בתקופת השקעת מישורי ההצפה (כפי שנצפה באזור מערב חלקת המחקר), או

ב. רכסי הדיונות התקדמו על פני מישורי ההצפה הקיימים (איורים 6,3)

### **תחנה 4: מזרח המסדרון הבין דיונרי**

השקעה רב-שלבית וחילופין של סילט וחול.

### **תחנה 5: גדה שמאל של נחל ניצנה**

באזור זה ניתן לצפות במחשוף הגדה הימנית של נחל ניצנה ובמחסום שגרם לסכירת האפיק. בחלק העליון של החתך נמצאו שניים-שלושה דורות של דיונות המצביעות על תקופות שבהם חדירת החולות היתה קטנה יותר. תקופות אלו יכולות להיות מקושרות להגברת הנגר העילי באפיקי הנחלים וחדירת הזרימות אל העמקים הבין דיונריים, או לחילופין, היוצרות קרקעות במישורי ההצפה. נושא זה טרם בא על פתרונו.

בתחום האפיק הפעיל, בסמוך למחשוף זה, בוצעו הקידוחים העמוקים של נחל ניצנה, בהם נתגלה חתך חלוקים עבה על גבי יחידת חוואר שבסיסה לא נחדר (איור 7).

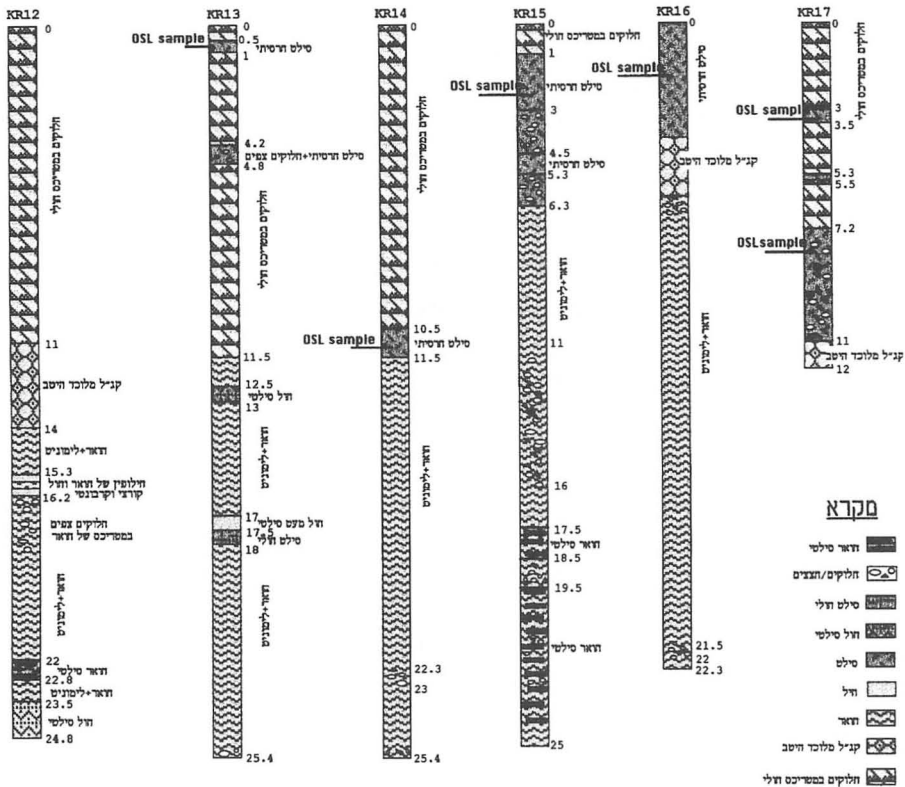


של נחל ניצנה מדגם פזרות ולו מישורי הצפה רחבים, לנחל מנותב על ידי אפיק מוגדר. קיומם של פליאוסולים בחלקים ממישורי ההצפה ואופקי סילט כתומים (פליאוסולים?) בין שכבות החלוקים שנמצאו בקידוחים, מעידים על תקופות בהם השיטפונות שכיסו שטחים אלו היו נדירים. מוצעת האפשרות שקיומם של מחסומים במורד הזרימה אפשר הצטברות סילט וחרסית בעוביים ניכרים.

השוני בין החתכים המופיעים בגדות נחל ניצנה, נחל לבן עליון ונחל לבן תחתון מתבטא ביחס בין מרכיבי החלוקים, חול ולס. ניתוח של הבדלים אלו עם ההבדלים שנמצאו בקידוחים שמחוץ לאפיק נחל ניצנה, מצביע על אזורים בהם לחדירת החול היה ביטוי חזק יותר, לעומת אזורים אחרים בהם המרכיבים הסילטיים-חרסיתיים ששקעו במישורי ההצפה היו בעלי עצמה רבה יותר. מניתוח גילי ה-IRSL מהקידוחים באזור מישורי ההצפה והפלאיות, ניתן להצביע על חוסר אחידות בקצבי הסדימנטציה על פני מרחקים קצרים. בתחום המסדרון הבין דיוני בו מצויה תחנת המחקר, נמצא קצב הצטברות ממוצע במרכז העמק של כ- 2.8 מ' ל-10000 שנה. זאת לעומת כ- 1.6 מ' ל-10,000 שנה במזרח העמק. בקידוחים שמזרח לנחל ניצנה, נמצאו הבדלים קיצוניים בקצבי השקעה ככל הנראה עקב השקעת חול שהורבד מחדש על ידי נחל ניצנה. באזור ק.ר.6 חושב קצב השקעה ממוצע של כ- 1.7 מ' ל-10,000 שנה. זאת לעומת קידוח ק.ר.5 בו נמצא בחלק התחתון של הקידוח קצב הצטברות של כ- 50 מ' (תוצאה המחייבת בדיקת אמינות הגילים) ל-10,000 שנה ובחלק העליון כ- 3.4 מ' ל-10,000 שנה.

מניתוח הבדלים ברמת התפתחות הקרקע בפליאוסולים בחתכים השונים ניתן להצביע על כך שכלל שעולים במעלה אפיקי נחל ניצנה ונחל לבן, דרגת התפתחותם נמוכה יותר. בד בבד, כמות החול גדלה יחסית לכמות הסילט. מעדויות אלו ביחד עם תוצאות הגילים שהתקבלו מהקידוחים השונים, מוצע שהחל מלפני כ-50,000 שנה החלה ההתקדמות החזקה של חוליות אל תוך הארץ. הופעת הדיונות הולכת ומתעצמת לקראת סוף הפלייסטוקן ועד תחילת ההולוקן, תוך יצירת מחסומים באפיקי הנחלים. תופעה זו אפשרה היווצרותם של אגמים, חלקם עונתיים וחלקם בעלי אורך חיים רב שנתי. מוצע איפוא, שעם התעצמות החדירה של החוליות, נדדו מחסומי האפיקים כלפי מעלה אגני הניקוז, והאגמים שנוצרו עקב כך הופיעו אף הם בחלקים גבוהים יותר של מערכות הניקוז.

סיכום נתוני גילאי החולות, רמת הליכוד של החולות המיוצבים ומניתוח גיל הממצאים הארכיאולוגיים, מוצע שבהולוקן התיכון-עליון חל השינוי לו אנו עדים כיום. השוני התבטא בעיקר בהתמתנות בתרומת החול מחד-גיסא והתגברות הנגר העילי המנוקז על ידי אפיק צר יחסית מאידך גיסא. שינוי זה הביא לפריצת כל החסימות והתחתרות הנחלים, תוך יצירת אפיקים מוגדרים היטב.

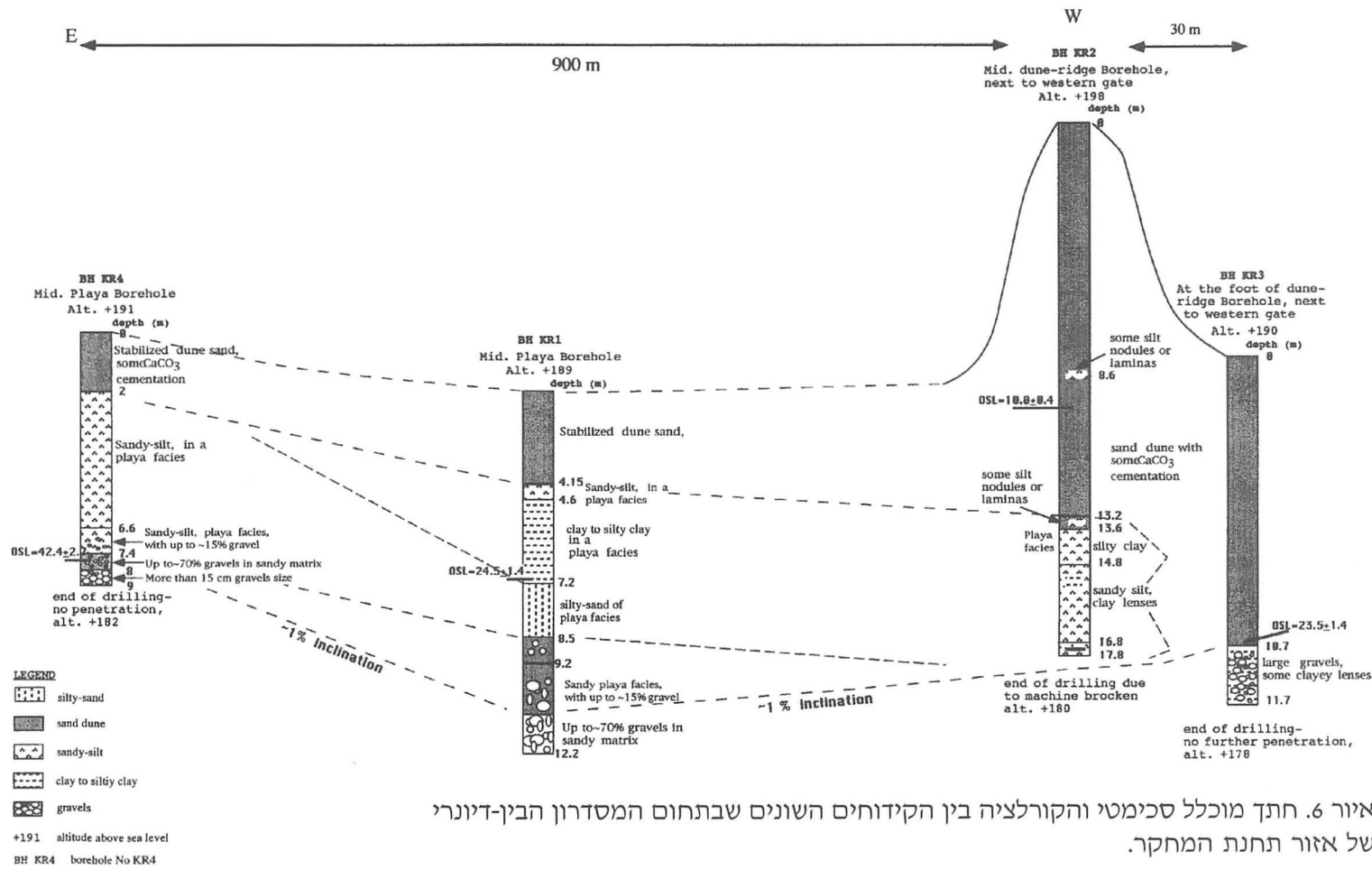


איור 7. תיאור הקידוחים שבוצעו באפיק נחל ניצנה.

הקרטון של תצורת נחל יתר או אף בתצורות נמוכות יותר של חבורת עבדת (מגיל איאוקן). המילוי החווארי העבה מגיל פליוקן שהתגלה בקידוחים הינו, כאמור לעיל, מילוי שהצטבר לאחר פאזת התחתרות עמוקה שהתרחשה ככל הנראה, במיוקן המאוחר. אופי הסדימנטים שמעיד על קיומו של אגם שבו היו ככל הנראה מים מליחים, עניים בפאונה. על כן, בשלב זה של המחקר נבדק מהו הקשר בין אזור המחקר לים בקטע המצוי בין ואדי אל עריש לאזור רפיח.

שכבת הקונגלומרט הקשה שבבסיס החלוקים מעידך ככל הנראה על קיומם של מי תהום גבוהים, עוד בטרם שקעה יחידת החלוקים העליונים שמלאה את האפיק הנוכחי של נחל ניצנה. קיומו של קונגלומרט דומה בקידוחים שמחוץ לאפיק הנוכחי של נחל ניצנה עשוי להעיד שבאותה עת התקיימה מערכת אפיקים מדגם פזרות שכיסתה את מרבית העמק בו שקע קודם לכן החתך החווארי.

מוצע שבזמן הפלייסטוקן העליון (10,000-20,000 שנה) חדרו סדימנטים של לס וחולות בד בבד עם המשך פעילותו של נחל ניצנה, כאשר כמות החול הולכת וגדלה לקראת סוף הפלייסטוקן. חידרתם של סדימנטים אלו גרמו לשינוי בדגם הזרימה



איור 6. חתך מוכלל סכימטי והקורלציה בין הקידוחים השונים שבתחום המסדרון הבין-דיונרי של אזור תחנת המחקר.

של כ- 5.5 מ'. מוצע שההבדלים בכמות החול הינם תרומה של הפעילות הפלוביאלית האינטנסיבית באפיק נחל ניצנה, דבר שהביא להצטברות רבה בשוליים הנוכחים של הנחל.

## קידוחים באפיק נחל ניצנה

מהממצאים שנמצאו במסדרונות הבין דיונריים, בקידוחי הניסיון ובחתכים שבגדות האפיקים, נשאלה השאלה מה הקשר בינם לבין החתך הפלוביאלי באפיק נחל ניצנה הנוכחי. נוצר הצורך לבחון מהו עובי חתך החלוקים באפיק נחל ניצנה ומה עומק סלע הסביבה בתחומי הפשט הפעיל (תחנה 5). מקידוחים באמצעות מכונת כלונסאות<sup>2</sup> שבוצעו לאורך אפיק נחל ניצנה, עולה קיומו של חתך חלוקים בעובי של 6-11.5 מ' (איור 7). חתך החלוקים הינו במרבית הקידוחים מעורב בכמויות משתנות של חול, והליכוד שלו בינוני עד חלש. בחלק מהקידוחים נמצא בבסיס שכבת החלוקים קונגלומרט מלוכד היטב על ידי  $\text{CaCO}_3$ , ונבדקת האפשרות שניתן לשייכו לקונגלומרט שנמצא בבסיס הקידוחים שבוצעו בתחום חלקת המחקר ובקידוחים אחרים במרחב. בעומקים לא אחידים בתוך סדרת החלוקים העליונה נמצאו גם עדשות של סילט חרסיתי בגוון כתום. מבדיקה ראשונית נראה שעדשות אלו הינן פלאוסולים שנוצרו בשולי מערכות הזרימה הפעילות. ניתוח מעמיק של סדימנטים אלו עשוי לסייע בהבנת יחסי הגומלין בין מערכות הניקוז לשוליהם. מתחת לקונגלומרט המלוכד או החלוקים (בהתאם לקידוח), נמצאו בכל הקידוחים שכבות חוואר בעובי כולל העולה על 20 מ' (הקידוחים לא חצו את בסיס יחידת החוואר). בתוך שכבות החוואר נמצאו גם עדשות של חלוקים וחולות סילטיים המעידים על תרומת חומר דטריטי ששקע בגוף מים עם אנרגיות נמוכות. בבדיקה פלאונטולוגית<sup>3</sup> ראשונית נמצא פורמיניפירה מסוג- *Amonia-baccarii* דבר המעיד ככל הנראה שגיל החוואר הינו פליוקן. האוסטרקודה שנמצאה הינה מסוג- *Cyprideis torosa* והיא מעידה ככל הנראה שהשקעת החוואר התרחשה בגוף מים מליחים.

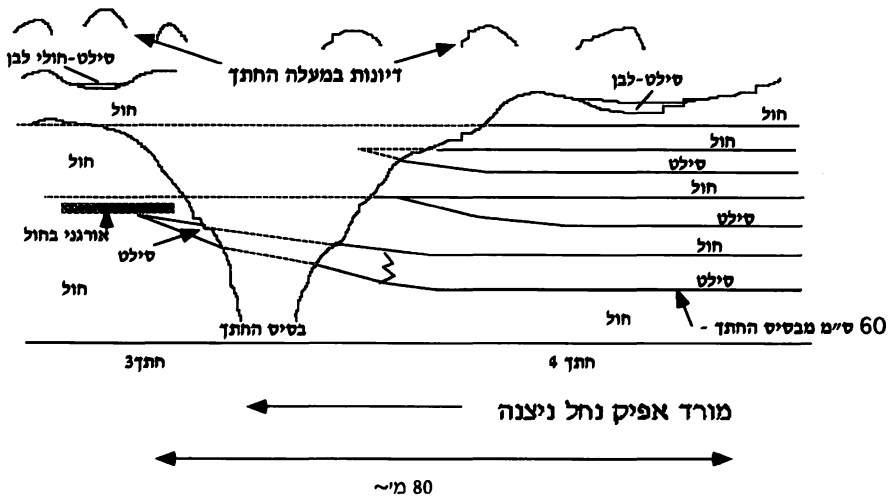
## הדמיות לויין

מניתוח הדמיות רדאר לוויני (בשיתוף ניר מרגלית, אוני' בן-גוריון) ומפות טופוגרפיות בקנ"מ 1:50,000, ניתן ככל הנראה לשחזר את אפיקו של נחל ניצנה עד לשפך ביס התיכון (תחנה 7). מהתצפיות, המתבטאות הן מפני השטח והן מעומק של מספר מטרים, עולה קיומו של מישור הצפה החוצה את שדה הדיונות, בחלקו הדרומי בכיוון מערב. לאחר כחמישה ק"מ מישור ההצפה פונה לצפון, לכיוון חוף הים. במרחק של כחמישה ק"מ מהים ישנה התבדרות מסויימת של מפלסי מישור ההצפה והסתרתו על ידי כיסוי חלקים מהשטח על ידי החוליות החופיות.

## מסקנות ראשוניות

אפיק נחל ניצנה הנוכחי זורם, ככל הנראה, על תוואי קדום שהתחתר בשכבות

<sup>2</sup>קידוחים אלו בוצעו ע"י ד"ר ישעיהו גרייצר לצורך תכנון מאגר בתחום אפיק נחל ניצנה.  
<sup>3</sup>הבדיקות הפלאונטולוגיות נעשו במכון הגיאולוגי, ירושלים.



איור 5. תיאור חתך משוכב היטב שהורבד באפיק נחל ניצנה. החתך המוצג הצטבר בעורף דיונה שחסמה את אפיק הנחל.

תופעה דומה קיימת גם באזור נחל לבן, בקטע שמעל המפגש עם נחל ניצנה. בגדה הימנית של נחל לבן, לאחר המפגש עם נחל ניצנה מתגלה חתך המורכב ממספר פליאוסולים (שתוארו קודם לכן ע"י זילברמן, 1991).

### קידוחי ניסיון במישורי ההצפה ובמסדרונות שבין החוליות

מהקידוחים לעומקים של 9-17.8 מ', שבוצעו בתחום חלקת המחקר, עולה שחלקו העליון של החתך, המגיע לפני השטח במסדרון שבין הדיונות, מורכב ברובו מחולות מיוצבים. בתוך חולות אלו נמצאו אחוּזים בודדים של לימוניט ושל קלציום-קרבוניט פדוגני (תחנות 1-3). בהמשך החתך נמצא חתך המורכב מסילט וסילט-חולי (איור 6). חלוקים החלו להופיע בעומקים החל מ-7 מ', במטריכס חולי בדרך כלל. בקידוחים 1, 3, 4 הסתיימו הקידוחים בקונגלומרט מלוכד היטב. בתיארוכים של דגימות בשיטת ה-IRSL שנלקחו מתוך הקידוחים נמצא שתחילת הופעת החוליות במערב שטח המחקר היתה ב-  $23.5 \pm 1.4$  אלפי שנה. כמו כן נמצא, שגילם של חלוקים במטריכס חולי, שהורבדו קודם לשכבות הסילט, הוא  $42.4 \pm 2.7$  אלפי שנה. בקידוחים נוספים שבוצעו מזרחית לנחל ניצנה, האחד בסמוך לשוב כמהין (ק.ר.6) והשני כ- 0.5 ק"מ מדרום לבאר מילכה, נמצאו חתכים סטרטיגרפיים שונים מאוד זה מזה. בקידוח ק.ר.6 נמצא חתך המורכב רובו ככולו מסילט מעט חולי. בבסיס החתך נמצאה שכבת חלוקים ממנה נדגמה דוגמא לגיל בשיטת ה-IRSL וגילה  $53.5 \pm 6.1$  אלפי שנה. בקידוח ק.ר.5 נמצא חתך המורכב מחילופין של חול וסילט חולי כאשר המרכיב החולי הינו העיקר. בשתי דוגמאות ל-IRSL נמצא גיל של  $15.4 \pm 1.2$  אלפי שנה בשכבת סילט בעומק של כ- 10 מ' ו-  $14.7 \pm 1.1$  אלפי שנה בשכבת חול בעומק

<sup>1</sup>בסיוע של ד"ר נעמי פורת, מעבדת התיארוך של המכון הגיאולוגי, ירושלים.





איור 3. תצלום אוויר של איזור חולות ניצנה בין נחל ניצנה לגבול ישראל-מצרים.

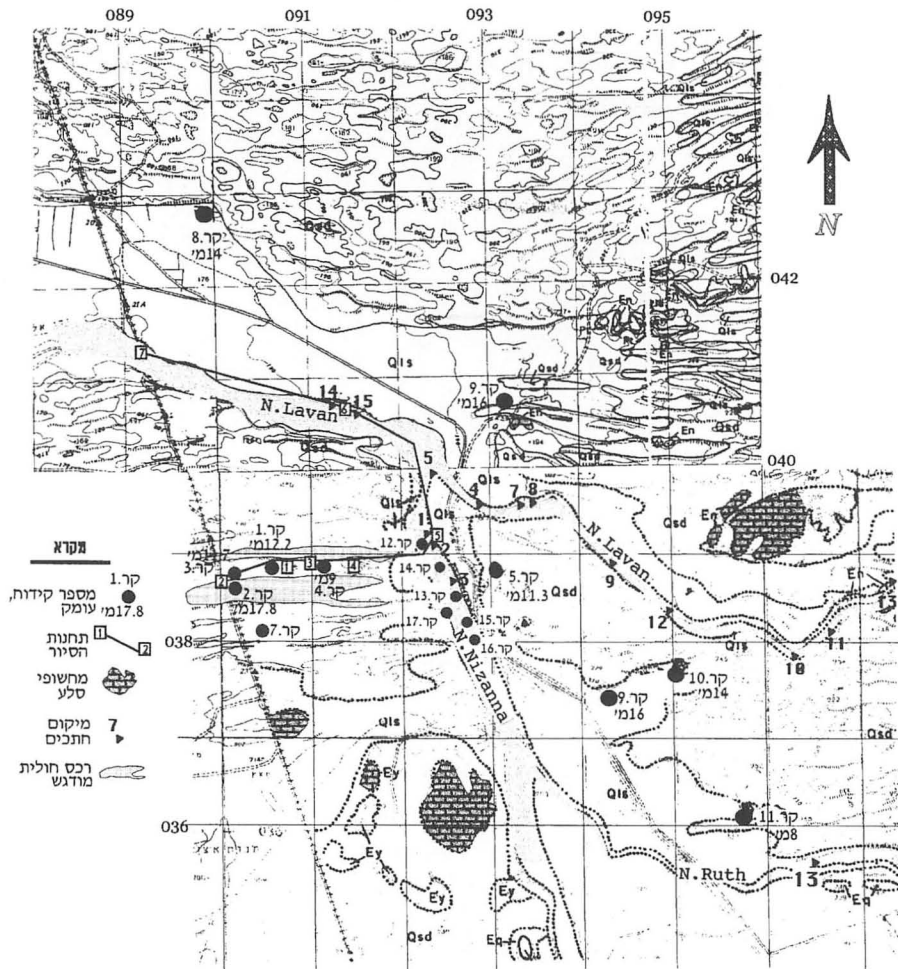
## ממצאים

### חתכים בגדות נחל ניצנה ונחל לבן

במרבית החתכים החשופים לאורך גדות נחל ניצנה ונחל לבן נמצאו שכבות מוגדרות היטב, בעוביים המשתנים מכמה עשרות סנטימטרים ועד למינות דקות (איור 4) (תחנה 5 בסויר). השכבות מורכבות מחול, סילט-חולי, סילט ועד סילט-חרסיתי. בחלקו העליון של החתך קיים משטח של חולות דיונה יציבים שחלקו נגדע על ידי נחל ניצנה. סדימנטים דקי גרגר שקעו בין הגבעות הנמוכות. מעקב אחר השכבות כלפי המורד מוביל אל גוף חולי גדול ששימש ככל הנראה, כמחסום באפיקו של נחל ניצנה. סוג זה של מחסומים נמצא גם באפיקיהם של נחל לבן ונחל רות (איור 5).

מהחתכים האלו נמצא שקיימים בשכבות הבדלים גדולים ביחסי החול לעומת הסילט בין המחשופים בגדה השמאלית (מערבית) של נחל ניצנה ובגדה הימנית.

החתך הגיאולוגי החשוף בשטח זה כולל סלעי קרטון וקרטון-גיירי השייכים לחבורת עבדת. סלעים אלו חשופים בעיקר בגבעות של שלוחת הר קרן הגובלים את שטח המחקר מצפון-מזרח. כמו כן קיימות מספר גבעות סלעיות מבודדות בסביבות הישוב קדש-ברנע שממערב לנחל ניצנה. מעל לשכבות של חבורת עבדת, קיימים מספר משארים של קונגלומרט אחוזם מגיל פליוקן. נחל ניצנה ונחל לבן חתורים כדי 6-10 מ' מתחת למישורים נרחבים. התחתרות זו חשפה משקעים עבים מגיל פלייסטוקן עליון המורכבים משכבות סילט-חולי וסילט-חרסיתי שהורבדו ברובם כפשטי הצפה. מרבית השטח מכוסה בשניים עד שלושה דורות של חוליות מיוצבים רובם וביניהם נוצרו משטחי פלאיות (איור 3).



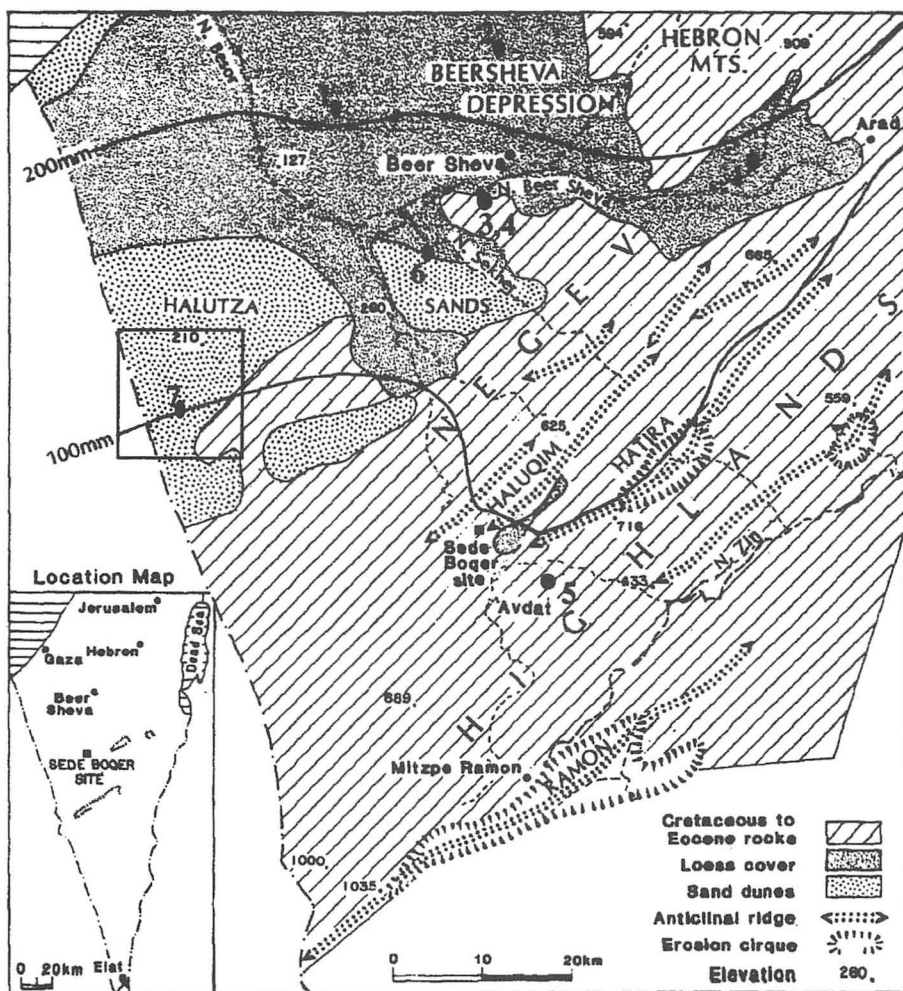
איור 2. מפת אזור המחקר על רקע המפה הגיאולוגית של האזור (זילברמן, 1992) עם סימוני התחנות השונות של סיור זה. במפה סומנו המקומות בהם בוצעו חתכים וקידוחי הניסיון.



- (ד) יחסי הגומלין בינן לבין הנחלים החוצים את האזור. תיארוך בשיטת ה- IRSL של היחידות המורפוסטריגרפיות לקביעת זמן תהליכי ההשקעה וההסרה.
- (ה) קידוחי ניסיון לעומק המגיע לכמה עשרות מטרים, תוך דיגום שיטתי.
- (ו) התייחסות לאתרים פרה-היסטוריים ככלי לתיארוך ולהבנה פליאו- סביבתית.

## רקע אזורי

המחקר נערך באזור בו חוצים נחל ניצנה ונחל לבן את חולות עגור וחולות שונרה. האזור תחום בין נ.צ. 088/042 בצפון מערב השטח לבין נ.צ. 106/350 (רשת ישראל) בדרום-מזרח (איור 2).



איור 1. מפת אזור המחקר על רקע של מפה כללית של אזור צפון-מערב הנגב, עם קווי הגשם.

## 5. הפליאוגיאוגרפיה של הרביעון באזור חולות ניצנה

### רקע

עבודה זו מבקשת לבחון מה היו התהליכים ברביעון ששינו את הסובב המדברי מבחינה סדימנטולוגית והידרולוגית. עקב היות אזור החולות של נחל ניצנה ונחל לבן בשולי מדבר, הוא נמצא מתאים ביותר לבחינת סוגיה זו מאחר ובשולי מדבר מתועדים אירועים סדימנטולוגים, שהושפעו מחד-גיסא מאקלים סמי-ארידי ומאידך-גיסא מאקלים מדברי הקיצון (איור 1).

כתוצאה מרגישות זו ניתן למצוא במקומות רבים מעברים פאציאליים לטראליים על פני מרחקים קטנים, כגון מעברים בין סילט, חולות וקרקעות. על כן, מתעורר קושי להגיע להסבר מניח את הדעת לגבי תנאי האקלים שבו שקעו סדימנטים אלו. לדוגמא, סדימנטים אגמיים, המשמשים כמקור מרכזי לזיהוי פלאואקלימי, והמציינים לעתים קרובות עדות למי תהום גבוהים, עשויים כשלעצמם, לציין תקופות לחות יחסית. ברם, באזורים רבים, כגון בצפון הנגב, נימצא שסדימנטים כאלה נוצרו כתוצאה מחסימת אפיקים באגני הניקוז (Magaritz & Enzel, 1990). באגנים סגורים מטיפוס זה, וכפי שניתן לראות באגני נחל לבן ונחל ניצנה, עלולים להיווצר משטחי הצפה נרחבים ואף אגמים רדודים.

המבקש לבחון את תהליכי היוצרות הנוף באזור זה, חייב להתמודד עם מספר שאלות שטרם באו על פתרונן:

- א) כיצד נוצרו משטחי ההצפה השונים ומה היה המשטר ההידרולוגי שאפשר קיומם של אגני השקעה מטיפוס זה?
- ב) מה היה המנגנון להיווצרותם של מחסומים באפיקים הן מבחינת הסדימנטים האיאויליים והן מבחינת מערכות הניקוז?
- ג) מה היו הסיבות והתנאים הסדימנטולוגיים לפריצתם המחודשת והסרתם של מחסומי הנחלים?
- ד) מה היו הסיבות לסיום קיומם של משטחי ההצפה והתחתרותם של הנחלים באזור זה?
- ה) האם ניתן לקשור היוצרות מחסומים באפיקים ותהליכי ההשקעה הפלוביאליית המלווה אותם מחד-גיסא ופריצתם מאידך-גיסא לשינויי אקלים ברביעון?

מחקר זה מבקש להתמודד עם בעיות הסובב בתקופה הנידונה בגישה שונה. הדגש בו הוא על התנאים והתהליכים הסדימנטולוגיים שהתרחשו באזורים ממוקדים בשטח המחקר תוך בחינת הקשר ביניהם. שיטות המחקר כללו:

- א) חתכים סטריטיגרפיים לאורך המחשופים שבגדות נחל ניצנה ונחל לבן. בתיאור היחידות החשופות נעשה שימוש בשיטות של תיאורי קרקעות.
- ב) מיפוי יחידות מורפוסטריטיגרפיות בקנה מידה מפורט של יחידות לס וחולות.
- ג) זיהוי יחסי השדה בין היחידות המורפוסטריטיגרפיות השונות, סביבות השקעתן

- ◆ אי יציבות קיצוניים. הנתונים שהתקבלו מעידים על התופעות העיקריות הבאות:  
 ◆ כבר לאחר גשמי ינואר-פברואר נרשמה עליה בתכולת פרוטאין וכלורופיל ברוב החלקות.
- ◆ רוחות חזקות שנשבו באזור במהלך חודש מרץ גרמו להרס הקרום המתחדש, אך ערכי הפרוטאין והכלורופיל נותרו קצת יותר גבוהים בהשוואה למצב ההתחלתי. במהלך עונות האביב והקיץ לא חל שינוי בתכולת שני המרכיבים. רוחות חזקות באוקטובר 1997 גרמו לירידה קלה בתכולת הכלורופיל, אך ערכי הפרוטאין עלו.
- ◆ ערכים דומים של פרוטאין וכלורופיל התקבלו בחלקות הגדולות ובחלקות הקטנות.
- ◆ לא נמצאו הבדלים בין חלקות עם ובלי צמחיה.
- ◆ לא נמצאו הבדלים בין מדרונות בעלי פנות צפונית ודרומית לגבי כלורופיל ופרוטאין. אך תכולת הסוכרים היתה גבוהה יותר בחלקות בפנות צפונית.

### פרסומים

Yair, A. 1998. Monitoring Recovery Processes and Rates in a Disturbed Sandy Arid Ecosystem. First Annual Research Report, submitted to GIF.

## 4. עיצוב חוליות אורכיות

דיונות אורכיות מתפתחות במשטר רוחות דו כיווני. קיימת הסכמה בין החוקרים כי כיוון ההתקדמות העיקרי הינו מקביל לציר האורך של החוליות. אך חוקרים אחדים העלו האפשרות כי קיים גם רכיב תזוזה לטראלי. משקעים אופקיים דקי גרגר המצויים באבוסים המפרידים בין הרכסים החוליים של חולות חלמיש מאפשרים דיון בבעיה זו. משקעים אלו הושקעו על ידי נחל ניצנה שנחסם בשלב מסוים על ידי התקדמות החולות מזרחה. מחסומי החול גרמו לנחל ניצנה לזרום מערבה ולהשקיע באבוסים את היחידות הסילטיות-חרסיתיות. יחידות אלו מונחות האחת על גבי השניה כאשר מפרידות ביניהם יחידות חוליות. תעלות שנחפרו בגבול הפלאיות והרכסים החוליים מצביעים בבירור כי החומר דק הגרגר הושקע במסגרת גיאומורפולוגית הזזה לזו הקיימת היום. היחידות דקות הגרגר מופיעות כעדשות המתנדקקות בשולי הרכס החולי. קידוחים ברכס החולי לא נתקלו לטראלית ביחידות המופיעות בבקעות. מאחר ועל גבי הפלאיות נמצאו כלים אפיפליאולית, (11-13,000 שנה מהיום) מצביע הדבר על כך שהרכסים החוליים עוצבו בעיקרם כבר לפני ההולקן, דהיינו לפני המעבר לתקופה השחונה. חלק ניכר מהפלאיות, אשר הושקעו בחלקים הנמוכים של התבליט, נמצאים כיום מוגבהים. יש בכך כדי להעיד על תהליכי סחיפה באיזור החולי במהלך ההולוקן.

### פרסומים

Harrison, J.B. & Yair, A. (In press). Late Pleistocene aeolian and fluvial interactions in the development of the Nizzana dune field, Negev Desert, Israel. *Sedimentology*, 45.

כמות הגשם השנתית הממוצעת באזור ניצנה אינה עולה על 100 מ"מ ונראה כי הסיכוי לתנועת מים לטרלית הינה קלושה. על מנת לבדוק סיכוי זה נקדחו בשטח המחקר 16 קידוחים עד לעומק של 6 מ'. הקידוחים ערוכים לאורך חתך הניצב לרכס החולי. הקידוחים שימשו למעקב אחר תנועת המים בעזרת מפזר נטרונים. המדידות נערכו מיד לאחר כל סופה ובפרקי הזמן שבין הסופות, כולל בעונת הקיץ. המחקר נמשך שנתיים. השנה הראשונה היתה גשומה וזו שלאחריה שחונה. הנתונים שהתקבלו מצביעים על כך שבשנה השחונה עומק החידור אינה עולה על 80 ס"מ. לעומת זאת בשנה הגשומה, שבה נרשם פרק גשם מעל ל-100 מ"מ במהלך חודשיים, עומק החידור הגיע ל-400-180 ס"מ. בחלק מהקידוחים הובחן בתהליך של תנועת מים לטרלית. בשתי השנים תכולת המים ירדה, בכל העומקים, עד לערך של 1-2% במהלך הקיץ. נראה על כן כי גם בשנה גשומה הסיכוי למילוי חוזר למי תהום באזור המחקר הינו קלוש.

### פרסומים

Yair A., 1997. Spatial and Temporal Variability of Water Percolation and Movement in a System of Longitudinal Dunes, Western Negev, Israel. Hydrological Processes, 11: 43-58.

### 3. קצב התחדשות הקרום הביולוגי

חלקו הצפוני של קו הגבול בין מצרים לישראל מאופיין ע"י קו חד מבחינת הכיסוי הצמחי הניתן לזיהוי גם בצילומי לוויין. מעברו הישראלי של הגבול קיים כיסוי צמחי נרחב, בעוד בצד המצרי הכיסוי דליל ביותר. את ההבדל בכיסוי הצמחי יחסו חוקרים שונים להבדלים בשימושי קרקע. רעייה נרחבת בצד המצרי אחראית הן לדילול הצומח והן להרס הקרום הביולוגי המייצב את החולות ומונע ע"י כך תנועה מסיבית של חול. בעיה מחקרית מעניינת נוגעת לשאלה האם הרס הקרום הינו תהליך סופי בלתי הפיך, או שהקרום מסוגל להתחדש גם לאחר הפרעה קיצונית ובאיזה קצב. כדי לענות על שאלה זו הוקם מערך של חלקות ניסוי מהם הוסר הקרום ושכבה בעובי 5 ס"מ. השאלות שנשאלו היו כדלקמן:

1. השפעת הפנות על קצב התפתחות הקרום. לשם כך הוקמו חלקות בפנות צפונית, דרומית ובפרוזדור המפריד בין הרכסים.
2. השפעת ממדי החלקות על קצב ההתפתחות. לשם כך נבנו חלקות בשני ממדים: 5 x 5 ו-10 x 10 מ"ר.
3. השפעת הכיסוי הצמחי על קצב ההתחדשות. לשם כך הוסר הקרום והצומח הרב שנתי בחלקה אחת ובחלקה סמוכה הוסר רק הקרום והושאר הצומח.

המעקב אחר התחדשות הקרום התבסס על תכולת פרוטאין וכלורופיל בדגימות של פני השטח שנלקחו במהלך שנת 1996-97.

כמות הגשם השנתית בשנת המחקר היתה 73.2 מ"מ, כאשר רוב הגשם ירד בינואר ותחילת פברואר 1997. זמן קצר לאחר הסרת הקרום נשבו באזור רוחות חזקות אשר גרמו להתפתחות גלונים. המעקב אחר התחדשות הקרום החל על כן מתנאי

## 1. יחסי גשם-נגר בחולות חלמיש

קרומים ביולוגיים נפוצים באזורים מדבריים ומדבריים למחצה. מחקרים שנערכו באזורים מדבריים חוליים ברחבי העולם מצביעים על כך שלחלק מהקרומים תכונות הידרופוביות המצמצמות את חידור מי הגשמים ומשפיעות ע"י כך על משטר המים. במקרים מסוימים אובחן אף נגר עילי בשטחי החולות. על מנת לבדוק את השפעת הקרום הביולוגי בחולות ניצנה נערך בשלב ראשון ניסוי של המטרה מלאכותית בעוצמה של 18.4 מ"מ/שעה. נגר עילי התפתח תוך 3 דקות, דהיינו עם פחות מ-1 מ"מ גשם. ערך החידור הסופי התייצב על 12 מ"מ/שעה. בעקבות ממצא ראשוני זה הוקמה מערכת של חלקות נגר לבדיקת יחסי גשם-נגר בתנאי גשם טבעיים. מאחר ולפנות השפעה ניכרת על מידת התפתחות הקרום הוקמו חלקות במדרון הפונה צפונה ובמדרון הפונה דרומה.

המחקר נמשך 4 שנים (1990-1994). שתי השנים הראשונות היו גשומות והשתיים הבאות שחונות יחסית. 1-4 ארועי זרימה נרשמו בשנה. לא נמצא כל קשר בין תפוקת הנגר לכמות או עוצמת הגשם הסופתי. להבדיל מהממצאים באזורים אחרים, הקרום הביולוגי בניצנה אינו הידרופובי. הוא מתנהג כקרקע לכל דבר. ערכי החידור גבוהים בתנאי יובש ויורדים כאשר הקרום ספוג במים. הערך הגבוה של החידור הסופי מוסבר ע"י אחוז גבוה של חללים גדולים (מעל ל-40 מיקרון) אשר אינם נאטמים גם כאשר הקרום רווי. ההידרוגרפים שהתקבלו מאד תלולים ומצביעים על שטח תורם קטן. עקב הבדלים בהתפתחות הקרום שכיחות ארועי הזרימה ותפוקתם גבוהים במדרון הפונה צפונה מאשר במדרון הפונה דרומה.

### פרסומים

- Yair, A. 1990. Runoff generation in a sandy area. The Nizzana sands, Western Negev, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 597-609.
- Verrecchia, E., Yair, A., Kidron, G. & Verrecchia, K. 1995. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and their consequences to the water regime of sandy soils. North Western Negev desert, Israel. *Journal of Arid Environments*, 29: 427-437.
- Kidron, G.J. & Yair, A. 1997. Rainfall-Runoff relationship over encrusted dune surfaces, Nizzana, Western Negev, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 1169-1184.

## 2. הבדלים מרחביים בחידור ותנועת מים בחולות ניצנה

חולות ידועים בכושר החידור הגבוה שלהם. אך מעט מאד ידוע על כוון תנועת המים לאחר חילחולם. רוב המחקרים מניחים כי כוון התנועה העיקרי בחולות הינו אנכי. מחקר שדה ראשוני שנערך בניו מקסיקו, באזור של 200 מ"מ גשם שנת, הצביע על קיומו של רכיב לטרלי בעומק קטן מתחת לפני השטח. התנועה הלטרלית מתרחשת בפרקי גשם קצרים שבהם ירדו לפחות 100 מ"מ. לממצא זה חשיבות רבה לגבי מילוי חוזר של מי תחום באזורים חוליים מדבריים. ככל שהרכיב הלטרלי חשוב יותר, יקטן הסיכוי למילוי חוזר למי תהום. מאידך, כוון תנועה לטרלי, השומר את המים קרוב לפני השטח, יסיע להתפתחות הצומח באזור מדברי.

# סיור מס' 5: תהליכים גיאומורפולוגיים עכשויים באזור מדברי חולי (תחנת מחקר ניצנה) ועדויות חדשות על הפליאוגיאוגרפיה באזור חולות ניצנה וסביבתם

אהרן יאיר, רם בן-דוד

החוג לגיאוגרפיה פיזית, האוניברסיטה העברית, ירושלים

חולות חלמיש מייצגים את השוליים המזרחיים של שדה החולות שבצפון סיני. כמות המשקעים השנתית הממוצעת היא בסביבות 100 מ"מ. השטח מאופיין ע"י חוליות אורכיות בכוון כללי מערב-מזרח. הגובה היחסי של החוליות נע בתחום 15-10 מ'. החלק הפעיל מוגבל לחלק הגבוה של הרכסים, בו מהירות הרוח גבוהה והכיסוי הצמחי מוגבל למדי. במורדות הרכסים, במיוחד בפנות צפונית, הכיסוי הצמחי נרחב ופני השטח מכוסים בקרום ביולוגי דק. הקרום, בעובי 2-1 מ"מ, עשיר בחומר דק גרגר. המרכיב הביולוגי של הקרום, בעיקר ציאנובקטריות, והחומר דק הגרגר מייצבים את פני השטח ומונעים, באופן כמעט מוחלט, פעילות אולית. עובי הקרום ורציפותו המרחבית קטנים מבסיס הרכסים החוליים כלפי הרכסים, שם הקרום נעדר לחלוטין.

הרכסים החוליים מופרדים ע"י פרוזדורים רחבים בעלי טופוגרפיה חולית גלית. בחלק מהפרוזדורים התפתחו שטחים אופקיים המכונים פלאיות. הפלאיות בנויות מחומר לסי המכיל עד 80% סילט וחרסית. ריכוז המלחים בפלאיות גבוה יחסית. עובדה זו, עם הדחיסות הגבוהה של הסדימנט, מונעת התפתחות צומח.

בשנת 1978 הוקמה במקום, ע"י המרכז לחקר אקוסיסטמות מדבריות של האוניברסיטה העברית, תחנת מחקר רב שנתית לחקר הסובב החולי. במסגרת זו נחקרו ההיבטים הגיאומורפולוגיים הבאים:

1. יחסי גשם-נגר בחולות חלמיש
2. הבדלים מרחביים בחידור ותנועת המים בחולות ניצנה
3. קצב התחדשות הקרום הביולוגי
4. עיצוב חוליות אורכיות
5. הפליאוגיאומורפולוגיה באזור חולות ניצנה וסביבתם



- Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. In: B. Biju-Duval and Montadert, L. (eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins*, pp. 143–163. Editions Technip, Paris.
- Braun, M. 1967. The sections of the Avedat Group, Eocene formations in the Negev (Southern Israel). GSI, Jerusalem.
- Boukhory, M. and Abdelmalik, W. 1983. Revision of the stratigraphy of the Eocene deposits in Egypt, N. Jb. Paläont. Mh. 321–337.
- Buchbinder, B., Benjamini, C., Mimran, Y. and Gvirtzman, G. 1988. Mass transport in Eocene pelagic chalk on the northwestern edge of the Arabian platform, Shefela area, Israel. *Sedimentology*, 35: 257–274.
- Buxton, M.W.N. and Pedley, M.E. 1989. A standardized model for Tethyan carbonate ramps. *J. Geol. Soc. London*, 146: 746–748.
- Flexer, A. 1968. Stratigraphy and facies development of Mount-Scopus Group (Senonian-Paleocene) in Israel and adjacent countries. *Isr. Journal of Earth Sci.*, 17: 85–114.
- Haq, B.Y., Hardenbol, J. and Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuations sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156–1167.
- Ollier, 1978. Silcrete and weathering. In: Langford-Smith, ed., *Silcrete in Australia*, Dept. Geography, Univ. New England.
- Shaw, S.J. 1947. Southern Palestine. Geological map on a scale of 1/250,000 with explanatory notes. Government of Palestine.
- Zilberman, E. 1985. The geology of the Central Sinai — Negev Shear Zone, Central Negev, Part C: the Paran lineament. GSI Report GSI/38/85, Jerusalem.



עתיקה יותר אינן חד-משמעיות, אם כי ההשתרעות של היחידות הגלושות באזור הסיור מרמזת על אפשרות של פעילות טקטונית לאורך הקו, שבמהלכה הורם הגוש המזרחי ביחס למערבי, באאוקן התיכון.

שבר ברק, שהנו מבנה מתיחה, קיים באזור בו שדה המאמצים הוא של לחיצה בניצב לכיוון המבנה, בשינויים בכיווני המאמץ הראשיים כתוצאה מסמיכות למישורי חולשה (טרנספורם ים-המלח ושבר פארן) וכתוצאה מהפעילות הסייסמית באזור. מוצע כאן, כי קו ברק מהווה שבר שוליים מערבי של הבקע באזור שבין צופר בצפון ופארן בדרום.

#### 4. מקורות

אבני, י., 1997, ההתפתחות הגיאולוגית של הנגב המרכזי והדרומי כעדות להתפתחות שולי טרנספורם ים-המלח בסוף הניאוגן וברביעון. חיבור לשם קבלת תואר דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

בן-תור, י. ופרומן, ע., 1957, המפה הגיאולוגית של ישראל, 1:100,000. גליון ערבה. המכון הגיאולוגי, ירושלים.

ברטוב, י., 1974, השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני- בעיות סטרוקטורליות ופלאוגיאוגרפיות. חיבור לשם קבלת תואר דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

ברטוב, י., 1994, הגיאולוגיה של הערבה- דברי הסבר למפה גיאולוגית. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/4/94, ירושלים.

גינת, ח., 1997, הפלאוגאוגרפיה ושלבי התפתחות הנוף באגני הנחלים חיון וצחור. חיבור לשם קבלת תואר דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

זק, י., 1967, הגיאולוגיה של הר סדום. חיבור לשם קבלת תואר דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

סודרי, ד. ואייל, ע., 1994, שדה הפוספטים של הר נשפה. דו"ח המכון הגיאולוגי GSI/16/94, ירושלים

סקל, ע., 1967, הגיאולוגיה של רכס מנוחה. עבודת גמר. האוניברסיטה העברית, ירושלים.

פריזלנדר, א., 1993, סקרים סייסמיים בהפרדה חצי גבוהה באיזור הערבה המרכזית, דו"ח מסכס. המכון למחקרי נפט וגיאופיזיקה, חולון. 846/257/92.

Benjamini, Ch. 1979. Facies relationships in the 'Avedat Group (Eocene) in the Northern Negev, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 28: 47-69.

Benjamini, Ch. 1984. Stratigraphy of the Eocene of the 'Arava Valley (Eastern and Southern Negev, Southern Israel). *Isr. J. Earth Sci.* 33: 167-177.

Benjamini, Ch. 1993. Paleobathymetry of the Eocene of Israel (Abs.) *Isr. Geol. Soc. Annual Meeting* — Arad.

Berggren, W.A. and Miller, K.G. 1988. Paleogene tropical foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology* 34, 4: 362-380.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, X. 1977. From the Tethys Ocean to the

## תחנה מספר 9: שפך הנחלים פארן, ברק וזעף (נ.צ. 1617/9802)

באזור שפך הנחלים פארן, ברק וזעף, נחשפות מספר קוואסטות קטנות הבולטות מעל סביבתם. הקוואסטות, המורכבות מסלעי חבורת עבדת, נוטות בשיעור שבין  $7^{\circ}$  ל- $40^{\circ}$  לכיוון צפון. באזור נחשפות שתי מערכות של לינאמנטים, אחת בכיוון צפון-מערב - דרום-מזרח והשנייה בכיוון מערב-מזרח. לינאמנטים אלו מייצגים כנראה שברים המחלקים את האזור למספר גושים. גושים אלו מועתקים זה ביחס לזה כתוצאה מרוטציה סביב צירים אופקיים שכיוונם הכללי מזרח-מערב.

### 3. סיכום

החלק העליון של החתך האיאוקני (איאוקן תיכון ועליון) בערבה מורכב מחילופים של יחידות קירטוניות, גיריות, קירטוניות-חוואריות וחרסיתיות.

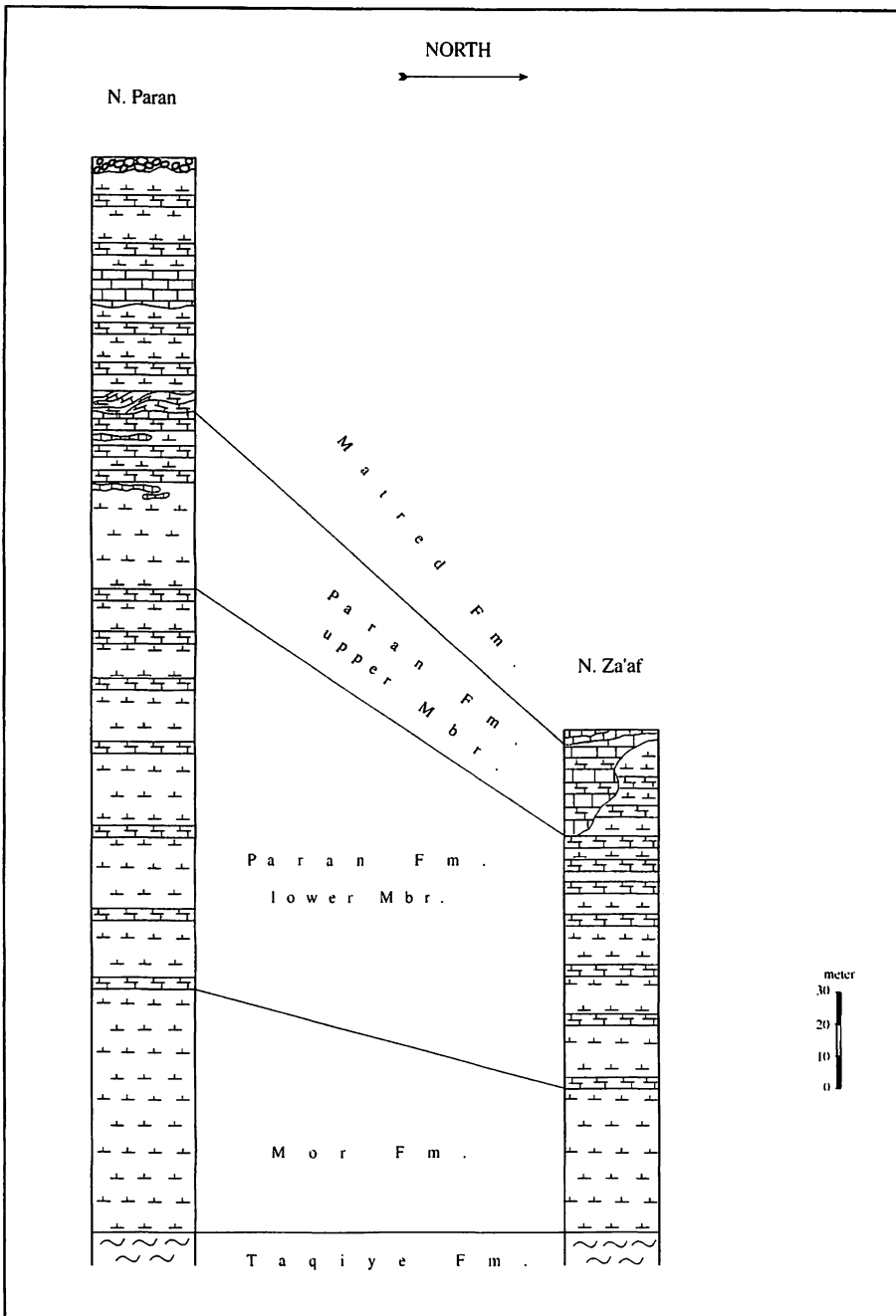
היחידות הקירטוניות מכילות פאונה פלגית מובהקת, כמעט ללא פורמיניפרים בנתוניים, ומתאפיינות בקצב סדימנטציה מאד איטי, הופעה בולטת של מינרלים אוטיגניים כמו גלאוקוניט ומעט פוספאט, המעידים על חתך מצומצם (condensed section).

היחידות הגירניות שמעליהן הן בדרך-כלל יחידות גלושות, אינן רציפות לטרלית, בעלות מבנה עדשתי המתייחד לתוך הקירטונים, ומלוות בסימני מעוות, והיחסים עם היחידות הקירטוניות שמעל ומתחת - זוויתיים לרוב.

מעליהן מופיע קירטון חווארי מוקשה, עם גירים ביוקלסטיים משוכבים (כיפת פארן, נחל עשוש, נחל אשבורן, רמת-ברק, הר-כיפה) ומעליו חוואר עד חרסיות (כיפת פארן). בין גג היחידות הגלושות והקירטון המוקשה עם הביוקלסטים מופיע היאטוס ביוסטרטיגרפי של P13 בכל אזור הערבה (וגם בנגב המערבי), מלווה באזור הסיור בתופעות דיאגנטיות של חשיפה וקוורצוליטים (בהר כיפה וברמת ברק). ההיאטוס הזה שונה מהמגמה של העקומה העולמית לפי Haq et al. (1987), המראה עליה בגובה פני הים, וכנראה הוא מעיד על התרוממות טקטונית של האזור בזמן הזה.

לאחר ניפוי היחידות הגיריות האלוכטוניות (הגלושות), מצביעים הקירטונים האוטוכטוניים על אגן בעל אופי פלגי, שמרבית היחידות הנריטיות שבשוליו נוצרו על הרמפה מתחת לבסיס הגלים. הפציאסים בחלקים הקירטוניים מכילים עדויות על תנודות במפלס הים שניתן להסבירן בהתאמה עם העקומה העולמית (איורים 9 ו-10).

שבר ברק הנו שבר נורמלי, עם רכיב תנועה אופקי שמאלי מועט. הזריקה המיריבת לאורך השבר היא 150 מטרים, ומרביתה ארעה לאחר הפליקן. עדויות לפעילות



איור 16: השוואה מייצגת בין החתכים הדרומיים והצפוניים באזור הסוּר.

נחל ורדית הקדום מועתק על-ידי שבר ברק בשיעור כולל של 80 מטרים (נ.צ. 9740/1512). דרומית לערוץ הנחל הקדום, מצוי עמק סטרוקטורלי (נ.צ. 1518/9718) בו הצטברו החרסיות האדומות של תצורת צחיחה.

### תחנה מספר 7: מוצא נחל חדוד (נ.צ. 150/970)

במוצא נחל חדוד אל נחל פארן ניתן להתרשם מעוביו של החתך האיאוקני בחלקים העמוקים יותר של אגן פארן. החתך כאן עבה פי שניים ואף שלושה מהחתכים בצפון אזור הסוור, שם גג החתך גדוע (איורים 5 ו-16). קיימים הבדלים ליתולוגיים בין החתכים הצפוניים והדרומיים המתבטאים בכמות צור גדולה יותר בתצורות מור ופארן בחתכים הדרומיים; בכמות הגיר-קירטוני-תרכיזי הגדולה יותר בתצורת פארן ומטרד בחתכים הצפוניים, ובכמות ובעובי רבים יותר של הגלישות הגיריות באזור הדרומי.

בנוסף, נחשפות כאן תופעות מעוותות של סדימנט רך בגג תצורת פארן וביחידות הקירטוניות של תצורת מטרד. תופעות אלו כוללות סטרוקטורות הכבדה, שיכוב גלי, שיכוב צולב, קמטים שוכבים ושיכוב מופרע. סטרוקטורות מעוותות אלו אופייניות לשלב שבו הסדימנט היה רווי במים, ונראה כי נוצרו כתוצאה מגלישת היחידות הגיריות עליו.

### תחנה מספר 8: כיפת פארן (נ.צ. 153/970) (איורים 8 ו-9)

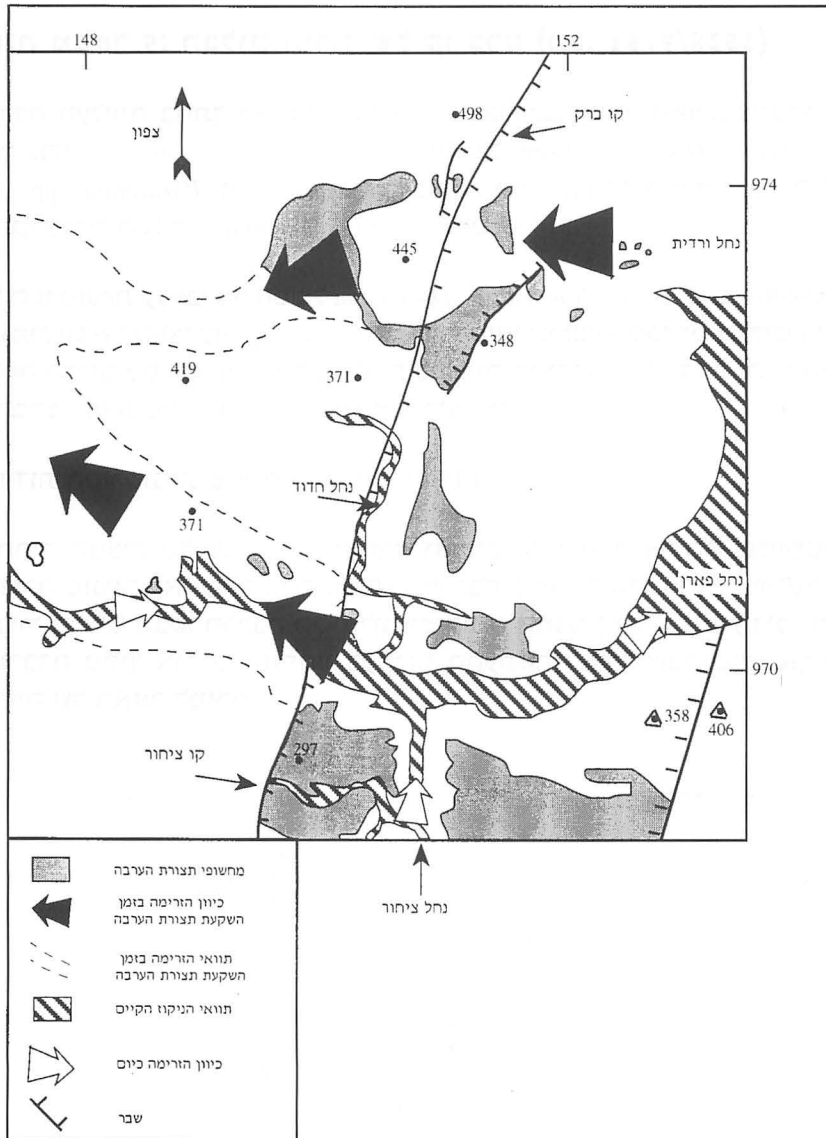
חלקו העליון של החתך מורכב מיחידה חווארית-חרסיתית בגוונים חומים אדומים ירקרקים בגגה, המונחת על-גבי קירטון מוקשה שמתחתיו דרגשי גיר חומים. היחידה החווארית-חרסיתית מכילה פורמיניפרים בנטוניים קטנים כולל *Bulminids*, *Pteropods*, שברי קווצי עור ופורמיניפרים פלנקטוניים מ-*P15* (*Globigerinids*, *Globigerinatheka semiinvoluta*). יחידות הקירטון המוקשה מכילות פאונה דומה, אך ללא ה-*Pteropods* וקווצי העור. הדרגשים החומים מכילים פורמיניפרים בנטוניים גדולים כגון *Operculina*, *Nummulites* ו-*Discocyclina* spp. המשתייכים ל-*P14*. חלק זה של החתך שבסיסו בהיאטוס הביוסטרטיגרפי של *P13* הוגדר כתצורת קציעות.

מתחת לתצורת קציעות מופיעים מצוקים גיריים אפורים וביניהם קירטון מוקשה. לגירים אלו מרקם דמוי קונגלומרט, שמקורו בפירוק תוך כדי גלישה. במגע שבבסיס הגירים קיימות סטרוקטורות הכבדה. מתחת למצוקים מופיעות היחידות הקירטוניות. היחידות המצוקיות הגלושות מכילות פורמיניפרים בנטוניים גדולים; *Nummulites* ושלטה של *Discocyclina* spp. מלווים בפורמיניפרים בנטוניים קטנים, צפים במיקריט, שמקורם בחלק החיצוני של הסביבה הנריטית. היחידות הגלושות וכן הקירטון שביניהם שייכים ל-*P12*.

היחידות הקירטוניות שמתחת כוללות מאספים של *P11-P9*.

## תחנה מספר 6: נחל ורדית הקדום (איור 15) (נ.צ. 1511/9741)

השרידים של נחל ורדית הקדום מורכבים ממחשופים של תצורות ערבה וצחיחה, ומשתרעים מקניון ורדית במזרח ועד נחל יחס במערב. שרידי הנחל גדועים לטרלית במזרח על-ידי נחל פארן ובמערב על-ידי מבנה הכרכום. רוחבו של הערוץ הקדום הגיע ל-300 מטרים, וכיוון הזרימה הכללי היה ממזרח למערב.



איור 15: כיווני הניקוז בזמן הרבדת תצורת ערבה (בעקבות אבני, 1997).

החלק העליון של החתך האיאוקני בקניון ברק עליון (הרכס המזרחי של הר-כיפה) מורכב מגלישה של גיר, מלווה בתופעות של מיקריטיציה חזקה, בפורמיניפרים בנטוניים גדולים: *Nummulites*, *Discocyclina* spp., *Asterocyclina* spp., *Pararotalia* spp., אינטרקלסטים זוויתיים, ובתופעות צמנטציה המאפיינות את הסביבה הוואדוזית-פריאטית. יחידה זו מקבילה סטרטיגרפית ליחידה הגלושה התחתונה בהר כיפה, ולכלל הגלישות בתחנה 1. היחידות הקירטוניות מתחת לגלישה מצביעות על מאסף של P9-P11.

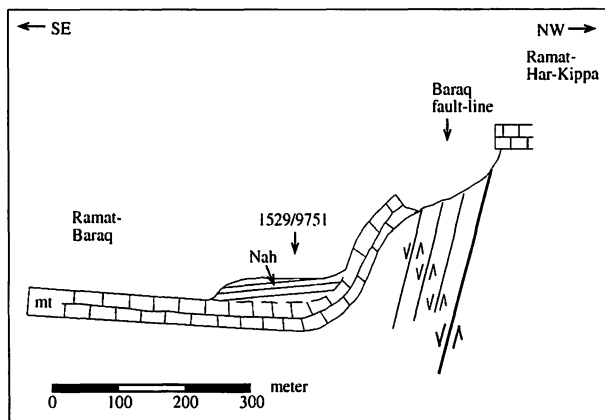
### תחנה מספר 5: הבלוק הירוד של קו ברק (נ.צ. 1528/9751)

היחידה העליונה בחתך האיאוקני ברמת-ברק מורכבת מגיר משוכב צהבהב, עם ריכוז גבוה של *Rhodolites* (35%), פרגמנטים של *Asterocyclina*, *Discocyclina* spp. *Pararotalia* spp. ו-*Nummulites*. הפאונה הפלנקטונית המלווה את הגירים הביוקלסטים היא של Globigerinids האופייניים ל-P14.

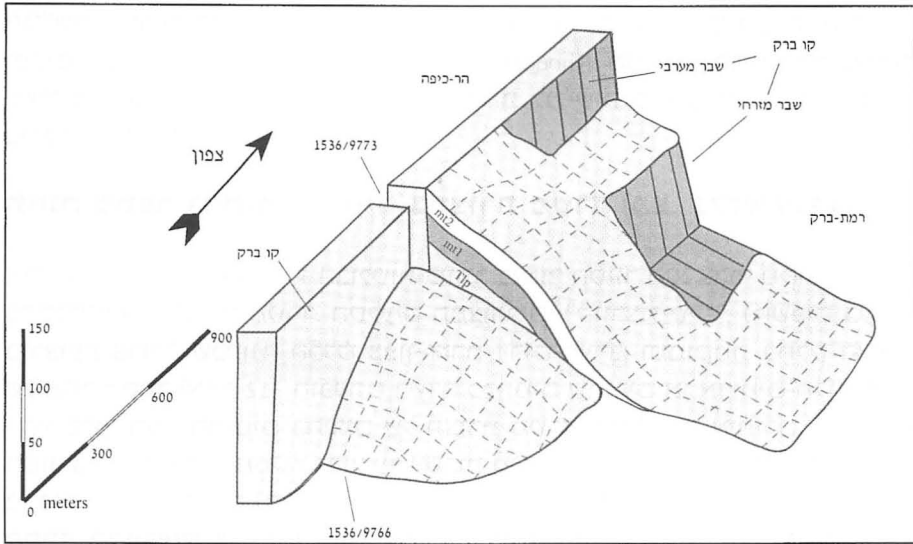
יחידה זו מונחת על-גבי גיר המכיל *Rhodoliths*, *Asterigerina*, *Nummulites*, *Operculina* ופרגמנטים של קווצי עור. מרכיבי הסלע עברו מיקריטיציה, מכילים חללים וצמנט בדומה לגירים עם התופעות הדיאגנטיות בתחנות הקודמות. לפיכך נראה כי החתך הצהבהב נמצא מעל הפאזה הוואדוזית-פריאטית.

היחידות הקירטוניות שמתחת הן מ-P12 ו-P11.

בתחתית המצוק של שבר ברק נחשפים חתכים של תצורת צחיחה (פלייסטוקן). התצורה מונחת כאן על תצורת מטרד, ומורכבת מחוואר אדום-חום, מוקשה, ובו תצבירי קלציט וגבס. הרכבה הליתולוגי ומיקומה המבני (איור 14) מעידים על כך שהורבדה מתוך אגמים שהתהוו בעקבות ההעתקה לאורך שבר ברק, אך לפני ההטיה של האזור למזרח.



איור 14: חתך רוחב סכימטי דרך מחשוף תצורת צחיחה ברמת-ברק.



איור 13: דיאגרמת בלוקים של מדרגת הביניים.

הדיאגנזה של הקוורצוליטים כללה ארבע פאזות (המפורטות לפי סדר כרונולוגי): ברזול, מילוי קלציט ראשוני, צרור ומילוי קלציט משני. בדיקות גיאוכימיות (קולודני בע"פ) ומינרלוגיות (דויטש בע"פ) מצביעות על כך שהדיאגנזה ארעה בסביבה של מים מתוקים.

הקוורצוליט מונח על סלעים שעברו תהליכי המסה והשקעה, כפי שראינו בתחנה 1.

Olier (1978) מתאר תופעות דומות של קרום צור המלווה בפרופיל בליה עמוק מתחתיו, ולטענתו מדובר בזמן חשיפה ארוך לפעילות של מים מטאוריים שהמיסה את הסיליקה, והשקיעה אותו מחדש באזורי היקוות והתאיידות.

#### תחנה מספר 4: הבלוק העלוי של שבר ברק (נ.צ. 1518/9773)

מהמצוק המזרחי של הר-כיפה, המהווה את מישור שבר ברק, ניתן להשקיף צפונה ודרומה על השבר. שבר ברק מורכב ממספר קטעים מדורגים, לעתים חופפים, שלאורכם ניתן להבחין בהסטות וכיפופים שמאליים וימניים. תחנת הסיוור ממוקמת מעל מדרגת הביניים (איור 13) אזור בו השבר מתפצל לשני סעיפים מקבילים, המעתיקים מטה את הגוש המזרחי בשיעור כולל של כ-150 מטרים.

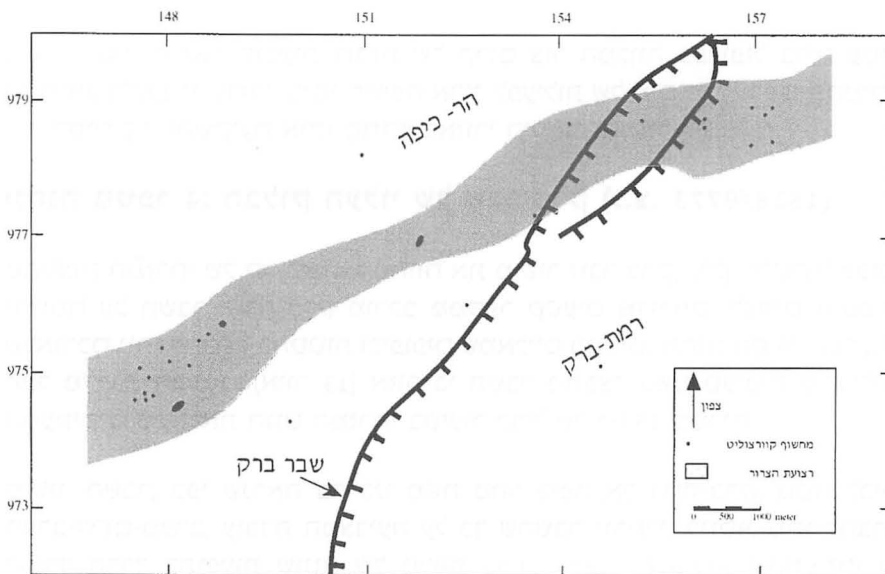
מישור השבר, כפי שנראה בדרכנו מטה מהר כיפה אל רמת-ברק, נוטה לכיוון מערב-דרום-מערב, עובדה המצביעה על כך שהשבר נורמלי. בנוסף, ניתן להבחין לאורך הדרך בתופעות שונות של מעוות פריך, על-גבי הכפיפות שהתפתחו על השבר.

הגלישה הגירית היוצרת מצוק נמצאת מתחת לגירים הביוקלסטים המשוכבים, ומכילה Rhodophyceans, Nummulites, Pararotalia spp. הגלישה נחתה לתוך פציאס עשיר ב- Uvigerina spp. ו- Bulminids. מתחת לגלישות מופיע קירטון רך המכיל פורמיניפרים השייכים ל- P11 ו- P12.

### תחנה מספר 3: קוורצוליטים בתצורת מטרד (נ.צ. 1519/9771)

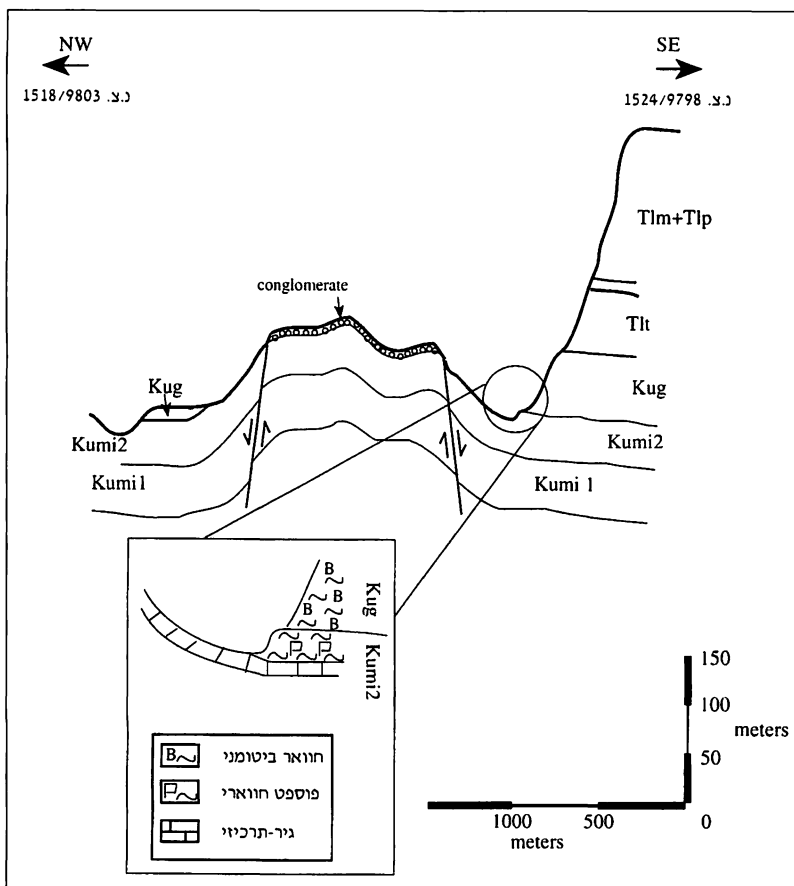
אחת התופעות הדיאגנטיות הבולטות ביותר באזור הסיור היא צרור מקומי של גיר ביוקלסטי של תצורת מטרד. הסלעים המצוררים "קוורצוליטים", נחשפים בעיקר ב"רצועת צרור", שכיוונה הכללי צפון-מזרח דרום-מערב, וממוקמת בחלק הצפוני של אזור הסיור (איור 12). הופעתם בשדה ככתמים שחורים או אדומים-חלודים על רקע סלעי הגיר החומים בהירים של תצורת מטרד, מקלה על איתורם. שטח גוף הקוורצוליט משתנה ממטר רבוע עד עשרות מטרים רבועים, ועוביו המירבי 1 מטר. מרבית הקוורצוליטים נחשפים על-פני השטח, ורק מקצתם נחשפים כעדשות בתוך החתך. הקוורצוליטים ממוקמים סטרטיגרפית בדרגש השני של תצורת מטרד.

בדיקות פטרוגרפיות העלו, כי הקוורצוליטים מכילים בעיקר פאונה האופיינית לסביבה הנריטית הרדודה. בחלק מהקוורצוליטים הסלע המצורר מכיל אצות ירוקיות (cf. Hamelida), miliolids, Pararotalia sp. וגסטרופודים, בעוד שבחלק אחר הוא מכיל Operculina, Discocyclina spp., Nummulites, מעט פורמיניפרים פלנקטוניים, וקווצי-עור. ההבדלים הפאוניסטיים בין קוורצוליטים שונים, מצביעים על כך שהיחידות הגיריות גלשו ממקורות שונים מהאזור הנריטי, ורק לאחר מכן עברו דיאגנזה.



איור 12: השתרעות קוורצוליטים באזור הסיור.





איור 11: חתך רוחב דרך אנטיקלינת פיתחת עשור.

שהאגף המערבי נוטה בשיעור ממוצע של כ-15° לצפון-מערב. המבנה דועך לצפון ולדרום. במקביל לציר האנטיקלינה עוברים שברים נורמלים תלולים, בעלי זריקות של 20-40 מטרים, ובניצב לה עוברים שברים נורמלים תלולים של המערכת הצפון-מערבית, בעלי זריקות של כ-10 מטרים. האנטיקלינה מורכבת מתצורת מישאש, כשלמרגלותיה, על תבליט מקומט, מונחת בנסיות קלות תצורת ע'רב. באגף המזרחי של האנטיקלינה ניכרת ירידה הדרגתית בעצמת הנסיות עם העלייה בחתך הסטרוטיגרפי, מתצורת מישאש ועד תצורות חבורת עבדת.

גג החתך האאוקני בהר-כיפה מכיל קירטון עם פורמיניפריים פלנקטוניים בלבד, עם שליטה של *Globigerina spp.* גדולים במיוחד, מלווה בתופעות של מיקריטיזציה חזקה. מתחתיו מונחת יחידה גירית ביוקלסטית משוכבת, המכילה *Discocyclusina*, *Nummulites*, *spp.* מלווים באינטרהקלסטים ו- *Rhodoliths*. מתחת ליחידה זו מופיעים קירטונים עם פורמיניפריים פלנקטוניים מ- P14 המכילים *Pararotalia spp.*

במיקרופוציאסים המצביעים על החלק החיצוני של הסביבה הנריטית מבסיס החתך, ומצביעות על הרדדה הדרגתית עד החלק הפנימי של הסביבה הנריטית בגגו.

הגירים העליונים של החתך מכילים בעיקר פורמיניפרים בנטוניים גדולים כמו: *Nummulites*, *Operculina*, *Asterocyclina* ואצות אדומיות מעוגלות - *Rhodoliths*. מאסף זה מאפיין את החלקים הפנימיים של הרמפה הקרבונטית האיאונית. גירים אלו מכילים פאזה דיאגנטית ראשונה של צמנטציה, ופאזה שניה של כ- 40% חללים בצמנט, ובחלק מהם ניתן להבחין בתחילת מלוי. חלק מהמרכיבים המקוריים עברו מיקריטיזציה, וחלק אחר פורק לחלקיקים בגודל סילט. בבסיס מסת הגלישות הזו מופיע קירטון מוקשה עם פורמיניפרים פלנקטוניים גדולים ועגולים השייכים ל *Globigerinatheka* spp. ו- *Globigerina* spp. עורקי קלציט דקיקים חוצים את הקירטון המעט גלאוקוניטי.

הגירים הגלויים שמתחת לחבילה העליונה מכילים פורמיניפרים בנטוניים גדולים: *Nummulites*, *Operculina*, *Discocyclina* spp. ועוד פורמיניפרים בנטוניים קטנים. מאסף זה מאפיין את החלק הפנימי של הרמפה, אך הסביבה יותר חיצונית מהמאסף הקודם. בגירים אלה מופיע צמנט ספאריטי בין חלקי השקף המיקריטיים. מאחר שאין חללים, נראה כי מדובר בבסיס הפעילות הקשורה לסביבה הוואדונית. בתוך הגלישות מופיעים בטקסטורת זרימה, קירטונים מוקשים עם פאונה פלנקטונית. בבסיס חבילת גלישות זו מופיע קירטון מוקשה המכיל פורמיניפרים פלנקטוניים; *Globigerina* spp., *Globigerinatheka* spp., *Acarinina* spp. קטנים, *Morozovella* spp. וכן פורמיניפרים בנטוניים קטנים כמו *Cibicidids*, *Bulminids* ו- *Uvigerina* spp. איאוקן תיכון.

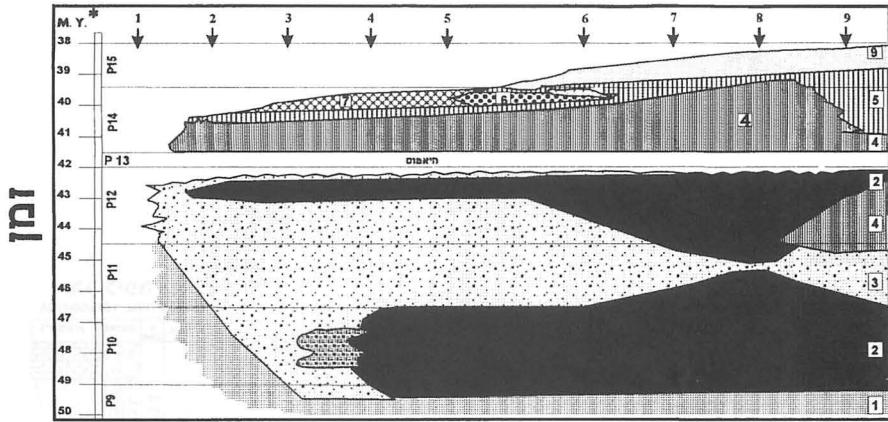
חבילת הגלישות התחתונה בחתך זה מכילה בתוכה פורמיניפרים בנטוניים גדולים: *Operculina*, *Nummulites* ו- *Pararotalia* גדולים, מלווים עם אינטרקלסטים ו- *Rhodoliths*.

בסיס הגלישות מורכב בעיקר מ- *Discocyclina* spp. ומעט *Nummulites* צפים במיקריט, ומקורו בחלק הנריטי המרוחק של הרמפה.

הקירטון שמתחת לגלישה התחתונה מכיל מאסף פורמיניפרים פלנקטוניים של . P12

## **תחנה מספר 2: תצפית ממצפור הר-כיפה לפיתחת נחל עשוש (נ.צ.) (1524/9800)**

מהתחנה נשקפת האנטיקלינה של פיתחת עשוש, והחלקים החשופים הנמוכים ביותר בחתך. האנטיקלינה של פיתחת עשוש הנה מבנה מאורך וא-סימטרי, המורכבת ממספר אנטיקלינות משניות שציריהן מכוונים לצפון-צפון-מזרח (איורים 3 ו-11). האגף המזרחי של האנטיקלינה נוטה בשיעור ממוצע של 20° לדרום-מזרח, בעוד



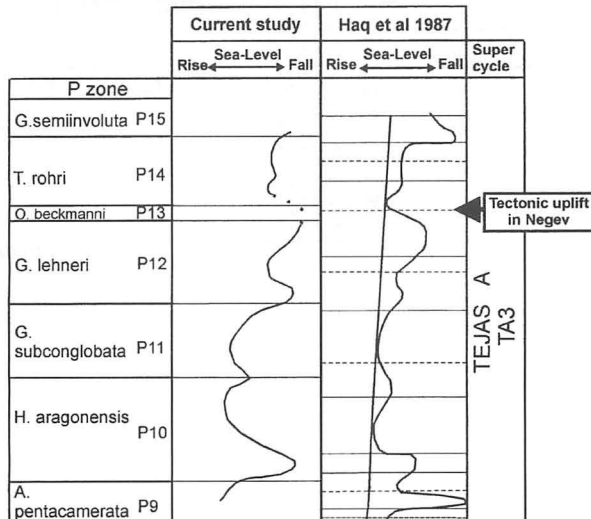
**מקרא:**

- 1 פלגי; שונות נמוכה, Acarininids, ללא בנטיים.
- 2 פלגי; בולמינדים.
- 3 פלגי; שונות בינונית, Acarininids, מעט בנטיים.
- 4 פלגי; שונות גבוהה, בנטיים נפוצים.
- 5 פלגי; פלנקטוניים ובנטיים שונות גבוהה; Globigerinids.
- 6 נרטי; בנטוניים גדולים במטריקס מיקרטי
- 7 נרטי; packstone עם בנטוניים גדולים
- 8 נרטי; grainston עם אצות rhodophycean
- 9 נרטי; grainstone עם רכיכות, מליולידים.
- 10 פלגי; wackestone עם גלאוקוניט ואינטרקלסטים

אי התאמה  
1 ק"מ

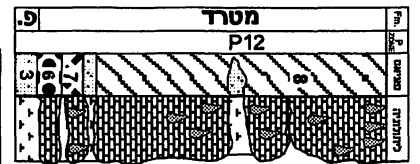
\*Berggren et al. 1988

איור 9: תפוצת הפציאסים באיאוקן על-פי חלוקה ל-P-zones. החיצים תואמים למספרי החתכים באיור 8.

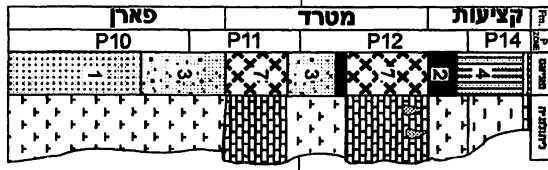


איור 10: השוואה בין עקומת מפלס הים באגן פארן לבין זו העולמית. החלק המקווקו מסמן ירידת מפלס הנובעת כנראה מהרמה טקטונית.

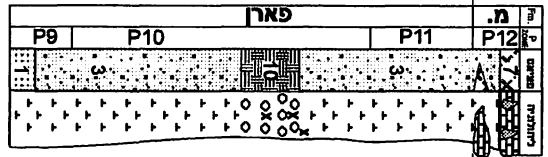
1  
נתל מישר  
1441587700, 144007850



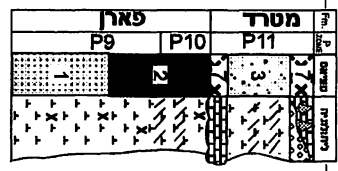
2  
נתל אשכול  
16845000475, 16845000475, 16845000475



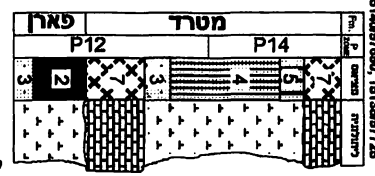
3  
בני דוב  
1680100376, 168160008



4  
כרית עזרה  
1676000480



5  
תר ליפה  
1614007225, 1616007225, 1614007225



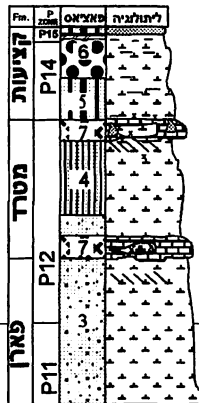
Datum:  
P11/P12 boundary

**ליחולוגיה:**

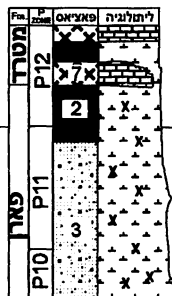
- גזר בר"ל גלוש
- קיריטון
- קיריטון חוואר
- חוואר
- קונגלומרט תר תמורת
- גלאוקוניט
- תפעת וואדיות פריאטיות

9  
כיפת פארן  
15285/96980, 15285/97015

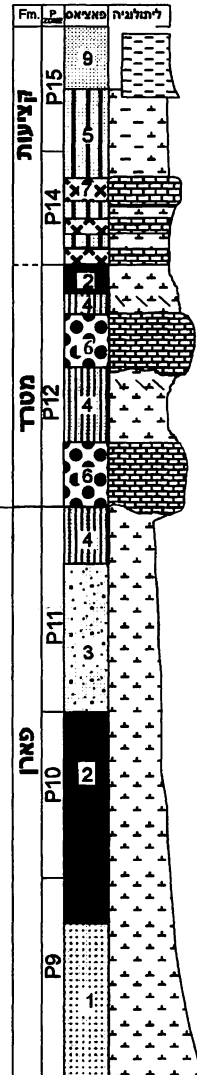
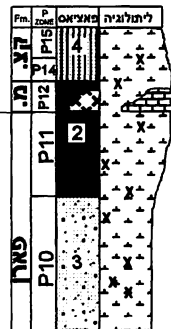
6  
קניון ברק תחתון  
15640/97715, 15580/97865



7  
ענלוות עומר  
16676/99395, 16676/99431



8  
נחל עשנוש  
16645/98955, 16605/98995



פצ'יאס:

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
| 6. נריס; בנטוניים גדולים במטריקס מיקריטי      |  | 1. פלגי; שונות נמוכה, Acarininids. ללא בנטיים.          |  |
| 7. נריס; packstone עם בנטוניים גדולים         |  | 2. פלגי; בולמינדיים.                                    |  |
| 8. נריס; grainston עם אצות rhodophycean       |  | 3. פלגי; שונות בינונית, Acarininids מעט בנטיים.         |  |
| 9. נריס; grainstone עם רכיכות, מילידיים.      |  | 4. פלגי; שונות גבוהה, בנטיים נפוצים.                    |  |
| 10. פלגי; wackestone עם גלאוקויט ואינטרקלסטים |  | 5. פלגי; פלנקטוניים ובנטיים בשונות גבוהה; Globigerinids |  |

איור 8: חתכים עמודיים נבחרים באזור הסירור וסביבתו.

## איאוקן תיכון-עליון באזור הערבה

אגן פארן האיאוקני (Benjamini, 1984), מהווה חלק מאותו אגן פנימי גדול הממוקם בין שולי היבשת הערבו-נובית בדרום-מזרח לבין אנטיקלינוריום רמון, המשתיך למערכת הקמטים של הקשת הסורית (איורים 6 ו-7). החתך הדומיננטי באיאוקן התיכון הנו פלג, אך ניתן לחלקו לפציאסים פרוקסימליים (רדודים) ודיסטליים (עמוקים), כאשר הפרוקסימליים מופיעים במערב, דווקא לכיוון הטטיס הפתוח. בנוסף לכך, גירים נריטיים עם נומוליטים גלשו לתוך האזור הפלג, כנראה מאזור האנטיקלינוריום של הרמון (איור 7). החתך הפלגי האוטוכטוני עצמו מאופיין בקצב סדימנטציה איטי מאוד המעיד על קונדנסציה (condensation), בביופציאסים של פורמיניפריס בנתוניים מיוחדים, ובמינרלים אוטיגניים לא קרבונטיים.

מיקרופציאסים מחתכים שונים בתוך האגן (איור 8), הותאמו (correlated) על-ידי שיוך ל P-Zones. התקבלו חילופים אנכיים של סביבות השקעה בעיקר פלגיות, המאפשרות שיחזור היסטוריית אירועים, המשלבת שינויים במפלס הים והיסטוריה סטרוקטורלית מקומית (איור 9). רוב ירידות ועליות מפלס הים נמצאות בהתאמה עם השינויים המופיעים בעקומה העולמית של Haq et al. (1987), למעט הירידה בסוף איאוקן תיכון (שהיא במגמה הפוכה לעקומה) היוצרת היאטוס ביוסטרטיגרפי (איור 10), וחושפת את האזור לתנאים וואדזיים ופריאטיים. אירוע זה מעיד על הרמה טקטונית מקומית.

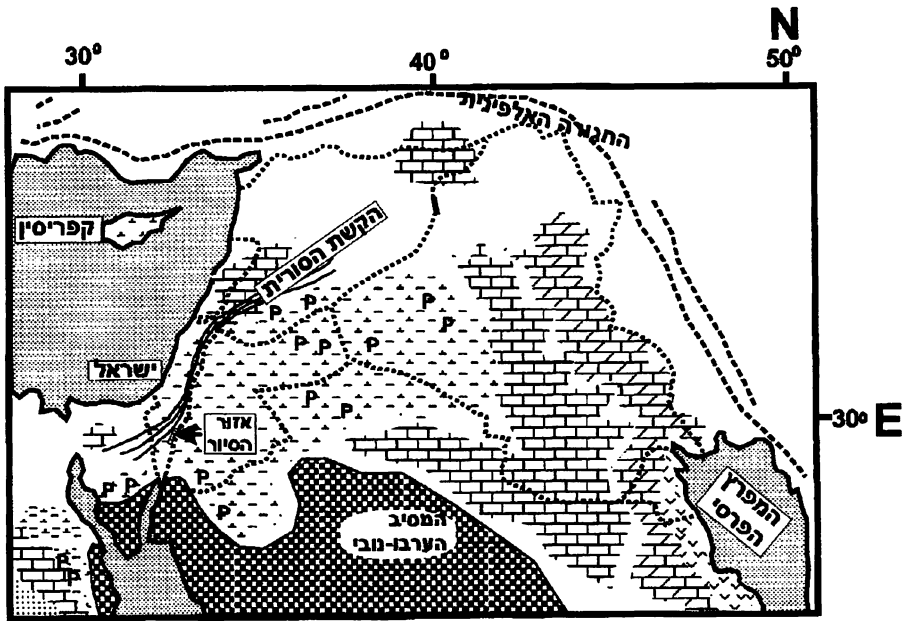
הים חזר והציף את האזור לזמן קצר בסוף האיאוקן תיכון-איאוקן עליון, ברצף סדימנטרי המתחיל בקירטון חווארי בחלקים העמוקים יותר של האגן (תצורת קציעות), בעוד שלכיוון מבנה הרמון מתפתחים פציאסים נריטיים.

## 2. תחנות הסיור (איור 1)

### תחנה 1: הצוואר האיאוקני לצד כביש מצפה רמון - צומת שיזפון (נ.צ. 144/977) (איור 8, חתך 1)

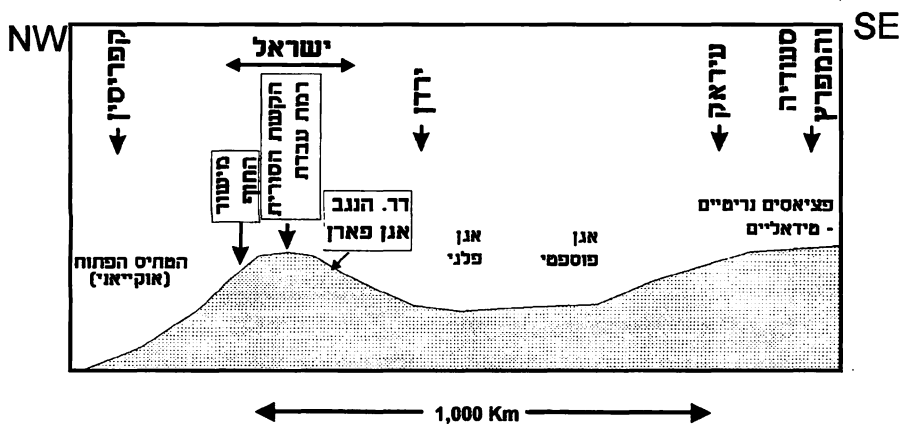
החתך האיאוקני הפרוקסימלי מורכב מחבילות גלישה גריות עם נטיות שאינן סטרוקטורליות. בין היחידות הגריות מצויים קירטונים מפציאס פלגי שעברו הקשיה. החלק העליון של החתך מאופיין בהופעת vugs ותופעות קארסטיות, ההולכים ומתמלאים במוזאיקה קלציטית עם הירידה בחתך. תופעה זו מצביעה על כך שהחלק העליון של החתך היה מצוי בסביבה ואדוזית, בעוד שהחלק התחתון היה מצוי בסביבה הוואדזית-פריאטית.

שכבות הגיר ניתנות לחלוקה לחבילות גלישה, שבבסיסן סטרוקטורות הכבדה (load structures) מטיפוסים שונים, עם טקסטורות זרימה ודיאפיריזם. כמו כן מופיעים יחסים זוויתיים בינן לבין היחידות שלא עברו הסעה. חבילות הגירים שגלשו שונות במיקרופציאסים שלהם מהמצע שלא גלש; חבילות הגלישה מאופיינות

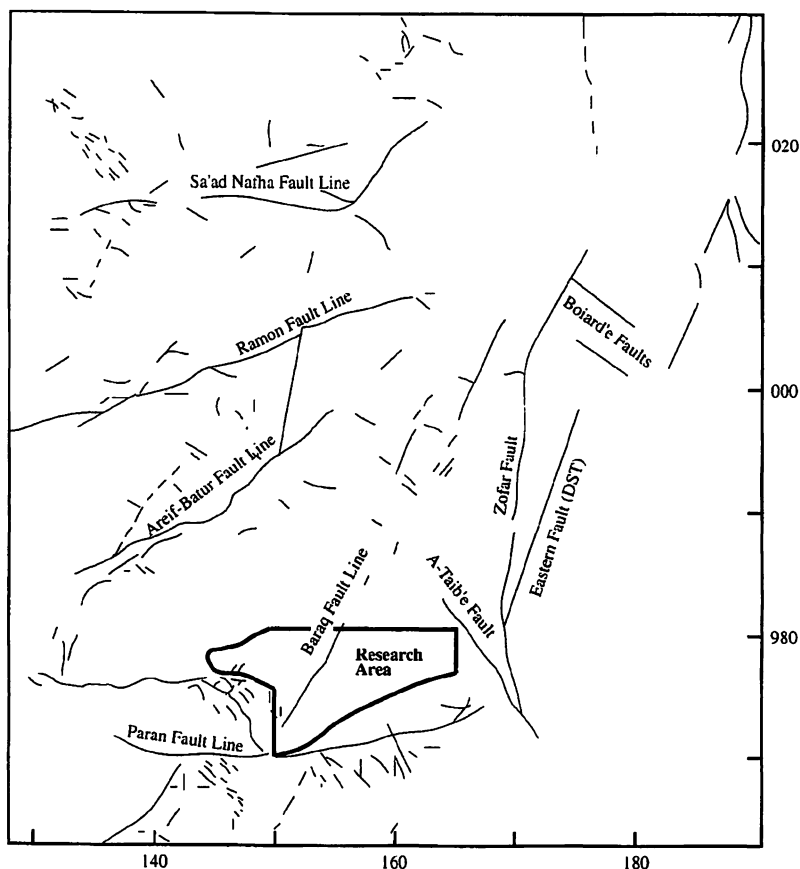


- אנהייריט - סביבות השקעה אוופוריסיות - סבחות
- דולומיט - סביבות גיאות ושפל רדודות
- גיר - סביבות ימיות רדודות
- קירטון, קירטון חווארי - סביבה פלגית
- סיליסיקלסטים
- מסוב קריסטליני חשוף היום
- פוספטם

איור 6: התפוצה הליתופציאלית בישראל וסביבתה באיאוקן.



איור 7: חתך סכימטי מהאזור האוקייני הפתוח לסביבה החופית באיאוקן.



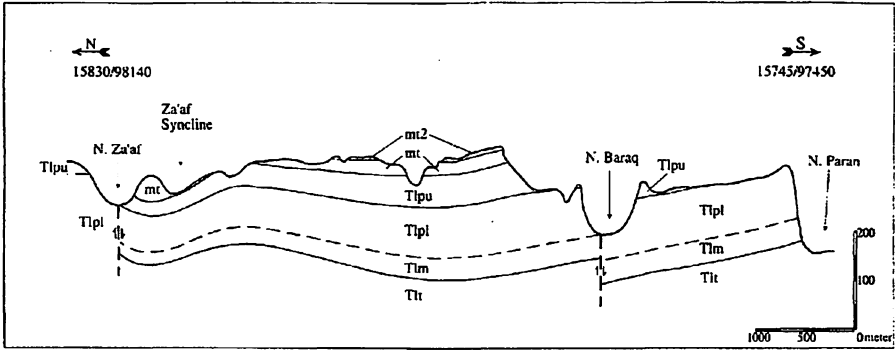
איור 5: מפת המבנים העיקריים בערבה ובנגב המרכזי (בעקבות ברטוב, 1974; פריזלנדר, 1993 וברטוב, 1994)

*Alveolinids*, והופכים ליותר דולומיטיים ואופורטיים על הפלטפורמה (איור 6). בהעדר חגורת שוניות אמיתית, גיאומטרית המדרון הנה דמוית רמפה (Buxton & Pedley, 1989).

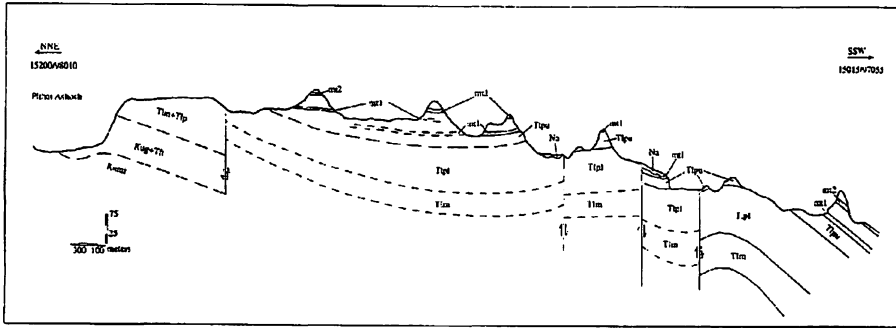
לכיוון האגן הפלגי, הגירים עוברים באופן הדרגתי לקירטון, המכיל בעיקר פורמיניפרים פלנקטוניים וננופלנקטון גירני. בתוך השטח הפלגי הנרחב, נוצרו פציאסים נומוליטיים נריטיים מקומיים, מסביב לבליטות סטרוקטורליות (Boukhory & Abdelmalik, 1983), ביניהן בולטות באזורנו אלו המשתייכות למערכת של הקשת הסורית. בליטות אלו מחלקות את האזור הפלגי הנרחב לחלק הפונה לכיוון האוקיאנוס, ולחלק המהווה אגן פנימי (intra-shelf basin) (Biju-Duval et al., 1977; וכן Benjamini, 1979, 1993). (Buchbinder et al., 1988).



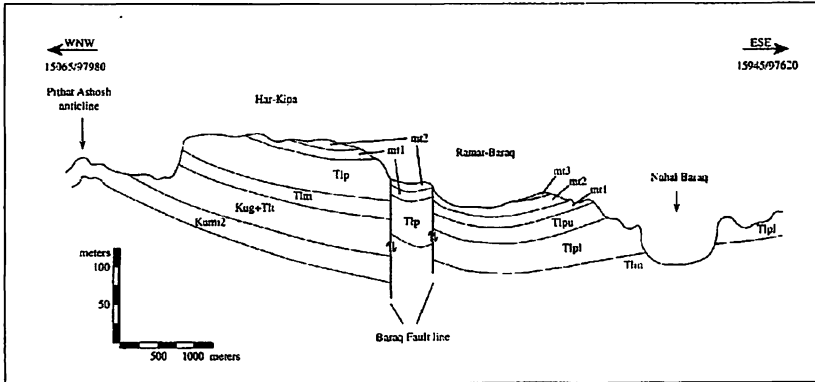
a



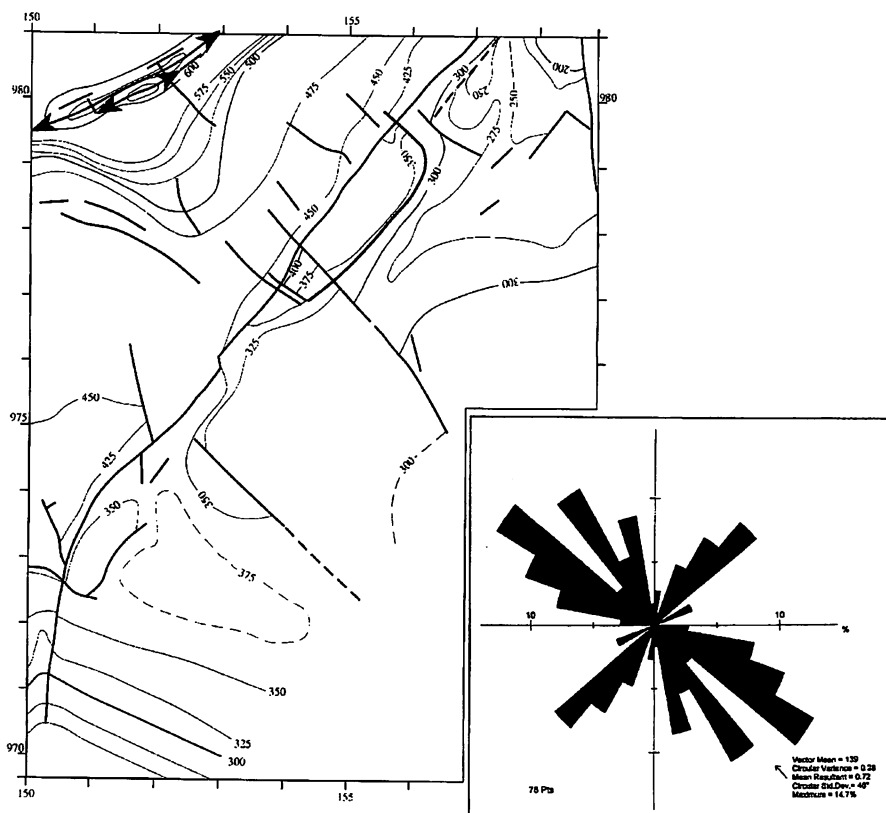
b



c



איור 4: חתכי רוחב באזור הסוּר.



איור 3: מפה סטרוקטורלית של אזור הסיור (אופק מנחה- בסיס תצורת מטריד). בקופסית, דיאגרמת שושנה של ההתקנים העיקריים

על שברי רצועת הגזירה של מרכז הנגב וסיני. ההעתקה לאורך השבר, שנקבעה על-פי הסטות של דייקים מיוקניים בחלקו המערבי (סיני), היא בשיעור של 600 מטרים. בגרבו כרכום, הממוקם כ-5 קילומטרים מערבית לאזור העבודה, מועתקות היחידות התחתונות של תצורת הערבה שגילה פליוקן, ובכך מעידות על תנועות צעירות מהפליוקן לאורך השבר.

3. **שבר ברק (אבני, 1997):** הקטע הצפוני של קו השבירה ברק-צחיחה, ונמנה על מערכת קווי השבירה בכיוון צפון-צפון-מזרח הנחשפת לאורך השוליים המערביים של הבקע. אורך השבר כ-30 קילומטרים, ושיעור הזריקה המירבי לאורכו הוא כ-150 מטרים.

### האזור באיאוקן

הסלעים האיאווקניים בשוליים הצפון-מערביים של היבשת הערב-נובית הם בעיקרם קרבונטיים. החלקים הנריטיים מתאפיינים בגירים המכילים *Nummulites* ו-

פארן מונחת תצורת מטרד (איאוקן תיכון-עליון), המורכבת מחילופין של יחידות גיריות ויחידות קירטוניות. את גג החבורה חותמת תצורת קציעות (איאוקן עליון) המורכבת בבסיסה מחילופין של גיר, גיר-קירטוני וקירטון-חווארי, ובחלקה העליון מחוואר ירוק.

### **תצורת חצבה וחבורת ים-המלח (בן-תור ופרומן, 1975; זק, 1967; סקל, 1967)**

תצורת חצבה מורכבת משלושה פרטים: בבסיס מונח קונגלומרט מונומיקטי (בולדרים וחלוקים של גיר מחבורת עבדת) עם מטריקס סילטי, או ליכוד גירני או טרוורטיני (פרט שחק); מעליו מונחת יחידה של גיר אגמי (פרט משק); חותם את החתך קונגלומרט פולימיקטי (גיר חבורת עבדת, צור וגיר מבורזל מתצורת מישאש) בליכוד גירי, עם שינויים ליתופציליים לחרסיות צהובות, אדומות ואפורות (פרט צפע?). באזור הסיור, כמו במקומות אחרים בערבה (Zilberman, 1985), מחשופי התצורה נטויים.

מעל תצורת חצבה מונחת באי-התאמה זויתית תצורת ערבה (אבני, 1997), המורכבת מקונגלומרט פולימיקטי (גיר וצור מחבורת עבדת; צור ברקציז, גיר מבורזל ופוספוריט מצורר מתצורת מישאש) עם מטריקס סילטי-חרסיתי אדמדם. מעליה מונחת תצורת צחיחה (גינת, 1997) המורכבת מסילט וחרסית אדומים או מחוואר אדום-חום מלוכד היטב, עם מאפיינים של התפתחות קרקע.

### **סקירת מבנה**

באזור הסיור נחשפות שלוש מערכות שברים, שהבולטות שבהן מכוונות לצפון-צפון-מזרח ולצפון-מערב (איור 3). בנוסף, נחשפים שני מבני קימוט (אנטיקלינת פיתחת עשוי וסינקלינת זעף) שציריהם מכוונים אף הם לצפון-צפון-מזרח ולצפון-מערב בהתאמה (איור 4). בחלק הדרומי של אזור העבודה (בסמוך לנחל פארן) ניכרת כפיפה חזקה (עד 400) של היחידות מגיל איאוקן עד מיוקן לדרום-מערב, כלפי שבר פארן. בכל אזור העבודה, אך בעיקר ברמת-ברק והר-כיפה, ניכרים קמטים פתוחים עם אורכי גל של 1-2 קילומטרים ומשרעת של כ-70 מטרים, שציריהם מכוונים לצפון-מערב.

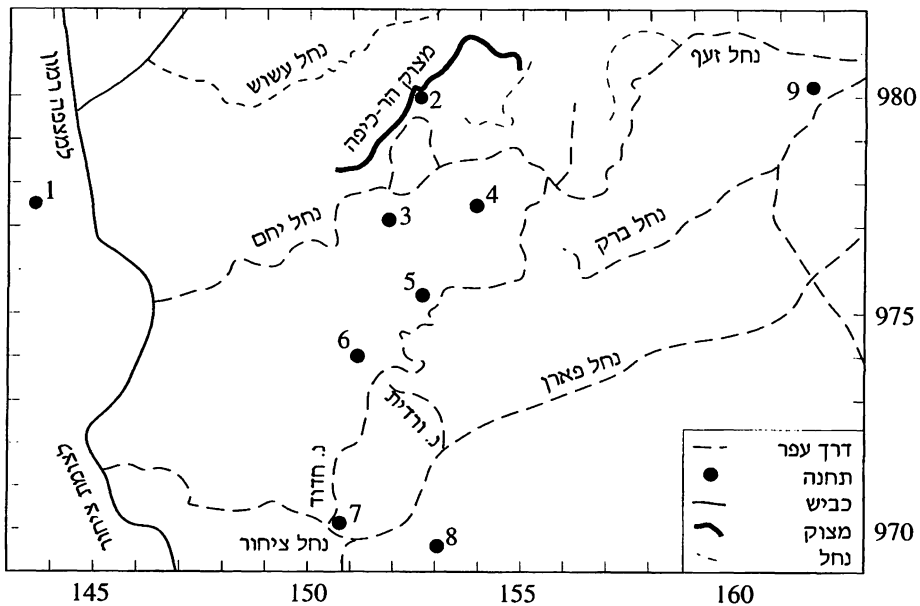
האלמנטים הסטרוקטורליים הראשיים באזור הם (איור 5):

**1. בקע הערבה (ברטוב, 1994):** עמק מורפוטקטוני שכיוונו הכללי צפון-דרום, המשתרע לאורך הגבול בין הלוח הערבי ותת-הלוח ישראל-סיני. באזור הסיור מוגבל הבקע ממזרח בשבר הערבה-ים-המלח; צפונית לאזור הסיור, מוגבל הבקע ממערב בשבר צופר. עם זאת, מרכז מנוחה בדרום ועד נחל זעף בצפון אין עדויות לקיומו של שבר שוליים מערבי.

**2. שבר פארן (ברטוב, 1974; Zilberman, 1985):** שבר תנועה אופקית ימנית הנמנה

SYMBOL	LITHOLOGY	THICKNESS	FORMATION/ MEMBER	GROUP	AGE	
Nzh		+15	Zehiha	DEAD-SEA	Pleistocene(?)	
Na		+21	Arava		Pliocene(?)	
Nhz		+21	Hazeva		Un-named	Miocene(?)
mt3		15	Qeziot	M A T R E D	P15 Late Eocene	
mt2		30	2		P14	
mt1		34	1		P12	
Tlpu		28-52	Upper		P11	Middle Eocene
Tlpl		76-119	Lower		P10	Early Eocene
Tlm		43-76	Mor	P9		
Tlt		4-10	Hafr	P8		
Kug		34	Marl	MOUNT SCOPUS	Paleocene	
Kumi		23	Chalk		GHAREB	Maastrichtian
		17	Marl	MISHASH	Campanian	
Kumi		37	Phosphate	MOUNT SCOPUS	Campanian	
		+43	Chert			

איור 2: חתך עמודי מוכלל.



איור 1: מפת אזור הסיור ותחנותיו.

## סקירה סטרטיגרפית

באזור הסיור נחשפים סלעים מגיל סנון ועד פלייסטוקן, המשתייכים לחבורות הר הצופים, עבדת וים-המלח (איור 2).

**חבורת הר-הצופים (Shaw, 1947; Flexer, 1968; סודרי ואייל, 1994)**

היחידה העתיקה ביותר הנחשפת באזור הסיור היא תצורת מישאש (קמפן עליון), המופיעה כאן בפציאס הסינקלינלי, כשבסיסה אינו חשוף. בחלקה התחתון מונח פרט הצור, כשמעליו מונח פרט הפוספט. מעל תצורת מישאש מונחת תצורת ע'רב (מאסטריוכט), המורכבת בבסיסה מחוואר ביטומני כהה, ובחלקה העליון מקירטון בהיר, היוצר מצוקים. מעליה מונחת תצורת טאקיה (פאליאוקן) המורכבת בחלקה התחתון מחוואר ירוק ובחלקה העליון מגיר-חולי או קירטון חווארי ("פרט חפיר").

**חבורת עבדת (Braun, 1967; Benjamini, 1979)**

תצורת מור (איאוקן תחתון), מהווה את בסיס חבורת עבדת, ומונחת באי-התאמה על-גבי תצורת טאקיה. התצורה מורכבת מקירטון הומוגני לבן-אדמדם, עם אופקים של עדשות צור. מעליה מונחת תצורת פארן (איאוקן תיכון), ובה פרט תחתון המורכב מחילופין של קירטון מוקשה, גיר-קירטוני-תרכיזי ואופקים מסיביים של צור, ופרט עליון המורכב מיחידה משוכבת היטב של גיר-קירטוני. בחלקים הדרומיים של אגן פארן, הפרט העליון מכיל גם יחידות קירטוניות מסיביות. מעל תצורת

## סיו 4: הליתוסטרטיגריפיה והמבנה של אגן פארן המזרחי\*

דורית קורנגרין,<sup>1</sup> צבי קרץ,<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>המחלקה לגיאולוגיה, אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע

<sup>2</sup>המכון הגיאולוגי, ירושלים

<sup>3</sup>המחלקה לגיאולוגיה, האוניברסיטה העברית, ירושלים

\*כתובת נוכחית: קבוצת הגיאולוגיה, האוניברסיטה הפתוחה,

רמת-אביב

### 1. מבוא

#### רקע

האזור של צפון פארן (איור 1) מיוחד ביחס לאזורים אחרים בשולי הבקע המערביים, מבחינת עובי והרכב החתכים הנחשפים בו, שלל התופעות הדיאגנטיות והאפיגנטיות המאפיינות אותו ומורכבותו המבנית. עם זאת, חלק ניכר מהאלמנטים המאפיינים את השוליים המערביים של הערבה מיוצגים בו, החל בשברי רצועת הגזירה של הנגב ושברי השוליים של הבקע, ועד התצורות הקלסטיות הניאוגניות.

סיו 4 זה משלב תצפיות ליתוסטרטיגרפיות, סדימנטולוגיות וסטרוקטורליות, מתוך כוונה לשחזר את הפליאוגיאוגרפיה של אגן פארן מהאיאוקן.

מטרות הסיו 4:

1. הצגת הטור הסטרטיגריפי באגן פארן, תוך התמקדות בגלישות, בתופעות דיאגנטיות ובשינויים ליתופציאליים לטרליים המאפיינים את גג חברת עבדת.
2. הכרת התופעות המבניות העיקריות באזור הסיו 4 תוך התמקדות בהיסטוריה הטקטונית של שבר ברק.

---

\* הסיו 4 מתבסס על עבודת הגמר של דורית קורנגרין ("נסגת היס האיאוקני באזור הערבה") באוניברסיטת בן-גוריון בנגב בהנחיית ד"ר חיים בנימיני, ועל עבודת הגמר של צבי קרץ ("הגיאולוגיה של אזור צפון פארן") באוניברסיטה העברית ובמכון הגיאולוגי, בהנחיית פרופ' צבי גרפונקל וד"ר יוסף ברטוב.

(תרומה להבהרת דרך היווצרות בקעים). עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

סקל, ע., 1967. הגיאולוגיה של רכס מנוחה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

קלבו, ר., אילון, א., וברטוב, י., 1997א'. מאפיינים מינרולוגיים, פטרוגרפיים, כימיים ופיסיקליים של פרטי תצורת חצבה בערבה. דו"ח המכון הגיאולוגי, TR-GSI 6/97.

קלבו, ר., פריזלנדר, א., וברטוב, י., 1997 ב'. סכמה סטרטיגרפית חדשה של תצורת חצבה בנגב ובערבה. כנס החברה הגיאולוגית הישראלית, כפר גלעדי, עמ' 78.

קרץ', צ., 1997. הגיאולוגיה של אזור צפון הפארן. דו"ח המכון הגיאולוגי, GSI/23/97.

רוטשטיין, י., ברטוב, י., וגרפונקל, צ., 1987. פענוח סקר סיסמי בגרזן כרכום. המכון למחקרי נפט וגיאופיזיקה, דו"ח 7J/1563/86.

שרגא, מ., 1967. התופעות ההידרותרמליות ברכס מנוחה (ברזל פארן). דו"ח המכון הגיאולוגי, מ.פ. 180/67..

- Bartov, Y. and Garfunkel, Z. 1985. Field trip to The Karkom Graben. Geol. Soc. Israel, Ann. Meeting, pp. 152–163.
- Browne, R.V., Gwinn, J.W. and Nasr, S.N. 1941. Geological report on the Sinai, Meliha, Ureif and Taqiye areas. Unpublished report. Petroleum Development (Palestine) Ltd.
- Garfunkel, Z. and Horowitz, A. 1966. The Upper Tertiary and Quarternary morphology of the Negev, Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 15: 101–117.
- Shaw, S.H. 1947. Geological map on the scale of 1:250,000, southern Palestine, with explanatory notes. Gov. of Palestine Press, Jerusalem.
- Sneh, A. 1981. The Hazeva Formation in Northern Arava. *Isr. J. Earth Sci.* 30: 81–92.
- Weissbrod, T. and Klang, A. 1974. Configuration of the buried surface of the Precambrian and the stratigraphy of the Paleozoic in the central Negev: Indications from Magneto-Telluric measurements. *Isr. Geol. Surv. Bull.* 60, 14 p.
- Vroman, A. 1967. On the fold pattern of Israel and the Levant. *Isr. Geol. Surv. Bull.* 42: 23–32.
- Zilberman, E. 1985. The geology of the central Sinai-Negev shear zone, central Negev. Part C: The Paran Lineament. Rep. GSI/38/85.

## 6. נסיעה לאורך השבר הדרומי של הגרנן

תצפית על חלקי חתך שונים בפרט רותם, המתעשר במרכיב קונגלומרטי שעיקרו "צור יבוא", ועל החלק הגבוה יותר של החתך, המכיל חלוקים שנגזרו מן הסביבה הקרובה. בקרבת באר עדה (נ.צ. 1416/9705) (איור 11), מצוי מחשוף של השבר הדרומי, המראה שבירה לאורך שני מישורים הסמוכים זה לזה: המישור הדרומי מפריד בין שכבות של תצורת מנוחה לבין תצורת חצבה, ואילו המישור הצפוני, הצעיר יותר, מעתיק גם שכבות נמוכות בחתך של תצורת הערבה. שני השברים הם הפוכים, אך מאחר ובהמשך מערבה נראה שבר פארן כשבר נורמלי, יש להניח כי מדובר כאן בתופעה מקומית הקשורה בהיותו של שבר פארן שבר של תזוזה אופקית.

## 7. פרט כרכום בתצורת חצבה, וחתך תצורת הערבה באזור הר צוריעז

באפיק הדרומי של נחל פארן (נ.צ. 1383/9714) נחשף חתך נטוי של פרט כרכום: שכבות חוואריות אדומות המתחלפות בשכבות של קונגלומרט המכיל חלוקים גיריים גסים, זוויתיים למדך, ומעט "צור יבוא". נטית השכבות היא אל עבר שבר הפארן הנמצא מדרום למחשוף. מעברו הצפוני של הנחל מצוי חלק חתך זה בתנוחה אופקית. בשני המחשופים מונחות שכבות של תצורת הערבה באי התאמה על גבי פרט כרכום. בסיס החתך של תצורת הערבה בנוי בעיקר מקונגלומרט (פרט שגיא) החתור לתוך פרט כרכום של תצורת חצבה. החתך האגמי של פרט כונתילה, החתור לתוך פרט שגיא, בולט בצבעיו הבהירים בהשוואה לשכבות הסילטיות-חוליות בעלות הגוון החום-אדום. ביחידות הדקות מוצאים סטרוקטורות של שכוב צולב, גלונים וסדקי התייבשות.

## 8. מישור השבר הצפוני של הגרנן (איור 12)

הליכה ברגל אל מחשוף השבר בנ.צ. 1440/9763. מישור ההעתק נטוי אל עבר הגרנן בנטייה של 65-80 מעלות, ועליו סימני גרירה נטויים לכיוון מערב המצביעים על מרכיב של תנועה אופקית ימנית. תצורת חצבה נטויה בקרבת ההעתק. קונגלומרט המשתיך לתצורת הערבה, ממלא תבליט שנוצר ע"י המצוק, ומכסה עליו.

## רשימת ספרות

אבני, י., 1997. ההתפתחות הגיאולוגית של הנגב המרכזי והדרומי כעדות להתפתחות שולי טרנספורם ים המלח בסוף הניאוגן והרביעון. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

בן-תור, י., ופרומן, ע., 1954. המפה הגיאולוגית של הנגב 1:100,000 (גיליון הר עומר), המכון הגיאולוגי, ירושלים.

ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני - בעיות סטרוקטורליות ופליאוגיאוגרפיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

גרפונקל, צ., 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית



שברי השוליים של הגרבן. אי ההתאמה של תצורת הערבה על גבי תצורת חצבה. תצפית אל מחשופים של תצורת הערבה המכסים באי התאמה את שברי השוליים של הגרבן, והמעתיקים את תצורת חצבה.

## **2. השבר הדרומי של גרבן כרכום באזור מעלה פארן**

סיור רגלי באזור ציר הנפט, מעברו הצפוני של שבר פארן. החתך מתחיל בשכבות הגג של חבורת עבדת, ועובר לפרט שחק של בסיס תצורת חצבה, הבנוי בעיקרו מחלוקים גיריים אשר נגזרו מחבורת עבדת, והם מלוכדים בליכוד קרבונטי. בתוך הקונגלומרט נמצאים גידולי אצות (סטרומטוליטים) אשר גדלו במהלך הצטברות הקונגלומרט. מעל לקונגלומרט נמצאים שכבות מסיביות של פרט משק, הכוללות גיר וחואר, וחלקו התחתון של החתך החרסיתי-חולי-חוארי של פרט גדרון, הבולט בצבעיו האדומים.

## **3. אי התאמות בחלקים הנמוכים של תצורת חצבה (איור 10)**

החתך באזור זה מתחיל בחלק הגבוה של פרט גדרון (חרסיות אדומות ואבני חול). מעליו, באי התאמה, מונח פרט צפע, שבבסיסו קונגלומרט, ומעליו אבני חול, חרסיות ושכבה גירית, העוברת לאבני חול וחרסיות. דרומה, אל עבר שבר פארן, נראות שכבות פרט צפע כשהן גודעות חתך של פרט גדרון (במרכז התמונה).

מעל לפרט צפע, באי התאמה זוויתית, מונחות שכבות של חול גס, עם חלוקים שעיקרם "צור יבוא", המשתייכים לפרט רותם.

## **4. פרט צפע בקרבת העתק פארן**

במחשוף שבקרבת שבר פארן, דרומית למעלה פארן וממזרח לכביש, נמצאים סלעים של פרט צפע כשהם מונחים באי התאמה על חבורת עבדת (ייתכן ונשמר כאן גם חתך מצומצם של פרט גדרון). מעליהם מונחים סלעים חוליים - קונגלומרטיים המשתייכים לפרט רותם. לכיוון מזרח, לעבר אזור ציר הנפט, נחשפים בהדרגה סלעים של החלק התחתון של תצורת חצבה הכוללים את הפרטים שחק, משק וגדרון.

## **5. חתך תצורת חצבה- מחשוף "קונגלומרט הגג" בפרט רותם**

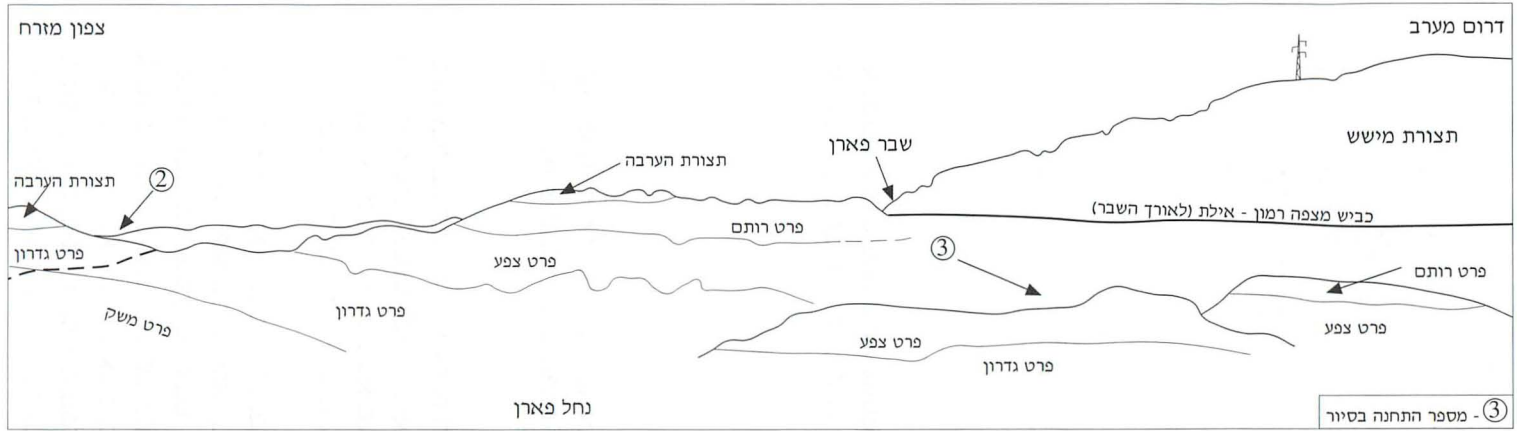
בקרבת תחנת השאיבה (נ.צ. 1428/9715) נמצא, בחלק האמצעי של פרט רותם, מחשוף בולט של קונגלומרט גס, המכיל חלוקים גדולים של "צור יבוא", ומעט, יחסית, חלוקי גיר וקוורץ פורפיר. תפוצתם של חלוקי הצור בחתך בד"כ מצומצמת ומפוזרת, למעט שני אתרים שבקרבת התחנה. מכאן ומערבה יש עליה בנפיצות החלוקים. לא אותר המעבר אל פרט כרכום, וייתכן שהוא הדרגתי.



11. שבר פארן באזור באר עדה: שבירה הפוכה פרה - ופוסט תצורת ערבה (תחנה 6).



12. השבר הצפוני של גרבן כרכוס: מימין שכבות של תצורת הערבה שאינן מועתקות על ידי השבר (תחנה 8).



10. מבט פנורמי על גרובן כרכום בקרבת העתק פארן.

יבשתיים רבים. החתך מגוון מאוד, וקיימות בו הרבה תעלות וגדיעות, וכן תופעות רבות של התאצבעות עם הסדימנטים הגסים. בסה"כ עוביו עד כ-100 מ'. מוצאים גם חלוקים מגמטיים של קוורץ פורפיר, שמקורם כנראה באזור אילת ומזרח סיני. בתוך גרן כרכום תצורת הערבה אופקית כמעט לגמרי, והיא מונחת על סלעי תצורת חצבה באי התאמה זוויתית ואירוזיבית. התצורה מצויה גם מחוץ לגרן, כשהיא מונחת גם על סלעים של חבורת עבדת, תצורת מישאש, תצורת ציחור, ותצורת גרופית, וחלקה העליון יוצר משטח אופקי למדי בגובה של כ-400 מ'.

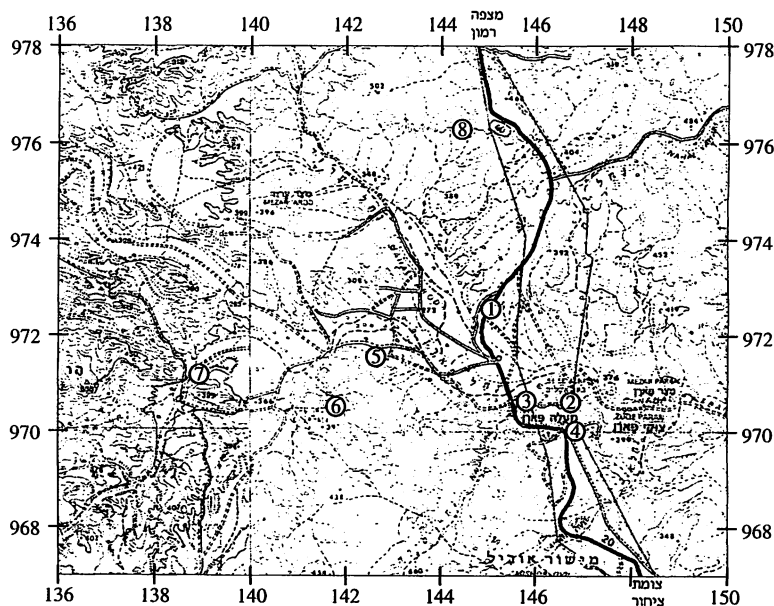
בדרך כלל מכסים סלעי תצורת הערבה על שברי השוליים של הגרן ללא הפרעה, אם כי במקומות אחדים נמצאו שברים המעתיקים את החלק התחתון של היחידה (עד 10 מ'), ואילו החלק העליון מכסה עליהם. לאורך השבר הדרומי נמצא אתר בו השבר בתוך הקונגלומרט הוא הפוך. במרכז הגרן נמצא גם כמה שברים נורמליים, השוברים שכבות של תצורת הערבה.

באזור גרן כרכום נמצאו תצורת צחיחה ולפחות שני דורות נוספים של טרסות צעירות יותר, אך בשלב זה אין בהם שימוש לתיארוך האירועים בגרן (ראה אצל גינת ואבני במדריך זה).

## תחנות הסיור (איור 9)

### 1. תצפית אל גרן כרכום

באזור הכביש המרכזי מצפה-רמון אילת (מצפון למעלה פארן). תצפית כללית אל הגרן ואיתור שברי השוליים שלו. מבט כללי על החתך של תצורת חצבה, ויחסו אל



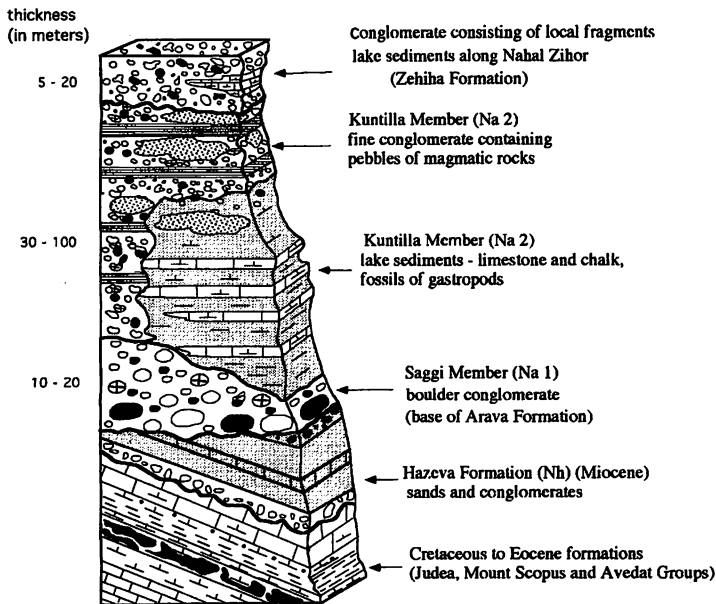
9. מפת תחנות הסיור.



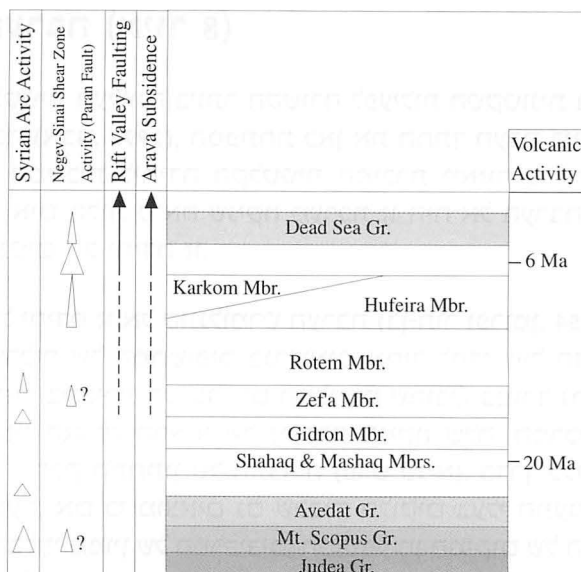
## תצורת הערבה (איור 8)

היחידה הקלסטית העליונה ביותר הקשורה לפעילות הטקטונית באגן כרכום היא תצורת הערבה (אבני, 1997), המפתחת כאן את החתך העבה ביותר שלה. תצורת הערבה היא המשכית ליחידה הקלסטית המוכרת מאזור כונתילה ודרומה, וכן צפונה באזור אום חלוף. נראה שניקוז מערכת זו היה אל הערבה דרך המישר, בו נמצאו סדימנטים של יחידה זו.

הקורלציה של יחידה זו אל קונגלומרט הערבה (בן-תור ופרומן, 1954) מבוססת על המשכיות לטרלית של המחשופים בגרדיאנט אחיד למדי, ועל הדימיון הליתולוגי. המרכיב העיקרי בתצורת הערבה הם החלוקים שהובלו במורד נחל פארן הקדום, אשר היווה את האפיק הראשי של מערכת הניקוז שלה. המרכיב הקונגלומרטי בולט במיוחד בחלק התחתון של התצורה (פרט שגיא). בדרך כלל התעגלותם של החלוקים גרועה, אם כי מוצאים גם שכבות חלוקים בעלי התעגלות טובה. בולט מאד האופי הבלתי ממוין של המרכיבים, המושפע מן המיקום של המחשוף במערכת הניקוז. בין החלוקים נפוצים חלוקים תת מעוגלים הבנויים סלעים מגמטיים שמקורם במחשופי הפריקמבריום שבדרום (הרי נשף, אזור אילת), וחלוקים שנגזרו מן החתך של אבני החול הנוביות. כן מצויים חלוקים שהובלו ממחשופים של סלעים קרטיקוניים, בעיקר מתצורת סיירים הסנונית ומחבורת יהודה, וחלוקים מעוגלים של "צור יבוא" המעידים על השקעה מחדש של תצורת חצבה. הליכוד בדרך כלל חולי או חווארי. בחלק העליון של החתך (פרט כונתילה) מצויות שכבות של קירטון לבן, בעובי של מספר מטרים, המושכב היטב עם קונגלומרטים, אבני חול וחרסיות. מרכיבי הקונגלומרטים דומים לאלו של הפרט התחתון. בקירטון מוצאים שיכוב למינרי, ובמקומות פאונה של שבלולים יבשתיים, אוסטרקודה ושרידי פלורה ופאונה



8. יחידות צעירות לתצורת חצבה בגרנן כרכום.

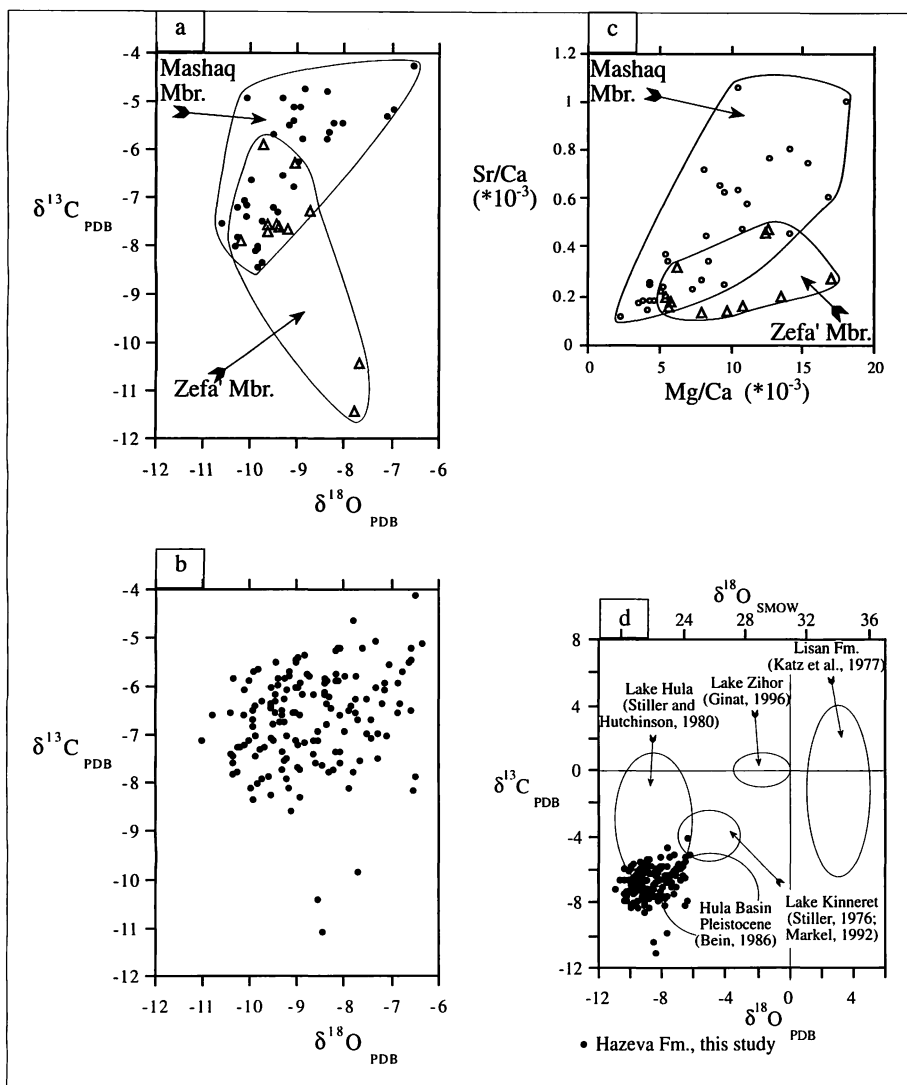


7. היחידות הסטרטיגרפיות בגרנן כרכום ויחסן לאירועים טקטוניים.

1. עובי התצורה מוערך ביותר מ-1500 מ', (וייתכן שהוא מגיע גם לכדי 2000 מ') הוא גדול יחסית למוכר באזורים אחרים של הנגב, למעט באזור שממזרח לשבר צופר בערבה. הרלייף המובחן לאורך הקיר הדרומי, וריכוז מניפות הסחף בבסיס החתך (פרט שחק) לאורך שוליו, מצביעים על אפשרות של קיום מתלולים. קיומו של רלייף זה מובחן גם בעת השקעת פרט צפע, הגודע את חלקה התחתון של התצורה בקרבת ההעתק, ויחד הם מרמזים על תחילת יצירתו של אגן מורפוטקטוני בזמן בו שקעה התצורה. לא נמצאו עדויות ישירות לשבירה בתקופה זו, אך העובי הגדול של תצורת חצבה מצביע על אגן משתפל בכל תקופת השקעת התצורה. עם זאת אין בידנו הוכחה לקיומו של אגן דיסקרטי, וייתכן שהאזור הינו חלק מהאגן המתעמק שהתקיים גם בערבה.

2. הדמיון הרב בפרטי החתך וברצף שלו, באגן כרכום ובמקומות אחרים בהם חשופה תצורת חצבה בנגב המרכזי ובמזרח סיני, מצביע על הקשר בין האגנים, ומונע אפשרות של היסטוריה עצמאית לגמרי לאגן זה. אף אם נניח כי מלכתחילה היא הייתה עבה במיוחד בגרנן כרכום, שהרי זה השתפל בזמן הצטברותה, יש לזקוף את עובדת השתמרותו של החתך המלא לשבירה המאוחרת לתצורת חצבה.

3. בעת השקעת החלק העליון ביותר של התצורה (פרט כרכום), יתכן שהתקיים לאורך הקיר הדרומי של האגן. מצוק שנוצר כנראה על ידי שבירה, ואשר תרם את שפע החלוקים הגיריים הבלתי מעוגלים.



6. גיאוכימיה של צמנטים קרבונטיים בתצורת חצבה. (a) הרכב איזוטופי של קלציט בפרטים משק וצפע. (b) הרכב איזוטופי של קלציט בפרטים גדרון, רותם וחופירה. (c) ההרכב הכימי של קלציט בפרטים משק וצפע. (d) הרכב איזוטופי של קלציט בתצורת חצבה ובתצורות אחרות בבקע ים המלח.

לכל אורכם של השברים המגבילים את הגרן נראית שבירת השולים כשהיא מעתיקה את תצורת חצבה, הנטויה בנטיות חזקות בקרבת השבר.

התמונה המתקבלת באזור זה לגבי תקופת השקעת תצורת חצבה (איור 7):

נמצאו במקומות ספורים כגון רכס מנוחה (סקל, 1967), מצפון לנחל פארן (קרץ', 1997), ובראש הר כרכום.

התצורה ניתנת לחלוקה לשניים: חלק תחתון הדומה לחתך שתואר בערבה, ואשר ניתן להבחין בו בפרטים שהוגדרו שם (Sneh, 1981), וחלק עליון שחלוקתו הסטראטיגרפית עוקבת אחרי זו של הנגב הצפוני (קלבו ואחרים, 1997 ב').

בחלק התחתון של התצורה מצוי קונגלומרט הבסיס (פרט שחק) הבנוי מחלוקים אנגולריים, שעיקרם גיר איאוקני, עם מעט מאד צור, בתוך ליכוד גירי. עוביו של פרט זה משתנה בין 0 לכ-25 מ'. רוב מחשופי הקונגלומרט מצויים בשולי הגרaben בעיקר באזור הדרומי שלו. נראה שהם שרידים למניפות סחף קדומות, שפנו לעבר מרכז הגרaben. מיעוט המחשופים מונע גם ברור נושא זה עד תומו. מעל לפרט שחק, ובאזורים שבין המניפות, ולצידן, מוצאים בחלק התחתון של החתך שכבות של גיר ורוד (פרט משק) עם מעט חוואר, הדומות ליתולוגית לסלעי פרט משק בתצורת חצבה בערבה ובנגב המרכזי. היחידה הגירית - חווארית מצויה בכל מקום בו מגיעה החשיפה לעומק המתאים, ועובייה 20-60 מ'.

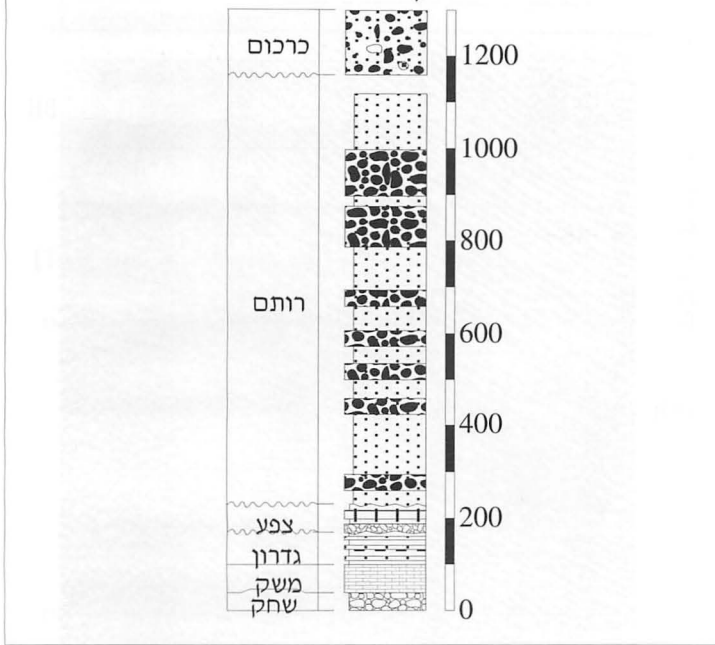
מעל פרט משק מצוי רצף של חולות אדומים וחרסיות (פרט גדרון) ומעליו, באי התאמה (ובמקומות גם על חלקי חתך קדומים יותר) מונח פרט צפע, הכולל קונגלומרט פולימיקטי בבסיסו, אבני חול, חרסיות, ושכבה גירית המונחים בתוך מערכת של ערוצים קדומים. בנקודה אחת (תחנה 4) באזור כביש מצפה רמון - אילת, בקרבת השבר הדרומי, מונח חתך שמיקומו הסטראטיגרפי הוא כ-70 מ' גבוה מן הבסיס, והמשתיך לפרט צפע, ב-onlap על גבי שכבות איאוקניות. עיקרו אבן חול והוא עשיר בקלסטים גסים הבנויים גיר ושכבה גירית אחת. תבליט זה קשור כנראה בשלבים המוקדמים של הפעילות הטקטונית על שבר פארן.

בבדיקות גיאוכימיות של גירים שונים בתצורת חצבה נמצא (קלבו ואחרים, 1997 א') שניתן להבחין בין שכבות הגיר המצויות בפרטים השונים, וזאת מאחר שהגירים של פרט צפע הם בעלי הרכב איזוטופי של פחמן קל יותר משל פרט משק, ובעלי יחס Sr/Ca נמוך יותר (איור 6).

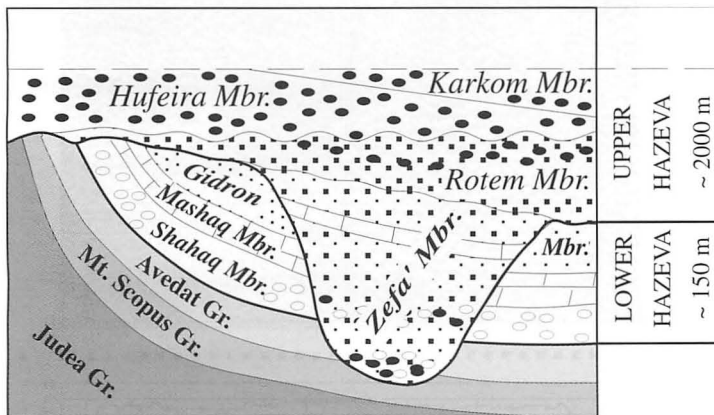
בפרט רותם, המונח מעל פרט צפע באי התאמה, מצויות שכבות חול גס גרגר וחרסיות אדומות. כמה משכבות החול עשירות בחלוקים מעוגלים, בעיקרם צור אלוכטוני, חלוקי קוורץ, חלוקי "צור יבוא" ומעט חלוקים גיריים. בחלק האמצעי של החתך ישנן שתי שכבות, בעובי 2-5 מ', בהן החלוקים שעונים הדדית, וההופעה שלהן דומה לזו של "קונגלומרט הגג" של תצורת חצבה בנגב הצפוני. החלק העליון ביותר של החתך (פרט כרכום) בנוי חול אדום וחרסיות, ובו מרובים החלוקים הגיריים (מצויים גם חלוקי צור) שהם זוויתיים למדי, ואשר נגזרו ברובם מהחתך האיאוקני. יחידה זו מוכרת בכמה מקומות לאורך הקיר הדרומי במרכז ובמערב הגרaben, והיא מצויה ברצף אחד עם חתך התצורה, ללא אי התאמה זוויתית.



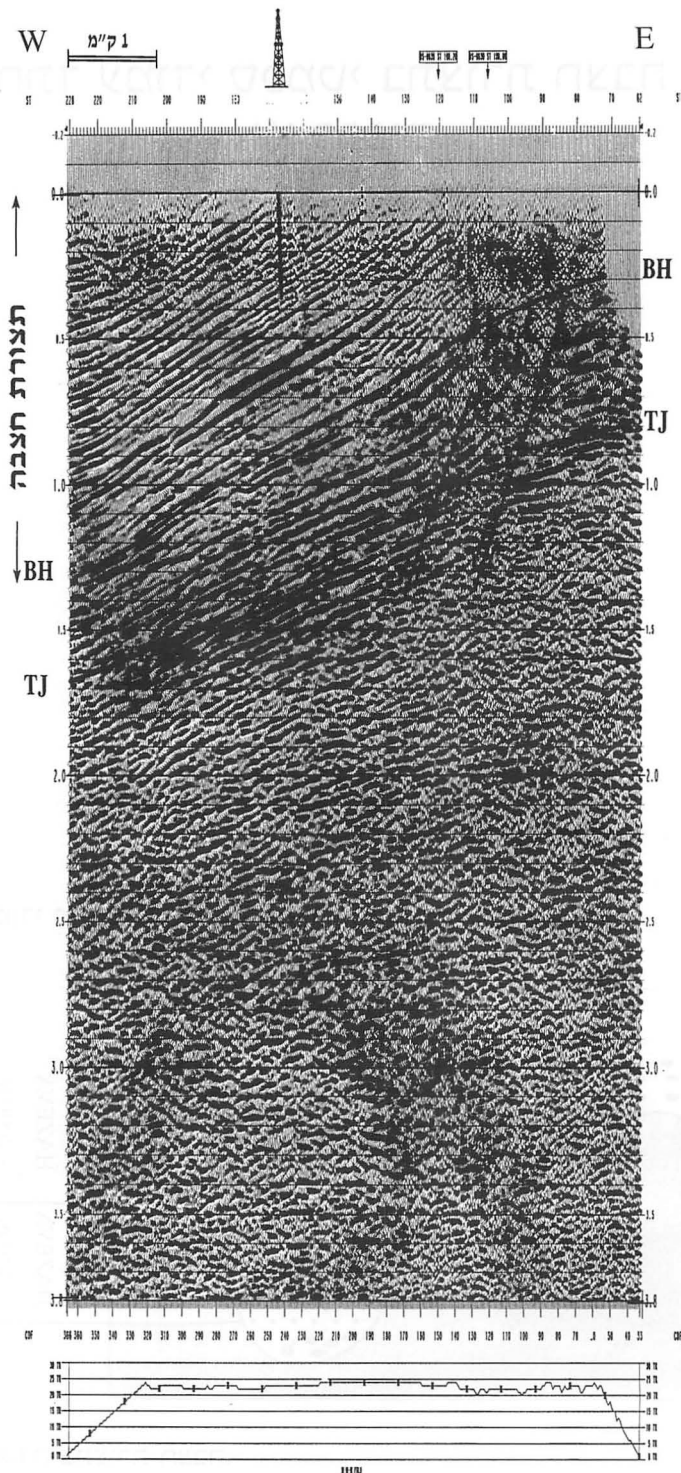
## חתך עמודי סכמטי בתצורת חצבה אגן כרכום



4. חתך עמודי מוכלל בתצורת חצבה, גרנן כרכום.

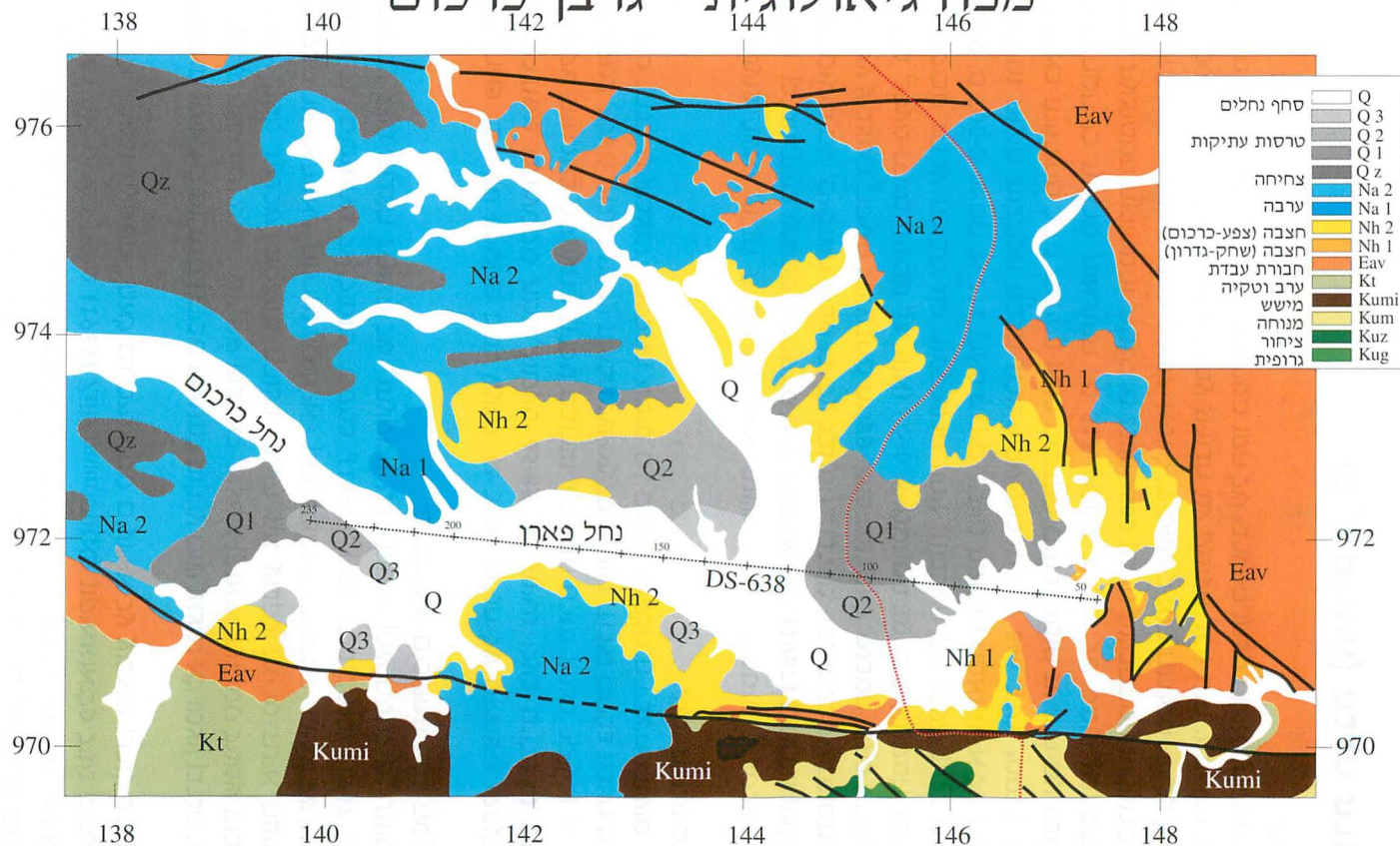


5. יחסי השדה בתצורת חצבה.



3. קו סיסמי DS-638 (חנתך זמן) המסמנים המצויינים בחנתך: BH- בסיס תצורת חצבה, TJ- גג חבורת יהודה. (למיקום החנתך - ראה ציור 2.)

# מפה גיאולוגית - גרבן כרכום



2. מפה גיאולוגית של גרבן כרכום ועליה איתורו של הקו הסייסמי DS-638.



בשיעור שבין 325-650 מ'. גרברן כרכום הינו אחד בסדרה של גרבנים לאורך השבר (גרברן ברוקה, ביר מעין) אשר לכולם היסטוריה צעירה דומה, הניתנת להבחנה בעזרתם של משקעים קלסטיים הנמנים על תצורת חצבה ותצורת הערבה. Weissbrod and Klang (1974), על בסיס מדידות מגנטו-טלוריות, טענו להימצאות של גרברן או אגן עתיק מגיל פליאוזואיקון באזור. Zilberman (1985) מיפה בפרוט את האזורים שממערב לגרברן והצביע על אירועים טקטוניים גם לאחר השקעת תצורת הערבה.

באזור הגרברן עצמו לא נמצאו שום עדויות לתנועות שבירה קדומות לאיאוקן האמצעי. בשכבות שמגיל סנון ועד איאוקן אמצעי, לא נצפו שינויים מקומיים כלשהם, אם כי החשיפה אינה מרשה לקבוע את העניין בצורה מדויקת. שכבות מגיל איאוקן מאוחר של תצורת קציעות לא נמצאו כאן - אלא רק מזרחה, באזור צוואר הבקבוק (סקל, 1967) ובנחל ברק (קרץ', 1997), במספר מוגבל של מחשופים של חוואר וחרסיות. יש להניח שהן הוסרו לפני השקעתה של תצורת חצבה, בשל עמידותן המועטה בפני תהליכים אירוזיביים.

כל העתקי השוליים של הגרברן (איור 2), למעט כמה מקטעיו של שבר פארן, הם שברים נורמליים בעלי נטיות של 65-85 מעלות. כמה מקטעיהם מסודרים en echelon (בעיקר בצפון מזרח המבנה), וברובם ניכרת ההעתקה בנוכחות של סלעי תצורת חצבה בבלוק הירוד, לעומת סלעים של חבורת עבדת בבלוק העלוי. במקומות בהם מישורי השבירה חלקים נראים גם סימני החלקה, המצביעים בדרך כלל על מרכיב תנועה ימני.

סקר רפלקציה סיסמית שנערך בשנת 1979 ע"י חברת חנ"ה, ואשר פוענה ע"י רוטשטיין ואחרים (1987), כלל ארבעה קוים סייסמיים שבוצעו בתוך הגרברן. הסקר הציג תמונה של בלוק נטוי מערבה, המוגבל על ידי שברי השוליים, עם מיעוט יחסי של שברים בתוך המבנה. לאחרונה בוצע פענוח מחדש של הסקר, המצביע על זיהוי שונה של המסמנים. בחתך הסייסמי DS-638 (איור 3), שכיוונו מזרח-מערב, בולטת הנטייה לכוון מערב של השכבות. זיהוי הרפלקטור כגג חבורת עבדת מבוסס על תופעות של אי התאמה הנראות מעליו. קידוח פארן 211 א' המצוי כ-700 מ' מצפון לקו הסייסמי, חדר 546 מ' בשכבות של תצורת חצבה הכוללות חולות וחלוקים בחילופין עם חרסית חומה. בתום הקדיחה בוצע בקידוח סקר מהירויות בארבעה אופקים, בין עומק של 222 מ' לעומק 513 מ'. התוצאות מראות כי המהירויות האינטרווליות המתקבלות הן בין 2300-2500 מ' לשניה, והמהירות הממוצעת בחתך שנחדר על ידי הקידוח היא כ-2400 מ' לשניה. לפיכך, בהנחה שזיהוי הרפלקטורים בחתך הסייסמי הינו נכון, העומק לגג חבורת עבדת באזור הקידוח הינו כ-1000 מ' מפני השטח, ואילו בקצהו המערבי של הקו הסייסמי, העומק מגיע ל-1700 מ' מפני השטח.

## **תצורת חצבה (איורים 4, 5)**

סדימנטים של תצורת חצבה מונחים בתוך הגרברן בהתאמה על גבי סלעי חבורת עבדת (איאוקן תיכון). מחוץ לגרברן מספר המחשופים של תצורה זו מוגבל, ושרידיה



### סיוור 3:

## סיוור לגרבן כרכום: תצורת חצבה ויחסה אל המבנה

רני קלבון,<sup>1</sup> יוסף ברטוב,<sup>1</sup> יואב אבני,<sup>1</sup> צבי גרפונקל,<sup>2</sup> אורי פריזלנדר<sup>3</sup>

<sup>1</sup>המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, 95501 ירושלים  
<sup>2</sup>המכון למדעי כדור הארץ, אוניברסיטה העברית, ירושלים  
<sup>3</sup>המכון הגיאופיסי לישראל, חולון

### כללי

גרבן כרכום הינו גרבן דמוי מעויין, שמידותיו 17x8 ק"מ, הנשען על שבר פארן. הוא מוגבל בעיקר על ידי שברים נורמליים, למעט במספר מקומות לאורך שבר פארן בין כיפת עשת ונחל כרכום, בהם הוא נראה כשבר הפוך.

שבר פארן מהווה קטע משבר פארן - עריף א-נקה - בורוק המשתייך למערכת שברי הגזירה של הנגב - מרכז סיני (איור 1). הוא מופה בחלקו העובר בתחומי הנגב ע"י Shaw (1947), (1947) Browne et al., (1941), ובן-תור ופרומן (1954). עבודה מפורטת לאורך הקטע שבין כביש הערבה ובין נחל ציחור נערכה ע"י סקל (1967), ותופעות המינרליזציה הברזלית נסקרו ע"י שרגא (1967). בן-תור ופרומן (1954) ו-Vroman (1967) מתייחסים לקו הפארן כאל שבר תזוזה אופקית דקסטרלי, השייך למערכת של שברי הרוחב בנגב. פרומן ייחס לו תזוזה של כ-600 מ', והניח שהאנטיקלינות שלאורכו הן כיפות שנוצרו בזווית לשבר במהלך התזוזה. סקל ראה בו שבר שלאורכו ציר אנטיקלינלי רציף, וציין את אי הימצאותם של סימני גרירה אופקיים, ואת העדר הסטת מבנים לאורכו, כעדויות נגד תנועה אופקית. לפיו מתחלק השבר לשני חלקים: שבר עשת הנורמלי, ושבר פארן ההפוך.

במסגרת עבודתם על הגיאומורפולוגיה של הנגב המרכזי טיפלו Garfunkel and Horowitz (1966) בסדימנטים של האזור. גרפונקל (1970) הצביע לראשונה על קיומו של גרבן דמוי מעויין באזור נחל פארן-נחל כרכום.

בעבודה במרכז סיני (ברטוב, 1974) אותר המשכו של שבר פארן מערבה לג'בל עריף א-נקה בג'בל חרים, ובג'בל בורוק, עד לאזור מעבר המיתלה. לאורכו נמצאה תזוזה אופקית פוסט מיוקנית: השבר מסיט דקסטרלית דייקים בני 21 מיליון שנה,



פרוינד, ר., 1962. בעיות סטרטיגרפיות של הקנומן - טורון בישראל. עבודת דוקטור, האוני' העברית, ירושלים. 189 עמ'.

- 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 lithostratigraphic units in the Upper Judea Group (Late Cenomanian — Late Coniacian) in Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 38: 37–43.
- Sandler A. & Zilberman E. 1985. Sandstone and shale in the Nezer Formation northern Negev. *Geol. Surv. Rep. GSI/3/85*, 59 pp.
- Shinn E.A. & Lida B.H. 1988. Blackened limestone pebbles: fire at subaerial unconformities. In: James N.P. & Cocquette P.W. (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, 829–872 pp.
- Strasser A. 1984. Black pebbles occurrences and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia). *J. Sediment Petrol.* 54: 1079–1109.



החלקה. ציפוי חרסיתי של רגבים (argilan ; clay cutan) הינו ייחודי לקרקעות. במקרה של הקרקעות הטורוניות בנויים הציפויים מפליגורסקיט הנוצר בקרקע ומחליף את החרסיות המקוריות שהן בעיקר איליט-סמקטיט, מעט איליט, ולעתים גם מעט קאוליניט. בחינה מיקרוסקופית של שקפים מגלה מיקרו-מארגים אופייניים או ייחודיים לקרקעות והקשרים ברורים בינם לבין היווצרות הפליגורסקיט במקום.

התופעה הפדוגנית השנייה המתגלה במחשוף זה היא תצבירי קלציט גדולים בעלי מבנה אגלומרטי, כלומר תצבירים קטנים מתלכדים לתצביר בגודל בינוני ואלו מתלכדים לתצבירים גדולים. המשך התהליך מביא לבסוף ליצירת אופק קלציט רציף (קלקריט), כפי שנמצא במחשופים אחרים בסביבה. בחינה מיקרוסקופית של שקפים מגלה מאסה חרסיתית כלואה בתוך התצבירים, אות לכך שהתפתחו במקום, וכן מגוון של מיקרו-מארגים האופייניים לתצבירים פדוגניים. הערכים האיזוטופיים הקלים של חמצן ופחמן שנקבעו בתצבירים אלה מאשרים את מקורם הפדוגני.

**אבן החול:** מתגלה כאן בעובי כ- 7 מ', מן הגדולים בנגב הצפוני. אך במרחק של עשרות מטרים מכאן חלה הצטמצמות לכמחצית העובי. ההרכב, הטכסטורה והמבנה המסיבי הם כמו במחשוף קמר צבוע. בולטים כאן תצבירי קלציט מוארכים שנוצרו סביב שורשים. האם שורשים אלה הינם של צמחי פני השטח הנוכחיים או שהינם מאובני שורשים (rhizocretions) טורוניים? אין עדיין תשובה לשאלה זו, אולם ההנחה, כאמור, שפעילות שורשים הייתה גורם חשוב בתהליך הריסת השיכוב המקורי של אבן החול וערבולה עד כדי הומוגניזציה.

**מעל אבן החול:** נחשפות שלוש שכבות דקות של מספר ס"מ כל אחת: פצלים ירקקים כהים משוכבים כמו בחתך הכביש בקמר צבוע, מיקרוקונגלומרט מלוכד כמו בעדשה שם, וחואר דלומיטי המהווה שכבת מעבר אל הגירים של פרט נצר III. פרט זה, אגב, מצומצם כאן עד כדי העלמות כתוצאה מהארוזיה שקדמה להרבדת תצורת מנוחה.

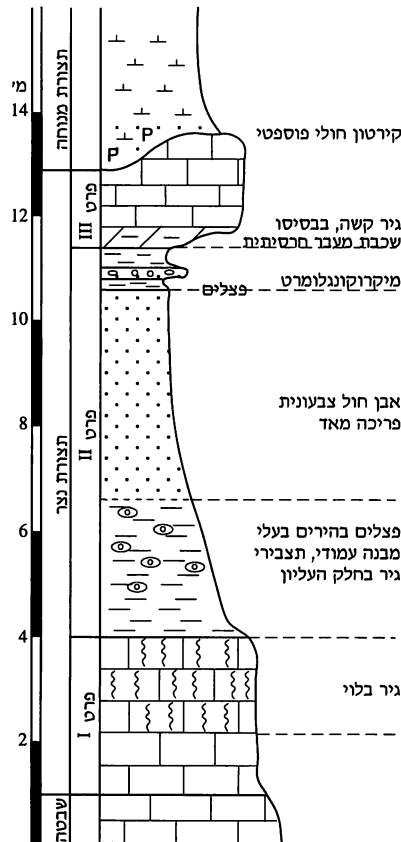
## רשימת מקורות מקוצרת

אבני, י., 1991. הגיאולוגיה, הפלאוגיאוגרפיה והתפתחות הנוף של "הר הנגב הגבוה" ומערב קמר רמון. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/6/91, 153 עמ'.  
גרוזמן, י., 1997. היווצרות סטילוליטים סדימנטריים בישראל. עבודת גמר, האוני' העברית ירושלים. 52 עמ'.  
זילברמן, ע., 1977. הגיאולוגיה של קו סעד נפחא, רמת עבדת. המכון הגיאולוגי, דו"ח ממ/ 77 / 6, 70 עמ'.  
סנדלר, ע., 1992. הסטרטיגרפיה וסביבות ההרבדה של היחידה הקלסטית בטורון. עבודת דוקטור, האוני' העברית ירושלים. 190 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.

## תחנה 7: נ.ג. 561, נ.צ. 1296/3076 (איור 10)

במקום זה נחשף בצורה מלאכותית חתך עבה של היחידה הקלסטית הכולל שכבת פצלים עבה בבסיס ומעליה שכבה עבה של אבן חול צבעונית (איור 6-ג').

**הפצלים:** לפצלים מבנה עמודי מובהק האופייני לאופק Bt בקרקעות חרסיות מטיפוס ורטיסול. כשמבודדים עמוד יחיד מתוך הקיר החצוב, ניתן להבחין שממדיו כ- 13 ס"מ אורך וכ-5 ס"מ רוחב ושהוא מצופה בשכבה לבנה ומבריקה של חרסית. חתך רוחב של עמוד כזה מגלה שהוא בנוי מגופי משנה המובדלים ביניהם על ידי אותו ציפוי חרסיתי לבן (איור 6-ד'). המשמעות של מבנה מורכב זה היא של התפתחות הירארכית של רגבים (peds). בתחילה הם שווי מימדים, ובהמשך הם מתלכדים בניצב לפני הקרקע למעין עמוד. המבנה נוצר כתוצאה מהשפעת מחזורי ייבוש והרטבה על חרסיות הקרקע המתכווצות ותופחות בהתאמה. במקביל להיווצרות המבנה מתפתח ציפוי חרסיתי על פני הסדקים המפרידים את הרגבים. תנועת החרסיות נגרמת על ידי שטיפה, או כתוצאה מלחצים פנימיים הניכרים גם בסימני



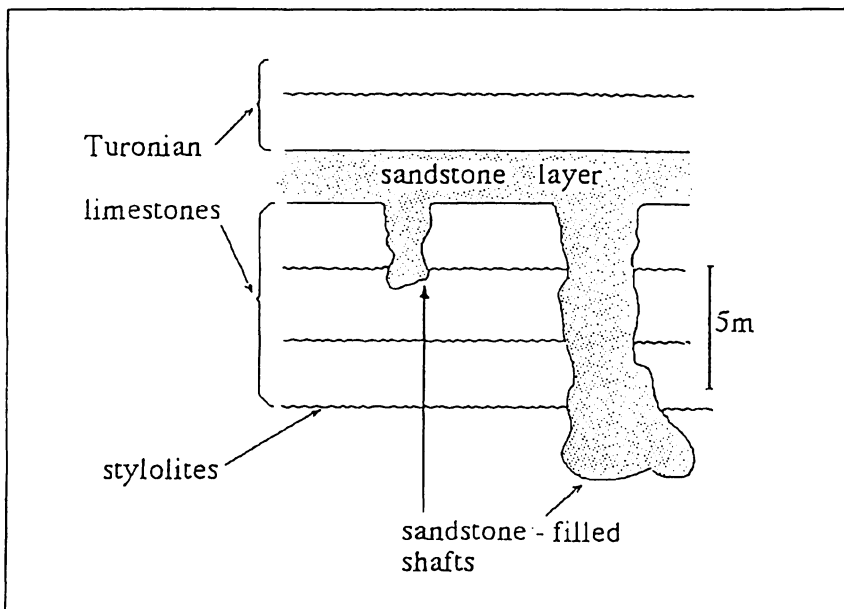
איור 10. חתך עמודי בנ. ג. 561.

- ב. אבן החול ממלאת באופן רציף את החללים הקרסטיים מקרקעיתם ועד לשכבת אבן החול עצמה. לאבן החול במילוי תכונות זהות לאו הבונה את השכבה.
- ג. שולי חלק מהבורות שבורים כברקציה המלוכדת בצמנט של קלציט ספריטי ופליגורסקיט.

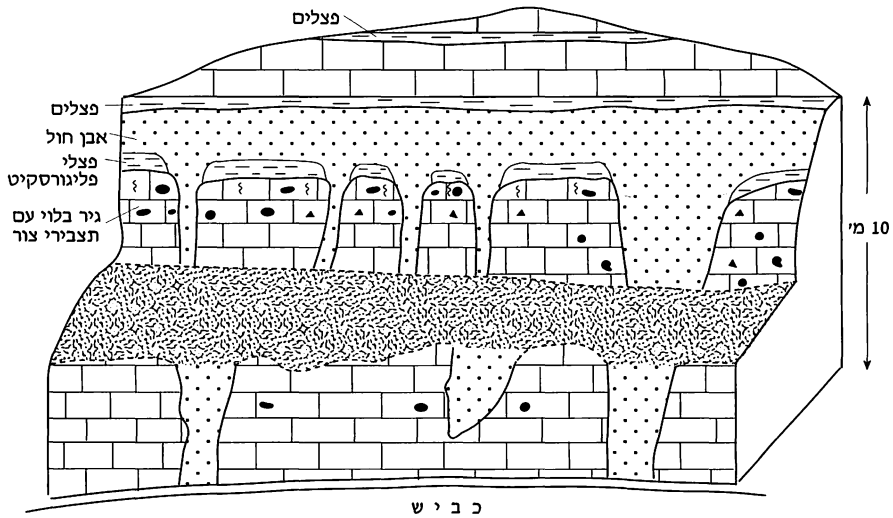
המסקנות הנגזרות מיחסים אלה הן שהקרסט קדם להרבת אבן החול, ושהקרסט קשור לתהליכים פדוגניים כמו ביחידה הקלסטית המכסה אותו.

### תחנה 6: כביש טללים - שדה-בוקר, נ.צ. 1282/0426

בתחנה זו מופיעים מספר בורות קרסטיים ממולאים בחול בתצורת נצר (פרט I), והסלעים הגיריים מכילים מספר רב של סטילוליטים. התופעות העיקריות הן: (1) מישורי הסטילוליטים מגיעים עד שולי הבורות ללא הפרעה, ונמשכים מצידם האחר. תצפית זו מעידה כי הסטילוליטים היו קיימים כבר לפני התפתחות החללים הקרסטיים, ומכאן שהם תוצאה של תהליך דיאגנטי מוקדם (איור 9). (2) בדומה לתחנה 3, תרכיזי צור קטנים מופיעים בסמוך לבורות החול, במרחק של עד מטרים בודדים, אם כי לא בצורת הילה. תצפית זו נותנת חיזוק נוסף למסקנה כי חלק מתופעות הצירור בסלעי תצורת נצר נוצרו בשלב דיאגנטי מאוחר יחסית, שלא בתנאים ימיים. עם זאת, אין בכך לשלול את הצרור הדיאגנטי המוקדם, שאינו קשור לתופעות הקרסטיות.



איור 9. יחסים ביו סטילוליטים לבין בורות קרסטיים בפרט נצר I.



איור 8. חתך רוחב סכמטי המראה את התופעות הליתולוגיות והקרסטיות העיקריות בחתך הכביש החוצה את קמר צבוע.

**אבן החול** בנויה מגרגרי קוורץ, ומעט מאד פלדספרים (פחות מ-2%) ומינרלים כבדים. המינרלים הכבדים השקופים הינם רובם ככולם טורמלין, צירקון ורוטיל. המינרל החרסיתי העיקרי הוא איליט-סמקטיט, קאוליניט ואיליט משניים, בעוד שפליגורסקיט נעדר. מבחינת גודל גרגר בנוי הסלע מ- 85-70% מקטע חולי, 5-8% מקטע סילטי ו- 5-20% מקטע חרסיתי. תכולת המקטע החרסיתי בשכבת אבן החול יורדת מן הבסיס לגג. להתפלגות גודל הגרגר של המקטע החולי יש שכיח (mode) אחד של  $\phi 2.5$ . אין באבן החול, כאמור, מאובנים כלשהם או חומר אורגני, ולא ניכר בה שום שכבתיות או סטרוקטורה סדימנטרית אחרת. תכונות אלה של אבן החול מצביעות על היותה בוגרת ונגזרת ממחשוף אבן חול נובית קודמים.

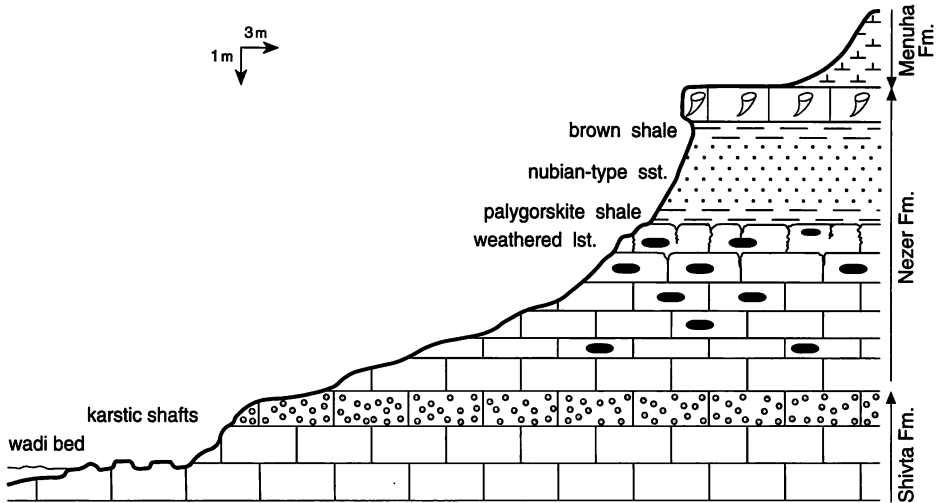
**המיקרוקונגלומרט** בנוי כמחציתו מליתוקלסטים גיריים בגודל של מספר מ"מ, ממטריכס של גרגרי חול הדומים לאלה של אבן החול שמתחת, ומצמנט של קלציט ספריטי המכיל בינות לגבישיו גם גבס ופליגורסקיט. רוב הליתוקלסטים הם תצבירי גיר עם טקסטורות אופייניות ואף ייחודיות לתצבירים פדגוניים, ונוכחים גם חלקים קטנים של גיר שחור. בשכבה זו ניכר שיכוב ושיכוב צולב. שכבה בעלת הרכב ומבנה דומים נחשפת גם במקומות אחרים באותו מצב סטריגרפי. המיקרוקונגלומרט מייצג ארואיה של הליתולוגיות הקודמות לו ביחידה הקלסטית והרבדה בסביבה נחלית. הצמנט מעיד על הוצרותו ממים מתוקים, בתנאים של חשיפה ואידוי מוגבר.

#### יחסי קרסט - יחידה קלסטית:

א. התופעות הקרסטיות לסוגיהן מונחות תמיד מתחת ליחידה הקלסטית.

-SSE-

-NNW-



איור 7. חתך רוחב סכמטי המראה את היחס בין משטח הבורות לבין היחידה הקלסטית.

אתר זה הומלץ כשמורת טבע לועדת החברה הגיאולוגית העוסקת בשמורות טבע גיאולוגיות.

### תחנה 5: קמר צבוע, חתך הכביש, נ.צ. 1371/0490 (איור 8)

חציבה עמוקה לצורך סלילת הכביש חשפה את הפרטים נצר I, נצר II, ונצר III. היחידה הקלסטית (נצר II) ממלאת חללים קרסטיים אנכיים הפעורים לכל אורכו של פרט נצר I. הליתולוגיה של היחידה הקלסטית, כפי שהיא נחשפת בקיר הדרומי היא: שכבת פצלים בהירים בעובי כ-80 ס"מ המונחת על גיר, הבלוי כאן בצורה מתונה יחסית למחשופים אחרים; שכבת אבן חול פריכה וצבעונית בעובי כ-2 מ'; שכבת פצלים בצבע חום - ירקרק בעובי מספר ס"מ.

מעבר לכביש מונחת ישירות מעל אבן החול יחידה ליתולוגית נוספת, בצורת עדשה מקומית, שניתן להגדירה כמיקרוקונגלומרט חולי או כאבן חול גריטית.

**הפצלים התחתונים** בנויים מחרסיות (כ-90% מקטע חרסיתי) עם מעט גרגרי קוורץ בגודל חול דק כבאבן החול שמעל. החרסית השלטת היא פליגורסקיט (80%). כתמי גאותיט מובחנים אף הם. תצבירי גיר מועטים כאן יחסית למחשופים אחרים. המבנה הגושי (= רגבי) של הפצלים והציפוי הלבן של הרגבים מעיד על היותם קרקע עתיקה (פליאוסול). ביטויים אלו ואחרים לתהליכים פדוגניים ייסקרו ויידונו בתחנה

7.



איור 6-ג' (למעלה). מבט כללי על היחידה הקלסטית בנג. 561.

איור 6-ד' (מימין). רגב עמודי חצוי מן הפליאוסול של היחידה הקלסטית בנג. 561.



חללי הקרסט הנפערים בגג פרט נצר כ- 10 מ' מעל המחשוף הנוכחי, ובקוטר דומה. מאחר ותחתית גלילים אלה אינה נחשפת, ניתן על פי צורתם ומקומם בחתך הליתוסטריגרפי להניח שהם נמשכים עוד מספר מטרים לעומק. לא רחוק מכאן, בחתך הכביש הסמוך, נחשף בתוך תצורת שבטה חלל קטן אופקי מלא בחול הטיפוסי של היחידה הקלסטית. המשמעויות של שתי התופעות הן: 1. הקרסט הגיע לעומק של כ- 20 מ' מפני השטח הטורוניים. 2. אחדות הצורה לכל האורך, והעדר חללים אופקיים גדולים בעומק מצביעה על התפתחות הקרסט מפני השטח כלפי מטה, כלומר, במשטר ואדווי. אלו הם חללי קרסט מטיפוס grikes, המכונים לעיתים karst wells. הם מתפתחים בצורה מועדפת מתחת לכיסוי קרקע, מתאפיינים בצפיפות גדולה, בהעדר קשר למערות, ובהעדר סימנים לקריסת גג. grikes נוצרים על ידי התרחבות של מפגשי סדקים על ידי תמיסות, אולם גם כתוצאה מהמסה מוגברת באזור בית השורשים של עצים. קרסט זה שונה מזה שהתפתח בסלעי הטורון בארץ בתקופות מאוחרות המאופיין על ידי sinkholes או domepits.





איור 6-א'. מרכז קמר חלוקים, מבט על החתך הטורוני, הכולל את תצורות שבטה  
(S) ונצר על שלושת פרטיה (I-III).



איור 6-ב'. בורות קרסטיים גליליים בתוך תצורת שבטה.

מתרכיזי הצור של פרט נצר I נוצרו בשלב דיאגנטי מאוחר יחסית, וקשורים לתנאים  
הקרסטיים המלווים את הצטברות היחידה הקלסטית.

**תחנה 4: נחל צבוע-נחל רביבים, נ.צ. 1369/0479 (איורים  
6-ב' ואיור 7)**

תצורת שבטה נחשפת בערוץ הנחל כמשטח dip-slope. בפני המשטח מובחנים  
חללים גליליים עם קירות אנכיים חלקים. בורות אלה הינם המשכם התחתון של

את אותן "אבנים" בכל עובייה. במקום אחד, בגג הפצלים, יוצרות האבנים שכבה דקה רציפה המלוכדת על ידי קלציט ספאריטי. בדרך כלל הן פזורות בדלילות, "צפות" בתוך המאסה החרסיתית, שלה מבנה גושי. הפצלים עשויים בעיקר פליגורסקיט (50-60%) ואיליט/סמקטיט (30%) במקטע החרסית, ומכילים גרגרי קוורץ דקים ושברי גיר במקטעים הגסים יותר. גבישי גבס וקלציט גדולים הם תופעה משנית של היווצרות בפני השטח.

שכבת הפצלים נעלמת מן העין במחשופים כלפי צפון ומזרח, ומוותרת רק מדרגה קטנה בנוף. כלפי דרום אין מחשופים ולכן קשה לדעת אם ההתעבות המקומית היא בעלת מבנה עדשתי או רצועתי. היחידה הקלסטית מונחת כאן על פרט נצר I מצורר בעובי של כ- 4 מ'. שכבת הפצלים מפורשת כפליאוסול שבתוכו נותרו שברי גיר רזידואלי (= אבנים) מאופק C של פרופיל הקרקע. באופק החרסית של הקרקע (B) גרמו תהליכי ייבוש והרטבה לתנועת האבנים בתוך המאסה החרסיתית. בדרך כלל, ניתן להבחין באבנים בחלק התחתון של המאסה החרסיתית. יתכן וכאן, מעידה ההתעבות המקומית והתפוצה של האבנים בכל החתך על סחיפה והערמות של קרקעות מן השוליים אל מרכזו של שקע נמוך יותר. יחד עם זאת, ברור מאחידות הצורה והצבע של שברי הגיר, שכאן בית היוצר של התופעה, ואין זה קונגלומרט. התנועה המרבית של האבנים היתה מספר מטרים עד עשרות מטרים.

מעל היחידה הקלסטית מונח כאן גיר לווחי - חרסיתי בעובי מספר סנטימטרים, ומעליו שכבת גיר בעובי של כ- 20 ס"מ, המכילה ליתוקלסטים דקים, גרגרי קוורץ, ומעט חלוקים שחורים. מעל שכבה זו נמשך הרצף האופייני של גירים הבונים את פרט נצר III. שכבה זו, עם הליתוקלסטים, מעידה על כך שבזמן שבחלק מהשטח שררו תנאים ימיים - לגונריים, הרי שבחלקים אחרים, מורמים מעט, נותרו מחשופים שמהם נסחפו חלוקים אל הים. סביר להניח ששכבה זו היא המקבילה של קונגלומרט נחל נקרות.

היחידה הקלסטית שבה ומופיעה בצורה בולטת בחלק המרכזי של קמר חלוקים באזור נחל הרועה וצפונה באזור נחל בוקר. הביטוי שלה בנוף הוא של תבליט שלילי וצבע בהיר לעומת הסביבה (איור 6-א').

### **תחנה 3: קמר ירוחם, כביש צומת ירוחם - צומת הנגב, נ.צ. 1399/0467**

בקיר הדרומי של חתך הכביש נחשפים חלקי בורות קרסטיים בתוך החלק התחתון של פרט נצר I. הבורות הם חלק מתופעות הקרסט הטורוני שיוצגו בפרוט בתחנות הבאות. היחידה הקלסטית עצמה אינה נחשפת בתחנה זו, אך אופק גיר 'האפונים', שמקומו בחתך כמספר מטרים מתחתיה, מופיע כאן בצורה מפותחת.

המיוחד לתחנה זו היא הופעה של תרכיזי צור היוצרים מעין 'הילה' (halo), עד מרחק של מספר עשרות ס"מ מסביב לבורות החול. הופעה זו מעידה כי חלק

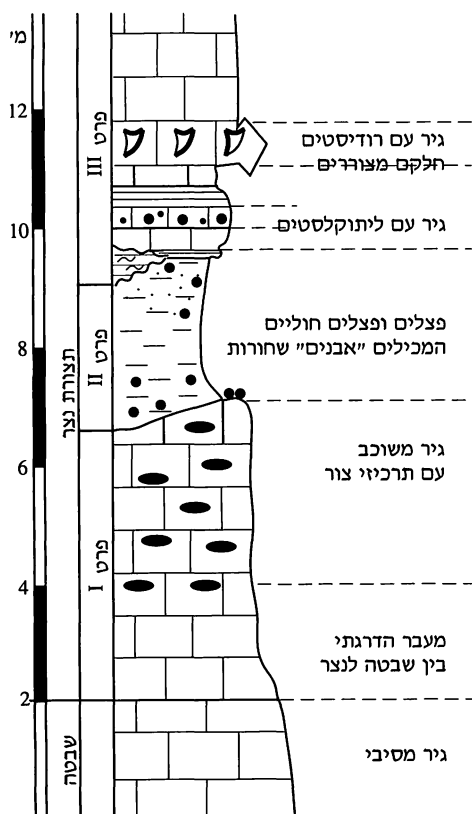


## תחנה 2: דרום קמר חלוקים, נ.צ. 12535/02930

באזור זה מתגלה המוצא של החלוקים השחורים המרכיבים חלק מהקונגלומרט של נחל נקרות.

המונח 'חלוקים שחורים' ('Black Pebbles') מציין ליתוקלסטים קרבונטיים שאינם במקומם, עם צביעה חודרנית אפורה כהה עד שחורה, כשהפציאס שלהם דומה או קשור לפציאס המארח. חלוקים שחורים ידועים כקשורים לחשיפה יבשתית ולתהליכים פדוגניים. הצבע השחור נגרם מספיגה וקיבוע (על ידי גיבוש מחדש) של חומר אורגני בתוך הגיר. השחרת החומר האורגני מתרחשת בתהליכי פירוק של חומר אורגני (שמקורו באצות וצמחי יבשה) בתנאים אלקליניים, או בשרפה של צמחי יבשה (Strasser, 1984; Shinn & Lidz, 1988).

נקודת המוצא לתצפית בתחנה זו היא משטח על פני אוכף מורפולוגי המכוסה באבנים שחורות בגודל אחיד של 2-4 ס"מ. על המדרונות המתונים שלצידי האוכף ניתן להבחין בשכבת פצלים בהירים בעובי כ- 3 מ', היא היחידה הקלסטית, המכילה

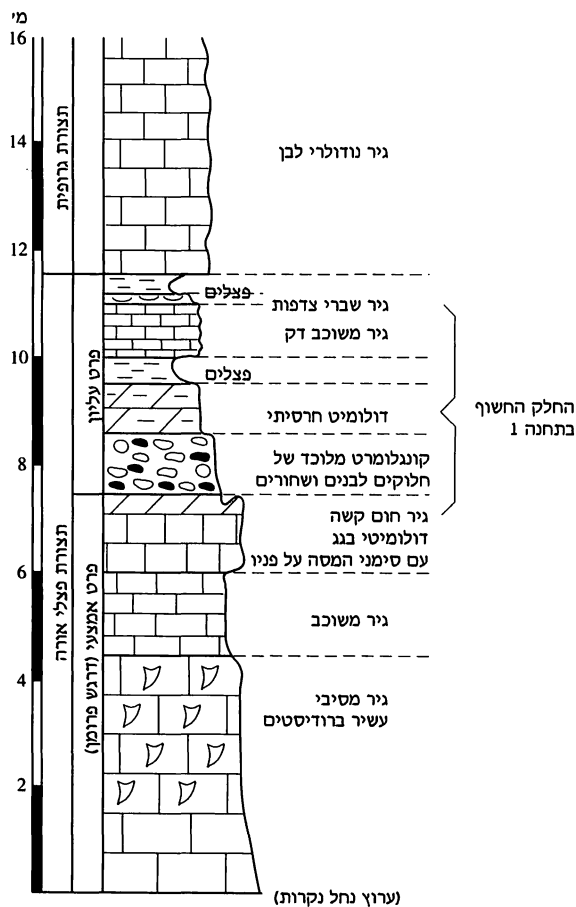


איור 5. חתך עמודי כולל (מתצפיות בכמה מחשופים סמוכים) בדרום קמר חלוקים.

לגוונים שונים של חום ואפור. נחלים הובילו את תוצרי בליית פני השטח, כולל גיר נצר בהיר רגיל, מן הסביבה הקרובה שמצפון לרמון והריבדו אותם במעורב (salt and pepper look) בסביבה חופית.

גיל החתך נקבע באמצעות אמוניטים. במחשופים אחדים באזור הרמון נמצאו אמוניטים מאזור T6b מתחת לדרגש פרומן. גילו של אזור אמוניטים זה הוא תחילת טורון תיכון. מכאן שהחשיפה והרבדת הקונגלומרט ארעו כאן במהלך הטורון התיכון.

חתך זה הוא, אם כן, כלאיים של הפציאס הדרומי עם הפציאס הצפוני. המשמעות היא שבמהלך ההרבדה הטורונית הימית היה גם אזור הרמון חשוף לתקופה קצרה שאחריה עלו פני הים וקו החוף (הקונגלומרט) נדד מדרום לצפון, כשבעקבותיו הושקעו הסדימנטים הימיים האופייניים.



איור 4. חתך עמודי בנחל נקרות, מזרחית לתחנה 1, מן העבר השני של האפיק. המחשוף של תחנה 1 כולל רק את החלק המסומן.

העליון של פצלי אורה במופע טיפוס, אם כי מצומצם בעובי. חתך זה מפורש כביטוי לחשיפה ולהיווצרות פרופיל של קרקע רזידואלית (פציאס צפוני) עם ONLAP של פצלים ימיים (פציאס דרומי). מחשוף זה מצוי בשטח אש פעיל ולא ניתן לבקר בו.

## סטיולויטים

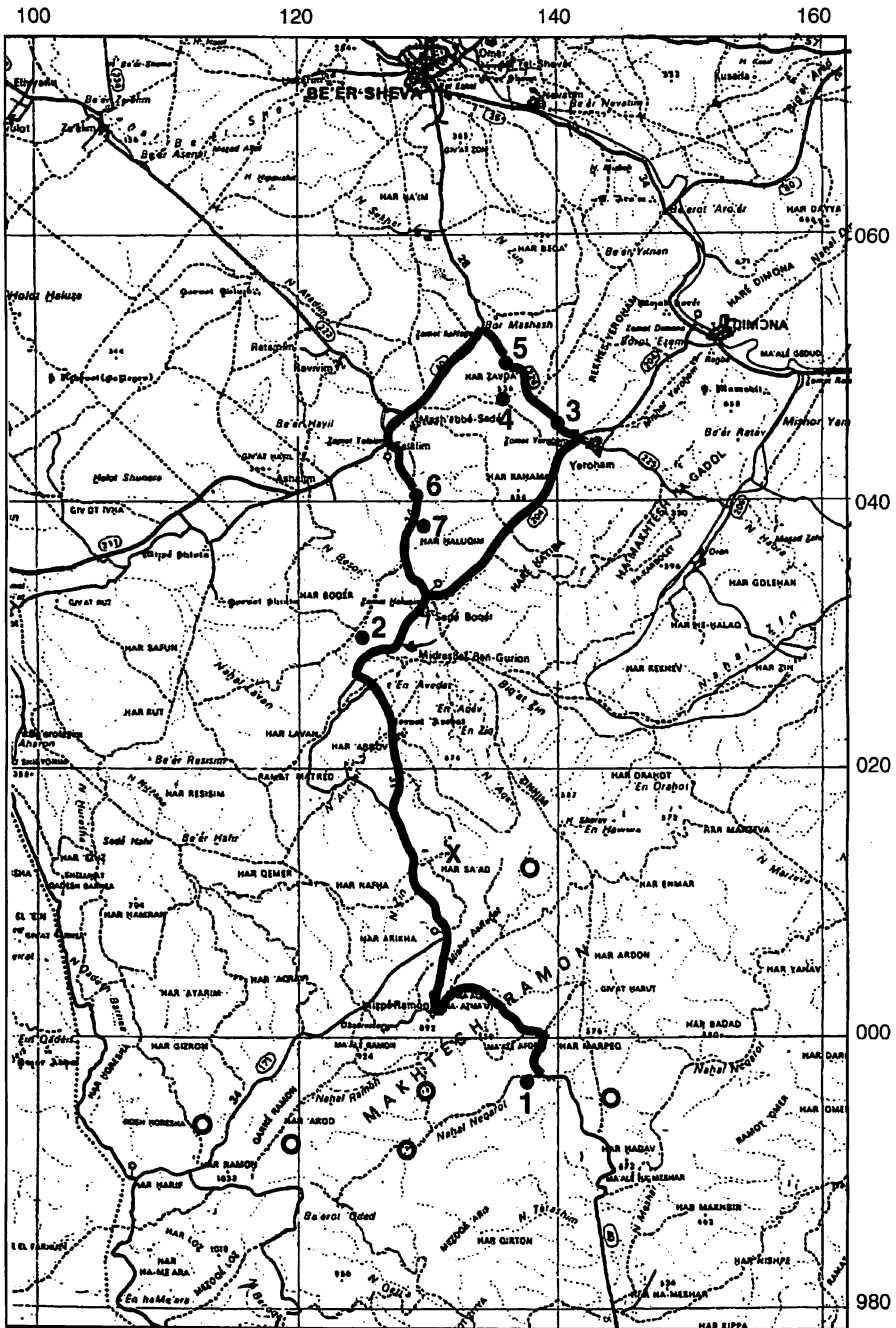
סטיולויטים סדימנטריים שכיחים מאד בתצורת נצר, ומופיעים מתחת ומעל היחידה הקלסטית. סטיולויטים אלה מופיעים כמישורים מחוספסים, המורכבים מעמודונים ושקעים, שכיוונם השולט הוא בניצב לשכבתיות. מישורי הסטיולויטים מקבילים בקירוב לשכבתיות, ובמקרים רבים אף מגדירים את מישורי השכבות.

סטיולויטים מהווים ביטוי לתופעות המסה ודחיסה, ובספרות מקובל להתייחס אליהם כאל תוצאה של המסה בלחץ, בעומק קבורה רב, וזמן רב לאחר הצטברות הסדימנטים הכוללים אותם. בעקבות מחקר מקיף בסטיולויטים הטורוניים בארץ (גרוזמן, 1997) התברר כי תיאוריה זו אינה תקפה לגביהם. חלק מן העדויות לכך הן: (1) עובי החתך מעל השכבות הטורוניות הוא קטן יחסית, ובמקומות אינו עולה על 150-200 מטר. (2) מישורי הסטיולויטים מגיעים עד שולי הבורות הקרסטיים ללא כל הפרעה. נראה איפוא שהסטיולויטים היו קיימים כבר לפני השקעת היחידה הקלסטית והתופעות הקרסטיות שליוו אותה.

מכל אלה מתקבלת המסקנה כי תהליך הסטיולויטיזציה בסלעים הטורוניים בארץ התפתח בעומק קבורה רדוד ובשלב דיאגנטי מוקדם יחסית. נראה איפוא כי תהליך ההמסה לא נגרם בעקבות לחץ, ומוצע בזאת כי פרוק בקטריאלי של חומר אורגני היה אחראי לכך.

## תחנה 1: נחל נקרות, נ.צ. 13905/99725

במחשוף נחל נקרות בנוי החלק העליון של דרגש פרומן מדולומיט חום בהיר ועל פניו סימנים בולטים של המסה. על דרגש זה מונחת שכבת קונגלומרט קשה, המלוכד על ידי קלציט, בעובי של כ- 1 מ'. הקונגלומרט בנוי מחלוקי גיר מזוותים ולא ממוינים בצבעים שונים, שבולט בהם במיוחד הצבע השחור. חתך זה תואר לראשונה על ידי פרוינד (1962), שגם השווה אותו לקונגלומרט טורוני דומה בשני מחשופים בגליל. מעל הקונגלומרט מופיעות שכבות של דולומיט חרסיתי, פצלים ירקרקים, גיר משוכב דק, ואופק דק של שברי צדפות (*ostrea*). הפצלים ואופק הצדפות אופייניים לפרט העליון של פצלי אורה, אולם הופעת הקונגלומרט בתצורה זו מוגבלת לאזור הרמון בלבד (איור 3). הקונגלומרט מעיד על הימצאות בו-זמנית של יבשה שממנה הוא נגזר ועל הובלה קצרה מכדי לעגל את חלוקי הגיר. מחשופים נוספים של פרט זה שייסקרו בסיום, ומחקר על היחידה הקלסטית ברחבי הארץ בכלל, מלמדים שהקונגלומרט הוא חלק מן היחידה הקלסטית, ושמקור החלוקים השחורים הוא בבליה של קרקעות טורוניות המכילות שברי גיר שעבר הכהייה



איור 3. מסלול הסיור. עיגולים מלאים - מיקום תחנות הסיור. עיגולים פתוחים - מחשופים עם קונגלומרט מעל דרגש פרומן בחתך של פצלי אורה. X - מחשוף הר סעד.

**בפצלים** התחתונים (בחתכים אחדים מופיעה שכבת פצלים גם מעל אבן החול) מופיעות עדויות רבות ומגוונות לתהליכים פדוגניים. תצבירי קלציט נפוצים בדרגות שונות של התפתחות, כאשר הדרגה המרבית היא בשכבת גיר פדוגני נוקשה (קלקריט) המחליפה את שכבת הפצלים במלואה. הצטברות של סיליקה פדוגנית נמצאה אף היא כתצבירים באותו קלקריט מפותח או אף כשכבה דקה רציפה (סילקריט).

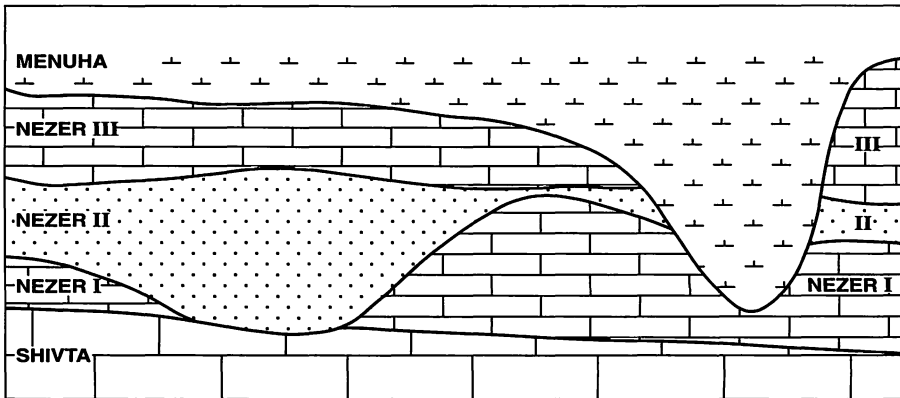
**אבני החול** דומות בהופעתן לאבני חול נוביות מן הקרטיקון התחתון. צבעיהן משתנים מלבנבן, ירקרק, צהוב, אדום, ועד לסגול כהה. אבני חול אלה חסרות סטרוקטורות סדימנטריות כלשהן, ולא נמצאו בהן מאובנים, חומר אורגני או מינרלים קרבונטיים. התפלגות גודל הגרגר של המקטע החולי כמעט ואינה משתנה באותו חתך, וממחשוף למחשוף ברחבי הנגב הצפוני. לעומת זאת תכולת המקטע החרסיתי משתנה מאד ורווחים שינויים אנכיים ואופקיים בטווח קצר בהרכבים של אבן חול חרסיתית ושל פצלים חוליים.

**הקונגלומרטים** מכילים חלוקי גיר מזוותים שונים, כולל שחורים. נפוצים בהם גרגרי חול, ובגבעות כבודה נמהלים החלוקים בחלק העליון של אבן החול. בקמר חתירה מתפתח בקונגלומרט שיכוב מדורג, עם גודל גרגר הקטן כלפי למעלה. ישנם מחשופים בהם גודל החלוקים קטן, כמספר מילימטרים, זהסלע מוגדר כמיקרוקונגלומרט. המיקרוקונגלומרט מלוכד על ידי קלציט ספריטי וניכר בו שיכוב צולב. העדר מוחלט של מאובנים ועדויות נוספות מצביעים על כך שסדימנט זה הוא נחלי ולא חופי.

**החואר הדולומיטי** המכיל חרסיות, קלציט, ודולומיט בכמויות דומות, נראה בשטח כחלק אינטגרלי של היחידה הקלסטית היוצרת מופע רך בנוף ותבליט שלילי. במקומו יכולים להופיע דולומיט חרסיתי או גיר חרסיתי. מבחינה גנטית אלו אינם סדימנטים יבשתיים והם מהווים שכבת מעבר לגירים הימיים של הפרט העליון.

בשל מוצאה היבשתי הוגדרה היחידה הקלסטית כשייכת לפציאס הצפוני. על סמך עדויות ושיקולים שונים ניתן להקביל את הפרט העליון של פצלי אורה, בחלקו, ליחידה הקלסטית. בבסיס הפרט העליון מצויה במקומות אחדים אבן חול המתחלפת לטרלית לגבס. אבן חול זו שונה בתכונות אחדות מזו של היחידה הקלסטית, וסביבות ההרבדה המיוחסות לה הן לגונה או סבחה. באזור הרמון ניכרת על פני גג הפרט האמצעי של פצלי אורה (ה"דרגש של פרומן") המסה המעידה על חשיפה. אלא שמעל לדרגש מופיעים סדימנטים ימיים. במספר מחשופים מונח על דרגש פרומן קונגלומרט רבגוני מלוכד בקלציט שאף הוא, ככל הנראה, ימי. משמעות תופעות אלה היא שאזור הרמון היה אזור מעבר. הוא נחשף לאמן קצר יותר ורק מעט מהתופעות היבשתיות הותירו בו חותם.

החשיפה הדרומית ביותר של היחידה הקלסטית נמצאת בהר סעד (נ.צ. 13485/01370), יחד עם החשיפה הצפונית ביותר של פצלי אורה: על פני גיר כהה ובלוי לכדי מראה דמוי-ברקציה עם חרסית בהירה הממלאת סדקים, מונח הפרט



איור 2. תאור סכמטי של יחסי השדה של היחידות הטורוניות בנגב הצפוני.

בעקבות החשיפה החלה המסה בפני השטח שהותירה קרקע שאריתית. ניתן להבחין בגיר שמתחת ליחידה הקלסטית בסדקי המסה ובחללים, גם אופקיים, בקנה מידה של עד כ-1 מ'. במחשופים שבהם נסחפה היחידה הקלסטית מעל הגיר מתגלה מראה אופייני של כיסוי פני השטח בשברי גיר בלוי. ישנם מקומות בהם החלק העליון של הגיר בלויים ובעלי מראה של ברקציה או קונגלומרט.

בנקודות חולשה חלה במקומות מסוימים המסה מהירה יותר כלפי מטה שיצרה חללים מאורכים. חללים אלה (בורות), בעלי מבנה גלילי, מגיעים בנגב הצפוני לעומק של כ-20 מ' מפני השטח (גג פרט נצ' I). זהו ביטוי המרבי של הפעילות הקרסטית. התופעה דועכת כלפי צפון, עם בורות בעומק של עד כ-7 מ' באזור ירושלים ועד להעלמות בגליל.

המבנה הגלילי מושג בעיקר בתוך תצורת שבטה כנראה כתוצאה מההומוגניות שלה: שיכוב גס וליתולוגיה אחידה. ביטויי המסה ניכרים אלו מעידים על אקלים לח למדי, לפחות ים תיכוני. יש להניח שבשלב זה מולאו החללים, חלקית לפחות, בקרקע הנלווית ורק אחר כך נשטף המילוי המקורי והוחלף על ידי החול.

## היחידה הקלסטית

עובייה של היחידה הקלסטית הוא מסנטימטרים ספורים ועד ליותר מ-10 מ'. כשעובייה מעל כ-2 מ' היא נחשפת בצורה שניתן לזהותה, אך כשעובייה דק מזה היא נוטה להתכסות בשפכים ורק מדרגה מתונה בנוף מצביעה על קיומה. במקרה כזה מתגלה הליתולוגיה שלה רק בחשיפה מלאכותית.

הסדימנטים היבשתיים בנויים מאחד או יותר מארבעה מרכיבים ליתולוגיים שהם, לפי סדר הופעתם בחתך: פצלים; אבן חול מטיפוס נובי; קונגלומרט/מיקרוקונגלומרט; חואר דולומיטי.

## סטרטיגרפיה

שינויי פציאס תכופים ובטווחים קצרים ברצף הסלעים הטורוני בארץ הביא למגוון הגדרות של יחידות סטרטיגרפיות. הרצף של דרום הארץ, מאזור הרמון ודרומה, כולל את התצורות פצלי אורה וגרופית. אלו הן תצורות הפציאס הדרומי. בנגב הצפוני התצורות המקבילות הן דרורים, שבטה, ונצר; מאזור יהודה ועד לגבול לבנון מוגדרת תצורה אחת, תצורת בעינה, ברצף הטורוני. בגליל ובכרמל מוגדרות תצורות נוספות בעלות תפוצה מקומית. בתת-הקרקע במערב, וברצועה חשופה בכרמל, מצויה תצורת דליה החוארית המגדירה את הפציאס המערבי. ההקבלה בין התצורות, גילן, ומיקומה של היחידה הקלסטית, מוצגים באיור 1.

בנגב הצפוני מהווה היחידה הקלסטית חלק מתצורת נצר (איור 2). הפרט התחתון של התצורה (נצר I) בנוי מגירים שונים, כולל גיר "אפונים" וגיר לווחי. בפרט זה נפוצים תרכיזי 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 מעל תצורת שבטה. פרט נצר III בנוי מגיר משוכב, בדרך כלל סובליתוגרפי, הכולל אופקים עשירי מאובנים, בעיקר רודיסטים. כמו כן מופיעות שכבות ביניים של דלומיט חרסיתי (עם סדקי בוץ), פצלים דלומיטיים וגיר קרטוני. גם בפרט זה קיים צרור.

## הקרט

	NEGEV SOUTH	NEGEV NORTH	JUDEA
CON.	ZIHOR Fm.		
T U R O N I A N	GEROFIT Fm.	NEZER Fm.	
	Upper Mbr.	.....	.....
	Vroman Bank	SHIVTA Fm.	Detrital Lst. Mbr.
	Lower Mbr.	DERORIM Fm.	
CEN.	ORA (SHALE)		

איור 1. היחידות הסטרטיגרפיות של תקופת הטורון בישראל. הנקודות מציינות את היחידה הקלסטית.

## סיור מס' 2: האירוע היבשתי ומקור הסטילוליטים בחתך הטורוני בנגב הצפוני

עמיר סנדלר,<sup>1</sup> איתן שש,<sup>2</sup> יוליה גרוזמן<sup>2</sup>

<sup>1</sup>המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, 95501 ירושלים  
<sup>2</sup>המכון למדעי כדור הארץ, האוניברסיטה העברית, ירושלים

### 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 לארועים הבאים, לפי סדר התרחשותם: היווצרות של בליה קרסטית ובמקביל התפתחות של קרקע ריזודאלית; הרבדת חולות בנהרות רחבים, וחרסיות על משטחי ההצפה שלהם, ובמקביל התפתחות של קרקעות מטיפוס ורטיסול קאלצי על משטחי ההצפה; זרימה שטפונית בנחלים עונתיים והרבדת קונגלומרטים בנחלים ובחופים. מכלול הסלעים היבשתיים שנתרו מתקופה זו מכונה היחידה הקלסטית. ניתן לעקוב אחר יחידה זו מאזור הרמון ועד לגבול הצפון.

בחלק מן הסלעים הגיריים של הטור הטורוני בכל הארץ קיימת הופעה שכיחה של סטילוליטים מטיפוסים שונים, ובעיקר סטילוליטים סדימנטריים.

במהלך הסיור יוצגו ויידונו חלק ניכר מן התופעות הללו. בנוסף יוצגו וייבחנו: הקשר בין בורות הקרסט לבין תרכיזי צור בגיר אליו הם תודרים; הקשר בין הבורות לסטילוליטים, והשלכת קשר זה על מוצא הסטילוליטים.



- history of the Arava Rift margin. G.S.I. Current research. v-9, p. 51-58.
- Bartov, Y., Eyal, Y., Garfunkel, Z. and Steinitz, G., 1972. Late Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography of southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.* 21: 69-97.
- Bartov, Y. and Garfunkel, Z., 1980. Relations between clastic sediments and tectonic history of the Karkom graben. *Isr. Geol. Soc., Ann. Meet. Ophira, Abst.*, p. 4-5.
- Bartov, Y. and Garfunkel, Z., 1985. Field trip to the Karkom graben. *Isr. Geol. Soc., Ann. Meet. Yotvata*, p. 152-153.
- Bentor, Y.K. and Vroman, Y., 1957. The Geological Map of Israel, 1:100,000 Sheet 19: Arava Valley, with explanatory notes. *Isr. Geol. Surv., Jerusalem*, 66p.
- Garfunkel, Z., 1978. The Negev - regional synthesis of Sedimentary basins. *Int. Assoc. of Sediment. (IAS) Tenth Int. Congr. Sediment. Part I: Precongress, Israel*. p. 35-110.
- Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky tranform in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80: 81-108.
- Garfunkel, Z. and Horowitz, A., 1966. The Upper Tertiary and Quaternary morphology of the Negev, Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, 15: 101-117.
- Ginat, H., Zilberman, Z. and Rosenfeld, A., 1996. New finding of Early Pleistocene lake deposits in Nahal Zihor, Southern Negev. *G.S.I. Current research v- 10* p. 55-61.
- Seismological Bulletin of Israel, 1900-1995, The Geophysical Institute of Israel.
- Shahar, Y., Reiss, Z., and Gerry, E., 1966. A new outcrop of marine Neogene in the Negev. *Isr. J. Earth Sci*, 15: 82-84.
- Steinitz, G. and Bartov, Y., 1991. The Miocene - Pliocene history of the Dead Sea segment of the Rift in light of K-Ar ages of basalts. *Isr. J. Earth Sci*, 40: 199-208.
- Zak, I. and Freund, R., 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, 80: 27-36.
- Zilberman, E., 1985. The geology of the central Sinai-Negev Shear Zone, central Negev Part C: The Paran Lineament. *Isr. Geol. Surv., Rep. GSI/38/85*.
- Zilberman, E., Baer, G., Avni, Y., and Feigin, D. 1996. Pliocene fluvial systems and tectonics in the central Negev, Southern Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, 45: 113-126.

במקביל נותק אגן המישר מהמערכת ההדרוגרפית שהינה אותו מדרום וממערב באמצעות נחל פארן ונחל ערוד (איור 16). ההטיה למזרח של אגן המישר עצמו גרמה להסטה למזרח של אפיק נחל מישר (יורשו של נחל פארן-נקרות המנותק) בהשוואה למיקום אפיק נחל פארן נקרות, בשיעור של 2-3 ק"מ.

## **תחנה 9: תצפית על קו ברק משוליו המזרחיים של הר כיפה: נ.צ. (1543/9784)**

מן התצפית צופים בשבר ברק היוצר מתלול טופוגרפי בולט בין הר כיפה ורמת ברק. לאורך הקו נמצאו מחשופים של תצורת הערבה המאפשרים שיחזור של מספר אפיקים קדומים שניקזו את השוליים המערביים של הערבה למערב, אל אפיק נחל פארן-נקרות (אבני, 1997; קרץ, 1997). העדר הסטה אופקית של אפיקים אלה מהווה הוכחה לכך שקו ברק הנו שבר נורמלי תלול, וכי למרות שכיוונו תת-מקביל לכיוונו של טרנספורם ים המלח המצוי במרכז הערבה, אין לאורכו הסטה אופקית ברת מדידה.

### **ביבליוגרפיה**

אבני, י., 1989. הגיאולוגיה, הפלאוגיאוגרפיה והתפתחות הנוף של מערב קמר רמון ו"הר הנגב הגבוה". עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

אבני, י., 1997. ההתפתחות הגיאולוגית של הנגב הדרומי והמרכזי כעדות להתפתחות שולי טרנספורם ים המלח בסוף הנאוגן וברביעון. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

בר, ג., 1981. הגיאולוגיה של קמר עריף-בתור, אזור מעלה המישר. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

ברטוב, י., 1974. השברים ומבני הכיפות של מרכז סיני, בעיות סטרוקטורליות ופלאו-גיאוגרפיות. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

גינת, ח., 1989. הגיאולוגיה והגיאומורפולוגיה של אזור יוטבתה. עבודת גמר, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

גינת, ח., 1997. הפלאוגיאוגרפיה ושלבי התפתחות הנוף באגני הנחלים חיון וציחור. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

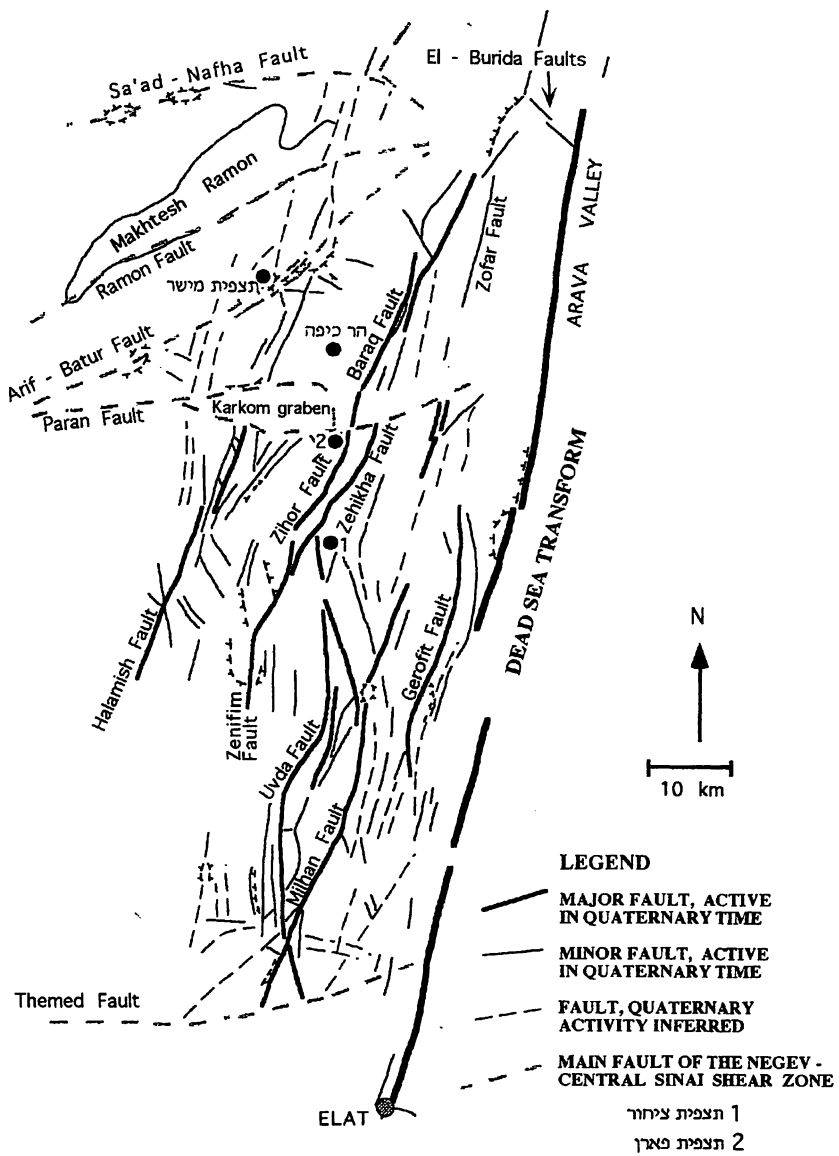
גינת, ח., וסרגוסטי, ע., 1996. ממצאים מתקופת האבן הקדומה ותרומתם להבנת גיל המשקעים הפלייסטוקניים בנחל ציחור, הנגב הדרומי. החברה הגיאולוגית הישראלית, הכנס השנתי, עמ' 23.

גרפונקל, צ., 1970. הטקטוניקה של השוליים המערביים של הערבה הדרומית. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

זילברמן, ע., 1989. התפתחות הנוף בנגב במרכזי, הצפוני והצפון-מערבי בנאוגן ובקוורטר. עבודת דוקטור, האוניברסיטה העברית, ירושלים.

קרץ, צ., 1997. הגיאולוגיה של צפון פארן. המכון הגיאולוגי, דו"ח GSI/23/97.

Avni, Y., Garfunkel, Z., Bartov, Y., Ginat, H., 1994. Pleistocene fault system in the central and southern Negev and its implications for the tectonic and geomorphologic



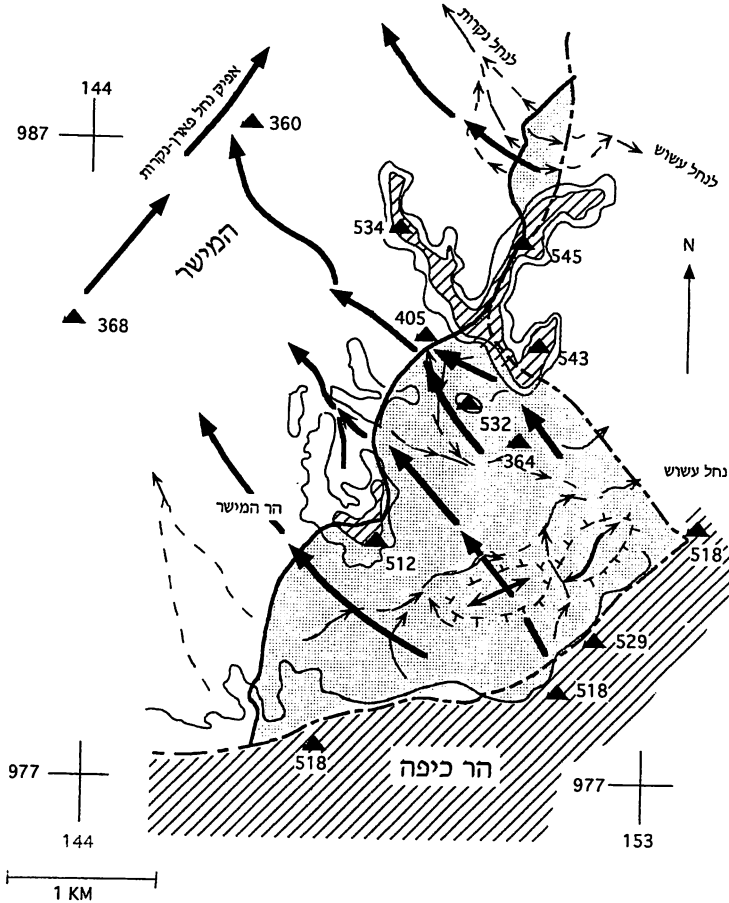
איור 20: מערכת השבירה הפליו-פלייסטוקנית בשוליו המערביים של טרנספורם ים המלח ותחנות הסיוור.

המים והסחף שלהם על ידי התחרות נחל עשור (איור 19). האפיקים המנותקים נותרו כעמקים נטושים ברכס הרי המישר הנראה לצפון מערב.

הארוזיה הפועלת בשוליו המזרחיים של המישר נגרמה על ידי ההטיה והשבירה למזרח של הנגב המזרחי שעיקרה התרחש אחרי השקעת תצורת הערבה בפליוקן או בתחילת הפלייסטוקן (איור 20). נחל עשור התפתח בשלב זה בהתאמה לשיפועים המורפוטקטוניים החדשים כשהוא מנתק את תוואי הניקוז של תצורת הערבה.

## תחנה 8: תצפית מהר כיפה על התגובה הארוזיבית לדפורמציה הטקטונית במזרח המישר (נ.צ. 1524/9800).

בתצפית מראש המצוק רואים את האפיקים העליונים של נחל עשור הנוגסים בנוף הרי המישר הבנויים מתצורת טאקיה ומסלעי תבורת עבדת. מספר אפיקים קדומים, שהובילו את תצורת הערבה משולי הר כיפה אל אגן המישר, נותקו ממקורות



- |   |  |                           |  |
|---|--|---------------------------|--|
| שטחים שנגרעו מאגן הניקוז של נחל פארן-נקרות אחרי השקעת תצורת הערבה |  | מקרא:                     |  |
| מישור גידוע פרה-מיוקני  |  | קוי מתאר טופוגרפיים       |  |
| נקודת גובה 529  |  | ניקוז נכחי                |  |
|   |  | כיווני ניקוז בתצורת הערבה |  |
|   |  | פרשת מים נוכחית           |  |
|   |  | פרשת מים בזמן תצורת הערבה |  |

איור 19: שינויי ניקוז במזרח אגן המישר.

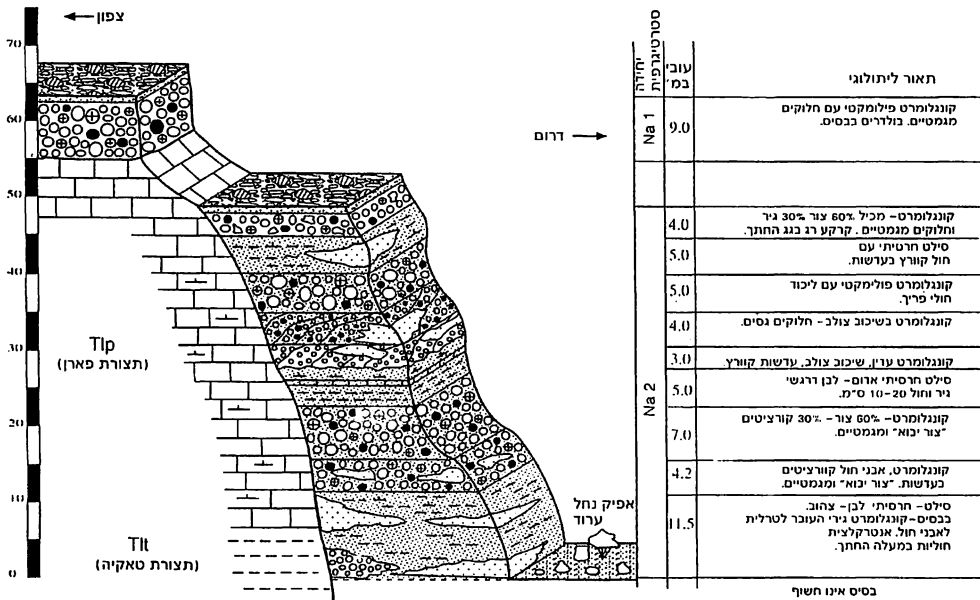
## תחנה 7: המעבר מאגן כרכום למישר (נ.צ. 1414/9776)

התחנה ממוקמת הראש מתלול הצופה על נחל ערוך, על גבי חתך של תצורת הערבה היוצרת תעלה רחבה המחברת את אגני כרכום ומישר. מקום זה התגלה על ידי Garfunkel and Horowitz (1966) אשר קבעו לראשונה את הקשר בין האגנים.

רציפות המחשופים של תצורת הערבה לאורך נחל פארן, נחל מישר ונחל נקרות והדמיון הפאציאלי שלהם הינה הוכחה לקיומו של תוואי ניקוז רצוף בין האגנים שלאורכו שקעה תצורת הערבה (ראה שחזור פלאוגיאוגרפי של תצורת הערבה, איור 2). על עובדה זו עמדו כבר Garfunkel and Horowitz (1966).

בחתך המתגלה לאורך דרך העפר נתן לראות יחידות חלוקים המונחות לחילופין עם יחידות קלסטיות דקות של אבן חול, סילט ואף עדשות של חרסית וגיר אגמי (איור 18). בחתך נפוצים מאוד חלוקים שנגזרו מסלעים מגמטיים, המהוים כ-10 - 15 אחוז מכלל החלוקים. התעלה הובילה צפונה אל המישר בזמן השקעת פרט כונתילה לאורך מערכת הניקוז הקדומה. בשלב זה התנקז נחל ערוך אל המישר.

גג חתך תצורת הערבה גדוע על ידי קונגלומרט של תצורת צחיחה שהובל לאזור על ידי נחל ערוך בשלב שבו שינה את כיוון ניקוזו אל אגן כרכום, אך טרם התחתר אפיקו הנוכחי.



איור 18: חתך בנחל ערוך (נ.צ. 1414/9783) במעבר מאגן כרכום לאגן המישר.

הפרט מורכב משכבות קלסטיות דקות של אבני חול, סילט וחרסית, המתאצבעות עם אופקי קונגלומרט הכוללים חלוקים ממוינים ומעוגלים. הפרט הושקע לאורך אותם תוואי ניקוז שהתקמו בזמן השקעת פרט שגיא, בתוך תעלות שעומקן עשרות מטרים שנוצרו על ידי התחתרות האפיקים במשטחי החלוקים של פרט שגיא. עובי פרט כונתילה מגיע ליותר מ- 100 מ'.

בפרט מופיעים שני פאציאסים עיקריים:

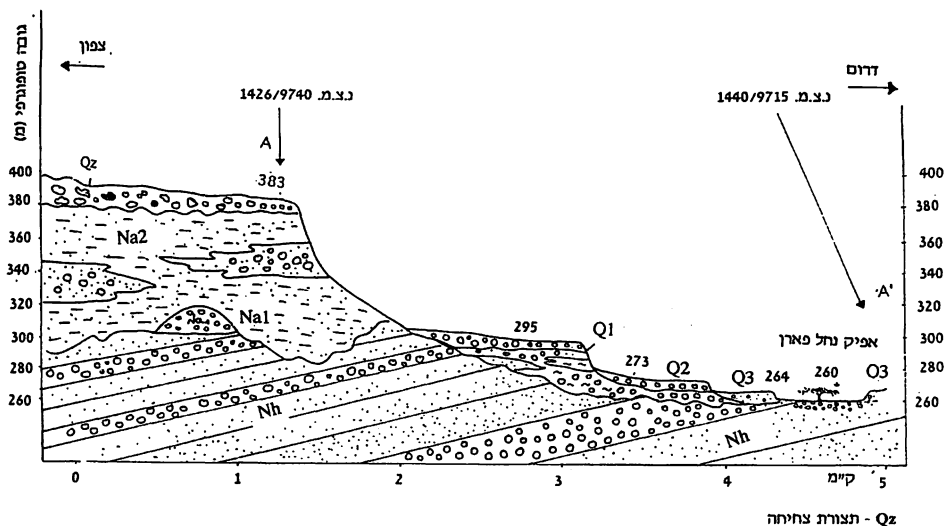
- א. פאציאס פלוביאלי
- ב. פאציאס אגמי

החתכים בפאציאס הפלוביאלי מורכבים מחילופין של שכבות קונגלומרט (עד בולדר קונגלומרט) עם שכבות של אבני חול, סילט וחרסית שנפוצות בהן סטרוקטורות סדימנטריות כמו שיכוב צולב, גלונים, סידקי בוץ, כדורי בוץ ותעלות החתורות בסדימנטים הדקים. לאורך האפיק הראשי של נחל פארן-נקרות, הושקעו חתכים עבים ובהם שכבות קונגלומרט המכילות חלוקים במאסף דומה לזה שבפרט שגיא.

הפאציאס האגמי מורכב משכבות גיר, קירטון וחואר המגיעים לעובי של יותר מ- 35 מ'. השכבות האגמיות מכילות מאסף עשיר של מאובנים - אוסטרקודה, שיני דגים, אצות, שבלולים ושרידי פלורה. המחשופים האגמיים משתרעים על שטחים ניכרים באגנו העילי של נחל פארן, באזור אגן כרכום ובערבה, והם מתאצבעים עם הפאציאס הפלוביאלי.

בחלקו העילי של אגן נחל פארן מחשופי פרט שגיא מכוסים על ידי מחשופי פרט כונתילה, ובחלקו התחתון של אגן נחל נקרות פרט שגיא ממוקם על גבי גבעות משאר גבוהות כדי עשרות מטרים מעל למחשופי פרט כונתילה (בר, 1981; Zilberman et al., 1996). תופעה זו מתעדת פעילות טקטונית והתחתרות של מערכת הניקוז שבה שקעה תצורת הערבה בזמן שבין השקעת הפרטים.

לאחר השקעת תצורות הערבה וצחיחה התחתר נחל פארן ועיצב עמק ברוחב כמה מאות מטרים החתור כ-100-150 מ' מתחת לגג החתך של תצורת צחיחה. בתוך עמק זה הושקעו יחידות אלוביאליות צעירות במספר מפלסים מורפוסטרטיגרפיים. החתך המייצג מפלסים אלה נעשה ממערב לצומת הנחלים פארן וערוד (איור 17), מקום בו הם שמורים היטב. באזור זה ניתן להגדיר שישה מפלסים מורפוסטרטיגרפיים שונים, אשר קובצו לשלוש קבוצות ראשיות (Q1, Q2, Q3) המקבילות למפלסים שתוארו מאגן נחל חיון ונחל ציחור. הקבצתם לקבוצות מורפוסטרטיגרפיות מאפשרת זיהוי הארועים הסדימנטריים והארוזיביים העיקריים שהתרחשו לאורך מערכת הניקוז של נחל פארן בזמן יצירת העמק הנוכחי.



Qz - תצורת צחייה

איור 17: חתך סטרטיגרפי סכמטי בתצורת הערבה ויחידות צעירות באגן כרכום.

החלוקים מצופים בדרך כלל בפאטינה שחורה, פניהם מחוספסים ועליהם נראים מעין סהרונים בגודל עד ס"מ אחד שנוצרו ככל הנראה מחיכוך בין החלוקים ומגרירת החלוקים על קרקעית האפיקים. עובי החתך משתנה במחשופים קרובים בין 5-30 מ'. מאסף החלוקים משתנה בהתאם למיקום במערכת הניקוז הקדומה. המרכיבים הנפוצים ביותר הם בולדרים וחלוקים תת-מזוותים של צור מתצורת מישאש המגיעים לגודל של 1.5-2 מ', וכן חלוקים קרבונטיים שונים שניגזרו ממחשופי חבורות יהודה ועבדת. לאורך האפיק הראשי של נחל "פארן-נקרות" נפוצים חלוקים תת-מעוגלים שבנויים מסלעים מגמטיים כמו קוורץ פורפיר (נפוץ מאוד), גרניט, סלעי דייקים דולריטיים וריוליטיים, גנייס ושיסט (נדיר) וכן חלוקי קוורץ מעוגלים ("ביצי יונים") שניגזרו מאבני החול הפלאוזואיות. נפוצים גם חלוקים תת-מזוותים של קוורציט חום שמקורו בחתך תצורת סיירים החשופה במזרח סיני שבמעלה אגן הניקוז של נחל פארן (Bartov et al., 1972; ברטוב, 1974) וחלוקי "צור יבוא" שמקורם בחתך תצורת חצבה. חלוקים שנגזרו מסלעים מגמטיים מגיעים לאפיק המרכזי גם דרך היובל שניקז את הרי אדום (ראה תחנה 2), וכן באמצעות נחל נקרות עליון, שניקז את מכתש רמון, והביא עימו חלוקים מבזלת, אבני חול וסלעים מגמטיים שמקורם במחדרים ובדייקים. חלוקי הבזלת בולטים במיוחד באזור מוצא נחל נקרות אל הערבה. החלוקים ה"אקזוטיים" מהווים עד כ- 15-20% מכלל המאסף של האפיק המרכזי. הבולדרים בגודל 1.5-2 מ' של צור תצורת מישאש, שהוסעו למרחק קילומטרים אחדים מלמדים על עוצמות הסחיפה שהתקיימו בזמן השקעתו של פרט שגיא.

## 2. פרט כונתילה (סימנו: Na 2)

הפרט מונח באי התאמה ארוזיבית מעל לפרט שגיא. שמו של פרט כונתילה נגזר מהישוב כונתילה שבמזרח סיני, שבסביבתו אותר שטח גדול שבו חשופים משקעים

תצורת צחיחה באגן כרכום כוללת יחידת קונגלומרט בעובי 16-30 מ' המונחת באי התאמה ארוזיבית וזויתית מעל לחתך של תצורת הערבה. במחקרים קודמים (Bartov and Garfunkel, 1980; 1985; Zilberman, 1985) לא הופרדה יחידה זו מחתך קונגלומרט הערבה.

השקעת תצורת צחיחה באי התאמה על גבי חתך תצורת הערבה מעידה על ארוע טקטוני וארוזיבי (שהינו בעל השתרעות רגיונלית, ראה להלן תחנה 8) שהתרחש לאחר השקעת תצורת הערבה וגרם לגידוע חלקו העליון של חתך תצורת הערבה. במרכז אגן כרכום מונחת תצורת צחיחה באי התאמה ארוזיבית וזויתית על גבי חתך גדוע של פרט כונתילה בפאציאס פארן-נקרות, המכיל מאסף עשיר של חלוקים מגמטיים. בעוד שכיוון הניקוז של תצורת הערבה באגן כרכום היה מדרום-מערב לצפון, אל אגן המישר, מראים כיווני החלוקים ושיפוע תצורת צחיחה על זרימה למזרח, בניצב לכיוון הניקוז הקדום, לעבר מוצאו הנוכחי של נחל פארן מתחום אגן כרכום (איור 16). שינוי זה מבטא את תגובת מערכת הניקוז לדפורמציה הטקטונית והתפתחות מערכת ניקוז חדשה בהתאם לתכתיבים המורפוטקטוניים החדשים. בשלב הראשון לא התחתרה מערכת הניקוז החדשה לעומק רב, ולכן הושקעו הסדימנטים הפלוביאטילים ישירות על גבי תצורת הערבה לאחר גידוע מתון של חלקה העליון. מאוחר יותר התחתרה מערכת ניקוז זו לעומק של כ- 150 מ' באגן כרכום ויצרה את תוואי הניקוז הנוכחי שבמרכזו נחל פארן היוצא מתחום גרבו כרכום ב"צוואר הבקבוק". את שלבי ההתחתרות של נחל פארן מייצגת סידרה של מפלסי קונגלומרט צעירים (ראה להלן, תחנה 6). השקעת תצורת צחיחה עוד קודם להתחתרות מיחדת אותה כיחידה סינטקטונית מוקדמת (גינת, 1997).

## **תחנה 6: חתך תצורת הערבה באגן כרכום (1426/9734) (איור 2 וכן איור 17)**

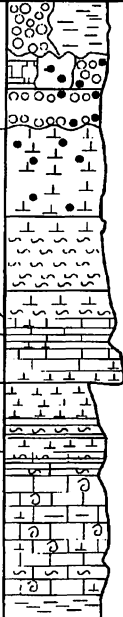
התחנה ממוקמת במרכז אגן כרכום, בגדה הצפונית של נחל פארן. במקום זה מצוי מחשוף של תצורת הערבה המונח על גבי חתך של תצורת חצבה. בניגוד לתצורת חצבה, הנטויה כ- 10-15 מעלות לדרום מערב, חתך תצורת הערבה כמעט אופקי והוא מורכב מבולדר קונגלומרט בעל חלוקים גסים המצופים בפאטינה שחורה. במבט לצפון מפסגת הגבעה נראה רכס גבעות בהירות הסוגר על המחשוף הכהה מצפון. במחשוף זה, כמו במחשופים רבים הפזורים לאורך מערכת הניקוז הקדומה, ניתן להבחין בשני פרטים שונים המשתייכים לתצורת הערבה:

### **1. פרט שגיא (סימנו: Na 1)**

הפרט קרוי על שמו של נחל שגיא הנמצא כ- 16 ק"מ מדרום מערב לאגן כרכום. זהו הפרט הקדום של תצורת הערבה המורכב מחלוקים גסים (עד כדי בולדרים) תת-מעוגלים הנתמכים אהדדי.

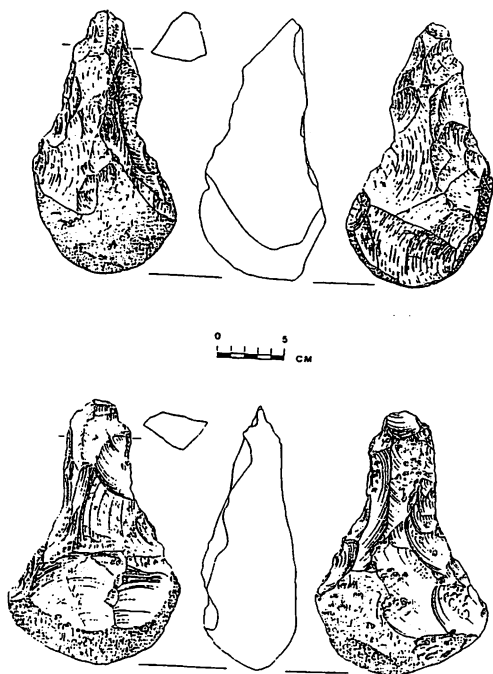




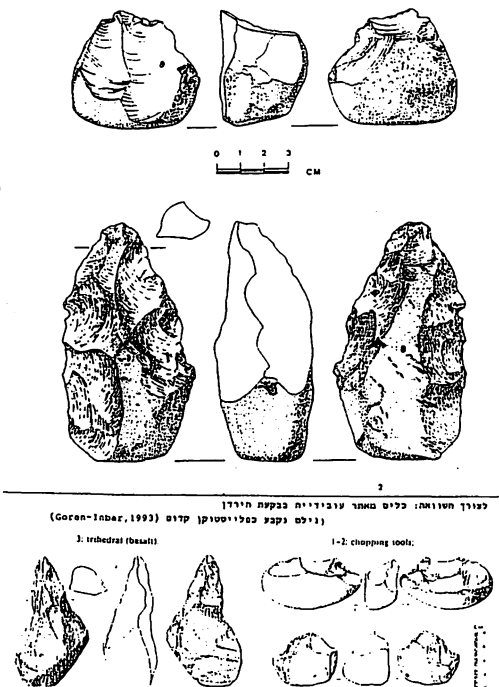
ריכוזי הממצא העיקריים	אופי הכלים המעובדים	מיקום חומרי הגלם מהם יוצרו הכלים	סוג הסלע ומאפייניו באזור נחל ציחור	מסלע	יחידות מיפוי	חברה
בכל הריכוזים	מכל הסוגים	בשולי נחל ציחור	חלקים של סלעי צור וסלעים מצוררים		משקעי קע קונולומרטים (בעמקים)	ים המלח Dead Sea
					טרודטין יחי' אדומה אלוביום באלוביום גיר אגמי	
					קונולומרט ערבה Arava cgl.	
40,10	אבני יד קטנות, מעובדות היטב	בגבעות צחיחה	צור כהה		תצורת מור ופאן Mor & Paran formations	עבדת Avedat
52	אבני יד ודקרים מנושמים	בגבעות ובשולי נחל ציחור	פוספוריט חולי מצורר		Taqiye Formation. תצורת טאקיה	Mount Scopus הר הצופים
5,7	נתזים וכלים בעיבוד (ראשוני!)	בצוקי אוביל	צור ברקציוזי, בהיר		Gha'reb Formation תצורת עירב	
40,10	אבני יד בודדות	בשוליים המערביים של נחל ציחור	צור כהה, מפוספט		Mishash Formation תצורת מישאש	
62	דקרים ואבני יד גדולות	עדשות סלע כמדורות הר צניפים	גיר מצורר		Menuha Formation תצורת מנוחה	Judca יהודה
61,86 40,10	אבני יד קטנות וכיטוניות	כמדורות הר צניפים	צור עם פטינה כהה וגוון כתום		Zihor Fm. תצורת ציחור	
					Gerofit Formation תצורת גרופית	

איור 14: חומרי גלם לייצור כלים פרהיסטוריים מתקופת האבן בנחל ציחור.

דקלים, מגיר מעורר, שנמצאו בנקודה 62, בסמוך לקו החוף המשוער של האגם



1. כלי קיפוף מעור (chopping tool)  
2. אגן ידי ימה מפורסמים חולי מעורר



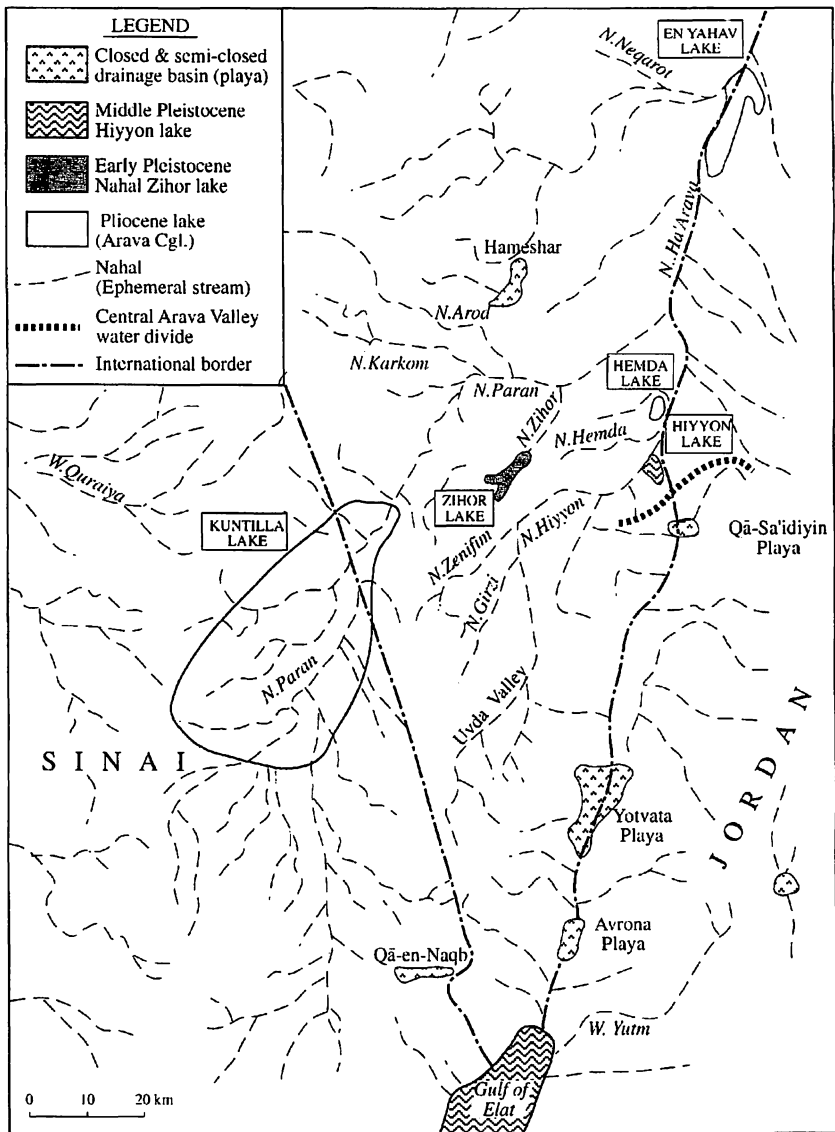
איור 13: כלים מגושמים מאזור קו החוף המשוער של אגן ציחור.

מאות אבני יד, כלי נתזים וגרעינים שנעשו בעיקר מחלוקי צור בעיבוד עדין יחסית, נמצאו על גבי טראסות נחל בשולי נחל ציחור ובעיקר על מפלס Q2. (איור 15). גובה המפלס מספר מטרים מעל האפיק הפעיל והוא מהווה שלב ביניים בהתחברות הנחל. אופיים הטיפולוגי של כלים אלו מעיד שיוצרו בפלייסטוקן התיכון בתקופה האשליית העליונה (סרגוסטי, דברים בע"פ). כלים דומים מוכרים ממערות הכרמל, מעיין ברוך, שדה בוקר ואתרים נוספים בארץ. הממצאים בנחל ציחור הם הדרומיים ביותר שנמצאו עד כה ומעידים שבמהלך הפלייסטוקן התיכון התקיים בנגב הדרומי אקלים צחיח פחות מהנוכחי שאיפשר לחברה של ציידים לקטים לחיות באזור זה.

### תחנה 5. תצפית על אגן כרכום (נ.צ. 1472/9699)

אגן כרכום הינו מבנה טקטוני מונמד שנוצר בין שני סגמנטים של שבר פארן. בתוך האגן נשמר חתך עבה של תצורת חצבה שנשבר והוטה אל תוכו (Bartov and Garfunkel, 1980 ; 1985 ; Zilberman, 1985).

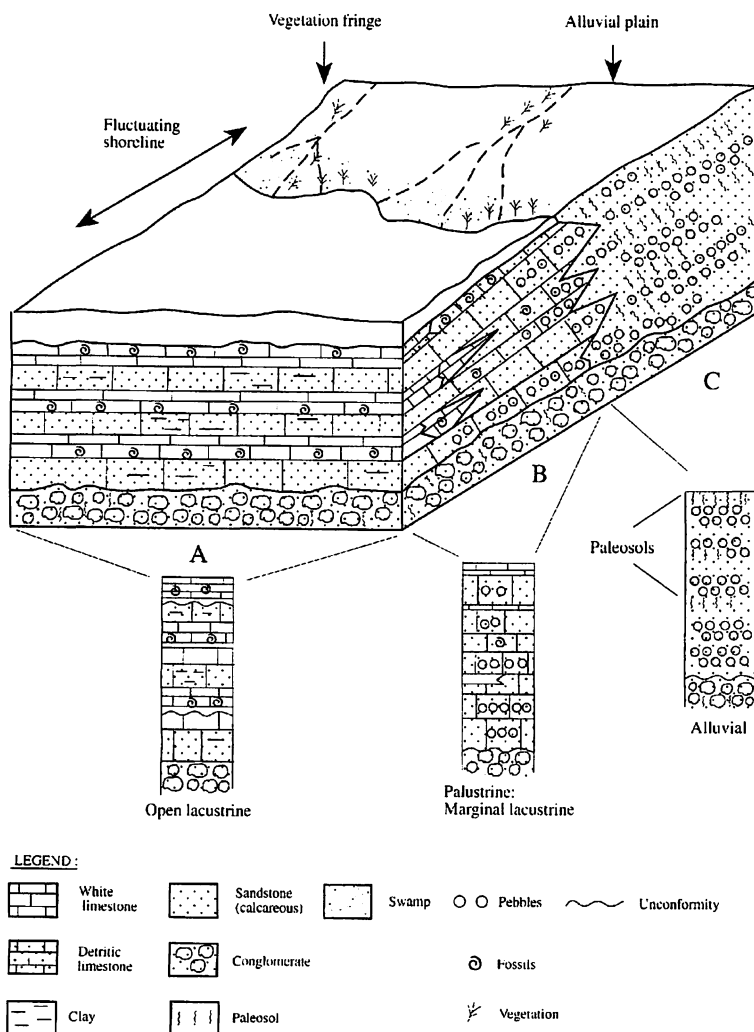
לאחר פאזת התחברות ועיצוב ראשוני של עמק נחל פארן-נקרות, החלה בתוך אגן כרכום השקעת תצורת הערבה, המגיעה, על שני פרטיה, לעובי של למעלה מ-100 מ' (ראה להלן, תחנה 6). גג החתך הנראה באגן כרכום בנוי מתצורת צחיחה (אבני, 1997).



איור 12: מפת אגמים בפלוקון ובפליסטוקן בנגב הדרומי.

הומינידים קדומים שחיו במהלך הפלייסטוקן הקדום בשולי אגם ציחור, באקלים צחיח למחצה, ונראה שהאגם היווה תחנה בנתיב התקדמותו של האדם צפונה ממזרח אפריקה בדרכו לבקעת הירדן.

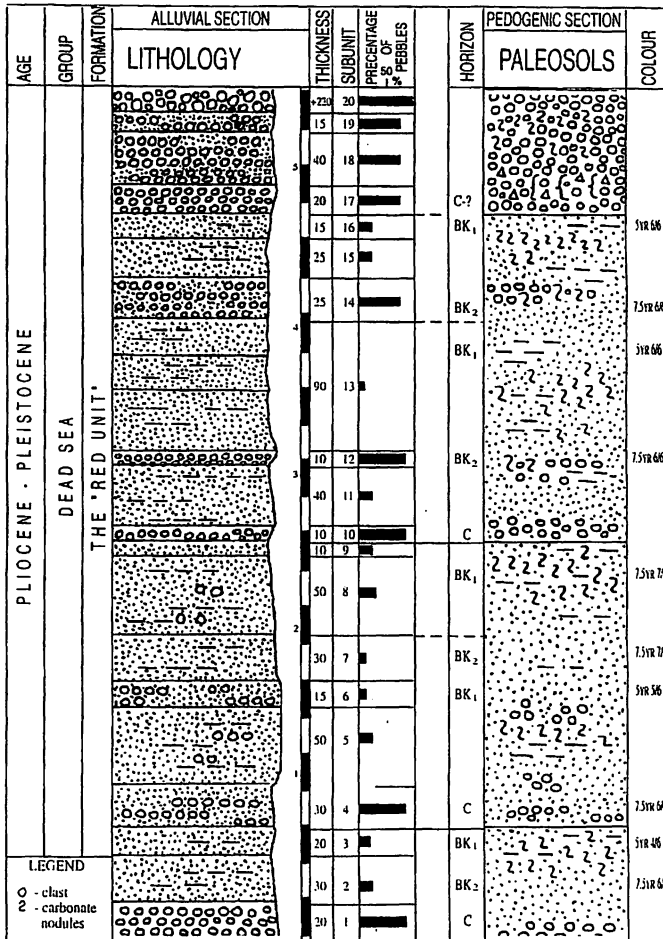
הטייה טקטונית של האזור גרמה להגדלת שיפוע הזרימה בנחל ציחור ולניקוז האגם מזרחה. מאוחר יותר כוסו המשקעים האגמיים בקונגלומרט בעובי מספר מטרים. במהלך הפלייסטוקן חלו תהליכי התחזרות לאורך נחל ציחור במהלכן נחשפו הסלעים האגמיים והפלאוסולים האדומים והושקעו טראסות נחל צעירות.



איור 11: סביבות השקעה באגם ציחור.

בשולי האגם הושקעו יחידות אלוביאליות ובהם התפתחו פלאוסולים קלציים אדומים. הצטברות יחידות אלו כללה מספר מחזורים של השקעת אלוביום, פעילות דיאגנטית ע"י מי תהום רדודים, חשיפה, פדוגנזה וארוזיה. משך הזמן של כל מחזור מוערך בלפחות כמה אלפי שנה במהלכם התפתחה קרקע המכילה תצבירים וקרומים של קרבונט.

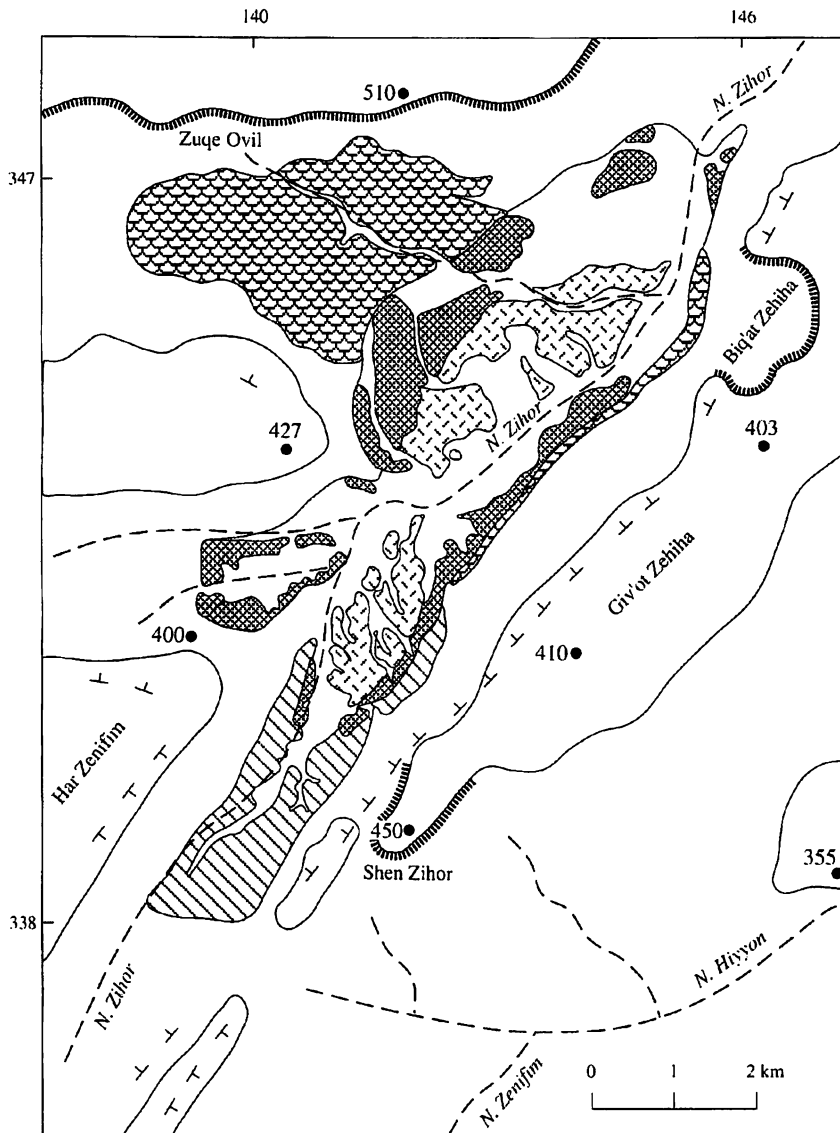
בשני אתרים, על גבי קו החוף המשוער של האגם, נמצאו מעל 30 אבני יד, דקרים, כלי קיצוץ ונתאים, לרוב גדולים ומעובדים בגסות ומסותתים מפוספוריט חולי מצורר ומצור (איורים 13 ו-14) (גינת וסרגוסטי, 1996). אופן העיבוד של הכלים דומה מאוד לאלו שנמצאו באתר עובידייה שבבקעת הירדן. כלים אלו סותתו ע"י









LEGEND  
 - clast  
 - carbonate nodules

איור 10: חתך עמודי וחתך פדוגני בחלק התחתון של היחידה האדומה בנחל ציחור (נ.צ. 1423/9562).

הגירים הלבנים הושקעו באגם פתוח ובו מים מתוקים, שהתנקז לצפון, במורד נחל ציחור. הם הושקעו באופן רצוף בכל חודשי השנה, וזאת בזכות תרומת מים שנתית בהקף משוער של 36 מליון מ"ק ובאקלים צחיח למחצה (אזורים 11 ו-12). מקור המים במי גשם שירדו ישירות על האגם, מי נגר עילי ממדרונות הסלע הגירניים של הר צניפים ומי תהום שהתווספו לאגם, בעיקר מדרום וממזרח. הגיר הדטריטי הירוק הושקע כנראה בגוף מים סגור, רדוד, בו רמת המליחות של המים היתה גבוהה יותר. סיום השקעת הגיר הדטריטי לווה בהתייבשות האגם ובהתפתחות קרקעות בשכבות הירקות. ההצפה המחודשת של האגם מיוצגת על ידי השיכבה השחורה העשירה בפאונה שהושקעה על ידי המים הזורמים ושיכבת הגיר הלבן שמעליה מייצגת את התייבבות האגם. בחתך זהו שלושה מחזורים עוקבים שכאלו המייצגים שלוש תקופות בהן התקיים אגם בנחל ציחור (איור 8).



LEGEND

- |  |  |  |
|--|--|--|
|  Open lake facies |  Lake margin facies |  Topographic high |
|  Red paleosol     |  Conglomerate       |  Cliff            |
| ● 355 Elevation point  | ∧ Dip  | - - - Ephemeral stream (Nahal)   |

איור 9: משקעי "אגם ציחור" – מפת פציאסיים.

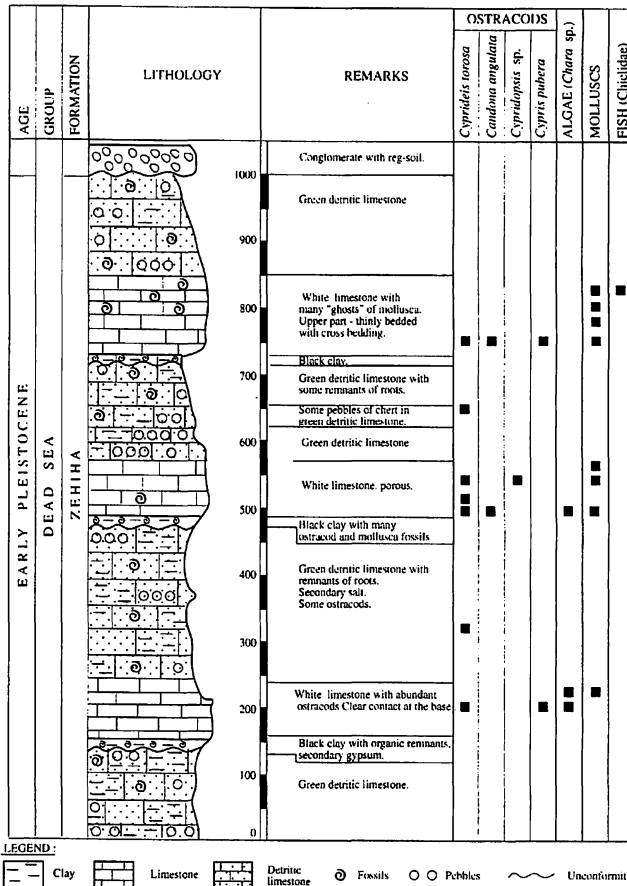
המפותחים בחתכים האלוביאליים (איורים 9 ו-10). סלעי משקע יבשתיים אלה מונחים באי התאמה זוויתית על גבי חתך נטוי של תצורת הערבה או ישירות על גבי סלעי המשקע הימיים העתיקים הנחשפים לאורך נחל ציחור.

מנוחה) התקיימו כבר בתקופה זו במתכונת כמעט זהה למצבם הנוכחי (איור 6). המשך תהליכי ההטיה הטקטונית והשבירה הביאו להתפתחות מערכת הניקוז הנוכחית ולהשקעת סידרה של מפלסי קונגלומרטים פלייסטוקניים לאורך עמקי הנחלים חיון וציחור. למרגלות גבעות צחיחה התפתחה בקעת צחיחה שלה שני פתחי ניקוז לכיוון נחל ציחור.

#### תחנה 4: משקעים אגמיים, פלאוסולים וממצאים פרה הסטוריים בנחל ציחור (נ.צ. 1421/9568)

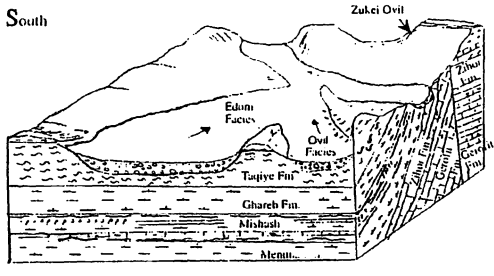
בשולי נחל ציחור, בשטח שגודלו כ- 18 קמ"ר, חשופים גרים לבנים, גרים דטריטיים ירוקים ושכבות שחורות ודקות ובהם כמות רבה של מלנופסיס, שבלולים, אוסטרקודים ודגים (איור 8) (גינת, 1997; 1996; Ginat et al., 1996).

לצידם נחשפים קונגלומרטים בליכוד קרבונטי ופלאוסולים קלצים אדומים

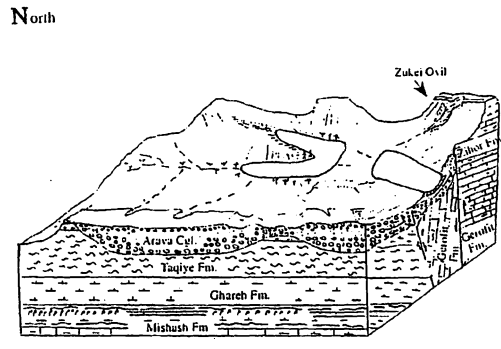


איור 8: חתך עמודי ומאובנים של תצורת צחיחה. (after Ginat et al., 1996).

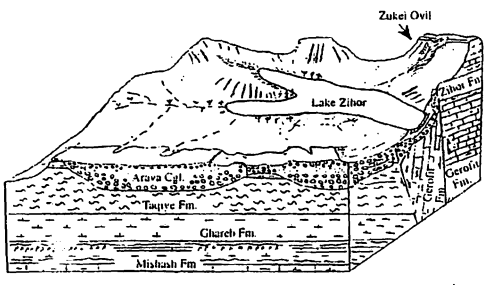




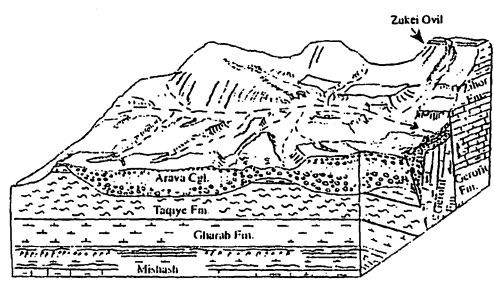
1. "Arava Conglomerate" (Edom Facies)



2. Paleosols "The Red Unit"

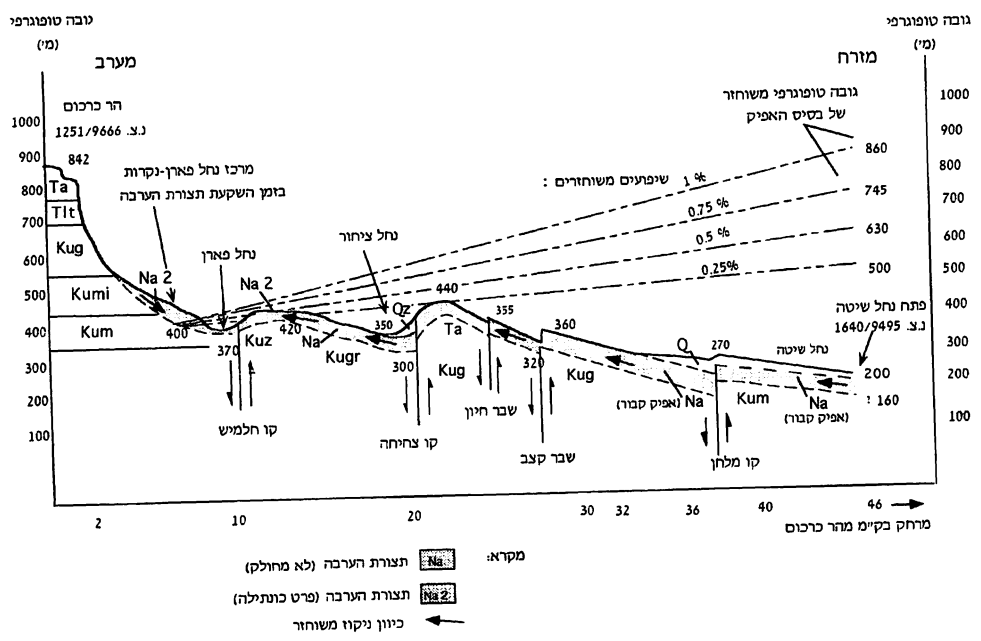


3. Lake Zihor

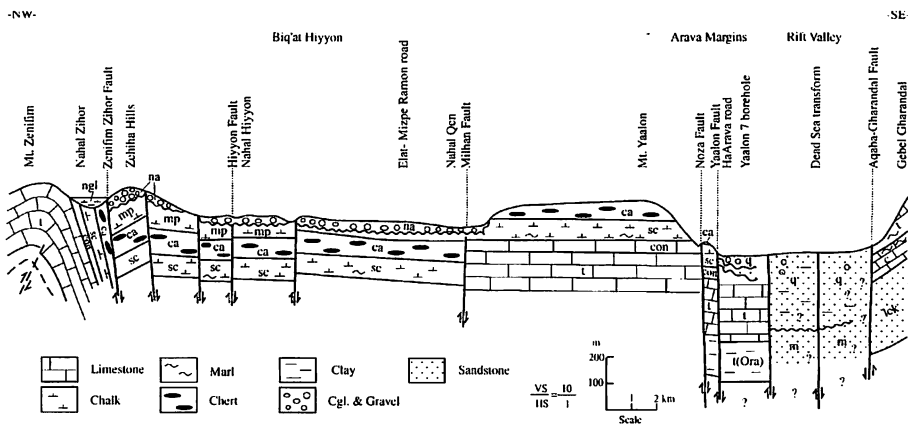


4. Present

איור 6: שלבים עקריים בהתפתחות הנוף באזור נחל ציחור.



איור 7: חתך לאורך "אפיק אדום".



איור 5: חתך רוחב גאולוגי מהר צניפים לערבה הדרומית.

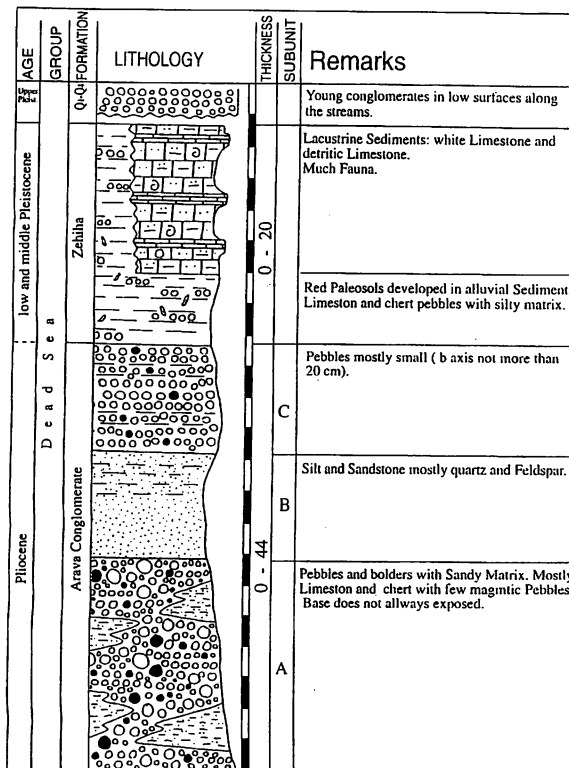
בנגב והם תוספת מקומית לחלוקים "המיובאים" שנסחפו מצפון ומדרום לאפיק אדום. בולדרים גדולים בבסיס החתך מעידים על אנרגיות זרימה שטפוניות בזמן השקעת החתך. יתכן שחלוקים אלה קורלטיביים לקונגלומרט הגס של פרט שגיא המצוי בבסיס תצורת הערבה באגן הפארן (איור 4).

היחידה החולית והסילטית, המונחת מעל לקונגלומרט, מעידה על שינוי משמעותי באופי הזרימה וכנראה קורלטיבית לפרט כונתילה באגן הפארן. הכמות המעטה של החלוקים המגמטיים ואבני החול בקונגלומרט העליון מעידים על ניתוק הדרגתי של הקשר ההידרולוגי עם הרי אדום.

### תחנה 3: תצפית מגבעות צחיחה על אגני הנחלים חיון וציחור (נ.צ. 1457/9585)

גבעות צחיחה בנויות מקונגלומרט של תצורת הערבה (פאציאס אוביל) ולהן מבנה של הורסט הנמצא בין קו חיון במזרח וקו צחיחה במערב (איור 5 ואיור 20). הקונגלומרט הושקע במערכת ניקוז שארמה מערבה מצפון להר צניפים לכיוון נחל פארן. הטייה טקטונית ושבירה לאחר השקעת תצורת הערבה, גרמו לשינוי מערך הניקוז באזור (איור 7). תצורת הערבה הורמה על הורסט צחיחה והונמכה אל מתחת לעמק נחל ציחור. פעילות זו הינה חלק מהדפורמציה הטקטונית שהתרחשה לאורך אחד מקווי השבירה הארוכים בנגב המזרחי - קו ברק - ציחור - צניפים (Avni et al., 1994) שאורכו כ- 70 ק"מ והוא נמשך משולי הערבה באזור עין יהב ועד לשוליו הדרומיים-מזרחיים של הר צניפים, בו הוא מופיע כשבר הפוך (Avni et al., 1994). הר צניפים עצמו הנו מבנה מונוקלינלי מאורך שבמרכזו חשופות תצורות אורה וגרופית ושוליו בנוי מחתך תצורות ציחור ויחידות מחבורת הר הצופים. גג המבנה גדוע על ידי "מישור הגידוע העליון" שגילו מוערך כאוליגוקן (אבני, 1997).

לאורך עמק נחל ציחור התקיים בפלייסטוקן המוקדם "אגם ציחור" (גינת, 1997). תוואי הנוף הבולטים בשטח (הר צניפים, צוקי אוביל, רכס שיזפון, בקעת חיון ורכס

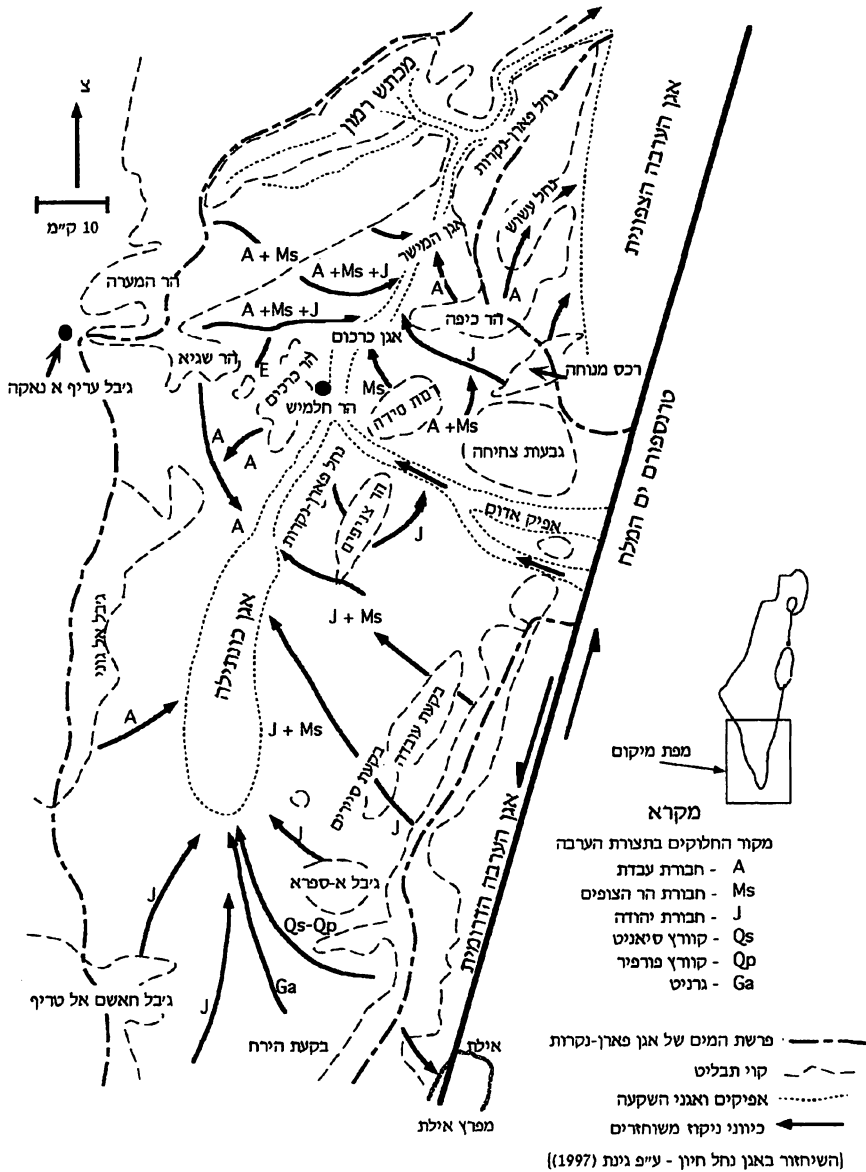


איור 4: חתך עמודי מורפוסטריגרפי כולל של יחידות פליו-פליסטוקניות בנגב הדרומי (עפ"י נחל ציחור).

נמשך הנהר המאוחד צפונה, חצה את אגני כרכום ומישר ונשפך אל הערבה הצפונית דרך קניון נחל נקרות. הקניון חתור לעומק של 200-300 מ' בבלוק נקרות שהורם במספר שלבים תוך כדי התפתחות מערכת הניקוז של נחל פארן-נקרות והשקעת תצורת הערבה (Zilberman et al., 1996).

## תחנה 2: תצורת ערבה בנחל חיון - פאציאס אדום (נ.צ. 1463/9535)

קונגלומרט בעובי כ- 20 מ' נחשף בשולי נחל חיון ומונח באי התאמה על גבי סלעי תצורת טאקיה (איור 4). מאסף החלוקים בחלק התחתון של הקונגלומרט כולל חלוקים של סלעים קריסטליניים פרהקמבריים ואבני חול מבורזלות. תנוחת החלוקים (אימברינקציה) מעידה על השקעתם באפיק שזרם בפליקון מהיר אדום אל הנגב הדרומי (גינת, 1997). מחשופים של הקונגלומרט הזה מצויים בשטח שגודלו כ- 35 קמ"ר בנגב הדרומי. התוואי המשוער של האפיק חצה את הערבה באזור קע-אל סעידין וזרם דרך עמק נחל שיטה, חצה את התוואי הנוכחי של נחל חיון ונחל ציחור והתחבר אל האפיק הראשי של נחל פארן-נקרות מדרום להר חלמיש (ראה איור 3). נחל נוסף חצה את הערבה דרומה יותר והתנקז דרך העמק של נחל יעלון לכיוון נחל חיון. מרבית חלוקי הגיר והצור בקונגלומרט נגזרו ממחשופים



איור 3: שיחזור פלאוגיאוגרפי של תצורת הערבה בנגב הדרומי והמרכזי.

ראשיתה של מערכת הניקוז של נחל פארן-נקרות באזור שמדרום-מערב לאילת, באזור פרשת המים הנוכחית בין נחל פארן וואדי ותיר המנקז את מזרח סיני אל מפרץ אילת. מאזור זה נמשכה מערכת הניקוז לצפון-צפון-מזרח, לאורך כ-150 ק"מ, אספה יובלים רבים מדרום מערב וממערב שראשיתם באזור פרשת המים עם ואדי אל עריש, והתכנסה אל אגן כונתיליה. מכאן נמשך האפיק הראשי לצפון לאזור הר חלמיש (איור 3). בנקודה זו הצטרף למערכת יובלה הראשי - "אפיק אדום" - אשר ניקז שטחים בחזית הרי אדום אל הנגב הדרומי (גינת, 1997). מכאן

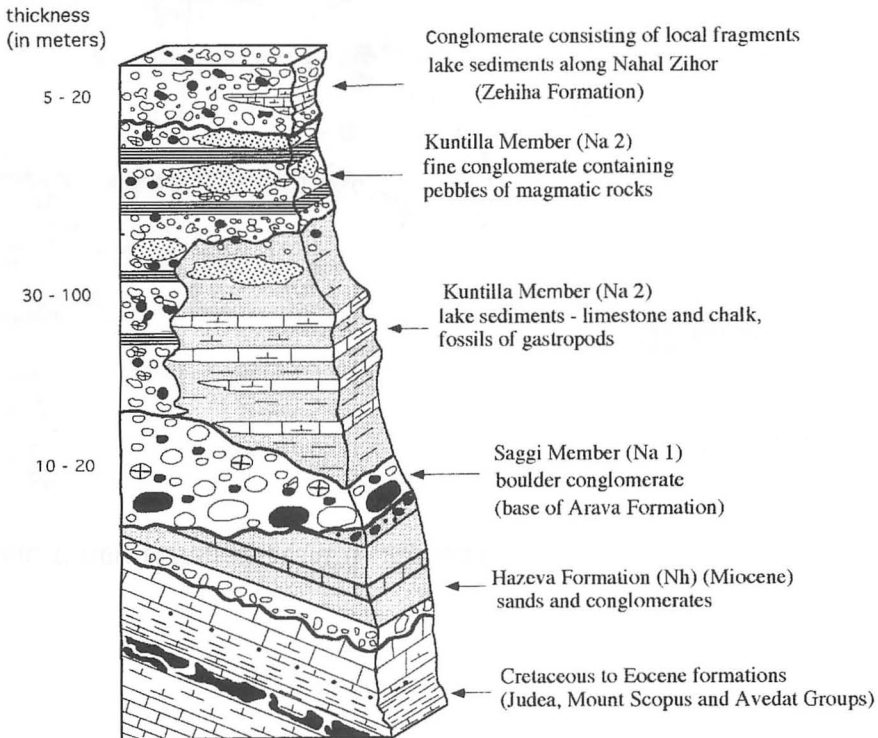
## תחנות הסיור (איור 1):

תחנה 1: תצפית מעל למעלה המישר (נ.צ. 1442/9907): שיחזור פלאוגאוגרפי של האגן בזמן השקעת תצורת הערבה (איורים 2 ו-3).

מנקודת התצפית, הממוקמת בראש מצוקי עריף, ניתן להשקיף על אגן המישר ועל אגנו העילי של נחל פארן הנראה הרחק לדרום-מערב. מצוקי עריף התפתחו לאורך קו עריף - בתור שפעל במספר שלבים מהסנון ועד לפלייסטוקן (בר, Zilberman 1981; et al., 1996). קו זה מהווה גבול מורפוטקטוני בולט בין הר הנגב המרכזי המורם ובין מישורי הנגב הדרומי שמדרום לקו.

### שיחזור פלאוגאוגרפי של מערכת הניקוז של תצורת הערבה

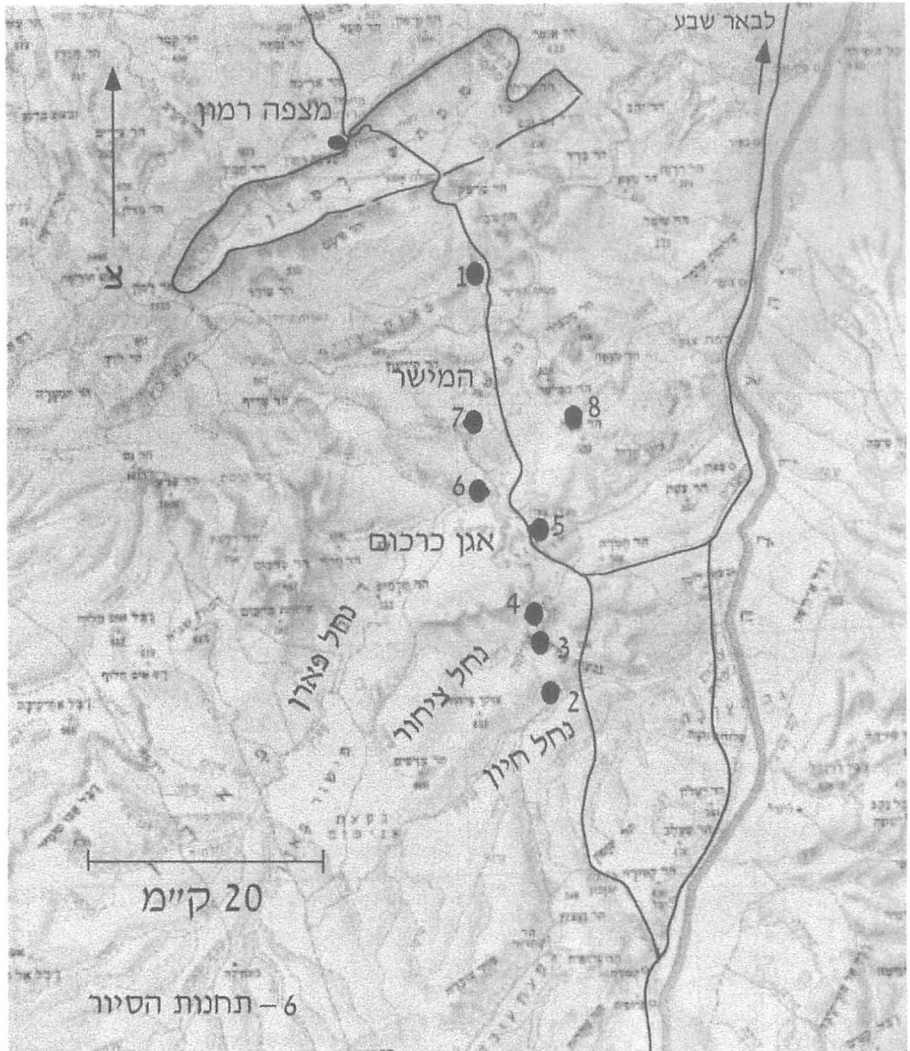
השיחזור מבוסס על מפת המחשופים של תצורת הערבה, על החלוקה הפאציאלית של המחשופים (אבני, 1997; גינת, 1997) ועל השיחזור הפלאוגאוגרפי של האגמים שהתפתחו בזמן השקעת פרט כונתילה לאורך חלקים ממערכת הניקוז הקדומה (אבני, 1997). מרכיבים אלה, יחד עם ניתוח אזורי פרשות המים של אגן נחל פארן-נקרות המשוחזר, שימשו ליצירת השיחזור המפורט המוצג באיור 3.



איור 2: תתך עמודי סכמטי של תצורת הערבה באגן הפארן.

(ג) חזית (זוהי) חזית המזרח

החזית הדרומית של המצודה רחבה יותר מהחזית הצפונית. המצודה בנויה על גבעה גבוהה, ויש לה מבנה אבן עזוב. המצודה בנויה על גבעה גבוהה, ויש לה מבנה אבן עזוב.



איור 1. מפת התמצאות כללית ותחנות הסיוור.

ניתוח שלבי התפתחות הנוף בנגב המרכזי והדרומי מלמד כי הפעילות הטקטונית, המתבטאת בהטיה ובשבירה, היא הגורם העיקרי השולט בעיצוב הנוף ובהתפתחות מערכות הניקוז באזור. לעומת זאת, השינויים האקלימיים שהתרחשו באזור בפליוקן ובפלייסטוקן השפיעו בעיקר על אופים של הסדימנטים המורבדים בתוך העמקים. בתקופות שבהם היה האקלים צחיח למחצה התפתחו קרקעות קלציות והתקיימו אגמי מים מתוקים בנגב הדרומי ובערבה. בתקופות שבהם היה האקלים צחיח עד צחיח קיצון התרחשו לאורך הערוצים תהליכי התחזרות. שינויים אקלימיים באזור שעל גבול רצועת המדבריות השפיעו על יכולתם של הומינידים קדמונים לחיות באזור. באקלים צחיח למחצה שהיה באזור בפלייסטוקן הקדום והתיכון הם חיו לצד מקורות מים מתוקים, כמו אגמים ומעינות, שהתקיימו באזור.

**לסיכום,** ניתן לקבוע לוח זמנים מקורב להסטוריה הגיאולוגית הצעירה של הנגב הדרומי והמרכזי:

1. במיוקן המאוחר התרחשה פאזה טקטונית של הרמה ושבירה המסיימת את שלב השקעת תצורת חצבה. טבלת הנגב הדרומי הוטתה בשלב זה לצפון מזרח. הנגב המרכזי יצר מבנה כיפתי הנוחת לצפון מזרח והוא שבור באופן אינטנסיבי על ידי קוי שבירה שכיוונם המקורב מזרח-מערב.
2. במקביל לדפורמציה הטקטונית ומיד לאחריה התפתחה באזור מערכת ניקוז חדשה. מערכת הניקוז של נחל פארן-נקרות היתה המערכת הגדולה ביותר, והיא ניקזה את מרביתו של הנגב הדרומי והמרכזי אל הערבה הצפונית דרך קניון נחל נקרות. שלב זה, שראשיתו בפליוקן המוקדם, נמשך במשך רוב הפליוקן.
3. לאורך מערכות האפיקים המתנקזים אל הערבה הושקעה תצורת הערבה. התצורה כוללת קונגלומרטים גסים, שכבות של קלסטים דקים ומשקעי אגמים. עוביה הכולל מגיע לעשרות מטרים. גיל התצורה - פליוקן מאוחר עד פלייסטוקן מוקדם.
4. פעילות טקטונית של שבירה והטיה התרחשה בפלייסטוקן המוקדם בנגב המרכזי והדרומי לאחר השקעת תצורת הערבה. במקביל, התחילה השקעה סינטקטונית של קונגלומרטים, פלאוסולים ומשקעי אגמים כתוצאה מחסימת תוואי הניקוז. יחידות סינטקטוניות אלה ניכללות בתצורת צחיחה.
5. המשך הפעילות הטקטונית בפלייסטוקן המוקדם גרמה להרמה של הנגב המרכזי והדרומי ביחס לערבה, להתחזרות נחלים וליצירת תוואי ניקוז חדשים. לאורך תוואים אלה הושקעו בפלייסטוקן סידרה של קונגלומרטים, במספר מפלסים (Q1 - Q4), כתוצאה מהתחזרות לא רציפה של מערכת הניקוז החדשה.
6. בהווה - נמשכת התחזרות לאורך מערכי הניקוז, המלווה בפעילות סייסמית חלשה לאורך קוי השבירה.

מתכנסת אל שוליו המערביים של מפרץ אילת ורוחבה מצטמצם לכ- 20-30 ק"מ בלבד.

ההטיה למזרח, המשולבת בהרמה אקטיבית של מערב הנגב ביחס לאגן מרכז סיני, מדגישה את שקיעתה הצעירה של הערבה ביחס לאזורים המורמים שבשוליה. התנועה הדיפרנציאלית המצטברת בין הערבה המרכזית למערב הנגב מגיעה לכ- 500-700 מ' מאז הפלייסטוקן המוקדם.

המשך הדפורמציה הטקטונית הביאה להתפתחות רשת ניקוז חדשה שניתקה את מחשופי תצורות ערבה וצחיחה מהרשת ההידרוגרפית הפעילה, והביאה במשך הפלייסטוקן ליצירת ארבע קבוצות של מדרגות נחל אלוביאליות (Q1 - Q4) בשולי האפיקים המרכזיים, תוך כדי התחזרות הדרגתית של רשת הניקוז החדשה. באמצעות גובהם היחסי מעל לערוץ ואופי קרקעות הרג שהתפתחו על גבי כל אחד מהמפלסים ניתן לקבוע את גילם היחסי.

מאות אבני יד מסותתות היטב נמצאו על גבי מפלס Q2 בשולי נחל ציחור ופרטים בודדים בשולי נחל פארן. אופיים הטיפולוגי מעיד שסותתו על ידי אוכלוסיה של הומינידים שחיה בנגב בתקופת הפלייסטוקן התיכון. ריבוי הממצאים הפרה-הסטוריים וקיומם של משקעים אגמיים במוצא נחל חיון בערבה, הקשורים ככל הנראה לפאזת זמן זו, מעידים על קיומם של תנאים אקלימיים צחיחים פחות בהשוואה להיום, שהתקיימו בנגב הדרומי והמרכזי.

במספר מקומות ממשיכים קטעים מן הרשת הישנה לתפקד עד היום כשהם משולבים ברשת ההידרוגרפית הנוכחית (כמו נחל מישר הממשיך את תוואי נחל פארן-נקרות). במספר אזורים בנגב הדרומי נמצאו שינויים מורפוטקטוניים שהתרחשו בפלייסטוקן התיכון במערכת הניקוז והם מעידים על המשך הפעילות הטקטונית באזור, המתבטאת גם בהופעת מוקדים סייסמיים לאורך שברי מערכת השבירה הצעירה (The Seismological Bulletin of Israel, 1900-1995). פעילות ההטיה הטקטונית הכתיבה את שיפועי הזרימה בעמקים ולפיכך גם השפיעה על אופיים של הסדימנטים היבשתיים המצטברים בהם. הבקעות הטקטוניות שנוצרו מהוות את בסיסי הסחיפה באגני ניקוז אוטונומיים למחצה ובהן מושקעים מאז הפלייסטוקן הקדום סדימנטים אלוביאלים.

בחינת המבנה הגיאולוגי שהתפתח במהלך הפליוקן והפלייסטוקן בשוליו המערביים של בקע הערבה מעלה כי הפעילות הטקטונית ברצועת הדפורמציה שממערב לטרנספורם ים המלח מעידה על מתיחה המתרחשת בין תת-לוח ישראל-סיני לבין הלוח הערבי, שממזרח והיא מלווה בהתארגנות מחודשת של מערכת הניקוז האזורית בהתאמה למבנים המורפוטקטוניים החדשים. במקביל נמשכה לאורך טרנספורם ים המלח בתקופה זאת הגזירה האופקית השמאלית, שהסיטה מניפות סחף מגיל פליוקן בשיעור של כ- 15 ק"מ (גינת, 1997).



האגם נוצר כתוצאה מפעילות טקטונית לאורך פלקסורת צחיחה שיצרה חסימה למערכת הניקוז האזורית. הקרקעות שהתפתחו בשולי האגם מצביעים על אקלים צחיח למחצה.

קיומו של אגם מים מתוקים בסמוך לבקע ים המלח והערבה איפשר להומינידים קדומים לחצות אזור זה בדרכם מאפריקה צפונה. האדם שחי בשולי האגם הותיר אחריו אבני יד מגושמות (גינת וסרגוסטי, 1996).

עפ"י מאסף הפאונה, יחסי השדה ואבני היד הוערך גילם של הפלאוסולים האדומים והמשקעים האגמיים שבנחל ציחור כפלייסטוקן קדום והם הוגדרו כתצורת צחיחה. בתקופה זאת הורבד קונגלומרט לאורך אגן נחל פארן ובאגן כרכום, שם הוא מונח באי התאמה זייתית וארוזיבית על גבי חתך של תצורת הערבה. תנוחת החלוקים באגן כרכום מצביעה על שינוי כיוון שחל בשלב זה במהלכו של נחל פארן הקדום, שעיקרו נטישת המעבר הותיק אל המישר ונחל נקרות (שזוהה כבר על ידי Garfunkel and Horowitz (1966) { ומעבר לתוואי ניקוז חדש שהתנקז ישירות אל הערבה המרכזית דרך אזור "צוואר הבקבוק" של היום החתור לאורך שבר פארן, כתוצאה מהטיה למזרח של בנגב המזרחי כולו (אבני, 1997).

עיקר הדפורמציה הטקטונית התרחשה לאחר השקעת תצורת צחיחה, ככל הנראה בפלייסטוקן המוקדם, ולה מספר מאפיינים:

1. מערכת שברים שכוונה - N 20-40 E, היוצרת רצועת שבירה ברוחב 40-60 ק"מ המלווה את טרנספורם ים המלח ממערב (איור 2). לאורכה של מערכת זאת נמצאו הסטות אנכיות, לרוב נורמליות, של מחשוף תצורת הערבה בשיעור של 100-150 מ', והיא גרמה ליצירת אגנים טקטוניים (כמו בקעות עובדה וסיירים), פלקסורות והורסטטים (כגון הורסט צוקי ציחור ופלקסורת צניפים). על אחדים מן השברים נמצאו עדויות לשינויים במשטר הטקטוני עם הזמן. דוגמה לכך מהווה שבר ברק החוצה את רמת ברק (אבני, 1997; קרץ, 1997). לפני השקעת תצורת הערבה הורם הבלוק שממזרח לשבר ולאחר השקעתה הוא הורד מזרחה.

2. במקביל לשבירה, התפתח ממערב לערבה ציר הרמה אסימטרי המטה למזרח, בשיעור של כמעלה אחת או פחות, אזור נרחב המשתרע על מרבית שיטחו של הנגב הדרומי והמרכזי ורוחבו כ- 60-80 ק"מ (לדוגמא, ראה איור 7). ציר הקימור ממוקם בשוליו המערביים של הנגב המרכזי והוא נמשך לדרום אל שוליו המערביים של אגן נחל פארן. לכיוון מערב נוחת הקימור אל אגן מרכז סיני לאורך רצועה של כ- 20 ק"מ. הקימור הרים את הר הנגב בשיעור של כ- 150-200 מ' ביחס לאגן מרכז סיני.

ההטיה הגדולה ביותר מצויה לאורך שוליה המזרחיים של רצועת הדפורמציה, בסמוך לערבה, והיא מתמתנת לכיוון מערב. בנגב המרכזי מתכנס ציר ההטיה אל שוליה המערביים של הערבה הצפונית. מגמה דומה ניכרת בשוליו הדרומיים-מערביים של אגן נחל פארן, כאשר רצועת הדפורמציה הצעירה לתצורת הערבה

העליון של תצורת הערבה נמצא קורלטיבי לתצורת מזר המוכרת בנגב הצפוני-מזרחי (Shahar et al., 1966). מאסף מיוחד של חלוקים שנגזרו מסלעים מגמטיים, מותמרים ואבני חול פלאוזואיות נמצא במחשופים בנגב המזרחי, בעיקר בנחלים חיון, ציחור, שיטה ויעלון. מחשופים אלה משתייכים לפאצייס אדום ויעלון של תצורת הערבה (גינת, 1997).

מיפוי מחשופי תצורת הערבה וחלוקתם הפאציאלית איפשר את שיחזור של מערכת הניקוז שבה שקעה התצורה (איור 3). במרכזה אותר אפיק מרכזי שחצה את הנגב הדרומי והמרכזי מאזור בקעת הירח ואגן כונתילה אל אנגי כרכום ומישר ומשם דרך קניון נקרות אל הערבה הצפונית באזור עין יהב. אליו הצטרף יובל עיקרי ממזרח - "אפיק אדום" - שניקז את שולי הרי אדום דרך אזור "גב הערבה", והתחבר אל האפיק המרכזי כ- 8 ק"מ מדרום לאגן כרכום.

שיחזור תוואי הזרימה של מערכת הניקוז של תצורת הערבה ממערב לבקע איפשר איתור ומדידה של דפורמציות טקטוניות שהתרחשו תוך כדי הרבדת התצורה ולאחריה.

תוך כדי הרבדת תצורת הערבה התרחשה פעילות טקטונית שאותרה בקירבת מוצא נחל נקרות אל הערבה סמוך לעין יהב, וכן במספר אתרים נוספים שרובם לאורך קו מערכת השבירה נגב-מרכז סיני (ברטוב, 1974). פעילות זו גרמה להתחתרות לכל אורך מערכת הניקוז הקדומה שהתרחשה לאחר הרבדת פרט שגיא. לאחר ההתחתרות הושקע פרט כונתילה, הכולל גם משקעים אגמיים, לאורך אותם תוואי ניקוז שתפקדו בזמן השקעת פרט שגיא. ניתן ליחס את התפתחות האגמים בשטחים נרחבים של הנגב והערבה לדפורמציה טקטונית חלשה שפעלה בזמן השקעת פרט כונתילה במשולב עם אקלים לח שהביאה להשקעת קלסטים דקים ומשקעי אגמים לכל אורך מערכת הניקוז הקדומה (אבני, 1997).

בפלייסטוקן המוקדם התרחשה פעילות טקטונית שהיתה מלווה בשבירה וגרמה להטיה הדרגתית למזרח של אזורים נרחבים בנגב המזרחי. עקב כך חלו שינויים גדולים במערכות הניקוז. בנגב המזרחי נותק הקשר ההידרולוגי עם הרי אדום ונוצרו מערכות ניקוז מקומיות. באגנים אלה הצטברו חלוקים שנגזרו ממחשופי תצורת הערבה ומחתך הסלעים הקדומים להם, ועמם כמות ניכרת של סילט וחרסית. בסדימנטים האלוביאליים שננטשו פעלו לסירוגין תהליכים פדוגנטיים שהביאו להתפתחות קרקעות קלציות אדומות, כנראה באקלים צחיח למחצה. התפתחות הפלאוסולים מייצגת שורה של תהליכים שכללו השקעה, ליכוד על ידי מי תהום, פדוגנזה וגידוע אשר פעלו לסירוגין. תהליכים אלה התרחשו בעמקים בהם שיפוע הזרימה היה נמוך למדי.

בנחל ציחור התקיים בתקופה זו אגם של מים מתוקים בו הושקעו בעיקר גירים לבנים וגירים דטריטיים ירוקים ובהם כמות רבה של פאונה. תרומת המים לאגם היתה על ידי מי תהום ונגר עילי ממדרונות הר צניפים ומאזורים בנגב הדרומי.

גיאולוגי מגוון הכולל את סלעי התשתית הקריסטלינית וחתך סדימנטארי עבה מגיל פלאוזואיקון - טרציאר.

התרוממות הטקטונית של שולי הבקע יצרה אגני ניקוז חדשים ופרשות מים שהתמקמו במרחק של כמה עשרות קילומטרים משני עברי בקע הערבה.

השבירה וההרמה הטקטונית שפעלו לאחר השקעת תצורת חצבה בסוף המיוקן (Steinitz and Bartov, 1991) שינו באופן ברור את תהליכי התפתחות הנוף. הנופים השטוחים הקבורים תחת מעטה של סדימנטים שאיפיינו את הנוף בזמן השקעת תצורת חצבה במיוקן פינו את מקומם לנופים בעלי תבליט מפותח המנוקזים על ידי מערכת ניקוז מקומית חדשה. בעוד שכיוון הניקוז של תצורת חצבה היה לצפון מערב אל הים התיכון דרך אזור בקע הערבה מבלי שזה יהיה את בסיס הניקוז, הרי שבשלב הצעיר הפך הבקע לאגן ניקוז פנימי. בנגב הדרומי והמרכזי התפתחה מערכת ניקוז גדולה במיוחד - מערכת נחל "פארן-נקרות" שניקזה את רוב הנגב המרכזי והדרומי אל אגנו הדרומי של ים המלח. התפתחות אגני הניקוז החדשים לוותה בסחיפת רוב סלעי תצורת חצבה שהורבדו על פני כל הנגב ולחשיפת סלעי חבורת עבדת, הר הצופים ויהודה בנגב המרכזי והדרומי. בעבר הירדן ובהרי אילת נחשפו ונסחפו סלעים קריסטליניים פרהקמבריים ואבני חול פלאוזואיות.

בתוך אגני הניקוז החדשים, שהתחתרו 200-300 מ' מתחת לפני השטח המיוקניים, החלה השקעת תצורת הערבה. התצורה מורכבת מסדימנטים פלוביאליים גסים, בעיקר קונגלומרטים, בחילופין עם יחידות קלסטיות דקות, חלקן אגמיות, של אבני חול, סילט וחרסית (איור 2). תרומת הסחף המקומי לאפיקי הנחלים שבהם הורבדה תצורת הערבה מקנה לסדימנט הקלסטי את אופיו הבלתי ממויין. ניתן למצוא זה לצד זה חלוקים שניגזרו מסלעים קריסטליניים והובלו למרחק של 100 ק"מ ויותר, לצד מרכיבים קלסטיים לא מעוגלים ולא ממוינים שנתרמו מן המדרונות והיובלים הסמוכים. גם המעברים הפאציאליים המהירים מפאציאס פלוביאלי לפאציאס אגמי תורמים למורכבות הסדימנטרית של תצורת הערבה. באגן הפארן-נקרות מגיעה התצורה לעובי של עשרות מטרים. באגן כרכום עוביה עולה על כ- 100 מ'. בעבודות קודמות נכללו יחידות שונות של התצורה בקונגלומרט הערבה (למשל אצל Bentor and Vroman (1957); Garfunkel and Horowitz (1966); Bartov and Garfunkel and Zilberman (1985); Garfunkel (1980; 1985); וכתצורת המישר של Garfunkel and Horowitz (1966).

באגן נחל פארן התצורה חולקה לשני פרטים - פרט שגיא הקדום ופרט כונתילה הצעיר לו, העוקבים אחרי שלבים מוגדרים של התפתחות הנוף, וביניהם פאזה טקטונית וארוזיבית שלא שינתה באופן מובהק את המסגרת הפליאוגיאוגרפית (אבני, 1997). פרט כונתילה כולל משקעי אגמים שהשתרעו על פני שטחים נרחבים בנגב הדרומי ובערבה הצפונית, שמיימהם היו במרבית הזמן מתוקים, והם התקומו ברציפות במשך עשרות אלפי שנים. הגדול שבהם השתרע על שטח נרחב משני עברי הערבה הצפונית וחדר במפרצים לשני צידי הבקע. הרצף האגמי שבחלק

# סיור מס' 1: סיור לאגני פארן וחיון - בעקבות מערכת הניקוז הקדומה של תצורת הערבה בדגש על הממצאים הפרה-הסטוריים של נחל ציחור

יואב אבני,<sup>1,2</sup> חנון גינת<sup>1</sup>

<sup>1</sup>המכון הגיאולוגי, רח' מלכי ישראל 30, 95501 ירושלים

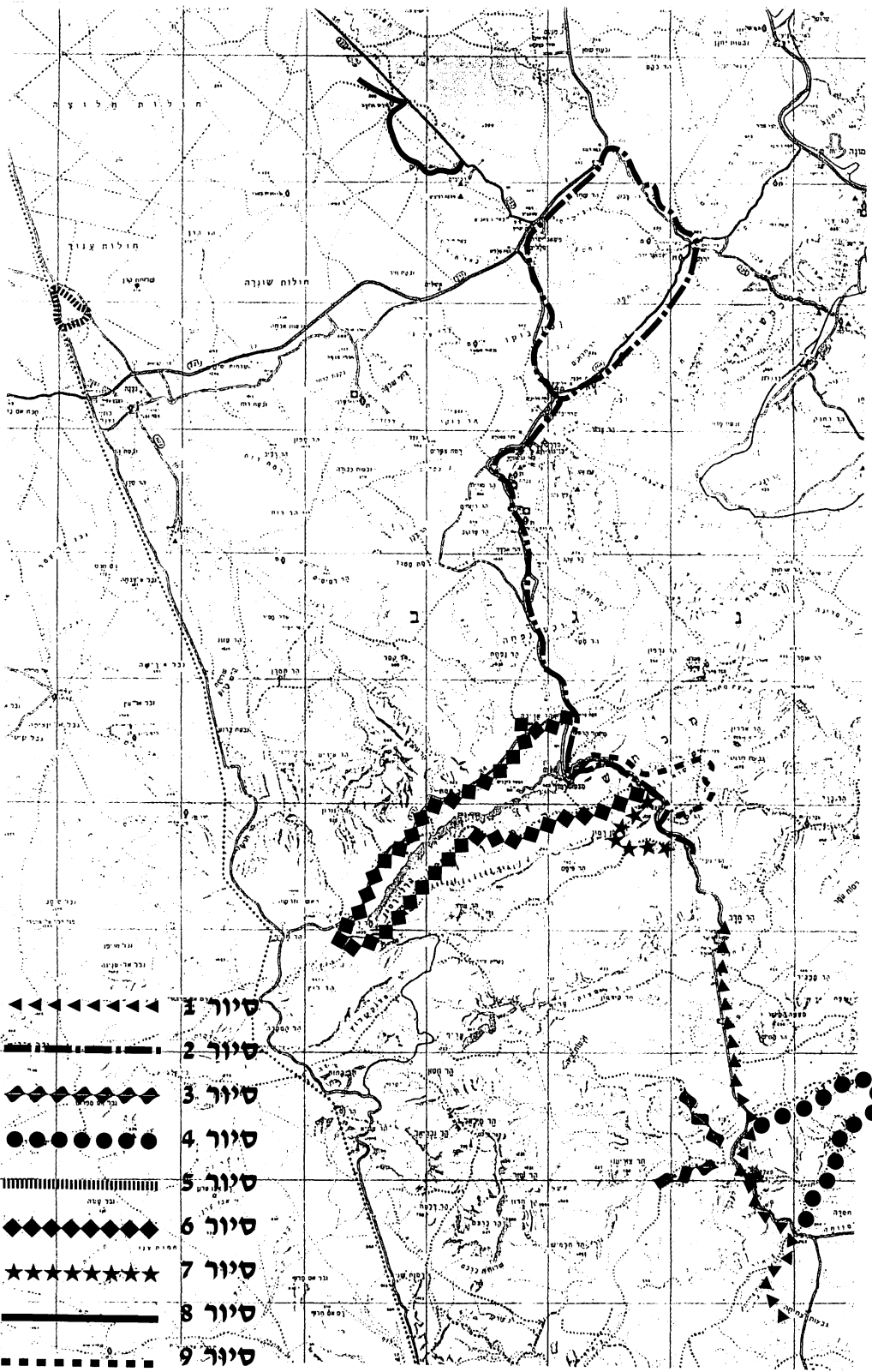
<sup>2</sup>מרכז מדע רמון, ת.ד. 194, 80600 מצפה רמון

## מבוא

מאז האיאווקן המאוחר נתון הנגב הדרומי והמרכזי במשטר יבשתי, המתבטא במחזורים של עיצוב נוף בתנאי אירוזיה אינטנסיבית וביניהם פאזות רגיעה שבמהלכן הושקעו מספר יחידות יבשתיות, ובהן תצורת חצבה במיוקן, תצורת הערבה (לשעבר, בשינויים, קונגלומרט הערבה של Bentor and Vroman, 1957) בפליוקן, תצורת צחיחה בפלייסטוקן הקדום וקונגלומרטים צעירים יותר בפלייסטוקן ובהולוקן. תצורת חצבה הורבדה במערכת ניקוז רגיונלית שבה הובלו קלסטים דקים וגסים ממרחק של מאות קילומטרים ממזרחה ודרומה של ירדן, וחצתה את התוואי העתידי של בקע הערבה בדרכה אל הים התיכון (Garfunkel and Horowitz, 1966; גרפונקל, 1970; זילברמן, 1989). לקראת סוף השקעת תצורת חצבה במיוקן המאוחר התרחשה התרוממות ניכרת של שולי בקע הערבה, המשולבת ביצירת הבקע עצמו כשקע טקטוני וטופוגרפי מודגש (גרפונקל, 1970; 1981; Garfunkel, 1978, 1981; Zak and Freund, 1981; זילברמן, 1989). בנגב המרכזי התפתחה בשלב זה כיפה א-סימטרית גדולה שכיוונה צפון-מזרח - דרום מערב וששיאה במערב הרמון (אבני, 1989). הכיפה נטויה לצפון אל קו סעד נפחא ולדרום אל קוי עריף-בתור ופארן וצירה נוחת לצפון מזרח אל הערבה הצפונית. בקימוט משתתף גם "מישור הגידוע העליון" (האוליגוקן) ששרידיו נשמרו היטב בנגב המרכזי. כיפה זו מעניקה לנגב המרכזי את גובהו המיוחד שהושג רק לאחר השקעת תצורת חצבה (אבני, 1989; זילברמן, 1989). בנגב הדרומי שמדרום לקוי עריף-בתור ופארן התפתחה טבלה נטויה הנמשכת למרכז סיני ומגיעה לגובה של כ- 1600 מ' במצוקי העגימה והתיא. בתחומי הנגב הדרומי הטבלה נוחתת מגובה של יותר מ- 1000 מ' מדרום לאילת ועד לגובה של כ- 400 מ' באזור אגני כרכום ומישר.

ממזרח לערבה התרוממה שדרת הרי אדום לגובה של 1200-1600 מ' ונחשף חתך





- 1 סיור
- 2 סיור
- 3 סיור
- 4 סיור
- 5 סיור
- 6 סיור
- 7 סיור
- 8 סיור
- 9 סיור



## מדריך סיורים – תוכן ענינים

- 1 סיור 1 סיור לאגני פארן וחיון – בעקבות מערכת הניקוז הקדומה של תצורת הערבה בדגש על הממצאים הפרה-היסטוריים של נחל ציחור  
י. אבני, ה. גינת
- 29 סיור 2 האירוע היבשתי ומקור הסטילוליטים בחתך הטורוני בנגב הצפוני  
ע. סנדלר, א. שש, י. גרוזמן
- 47 סיור 3 סיור לגרבן כרכום: תצורת חצבה ויחסה אל המבנה  
ר. קלבו, י. ברטוב, י. אבני, צ. גרפונקל, א. פריזלנדר
- 63 סיור 4 הליתוסטרטיגרפיה והמבנה של אגן פארן המזרחי  
ד. קורנגרין, צ. קרץ'
- 87 סיור 5 תהליכים גיאומורפיים עכשויים באזור מדברי חולי (תחנת מחקר ניצנה) ועדויות חדשות על הפליאוגיאוגרפיה באזור חולות ניצנה וסביבתם  
א. יאיר, ר. בן דוד
- 103 סיור 6 חלק א': סיור בדגש ארכיאולוגי – נוכחות האדם בהר הנגב הגבוה  
ג. אבני

סיורים 6ב' – 7 – 8 – 9 – ראה פתיחה אנגלית



## החברה הגיאולוגית הישראלית מודה למוסדות אלו על תרומתם לכנס החברה במצפה רמון

המכון הגיאופיסי לישראל  
משרד התשתיות הלאומיות  
המכון הגיאולוגי, ירושלים  
אוניברסיטת בן-גוריון בנגב, באר-שבע  
בנק טפחות בע"מ  
מפעלי ים המלח בע"מ  
מרכז מדע רמון  
חברת רותם אמפרט נגב בע"מ  
חברת נגב מינרלים תעשייתיים  
מכון וייצמן למדע

### ועד החברה הגיאולוגית הישראלית 1997/1998:

אבנר אילון – נשיא  
יהודה אייל – סגן הנשיא  
איתי גבריאלי – מרכז הפעולות  
יוסף יחיאלי – גזבר  
נעמי פורת – מזכיר  
רם וינברגר – חבר

דב גינזבורג, מנהל קרן ע"ש ד"ר פ. גרדר ז"ל

החברה הגיאולוגית בישראל מביעה בזה תודה למדריכי הסיורים, והחברים שעזרו בהכנת מדריך הסיורים.

סדר צילום והפקה  
דפי לייזר הוצאה לאור בע"מ, ירושלים  
טל: 02-6522226 פקס: 02-6522277

החברה הגיאולוגית הישראלית



Israel Geological Society

מרכז מדע  
רמון



החברה הגיאולוגית הישראלית הכנס השנתי  
מצפה רמון

## מדריך סיורים

עורכים:

נעמי פורת  
איתי גבריאלי  
רם וינברגר  
יוסף יחיאלי  
אבנר אילון

22-24 במרץ 1998

כד'-כו' אדר תשנ"ח

**שער עברי:** תאומי המכתשים בהר עריף. תצלום אוויר אלכסוני על ידי אירופן בע"מ, ירושלים.

**שער אנגלי:** חלק מערבי של מכתש רמון, והמבנים הבזנטיים של גבעת ערוד וקרני רמון. תצלום אוויר אלכסוני על ידי שמואל אנגלשטיין, מכון וייצמן למדע.

*תודות למכון וייצמן למדע ומרכז מדע רמון על תצלומי האויר.*

החברה הגיאולוגית הישראלית



Israel Geological Society

מרכז מדע  
רמון



## מדריך סיורים

הכנס השנתי  
מצפה רמון, תשנ"ח